

**Dividal-gruppen
(«Hyolithus-sonen») i Finnmark og dens
forhold til de eokambrisk-kambriske
formasjoner**

*The Dividal-Group ("the Hyolithus zone")
in Finnmark and its relations to the Eocambrian-Cambrian
formations*

Av
SVEN FØYN

Med 8 figurer og 3 tabeller i teksten
og 6 plansjer

**STATENS TEKNOLOGISKE INSTITUTT
BIBLIOTEKET**

**OSLO 1967
UNIVERSITETSFORLAGET**

INNHOILDSFORTEGNELSE

	Side
Abstract	5
Noen bemerkninger om de stratigrafiske navn	5
Problemstillingen og arbeidets utvikling	8
Tidligere undersøkelser av Dividal-gruppen	12
Dividal-gruppen i Finnmark	13
Halkkavarre	13
Strekningen Gaggagaissa—Rastigaissa—Andabaktoaiivve	21
Kontakten mellom grunnfjellet og Dividal-gruppen på strekningen Gaggagaissa—Andabaktoaiivve	22
Vuolanjunes	26
Aksojokka	26
Jevnføring av Dividal-gruppen med lagrekken i Tanafjord- og Laksefjord-områdene	28
Dividal-gruppen i Troms og Norrbotten	34
Lagrekkene i Øst-Finnmark jevnført med lagrekkene i Ringsaker og ved Sjougdälven	39
Noen bemerkninger om undre grense for det kambriske system	43
Grunnfjellet og deformasjonene av grunnfjellspeneplanet	45
Kort oversikt over grunnfjellsbergartene	45
Peneplan i vest, kupert landskap i øst	47
Kaledonske deformasjoner av grunnfjellspeneplanet	47
Problemet allokton/autokton i Øst-Finnmark	53
Tillegg: Platysolenites på Varanger-halvøya	65
Summary	67
Litteratur	79
Tekst til plansjene	82

Abstract.

The stratigraphical members of the Dividal Group (also called the «Hyolithus zone») in Finnmark are compared with the Eocambrian-Cambrian sequence of the Tanafjord—Laksefjord districts. The lower part of the Dividal Group falls within the Eocambrian while the upper part belongs to the Lower Cambrian. The correctness of the correlation was confirmed by finds in 1966 of fragments of *Platysolenites antiquissimus* Eichw. in the Breivik Formation near the head of Laksefjord as well as in the «member IV» of the Dividal Group south of Porsangerfjord. Based on literature the different members of the Dividal Group are traced along the south-eastern border of the Caledonian belt through Troms into northern Sweden, and a stratigraphical comparison is carried out between the areas at Tanafjord in northern Norway, Sjougdälven in Sweden and Ringsaker in southern Norway.

During the Caledonian orogeny the peneplain of the Precambrian crystalline basement in Finnmark was deformed. The main result observed was the formation of two oblique folds or flexures, which are considered to belong to a general system of deformations along the south-eastern margin of the orogenic belt in northern Scandinavia.

An attempt is made to interpret the transition south of Laksefjord between the allochthonous rocks resting on the Dividal Group to the west and the autochthonous (or parautochthonous) rocks to the east («the problem of the allochthonous/autochthonous in eastern Finnmark»).

Noen bemerkninger om de stratigrafiske navn.

Navnet Hyolithus-serien ble brukt først av Svenonius (1892), som i 1883 fant *Hyolithes* sp. av underkambrisk alder i leirskifer nord for sjøen Tjeggelvas i Norrbotten. Fra et moderne terminologisk synspunkt er navnet av flere grunner ikke heldig. Det er ønskelig å erstatte det med en litostratigrafisk betegnelse, og det er da nærliggende og naturlig å ta i bruk igjen det eldste navn på denne gruppe, nemlig Dividal-gruppen, gitt av Karl Pettersen (1878) etter dens forekomst i Dividalen i Troms. I denne avhandling vil navnet Dividal-gruppen ble brukt i stedet for Hyolithus-serien for gruppens opptreden så vel i Norge som i Sverige og Finland, unntatt i direkte sitat.

Dividal-gruppen er en autokton gruppe av sedimentbergarter, vesentlig leirskifer og sandsteiner, som ligger med erosjonsdiskordans på grunnfjellet og oppad er begrenset av skyveplan av kaledonsk alder. Skyveplanet har skåret gruppen i alunskifer eller eldre lag.

Lagrekker som inneholder lag yngre enn alunskiferen er det ikke naturlig å regne med til Dividal-gruppen, som derfor har sin sørlige begrensning innenfor Norrbotten (Kulling 1964). Det er likeledes heller ikke naturlig å bruke betegnelsen Dividal-gruppen om lagrekken ved Laksefjorden, Tanafjorden og på Varangerhalvøya i Øst-Finnmark.

Regionalt opptrer Dividal-gruppen i fjellkjedens randområder i Norrbotten (og Nordland), Troms, Enontekis og Finnmark.

Da Dividal-gruppen opptrer stratigrafisk og geografisk i grenseområdet prekambrium-kambrium, vil det forholdsvis ofte bli nødvendig å omtale bergarter i og på begge sider av dette grenseområde. En oversikt allerede her over en del stratigrafiske betegnelser som blir brukt i denne avhandling, kan derfor forenkle den senere fremstilling.

Betegnelsen *grunnfjell* brukes om prekambriske, krystallinske bergarter som hører til «det baltiske skjold» og om bergarter av tilsvarende alder. Disse bergartene i Finnmark er regnet for å være av karelsk alder eller eldre. Da Raipas-suiten i Vest-Finnmark antas å høre til karelidene (Reitan 1963), inngår også dens bergarter i begrepet grunnfjell.

Det umetamorfe kompleks av sedimentbergarter i Øst-Finnmark (d.v.s. fra og med Porsanger og østover) ble av O. Holtedahl (1918) delt i «Finnmarks eldre, dolomittførende sandsteinsrekke» og «Finnmarks yngre, tillittførende sandsteinsrekke». Det er påvist en vinkel-diskordans mellom dem. Holtedahl bruker i 1931 (p. 267) betegnelsen «Tana sandstone series» om den eldre sandsteinsrekkes bergarter ved Tanafjorden. Med henvisning til forslag fra K. Bjørlykke m. fl. (1967) vil «Tana-subgruppen» bli brukt i denne avhandling som formelt navn på den eldre sandsteinsrekke ved Tanafjorden og Varangerfjorden. I alder henføres den til yngste prekambrium («Esmarkium», Rosendahl 1945).

I Porsanger-området er den eldre sandstensrekke representert ved Porsanger-sandstein, derover rødlige skifre og øverst Porsanger-dolomitt. I denne avhandling vil disse navnene bli brukt som uformelle betegnelser også østover til sør for Laksefjorden.

Reading (1965) inndelte Finnmarks yngre, tillittførende sandsteinsrekke i grupper, formasjoner og ledd (se tabell 1).

Tabell 1. Oversikt over inndelingen av Finnmarks yngre, tillittførende sandsteinsrekke. Vesentlig etter Reading (1965).

Grupper:	Formasjoner:		
Digermul	{ Berlogaissa Kistedal Duolbasgaissa		
		{ Breivik Stappogiedde Øvre tillitt Nyborg (Holtedahl 1960) Undre tillitt	
			{ Varanger-subgruppen (K. Bjørlykke m. fl., 1967)
{			
	{		

Stappogiedde-formasjonen er delt i tre ledd (*members*) med de (uformelle) betegnelsene:

Rød kvartsittisk sandstein
 Blågrønn og rødfiolett skifer
 Kvartsittisk sandstein

Betegnelsen «eokambrium» brukes her i «innskrenket betydning» om tiden og lagrekken som starter med undre tillitt og når opp til grensen mot de fossilførende underkambriske formasjoner i konvensjonell mening av begrepet «fossilførende». Reading inkluderte Breivik-formasjonen i eokambrium. Det blir i denne avhandling gitt grunner for at Breivik-formasjonen hører hjemme i underkambrium. Stappogiedde-formasjonen blir således den øverste av de fire eokambriske formasjonene i Øst-Finnmark.

K. Bjørlykke m. fl. (1967) foreslår en gruppeinndeling som avviker noe fra Readings, således samles de eokambriske formasjonene under betegnelsen «Varanger-subgruppen» (tabell 1). De introduserer også de formelle formasjonsnavnene «Smalfjord-tillitt» og «Mortensnes-tillitt» for henholdsvis undre og øvre tillitt.

Dividal-gruppens plass i dette kompleks vil det bli gjort nærmere rede for i denne avhandling.

En bredere og samlet oversikt over den stratigrafiske inndeling er gitt i tabellen plansje VI.

Tre skjøvne dekker forekommer i Øst-Finnmark. De er atskilt fra hverandre og fra underliggende bergarter ved skyveplan.

3. Kalak-dekket (Føyn 1960)
2. Laksefjord-dekket (Føyn 1960)
1. Gaissa-dekket (Rosendahl 1945)

Gaissa-dekket består av umetamorfe sedimentbergarter tilhørende Finnmarks eldre, dolomittførende sandsteinsrekke, vesentlig Porsanger-sandstein.

Laksefjord-dekket har lokal utbredelse ved Laksefjorden og Tanafjorden. Det tilsvarende litostratigrafiske begrep er Laksefjordgruppen. I nær tilknytning til Laksefjord-dekket opptrer det oppskjøvne partier av grunnfjellsbergarter.

Kalak er et lokalnavn fra Laksefjorden. Dekket er en del av det regionalt utbredte dekke av kaledonsk metamorfe bergarter (glimmerskifer, kvartsskifre, kvartsfeltspatskifre, gneiser). Det er naturlig å jevnføre dette utbredte dekke med Seve-dekket lenger sør i Skandinavia (Ofstedahl 1966).

Problemstillingen og arbeidets utvikling.

Da jeg i 1933 og 1934 utførte geologiske undersøkelser i Tana-området, hadde jeg «arvet» bl. a. disse to problem fra Holtedahl:

1. Er Dividal-gruppen representert i Tana-områdets lagrekke, og i tilfelle hvor i lagrekken?
2. Hvordan er overgangen på Laksefjordvidda*) mellom den alloktone Porsanger-sandstein i vest og de autoktone (parautoktone) formasjoner i øst?

Under rekognoserende turer til den sørlige del av Laksefjordvidda (hvor det den gang manglet topografisk kart) kom jeg i kontakt med Dividal-gruppens basale lag i området vest for Andabaktoaivve (se kartet plansje III), dit Holtedahl hadde fulgt dem fra vest. Jeg kunne den gang ikke oppdage noe skyveplan mellom disse basallagene og den overliggende kvartsittiske sandstein, som jeg hadde konstatert dannet underlag for tillitt. For meg fortonet det seg derfor som jeg hadde truffet de basale lag av Tana-subgruppen (Føyn 1937, p. 120—123). Etter at jeg ved et besøk i samme område i 1957 fant en lokalitet der den tektoniske

*) Laksefjordvidda svarer omtrent til det topografiske kartblad av samme navn, se nøkkelkart i nedre, høyre hjørne av plansje IV.



Fig. 1. Nøkkelkart som viser beliggenheten av kartområdet (pl. III og IV) og de lokaliteter (1—12) som er representert i tabellen pl. VI. Den tykke linjen angir østre erosjonsgrense for den kaledonske fjellkjedes bergarter. Forkortelser: D — Dividalen, A — Alta, P — Porsangerfjord, L — Laksefjord, T — Tanafjord, V — Varangerfjord, 1 — Ringsaker, 2 — Sjøugdälven, 3 — Laisvall, 4 — Nordøst for Stora Sjøfallet, 5 — Torneträsk, 6 — Avevagge, 7 — Aksojokka, 8 — Torghatten, 9 — Alta, 10 — Halkkavarre, 11 — Kunes, 12 — Digermulhalvøya.

Key map showing the situation of the map area (Pl. III and IV) and of the localities (1—12) represented in the table Pl. VI. The thick line indicates the eastern erosional border of the Caledonides.

grense mellom basallagene og den overskjøvne gruppe var tydelig, ble det klart at Holvedahls oppfatning av lagene som basallag for Dividal-gruppen var den riktige.

De to problem som er formulert ovenfor, ble ikke løst i forbindelse med mitt arbeid i 1930-årene. Jeg bemerket riktignok — likesom Holvedahl (1931, p. 270) — den litologiske likhet mellom Dividal-gruppen (slik Holvedahl hadde beskrevet den) og den formasjon på Digermulhalvøya (lokalitet nr. 12 på fig. 1) som senere er blitt kalt Breivik-formasjonen (Føyn 1937, p. 139). Med henvisning til denne bemerkning anser Rosendahl (1945) det for sannsynlig at Dividal-gruppen svarer til «leirsandsteinen» (Breivik-formasjonen). Rosendahl (1945) har også på grunnlag av den da foreliggende litteratur søkt å forklare problemet allokton/autokton. Hans teorier, som blir belyst ved profiltegninger, støttes i det store og hele av resultatet av mine senere observasjoner.

I forbindelse med geologisk kartlegging for Norges geologiske undersøkelse (NGU) i Laksefjord-området i årene 1955—58 (Føyn 1960) påviste jeg sør for Laksefjorden Tana-området lagrekker opp til og med en del av Breivik-formasjonen. Samtidig fulgte jeg Porsanger-dolomitten og den underliggende rødlige skifer og Porsanger-sandstein fra Børselv ved Porsangerfjorden østover til sør for Laksefjorden.

Etter undersøkelser i Alta i 1962 trakk jeg den slutning at lagene over tillitten der er ekvivalent med lagene like over øvre tillitt i Øst-Finnmark, og samtidig anså jeg det for sannsynlig at de svarer til de basale lag i Dividal-gruppen. Den lavere del av Dividal-gruppen måtte dermed anses for å være eldre enn fossilførende kambrium, altså tilhøre eokambrium (Føyn, 1964).

Ønsket om å komme videre med de to hovedproblemene ble sterkt stimulert ved resultatene av de detaljerte undersøkelser som H. G. Reading (1965) gjorde på Digermulhalvøya ved Tanafjorden i årene fra 1959 til 1964. For å kunne ha håp om å løse den stratigrafiske oppgaven måtte Dividal-gruppen studeres i marken med bl. a. en mer detaljert inndeling av dens lagrekke for øye. Forsøk på å bringe «problemet allokton/autokton i Øst-Finnmark» nærmere en løsning krevde nye og mer inngående undersøkelser i det kritiske område på Laksefjordvidda. Dette feltarbeid ble utført for NGU i løpet av august—september 1964 og august 1966, da jeg fulgte sørgrensen for det sedimentære bergartskompleks østover fra Porsanger og også supplerte den geologiske kartleggingen av Laksefjordvidda.

For å få mest mulig feltmessig sammenheng mellom representative områder for henholdsvis Dividal-gruppen og Tana—Laksefjord-distriktets lagrekke måtte arbeidet legges ekstensivt an. Særlig tidkrevende observering av detaljer og innsamling av prøver måtte følgelig begrenses. Kartleggingen ble i det vesentlige basert på at resultatene skulle kunne fremstilles på kart i målestokk 1 : 100 000. Flyfotografier i målestokk ca. 1 : 20 000, som foreligger over alle de undersøkte områder, var imidlertid til uvurderlig hjelp under så vel feltarbeidet som under bearbeidelsen av materialet.

Alle vinkler er angitt i «nygrader», altså svarende til kompass med 400^g inndeling. Det gjelder også fallvinkler (vertikal = 100^g).

A/S Sydvaranger har ved professor J. A. W. Bugge velvillig stilt flyfotomosaikk og geologisk observasjonsmateriale til min disposisjon og har også på annen måte skaffet meg feltmessige lettelser. Også bergingeniør B. Røsholt og geolog cand. real. G. Juve er jeg takk skyldig for praktisk hjelp under feltarbeidet i 1966 og for verdifull drøfting av resultater.

Bearbeidelsen av materialet ble gjort mulig ved at jeg fikk tjenestefrihet fra min stilling ved Eikeli gymnas skoleåret 1966—67, og i denne tid ble knyttet til NGU. Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Forskningsråd har bidratt finansielt ved en bevilgning på kr. 12 000.—. Da Trondheim som daglig arbeidssted og bopel i Oslo ikke kunne forenes, fikk jeg arbeidsplass ved Institutt for geologi ved Universitetet i Oslo ved elskverdig imøtekommenhet fra professor I. Rosenqvist, som for tiden er instituttets bestyrer.

Tegning av kart og diagrammer er gjort av L. Nergaard og B. Hemming ved NGU. Jeg er blitt hjulpet med fotografisk arbeid av O. Brynildsrud ved Institutt for geologi og av I. Aamo ved NGU. Dr. D. Roberts har elskverdig korrigert og forbedret språklig de engelske tekstene.

Jeg takker direktørene K. Ingvaldsen og H. Bjørlykke og det øvrige personale ved NGU for beredvillig og allsidig assistanse i forbindelse med arbeidet. Jeg står også i stor takknemlighetsgjeld til professorene O. Holtedahl, L. Størmer, T. Strand, amanuensene K. Bjørlykke og P. Jørgensen og universitetslektorene I. Bryhni og P. Chr. Sæbø ved Institutt for geologi og professor A. Heintz ved Paleontologisk museum for faglig bistand og inspirerende samtaler.

Tidligere undersøkelser av Dividal-gruppen.

Karl Pettersen har behandlet Dividal-gruppen i flere skrifter (1874, 1878, 1887, 1888). Da han innførte navnet Dividal-gruppen i 1878, tok han med i gruppen visse metamorfe bergarter over leirskifer- og sandsteinsformasjonene. I avhandlingene av 1887 og 1888 er imidlertid hans Dividal-gruppe praktisk talt identisk med det nåværende begrep, hva enten det nå kalles Dividal-gruppen, «Hyolithus-sonen» eller «Hyolithus-serien». (Under tvil regnet han også da med til Dividal-gruppen i Dividalen en formasjon av kvartsskifre som har vist seg å høre til det overskjøvne dekke.)

Karl Pettersen studerte i 1887 Dividal-gruppens opptreden nord for Torneträsk. Han ble da klar over at Torneträsk-området måtte betraktes som type-område. Han streifer i samme forbindelse navnespørsmålet (Pettersen 1888, s. 5): «Da de for denne gruppe mest karakteristiske afdelinger først er bleven påvist langs efter Dividalen på norsk side, har gruppen deraf fået sit navn. Senere undersøgelser har imidlertid godtgjort at Dividalgruppen optræder stærkest udviklet efter Torneträsk på svensk side. Her ligger også bygningsforholdene i sin helhed ganske anderledes klart tilskue end tilfældet er efter Dividalen og forøvrigt i det hele på norsk side. Trods dette antages det dog at være rettest indtil videre at holde fast ved det oprindelige engang for gruppen givne navn.»

Svenonius (1892) innførte som før nevnt betegnelsen «Hyolithus-serien (äfvén benämnd: Sandstens- og lerskiffergruppen med Hyolithus-zonen)». Hans «Hyolithus-serie» inneholdt også en del bergarter som senere forskere har vist hører dels til grunnfjellet, dels til overskjøvne dekker.

Etter Svenonius' funn av Hyolithes i 1883 representerer J. Chr. Mobergs undersøkelser det neste betydningsfulle bidrag til kjennskapet til Dividal-gruppens stratigrafi. Ved sine undersøkelser og fossilfunn sør for Torneträsk i 1907 la han grunnlaget for den senere formasjonsinndeling av gruppen (Moberg 1908). O. Kulling (1964, s. 9) gir uttrykk for betydningen av Mobergs undersøkelser slik: «Genom sina omsorgsfulla uppmätningar av sedimentlagerföljden i de nämnda områdena har Moberg lämnat ett väsentligt bidrag till utredandet av Hyolithusseriens stratigrafi. Luopaktes nordbrant har blivit en klassisk lokal.»

Th. Vogt studerte i 1915 Dividal-gruppen på svensk, finsk og norsk område fra Torneträsk til Reisadalen nær grensen mot Finnmark.

Foreløpige resultater fremla han i et foredrag i Norsk geologisk forening i 1916 (Vogt 1918). Han delte inn gruppen i 7 forskjellige «soner» eller «nivåer» som han — med støtte i fossilfunn — kunde følge fra Mobergs profil ved Torneträsk til Avevagne i Nordreisa. I desember 1966 ble det blant Vogts etterlatte papirer funnet en videre bearbeidelse av materialet fra undersøkelsene i 1915. De deler av manuskriptet som spesielt gjelder Dividal-gruppens stratigrafi og utbredelse, forelå på det nærmeste trykkferdig. Dette stoffet har fremdeles stor aktuell verdi, og blir nå trykt i NGU's publikasjonsserie (Vogt 1967).

I Finnmark har O. Hortedahl fulgt Dividal-gruppen nesten fra Troms fylkes grense og østover til den stopper opp ved Andabaktoavve i den sørlige delen av Laksefjordvidda i Øst-Finnmark (Hortedahl 1915, 1918, 1931). Han påviste ved fossilfunn det Platysolenites-førende nivå sør for Porsangerfjorden, og fant også fossil (*Obolus* sp.) i et profil ved Alta-elva.

I de senere år er Dividal-gruppen i Vest-Finnmark studert av P. Holmsen (1956, 1957), i Troms av F. J. Skjerlie og T. H. Tan (1961) og av M. Gustavson (1963, 1966).

Gustavsons undersøkelser gjaldt «Dividal-vinduet» (D på fig. 1), Skjerlie og Tans Reisadalen (lok. nr. 6 på fig. 1). Deres resultater supplerer Vogts, men deres inndelinger av lagrekken har til dels andre skillelinjer enn Vogts. Holmsen påviste rester av tillitt under Dividal-gruppens basalkonglomerat.

Stratigrafi og tektonikk i den kaledonske fjellkjede og dens randområder har i en årrekke vært et sentralt emne for svensk geologisk forskning. En rekke geologer har deltatt i arbeidet, som bl. a. har brakt en rikdom av opplysninger om Dividal-gruppen i Norrbotten og dens ekvivalenter i de skjøvne dekker. De nyeste oversikter over kjennskapet til Dividalgruppen i Norrbotten finnes i O. Kullings arbeider (1960, 1962, 1964).

Dividal-gruppen i Finnmark.

H a l k k a v a r r e.

Lakselvdalen, dalføret som representerer fortsettelsen sørover av Porsangerfjorden, er ca. 10 km bredt og 25 km langt. Østsiden av dalføret avsluttes i sør med de dominerende fjellpartiene Gaggagaissa og Halkkavarre, som med bratte skrenter rager opp til henholdsvis 840 og 1048 m.o.h. (se kartet pl. III). Sett fra vest og fra sør står de på en sokkel

av grunnfjellsbergarter. Grunnfjellsoverflaten stiger mot SSØ. Dividal-gruppens basalkonglomerat finnes i ca. 270 m høyde o.h. nord for Gaggagaissa og i 590 m h.o.h. sør for Gaggagaissa, en strekning på 8 km. Det svarer til en skråning på ca. 2–3°.

Pl. I, fig. 1 og 2 viser sørvest-skråningen av Halkkavarre, der en elv har skåret et praktfullt snitt gjennom Dividal-gruppen (jfr. Holvedahl 1931, p. 252–253). Praktisk talt alle lag i gruppen er blottet, og likeså fortsettelsen av bergartene oppad i det overskjøyne Gaissa-dekket. Bare selve basallagene for Dividal-gruppen og kontakten mot grunnfjellet er skjult av grusviften foran elveskjæringen. Denne kontakten og basallagene kan imidlertid studeres ca. 1 km lenger mot sørøst. Derved kan også grunnfjellsoverflatens høyde o.h. i gruskjeglen beregnes til ca. 435 m. Da elvekløften har en retning fra nordøst mot sørvest og følgelig danner tilnærmet rett vinkel med største skråning av grunnfjellsoverflaten, ligger Dividal-gruppens lag praktisk talt horisontale i elvekløften. Lagene er svært lite berørt av tektoniske krefter. I selve kløften er det ikke mulig å angi med sikkerhet hvor skyveplanet ligger. Det trer imidlertid klart fram i fjellsiden såvel nordvest som sørvest for elvekløften, og dets sannsynlige høyde i kløften er derav beregnet til 690 m.o.h. Over dette nivå viser dessuten bergartene en raskt økende grad av foldning videre oppover.

Det er naturlig å inndele Dividal-gruppen i Halkkavarre i disse 6 ledd, som betegnes med romertall I–VI:

- VI. 10 m rød sandig skifer.
- V. 6 m sandstein, med rustprikker.
- IV. 130 m skifer i veksling med sandstein.
- III. 20 m sandstein.
- II. 70 m blågrønn og rødfiolett skifer.
- I. 20 m sandstein med konglomerathorisonter.

Dividal-gruppen er her altså i alt ca. 255 m tykk. Målingene er gjort med aneroidbarometer.

Nedenfor skal gis en nærmere beskrivelse av de enkelte ledd i lagrekken.

Ledd I. Basallagene og kontakten med grunnfjellet kan som nevnt studeres ca. 1 km sørøst for elvekløften. Diskordant på prekambrisk glimmerrik gneis ligger det et konglomerat med kantete og kantrund-

ede stein av alle størrelser opp til nevestørrelse. Blokkmaterialet ser ut til å bestå for en del av undergrunnens bergart, men med et tilskudd av kvarts og kvartsitt. Dette grove basalkonglomerat har en tykkelse på bare 20–30 cm. Over det kommer ca. 2 m tynnspaltende sandstein, de enkelte lag er millimeter-tykke. Så følger ca. 15 m kvartsittisk sandstein i lag på dels 10 à 20 cm, dels $\frac{1}{2}$ m og mer. Kvartsitten er gjerne mørk blågrå på friskt brudd, lysere grå på forvitret overflate. Den inneholder en rekke konglomerathorisonter. De enkelte bruddstykker i konglomeratet består i alt vesentlig av kvarts eller kvartsitt, de er noe kantete og kan være av opptil valnøttsstørrelse. Den samlede mektighet av basal-lagene utgjør ca. 20 m.

Basallagenes sammensetning og samlede tykkelse er stort sett den samme på de steder man kan iakttå dem i Mellomfjellet sørvest for Halkkavarre og i Gaggagaissa. Diskordansen mellom grunnfjellets bergarter og basallagene ses særlig tydelig vest for nordspissen av Gaggagaissa.

Tynnslip av mørk blågrå kvartsitt fra Halkkavarre viser at bergarten består vesentlig av kvarts. Korndiameteren er ca. 0.1–0.3 mm, kornene er noe rundet, de ligger tett pakket. I underordnet mengde (anslagsvis omkring 5 %) forekommer feltspat, en ser både mikroklin og plagioklas, begge friske. Noen få korn av biotitt forekommer innesluttet i kvarts. Et klastisk korn av muskovitt er til stede, det er sterkt omdannet til en rustbrun masse med spor av nydannet muskovitt. Et korn av zirkon og noen få turmalinkorn observeres.

Ledd II. i profilet består vesentlig av en blågrønn, «bløt» leirstein med noen enkelte tynne lag av rødfiolett farge. De aller underste lag i profilet er ikke synlige. Iakttagelser andre steder i området viser at det er en viss konsentrasjon av røde lag i den aller underste delen i dette ledd. Sjikting er lite eller ikke synlig når bergarten nylig er blitt blottet ved elveerosjon, idet spalting etter sjiktflater først trer fram etter at bergarten har vært utsatt for frostforvitring. I veksling med den bløte leirsteinen finnes det mer sandige lag, («siltstein»), fremdeles blågrønn av farge. Slike mer sandige lag danner en nokså kompakt masse fra nivå 50 til 60 m over leddets basis. Disse 10 m utgjør en forholdsvis motstandsdyktig del av lagrekken og det er derfor mange steder i fjellssidene blitt dannet en liten hylle umiddelbart over dette nivået. De neste 10 m, altså de øverste i ledd I, består av grågrønne skifre og sandsteinslag i veksling og forvitrer atskillig lettere (se fig. 2).



Fig. 2. Detalj fra Dividal-gruppen i elvekløften i sørvest-skråningen av Halkkavarre. Bildet viser de øverste ca. 10 m av blågrønn skifer i ledd II med skarp grense mot den overliggende sandstein (ledd III).

Details from the Dividal Group in the river-cut on the south-western slope of Halkkavarre. The photo shows the upper 10 metres of the blue-green shale of Member II, with a sharp boundary towards the overlying sandstone (Member III).

Spor som må antas å være dannet av krypende organismer er svært alminnelige på overflaten av noe sandige lag.

I tynnslip av grønn leirstein ses vesentlig en gulaktig finkornet mineralmasse. Kornstørrelsen svarer til diameter eller lengde av størrelsesorden 0.003 mm. Men selv i dette finkornete leirsediment ses små kantete korn av kvarts, enkelte korn har diameter opp til 0.03 mm. Også et kantet korn av frisk plagioklas observeres.

Amanuensis P. Jørgensen ved Universitetets geologiske institutt har besørget utført et røntgendiffraktometer-opptak av samme prøve som ovenfor av grønn leirstein, og meddeler som resultat: «Bergarten inneholder en god del kvarts. Av sjiktgittermineraler finnes to slag, et glimmerlignende materiale og et klorittisk materiale. Kloritten synes å være relativt jernrik, og det må antas at hovedmengden av glimmermineralene er muskovittlignende. Andre mineralgrupper foreligger ikke i store nok mengder til at de kan identifiseres ved hjelp av røntgen.»

Tynnslip av grønn siltstein fra ca. 55 m over leddets basis viser at hovedbestanddelen, anslagsvis 60–70 %, er kantete kvartskorn av nokså ensartet størrelse svarende til diameter på omkring 0.03 mm. Også frisk plagioklas, brun biotitt og serisitt observeres. En gulbrun finkornet mineralmasse fyller alle mellomrom. Den består etter all sannsynlighet av de samme sjiktgittermineraler som den grønne leirsteinen. Denne matriks er underordnet i forhold til mengden av kvarts, men den gir bergarten dens grønne farge.

Ledd III, «20 m sandsteinen», består av lyse grå sandsteinsbenker som i alminnelighet er 5–20 cm tykke. I den øvre delen er det noen tynne striper som består av rød, noe skifrig bergart. «Ormespor» på lagflater er vanlige, og særlig i øverste del, ses flotte bølgeslagsmerker. «20 m sandsteinen» yter større motstand mot forvitring enn lagene umiddelbart under og over den, og danner derfor gjerne hulle nr. 2 i skråningen av Halkkavarre og fjellene i nærheten. Dens tykkelse er svært konstant i dette område, og den er en god ledehorisont.

Tynnslip viser at den lyse grå sandstein består vesentlig av kvarts. Sorteringen er bemerkelsesverdig god, praktisk talt alle korn har diameter mellom 0.04 og 0.07 mm. Kornene er tett pakket, og det er ikke noe som tyder på at de var rundet da avleiringen fant sted. Blant de aksessoriske mineraler legger en merke til den relativt rikelige tilstedeværelsen av zirkon, turmalin (i forskjellige fargevarianter), opake korn som sannsynligvis er jernerts, og etter alt å dømme rutil eller anatas. Aksessorisk opptrer også serisitt, frisk plagioklas og grønn biotitt. Matriks viser seg i tynnslip som en lignende gulgrønn masse som i den grønne leirstein og siltsteinen i ledd II, den utgjør en helt underordnet mengde av bergarten, men den er nok årsak til bergartens svakt grålige farge.



Fig. 3. Veksling av skifer og sandstein karakteristisk for ledd IV i Dividal-gruppen. Bildet viser de nedre deler av dette ledd i elvekløften i sørvest-skråningen av Halkkavarre.

Alternating beds of shale and sandstone, characteristic of Member IV of the Dividal Group. The photo shows the lower part of this member in the river-cut on the south-western slope of Halkkavarre.

For ledd IV er veksling av skifer og sandsteinslag et karakteristisk trekk (se fig. 3). En ser alle grader av kornstørrelse representert i lagene, fra «bløt», nærmest usjiktet leirstein, gjennom sandige skifre og skifrige sandsteiner til hvite kvartsittlag på $\frac{1}{2}$ m tykkelse. Skifrene dominerer imidlertid. En viss konsentrasjon av sandsteinslag ser en i ca. 25, ca. 50, ca. 75 og ca. 100 meters nivå over leddets basis. Tilsvarende dannes det antydning til «hyller» i fjellsidene. Sandsteinene i 100 meters nivået utgjør en ca. 2 m tykk horisont, som lokalt gjør tjeneste som ledehorisont. Fargen på skifrene er for det meste grågrønn, men en ser også rødbrune lag. Særlig gjør rød farge seg gjeldende i 60 à 65 meters nivå over leddets basis. Bergarten er der en bløt leirstein nesten uten synlig sjiktning når bergarten nylig er blottet i elveleiet. Den har da nærmest «muslig» brudd. I tynnslip av denne røde leirstein ses i en fin-kornet brunlig mineralmasse små kantete kvartskorn i ikke ubetydelig

mengde, og et enkelt korn av frisk plagioklas observeres. Røntgendiffraktometer-opptak viser ifølge P. Jørgensen at sjiktgittermineralene er de samme som i den grønne leirstein fra ledd II. De to bergartene er altså så vel teksturelt som mineralogisk på det nærmeste identiske, forskjellen i farge skyldes åpenbart en forskjellig oksydasjonsgrad i pigmentet.

Etter Høltedahls beskrivelse av lagrekken i Vuolanjunes (vest for Lakselvdalen), der Høltedahl i 1917 fant *Platysolenites antiquissimus* Eichw., og av lagrekken i Gaggagaissa, der bergingeniør J. Braastad (også i 1917) fant samme fossil, anså jeg det for overveiende sannsynlig at et eventuelt *Platysolenites*-nivå i Halkkavarre måtte være å finne i eller nær den rødbrune leirsteinen som er nevnt ovenfor, altså 60 à 65 meter over leddets basis. Jeg besøkte derfor i 1966 på ny elveskjæringen i Halkkavarre spesielt for å lete etter fossil i dette nivå, og det lyktes meg å finne et håndstykke som inneholder minst 5 fragmenter av *Platysolenites antiquissimus*. Paleontologisk undersøkelse av fossilmaterialet er utført av G. Hamar, Paleontologisk museum, Universitetets i Oslo, og resultatene publiseres i en særskilt avhandling (Hamar 1967) som vil foreligge i samme omslag som nærværende avhandling.

En problematisk stavformet dannelselse som i den ene enden deler seg i to grener, ble funnet i et 15 m høyere nivå i lagrekken (se Hamar, 1967, pl. 1, fig. 2).

De øverste ca. 10 meter av ledd IV skiller seg i utseende noe fra leddets bergarter for øvrig. De innledes med et konglomerat på 10 à 20 cm tykkelse. Bruddstykkene i konglomeratet er rundet, opptil nøttestørrelse, de består vesentlig av svart kvartsittisk siltstein som på forvitret overflate har en blåaktig farge. Jeg kunne ikke se noe som tydet på at konglomeratet representerer brudd av betydning i lagrekken. Lagene over konglomeratet er for det meste tynnsplattende, sandig skifer, mest av gråsvart farge med rustbelegg i enkelte nivåer. Røde og grønne skifre forekommer imidlertid også.

Ledd V består av en lys tykkbenket kvartsitt med samlet tykkelse 6 meter. Noen av lagene har rustne prikker med ca. 3 mm diameter. På forvitret overflate markeres prikkene ved fordypninger der materialet er falt ut.

Tynnslip viser at hovedinnholdet er kvarts, men feltspat opptrer i en mengde av 5–10 %. Kornene er for det meste rundet og tett pakket. Kornstørrelse: ca. 0.2 mm i diameter, men opp til 0.6 mm forekommer.

Feltspaten, både mikroklin og plagioklas, er frisk. Enkelte korn av zirkon er til stede. Tegn til kataklase observeres, det ses spesielt ved at feltspaten er sprukket opp og knekket, og sprekkene er fylt med en serisittisk masse. Lignende serisittisk masse fyller til dels mellomrom mellom mineralkorn.

Ledd VI består av rød, sandig skifer og tynnspaltende skifrig sandstein, med samlet tykkelse 10–12 meter. Lagene er ikke foldet, men forholdsvis sterkt oppsprukket. Tynnslip av sandig skifer viser vekslende av leir- og siltmateriale i regelmessige striper og linser. Fargen skyldes brunaktig pigment.

På skiferen ligger så lyse kvartsittiske sandsteiner, vekslende med noen sandige skiferlag. Også i disse sandsteinene er det lag med brune prikker, som kan være opptil 10 mm i diameter. De underste sandsteinslagene ligger konformt med skiferen under, men oppad blir foldning raskt mer og mer utpreget. Som før nevnt, lar det seg ikke gjøre å påvise skyvegrensen i dette profil. Jeg tør derfor ikke si med sikkerhet at leddene V og VI hører til Dividal-gruppen, heller ikke kan jeg utelukke den muligheten at Dividal-gruppen fortsetter oppover. Den rustprikkede sandstein (ledd V) ligner sterkt på sandstein høyere oppe, som imidlertid viser noe sterkere grad av kataklase. Det er mest sannsynlig at skyvegrensen er å finne ved foten av den foldete sandsteinen.

Nordvest for den store elvekløften er det to mindre elveskjæringer i vestsiden av Halkkavarre. I disse elvekløftene ses skyveplanet svært markert. I den sørligste av dem (ca. 1 km nordvest for den store elvekløften) ligger sandstein og sandig skifer over skyveplanet i skarpe, taggete folder, mens skifrene under skyveplanet er praktisk talt uforstyrret. Skyveplanet skjærer Dividal-gruppens lag ca. 20 m over «2 m sandsteinen», det vil si at leddene V og VI mangler, dersom de da ikke under skyveprosessen er blitt revet med og rotet inn i det overliggende, skjøvne kompleks.

Da det skjøvne kompleks stort sett begynner med sandstein, og de øverste lag i Dividal-gruppen er skifre, markeres skyveplanet de fleste steder i Halkkavarre og Časkelvarre (som ligger nordvest for Halkkavarre) ved en lav, men bratt vegg i fjellskråningen. Tilsvarende gjelder for Gaggagaissa, men ikke i samme grad, da den øvre del av Dividal-gruppens lag der i sterkere grad et tektonisk forstyrret enn i Halkkavarre. Skyvegrensen går i disse fjellsidene i øvre del av ledd IV, gjerne 10 à 20 m over «2 m sandsteinen».

I dalføret mellom Halkkavarre og Časkelvarre ses flere steder en mørk, nokså massiv grønnstein i det skjøyne kompleks. I elvekløften fra Halkkavarre mot nordvest, som munner ut i denne dalen, er det en foss hvor en kan se grønnstein ligge umiddelbart på Dividal-gruppens sandstein og skifer tilhørende ledd IV. Grønnsteinen er svært oppsprukket, og over den ligger det sterkt foldet sandstein, sannsynligvis med tektonisk kontakt mot grønnsteinen. Ca. 1½ km lenger nord i dalføret ses, i kontakt med grønnstein, en kvartsitt som ser helt annerledes ut enn kvartsittene i Porsanger-sandsteinen. Den stammer, likesom grønnsteinen, åpenbart fra grunnfjellet. Enkelte partier av grunnfjellet må altså være blitt revet med i underkanten av det skjøyne kompleks under skyvingen.

Hovedmineralene i grønnsteinen er plagioklas, hornblende og epidot, dertil ses kloritt og jernerts. Teksturen er ofitisk. Grønnsteinen fra lokaliteten der bergarten ligger umiddelbart over Dividal-gruppen viser seg i tynnslip å inneholde delvis knuste mineraler, og sprekker fylt med kalkspat.

Geolog G. Juve, som foretar detaljert geologisk kartlegging i Lakseldalen sør for Porsangerfjorden, har på forespørsel opplyst at det i grunnfjellet der finnes bergartstyper som mineralogisk og teksturelt er helt lik den grønnsteinsbergart som er beskrevet ovenfor.

Strekningen Gaggagaissa — Rastigaissa — Andabaktoaivve.

I 1964 gikk jeg østover langs sørfronten av Gaissene fra Gaggagaissa til Rastigaissa og videre østover til Andabaktoaivve-området. Hovedhensikten var — foruten å kartlegge Dividal-gruppens undre og øvre grense — å forsøke å bringe på det rene om Dividal-gruppens basallag noe sted har annet underlag enn prekambrisk-krystallinske bergarter. Også i 1966 gikk jeg fra Gaggagaissa til Rastigaissa, men etter en noe mer nordlig rute, vesentlig for å fullføre kartleggingen av Dividal-gruppen på denne strekningen.

Noe som slår en, er at Dividal-gruppens tykkelse raskt blir mindre så snart en kommer øst for Halkkavarre, idet skyvegrensen skjærer Dividal-gruppen i stratigrafisk lavere nivå (se søylediagrammet fig. 4). I skråningen av Halkkavarre mot Luostejokkas dal kan en direkte se at skyveplanet skråner sterkere ned mot nord enn Dividal-gruppens lag

gjør. I Luostegaissa, Suonjergaissa og Uččagaissa, en strekning på 20 km i luftlinje, ligger skyvegrensen i øverste del av ledd II, blågrønn og rød fiolett skifer. Dividal-gruppen er altså på denne strekning representert ved de undre ca. 80 m av lagrekken i Halkkavarre. Fra den østlige ende av Uččagaissa og videre østover skjærer skyvegrensen Dividal-gruppen i enda lavere nivå, i overkant av basallagene eller i aller nederste del av den blågrønne og rød fiolette skifer. Hele Dividal-gruppen består der omtrent bare av det basale ledd på omkring 20 m. Lengst i øst, mellom Ullogaissa og Andabaktoaivve er det bare bevart basalkonglomerat i få meters tykkelse, og selv det synes å kile helt ut under skyveplanet henimot Andabaktoaivve. På grunn av uregelmessigheter i grunnfjellsoverflaten danner imidlertid Dividal-gruppen, sammen med rester av Gaissa-dekket, en glintrand nr. 2 sør for den sistnevnte strekningen (se s. 50). I den vesle fjelltoppen Miennačokka er det bevart en lagrekke av Dividal-gruppen anslagsvis på i alt ca. 50 m, altså ledd I og en del av ledd II.

De deler av Dividal-gruppen som er bevart på strekningen mellom Halkkavarre og Andabaktoaivve, har i det store og hele beholdt sitt karakteristiske preg. Basallagene inneholder riktignok ved Rastigaissa og østover en del mer av sandig skifer i vekslende nivåer enn i Halkkavarre og de nærmeste Gaissene, og mørke kvartsitter er også noe mer dominerende i den østlige delen. Ledd II, den blågrønne og rød fiolette skiferen, er karakteristisk og lett kjennelig overalt hvor den er bevart. Så bløt som den er, smuldrer den lett opp og er den vesentlige årsak til dannelsen av den typiske glint i sørfronten av Gaissene.

Kontakten mellom grunnfjellet og Dividal-gruppen på strekningen Gaggagaissa-Andabaktoaivve.

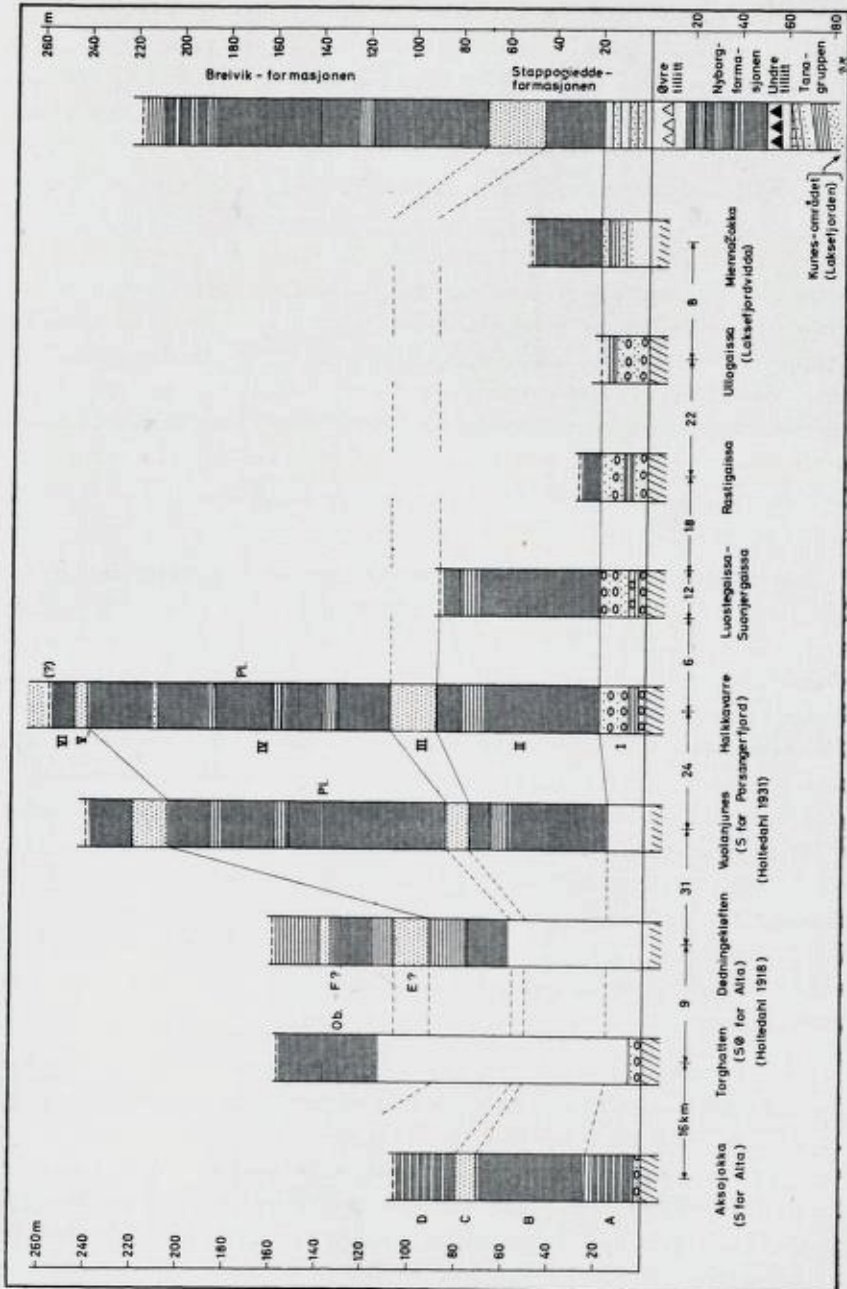
Vest for Austerbotn, den østlige fjordarm innerst i Porsangerfjorden, ligger det en stor mengde til dels svære blokker av tillittbergart (enkelte blokker er opp til 20 m³ i volum). To store blokker av tillittbergart med samme utseende som de ovenfor nevnte, er dessuten funnet ca. 7 km SSØ for Austerbotn. Tillitt er ikke konstatert i fast fjell i Porsanger. Jeg har drøftet opprinnelsen til blokkene i en annen artikkel (Føyn 1967). Blokkene må antas å stamme fra tillittavleiring i en fordypning i den eokambriske grunnfjellsoverflaten, slik som P. Holmsen (1956 og 1957) har forklart tilstedeværelsen av tillittrester under

Dividal-gruppens basallag i Vest-Finnmark. Drøftingen konkluderer med at tillittblokkene i Porsanger sannsynligvis må være kommet fra Ročidalen, en dal i grunnfjellet vest for Časkelvarre. Berggrunnen i Ročidalen er imidlertid sterkt dekket av kvartære løsmasser, det lar seg derfor neppe gjøre å verifisere denne hypotese direkte.

Ročidal-senkningen må være dannet vesentlig ved deformasjon av grunnfjellsoverflaten i kaledonsk tid. Forekomst av tillitt der betyr i tilfelle at det eksisterte iallfall en embryonal senkning allerede i eokambrisk tid. Bergingeniør B. Røsholt har gitt meg en opplysning som kan være en indikasjon på dette. Han har nemlig konstatert av Dividal-gruppens basale ledd, sandstein og konglomerat, er påfallende mektig langs Časkeljokka, elven som sørvest for Časkelvarre renner mot nordvest ut i Ročidalen. Mens dette basale ledd er ca. 20 m tykt ved Halkkavarre og de andre Gaissene i nærheten, er det ved Časkeljokka minst dobbelt så tykt, og i den undre delen av leddet er blokkene påfallende meget større enn vanlig.

Bortsett fra sannsynlig tilstedeværelse av tillitt da Dividal-gruppen ble avsatt i Ročidalen, viser alle observasjoner på strekningen Gaggagaissa—Andabaktoaivve at Dividal-gruppen ble avleiret direkte på arkeiske bergarter. Til å være i indre Finnmark, er grunnfjellet ganske bra blottet på denne strekningen. Det har nok sammenheng med de morfologiske forhold. Grunnfjellsspenepanets høyde o.h. er temmelig stor, i sørskråningen av Rastigaissa helt opp i 800 m, og landoverflaten synker stort sett mot sør mot Tana-elvens dalføre. Dermed kommer den nedre delen av fjellskråningene til å bestå av grunnfjell. På strekningen Gaggagaissa—Rastigaissa ses restene av grunnfjellsspenepanet bare som en hylle umiddelbart foran fronten av Dividal-gruppen i fjellskråningene. Øst for Rastigaissa er grunnfjellsspenepanet stedvis bevart i en stripe av større bredde, men den er til gjengjeld noe sterkere dekket av løsmateriale.

Selve kontakten mellom grunnfjell og Dividal-gruppens basallag har jeg iaktatt følgende steder: 1. Vest for nordspissen av Gaggagaissa, 2. Sør for Halkkavarre, 3. NØ for Luostegaissa (flere lokaliteter), 4. 1 km NNØ for Lilletind (liten fjelltopp mellom Luostegaissa og Suonjergaissa), 5. I vestskråningen av den nordligste del av Suonjergaissa, 6. Sørvest for sørspissen av Suonjergaissa, 7. I vestskråningen av Uččagaissa, 8. Flere lokaliteter på begge sider av dalføret vest for Gæidnogaissa, 9. Sør for «746»-høyden (omtrent midtveis mellom



Rastigaissa og Ullogaissa), 10. SSV for Ullogaissa, 11. SØ for Ullogaissa. I en lang rekke lokaliteter ellers er den overdekkede stripen mellom blotninger av grunnfjell og basallag for Dividal-gruppen så smal at det heller ikke der kan være plass til eventuelle rester av tillitt under basallagene.

I Dividal-gruppens basale ledd ses i flere lokaliteter en til dels temmelig grovdimensjonal skråsiktning. Den tyder i alle tilfelle på at materialet er blitt transportert fra sør mot nord.

I alle lokaliteter hvor en kan iaktta kontakt mellom grunnfjellsoverflaten og Dividal-gruppen, ses grunnfjellsoverflaten som en praktisk talt plan flate (såfremt den ikke har undergått deformasjoner etter avleiringen av Dividal-gruppen). Noe tegn til eokambrisk glacial erosjon av denne flaten har jeg ikke konstatert. På den annen side ser det heller ikke ut til at grunnfjellet umiddelbart under grenseflaten er vesentlig sterkere kjemisk forvitret enn grunnfjellet lenger unna (der dette har vært utsatt for kvartær isskuring), om det enn kan være noe brunfarget av rust i de øverste desimeterne under grenseflaten. Bare i to lokaliteter synes en mer dyptgående forvitring å ha funnet sted, nemlig i dem som ovenfor er betegnet som nr. 6 og 7. I lokalitet nr. 6, sørvest for sørspissen av Suonjergaissa, er granatgranulitten under basallagene sterkt brun og tildels rød på overflaten. Bergarten er temmelig oppsprukket. I lokalitet nr. 7, vest for Uččagaissa, er bergarten sterkt oppsprukket i ca. 5 meters dybde og har forholdsvis lett for å smuldre

Fig. 4. Søylediagram som viser hvilke ledd av Dividal-gruppen som opptrer på 9 steder fra vest mot øst i Finnmark, og Vestertana-gruppen ved Laksefjorden. Diagrammet viser også sammenhengen mellom Vogts inndeling A—F fra Torneträsk og Troms, inndelingen I—VI i Halkkavarre og inndelingen av Vestertana-gruppen. Pl angir Platysolenites-horisontens omtrentlige plass i lagrekken. Den stiplede linjen øverst i søylene angir grensen mot det overskjøvne dekke. Søylene for Torghatten, Dødningekløften og Vuolanjunes er tegnet på grunnlag av Holvedahls oppgaver. Ob, >: Obolus sp., antyder det nivå som jeg holder det for sannsynlig at dette fossil ble funnet i.

Diagram showing those members of the Dividal Group which occur in 9 localities from west to east in Finnmark, and the Vestertana Group at Laksefjord. The diagram also shows the relation between Vogt's classification A—F from Torneträsk and Troms, the classification I—VI at Halkkavarre and that of the Vestertana Group. Pl indicates the approximate level of the Platysolenites horizon. The broken line at the top of each column represents the boundary with the overlying thrust complex. The columns for the sequences at Torghatten, Dødningekløften and Vuolanjunes are based on Holvedahl's statements. Ob, >: Obolus sp., indicates the horizon in which I hold it probable that Holvedahl found this fossil.

opp. Jeg er imidlertid mer tilbøyelig til å tro at oppsprekningen og den tilsynelatende forvitring i disse lokalitetene skyldes tektoniske bevegelser enn at de skulle skyldes at overflaten i lang tid var utsatt for kjemisk forvitring før Dividal-gruppens sedimenter ble avleiret på overflaten.

V u o l a n j u n e s.

Dividal-gruppens lagrekke i Vuolanjunes er beskrevet av Holtedahll (1918, s. 129, og 1931, s. 249). Avstanden mellom Halkkavarre og Vuolanjunes er i luftlinje ca. 25 km. Lagrekken i Vuolanjunes er etter Holtedahlls beskrivelse svært lik lagrekken i Halkkavarre. Ledd for ledd har bergartene samme karakter, men den samlede tykkelse av de lag som opptrer i Halkkavarre, synes å være noe mindre i Vuolanjunes. På den annen side er lagrekken åpenbart skåret av Gaissa-dekket noen titall meter høyere opp i Dividal-gruppens opprinnelige lagrekke enn tilfellet er i Halkkavarre (se søylediagrammet fig. 4).

A k s o j o k k a.

P. Holmsen viste meg i 1955 en dalkløft gjennom Dividal-gruppens lag i Vest-Finnmark. Den er ca. 500 m lang, og er dannet av et tilløp fra nord til Aksojokka, umiddelbart sør for kartgrensen mellom gradteigsbladene Alta og Masi (lok. nr. 7 på nøkkelkartet fig. 1). Jeg besøkte dalkløften på ny i 1964. Det prekambriske underlag består av en glimmerskifer som er rødfarget i de øverste ca. 15 metrene, og ellers er grå av farge. Den røde fargen er uten tvil sekundær, men hvorvidt den er et resultat av forvitringsprosesser før avleiringen av Dividal-gruppens basallag eller om fargingen er skjedd etter avleiringen av Dividal-gruppen, tør jeg ikke ha noen mening om.

Dividal-gruppens lag ligger nesten horisontalt og tektonisk uforstyrret, bare med svak skråning mot nord. Lagrekken er målt opp i 1966 av A/S Sulfidmalm, Kristiansand, som elskverdiggst har stilt tallene til min rådighet. Den samlede mektighet er ca. 105 m (se søylediagrammet fig. 4). Over den ligger, med skyvegrense, metamorfe kvartsfeltspat-skifre.

Kontakten med grunnfjellet ses i en liten foss, der bekken renner utfor en 1/2 m tykk benk av konglomeratisk kvartsitt, som ligger diskordant på den prekambriske glimmerskifer. Ved å gå oppover

dalen, det vil si nordover, møter man etter hvert høyereliggende lag. Over basalbenken følger ca. 20 m grønne skifre med striper av gulaktige lag og sandsteinslag i den øverste delen. Disse sandsteinslagene er grå av farge, og de enkelte lag kan være opptil 20 cm tykke.

Neste ledd er ca. 50 m mektig og består av rødfiolett og blågrønn skifer. Nedre halvdel er vesentlig rødfiolett av farge med en del grønne striper, mens øvre halvdel vesentlig er blågrønn med røde striper. De aller øverste par meter er rødfiolette.

På skiferen hviler sandsteinslag med i alt ca. 8 meters tykkelse. De enkelte lag er 10 à 20, opptil 30 cm tykke. Fargen er lys grå i nedre del, i øvre del er den rød. Mellom sandsteinsbenkene er det grågrønne eller rødlige skiferlag i helt underordnet mengde.

Et tynnslip av rød sandstein viser veksling av røde og lyse striper, fra ca. 0.5 til 3 mm tykke. Hovedbestanddelen av bergarten er kvarts, som opptrer med kantete korn. Noen plagioklaskorn er til stede, i form av spaltetstykker. Aksessorisk forekommer atskillig zirkon, en del turmalin, noen få korn av rutil, opake korn, biotitt, serisitt og enkelte grønne større korn av kloritt. Sorteringen er god. Kvartsen har i det vesentlige diametre omkring 0.07 mm, men enkelte korn med diameter opp til 0.2 mm forekommer også. De største kornene er rundet. En fin-kornet matriks er svart eller rødlig i de røde stripene, gulgrønn i de lyse. Noen forskjell i kornstørrelse representerer stripekontaktene ikke.

Over sandsteinsleddet følger skifre og sandsteiner i veksling. Skifrene er dels grågrønne, dels røde. Sandsteinene er mest grågrønne, tykkelsen er noen få cm, opptil 10 cm og sjeldent 20 cm. Dette leddet er ca. 25 m tykt, og avsluttes oppad av skyvegrensen.

Det kan neppe være tvil om at lagrekken ved Aksojokka representerer leddene I, II, III og begynnelsen på IV. Men leddene I, II og III har ved Aksojokka mindre samlet mektighet enn de tilsvarende lag i Halkkavarre. Det basale ledd har svært lite av sandsteins- og konglomeratmateriale og ledd III er skrumpet inn fra 20 m til 8 m sandstein. Rød farge preger i betydelig større grad enn i Halkkavarre leddet med den karakteristiske rødfiolette og blågrønne skifer, eller rettere leirstein.

Holtedahl (1918, s. 30–34) har beskrevet to profiler gjennom Dividal-gruppen innenfor kartbladet Alta. Det ene er i en bekkekløft i fjellet Torghatten (fig. 1, lok. nr. 8) umiddelbart ved Altas dype canyon, ca. 15 km i luftlinje ØNØ for lokaliteten ved Aksojokka. Det andre profilet er i Dødningekløften 10 km øst for Torghatten. Etter

Holtedahls beskrivelse må en kunne slutte at en del av Dividal-gruppen som er blottet over uren i Dødningekløften, svarer til forholdsvis høytliggende lag i Halkkavarre, og at det dessuten er bevart høyereliggende lag i Dødningekløften enn i Halkkavarre. De eksemplarer av *Obolus* (*favosus* Lnr. sp.?) som Holtedahl fant 20 à 30 m under skyveplanet ved Torghatten, er det all grunn til å regne med hører hjemme i lag fra høyere nivå enn de øverste lagene i Halkkavarre (se fig. 4).

Jevnføring av Dividal-gruppen med lagrekken i Tanafjord- og Laksefjord-områdene.

Rekognoserende reiser i Tana-området ble gjort av Holtedahl (1918, 1931). Etter forslag fra ham utførte jeg den geologiske kartlegging der i 1933 og -34. Funn i 1934 av mellomkambriske fossil i øvre del av den yngre lagrekke, dvs. den som begynner med andre tillitt, bekreftet Holtedahls oppfatning av 1931 om at tillittene måtte være av eokambrisk alder (Strand 1935, Føyn 1937).

H. G. Reading (1965) med assistenter har inngående studert lagrekken i Digermulhalvøya i årene 1959–1964. Halvøya ble også besøkt av Gunnar Henningsmoen i 1960 og 1963. Ved disse undersøkelsene ble det funnet en forholdsvis rik fauna av bl. a. trilobitter, brakriopoder og graptolitter, med arter fra underkambrium (*Holmia* sp.) og opp til underste ordovicium (*Dictyonema flabelliforme*) (Henningsmoen 1961, Reading 1965). Alle disse fossilene er imidlertid yngre enn ledefossilene i Dividal-gruppen i Finnmark, *Platysolenites antiquissimus* Eichw. Den samlede lagrekken på Digermulhalvøya fra og med andre tillitt og oppad utgjør ifølge Reading ca. 3000 m, derav er ca. 2500 m lag over øvre tillitt. Laveste horisont med *Holmia* sp. ligger stratigrafisk omtrent 1300 m over øvre tillitt.

I Laksefjord-området finner en igjen Tana-områdets lagrekke opp til og med en del av Breivik-formasjonen (Føyn 1960). Så karakteristiske litologiske trekk som ledd og formasjoner i denne lagrekken har, enkeltvis og samlet, er det ingen tvil knyttet til jevnføringen mellom Laksefjord- og Tana-området. Men én forskjell er iøynefallende: Stappogiedde-formasjonen har ved Laksefjorden langt mindre tykkelse enn i Digermulhalvøya. Tana-området har åpenbart vært et sedimentasjonsbasseng.

Ved sammenligning mellom Dividal-gruppens forlandssedimenter og sedimentene i det miogeosynklinale basseng som Digermulhalvøya har tilhørt, må en kunne gjøre følgende forutsetninger:

1. Det er sannsynlig at alle ledd i Dividal-gruppen (kanskje unntatt basal-leddet) er representert i Digermulhalvøyas lagrekke, mens det omvendte ikke er like sannsynlig.
2. Dividal-gruppens lag i Halkkavarre fra basis og oppover til og med det Platysolenites-førende nivå må ha sine ekvivalenter i Digermulhalvøya innenfor lagrekken mellom øvre tillitt og Holmia-horison-ten, altså innenfor Stappogiedde-formasjonen, Breivik-formasjonen og den undre delen av Duolbasgaissa-formasjonen.

Så lenge det ikke var funnet fossiler i Tana- eller Laksefjord-områdene i den del av lagrekken som er nevnt i punkt 2 ovenfor, måtte en om mulig mer spesifisert jevnføring gjøres enten ved å påvise en direkte feltmessig sammenheng eller på litologisk grunnlag. Jeg har konstatert i marken at det ikke er noen feltmessig sammenheng mellom Dividal-gruppen og de aktuelle formasjoner i Laksefjord- og Tanafjord-områdene. En eventuell opprinnelig sammenheng er i tilfelle fjernet ved erosjon. Tilbake sto jevnføring på grunnlag av litologisk særpreg.

Det ledd i Dividal-gruppen i Finnmark som har det mest iøynefallende særpreg, er den blågrønne og rødfiolette skifer som er kalt «ledd II» i Halkkavarre-profilet. Leddet beholder sitt særpreg såvel med hensyn til farge som til litologisk karakter i alle fall fra Aksojokka i vest til Miennačokka i øst, en strekning på 150 km i luftlinje. Det ville være høyst usannsynlig at dette karakteristiske og stabile ledd i Dividal-gruppen ikke skulle kunne gjenkjennes i den aktuelle del av lagrekken i Digermulhalvøya. Da jeg i 1964 besøkte Halkkavarre og fulgte Dividal-gruppen østover derfra, konstaterte jeg at den rødfiolette og blågrønne skifer til forveksling er lik skiferen i Tana-områdets Stappogiedde-formasjon. Det var etter mitt skjønn all grunn til å regne med stratigrafisk «identitet».

Skiferen overleires i Dividal-gruppen av en lys, grå sandstein (ved Aksojokka også rød, se side 27). Ved Tanafjorden og Laksefjorden består leddet over skiferen av en kvartsitt som i det vesentlige har en meget karakteristisk rød farge. Tynnslip viser at fargen skyldes fint fordelt, støvliggende materiale mellom kornene. Bortsett fra denne

fargeforskjell, som synes å skyldes utelukkende oksydasjons- eller reduksjonsprosesser, minner kvartsitten sterkt om sandsteinen i Dividal-gruppens ledd III. En ser de samme mineraler i nesten alle detaljer (se side 17). Kantet kornform, bemerkelsesverdig god sortering og tett pakning er også felles trekk. Det samme gjelder kornstørrelsen, som i det vesentlige ligger mellom 0.04 og 0.07 mm i diameter. Kornstørrelsen svarer altså i begge tilfelle til «mo» etter Atterbergs skala, «silt til meget finkornet sand» etter Wentworths skala.

Neste ledd, altså ledd IV i Halkkavarre (130 m skifer i veksling med sandstein), har som helhet en litologisk karakter som får det til å minne meget sterkt om undre halvdel av Breivik-formasjonen. Etter avsluttet undersøkelse i 1964 kunne jeg underrette dr. Reading om at jeg var tilbøyelig til å jevnføre den Platysolenites-førende formasjon i Dividal-gruppen med Breivik-formasjonen i Digermulhalvøya (Reading 1965, side 186).

En konsekvens av den jevnføring som er gjort ovenfor, er at den lysegrå kvartsittiske «20 m sandsteinen» i Halkkavarre har en stratigrafisk posisjon svarende til den røde kvartsitt i Digermulhalvøyas lagrekke, og at Dividal-gruppens basale ledd svarer til det ledd i Stappogiedde-formasjonen som følger umiddelbart over øvre tillitt. Det er verdt å merke seg at dette ledd over øvre tillitt såvel i Tanafjord- som i Laksefjord-området inneholder lag av sandstein som er svært grovkornet (Føyn, 1937, side 86). Reading (1965, side 176) nevner konglomerater blant bergartene i dette ledd.

Funnet av *Platysolenites antiquissimus* i Halkkavarre i 1966, i det nivå jeg hadde beregnet på grunnlag av Holtedahls beskrivelse av Vuolanjunes, virket sterkt oppmuntrende til å prøve å finne tilsvarende fossil i Breivik-formasjonen ved Tana- eller Laksefjorden, for om mulig å få et avgjørende bevis for riktigheten av den jevnføring jeg var kommet fram til. I Digermulhalvøya synes sjansene å være små, først og fremst fordi Breivik-formasjonens bergarter der nesten overalt har en tektonisk betinget, utpreget skifrihet på skrå i forhold til sjiktningen. En må regne med at om det har vært fossiler til stede opprinnelig, så er det stor fare for at de er blitt ødelagt under skifrihetsprosessen. Ved Laksefjorden derimot er denne tektonisk betingete skifrihet langt mindre utpreget enn i Digermulhalvøya. Det skulle for så vidt være større sannsynlighet for fossilfunn i Breivik-formasjonen ved Laksefjorden. Jeg reserverte derfor en dag på slutten

av feltarbeidet til fossil-leting i en lokalitet ved Kunes, der bergartenes karakter i særlig grad minnet om den Platysolenites-førende formasjon i Halkkavarre. Lokaliteten (F på kartet pl. III) er lett tilgjengelig, den ligger ved riksveien, 3.4 km østover langs denne fra Kunes' veikryss. En liten bekk kommer fra nord ned bergskråningen. I en «bløt», grønn leirstein som skjærer bekkeleiet 8 m fra nordre veikant, fant jeg i alt 7 steinprøver som inneholder fragmenter av Platysolenites antiquissimus Eichw.

Det ser ut til at fossilene bare kan finnes i en sone på høyst noen få dm, og her som i Halkkavarre er det karakteristisk for deres opptreden at bergarten er bløt leirstein praktisk talt uten sjiktning. Bergarten har nærmest «muslig» brudd. Skifer med synlig spaltning etter lagflater synes å være fossiltom.

Paleontologisk beskrivelse av fossilmaterialet, se Hamar (1967).

Lagenes strøk ved fossillokaliteten er N ca. 50° Ø, fall ca. 30° mot NV. En tektonisk betinget skifriighet har strøk N ca. 20° Ø, fall ca. 60° mot VNV. Bergartene er dessuten oppsprukket etter noenlunde vertikale sprekker med nordvestlig strøk.

Breivik-formasjonens lag kan følges i bekken på en strekning ca. 100 m oppover mot nord. Den grågrønne skifer veksler med sandsteinsbenker og med røde skifre. Bergartenes fall øker gradvis til ca. 50°. De øverste lagene i Breivik-formasjonen er kvartsittiske sandsteiner som ser mer eller mindre mylonittiske ut. Over dem, i en foss i bekken, opptreer en fremmed bergart, den ser ut som en breksiert grønnstein. Den opptreer som en 3—4 m tykk benk. I selve fossnakken ses en uren karbonatbergart. De to sistnevnte bergarter hører til det overskjøvne kompleks, som i dette område består av prekambriske gneiser og gabbroide bergarter og av dolomitt.

På strekningen fra fossilforekomsten og østover mot Adamselven varierer strøket atskillig, mellom N 20° Ø og N 100° Ø. Også fallet varierer fra sted til sted i bergskråningen, stort sett økende oppover (nordover) fra 20° til 50°. Lagene er imidlertid ikke sterkt foldet, strøk og fall er vesentlig en funksjon av foldningsaksenes stuping, som øker i grad mot nord inn under det overskjøvne kompleks. Gjennomsnittlig følger lagene i moderate bølger riksvegen der denne har retning N 70° Ø.

Den stratigrafiske avstand fra fossilhorisonten til Breivik-formasjonens øvre grense på stedet dreier seg om 80 m. Da den øvre grense imidlertid er av tektonisk art, gir dette ikke holdepunkt for vurderingen av fossilsonens nivå innenfor Breivik-formasjonen. Lagene under fossil-

sonen, altså sør for riksveien, er skjult av løsmateriale. Formasjonens underlag, det vil si toppen av den røde kvartsitt, er imidlertid blottet på to steder ved veikanten, henholdsvis 600 m og 1200 m øst for fossil-lokaliteten. Beregninger på grunnlag av målinger av lengder (med målebånd), høyder (med barometer) og fallvinkler i to profiler med utgangspunkt i den røde kvartsitt ved vegen og mot NNV opp til grensen for det oppskjøvne kompleks gir omtrent 250 meter som maksimal tykkelse for den tilstedeværende del av Breivikformasjonen. Øverst i det østre av disse profilene (og videre østover) opptrer det imidlertid en rød kvartsitt som i utseende til forveksling er lik den underliggende røde kvartsitt. En kan ikke se bort fra muligheten av at det foreligger en skjev, tilnærmet isoklinal fold med delvis inverterte lag, eller en oppskyving av den røde kvartsitt, uregelmessigheter som i tilfelle ikke er overraskende så nær grensen for de oppskjøvne grunnfjellsflak. I så fall er den beregnede stratigrafiske tykkelse for stor.

Lagrekken er forholdsvis kontinuerlig blottet i et bekkelie ca. 1.5 km øst for fossilforekomsten. Leting etter fossiler ga negativt resultat. Ellers i skråningen er berggrunnen dekket av løsmateriale der Platysolenites-horizonten må ventes å opptre. Det er derfor ikke mulig å angi nøyaktig dens stratigrafiske plass, men etter beregningene må denne være 100 à 150 m over toppen av Rød kvartsitt. Platysolenites-horizonten hører i alle tilfelle hjemme i *undre* del av Breivik-formasjonen slik denne er kjent i Digermul-halvøya (altså i Reading's «Lower Breivik Member»).

Funnet av Platysolenites ved Laksefjorden bekrefter at den Platysolenites-førende formasjon i Dividal-gruppen er ekvivalent med Breivik-formasjonen eller en del av Breivik-formasjonen i Digermul-halvøyas lagrekke. Det kan da neppe være tvil om at leddene I, II og III i Dividal-gruppen i Halkkavarre stratigrafisk stort sett svarer til Stappogiedde-formasjonen. Det behøver selvsagt ikke medføre at Dividal-gruppens basalkonglomerat og Stappogiedde-formasjonens underste ledd er helt samtidige avsetninger.

Reading og Walker (1966, p. 209) har følgende konklusjon med hensyn til avsetningen av det undre og midtre ledd i Stappogiedde-formasjonen i Tanafjord-området: «Diachronous sedimentation of coarse clastics, possibly fluvial, followed retreat of the second ice sheet. As the sea deepened, there was a rapid transition through sub-tidal sandstone

facies into quiet water in which the blue-green and red-violet slate member of the Stappogiedde Formation was deposited.»

Det undre ledd av Stappogiedde-formasjonen har etter hvert fulgt transgresjonen innover grunnfjellsoverflaten i form av Dividal-gruppens basalledd. Konglomerathorisonter, sandsteiner med variabel kornstørrelse, og skråsiktig grovt materiale, viser at transportmediet i alt vesentlig var vann. Enkelte store blokker i ellers relativt homogen sandstein kan tyde på at isflak tok del i transporten.

Transporten fra denudasjons- til sedimentasjonsområdet av det materiale som dannet de to neste ledd i Dividal-gruppen (altså II og III) og deres ekvivalenter i Stappogiedde-formasjonen, kan neppe ha foregått med rennende vann som noe som betydningsfullt transportmiddel. Den meget store utstrekning av mineralogisk og teksturelt ensartede stratigrafiske enheter innen hvert av disse leddene, derunder den uvanlig gode sortering, mangel på grovklastisk materiale og den hyppige opp-treden av røde farger, tyder på at vind har vært det dominerende transportmiddel (jfr. Føyn 1937, p. 137). Selve avleiringen har skjedd i rolig vann. Bølgeslagsmerker eller strømrifler av de typer som vanligvis dannes av bølger eller tidevann, er alminnelige i sandsteinene og siltsteinene, og horisontale «ormespor» ses på lagflater av siltstein i leddet «blågrønn og rødfiolett skifer». Omleiring etter avsetningen kan ha funnet sted i vannet.

Den omstendighet at kvartsen omtrent bare opptrer i form av kantete korn, og tilstedeværelsen av frisk plagioklas, er indikasjoner på at denudasjonsområdet besto av krystallinske bergarter. Så vidt finkornet som selv de sandige lag er, ville rundingsprosessen av kornene ta lang tid og vanskelig kunne gjennomføres i løpet av én transportsyklus.

Det er fristende å trekke ytterligere noen slutninger. Etter avslutningen av den glasiale perioden ble først grovt materiale skyllet ut i sedimentasjonsbassenget, og grovt materiale dannet også det basale ledd ved den transgresjon som fulgte. Deretter skjedde transporten av materiale fra det oppragende land vesentlig ved hjelp av vinden. De røde farger som opptrer, er neppe uforenlige med argumenter som taler for at klimaet stort sett var kjølig og tørt. De forholdsvis store mektigheter av Stappogiedde-formasjonen i Tanafjord-området, og minskningen i mektighet av de tilsvarende ledd i Dividal-gruppen fra Halkkavarre vestover i Finnmark, gjør det sannsynlig at denudasjonsområdet vesentlig lå i det nåværende Øst-Finnmark. Det må vel anses for rimelig

å anta at denudasjonsområdet stort sett var det tidligere nedisete område, altså sør for sedimentasjonsbassenget.

Den «bløte» leirsteinen i ledd IV og i Breivik-formasjonen, altså den Platysolenites-førende bergart, er teksturelt og mineralogisk nærmest identisk med leirsteinen i ledd II i Dividal-gruppen og Stappogiedde-formasjonen. Vindtransport kan også for dannelsen av denne avsetning ha spilt en rolle. Et notat i Th. Vogts etterlatte papirer viser at han har vært inne på denne tanke for det tilsvarende ledd i Dividal-gruppen i Troms, der dette ledd (Vogts «nivå D») er utviklet som en temmelig homogen rød og grønn skifer, med lite innslag av sandsteinsmateriale.

Dividal-gruppen i Troms og Norrbotten.

Med det manuskript av Th. Vogt, som ble funnet blant hans etterlatte papirer i desember 1966, følger et kart over Dividal-gruppens utbredelse fra Torneträsk til Reisadalen, og en plansje med 23 profil-søyler. Vogt beskriver inngående de enkelte stratigrafiske «nivåer» og profiler. En oversikt over den stratigrafiske inndeling siteres (Vogt 1967) i form av tabell 2.

Tabell 2. Th. Vogts stratigrafiske inndeling av Dividal-gruppen på strekningen fra Torneträsk til Reisadalen. (Yngre ledd nedover i tabellen.)

Underkambrium:

- Nivå A. Basalkonglomerat, hvilende på grunnfjellet, overleiret av sandstein. Mektighet tilsammen 0.5–13 1/2 m.
- Nivå B. Grønn skifer. Mektighet 3.5–11.7 m.
- Nivå C. Sandstein, oftest med smale skiferlag. Mektighet 2.5–10.3 m.
- Nivå D. Rød og grønnfarget skifer. Fossilførende med Platysolenites antiquissimus etc. Mektighet 18.6–65 m.
- Nivå E. Sandsteinsavdeling med skiferlag. Mektighet 21.8–48.7 m.
- Nivå F. F 1: Kalkstein med fosforittkonglomerat. Fossilførende med *Obolus* cfr. *favosus* etc., mektighet 0–1/2 m.
F 2: Grønn skifer, mektighet 11–46 m.
F 3: Mergelskifer og kalkstein. Fossilførende med *Strenuella primaeva* etc. Mektighet 0–1.7 m.

Mellomkambrium:

- Nivå G. Alunskifer opp til 72 m. Derover de metamorfe bergarter, atskilt fra kambrium ved skyveplanet.

I forbindelse med den generelle geologiske kartlegging av den kaledonske fjellkjedes berggrunn i Norrbotten har O. Kulling gjort inngående undersøkelser av Dividal-gruppens opptreden, derunder innen Torneträsk-området (Kulling 1960, 1962, 1964). Hans inndeling av lagrekken i Luopaktes nordskråning er denne, regnet ovenifra (for sammenligningens skyld er Vogts nivå-inndeling føyet til i parenteser):

72 m	Alunskifferformationen.	(G)
15—20 m	Den øvre skifferformationen med en tunn kalkstensbank opptill.	(F)
50—60 m	Den øvre sandstensformationen.	(E)
15—20 m	Den mellersta skifferformationen.	(D)
7— 8 m	Den mellersta sandstensformationen.	(C)
12 m	Den undre skifferformationen.	(B)
10 m	Den undre sandstensformationen med arkosartad, konglomeratisk bottenbildning.	(A)

Den mellersta skifferformationen er fossilførende, m. bl. a. *Platysolenites antiquissimus* Eichw. og *Volborthella tenuis* Schmidt, den svarer altså til den underkambriske «del-etasje» 1 a β etter Oslo-feltets etasje-inndeling (muligens delvis til 1 a α_2 , jfr. Skjeseth 1963, p. 36). Den øvre skifferformationen inneholder fossil (bl. a. *Ellipsocephalus Norden-skiöldi* Linrs. og *Obolus* sp.) som viser at formasjonen svarer til øverste del av underkambrium (1 b β).

Kulling har vist at nord for Torneträsk mangler så godt som helt den undre skifferformation og den mellersta sandstensformation, og deres plass inntas av en sedimentær breksje, «Vakkejokk-breccian». Kulling antar at det materiale av sandstein, som forekommer i Vakkejokk-breksjen, stammer fra den mellersta sandstensformationen som er blitt brutt ned der. En inhomogen, bruddstykkeførende sandsteinsbank i øvre del av den mellersta sandstensformationen i Luopakte-profilen mener han kan tolkes som en sydlig, sterkt uttynnet fortsettelse av sedimentbreksjen i nord. Kulling oppfatter altså Vakkejokk-breksjen som en noe yngre dannelse enn den mellersta sandstensformationen. Han peker på at breksjer av lignende type og med samme stratigrafiske stilling etter-

STATENS TEKNOLGISCHE INSTITUTT
BIBLIOTEKET

hånden er blitt påvist innen vidt forskjellige deler av Norrbottenfjellene (Kulling 1964, s. 33).

Vogt (1967) har i flere profil på strekningen Torneträsk—Reisadalen observert en svakt konglomeratisk utvikling av øverste sandsteinbenk i sitt nivå C, altså det som svarer til Kullings mellersta sandstensformation. Det gjelder bl. a. profilet i Avevagge i Reisadalen (lok. nr. 6 på fig. 1). Vogt nevner også at neste ledd (D) har skarp grense mot underlaget. Det brudd i avsetningen som Kulling regner med, synes altså å være regionalt utbredt.

Det særpreg som utmerker de enkelte formasjoner eller ledd i Dividalgruppen, og tilstedeværelsen av Platysolenites i Halkkavarres ledd IV, gjør det mulig å foreta en temmelig sikker korrelasjon fra sted til sted gjennom Finnmark og Troms til Norrbotten. En klar tendens i utvikling av mektigheten av enkelte ledd kommer dermed til syne, se tabell 3. Til sammenligning er de tilsvarende ledd eller formasjoner i Tanas lagrekke i Digermulen ført opp i tabellen.

En legger spesielt merke til at leddene B og D avtar i tykkelse i sørvestlig retning. For D, det Platysolenites-førende ledd, skjer reduksjonen vesentlig ved at den innblanding av sandstein som er karakteristisk for dette ledd i Finnmark, etter hvert forsvinner. Ennå i Avevagge er det en del sandstein i leddet, men videre mot sørvest til Torneträsk beskrives dette ledd som en temmelig homogen skiferformasjon.

Hva angår ledd B, den rødfiolette og blågrønne skifer i Finnmark, så er det et stort spørsmål om dette ledd i det hele tatt er representert ved Torneträsk. Etter Kullings og Vogts beskrivelse synes den undre skifferformationen å ha en litologisk karakter som mer svarer til skifre og skifrige sandsteiner som jeg har tatt med i Dividal-gruppens ledd I, jevnfør spesielt beskrivelsen av lagrekken ved Aksojokka.

Uttytningen av den rødfiolette og blågrønne skifer mot SV kan muligens gjøre det berettiget å slutte at Dividal-gruppens basalkonglomerat gradvis blir noe yngre i denne retning. Kulling har pekt på en slik tendens i retning videre mot SV fra Torneträsk. Han gjengir (1964, side 48—50) resultatet av 4 boringer gjennom Dividal-gruppens lag NØ for St. Sjøfallet (lok. nr. 4 på fig. 1). I det borhull som viste de største tykkelser av Dividal-gruppen, er lagrekken denne: «0.1 m sandsten och konglomerat, derover 12.8 m lerskiffer med innlagringar av sandsten, og øverst 11.2 m alunskiffer.» På grunnlag av fossilfunn noe lenger sør,

Tabell 3. Tykkelse i meter av de enkelte ledd (eller formasjoner) i Dividal-gruppen, og av de tilsvarende enheter i lagrekken ved Tanafjorden. Tallene øverst i hver kolonne er satt i parentes, idet vedkommende ledd er skåret av skyveplanet.

Thicknesses in metres of the different members (or formations) of the Dividal-Group at five localities in Norrbotten, Troms and Finnmark, and of the corresponding units of the sequence at the Tanafjord. The figures uppermost of each column are in brackets, as the members concerned are cut by the thrust plane. (Alunskifer = alum shale, skifer = shale, Undre ordovicium = Tremadocian, Overkambrium = Upper Cambrian, Mellomkambrium = Middle Cambrian.)

	Stora Sjøfallet Kulling 1964	Luo-pakte, Torne-träsk Kulling 1964	Ave-vagge, Reisa-dalen Vogt 1967	Akso-jokka, sør for Alta	Halkka-varre, sør for Porsanger	Digermulen, Tanafjord Reading 1965	
						(300) Undre ordovic.	Berlogaissa - f.
						410-435 Overkambr.	Kistedal - f.
Alunskifer	(11.2)	(72)	G (29)			300 Mellomkambr.	
Skifer	12.9	15-20	F 46			500-520	Duolbasgaissa - f.
Sandstein	0	50-60	E 45.3		V og VI (16)		
Skifer	0	15-20	D 65	(25)	IV 130	520-655	Breivik - f.
Sandstein	0	7-8	C 2.5	8	III 20	180	Stappogiedde - f.
Skifer	0	12	B 3.5	50	II 70	220-225	
Sandstein og konglomerat	0	10	A 7	20	I 20	40	

slutter Kulling at leirskiferen svarer til den øverste av underkambriums fire faunistiske soner. Kulling trekker disse slutninger: «Hyolithusseriens bottenbildningar inom detta och andra partier av norra Norrbottensfjällens sydöstligaste del synes med stöd av de gjorda iakttagelserna böra placeras högre upp i det stratigrafiska schemat än längre i N, exempelvis i Torneträskområdet.

I den ovanstående redogörelsen för Hyolithusseriens stratigrafi har det på flera ställen gjorts sannolikt, att de båda undre av Torneträskområdets lerskifferformationer tunna ut mot S. Observationerna i fjällranden N och S om St. Sjøfallet antyder, att det samma är fallet med de sandstensformationer som omsluta de undre lerskifferformationerna.»

Dividal-gruppen, slik den er kjent fra Finnmark og Torneträsk, er altså ved St. Sjøfallet nesten borte. Lagrekken i Halkkavarre og den i St. Sjøfallet har intet direkte stratigrafisk fellesskap. Den likhet som fortsatt består, er lagrekkenes plass som et karakteristisk ledd i fjellrandens bygning.

Videre mot sør kommer det imidlertid igjen inn eldre lag, Laisberg-serien, som kan påvises langs fjellranden på en strekning av mer enn 250 km. Den har sin største, kjente mektighet i Laisvalltrakten (50–60 m) og tynner ut såvel mot nord som sør. (Laisvall er lokalitet nr. 3 på fig 1). Kulling mener at Laisberg-serien bør parallelliseres med sedimentene under Vakkejokk-breksjen ved Torneträsk (Kulling, 1964, s. 131), altså med «Mellersta sandstensformationen» og eldre lag der. På den annen side regner han med at Laisberg-serien i alder er ekvivalent med Strøm-kvartsittserien (Kulling, 1955, s. 138), som igjen er en ekvivalent til Vemdalskvartsitt-formasjonen.

Kulling og en rekke andre svenske geologer har berettet om funn av tillitt eller iallfall tillittlignende konglomerat på grunnfjellet eller i underste del av Dividal-gruppens lagrekke (Kulling 1951, G. Kautsky 1949 og 1953, Grip 1950). Kulling kalte (1951) denne forekomstmåte av tillitt for «sitotillit». Tilsvarende forekomstmåte av tillitt er påvist i Vest-Finnmark av P. Holmsen (1956 og 1957). Etter nærmere studium av Vakkejokk-breksjen er Kulling åpenbart begynt å nære tvil om den glasiale opprinnelse til konglomeratene av «sitotillit»-type. Jevnføring mellom Dividal-gruppen ved Torneträsk og i Finnmark støtter Kullings argumenter for å anse Vakkejokk-breksjen for ikke glasiogen, idet Vakkejokk-breksjen har en stratigrafisk posisjon *over* de glasiogene bergartene i Finnmark. De tillitt-lignende konglomerater som Per Holmsen har påvist i Vest-Finnmark, ligger derimot strati-

grafisk under Dividal-gruppens basalkonglomerat og altså i en posisjon som svarer til tillitten i Alta og til (øvre) tillitt i Øst-Finnmark. Det må kunne betraktes som et indisium på at Per Holmsens tolkning av konglomeratene som glasialdannelser er riktig. Tilsvarende resonnement må kunne brukes om de konglomerater av «sitotillitt»-type i Norrbotten som kan påvises å ligge under lag hvis stratigrafiske ekvivalent ved Torneträsk er eldre enn Vakkejokk-breksjen.

Prinsipiell interesse knytter seg til det brudd i lagrekken som er påvist i Troms og Norrbotten under det Platysolenitesførende ledd (jfr. Vakkejokk-breksjen og konglomeratisk sandsteinslag). Den underliggende sandstein (Vogts ledd C) anses på den ene side for å være ekvivalent i alder med den røde kvartsitt i Øst-Finnmarks Stappogiedde-formasjon, på den annen side med Laisberg-sandstein, Strømkvartsitt og Vemdal-kvartsitt. Det velkjente brudd i avsetningen i Sør-Norge og Jämtland mellom Ringsaker-kvartsitt (Vangsås-formasjonen = Vemdal-sandstein) og fossilførende kambriske lag, kant altså spores gjennom Norrbotten og Troms til Reisadalen. I Finnmark er det derimot ikke konstatert noe brudd i dette nivå.

Lagrekkene i Øst-Finnmark jevnført med lagrekkene i Ringsaker og ved Sjougdälven.

De geologiske forhold i Mjøs-distriktet har vært studert av en lang rekke geologer og paleontologer. Betydning for den aktuelle sammenligning har særlig arbeidene til Holtedahl (1922), Vogt (1924) og Skjeseth (1963). Generelle likhetspunkter i den geologiske utvikling i Tana-området og i Sør-Norges «sparagmitt-område» er blitt påpekt, særlig av Holtedahl (1930 og flere skrifter). Jeg skal her vesentlig nevne nyere momenter som øker muligheten for sammenligning i detaljer, så vel med hensyn til likhet som til ulikhet.

Med funnet av Platysolenites antiquissimus i undre del av Breivik-formasjonen i 1966 er nedre grense for fossilførende underkambrium i Øst-Finnmark brakt ned til omtrent samme nivå som i lagrekken ved Ringsaker (lok. nr. 1 på fig. 1). Underkambrium ved Ringsaker er representert ved en lagrekke av størrelsesorden 50 meters tykkelse, mens det tilsvarende tall for Tana-området (formasjonene Breivik og Duolbasgaissa) er 1000 m. Denne mektighet er uforholdsmessig større enn kjent fra noe annet område i Fennoskandia. Det store innhold av sandig ma-

teriale, til dels i form av lyse, massive kvartsittbenker, og mangelen på karbonat, er karakteristiske trekk ved underkambrium i Finnmark. Avleiringshastigheten må åpenbart ha vært forholdsvis meget stor, men det er kanskje også forsvarlig å trekke den slutning at den underkambriske lagrekke er mer fullstendig i Digermulhalvøya enn en kjenner til i noen annen lokalitet i Fennoskandia.

I overkambrisk og i begynnelsen av ordovicisk tid har avsetningsmiljøet i Digermul-området i noen grad vært berørt av forhold som fører til dannelsen av svarte, kullstoffholdige skifre, altså de ellers så velkjente alunskifre. Readings «black shale member» i Kistedal-formasjonen består som navnet sier vesentlig av svarte skifre. Ved riping er streken for det meste lys, men den kan også være mørk grå. Lagene er ofte papirtynne og har vært lite kompetente under foldningsbevegelser. De minner altså såvel i utseende som i tektonisk henseende om alunskifer. Men den store tilførsel av sandmateriale som er karakteristisk for Digermul-halvøyas kambro-ordovicium, gjør seg gjeldende også i dette formasjonsledd, idet det opptrer tynne sandsteinslag i forbindelse med skifrene. Kalksteinsboller, som ellers ofte finnes i alunskifre, forekommer ikke i Digermul-halvøyas lag. Skiferen mangler altså noe av det som til vanlig er særegent for alunskifre. «Black shale member» og Berlogaissa-formasjonens mørke sandstein og skifer med bl. a. Dictionema er skilt fra hverandre ved en grå, tykkbenket, homogen kvartsitt på ca. 200 meters tykkelse. Det er et fremmed innslag i vårt tilvante alunskifer-begrep.

Den kambriske del av lagrekken på Digermul-halvøya bærer som helhet preg av at området tilhørte en miogeosynklinal del av det kaledonske avsetningsbelte, i motsetning til forlandskaracteren til sedimentene i Sør-Norge og ellers langs den nåværende østrand av fjellkjeden.

Tillittene er de viktigste ledeformasjoner i den eokambriske delen av lagrekken ved sammenligning mellom Nord- og Sør-Norge. Det skulle ikke være noen grunn til å tvile på at Moelv-tillitten i alder stort sett svarer til de glasigene dannelsene i Øst-Finnmark. Spørsmål mer i detalj, om den er en ekvivalent til enten undre eller øvre tillitt i Finnmark, kan ikke besvares med sikkerhet. Helhetsbildet av de eokambriske lagene gjør det etter mitt skjønn sannsynlig at Moelv-tillitten er tilnærmet homotax med øvre tillitt i Øst-Finnmark.

Den røde sparagmitt (Moelv-sparagmitt = Ring-formasjonen, jfr. K. Bjørlykke 1967) er ifølge litteraturen som regel forbundet med den

overliggende Moelv-tillitten ved kontinuerlig avsetning. Den litologiske forandring er mer iøynefallende ved overgangen fra den underliggende Biri-skifer og kalkstein til Moelv-sparagmitten. Den tilsvarende markerte endring i avleiringsforholdene er blitt forklart som resultat av forkastningsbetinget innsynkning langs randen av sedimentasjonsbassenget (Holtedahl 1921, Skjeseth 1963). Englund (1966, s. 77) anser det for sannsynlig at det fant sted en viss skjerpelse av relieffet rundt sedimentasjonsbassenget etter avsetningen av Biri-skifer og kalkstein, men han anser det for lite trolig at det undersjøiske relieff ble markert skjerpert. K. Bjørlykke (1966, p. 26) refererer Holtedahls forkastningsteori, men han antyder at avleiringen av Moelv-sparagmitten også kunne forklares som en rask avleiring av glasifluvialt materiale. Alle forhold tatt i betraktning slutter jeg meg til den oppfatning som enkelte geloger har gitt uttrykk for (bl. a. Rosendahl, 1945), nemlig at Moelv-sparagmitten er homotax med den interglasiale (eller interstadiale) Nyborg-formasjonen i Øst-Finnmark. Finnmarks undre tillitt mangler i så fall i Mjøs-trakten. Det gjør den lokalt også i Finnmark, øvre tillitt er som ledd i formasjonsrekken langt mer stabilt.

Moelv-tillitten er ved kontinuerlig avsetning overleiret av Ekreskiferen, som videre oppover går over i Vardal-sparagmitt og Ringsakerkvartsitt (tilsammen Vangsås-formasjonen = Vemdalsandstein, jfr. K. Bjørlykke 1967). Det ligger nær å anse disse formasjoner som stratigrafiske ekvivalenter til Øst-Finnmarks Stappogiedde-formasjon. En slik oppfatning støttes av det kjennskap vi nå har til Dividal-gruppens stratigrafi. Som det tidligere er blitt gjort rede for i denne avhandling, svarer den undre, eokambriske del av Dividal-gruppen, altså leddene I—III i Halkkavarre, til Stappogiedde-formasjonen. Den røde kvartsittiske sandstein i Tana-området må anses for ekvivalent med Dividal-gruppens ledd III, som via Vogts nivå C kan følges til Kullings «mellersta sandstensformation» i Norrbotten, hvorfra parallelliseringen videre skjer via Laisberg-serien, Strøm-kvartsitt og Vemdalsandstein til Vangsås-formasjonen.

I begynnelsen av den glasiale perioden ble landet sør for Tana-området utsatt for sterk nedbrytning. Så fulgte — fremdeles under den glasiale perioden — en transgresjon av havet, med avleiring av tillitt og/eller Nyborg-formasjonens sedimenter på grunnfjellet. I Sør-Norge opptrer Moelv-tillitten på lignende måte. En ny, eller iallfall intensivert, transgresjon fulgte etter avslutningen av den glasiale perioden. I Sør-

Norge gir den seg tilkjenne særlig ved den store utbredelse av Vangsås-formasjonen. I Finnmark fulgte transgresjonen umiddelbart etter at avsetningen av øvre tillitt var slutt, idet Dividal-gruppens basale ledd svarer til det ledd som i Digermulhalvøya følger like over øvre tillitt. Denne transgresjon må antas å ha vært av mer generell natur enn den som skjedde under selve den glasiale perioden, i og med at Dividal-gruppen kan følges sammenhengende gjennom Finnmark til Troms og videre sørover. Det innebærer ikke at konglomeratet overalt er dannet på samme tid, som før nevnt er det grunner som taler for at basalkonglomeratet for Dividal-gruppen er noe yngre etter hvert som en går til lokaliteter mot SV. Et visst tidsrom med erosjon er sannsynlig mellom dannelsen av tillittbergartene på grunnfjellet i Vest-Finnmark og Dividal-gruppens basalkonglomerat der. At det ikke er funnet blokker av tillittbergart i Dividal-gruppens basale konglomerater, kan kanskje tas som et indisium på at tillittene ikke forelå som herdet bergart da Dividal-gruppens basalkonglomerat ble dannet.

Det at den store transgresjonen begynte umiddelbart eller temmelig snart etter avslutningen av den glasiale perioden, får en til å tenke på eustatisk heving av havnivået som en mulig årsak til transgresjonen.

Etter avsetningen av Vangsås-formasjonen (Vemdal-formasjonen) fulgte en tid med regresjon av havet i Sør-Norge og Sverige, før avleiringen av Holmia-serien tok til. Ved Ringsaker synes denne regresjonsperiode ikke å ha ført til noen hiatus av stor betydning. For å sitere Skjeseth (1963, side 34): «The transition to the Lower Cambrium at Mjøsa is marked by a thin quartz-conglomerate without any abrupt change in lithofacies. In the writers opinion too much stress has been laid upon this non-angular unconformity.» Som før nevnt (s. 39), spores et tilsvarende brudd i Dividal-gruppen i Norrbotten og Troms, men ikke i Finnmark, og heller ikke i Tana-området lagrekke.

Geologien ved Sjougdälven (lok. nr. 2 på fig. 1) er utredet av Asklund, for de fossilførende formasjoners vedkommende med Thorslund som medarbeider. Tillitten ble funnet av Asklund i 1933 (Asklund og Thorslund 1935). Resultater fra supplerende undersøkelser er meddelt av Asklund (1960, 1962).

Asklund anser den røde og grønne skifer ved Sjougdälven og den overliggende kvartsitt som homotaxe med henholdsvis Ekre-skifer og Vardal-sparagmitt + Ringsaker-kvartsitt. De svarer altså til sammen i det store og hele til Stappogiedde-formasjonen i Finnmark. Detalj-jevn-

føring av tillitten og de nærmest tilgrensende bergarter i Sjougdälvens dal med så vel Mjøs-distriktet som med Finnmark byr derimot på betydelige momenter av usikkerhet. Sjougdälvens tillitt ligger ifølge Asklund (1960, side 53, og 1962, figur 19, side 209) på glasialstripet underlag av rød sparagmitt. Den overleires av grov kvartsitt med grågrønne skifre. I en annen lokalitet, ca. 30 km i luftlinje SV for Sjougdälvens tillittforekomster, har Asklund funnet tillitt liggende på disse grove kvartsitter. Asklund trekker den slutning at det i områdets lagrekke eksisterer to tillitthorisonter, men han uttrykker seg med en viss forsiktighet, idet han henviser til at observasjonen av den øvre tillitt er gjort bare i en enkelt lokalitet. Sjougdälvens tillitt vil i tilfelle svare til Finnmarks undre tillitt. Dersom den underliggende, glasialskurte, røde sparagmitt og Moelv-sparagmitt er homotaxe dannelser, vil den antagelse jeg har gitt uttrykk for tidligere i dette kapitel, nemlig at Moelv-sparagmitt er en ekvivalent til Nyborg-formasjonen, ikke kunne opprettholdes. Ifølge P. Holmsen (personlig meddelelse) er imidlertid sparagmittenes farge og utseende for øvrig usikre holdepunkter når det er spørsmål om parallellisering over større avstander, som f. eks. mellom Mjøs-trakten og Jämtland. En kan altså ikke utelukke den mulighet at Sjougdälvens røde sparagmitt hører til en eldre sparagmittformasjon enn Moelv-sparagmitt.

Hovedresultatene av jevnføringen mellom de aktuelle deler av lagrekken i 12 lokaliteter fra sør til nord på den skandinaviske halvøy er samlet i den tabellmessige oppstilling i plansje VI.

Noen bemerkninger om undre grense for det kambriske system.

Det er i Øst-Finnmark ikke påvist noe som tyder på stratigrafisk brudd av noen betydning i den lagrekken på ialt ca. 3000 m som begynner med undre tillitt og når opp i lag tilhørende underste ordovicium. Det prinsipielle brudd er under undre tillitt, som ligger diskordant på underlaget. Med undre tillitt innledes altså i Øst-Finnmark en sedimentasjonsperiode som innbefatter avleiring av de fossilførende kambro-ordoviciske lagene.

De to glasigene formasjoner (marine tillitter) og den interstadiale Nyborg-formasjonen har sterkt varierende tykkelser fra sted til sted i Øst-Finnmark, til sammen er deres maksimale tykkelse 600 meter. Stappogiedde-formasjonen er ca. 450 m tykk på Digermulhalvøya. I disse formasjonene er det ikke funnet fossiler, bortsett fra spor etter

krypene organismer. (De betegnes i det følgende som «de fossil-løse formasjoner» eller «den fossil-løse del av lagrekken».) Formasjonene Breivik og Duolbasgaissa, som begge inneholder underkambriske fossiler, har tilsammen en tykkelse av størrelsesorden 1000 m, altså samme tykkelse som den fossil-løse del av lagrekken. Kistedal-formasjonen, som inneholder de mellomkambriske og overkambriske lagene, er 500 à 700 m tykk.

Den litologiske karakter og mektigheten av de fossil-løse sedimentene sammenlignet med karakteren og mektigheten av de fossilførende, underkambriske formasjonene, gir ingen grunn til å anta at det har tatt lengre tid å avsette den fossil-løse delen enn den underkambriske, fossilførende delen. Etter Finnmarks-forholdene å dømme, er det naturlig å gi den fossil-løse delen, altså fra og med undre tillitt til og med Stappogiedde-formasjonen, kronostratigrafisk rang som «del-system».

At det er en kontinuerlig overgang fra dette del-system til underkambrium, er ikke i og for seg noe argument for at det bør regnes med til det kambriske system. Mer vesentlig er det at «fossil-løse» avleiringer med lignende glasiogene dannelser fra — iallfall stort sett — samme tid også så mange andre steder på jorden innleder den fossilførende, kambriske lagrekken. Den globale korrelasjon som glasialdannelsene gjør mulig, gir etter mitt skjønn en større relativ sikkerhet enn en korrelasjon på faunistisk grunnlag i denne overgang fra proterozoisk til paleozoisk tid.

Konsekvensen av dette syn er at grensen for det kambriske system bør settes ved basis av undre tillitt, slik som fremholdt av bl. a. Holte-dahl, Hupé, Poulsen, G. Termier (*Les relations entre Précambrien et Cambrien*, Paris 1958).

Under denne forutsetning er «eokambrium» et særdeles dekkende navn på det del-system som i Finnmark begynner med undre tillitt. Slik er det da også brukt i denne avhandling. Det må riktignok innrømmes at det hefter en svakhet ved eokambrium som navn på del-systemet, idet eokambrium ble innført (av Brøgger i 1900) som betegnelse på hele «Sparagmitt-tiden» og har vært brukt gjennom mange år og i stor utstrekning i den mening i den geologiske litteratur. «Underste kambrium» (Størmer 1966, s. 64) er også en saklig dekkende betegnelse, men språklig ikke helt heldig. Asklund (1956 og 1958) har med gode argumenter foreslått betegnelsen «varegium». Han har imidlertid et annet utgangspunkt, idet han regner varegium som en del av prekambrium.

Grunnfjellet og deformasjonene av grunnfjellspeplanet.

Kort oversikt over grunnfjellsbergartene.

Bergartene i grunnfjellet er ikke blitt spesielt studert, men en del observasjoner ble gjort og prøver tatt under kartleggingen av sørgrensen for de sedimentære bergartene. Grunnfjellet der kan inndeles i fire komplekser:

1. Suprakrustalene i Lakselvdalen.
2. Granulittkomplekset.
3. Kvartdiorittkomplekset i den sørlige del av Laksefjordvidda.
4. Gneis og granitt østligst i kartområdet.
Grensen mellom disse fire komplekser er antydnet på kartet pl. IV. I tillegg kommer innen kartområdet:
5. Oppskjøvne blokker av grunnfjell ved Laksefjorden.

1. Berggrunnen i Lakselvdalen sør for Porsangerfjorden består vesentlig av krystallinske suprakrustaler (hornblendeskifer, kvartsglimmerskifer, i mindre mengde kvartsitt og marmor) (Crowder 1959). Disse bergartene antas å høre til karelidene (Reitan 1960, s. 94). De danner underlaget for Dividal-gruppen i bl. a. Gaggagaissa og Halkkavarre.

2. Granulittkomplekset har sin hovedutbredelse i Finland, hvor det er beskrevet bl. a. av Eskola (1952). Han nevner at strukturen gir inntrykk av at granulittkomplekset er overskjøvet mot vest og sør. Komplekset stryker i Norge i et ca. 50 km bredt belte mot NNV inn under Dividal-gruppens basale lag. Granulittene har en tydelig planstruktur, med strøk NNV (365–385°) og noe varierende fall (fra 20° i den vestlige delen økende til 70° i den østlige) mot ØNØ. Granulittens vestgrense (mot det karelske suprakrustalkompleks) er skarp og bekrefter det inntrykk av overskyving mot vest som Eskola har nevnt. Grensen møter Dividal-gruppen i vestskråningen av Luostegaissa.

Granulittene langs glintrandene er for det meste svært lyse, granatførende kvarts-feltspat-bergarter. Underordnet forekommer drag av mørkere bergarter.

I øst går den utpregede granatgranulitt over i en gneis som består av vekslende mørke og lyse bånd, og som det derfor i marken faller naturlig å kalle «båndgneis». Det synes å være konform grense mot den typiske granat-granulitt, og også båndgneisen er til dels rik på granater.

Det ligger utenfor dette arbeids ramme å ta standpunkt til om den genetisk hører med til granulittkomplekset eller ikke. «Båndgneis»-feltet er i nærheten av glintranden 3 à 4 km bredt (sør for Ullogaissa), lenger sør synes det å ha større bredde samtidig som fallvinklene blir små og strøket variabelt.

3. Komplekset av kvartsdiorittiske bergarter danner et belte på ca. 25 km langs sør-randen av de sedimentære bergartene fra Ullogaissa i vest til øst for Menavarre.

Tynnslip viser at det forekommer varianter fra granodioritt til en temmelig mørk kvartsdioritt hvor muligens all kvartsen er sekundært dannet. Granodioritten har porfyriske korn av mikroklin på opp til 1 cm. lengde. Granat, dannet sekundært langs feltspatkorn, er iaktatt i granodioritten. Også de andre varianter i komplekset har for det meste porfyrisk utseende, men de porfyriske krystaller (plagioklas) er mindre (3—4 mm). Plagioklasen er i alminnelighet lite frisk. Av mørke mineraler opptre hornblende, biotitt, kloritt og jernerts. Bergartene i det kvartsdiorittiske kompleks er for det meste temmelig massive, men de har likevel de fleste steder en svakt utviklet planstruktur med strøk NNV.

Drag av mørkere, hornblenderik bergart viser mer utpreget gneisstruktur. Kompleksets vestgrense er uregelmessig og synes å være intrusiv i forhold til «båndgneisen», idet denne nær grensen inneholder årer og slirer som etter feltmessig vurdering er ganger av den porfyriske granodiorittiske bergart. Det kan neppe være tvil om at kvartsdiorittkomplekset, i alle fall i sin nåværende «eruptive drakt», er yngre enn «båndgneisen».

4. Etter de sparsomme blotninger å dømme finnes østgrensen for kvartsdiorittkomplekset omtrent midt mellom Menavarre og Ravddo-varre. Videre østover ses dels finkørnete, utpregede gneiser, dels en rødlig, finkornet, granittisk utseende bergart, og lengst øst i kartområdet en grå granittisk utseende gneis med årer og slirer av rød, grovkornet granitt.

5. Grunnfjellspartiene ved Laksefjorden består for den største delen av granittisk gneis, i mange tilfelle med pegmatittiske slirer og ganger. Gneisen er gjennomsatt av diabaslignende ganger. Større partier av gabbroide bergarter forekommer.

Peneplan i vest, kupert landskap i øst.

I den vestlige del av kartområdet, så langt østover som til Skalvvarre (S 328 på kartene pl. III og IV) på grensen mellom kartbladene Laksefjordvidda og Polmak, har grunnfjellsoverflaten vært utformet til et peneplan før avleiringen av de sedimentære lag (Dividal-gruppen) tok til. 10 km lenger øst, i Menavarre, er peneplankarakteren borte. Menavarre selv har raget opp som en grunnfjells-kolle da det ble avleiret tillitt sørøst for dens fot. Denne ujevne karakter av den pre-tillittiske grunnfjellsoverflaten er blitt konstatert videre østover til sørsiden av Varangerfjorden, med dels tillitt, dels Nyborg-formasjonens bergarter liggende direkte på grunnfjell. Holtedahl har i flere skrifter (bl. a. 1918 og 1931) gitt den tolkning at en forkastning i øst-vest retning må ha funnet sted etter avsetningen av Tana-subgruppens bergarter, men før avsetningen av undre tillitt. K. Bjørlykke, som i 1965 foretok undersøkelser ved indre del av Varangerfjorden, opplyser (1967) at han har konstatert sandstein tilhørende Tana-subgruppen under Bigganjarga-tillitten og også under tillitt-lignende konglomerat ved den sørlige strand av Varangerfjorden, og han trekker derfor i tvil teorien om en forkastning på det tidspunkt. Personlig synes jeg det er vanskelig å gi en rimelig forklaring på kontrasten mellom det kupert grunnfjellsland og sedimentasjonsområdet nordfor (med til dels uregelmessige og grove sediment) uten å regne med forkastnings- eller fleksurbevegelser forholdsvis kort tid forut for avsetningen av undre tillitt.

Under alle omstendigheter må en kunne regne med at i den østlige del av området har skråningen av grenseflaten mellom grunnfjellet og sedimentbekkenets bergarter en betydelig større gradient enn de gradienter det er tale om for hellingen mot nordvest av peneplanet i de vestlige områder.

Kaledonske deformasjoner av grunnfjellspeneplanet.

På kartet pl. IV er det tegnet høydekoter med ekvidistanse 50 m for «pre-Dividal»-peneplanet. De viser altså den nåværende høyde av dette peneplan der hvor dets høyde kan konstateres på strekningen fra Lakselvdalen østover til Andabaktoaivve. Høydene er tatt fra de topografiske kart i målestokk 1 : 100 000, og tallene gjør ikke krav på stor nøyaktighet. Linjene har gjennomsnittlig retning ØNØ (75°). Pene-

planet skråner i det store og hele på denne strekning 2 à 3^g i retning NNV (375^g). I detalj er imidlertid linjene buktet. De danner buer mot NNV stort sett ved nåværende daler gjennom det kaledonske kompleks, disse dalene er altså anlagt langs hevninger i grunnfjellsoverflaten. Gradientens størrelse varierer også en del, lokalt kan den være opp til 5^g, f. eks. vest for Gaggagaissa og der hvor grunnfjellet dukker ned i Ročidalen vest for Caskelvarre, og i dalen mellom Gæidnogaissa og Rastigaissa.

Lokalt kan grunnfjellsoverflaten vise forholdsvis sterke spor etter tektonisk påvirkning. Sørøst for Guivegaissa er grunnfjellsbergartene (benket granulitt) i overflaten stuert opp i en spiss liten rygg, noen få meter høy, med nordvestlig retning. Denne ryggen har presset seg opp i Dividal-gruppens basale sandsteins- og konglomeratlag, som der ved er blitt klempt opp, foldet og brukket. Dividal-gruppen er i dette område bare ca. 30 m tykk, skyveplanet og Gaissa-dekkets lag synes å være uberørt av denne deformasjon av grunnfjellsoverflaten (jfr. fig. 5). I enkelte andre lokaliteter der grunnfjellsoverflaten ikke er synlig, tyder sterke forstyrrelser i det basale Dividal-ledd på deformasjoner av underlaget (f. eks. vest for den nordlige del av Suonjergaissa og i vestskråningen av Uččagaissa).

Mest iøynefallende og av størst betydning er to grunnfjellsrygger med tilhørende -daler med retning SV-NØ. Det ene sett av dem ble påvist av Holtedahl (1931) i Lakselvdalen, det andre finnes i nærheten av Andabaktoaivve.

I Lakselvdalen stiger grunnfjellsoverflaten fra Porsangerfjorden svakt mot sørøst og når opp i høyder på omkring 300 m.o.h. 10–15 km sør for fjordens innerste del. Så senker den seg igjen nokså bratt til under 100 m.o.h., for så atter å stige videre sørøstover. Grunnfjellsoverflaten danner på den måte en rygg som krysser Lakselvdalen fra sørvest mot nordøst.

Lakselv-dalen er på begge sider begrenset av bratte skrenter som stiger til høyder på omkring 800 m.o.h. og mer. Underst i skrenten ligger Dividal-gruppens bergarter autoktont på grunnfjellet. Den øvre del av dalsidene består av sandstein og skifer tilhørende Gaissa-dekket (Porsanger-sandstein), som ligger med skyveplan (eller skyvesone) over Dividal-gruppens bergarter. Nord for grunnfjellsryggen er Dividal-gruppen høyst noen få titall meter tykk, mens den sør for grunnfjellsryggen kan ha en mektighet på ca. 250 m. Holtedahls (1931) for-



Fig. 5. Sørøsthjørnet av Guivegaissa, sett fra sør. Sletten i forgrunnen faller praktisk talt sammen med grunnfjells-peneplanet. Dette danner en spiss antiklinal opp i Dividal-gruppens basallag til høyre for midten av bildet. De horisontale, tykke, lyse sandsteinene midt i skrenten (ca. 30 m over grunnfjellet) er (etter all sannsynlighet) de underste lagene av Gaissa-dekket her, de synes å være uberørt av deformasjonen av grunnfjells-peneplanet.

The south-eastern corner of Guivegaissa, seen from the south. The plain in the foreground is practically identical to the «Pre-Dividal» peneplain. To the right of the middle of the picture the peneplain forms an acute, broken anticline projecting into the overlying basal beds of the Dividal Group. The horizontal, thick, lightcoloured sandstones in the middle of the precipice (about 30 m above the basement) are (in all probability) the lowermost beds of the Gaissa nappe at this locality; they seem to be unaffected by the deformation of the «Pre-Dividal» peneplain.

klaring på dette forhold er at grunnfjellsryggen er dannet ved en antiklinal deformasjon i kaledonsk tid, etter avsetningen av Dividal-sedimentene, men før fremskyvningen av Gaissa-dekket. Dividal-gruppens bergarter i senkningen sørøst for grunnfjellsryggen ble liggende i le av denne da overskyvningen foregikk, og en større del av lagrekkene enn lenger nord er dermed blitt bevart mot den «nedhøvlings» som skyvningen førte med seg.

Grunnfjellsryggen i Lakselvdalen benevnes i denne avhandling *Loftefjell-antiklinalen* og senkningen sørøst for den *Roči-synklinalen*.

Loftefjell-antiklinalens retning mot NØ peker mot området ved Laksefjorden med de oppskjøvne grunnfjellspartier. Hvorvidt det er noen sammenhengende grunnfjellsrygg under Gaissa-dekket mellom de to områder, er det ikke mulig å ha noen begrunnet mening om.

Som tidligere omtalt (s. 23) er det tegn som tyder på at det allerede i «pre-Dividal» tid eksisterte en senkning i grunnfjellet der hvor Ročidalen nå er.

På side 21 er det nevnt at Gaissa-dekket under bevegelsen har tatt med seg grunnfjellspartier som nå finnes ved basis av skyvedekket i dalsøkket mellom Časkelvarre og Halkkavarre. Det er vel mer sannsynlig at de er revet løs fra Loftefjell-antiklinalen ca. 10 km NV for det sted de nå finnes, enn at de skulle ha fulgt med som et basalt ledd i det skjønne kompleks fra dettes opprinnelige leisted.

Grunnfjellsryggen i nærheten av Andabaktoaivve vil her bli benevnt *Læmmanurkke-antiklinalen*, og bølgedalen sørøst for den *Miennačokka-synklinalen*. Retningen N 65° Ø er noe mer østlig enn Loftefjell-antiklinalens, men ellers synes denne bølge å ha samme karakter av fleksur dannet etter avsetningen av Dividal-gruppen, men før skyvningen av Gaissa-dekket. I Miennačokka-synklinalen er det bevart en tunge av kaledonske sedimenter, glintranden opptrer dermed to ganger, med ca. 6 km mellomrom. Grunnfjellets høyde over havet langs den nordre glintranden er fra 300 til 370 m, langs den søndre ca. 300 m, mens Læmmanurkke-ryggen har høyder på over 400 m.o.h. I Miennačokka-synklinalen er Dividal-gruppen bevart i atskillig større tykkelse enn langs glintranden nord for ryggen. Sør for Dævketemjokka ses igjen restene av peneplanet heve seg sørover til over 400 m.o.h., dvs. med den vanlige gradient på noen få grader.

Læmmanurkke-antiklinalens retning faller sammen med retningen for meget markerte, tilnærmet vertikale, sprekker i grunnfjellet i så vel granulitt-området som kvartsdioritt-området. Disse sprekkene i retning N 65° Ø setter til dels preg på landskapsformene, de er svært tydelige på flyfotografiene (se pl. II, fig. 1) og fremgår også i noen utstrekning av de topografiske kart. Noen ganske få av dem er tegnet inn på kartet pl. IV.

Forskyvninger eller forkastninger langs sprekkene har jeg ikke konstatert, men det er lite å bygge på, da bergartene ikke er gunstige for påvisning av eventuelle dislokasjoner. Sprekkesystemet er mindre utpre-

get i den vestlige del av granulittområdet, og i Lakselvdalens supra-krustalområde synes ikke denne sprekkeretning å ha noen prinsipiell betydning.

Det ligger nær å tenke på en genetisk sammenheng mellom grunnfjellsbølgene og sprekkene parallelt med dem, selv om det vanskelig skal kunne føres noe bevis for noen slik samhörighet. Tektonisk deformasjon av grunnfjellsoverflaten må i alle tilfelle ha vært en medvirkende årsak til den «nedtrapping» av landoverflaten mot SSØ som nå eksisterer mellom glintranden og Tanaelvens dalføre, det er nemlig lite trolig at senkningen sørover skulle skyldes denudasjonen alene.

Mot VSV følger glintranden stort sett nordskråningen av Læmmanurkke-antiklinalen til Uččagaissa, en strekning på ca. 50 km. Høyden over havet av Dividal-lagenes basis øker samtidig til 800 m i Rastigaissa og avtar så noe de siste 15 km til 750 m i Uččagaissa, der glintranden svinger mot NNV. Grunnfjellsoverflatens høyde må imidlertid igjen ha økt videre mot vest, idet det nå eksisterer grunnfjell 783 m.o.h. 7 km vest for Uččagaissa. Den iøynefallende sving mot Suonjergaissa og Luostegaissa tyder på at ryggen der har en kulminasjon.

Det er sannsynlig at glintranden også på strekningen Luostegaissa—Gaggagaissa og ved Vuolanjunes vest for Lakselvdalen følger nordskråningen av Læmmanurkke-antiklinalen. Videre mot VSV dør imidlertid denne ut, eller den kan ikke påvises. Glintranden i Vest-Finnmark har retning parallell med Loftefjell-antiklinalen og synes å følge nordvest-skråningen av en mulig fortsettelse av denne mot SV.

Vogt (1922) har i Nordland—Troms påvist tre «fjellkjedefolder av første orden»: «Nordland-synklinalen», «Ofoten-synklinalen» (= Sulitjelma-synklinalen) og «Torneträsk-synklinalen». Mellom de to sistnevnte har han «Rombaks-antiklinalen», som han mot nordøst fører fram til Raipas-vinduene i Kvænangen og Alta. Torneträsk-synklinalen ekstrapolerer han mot NØ til indre Alta. Glintranden i Troms og Vest-Finnmark følger denne synklinalens sørøstside, som dermed faller sammen med nordvestskråningen av Loftefjell-antiklinalen. Skråningens gradient mot NV i Troms er ifølge Vogt (1918) gjennomsnittlig $2\frac{1}{2}^{\circ}$, altså av samme størrelse som i området mellom Lakselvdalen og Andabaktoaivve.

Vogt (1918) og Gustavson (1963) beskriver grunnfjellsvinduet i Dividalen. Grunnfjellsoverflaten er der deformert på lignende måte som i Lakselvdalen. Vogt tegner (1922, fig. 3) linjene for Rombak-

antiklinalen og Torneträsk-synklinalen nordvest for grunnfjellsvinduet. Det synes meg mer naturlig å la linjen for Rombak-antiklinalen passere Dividal-vinduet og parallellisere Torneträsk-synklinalen med senkningen sørøst for dette.

Ljungner (1950) beskriver bølger i grunnfjellsoverflaten ved fjellranden i Sverige av lignende art som bølgene i Lakselvdalen og ved Læmmanurkke. Han oppfatter dem som fleksurer av kaledonsk alder, dannet etter kambrisk tid. Han setter deres dannelse i forbindelse med fremskyvningen av dekkene («För varje skollas framskjutning på shelfen har en flexur såsom en våg rört sig mot öster följande skollranden»), og mener at senkningene vesentlig er isostatisk betinget av den belastning som dekkene representerer. Ljungner erklærer at de tangensielle krefter som fremskyvningen av dekkene er et uttrykk for, også har hatt en direkte innvirkning på underlaget, men han sier: «i huvudsak torde den deformering av urbergsytan, som avspeglar en nivåväxling hos sedimenten utan veckning, vara resultatet av tryckdifferenser i vertikalled og förmedlad av tätt liggande vertikala sprickor samt «flow».»

Vi kjenner for lite til tykkelsen av dekkene i Finnmark til å kunne ha noen begrunnet mening om i hvilken grad Ljungners teorier kan ha gyldighet der. Personlig forekommer det meg umiddelbart naturlig å tillegge tangensielle krefter en relativt større rolle enn Ljungner gjør. Jeg synes det ville være vanskelig å forklare dannelsen av de sterkt usymmetriske folder i Finnmark vesentlig som et resultat av isostatiske forhold. Det er imidlertid interessant å kunne konstatere at to områder som ligger så fjernt fra hinannen, men i samme posisjon i forhold til geosynklinalområdet, viser så store likheter i deformasjon av grunnfjellet. Det kan i denne forbindelse være grunn til også å minne om de vertikale sprekker i grunnfjellet parallellt med Læmmanurkkeyrgens retning.

Konklusjoner:

Under den kaledonske orogenese, men før skyvningen av dekkene hadde funnet sted, hadde grunnfjellspenepplanet i Finnmark mistet sin karakter av sammenhengende, utbredt plan flate og var endret til et system av skjeve bølger. Fleksurene i Lakselvdalen og ved Læmmanurkke synes å inngå i et generelt system av deformasjoner av grunnfjellsoverflaten langs den kaledonske fjellkjedes sørøstrand, idet Miennačokka- og Roči-synklinalen med tilhørende antiklinaler supplerer Vogts tre fjellkjedefolder av første orden.

Problemet allokton/autokton i Øst-Finnmark.

Gaissa-dekket, det tektoniske dekke som består vesentlig av Porsanger-sandstein, danner berggrunnen i praktisk talt hele det område som svarer til det topografiske kartblad Børselv og en del av kartbladet Laksefjordvidda. En vet lite om detaljene i den geologiske bygning i det indre av dette område. Observasjonene er knyttet til randområdene, altså til glintranden i sør og vest, til Porsangerfjorden i NV og til riksveien mellom Børselv og Laksefjorden i nord. Dessuten er den østlige og nordlige del av kartbladet Laksefjordvidda geologisk kartlagt.

Fra observasjoner ved Lakselvdalen og Porsangerfjorden vet vi at det skjøvne kompleks i den vestlige delen er sterkt foldet, med foldningenes retning noenlunde parallell med kysten av Porsangerfjorden, altså NNØ. Av det topografiske kart kan vi slutte at denne sterke foldning og samme foldningsretning er et alminnelig trekk i den sørvestlige del av det skjøvne dekke. I den nordlige og nordøstlige del av området, nær riksveien fra Børselv til Laksefjorden, er derimot brede, flate folder karakteristiske, foldningsaksene stuper svakt mot nord hvor de yngste formasjoner, nemlig den rødlige skifer og Porsanger-dolomitten, i stor utstrekning danner berggrunnen foran randen av det skjøvne kompleks av metamorfe bergarter.

Porsanger-dolomitten kan følges nesten sammenhengende nord for riksveien fra Børselv til Stuorraskaidde SV for Laksefjorden, hvor den overleires av undre tillitt. Tillittens blokkinnhold består der for en meget stor del av dolomitt. Tillitten ligger med svak diskordans på underlaget, idet kontakten østover senker seg gjennom den rødlige skiferen til Porsanger-sandstein.

Lokalt kan undre tillitt mangle, iallfall i form av konglomerat. I atskillige lokaliteter i den nordre delen av Laksefjordvidda er det i stedet mellom Porsanger-sandsteinen og Nyborgformasjonen en mørk, grå leirbergart. Den er blokkfri, synes å være uten sjiktning, men er gjerne noe forskifret. Tykkelsen kan være opptil 15 m. Dens stratigrafiske posisjon gjør det sannsynlig at materialet er avsatt i forbindelse med glasiasjonen, slik at den muligens kan betraktes som en blokkfri ekvivalent til undre tillitt.

Nordover, i retning av Kunes, og nordøstover mot Vestertana, overleires Nyborg-formasjonen av øvre tillitt og den karakteristiske lagrekken over den. Det er således ingen tvil om at formasjonene

Porsanger-sandstein, rødlig skifer og Porsanger-dolomitt ekvivalerer en del av Tana-subgruppen.

I I tektonisk henseende må vi imidlertid skjelne mellom en vestlig og en østlig utvikling. I området med vestlig utvikling er Porsanger-sandstein skjøvet over yngre bergarter (Dividal-gruppen). Forholdene langs Lakselvdalen, med Gaggagaissa og Halkkavarre, er typisk for denne vestlige tektoniske utvikling. Snittet gjennom Gaissadekket langs Lakselvdalen viser at de partier som er skjøvet lengst mot SØ eller SSØ, er blitt flyttet i det minste 25 km.

I området med østlig utvikling av de tektoniske forhold, blant annet ved Tanafjorden og sør for den, ligger de formasjoner som er ekvivalent med Dividal-gruppen, over lagrekkens glasiale formasjoner, som igjen hviler med avleiringskontakt (vinkeldiskordans) på Tana-subgruppens bergarter. Lengst i sør, mellom Skipagurra og Varangerfjordbotn, er det konstatert at Nyborg-formasjonen har primær kontakt med grunnfjellets (kuperte) overflate. Avleiringer av undre tillitt i daler mellom grunnfjellshøyder er også observert. Fra og med tiden for avleiringen av undre tillitt har følgelig det sedimentære kompleks som helhet ligget i ro i forhold til grunnfjellet, det er autoktont.

Ut fra en teoretisk betraktning synes det innlysende at skyveflaten under det alloktone Gaissa-dekket burde skjære ut i luften mot øst. Skjæringslinjen mellom skyveflaten og berggrunsoverflaten skulle da være grenselinjen mellom området med vestlig og området med østlig tektonikk. «Problemet allokton/autokton i Øst-Finnmark» består først og fremst i at det ikke har vært mulig å spore opp en slik grenselinje i marken.

Mot sør har det alloktone område som karakteristisk grense glinten, med Gaissa-dekket i skjøvet posisjon over Dividal-gruppen som hviler på grunnfjellet. Holtedahl fulgte glinten østover til Andabaktoaivve-området. Det er i det område vanskelighetene viser seg, idet Dividal-gruppens basale lag der skulle ventes å begynne stigningen fra sin plass på grunnfjellet opp mot den stratigrafiske posisjon som dens ekvivalent (Stappogiedde-formasjonen) i det østlige område har. Andabaktoaivve-området må følgelig bli et utgangspunkt for undersøkelsene av *hvor* og *hvordan* fremtrer grensen eller overgangen mellom de to former for tektonisk utvikling.

En vesentlig vanskelighet ved berggrunnsstudier er de kvartære morene- og glasifluviale avleiringer som dekker store områder, særlig øst

og nord for Andabaktoaivve. Flytotografiene er til god hjelp, men det tar atskillig tid å finne fram til de enkelte blotninger av fast berg, og sammensetningen av opplysningene svarer til arbeidet med å løse et puslespill der en del av brikkene mangler. Tolkningen av observasjonene må under slike forhold nødvendigvis bli preget av en viss usikkerhet.

I 1964 konstaterte jeg at den østligste forekomst av Dividal-gruppen på grunnfjellet er mellom Roavvevarre og Skalvvevarre (sør for Andabaktoaivve). Sørskråningen av begge disse to høydene har glintkarakter (se pl. II, fig. 2), med tektonisert kvartsitt i toppen, men lagene i den undre del av skråningen er forskjellige (se pl. V, profil I, III og IV). I foten av Roavvevarre står det dels blågrønn skifer, dels konglomeratførende sandstein, mens de laveste lagene i Skalvvevarre består av Nyborg-formasjonens karakteristiske og lett kjennelige rødbrune skifer og sandstein. Blotningene ved Roavvevarre og Skalvvevarre er skilt ved et overdekket belte på ca. 1.5 km. Nord for Dævketemjokka er løse blokker av konglomerat og sandstein fra Dividal-gruppens basallag tallrike til det sted der elven bøyer fra nordlig til østlig retning SV for Skalvvevarre. Fra det punkt av er det slutt med Dividal-bergarter, videre østover opptrer i stedet blokker av den rødbrune Nyborg-sandstein.

Nyborg-formasjonens bergarter ses også i blotninger i skråningen øst for Skalvvevarre og ved nordbredden av Dævketemjokka ca. 3 km øst for nevnte høyde. Alle blotninger av fast berg sør for elven, og også en blotning i selve elveleiet, viser grunnfjell. Helhetsbildet av grunnfjellsoverflaten tyder på at den fremdeles så langt øst har karakter av peneplan, med skråning mot NNV. Det kan neppe være tvil om at Nyborg-formasjonen (fra og med Skalvvevarre og østover), har inn tatt plassen som laveste, eller tilnærmet laveste, bergartsledd i den sedimentære lagrekken som hviler på grunnfjellet.

De lagene som ligger øverst i Nyborg-formasjonen i Skalvvevarre, er en rød skifer med et svakt gulaktig skjær. Over dem ligger en mørk grå, tilsynelatende usjiktet, men sterkt forskifret «silt»-bergart. Bergartene i toppen av høyden har det utseende som er vanlig i dette området; en lys, grønnlig-grå, feltspatførende (5–10 %) kvartsitt i massive benker som kanskje svarer til sjiktning, kanskje skyldes oppsprekking. Ved grensen mot underlaget i sørskråningen, den grå forskifrede siltbergart, er kvartsitten voldsomt oppsprukket, og oppsprekkingen er ikke konform med grensen. Grenseflaten har ca. 50^{gr} fall, mot NV.

Jeg antok først at Nyborg-formasjonen og den grå forskifrete siltbergart hadde normal stilling i Skalvvevarre, og at siltbergarten tilhørte Dividal-gruppens basallag som da skulle være avleiret — uten konglomerat — på Nyborg-formasjonen. Observasjoner ved «296»-høyden øst for Andabaktoaivve viste imidlertid at siltbergarten og de blottede lag i Nyborg-formasjonen må være invertert i Skalvvevarre. Ved «296»-høyden har en kvartær smeltevannstrøm renspylt bergartene i grensen og dannet en kløft omtrent i strøkretningen. SØ for kløften ses Nyborg-formasjonens karakteristiske rødbrune sandsteiner og skifre (se pl. V, profil V). Nærmest kløften består den av noe lysere røde skifre, med gulaktige striper. Så kommer i kløften en mørk grå skifrig bergart, den er stort sett usjiktet, men av og til antyder noen mer sandige lag en sjiktning. Tykkelsen kan ikke gis med noen nøyaktighet, men den må i alle fall være 20 m. Så, videre nordvestover, følger kvartsitter vekslende med skifrige sandsteiner og derpå lys grålig kvartsitt i mektige benker (Porsanger-sandstein). Såvel Nyborg-formasjonen som Porsanger-sandsteinen er sterkt foldet, strøkretningen er stort sett N 30—40° Ø. Grenseflatenes fall er 80—90%, mot NV. Den lys røde farge og gulaktige striper er karakteristisk for skifrene underst i Nyborg-formasjonen i hele Tana-området (Føyn, 1937, p. 83). Det tyder på at vi i profilet finner yngre lag ved å gå mot SØ. Den omstendighet at den mørkegrå forskifrede bergarten opptrer som grensebergart såvel i Skalvvevarre som ved «296»-lokaliteten, til tross for at grenseflatens fall er økt fra ca. 50° til nesten vertikalt, gjør det usannsynlig at grensen i Skalvvevarre kan være en fortsettelse av hovedskyveflaten for Gaissadekket. I profil IV b (pl. V), er forholdene i Skalvvevarres SØ-skråning tolket som en skjev synklinal, med lokal skyvning av Porsanger-sandstein utover de yngre lagene. Slike skjeve folder, med den ene flanken invertert, er et vanlig trekk i det tektoniske bilde i Øst-Finnmark. Lokale skyvninger er også vanlige hvor lag av forskjellig kompetanse opptrer sammen.

Grensen mellom området med vestlig tektonikk og østlig tektonikk går etter dette mellom Roavvevarre og Skalvvevarre, der hvor Dividal-gruppen tar slutt og øst for grensen erstattes av Nyborg-formasjonen som basallag eller tilnærmet basallag på grunnfjellsoverflaten.

Sør for Skalvvevarre har en kvartær smeltevannstrøm blottlagt en tektonisk betinget kløft i grunnfjellet, dens retning nordover peker omtrent mot det aktuelle grenseområde og videre mot vestsiden av Andabaktoaivve, der også grensen mellom Læmmanurkke-ryggens

grunnfjell og Andabaktoaivve har nordlig retning. Sammentreffet av retning kan tyde på et årsaksforhold, men ytterligere holdepunkt for noe slikt årsaksforhold har jeg ikke kunnet konstatere.

At de tre ledd kvartsitt, grå siltstein og Nyborg-formasjonen utgjør en rekkefølge av yngre og yngre lag, støttes av observasjoner såvel videre østover som nordover. Den grå, skifrige, siltstein opptrer i flere lokaliteter stratigrafisk som et overgangsledd mellom undre tillitt og de gulaktige røde lag i Nyborg-formasjonens underste del, eller som en erstatning for undre tillitt. Tynnslip viser at bergarten består av skarpkantete korn av kvarts og (underordnet) feltspat i en matriks vesentlig av kloritt- og glimmerminerale. En ser ikke bergartsbruddstykker. Kornstørrelsen er variabel, men ut fra et helhetssyn må bergarten klassifiseres som siltstein.

I Čikkojokkas elveskjæring, ca. 18 km øst for Skalvvevarre, kan overgangen fra undre tillitt oppad til Nyborg-formasjonen studeres i detalj. Profilet er beskrevet tidligere (Føyn 1937, p. 117). For sammenhengens skyld skal her refereres at overgangen fra tillitt til overliggende lag skjer gradvis ved at blokkmaterialet avtar og bergarten etterhånden blir sjiktet. Bergarten blir dermed en løs skifer, av grågrønn farge, delvis temmelig mørk. Høyere opp kommer det til benker av glimmerførende sandstein, for det meste av mørk farge, enkelte lag kan bestå av temmelig grovt materiale. De øverste lag, grå skifre, går over i rødbrun skifer med tynne lag av lysere, dolomittiske materiale, derover følger rødbrune skifre og gråbrune sandsteiner i rask veksling. Lagrekken mellom tillitten og de underste røde lagene kan være omkring 50 m tykk, lagene er ufoldet unntatt de aller øverste skifrene umiddelbart under de røde lagene. En slik rekke skifer og sandstein mellom tillitten og Nyborg-formasjonens lyst røde basallag er ikke vanlig, den lokale utvikling i Čikkojokka henger åpenbart sammen med de uregelmessigheter som opptrer langs sørgrensen i det østlige området. Men det er verdt å merke seg at den mørke grå, blokkfri, men mer eller mindre usjiktete bergart som opptrer NØ for Skalvvevarre og også flere andre steder lenger nord innenfor kartbladet Laksefjordvidda, har stor likhet med de grå overgangslagene umiddelbart over tillitten i Čikkojokka.

Forekomsten av kvartsitt ca. 3 km NØ for Menavarre er sannsynligvis den sørøstligste blotning av Porsanger-sandstein i det område som



Fig. 6. Lys kvartsitt (Porsanger-sandstein) i massive benker med fall VNV. Lokalitet nordøst for Garbejøkka. Det er ikke avgjort med sikkerhet at benkningen svarer til sjiktning. Målestokk: bredden av bildet svarer til ca. 3.5 meter. En nærliggende lokalitet inngår i profil VI (2 km fra dets nordvestre endepunkt), se kartene og pl. V.

Light-coloured quartzite (Porsanger sandstone) in thick benches dipping to the WNW. A locality north-east of Garbejøkka. It cannot be said with certainty that the joints are bedding planes. A neighbouring outcrop forms a part of the section VI (2 km from its north-western end), see the map and Pl. V.

behandles i denne avhandling. Kvartsitten ses som tykke benker, sterkt foldet og oppsprukket, den er kommet til syne ved at senglasielle smeltvannsstrømmer har spylt ren berggrunnen enkelte steder. Én kilometer i nordvestlig retning for kvartsitt-blotningen ses grå forskifret bergart og umiddelbart over den Nyborg-formasjonen med de karakteristiske lysere røde, gulaktige skifre underst. Det kan neppe være tvil om at det også her er tale om siltbergarten fra Skalvvevarre og andre steder. Den sterke oppsprekking av kvartsitten kan tyde på at det foreligger et skjevt antiklinorium, eventuelt også lokal oppskyving eller overskyving mot SØ, slik som antydnet i pl. V, profil VI b.



Fig. 7. Undre tillitt (den skogkledde åsen) på grunnfjell (som for det meste er dekket av kvartært morenemateriale). Ca. 2.5 km sørøst for Menavarre. Lokaliteten inngår i profil V, se kartene og pl. V.

The Lower tillite (the wooded hill) lying on the Precambrian crystalline rocks (for the most part covered by Quaternary morainic deposits). About 2.5 km south-east of Menavarre. The outcrop forms part of the section V, see the maps and Pl. V.

At tillitt synes å mangle (eller er blokkfri) nord for Menavarre står i skarp kontrast til forholdene SØ for denne grunnfjellshøyden, der tillitten er normalt utviklet. Foruten et større område umiddelbart SØ for Menavarre, et område som åpenbart henger sammen med en tillittblotning i Lavsejokka, finnes det blotninger av tillitt vekslende med blotninger av grunnfjell i det flate området østover mot Ravddo-varre. Det kan ikke være noen tvil om at tillitten (undre tillitt) her ligger direkte på grunnfjellet, tillitt er konstatert bare et par meter fra grunnfjellsbergart. Høyden over havet er ca. 200 m, altså betydelig lavere enn grunnfjellet i Menavarre som rager opp til 286 m.o.h. (se pl. V, profil V). Tillitten synes å ha vanlig, marin, karakter. Dens blokkmateriale består utelukkende av grunnfjellsbergarter, jeg observerte bl. a. en blokk med 1.5 m som største diameter, den består av den por-

fyriske kvartsdiorittiske bergart som er vanlig i området. Årsaken til forskjellen i stratigrafisk utvikling nord og sør for Menavarre kan sannsynligvis tilskrives dette berget selv, idet det må ha raget opp over tillitt-nivået den gang avleiringen av tillitt-materialet fant sted. Også tektonisk er det skarp kontrast mellom tilliten sør for Menavarre og de sterkt foldete sedimentbergartene nord for samme fjell. Tillitten er riktignok gjennomsluttet av en del vertikale sprekker i retning NØ, men den er ikke forskifret og er således lite berørt av tangensielle tektoniske krefter. Menavarre synes å ha virket som støtdemper.

I profilene V b og VI b (pl. V) er grunnfjellet tegnet med forholdsvis bratt skråning mot sedimentbekkenet. Også i tverrprofilen gjennom Skalvvevarre (pl. V, profil IV b) er det antydning av en relativt bratt grunnfjellsoverflate under de sedimentære lagene. Grunnlaget for å anta at skråningen her er brattere enn lenger vest, er utelukkende den omstendighet at en her er nær det østlige, kuperte, grunnfjellslandskap. Hvor nær og hvor bratt skråningen kan være, i de enkelte tilfelle eller som gjennomsnitt, vet en lite om. A/S Sydvaranger har latt foreta flymagnetometriske målinger over grunnfjellsområdet sør for og langs randen av de sedimentære bergartene. Målingene når ca. 6 km nord for sedimentranden. Det magnetometriske mønster fra grunnfjellsområdet fortsetter nord for sedimentranden og synes å være upåvirket av tilstedeværelsen av de sedimentære bergartene. En må kunne trekke den slutning at grunnfjellet under sedimentbergartene innenfor denne stripen på 6 km ikke kan ha en så bratt skråning at grunnfjellsoverflatens avstand til måleapparatet (i flyet) blir radikalt endret. En mulig fortsettelse vestover av en bruddlinje langs Varangerfjorden vil for øvrig under alle omstendigheter passere nord for den målte stripen.

På kartet pl. III er tegnet inn den østlige begrensning av det område hvor berggrunnen vesentlig er Porsanger-sandstein. Stiplet linje antyder grensens sannsynlige forløp mellom blotningene. Linjen starter i sør ved Skalvvevarre og når etter mange uregelmessige buktninger til Vaddasbakte i nord. Øst for denne linjen består den sedimentære berggrunn av Vestertana-gruppens bergarter. Vest for den opptrer også Vestertana-gruppen, men der som mer eller mindre avgrensede partier. Undre tillitt og Nyborg-formasjonens bergarter er bevart i synklinaler eller synklinorier av Porsanger-sandstein mellom Ullogaissa og Vaddasbakte. Det viser at Porsanger-sandsteinen i dette område i det store og hele ikke har invertert stilling. Det er ellers vanskelig å avgjøre hva som er lagstilling i

Porsanger-sandsteinen, som nesten overalt i dette område er svært tykkbenket og har lite eller intet av synlige sedimentære strukturer, og dertil er oppsprukket i flere retninger. Fronten av Skalvvevarre må, som jeg tidligere har gjort rede for, anses for å være invertert. Jeg har ikke holdepunkter for å avgjøre om også kvartsitten i Roavvevarre og Miennačokka er invertert eller ikke. Om kvartsitten i den nordlige glinten, altså nord for Læmmanurkke-ryggen, lokalt er invertert eller ikke, er også uvisst, men forekomsten av tillitt bare 3.5 km NV for glinten (øst for Ullogaissa) skulle tyde på at Porsanger-sandsteinen stort sett ligger normalt.

De mange isolerte forekomster av tillitt og forekomstene av Nyborgformasjonens bergarter viser også at den nåværende overflate av Porsanger-sandsteinen i forbausende grad må være nær den pre-tillittiske overflaten.

Den grenselinjen for Porsanger-sandsteinen mot øst som er trukket på kartet pl. III fra Skalvvevarre til Vaddasbakte, må anses for å være en stratigrafisk grense. Selv om det lokalt kan opptre inversjoner og overskyvninger, er den altså ikke en prinsipiell grense mellom et vestlig, alloktont og et østlig, autoktont område. De tektoniske trekk vest og øst for grenselinjen vil være influert av bergartenes spesielle egenskaper (som kompetanse, sprøhet), men hovedbildet er på begge sider av den nevnte grenselinje det samme: Skjeve folder, med akseplan som faller i vestlige retninger, og tegn på at øvre del av foldene har beveget seg mot SØ eller SSØ i forhold til underlaget. På kartet pl. IV er tegnet inn retningene av aksene for synklinorier og antiklinorier og for enkelte store synklinaler og antyklinaler. Noen uregelmessigheter, som i seg selv er meget interessante, S og SV for Vaddasbakte, står åpenbart i samband med fremskyvningen av det metamorfe dekke (Laksefjorddekket) og grunnfjells-blokken i Vaddasbakte. Ellers er den generelle vifteform av retninger med spredning mot nord, og akseretningenes krumming med konveksitet mot øst, karakteristiske trekk i området sør for Laksefjorden. Det nåværende bilde av foldene må være resultat av tektonisk påvirkning i minst to faser i den kaledonske orogenese:

1. Foldning, med dannelse av folder som har hovedretning NNØ.
2. Bevegelser i retning SSØ, med oppsprekninger og slik at øvre deler av foldene lokalt rider over sine undre deler.

Det tektoniske mønster tyder på et hendelsesforløp som kan illustreres ved følgende enkle forsøk:

Et ark papir bøyes til en skjev fold med retning NNØ, og så beveger man øvre (vestnordvestre) lem horisontalt mot SSØ mens undre lem holdes i ro. Folden blir under bevegelsen skjevare og samtidig foregår det en dreining så dens retning blir mer østlig. Resultatet blir det samme om undre lem ikke holdes i ro, men bevegges kortere strekning enn øvre lem. Retningsavviket øker med økende relativ forskjell i bevegelseslengde mellom øvre og undre lem.

Anvendt på det aktuelle felt vil folderetningenes konveksetet mot øst svare til at forskjellen i bevegelseslengde var størst i den del av folden som befinner seg nærmest glintranden.

Foldningsaksenes vifteform, med spredning mot nord, kan muligens forklares ved at Gaissa-dekket under skyvningen har hatt en komponentbevegelse mot øst i form av rotasjon med bevegelsessentrum i nærheten av den sørvestlige ende av Laksefjorden.

Foldningsaksene bølger stort sett omkring horisontalen, men med en tendens til stupning (plunge) mot NV i nærheten av det overskjøvne metamorfe dekke og grunnfjellsblokkene. Påfallende bratt er foldningsaksenes sterke fall i nordvestskråningen av Stuorraskaidde, der bl. a. Breivik-formasjonens lag stuper ned i dalen og under de skjøvne masser som danner vestsiden av denne. Det store vindu i dekket i nordvest viser at underlaget for Laksefjord-dekket der er Porsanger-dolomitt. Hvor det blir av de yngre lagene mellom dalen og dette vinduet, er det ikke mulig å si noe sikkert om, de kan ha brettet seg opp og blitt fjernet ved vanlig erosjon eller «tektonisk avhøvling», eller de kan ha stukket dypere ned og ligger under Porsanger-dolomitten med tektonisk kontakt mot denne.

Oppsummering av resultater vedrørende problemet allokton/autokton i Øst-Finnmark og av fortsatt åpne spørsmål.

En må i Øst-Finnmark skjelne mellom to hovedfaser i orogenesisen. I den første hovedfase ble lagrekkene i de aktuelle områdene foldet. Foldenes retning var stort sett NNØ. I annen hovedfase, som muligens kan deles i flere underfaser, kommer skyvningsbevegelser inn som fremtredende trekk. I denne tektoniske fasen må en skjelne mellom et vestlig og et østlig område.

I det vestlige område har en forholdsvis homogen gruppe av kompetente, men sprø bergarter revet seg løs fra underlaget og sklidd mer eller

mindre som en helhet (Gaissa-dekket) på underlaget. Hovedretningen for bevegelsen synes å være mot SSØ. I detaljer kan man ved skyveplanet se alle overganger fra konkordant lagstilling (skyveplanet kan da være vanskelig å bestemme nøyaktig) gjennom tagget eller disharmonisk foldning til skjellstrukturer. Sør for Porsangerfjorden er det konstatert at grunnfjellspartier er revet med under skyvingen. Skyvingens lengde har sannsynligvis vært større ved Porsangerfjorden (hvor den er minst 25 km) enn nærmere Laksefjordvidda, dermed er det kommet inn i Gaissa-dekkets bevegelse en komponent av rotasjon mot venstre (øst), med «hengsel» i nærheten av Laksefjordens innerste del.

I det tektonisk sett østlige område synes bergartene å ha gitt etter for kraftpåvirkningene ved deformasjoner av mer lokal natur. Tidligere folder er blitt videre utviklet, men ved bevegelser i en retning som danner skjev vinkel med den opprinnelige retningen av foldene. Resultatet er kolal overkipping av skjeve folder, og til dels ridning av foldenes øvre deler over de undre. Foldenes retninger blir mer østlige enn tidligere, særlig i nærheten av sørgrensen for det sedimentære område. De mange lokale forskyvninger kan alt i alt ha resultert i betydelige tektoniske transporter også i det østlige område, og bergartene i den nåværende overflate er altså ikke autoktone i absolutt mening, men parautoktone.

De observasjoner som det til nå har vært mulig å gjøre — tid, overdekning og andre forhold i marken tatt i betraktning — tyder på at det ikke eksisterer noen enkel grenselinje mellom de to tektonisk sett forskjellige områder. Det ser ut til at en må regne med gradvis overgang i et område som stort sett utgjøres av Laksefjordvidda innenfor en trekant med Skalvvevarre som et sikkert hjørne i sør og Stuorraskaidde og Vaddasbakke som omtrentlige hjørner i nord.

De fysiske forhold som har gitt årsak til den forskjelligartede utvikling i vest og øst, kan ha vært mangfoldige og kompliserte. Den forskjellige avstand til den mer sentrale del av det orogene belte kan ha spilt en rolle. Et annet forhold av kanskje større betydning, er undergrunnens (grunnfjellets) overflateformer. Gaissa-dekket har sklidd på et noenlunde jevnt underlag. I øst derimot kan grunnfjellsblokken i sør ha dannet en barriere som hindret en samlet fremskyvning, slik at det tangensiale trykket i stedet har fått avlastning ved mer differensiale bevegelser. En mulig grunnfjells-dom ved Laksefjorden som under en senere fase er blitt utviklet til de oppskjøvne grunnfjellsblokker der,

kan også ha representert et moment av hindring av horisontale bevegelser i større stil.

En rekke spørsmål knyttet til problemet allokton/autokton i Øst-Finnmark står fortsatt ubesvart. Har det f. eks. noen gang eksistert en direkte regional sammenheng mellom Dividal-gruppens lag og de stratigrafisk tilsvarende lag ved Laksefjorden og Tanafjorden? Litologisk likhet og forekomsten av samme slags fossil skulle tyde på at svaret må være ja. Men burde man ikke da iallfall enkelte steder se rester av Dividal-lag i overgangsområdet, selv om overgangen fra vestlig til østlig tektonikk antas å være gradvis? I Miennačokka har Dividal-gruppen en tykkelse av størrelsesorden 50 m, den avtar østover til sikkert under 20 m ved gruppens østende ved Skalvvevarre, og langs glinten nord for Læmmanurkke-ryggen er tykkelsen bare få meter og kanskje null der grunnfjellsryggen ender mot Andabaktoaivve. Er denne ned-tykning et resultat av «tektonisk erosjon» («avhøvling») alene, eller kan det tenkes at Dividal-gruppen i det aktuelle overgangs-område var blitt ned-erodert så sterkt i ordovicisk-silurisk tid, før skyvingsfasen begynte, at den i praksis var ute av bildet? Er den beskjedne grad av mylonittisering av Gaissa-dekkets bergarter et indisium på at dekket har beveget seg omtrent på en daværende overflate?

Tyder de oppskjøvne grunnfjellsflak ved Laksefjorden på at en grunnfjellsrygg i utvikling har løftet sedimenter opp over erosjonsbasis før de egentlige skyvninger begynte? Hvor langt nordover under Porsangersandsteinen nord for Læmmanurkke-ryggen eksisterer det rester av Dividal-gruppens lag? Er i det hele tatt Porsanger-sandsteinen «rotfast» i noen del av området sør for Laksefjorden?

Magnetometrisk måling fra fly ville muligens være til hjelp ved forsøket på å besvare noen av spørsmålene, idet resultatene av målingene kan gi holdepunkter for bedømmelse av tykkelsen av de sedimentære bergartene og dermed av grunnfjellsoverflatens form, slik som NGU's målinger i Vest-Finnmark mellom Finnmarksvidda og Raipasvinduene viser.

«Problemet allokton/autokton i Øst-Finnmark» er ikke å betrakte som løst med det materiale som er lagt fram i denne avhandling. Det er her gjort rede for observasjoner som fører til innsirkling av særlig kritiske og dermed interessante lokaliteter og områder. Tolkningene er å anse som hypoteser, som fremtidige undersøkelser i marken vil kunne kor-

rigere. Slike videre undersøkelser bør etter min mening skje etter to linjer:

1. Regional geologisk kartlegging av det store område mellom Porsangerfjorden og Laksefjordvidda som hittil ikke har vært undersøkt, med som mål å få klarlagt de stratigrafiske og tektoniske forhold i Gaissa-dekkets bygning.
2. Detaljerte observasjoner av tilstedeværende primære strukturer og kvantitative målinger av tektoniske strukturelementer i noen utvalgte, mindre områder, spesielt nær sørgrensen av sedimentkomplekset i Øst-Finnmark.

Tillegg:

Platysolenites på Varanger-halvøya.

Denne avhandling ble gjort ferdig til trykning i juni 1967. I juli samme år reiste jeg til Austertana i den vestlige del av Varangerhalvøya for — om mulig — å finne Platysolenites der. Rosendahl (1945) og Beynon, Chapman, Ducharme og Roberts (1967) har påvist tilstedeværelsen av Breivik-formasjonen i Austertana-området (også kalt Leirpollen-området) og kartlagt dens utbredelse. Beynon m. fl. oppgir den maksimale tykkelse av Breivik-formasjon der til 230 meter, og slutter at det sannsynligvis representerer bare undre halvpart («Lower Breivik Member») av Breivik-formasjonen i Digermulhalvøya. Yngre formasjoner av Digermulhalvøyas lagrekke eksisterer ikke i Austertana-området.

Jeg fant Platysolenites-fragmenter i tre atskilte deler av området, nemlig 1) ved Vierččajokkas dalkløft nordvest for fjellpartiet Annečærro, 2) i elveskjæringer sørvest for 407-høyden i Moalasnjunne, og 3) i elveskjæring nordøst for Nerasvarre. Beliggenheten fremgår av kartskissen fig. 8.

Beregninger som bygger på barometermålinger langs elven nordøst for Nerasvarre viser at fossilhorisonten ligger $150 \text{ m} \pm 50 \text{ m}$ over Breivik-formasjonens basis (Rød kvartsitt). Beregningene gir, som feilgrensene viser, ikke uttrykk for stor nøyaktighet, men det er i alle fall sikkert at fossilhorisonten (eller horisontene) hører hjemme i det annet hundre meter av Breivik-formasjonen, altså i øvre halvpart av «Lower Breivik Member». Fossilene forekommer i noenlunde samme nivå i lagrekken i alle tre lokaliteter. Ved fortsatt leting i dette nivå vil det sikkert kunne finnes flere fossillokaliteter. (Mitt arbeid i marken begrenset seg til 7 arbeidsdager).

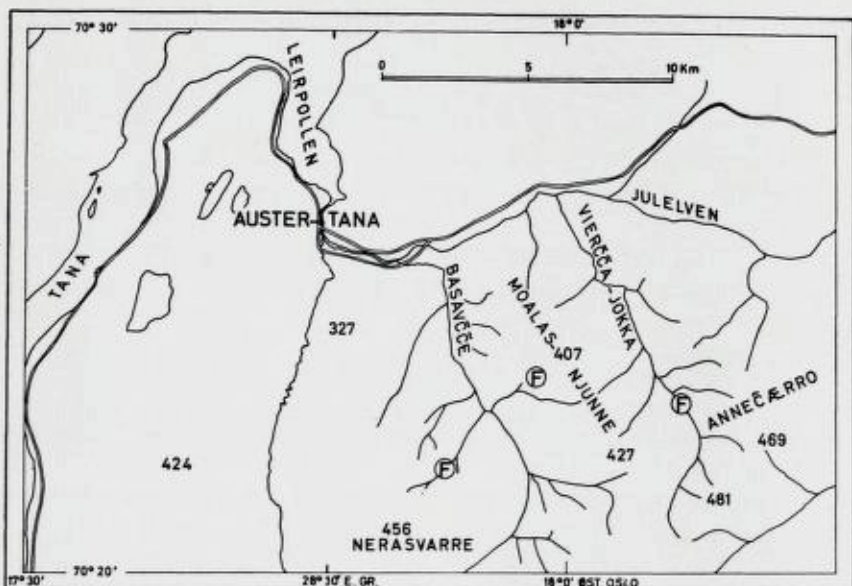


Fig. 8. Kartskisse som viser beliggenheten av de tre funne *Platsylenites*-forekomster (merket med F) i Austertana-området. Skissen er tegnet på grunnlag av det topografiske kartblad Z 3, Tana.

*Sketch map showing the position of the three occurrences of *Platsylenites* (marked with F) observed in the Austertana-area. Topography after the map sheet Z 3, Tana.*

Foldningen av bergartene i de deler av Austertana-området hvor fossilene finnes, er stort sett moderat. Ved alle tre fossillokalteter er lagene i den fossilførende del av Breivik-formasjonen planparallelle og tilnærmet horisontale. Den skrå «stress»-skiffrighet som er så vanlig i Breivik-formasjonen på Digermulhalvøya, mangler fullstendig. Leirsteinen som fossilene for det meste finnes i, har lite utpreget sjiktning. Den sprekker gjerne opp langs ellipsoidformede skallflater, som ved forvitring fører til knolle lignende dannelser med opp til en halv meters horisontale diametre og relativt noe kortere vertikal diameter. Det synes som om «tyngde-trykket» har vært den eneste (lokale) deformerende kraft av betydning. Bergarten virker forholdsvis lite konsolidert og kan i stor utstrekning plukkes i stykker med hendene. De underkambriske lagene i dette område kan neppe noen gang ha vært dekket av svært store bergmasser. Fargen på den fossilførende leirstein er for det meste blekgrønn.

Noen av fossilfragmentene ble funnet i (løse stykker av) temmelig sandig bergart, men normalt er det den «bløte» leirstein som inneholder fossiler. De aller fleste av fossilene ble funnet i fast fjell, det gjelder alle de tre lokalitetene.

Platysolenites-rørene er gjerne mer eller mindre flattrykt, men de er for øvrig utmerket vel bevart. Det største rørfragment som ble funnet er 5 cm langt og har en diameter på ca. 3 mm. Flere spiralformede individer (eller deler av individer) ble funnet.

Andre kjente fossiler enn Platysolenites ble ikke observert under feltarbeidet, men en del problematiske dannelser ble innsamlet. Rørformede spor etter borende organismer er tallrike, særlig i den Platysolenites-førende del av lagrekken.

S u m m a r y :

The Dividal Group («the Hyolithus zone») in Finnmark and its relations to the Eocambrian-Cambrian formations.

Introduction.

The Dividal Group is an autochthonous group of sedimentary rocks, mainly shales, siltstones and sandstones, resting with erosional unconformity on the Precambrian crystalline basement, and upwards confined by thrust planes of Caledonian age. The thrust planes cut the Group within the alum shale formation or at stratigraphically lower levels. The Group occurs along the margin of the Caledonian mountain range in Norrbotten (Sweden), Enontekis (Finland), Troms and Finnmark (Norway).

The name Dividal Group was given to the Group by Karl Pettersen (1878) after its occurrence in the valley Dividal in Troms. Another name, «the Hyolithus series», was introduced by Svenonius (1892), who in 1883 found Hyolithes sp. of Lower Cambrian age in a shale belonging to the Group in Norrbotten. Gradually the first name was displaced by the latter, or by «the Hyolithus zone». Neither of the last-mentioned designations, however, is in accordance with the rules of modern terminology. In this paper, therefore, the «Dividal Group» is used as the formal lithostratigraphical name of the rock unit.

Occurrences of the Dividal Group in Finnmark have previously been investigated mainly by O. Høltedahl (1918, 1931.).

The main purpose of the present work is:

1. To correlate the strata of the Dividal Group with the Eocambrian-Cambrian sequence of the Tanafjord and Laksefjord districts, and
2. to approach a solution to the «problem of the allochthonous/autochthonous in eastern Finnmark», i. e. where and how the transition appears (south of the Laksefjord) between the allochthonous rocks resting on the Dividal Group to the west and the autochthonous (or parautochthonous) rocks to the east.

Further, a stratigraphical comparison is carried out between the areas at Tanafjord in Finnmark and some localities in more southern parts of the Scandinavian Peninsula (see the key map Fig. 1).

In this paper angular measurements — of azimuth as well as of dip — are based on the 400^g compass, and the number of degrees is marked by the letter g. Vertical = 100^g.

The Dividal Group in Finnmark.

An excellent section through the Dividal Group exists along a river cut in the south-western slope of Halkkavarre, a mountain about 25 km SE of the head of Porsangerfjord (see loc. No. 10 on the key map Fig. 1, the sign F on the map Pl. III and the photographs Pl. I and Figs. 2 and 3). The total thickness of the beds belonging to the Group is there about 255 m. The present writer distinguishes between six members of the Group:

- VI. 10 m Red sandy shale.
- V. 6 m Sandstone, with rusty spots.
- IV. 130 m Shale alternating with sandstone.
- III. 20 m Sandstone.
- II. 70 m Blue-green and red-violet shale.
- I. 20 m Sandstone with conglomerate horizons.

Near the middle of member IV fragments of *Platysolenites antiquissimus* Eichw. have been found by the present writer. The fossils are described by G. Hamar, Palaeontological Museum, University of Oslo, in another paper appearing in this volume (Hamar 1967). Previously, fragments of the same fossil were found on the mountains Vuolanjunes and Gaggagaissa on both sides of the Lakselv valley, (the broad valley south from the head of Porsangerfjord) (Holtedahl 1918, 1931).

The sequence is overlain by the thrust complex of the «Gaissa nappe»,

consisting mainly of the non-metamorphic «Porsanger sandstone» which stratigraphically belongs to the «Older, dolomite-bearing sandstones of Finnmark» (K. Bjørlykke et al. have recently (1967) proposed that the latter designation should be replaced by the formal name «Tana Subgroup»). As mentioned also by Høltedahl (1931, p. 253), the thrust plane cannot be located with accuracy in the river section because of the conformity between the beds of the Dividal Group and those of the Gaissa nappe; the thrust plane is, however, easily recognizable along the mountain slope north of the creek (see Pl. I).

The extent of the Dividal Group east of Porsanger is shown on the map Pl. III. Eastward from Halkkavarre the thrust plane cuts the Dividal Group at progressively lower stratigraphical levels, except on the hill Miennačokka (M 380 on the map Pl. III), as shown on Fig. 4. Other columns in this same diagram show the occurring members of the Dividal Group and their thicknesses at localities further west in Finnmark (Vuolanjunes 25 km SW of Halkkavarre; Dødningekløften, Torghatten (loc. No. 8) and also Aksojokka (loc. No. 7 on the key map Fig. 1) SE and S of Altafjord).

The Dividal Group in Troms and Norrbotten.

The stratigraphy of the Dividal Group in Troms is known mainly from the works of Th. Vogt (1918) and a posthumous paper will be printed by Norges Geologiske Undersøkelse (Vogt 1967). By means of his results the members of the Dividal Group at Halkkavarre can easily be traced through Troms into Norrbotten, where Kulling (1964) has given the most recent description of the stratigraphy and the lithological character of the Dividal Group. In general the thicknesses of the members of the Group diminish laterally from Halkkavarre southwestward, see Tab. 3. This tendency seems to continue further southwestward. At Stora Sjøfallet (loc. No. 4 on the key map Fig. 1, see also Pl. VI) the members represented at Halkkavarre do not exist at all. On the other hand, in Troms and Norrbotten higher members of the Group occur, viz. the members E, F and G of Vogt.

In «the middle shale formation» (of Kulling) at Torneträsk (loc. No. 5 on the key map Fig. 1) fossils of Lower Cambrian age have been found (Moberg 1908). The faunizone corresponds to that of the substages 1 a₂ and 1 a_β of southern Norway. «The middle shale formation» is synonymous with Vogt's member «D», and Vogt found representatives of the same fauna at four localities in Troms. One of the species is

Platysolenites antiquissimus Eichw., which, as stated above, occurs as the guide fossil in the corresponding member of the Dividal Group south of Porsangerfjord.

At Torneträsk and at three localities in Troms fossils occur also in «the upper shale formation» (of Kulling), i. e. the member «F» of Vogt. This fauna belongs to the uppermost substage of Lower Cambrian (1b β in southern Norway).

Correlation of the Dividal Group with the sequence in the districts around Tanafjord and Laksefjord.

The geology of the Tanafjord district has been elucidated by Føyn (1937) and Reading (1965). Reading made the lithostratigraphical classification of the sequence of the Digermul Peninsula at Tanafjord (loc. No. 12 at the key map Fig. 1) as shown in Tab. 1.

The Stappogiedde Formation was further divided into three members, viz. from the bottom upwards 1. Quartzitic sandstone, 2. Blue-green and red-violet shale and 3. Red quartzitic sandstones with greywackes, sandstones and mud-stones. The Breivik Formation comprises two members: Lower Breivik Member and Upper Breivik Member.

The Laksefjord district has been investigated by Føyn (1960). All the formations of the Vestertana Group up to the middle of the Breivik Formation are represented in this district, and also here the Lower tillite (at some localities the Nyborg Formation) rests with erosional contact (slight angular unconformity) on the beds belonging to the «Older, dolomite-bearing sandstone series». The thicknesses of the Nyborg Formation and of the members «Blue-green and red-violet shale» and «Red quartzitic sandstones» are considerably less here than in the Tanafjord district.

After having (in 1962) studied the tillite-bearing sequence of the Alta district in western Finnmark (loc. No. 9 on the key map Fig. 1), the present writer found it justifiable to conclude (Føyn 1964, English summary p. 149) that the formations above the tillite of Alta and the formations just above the Upper tillite of eastern Finnmark correspond to the basal and immediately overlying beds of the Dividal Group. Further he found it possible to distinguish between a lower, Eocambrian part and a higher, Lower Cambrian part of the Dividal Group in Finnmark. In 1964 the present writer informed Dr. Reading that he was inclined to correlate the *Platysolenites*-bearing beds south of the Porsangerfjord with the Breivik Formation (Reading 1965, p. 186).

The above correlations were based exclusively on the lithological similarities between the combinations of members of the groups. Encouraged by the find of *Platysolenites* at Halkkavarre, the writer, in 1966, went to a locality 3.4 km east of Kunes at the head of Laksefjord (F on the map Pl. III), recollecting from previous geological mapping that the rocks of the Breivik Formation there strikingly resembled those of the member IV at Halkkavarre. The correctness of the suggested correlation was evident when, in the Lower Breivik Member, he found 7 rock samples containing several fragments of *Platysolenites antiquissimus* Eichw.

The fossil fragments at Kunes as well as those at Halkkavarre were all found in a very fine-grained and non-fissile claystone horizon. For the palaeontological description see the paper of Hamar (1967).

The homotaxi of the members of the Dividal Group and those of the sequence of the Laksefjord district appears in the diagram Fig. 4. This correlation also holds good for the Tanafjord district (disregarding the difference in thicknesses), see Pl. VI.

Reading and Walker (1966) have pointed out that the deposition of the Quartzitic sandstone member at the end of the glacial period in the Tanafjord district must have been diachronous. As this member is homotaxial with the basal member of the Dividal Group in Finnmark, obviously the deposition of coarse material continued during the transgression of the sea upon the Precambrian crystalline surface. The coarseness of the material and the character of the current bedding which is present point to running water as the main transporting agent.

In a previous paper the present writer has suggested that the material constituting the Red quartzitic sandstone member may have been wind-carried, although deposited in water (Føyn 1937, p. 137). This opinion has been supported during the study of the Dividal Group, and the hypothesis can almost certainly be applied to the Blue-green and red-violet shale member too, the writers grounds, common to both of these members, being as follows:

1. A very wide lateral extent of stratigraphical units each exhibiting distinctive lithological traits,
2. a very good sorting of the sediments,
3. the absence of coarse clastics, and
4. the frequent occurrences of red coloration.

That the deposition must have taken place in water, is obvious. Ordinary shallow-water ripple marks are frequently seen on the surfaces of the sandstones and siltstones, and horizontal burrows occur on the surfaces of the siltstones of the Blue-green and red-violet shale member.

Angular grains dominate among the quartz grains and fragments of fresh plagioclase occur in the sediments of the two members in question. This fact should indicate that the area of denudation consisted of crystalline rocks. Probably the source was the previously glaciated area to the south of the sedimentary rocks in eastern Finnmark.

The sequences of eastern Finnmark compared with the sequences at Ringsaker in southern Norway and at Sjougdälven in Sweden.

Pl. VI shows the correlation between the sequences of certain localities in southern Norway, Sweden and northern Norway. The Ekre Shale and the Vangsås Formation (Vemdal Quartzite) at Ringsaker (loc. No. 1 on the key map Fig. 1) are together correlated with the Stappogiedde Formation of the Tanafjord district. In both regions the rocks in question are situated between a tillite formation and sediments containing fossils, among others *Platysolenites antiquissimus* Eichw. The Moelv Tillite is considered to be homotaxial with the Upper tillite (Mortensnes Tillite) of eastern Finnmark. The writer is inclined to agree with the geologists (e. g. Rosendahl 1945) who consider the red sparagmite below the Moelv Tillite to be a stratigraphical equivalent of the Nyborg Formation of the Tanafjord district. Consequently the Lower tillite (Smalfjord Tillite) of eastern Finnmark is not represented in the Ringsaker section.

At Sjougdälven in Sweden (loc. No. 2 on the key map Fig. 1) Asklund (1935, 1960, p. 51) considers the red and green shale and the quartzite (Vemdal Sandstone) above it to be homotaxial with the Ekre Formation and the Vangsås Formation respectively. Consequently, they are together stratigraphical equivalents of the Stappogiedde Formation or a part of it. At Sjougdälven a quartzite member occurs between the tillite and the above-mentioned red and green shale. If the tillite there is homotaxial with the Moelv Tillite and the Upper tillite of Finnmark, this quartzite would fit in with the scheme as an equivalent of the lowermost member of the Stappogiedde Formation. Asklund (1956, 1960, however, has reported the find of a tillite at a locality not far

from Sjougdälven, a tillite resting on the quartzite member and consequently being an upper tillite bed in relation to the tillite of Sjougdälven. Thus, for the present, definite correlation between the tillites and the red sparagmites of Sjougdälven and Ringsaker cannot be carried out.

The general presence in southern Scandinavia of a hiatus between the Vangsås Formation (Vemdalen Sandstone) and beds containing Cambrian fossils (fossils in the conventional meaning of the word) can be traced north-eastward through Norrbotten (Kulling 1964) into Troms to Reisadalen (Avevage, loc. 6 on the key map Fig. 1). In Finnmark no fundamental break in the succession has been observed, neither in the Dividal Group nor in the corresponding (or higher) parts of the sequence of the Tanafjord district.

Some remarks on the lower limit of the Cambrian system.

On the Digermul Peninsula at Tanafjord the maximum thickness of the formations from the base of the Lower tillite to the top of the Stappogiedde Formation, that is of the «unfossiliferous formations», is 1050 m. The Breivik and Duolbasgaissa formations, both containing Lower Cambrian fossils, together have a thickness of about 1000 m, i. e. the same thickness as the unfossiliferous part of the sequence. The lithological character and the thickness of the unfossiliferous sediments give no reason to think that the space of time required for the deposition of this part of the sequence, was larger than the time needed to deposit the Lower Cambrian beds. According to the conditions in Finnmark, it seems natural to give the unfossiliferous part of the sequence the chronostratigraphical rank of *subsystem*. In Finnmark the transition from this subsystem to the Lower Cambrian seems to be a continuous one, a fact which in itself gives no right to incorporate the «unfossiliferous formations» in the Cambrian system. Important, however, is the worldwide appearance of unfossiliferous sequences containing similar glaciogene deposits just beneath the lowermost fossiliferous Cambrian beds. With regard to the geological time in question — the transition time from Proterozoicum to Palaeozoicum — a global correlation based on the glaciogene sediments is, in the writer's opinion, more reliable than a correlation on faunal foundation. The consequence of this view is that the lower limit of the Cambrian system should be set at the base of the Lower tillite, as previously pointed out by (among

others) Holtedahl, Hupé, Poulsen and G. Termier (Les relations entre Précambrien et Cambrien, Paris 1958).

On this assumption, «Eocambrian» is an adequate term for the subsystem which in Finnmark starts with the Lower tillite, and it is in this way that the name is used in this paper.

The Precambrian crystalline basement.

Investigations of the rocks of the crystalline basement were outside the topic of the present work. Some observations, however, were made during the mapping of the southern boundary of the sedimentary rocks. Within the mapped area four complexes can be distinguished:

1. Supracrustals belonging to the Karelides south of Porsangerfjord.
2. Granulites, striking from Finland towards the NNW in a ca. 50 km-wide belt.
3. A quartz-diorite complex in and south of the southernmost part of Laksefjordvidda.
4. Gneisses and granites occurring in the easternmost part of the mapped area.

The boundaries between these four complexes are indicated on the map Pl. IV.

In addition within the mapped area there occur:

5. Uplifted plates or blocks of Precambrian gneisses, granitoid and gabbroid rocks at the head of Laksefjord.

The surface of the basement at the beginning of Eocambrian time.

As pointed out by Holtedahl (1918, 1931) the crystalline basement in western Finnmark and south of Porsanger and eastward to Andaktoavve must have had the character of a peneplain when the basal beds of the Dividal Group were deposited. He also drew attention to the fact that in the more eastern part of eastern Finnmark, in the area near to the head of Varangerfjord, conditions obviously were remarkably different, as the beds of the Nyborg Formation and also the Lower tillite have been observed resting directly upon an uneven surface of Precambrian crystalline rocks. Holtedahl interpreted this difference by assuming that a faulting took place after the deposition of the «Older sandstone series» (the Tana Subgroup) but before the beginning of the glaciation period.

The contact between the basement and the basal beds of the Dividal Group is exposed at several localities between Porsanger and Andaktoaivve. In all cases the beds of the Dividal Group rest directly on the Precambrian crystalline rocks. In western Finnmark P. Holmsen (1956, 1957) reported some occurrences of tillite rock below the basal beds of the Dividal Group. No occurrence of tillite rock in a corresponding position has been observed east of Porsangerfjord. At the head of this fjord, however, a large number of big boulders of tillite rock occur, and another two boulders have been found 7 km SE of the fjord. In another paper the present writer (Føyen 1967) suggests that the place of origin of the tillite boulders most probably is the valley Ročidalen, and stratigraphically below the Dividal Group. Any possible remnants of tillite in solid rock there, however, are hidden by a thick cover of Quaternary deposits.

Judging from the localities where the contact between the basement and the Dividal Group is exposed, the crystalline rocks have in general not been subject to any appreciable chemical weathering. On the other hand, no signs of glacial erosion have been seen.

Caledonian deformations of the Precambrian peneplain.

The present disposition and shape of the «Pre-Dividal peneplain» — in so far as its elevations can be ascertained — appear from the contour lines drawn on the map Pl. IV. In general the old peneplain now dips 2° to 3° towards the NNW, though locally larger angles, up to 5°, are met with. As discussed by Holtedahl, the peneplain must have undergone deformation in Caledonian time, *after* the deposition of the Dividal Group but *before* the thrusting of the Gaissa nappe. Especially interesting in this respect is the existence of two folds or flexures, one of which, first observed by Holtedahl (1931), crosses the Lakselv valley south of Porsangerfjord from SW to NE. In this paper this ridge is called the *Loftefjell anticline* (or ridge) and the adjacent depression SE of it the *Roči syncline*. The slopes to the NNW, both of the ridge and of the valley, roughly correspond to the general inclination of the peneplain; on the other hand, the slope from the ridge to the valley is very much steeper. The other fold or flexure appears in the Andaktoaivve area and this ridge and the depression SE of it are here called the *Læmmanurkke anticline* (or ridge) and the *Miennačokka syncline*

respectively. The axial trend of the fold is N 65° E, that is slightly more easterly than that of the Loftefjell-Roči structure.

The area south of the boundary of the sedimentary rocks is marked by an abundance of vertical joints trending roughly parallel to the axial direction of the Læmmanurkke fold (a few of them are drawn from air photos on the map Pl. IV, see also Pl. II, Fig. 1). The jointing may perhaps be related to the formation of the folds (or flexures). At any case, tectonic deformation must have been contributory to the present step-like lowering of the surface southward towards the Tana valley.

Th. Vogt (1922) demonstrated the existence of three «mountain chain folds of first order» in Nordland—Troms, while Ljungner (1951) has described deformations (flexures and vertical joints) of the Precambrian penepain close to and below the Caledonian rocks in northern Sweden. In the opinion of the present writer the Loftefjell-Roči fold and the Læmmanurkke—Miennačokka fold are supplemental to the Troms- and Nordland folds of Vogt, and can thus be regarded as members of a general fold system occurring along the south-eastern margin of the Caledonian orogenic belt.

The problem of the allochthonous/autochthonous in eastern Finnmark.

The tectonic deformations of the sedimentary rocks in eastern Finnmark appears to be divisible into two main phases of the Caledonian orogeny. During the first phase the sediments were folded, the trend of the folds being generally NNE. During the second main phase (which may be separated into subphases) thrust movements were the principal events. As to the results of the latter tectonic phase, a distinction must be made between a western and an eastern region.

In the *western* region a relatively homogenous group of competent but brittle rocks (mainly quartzites) broke away from its foundation and slid more or less as a complete unit (the Gaissa nappe) upon the substratum (beds of the Dividal Group). The main direction of movement seems to have been towards the SSE. In some places the beds nearest to the junction have been broken or contorted, forming jagged and disharmonic folds, while in other localities an apparent conformity is seen. In the latter case it may be difficult or impossible to define with accuracy the position of the thrust plane. All transitions between the two extremes are met with, and south of Porsangerfjord portions of the Precambrian crystalline rocks are found to have been involved in the

thrusting. The distance of the general transport is probably larger at Porsangerfjord (where it is at least 25 km) than near to Laksefjordvidda (the area between Laksefjord and the Skalvvevarre hill in the southern part of the map). Therefore the movement of the Gaissa nappe seems to have involved a component of rotation to the left (east) and a sort of hinge effect in the area at the inner part of Laksefjord.

In the *eastern* region the rocks seem to have yielded to stress by deformations of a more local nature. The direction of movement was at an oblique angle to the previous folds, which were sharpened but at the same time distorted. Generally speaking, the folds are now oblique and overturned, and local thrusting has taken place with an overriding of the upper, (northwestern) part upon the lower one. During this process the trend of the folds became more easterly than before, particularly in the vicinity of the southern border of the sedimentary area. The numerous minor movements may together have resulted in a tectonic transport of considerable magnitude also in this region, the rocks of the present surface thus being parautochthonous. Only where beds of the Nyborg Formation or a tillite rest directly upon the Precambrian crystalline rocks, are they truly autochthonous.

As the Dividal Group below the Gaissa nappe of the western region stratigraphically corresponds to beds above the parautochthonous rocks of the eastern region, theoretically the thrust plane should cut into the air towards the east. The nature of «the problem of the allochthonous/autochthonous in eastern Finnmark» is mainly the fact that it has not been possible to trace such a borderline in the field. Only one point along it has been plotted with any accuracy, namely the locality between Roavvevarre and Skalvvevarre where the Dividal Group terminates and eastwards seems to be replaced by the Nyborg Formation as the basal sedimentary rock on the Precambrian crystalline surface (see Pl. V, Fig. I a & b).

By means of the sections II–VI on Pl. V the present writer has tried to elucidate the geological conditions in the transition area between the western and the eastern region along the southern border of the sedimentary rocks. The interpretation must necessarily be a tentative one, more especially because of the widespread cover of Quaternary deposits in the area concerned.

The observations made up to the present time indicate that, from the tectonic point of view, no simple boundary exists between the two different regions. Apparently one must allow for a gradual transition

within an area approximately confined by the sides of a triangle with the corners Skalvvevarre to the south, Stuorraskaidde to the north-west and Vaddasbakte to the north-east.

There may have been several, complicated physical causes for the distinction in tectonic development between the two regions. The difference in distance from the more central part of the orogenic belt may have been significant, but even more important was perhaps the morphology of the surface of the Precambrian crystalline rocks below the sedimentary complexes. The Gaissa nappe has slid upon a rather even substratum. In the eastern region, on the other hand, a relatively uplifted block of crystalline rocks to the south may have acted as a barrier to a general thrusting of the sedimentary rocks; therefore the tangential stress was released by more differential movements. The conceivable existence of a dome of Precambrian rocks near the present-day Laksefjord (a dome which during a later phase was split and in parts thrust upwards) should also be taken into consideration as an obstacle to extensive lateral movements.

A d d e n d u m :

Platysolenites on the Varanger Peninsula.

The presence of the Breivik Formation in the Austertana (i. e. Eastern Tana) area (also called the Leirpollen area) on the western part of the Varanger Peninsula is known from the works of Rosendahl (1945) and Beynon, Chapman, Ducharme and Røberts (1967). After having prepared this paper ready for printing, the present writer in July 1967 visited Austertana where seven days were spent searching for possible traces of Platysolenites in the Breivik Formation.

Platysolenites fragments were found at three localities (see Fig. 8). The fossil-bearing horizon (or horizons) belongs to the second hundred metres above the base of the Breivik Formation (the base is the top of the Red quartzite member of the Stappogiedde Formation), i. e. in the upper half of the Lower Breivik Member. Younger beds of the geological sequence are not present in this area.

The rocks of the area are generally moderately folded. At the three localities in question the fossil-bearing part of the sequence consists of almost plane, parallel and approximately horizontal beds. Most of the fossils occur in a pale green, weak claystone without significant bedding and with no schistosity. The rock usually fractures along ellipsoidal,

shell-like planes, producing nodules, the horizontal diameters of which range from a few centimetres up to half a metre; the vertical diameters are relatively smaller. The relatively unconsolidated character of the claystones indicates that the Lower Cambrian sediments of this area can hardly, at any time, have been covered by large thicknesses of rocks.

The Platysolenites tubes are more or less flattened, but in other respects the fossils are remarkably well preserved. The biggest tube is five centimetres in length and has a diameter of 3 mm. At least three helical-shaped specimen were collected.

No known fossils other than Platysolenites were observed during the field work, some problematic trails were, however, collected. Tube-like traces from boring organisms are abundant, in particular in the Platysolenites-bearing part of the sequence.

Litteratur.

Forkortelser (*abbreviations*):

GFF: Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. Stockholm.

NGT: Norsk Geologisk Tidsskrift. Oslo.

NGU: Norges Geologiske Undersøkelse. Oslo.

SGU: Sveriges Geologiska Undersökning. Stockholm.

Asklund, Bror og Thorslund, Per, 1935. Fjällkjedjerandens bergbyggnad i Norra Jämtland och Ångermanland. SGU C 382, 110 s.

Asklund, Bror, 1956. Minutes from the Conference on Eocambrian. NGT 36, p. 86.

Asklund, Bror, 1958. Le problème Cambrien-Éocambrien dans la partie centrale des Calédonides suédoises, dans Les relations entre Précambrien et Cambrien. Centre National de la Recherche Scientifique, LXXVI: 39—52. Paris.

Asklund, Bror, 1960. Studies in the thrust region of the southern part of the Swedish mountain chain. International Geol. Congress XXI Norden 1960. Guide to the Excursions Nos A 24 and C 19. 60 p. SGU.

Asklund, Bror, 1962. Berggrunden inom fjällkjedjan och dess randområden. Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. SGU, Ba 16: 171—224.

Beynon, D. R. V., Chapman, G. R., Ducharme, R. O. and Roberts, J. D., 1967. The geology of the Leirpollen area, Tanafjord, Finnmark. NGU 247. Under trykning.

Bjørlykke, Knut, 1966. Studies on the Latest Precambrian and Eocambrian Rocks in Norway. No. 1. Sedimentary petrology of the Sparagmites of the Rena district, S. Norway. NGU 238: 5—53.

Bjørlykke, Knut, 1967. The Eocambrian «Reusch moraine» at Bigganjargga and the geology around Varangerfjord, Northern Norway. NGU 251. Under trykning.

Bjørlykke, Knut, Englund, J. O. og Kirkbusmo, L. A., 1967. Latest Precambrian and Eocambrian stratigraphy of Norway. NGU 251. Under trykning.

- Crowder, Dwight*, 1959. The Precambrian schists and gneisses of Lakselv valley, Northern Norway. NGU 205: 17—40.
- Englund, Jens-Olaf*, 1966. Studies on the Latest Precambrian and Eocambrian Rocks in Norway, No. 2. Sparagmittgruppens bergarter ved Fåvang, Gudbrandsdalen. En sedimentologisk og tektonisk undersøkelse. NGU 238: 55—102.
- Eskola, Pentti*, 1952. On the granulites of Lapland. Bowen volume, American Journal of Science, pp. 133—171.
- Føyn, Sven*, 1937. The Eo-Cambrian series of the Tana district, Northern Norway, NGT 17: 65—164.
- Føyn, Sven*, 1960. Tanafjord to Laksefjord in Aspects of the geology of northern Norway. Guide to excursion No. A 3, by Olaf Holtedahl, Sven Føyn and Paul H. Reitan. Editor J. A. Dons, Int. Geol. Congr. XXI, Norden 1960. NGU 212: 45—57.
- Føyn, Sven*, 1964. Den tillittførende formasjonsgruppe i Alta — en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark. NGU 228: 139—150.
- Føyn, Sven*, 1967. Big boulders of tillite rock in Porsanger, Northern Norway. NGU 247. Under trykning.
- Grip, Erland*, 1950. Den autoktona sedimentserien i Laisvall. GFF 72: 369—371.
- Grip, Erland*, 1960. The lead deposits of the eastern border of the Caledonides in Sweden. Int. Geol. Congr. XXI, Norden 1960, part XVI, Genetic problems of ore. pp. 149—159. Copenhagen.
- Gustavson, Magne*, 1963. Grunnfjellsvinduer i Dividalen, Troms. NGU 223: 92—105.
- Gustavson, Magne*, 1966. The Caledonian Mountain Chain of the Southern Troms and Ofoten Areas, Part I. Basement Rocks and Caledonian Meta-sediments. NGU 239, 162 p.
- Hamar, György*, 1967. Platysolenites antiquissimus Eichw. (Vermes) from the Lower Cambrian of northern Norway. NGU 249: 87—95.
- Henningsmoen, Gunnar*, 1961. Cambro-Silurian fossils in Finnmark, Northern Norway. NGU 213: 93—95.
- Holmsen, Per*, 1956. Hyolithus-sonens basale lag i Vest-Finnmark. NGU 195: 65—72.
- Holmsen, Per*, 1957. De eokambriske lag under hyolithussonen mellom Čarajavrre og Časkias, Vest-Finnmark. NGU 200: 47—50.
- Holtedahl, Olaf*, 1915. Nogen foreløbige meddelelser fra en reise i Alten i Finmarken. NGU 75 II. 15 s.
- Holtedahl, Olaf*, 1918. Bidrag til Finmarkens geologi. NGU 84, 314 s.
- Holtedahl, Olaf*, 1921. Engerdalen. NGU 89. 74 s., kart.
- Holtedahl, Olaf*, 1922. A tillite-like conglomerate in the «Eo-Cambrian» Sparagmite of Southern Norway. Am. J. of Sc. Ser. 5, 4, p. 165.
- Holtedahl, Olaf*, 1930. Nogen sammenlignende betraktninger fra et nordnorsk og et sydnorsk område. GFF 52: 537—542.
- Holtedahl, Olaf*, 1931. Additional observations on the rock formations of Finmarken, Northern Norway. NGT 11: 241—279.
- Holtedahl, Olaf*, 1958. La Sparagmite formation (Kjerulf) et l'Éocambrien (Brøgger) de la Péninsule Scandinavie, dans Les relations entre Précambrien et Cambrien. Centre National de la Recherche Scientifique, LXXVI: 33—38. Paris.

- Hupé, Pierre*, 1958. Essai de corrélation de quelques formations Cambriennes et Infracambriennes, dans Les relations entre Précambrien et Cambrien. Centre National de la Recherche Scientifique, LXXVI: 163—168. Paris.
- Kautsky, F.*, 1945. Die unterkambrische Fauna vom Aistjakk in Lappland. GFF 67: 129—211.
- Kautsky, G.*, 1949. Eokambrische Tillitvorkommen in Norrbotten, Schweden. GFF, 71: 595—603.
- Kautsky, G.*, 1953. Die Geologische Bau des Sulitelma—Salojauregebietes in den nord-skandinavischen Kaledoniden. SGU C 528, 232 s.
- Kulling, Oskar*, 1951. Spår av Varangeristiden i Norrbotten. SGU C 503: 1—44.
- Kulling, Oskar*, 1955. Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. 2. Den kaledoniska fjällkjedjans berggrund inom Västerbottens län. SGU Ca. 37: 101—296.
- Kulling, Oskar*, 1960. The Caledonian Mountain Chain in the Torneträsk-Ofoten Area, Northern Scandinavia. Internat. Geol. Congr. XXI Norden 1960. Guide to Excursions Nos A 25 and C 20, p. 18—76. SGU.
- Kulling, Oskar*, 1962. Berggrunden inom Lapplandsfjällen. Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. SGU Ba 16: 225—270.
- Kulling, Oskar*, 1964. Översikt över norra Norrbottensfjällens kaledonberggrund. SGU Ba 19, 165 s.
- Ljungner, Erik*, 1950. Urbergsytans form vid fjällranden. GFF 72: 269—300.
- Moberg, Job. Chr.*, 1908. Bidrag till kännedomen om de kambriske lagren vid Torneträsk. SGU C 212: 1—30.
- Oftedahl, Christoffer*, 1966. Note on the main Caledonian Thrusting in Northern Scandinavia. NGT 46: 237—244.
- Petterson, Karl*, 1874. Geologiske undersøgelser inden Tromsø Amt og tilgrændsende Dele av Nordlands Amt. IV. Det Kgl. Norske Vid. Selsk. Skr. 7: 260—444. Trondhjem.
- Petterson, Karl*, 1878. Det nordlige Sveriges og Norges geologi. Archiv for Math. og Naturv. 3: 1—38. (Christiania) Oslo.
- Petterson, Karl*, 1887. De geologiske bygningsforholde langs den nordlige ende av Torneträsk. GFF 9: 420—433.
- Petterson, Karl*, 1888. Den nord-norske fjeldbygning II. Tromsø Museums Aarshefter 9: 1—76, Tromsø.
- Poulsen, Christian*, 1958. Quelques remarques sur le Cambrien inférieur et l'Éocambrien du Groënland et d'autres régions septentrionales, dans Les relations entre Précambrien et Cambrien. Centre National de la Recherche Scientifique, LXXVI: 25—31, Paris.
- Reading, H. G.*, 1965. Eocambrian and Lower Palaeozoic geology of the Digermul Peninsula, Tanafjord, Finnmark. NGU 234: 167—191.
- Reading, H. G.*, and *Walker, R. G.*, 1966. Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finnmark, northern Norway. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2: 177—212. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- Reitan, Paul H.*, 1960. Precambrian of northern Norway. General remarks and correlations. In Geology of Norway, ed. O. Holtedahl. NGU 208: 92—97.

- Reitan, Paul H.*, 1963. The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. NGU 221: 69 s.
- Rosendahl, Halvor*, 1945. Prækambrium-Eokambrium i Finnmark. NGT 25: 327—349.
- Skjerlie, Finn J.*, and *Tan, Tek Hong*. 1961. The Geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms—Finnmark, Northern Norway. NGU 213: 175—196.
- Skjeseth, Steinar*, 1963. Contributions to the geology of the Mjøsa districts and the classical sparagmite area in southern Norway. NGU Nr. 220, 126 p.
- Strand, Trygve*, 1935. A Cambrian Fauna from Finnmark, Northern Norway. NGT 15: 19—24.
- Størmer, Leif*, 1966. Jorden og livets historie. 275 s. Universitetsforlaget, Oslo.
- Svenonius, Fredr.*, 1898. Om berggrunden i Norrbottens län. SGU C 126, 43 s.
- Termier, G.*, 1958. Les relations entre Précambrien et Cambrien. Centre Nationale de la Recherche Scientifique, LXXVI, p. 22 (Contribution au débat). Paris.
- Vogt, Thorolf*, 1918. Geologiske studier langs den østlige del av fjeldkjeden i Troms amt. NGT 4: 260—266.
- Vogt, Thorolf*, 1922. Bidrag til fjeldkjedens stratigrafi og tektonik. GFF 44: 714—739.
- Vogt, Thorolf*, 1924. Forholdet mellom sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjøsen. NGT 7: 281—382.
- Vogt, Thorolf* †, 1967. Fjellkjedestudier i den østlige del av Troms. NGU 248. Under trykning.

Tekst til plansjene.

Pl. I, fig. 1. Flyfotografi av den sørlige delen av Halkkavarre, tatt vertikalt fra ca. 4600 m.o.h. Målestokk tilnærmet 1:25 000. Tegnforklaring: se fig. 2. Fot. Widerøe 1961.

Aerial photograph of the southern part of Halkkavarre, taken vertically from about 4600 m a. s. l. Scale approximately 1 : 25 000. Explanation of symbols: see Fig. 2.

Pl. I, fig. 2. Halkkavarre, sett fra sørvest. Gr. grunnfjell, I—IV Dividal-gruppen: I sandstein med konglomerathorisonter, II blågrønn og rød fiolett skifer, III sandstein, IV skifer i vekslng med sandstein, Pl. Platysolenites-horisonten. Ga. Gaissadekket (Porsanger-sandstein).

Halkkavarre, seen from the SW. Gr. Precambrian crystalline rocks, I—IV The Dividal Group: I Sandstone with conglomerate horizons, II Blue-green and red-violet shale, III Sandstone, IV Shale alternating with sandstone, Pl The Platysolenites horizon. Ga. The Gaissa nappe (Porsanger sandstone).

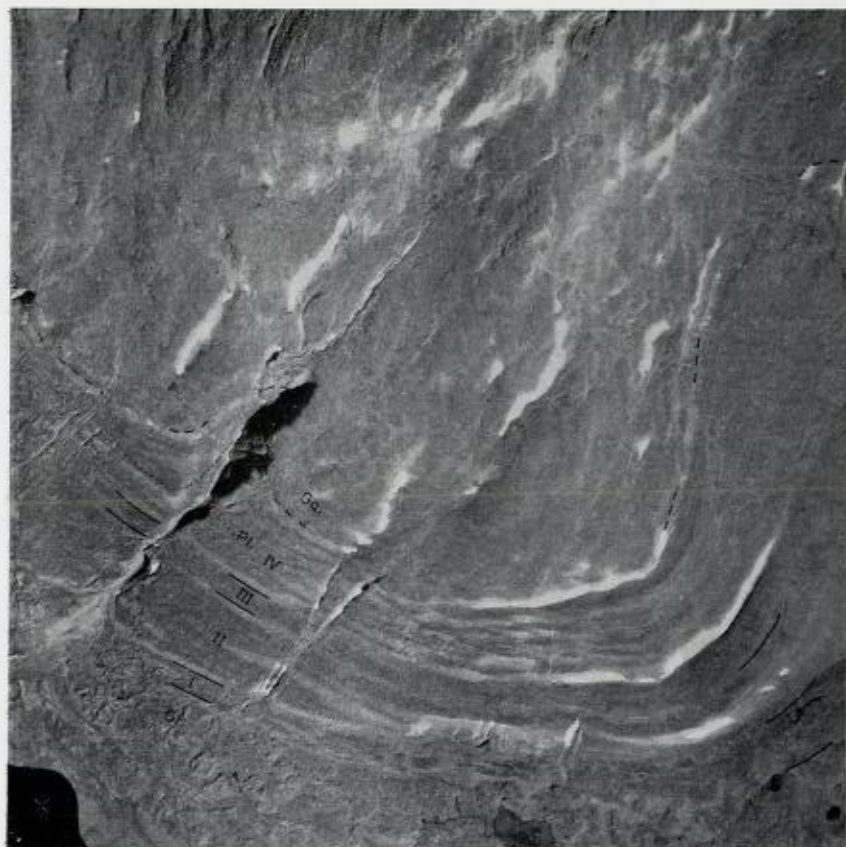


Fig. 1.



Fig. 2.

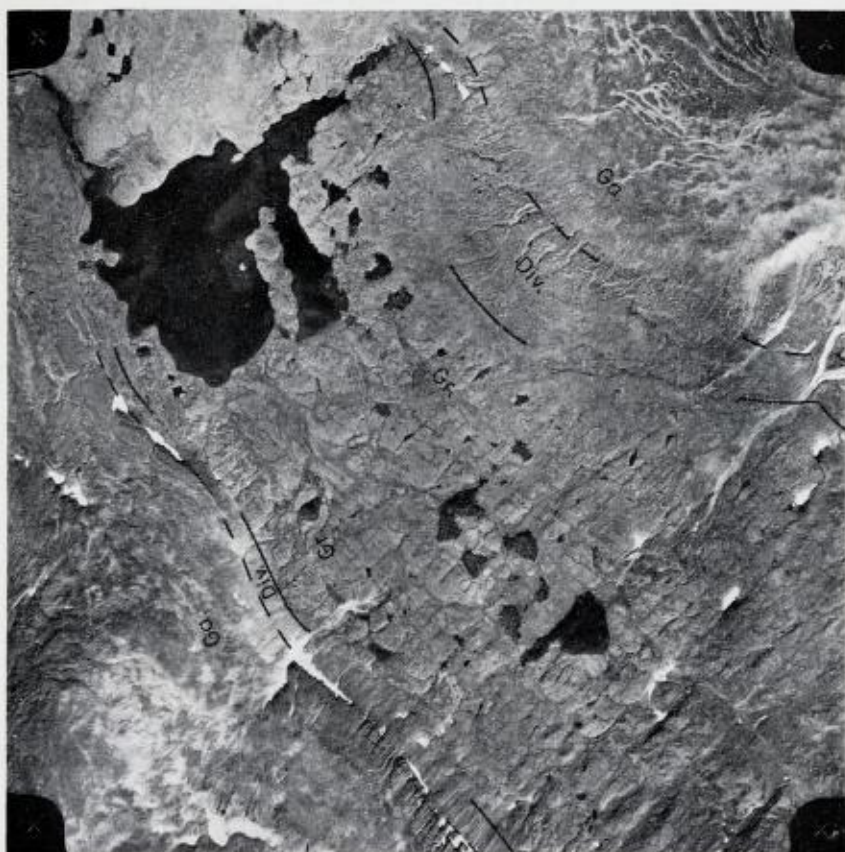


Fig. 1.



Fig. 2.

Pl. II, fig. 1. Flyfotografi, tatt vertikalt fra ca: 4600 m h.o.h. Målestokk tilnærmet 1 : 30 000. En del av Gæidnogaissa ses i sørvestre (nedre venstre) hjørne, en del av Rastigaissa i nordøstre (øvre høyre). Det store vannet er på kartene pl. III og IV merket 558 (= høyden over havet). Gr. grunnfjell (granulitt), Div. Dividal-gruppen, Ga Gaissa-dekket (Porsanger-sandstein). Den nordvestlige strøkretning i granulitten er lite fremtredende, mens de vertikale sprekker med retning NØ er iøynefallende.

Fot. Widerøe 1961.

Aerial photograph, taken vertically from about 4600 m a.s.l. Scale approximately 1:30 000. A part of the Gæidnogaissa Mt. is seen in the south-west (lower left-hand) corner, and a part of the Rastigaissa Mt. in the north-east (upper right-hand). The large lake is marked 558 (= elevation in metres) on the map Pl. III and IV. Gr. Precambrian granulite, Div. The Dividal Group, Ga. The Gaissa nappe (Porsanger sandstone). The north-westerly strike of the granulite is almost invisible; on the other hand, the vertical joints trending north-eastward are quite conspicuous.

Pl. II, fig. 2. Skalvvevarre (S 328 på kartene pl. III og IV) sett fra vest (fra Roavvevarre). Se pl. V, profil IV a og b.

Skalvvevarre (S 328 on the map Pl. III and IV) seen from the west (from Roavvevarre). See Pl. V, section IV a and b.

Pl. III. Geologisk kart over Halkkavarre—Rastigaissa og Laksefjordvidda.

Pl. IV. Strukturkart (Structural map) over Halkkavarre—Rastigaissa og Laksefjordvidda.

Pl. V. Profiler til belysning av overgangen allokton/autokton ved sørgrensen av de sedimentære bergartene. a: observasjoner, b. forfatterens tolkning.

Sections elucidating the transition allochthonous/autochthonous at the southern border of the sedimentary rocks. a: observations, b: the writer's interpretation.

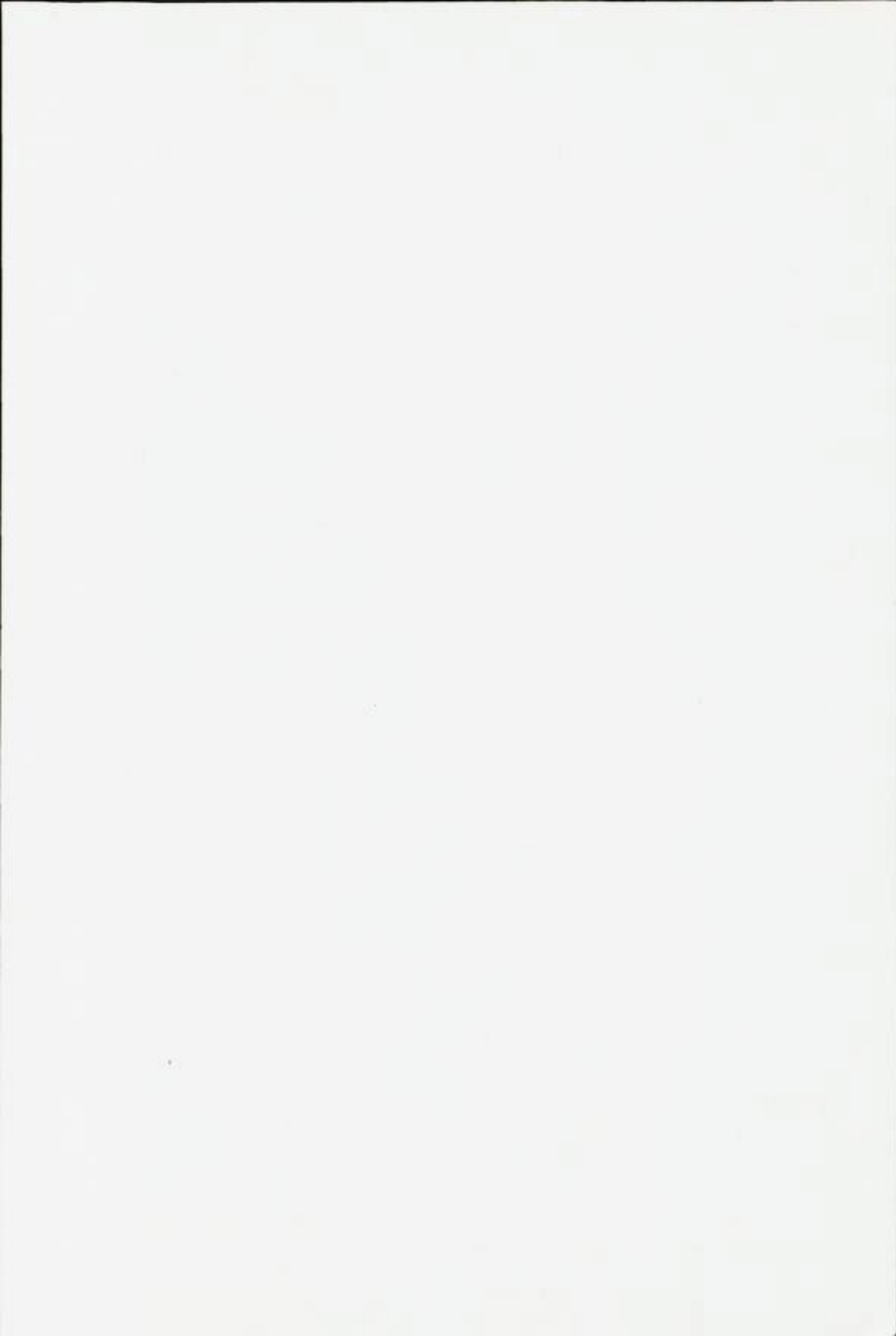
Pl. VI. Dividal-gruppen (kolonnene 3—8 og 10) jevnført med lagrekken i noen utvalgte områder i Sør-Norge (1), Sverige (2) og Finnmark (9, 11 og 12). Av plasshensyn er betegnelser på bergarter og fossiler forenklet. Forkortelser: sk — skifer, sst — sandstein, kv — kvartsitt, kgl — konglomerat, gr. — gruppe, f. — formasjon. Tallene i rubrikkene angir tykkelsen i meter av vedkommende litostratigrafiske enhet. Brudd i lagrekken er markert ved bølget horisontal linje eller vertikale linjer. Tomme rubrikker betyr at lag av vedkommende alder ikke er bevart.

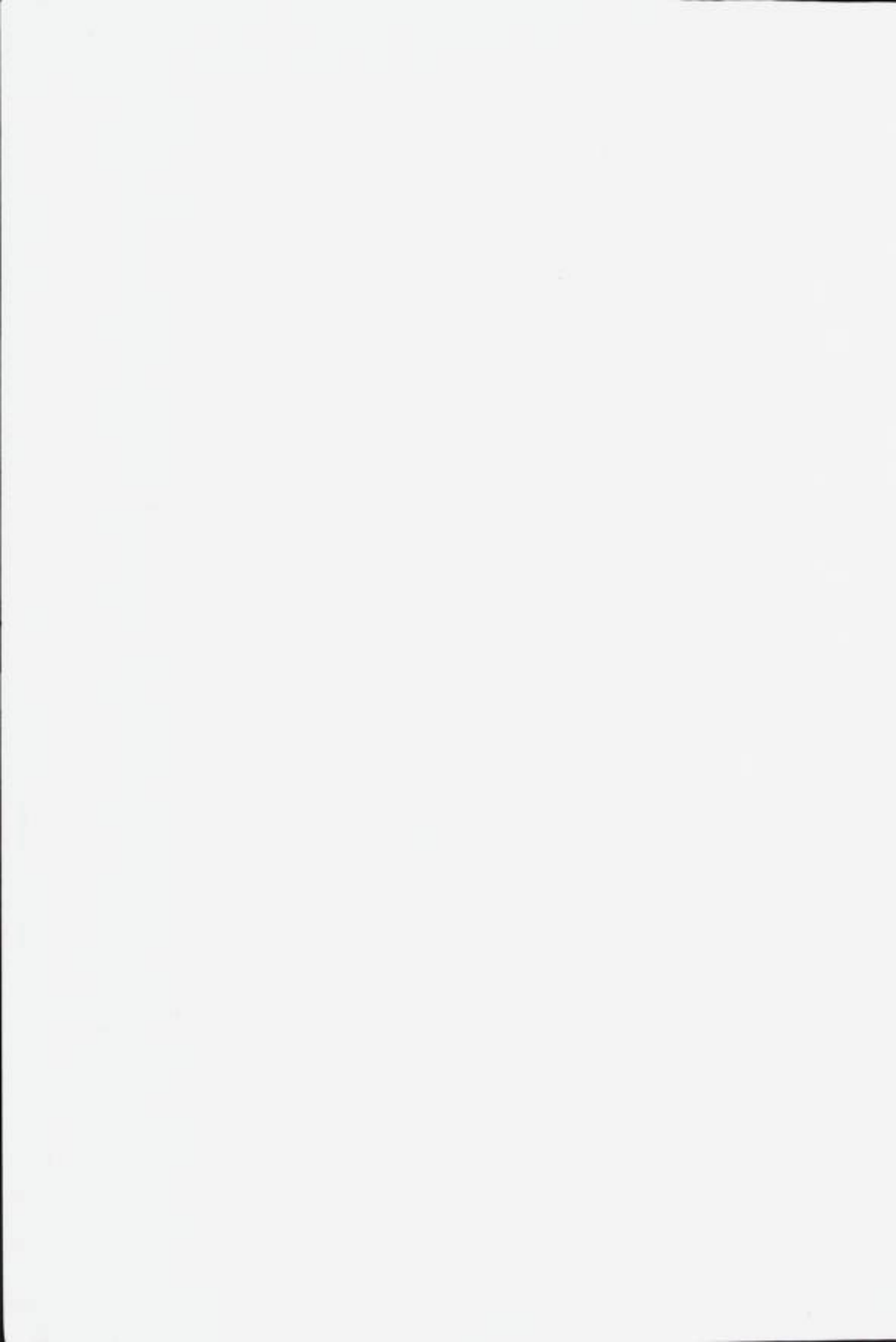
For Ringsaker er ført opp de litostratigrafiske navn som en del norske stratigrafer nylig er kommet med forslag om, og likeså disse navn for Tana—Laksefjord-områdene: Finnmark-gruppen, Tana-subgruppen, Varanger-subgruppen, Smalfjord-tillitt f., Mortensnes-tillitt f. (K. Bjørlykke m. fl. 1967).

The Dividal Group (columns 3—8 and 10) correlated with the sequences of some selected areas in southern Norway (1), Sweden (2) and Finnmark (9, 11 and 12). Names of rocks and fossils are simplified. Abbreviations: sk — shale, sst — sandstone, kv — quartzite, kgl — conglomerate, gr. — Group, f. — Formation. The figures in the squares indicate the thicknesses of the lithostratigraphical units concerned (in metres). Breaks in the sequences are indicated by horizontal wavy lines or vertical lines. Empty squares mean that the parts of the sequence concerned are not present.

In the Ringsaker sequence the terms which have recently been introduced by a number of Norwegian stratigraphers are included; likewise, names proposed for the Tana—Laksefjord-districts are: The Finnmark Group, the Tana Subgroup, the Varanger Subgroup, the Smalfjord Tillite Formation and the Mortensnes Tillite Formation (K. Bjørlykke et al, 1967).

(Pl. III—VI i lomme på tredje omslagsside.)





Platysolenites antiquissimus
Eichw. (Vermes)

*from the Lower Cambrian of
northern Norway*

By
GYÖRGY HAMAR

OSLO 1967
UNIVERSITETSFORLAGET

Abstract.

New material of *Platysolenites antiquissimus* Eichw. is described from two new Lower Cambrian localities in Finnmark. A new diagnosis is given for the genus which is tentatively assigned to the family *Serpulidae* Burmeister. Evidence suggests that the original tube was flexible and helical-shaped.

Introduction and acknowledgements.

In 1966 during fieldwork in Finnmark, Northern Norway, Mr. Sven Føyn collected excellently preserved Cambrian material containing numerous specimens of tubes which he recognised as belonging to *Platysolenites antiquissimus* Eichwald. After a preliminary examination, Mr. Føyn generously gave me his material to prepare and photograph and I have described it herein along with other specimens from the Troms area first studied in 1934 by Prof. T. Strand. The latter never published his work but his manuscript and specimens were later deposited in the Paleontological Museum, Oslo (PMO).

I wish to express my thanks to Mr. S. Føyn for helpful discussions during the examination of the material and for kindly writing the accompanying remarks on stratigraphy. Also I extend my thanks to Prof. L. Størmer and Dr. D. L. Bruton for their helpful discussions and to the latter for kindly correcting the English in the text. Miss B. Mauritz kindly prepared the photographs.

Remarks on stratigraphy and occurrence.

Tubes of *Platysolenites antiquissimus* Eichwald were found at two localities in Finnmark in 1966. One locality is a river cut at the southwestern slope of Halkkavarre mountain 25 km SE of the head of the Porsangerfjord. The fossils occur in a reddish-brown shale belonging to the Dividal Group (also called the «Hyolithus zone»). Previously, *Platysolenites antiquissimus* Eichw. has been found at a corresponding stratigraphical level in the Dividal Group at Torneträsk in Norrbotten, northern Sweden, (Moberg, 1908), at four localities in Troms, northern Norway, (Th Vogt, 1918) and on the slopes of the Vuolanjunes and Gaggagaissa mountains south of Porsangerfjord (O. Holte-dahl, 1918). At Torneträsk and in Troms the occurrence of *Platysolenites* and its associated fauna indicates that the faunizone belongs to the lower part of the Lower Cambrian (the same associated fauna is

known from the Mjøsa area, southern Norway, in beds assigned to 1a α_2 or 1a β).

The stratigraphy of the Dividal Group and its position in the Eocambrian—Cambrian sequence is described by Mr. Føyn in a separate account appearing in this volume.

The second locality is situated where a brooklet crosses the main road 3.4 km east of Kunes at the head of the Laksefjord. The *Platysolenites* fragments occur in a green shale belonging to the Breivik Formation of the Vestertana Group. This find is especially important stratigraphically because fossils have not previously been found in the Vestertana Group.

Systematic paleontology.

Phylum *Annelida* Lamark, 1809.

Order *Sedentarida* Lamark, 1818.

? Family *Serpulidae* Burmeister, 1837.

Genus *Platysolenites* Pander, 1851.

Type species: P. antiquissimus Eichwald, 1860.

Diagnosis (emended): Small siliceous-calcareous helical-shaped tubes most commonly found broken into pieces which are straight or bent. Outer surface annulated, wall thickness variable.

Platysolenites antiquissimus Eichwald, 1860.

Pl. 1, fig. 1–7 and pl. 2, figs. 1–8.

P. antiquissimus Eichwald, 1860, p. 678, pl. 33, fig. 19; Schmidt, 1881, p. 13, fig. 1; Schmidt, 1888, p. 26, pl. 2, fig. 32–33; Walcott, 1890, p. 722, fig. 8; Moberg, 1908, p. 29, pl. 1, fig. 12; Høltedahl, p. 129, pl. 17, fig. 2; Vogt, 1924, p. 289, fig. 4; Yanishevsky, 1926; Strand, 1934; Howell, 1962, p. W 165, fig. 104, no. 4; Gekker and Yushakov, 1962, p. 444, pl. 3, fig. 9.

? *P. lontowa* Öpik, 1926, p. 46, fig. 2.

Diagnosis and description: Diminutive tubes originally circular in cross-section (Pl. 1, fig. 3) but commonly compressed and elliptical (Pl. 2, fig. 3). Outer surface of the tube annulated with annulations either widely and regularly spaced (Pl. 1, figs. 1, 3) or more finely distributed and irregularly spaced (Pl. 1, figs. 5, 7; Pl. 2, fig. 4). In the former, the distance between the annula-

tions varies from 0.5 to 0.17 mm, and the average distance measured using 35 specimens was 0.25 mm.

The wall thickness of the tubes varies from 0.2 mm to 0.02 mm. The largest specimens, with thick walls, commonly have more regular annulated outer surface and the tubes are circular or elliptical in cross-section. Units with thinner walls however appear more irregularly compressed and the tubes are bent into a spiral or helical shape (Pl. 1, figs. 4, 6₁₄; Pl. 2, figs. 1-2).

The diameter of the cavity varies from 1.0-0.2 mm but it appears to be constant on the same specimen irrespective of the wall thickness.

Thin sections and x-ray analyses show that the units are composed of microgranular quartz containing inclusions of opaque minerals which increase in density towards the cavity and are irregularly distributed around it (Pl. 2, figs. 7-8). The annulation seen on the outer surface (Pl. 2, fig. 8 - marked by arrows) does not occur on the inside of the tube wall adjacent to the cavity.

The cavity is infilled with the same material as the enclosing sediment and sometimes by a brownish opaque mineral or combination of both. In few cases pyrite has been observed as an infilling of the cavity.

In two specimens (PMO 74645_b; 74647_v) it has been possible to recognise what is probably the end of the tube and the wall edge is regular and smoothly rounded.

Assemblages of tube fragments are common and one piece of rock examined (Pl. 1, fig. 6) contained 17 tubes covering an area of 30 sq.cms, and to a depth of 2 mm. With the exception of two fragments (nos. 5 and 14, Pl. 1, fig. 6) all are of the same type i. e., with approximately same wall thickness and cavity diameter. Ten units (nos. 1-4, 6-9, 12-13) are orientated in the same direction while one (no. 10) lies perpendicular to this orientation. The right end of fragment no. 10 is strongly bent beneath itself but reappears (arrow) in a similar orientation to the adjacent no. 9. Fragment no. 14 is helicoid-shaped and has a somewhat thicker wall than similar shaped specimens (Pl. 1, fig. 4; Pl. 2, figs. 1-2). Fragment no. 5 is a very small tube.

None of the tubes studied appear to be bifurcated. However, amongst the material, is one slab showing an interesting bifurcated

impression forming a Y-shaped outline. The stem of the Y is infilled with a brownish sediment beneath which can be recognised a layer of microgranular quartz. It may well be that this microgranular quartz represents the outer wall of a *Platysolenites* tube and the brownish sediment its cavity infilling. On the other hand, this may well be an infilled burrow without any relation to *Platysolenites*.

X-ray photographs of the shale (Pl. 2, figs. 5-6) do not show any contrast between *Platysolenites* tubes and their cavity infillings and the enclosing sediment. The dark lines must be additional burrow marks filled by pyrite and other minerals.

Remarks and affinities: The Norwegian specimens, both in form and mode of occurrence, are similar to those found in the blue clay of the Leningrad Region and Estonia. It is difficult to compare the Norwegian material with the specimen figured by Eichwald (1860, Pl. 33, fig. 19) but a more recent photograph of new material from the same locality given by Yanishevsky (1926) shows that it is undoubtedly similar.

Schmidt (1888) thought that *Platysolenites* tubes belong to primitive crinoids but in the present material no traces of eocrinoid plates or anything resembling them have been found nor have bifurcated parts of arms.

Walcott (1890) reproduced Schmidt's figure of *Platysolenites* and without comment included it along with other described Lower Cambrian pteropods. However, pteropods differ from *Platysolenites* in having a conical-shaped skeleton.

Both Eichwald and Yanishevsky thought their respective specimens to be worms and the present author favours this view because the specimens show that the skeleton of the original animal was very flexible. In form they resemble rather closely some serpulids and are herein assigned with reservation to the Family Serpulidae Burmeister, 1837.

The examination of *Platysolenites* tubes shows that the recrystallization which has taken place in the wall structure, occurred later than their bending or compression, as evidenced by small tension joints at the point of bending (Pl. 2, fig. 7).

The present study of the Norwegian *Platysolenites* material suggests that the tubes were: 1) simple, 2) relatively flexible, 3) approxi-

mately the same diameter throughout, 4) larger than 2.5 cm and 5) open at both ends.

Occurrence: Lower Cambrian beds. Norway: Breivik Formation: Kunes (Laksefjord, Finnmark); Dividal Group: Halkkavarre, Gaggagaissa, Vuolanjunes (Finnmark); Dividal Group: Ruogooaive, Dorrovarre, Galajavre, Avevagge (Troms); Bråstad Sandstone (1 a₂): Steinsviken (Ringsaker). Sweden: Dividal Group: Luopakke, Pessinenjokk (Torneträsk). USSR (Russia): blue clay: Pavlovsk (Leningrad Region); Estonia: Balti and Wendi series: Wokol, Tallinn, Kunda (see: Aaloe et al. 1960, pp. 10–12).

Material: 150 fragments of which 4 are helical-shaped.

References.

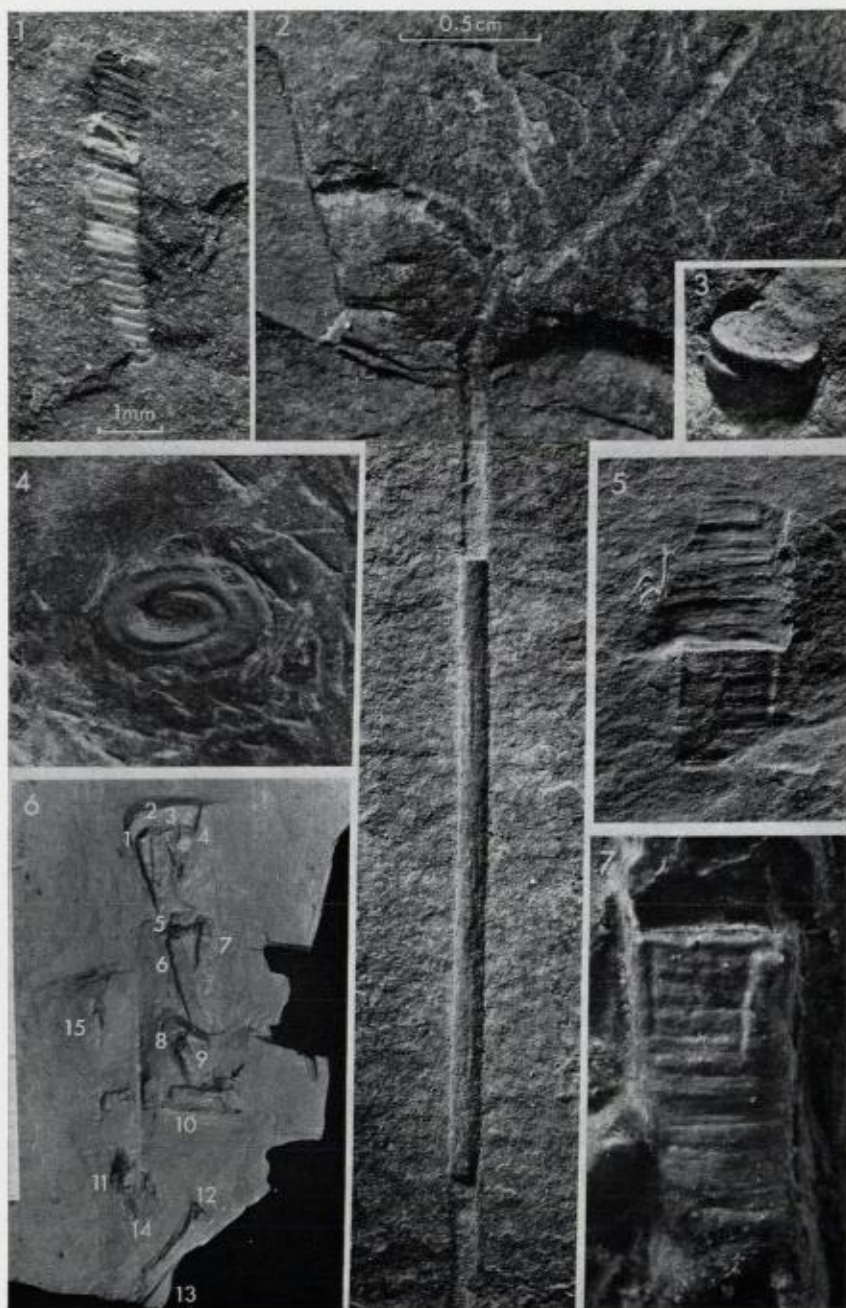
- Aaloe, A., Mark, E., Männil, R., Määrisepp, K. and Orviku, K.: 1960, Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast; Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut, Tallinn, 61 p.
- Eichwald, E. 1860, Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie, Stuttgart, 1657 p., 59 pls.
- Føyn, S. 1967, Dividal-gruppen («Hyolithus-sonen») i Finnmark og dens forhold til de eokambrisk—kambriske formasjoner. (With English summary). NGU 249 I, 84 p.
- Gekker, R. F. and Yusbakov, 1962, Vermes, Osnovy Paleontologiy, Spravochnik dlja Paleontologov i Geologov SSSR; Ed.: Yu. A. Orlov; Akademiya Nauk SSSR, Moskva. (Russian)
- Howell, B. F. 1962, Worms, Treatise on Invertebrate Paleontology, Ed: R. C. Moore, Part W.
- Holtedahl, O. 1918, Bidrag til Finmarkens Geologi, NGU. 84: 314 p.
- Moberg, J. Cbr. 1908, Bidrag till kännedomen om de kambriska lagren vid Torneträsk. SGU, C, 213: 30 p.
- Öpik, A. 1926, Über den estlandischen blauen Ton; Sitzungber. der Naturforsch.-Ges. an der Univ. Tartu. 33 (1).
- Pander, C. H. 1851, Sur une déconverte de fossiles faite dans la partie inferiure du terrain silurien de Russie; Bull. de la Soc. Geol. de France, 8: 251—259.

- Schmidt, F.* 1881, Revision der ostbaltischen Silurischen Trilobiten, Abt. I,
 — 1888, Ueber eine neu entdeckte unterkambrische Fauna in Estland: Mem. de l'acad.
 imp. des sciences de St.-Petersburg, 7^e-serie, 36: 27 p. 2 pls.
- Strand, T.* 1934, (unpublished paper), Description of the Faunas. The manuscript
 deposited at the library of Paleontological Museum, Oslo.
- Vogt, T.b.* 1918, Geologiske studier langs den østlige del av fjellkjeden i Tromsø amt.
 NGT, 4: 260—266.
 — 1924, Om forholdet mellem sparagmit systemet og det marine underkambrium
 ved Mjøsen. NGT 7: 281—384, 8 pls.
- Walcott, Cb. D.* 1890, The fauna of the Lower Cambrian or Olenellus zone. US. Geol.
 Surv., 10th Annual Rep., Washington, pp. 515—658, pls. 43—98.
- Yanishevsky, M. E.* 1926, About small remains of worm tubes from Cambrian blue clay;
 Russ. Pal. Soc. Yearbook 4: 99—112, (1922—24) (Russian).

Plate 1

Platysolenites antiquissimus Eichwald, 1860.

- Fig. 1. A compressed specimen, Breivik Formation, 3.4 km E. of Kunes, Laksefjord,
 Finnmark. PMO 74633; X 9.2.
- Fig. 2. Problematicum, (*Platysolenites*?), Dividal Group, Halkkavarre, Pors-
 anger, Finnmark; PMO 74644; X 5.5.
- Fig. 3. A nearly circular specimen with thick wall; same locality as fig. 2; 15 m below
 in the section; PMO 74643₀; X 9..
- Fig. 4. A helical-shaped specimen; Breivik Formation, 3.4 km E. of Kunes, Laksefjord,
 Finnmark; PMO 74647; X 11.4.
- Fig. 5. An irregular annulated specimen. Bottom half preserved in relief, top half as
 external mould; same locality as fig. 4; PMO 74645; X 9.2.
- Fig. 6. An assemblage of *Platysolenites*; same locality as fig. 4; PMO 74639;
 X 2.
- Fig. 7. Counterpart of the top half of the specimen figured as fig. 5; PMO 74646;
 X 11.4.



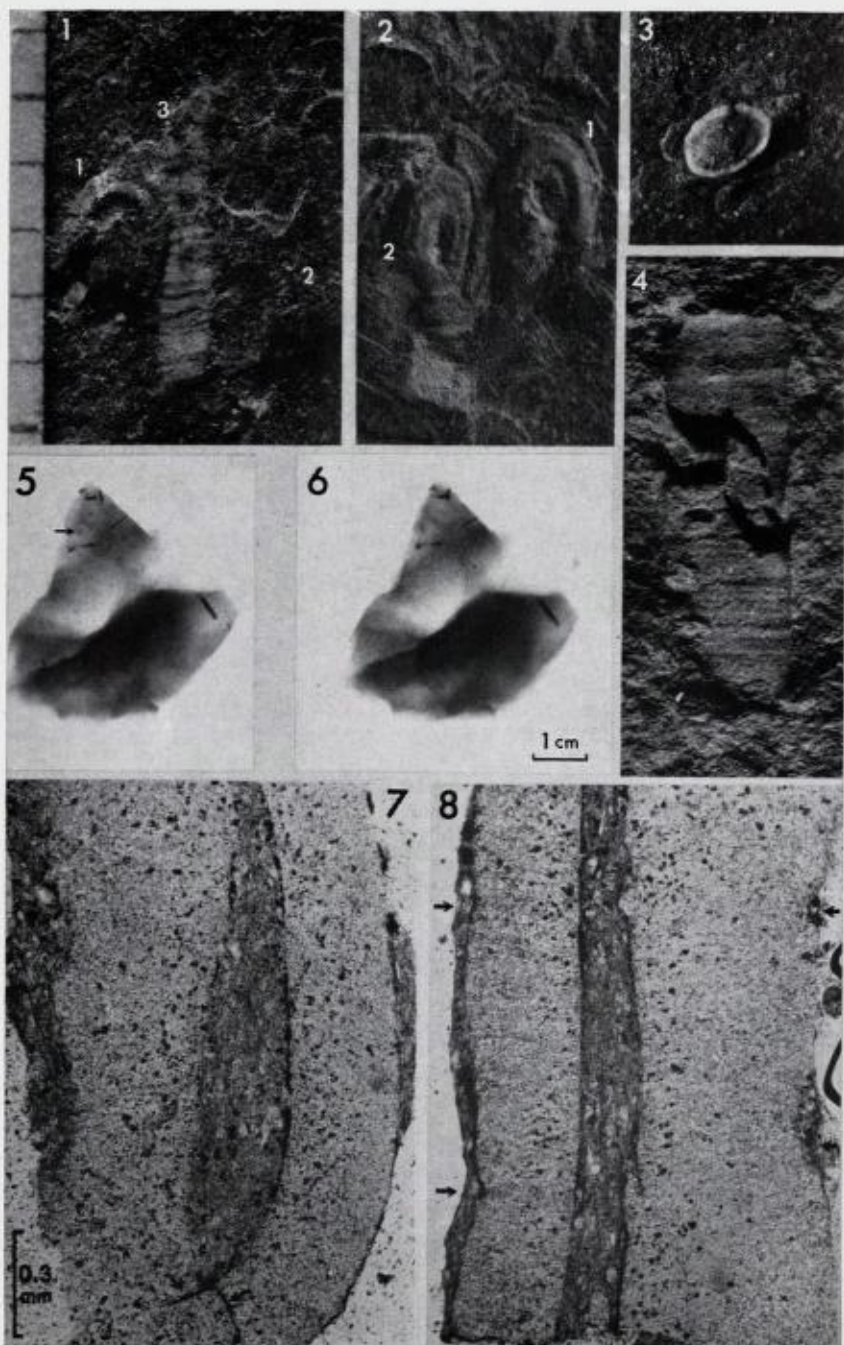


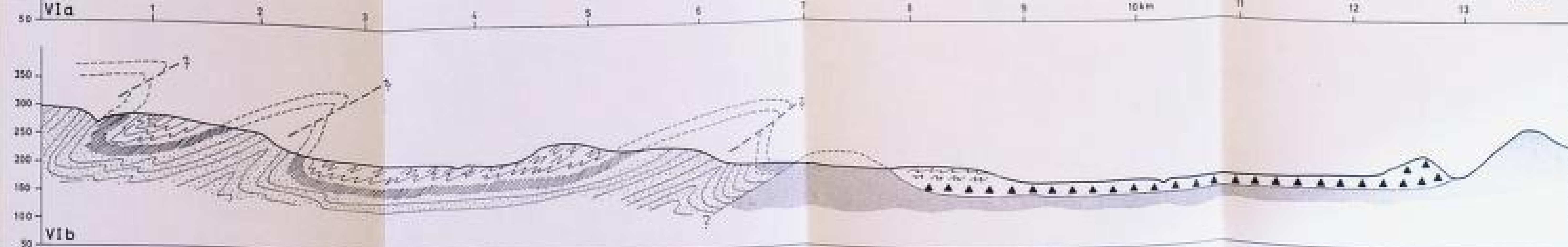
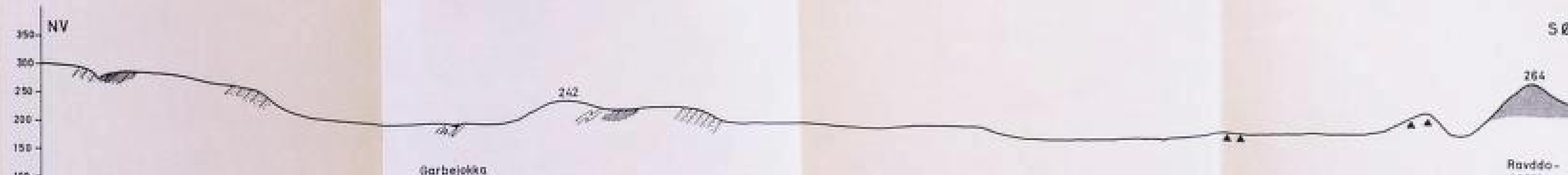
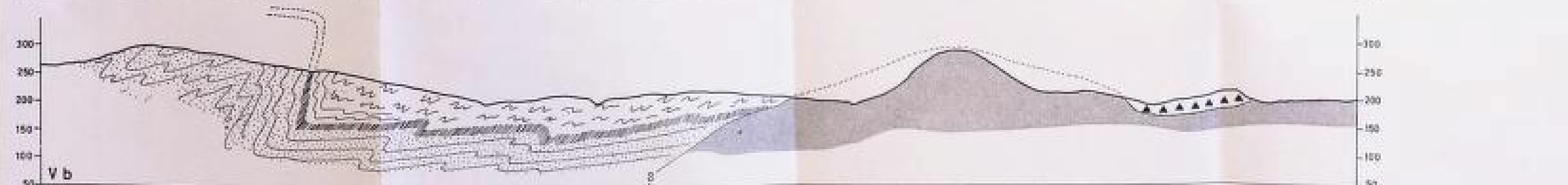
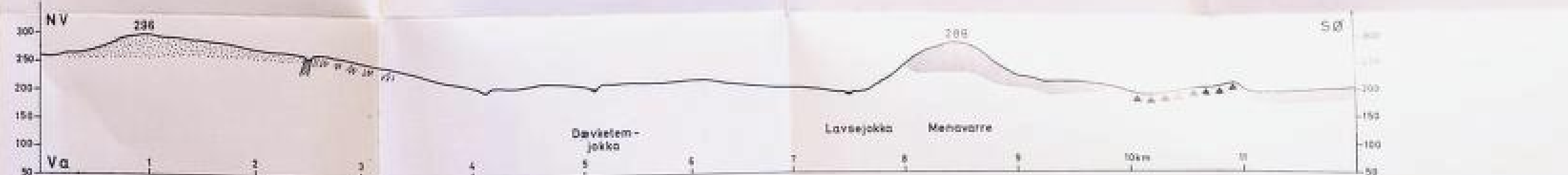
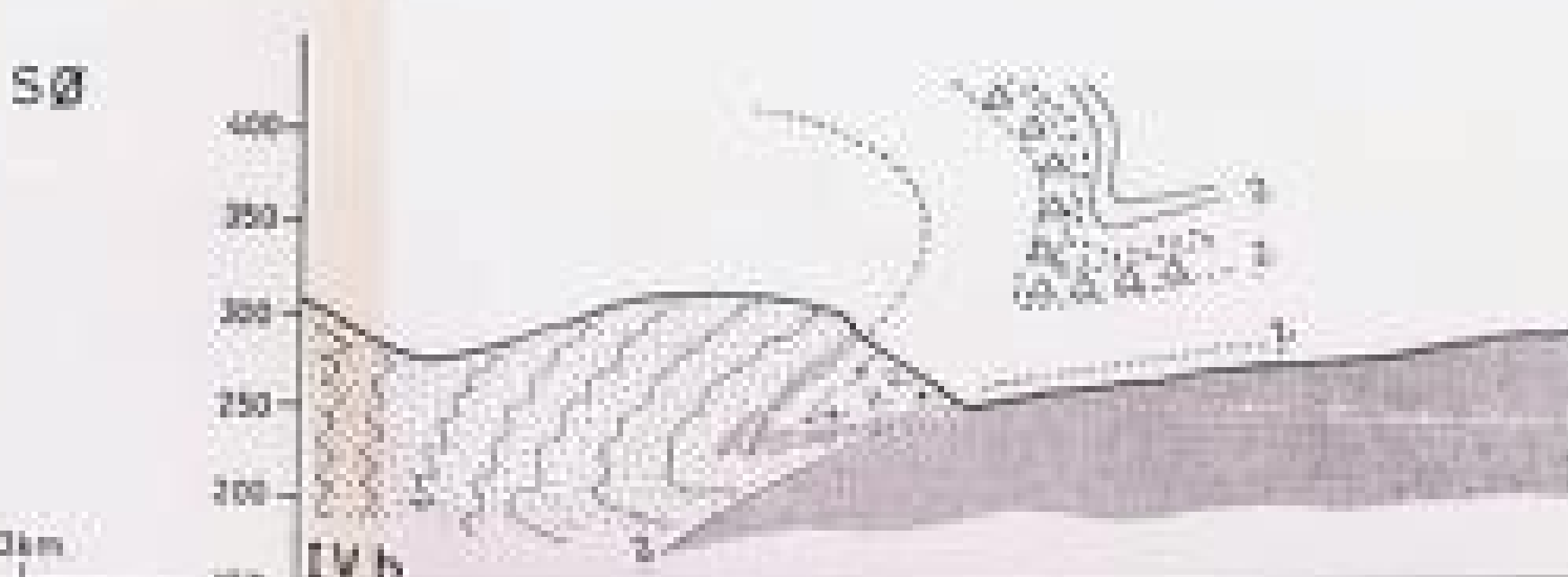
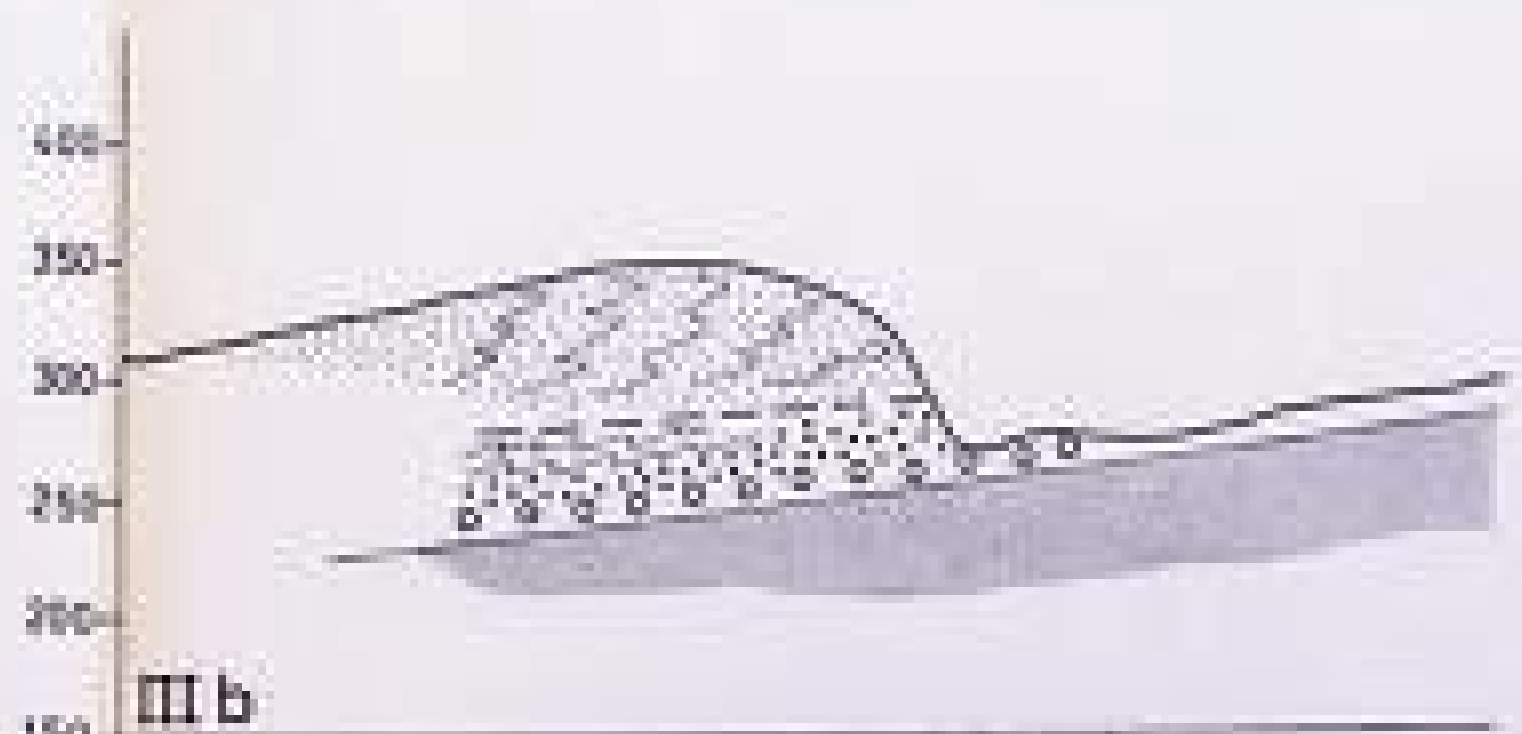
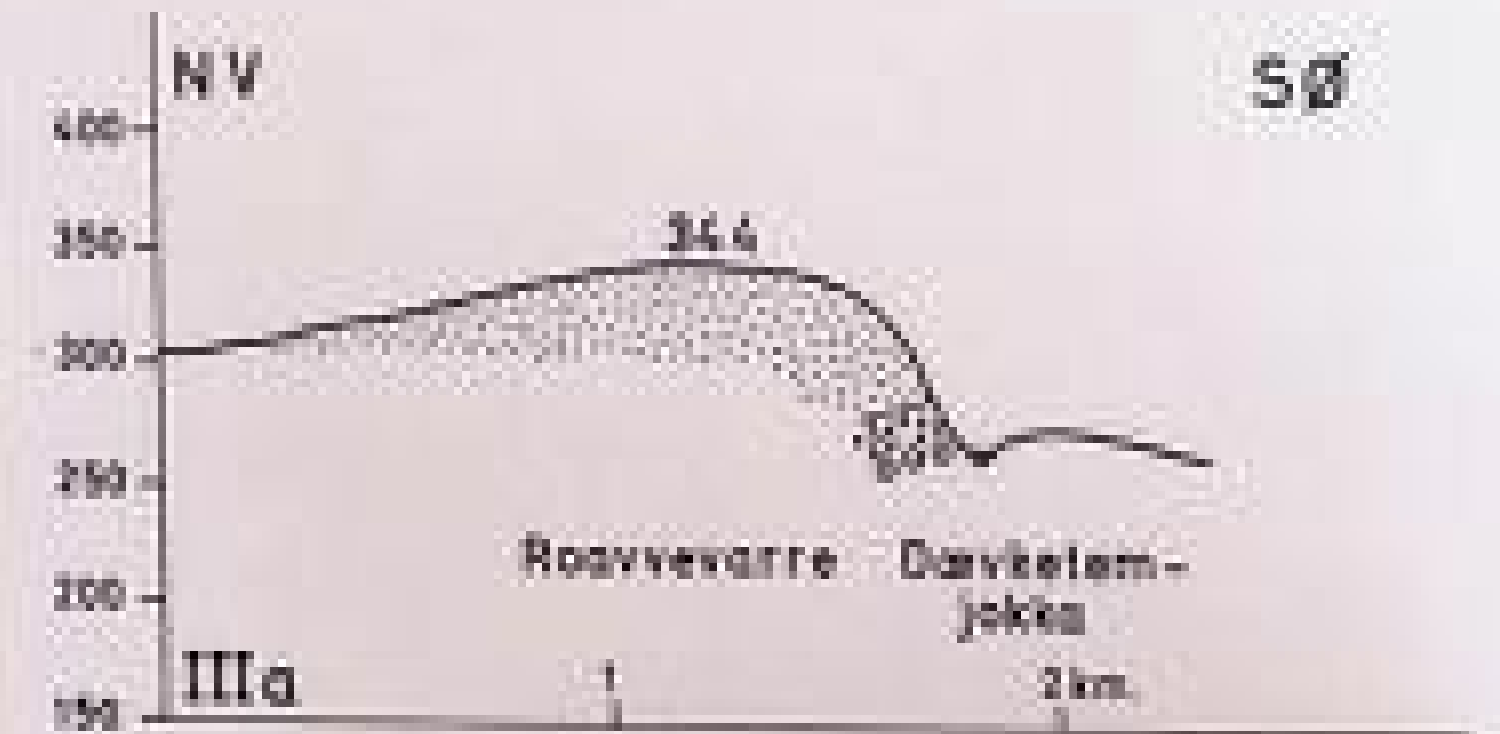
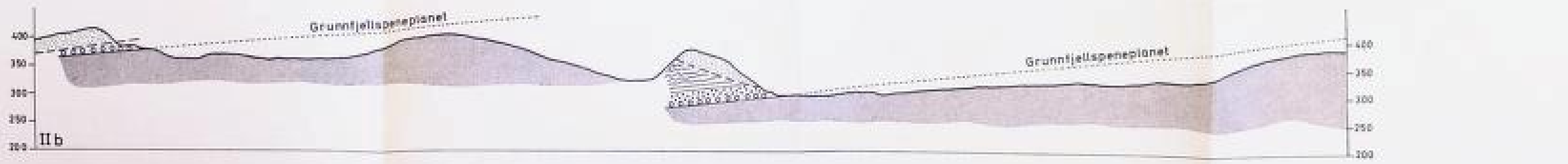
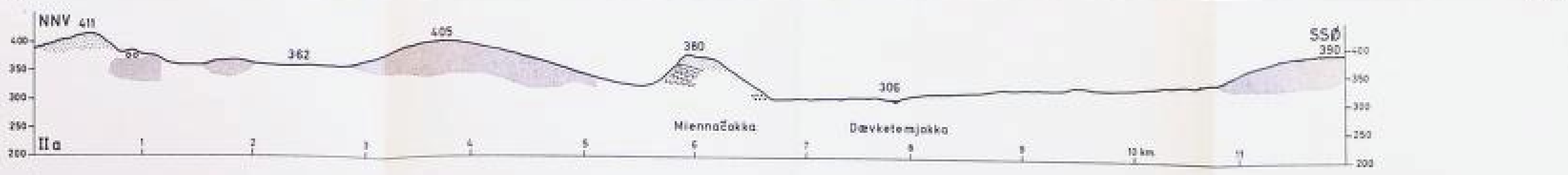
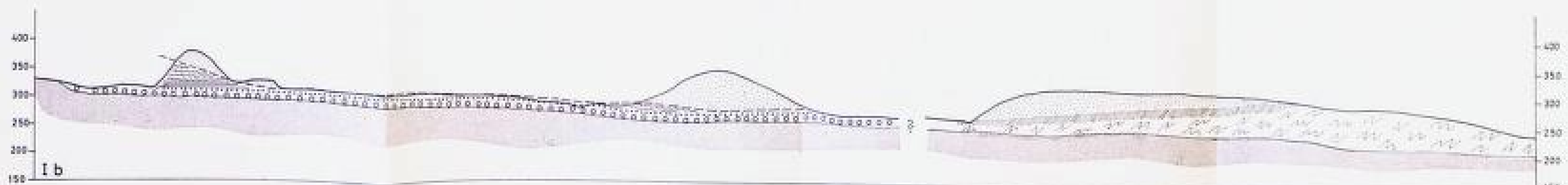
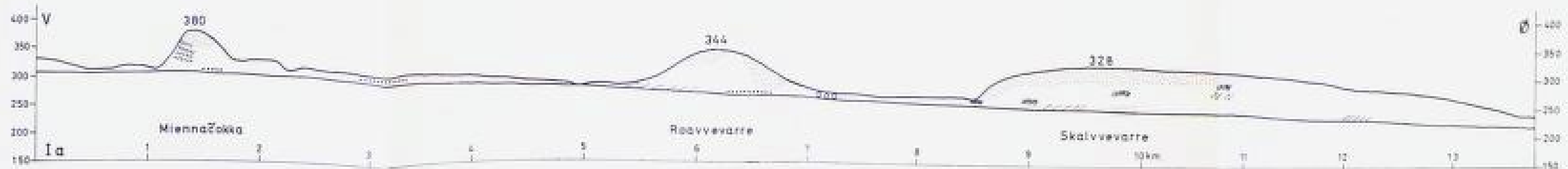
Plate 2

Platysolenites antiquissimus Eichwald, 1860.

- Fig. 1. Rock piece showing two helical-shaped tubes (1 and 2) and one simple compressed tube (3); Breivik Formation, 3.4 km E. of Kunes, Laksefjord, Finnmark; PMO 74636; X 9.2.
- Fig. 2. Counterpart of the same rock piece as fig. 1 show two helical-shaped tubes; PMO 74635; X 11.4.
- Fig. 3. A cross-section of a tube; same locality as fig. 1; PMO 74647; X 9.2.
- Fig. 4. Lateral view of a tube; Dividal Group, Halkkavarre, Porsanger, Finnmark; PMO 74643_b; X 9.2.
- Figs. 5—6. Stereoscopic X-ray photographs of a piece of shale, containing four fragments of *Platysolenites* tubes. The tubes are not visible on the photographs. One foraminifera like structure marked by arrow; Ruogooaive, Troms; PMO 47192; X 0.66; Coll.: Vogt. (4 mA, 50 KV, 4 min., 1 m, Gevaert Structurix D 4 film.)
- Figs. 7—8. Fig. 7. Part of a cross-section of a tube. Note compressed ventral cavity with shale infilling and opaque minerals concentrated around it; also small tension joints in the wall marked by arrows. PMO 47178_a; Fig. 8. Longitudinal section of the same tube. Annulations on the outer side of the tube marked by arrows. PMO 47178_b; Both specimens from Dorrovarre, Troms; X 66; Coll.: Vogt.

S. Føyn: Dividal - gruppen i Finnmark. NGU Nr. 249.

		1. Ringsaker (Mjøsa). (Vøgt 1924, Skjeseb 1963)	2. Sjøngdålen (Jämtland og Ångermanland). (Åsklund, 1960, 1962)	3. Laisvall (S. Norrbotten), (F. Kautsky 1945, Grip 1950, 1960, Kulling 1962)	4. NØ for Stora Sjöfallet (Norrbotten). (Kulling 1964)	5. Tomestök (Norrbotten). (Kulling 1960, 1962, 1964). Luopajarvi Vakkajoki	6. Aavragge (Reinadalen i Troms). (Vøgt 1918, 1967)	7. Alsosjøkka (S. for Alta). (Denne arhandl.)	8. Terghatten (S. for Alta). (Höglund 1918)	9. Alta. (Føyn 1964)	10. Håkkasværr (S. for Porsanger). (Denne arhandl.)	11. Kones (Lakseljønden). (Føyn 1960 og denne arhandl.)	12. Døyruvål-bakoya (Tanah). (Høglund 1965 og Høringmoen 1961)		
Ordovicium	3a-3c	Alensk m/bla. Dictyonera	Alensk m/bla. Dictyonera										700 St og sk m/bla. Dictyonera	Døyruvål-gruppen	Partegruva- formasjonen
	Ordov-kambrium	2d-2a	Alensk m/bla. Oerider	23-23 Alensk									200 Kv, grå 200 Sk, svart m/bla. Borecharis, Behella, Hyalohelva 10-15 Kv, svart		
Mellom-kambrium	1d-1c	Alensk m/bla. Paradoides	15-37 Alensk m/bla. Paradoides Kgl			72 Alensk	29 Alensk (=Nivå G)						300 St og sk m/bla. Paradoides	Dødkjøpene- formasjonen	
Under-kambrium	1b-g	Sk m/bla. Strenella Linnarsoni		<70 Alensk	11 Alensk								100 Kv og sk m/bla. Paradoides		Dødkjøpene- formasjonen
	1b-f	Sk m/bla. Holmia Kjerulfii			13 Sk og st St og kgl	15-20 «Øvre ska m/bla. Strenella Linnarsoni	46 Sk (F)		Sk m/Obolus				300 Kv i tykke benet, sk m/bla. Holmia 200-220 Kv, tyndbenet		
1a-g	1a	St og sk m/bla. Platysolenites Kgl		54		50-60 «Øvre ska m/bla. Platysolenites	45 St (E) m/sk						10 Rød sk (VI) 6 St (V)	Dødkjøpene- formasjonen	
	1a					15-20 «Mellerte ska m/bla. Platysolenites Kgl 7 Brekke	67 Sk (D) m/Platysolenites Kgl	25 Grønn og rød sk i vekling m/st	(Dekket av st)		130 Grønn og rød sk i vekling med st (IV), m/Platysolenites	200 Grønn og rød sk i vekling med st, m/Platysolenites	300-400 Grønn «Mellerte ska 220-255 Grønn "Mellerte" og kv		Dødkjøpene- formasjonen
Eocenium (i skandinaviske beredninger) Vangnes (Åsklund)	Hønsgruven- gruppen	> 200 Vangnes-L. (Ringsaker-kv Vandal-st)	67-87 Kv m/brønn sk	26 St m/sk og kgl		7-8 «Mellerte ska	2,5 St (C)	8 St	(Dekket av st)		20 St (III)	25 Rød kv	180 Rød kv	Skjerpeløkke- formasjonen	
		40 Ekse-sk formasjonen	50-75 Rød og grønn sk	7 «Slavvenara		12 «Undre ska	2,5 Grønn sk (B)	50 Blågrønn og rødblett sk			70 Blågrønn og rødblett sk (II)	25 Blågrønn og rødblett sk	220-225 Blågrønn og rødblett sk		
Yngre prekambr Eocenium (Hønsgruven)	Lillemor- skjerpene	10-20 Moelv-siltst L.	(Tiltst)	7 Tiltst (7)		10 «Undre ska m/kgl	7 St og kgl (A)	20 sk og sk Kgl			20 St m/kgl og sk (I)	20 Kv, grov, og sk	40 Kv, grov, og sk	Hønsgruven- gruppen	
		250 Ring-formasjonen (= Rød (Moelv) sparagrutt)	100-200 Kv, grov m/kgl												10-20 Øvre tiltst 25-50 Rødbrun og grågrønn sk og st (Nyberg-f.) 0-10 Undre tiltst
		?												Tanavågs-	
		200 Biri sk og kalk f. 150 Biskops (= Biri) kgl f. 1000-1500 Brytten st og sk f. (= sparagrutt)	> 200 Rød sparagrutt										< 100 Porsanger- delomitt og sk > 200 St m/sk		> 1200 St m/sk og delomitt
Grønnefjell («Pre-sparagruttiske berggrunn).		(Underlag ikke kjent)	(Underlag ikke kjent)	Arkeisk granitt	Sjøfalletværet (Arkeisk)	Arkeisk granitt	Arkeisk granitt	Karelsk glimmerkiler	Karelske sepskrystaller	Raipen (Karelske sepskrystaller)	Karelske sepskrystaller	(Underlag ikke kjent)	(Underlag ikke kjent)		



Grunntjell. Precambrian cryst. rocks.	Porsanger sst. Porsanger Sst	Undre tillitt. Lower Tillite.	Mørk grå forskifret siltstein. Dark grey sheared siltstone.	Nyborg-form. (Rødbrun sst. og sk) Nyborg Form. (Red-brown sst. and sh.)	Øvre tillitt Upper Tillite
Skyveflate. Thrust plane.	Høydettallene er gitt i meter over havet. Elevations in metres.		Høyde:lengde = 5:1 Height:length = 5:1		Dividal-gr. (Kgl, sst, sk) Dividal Gr. (Cgl, sst, sh.)

Tegnforklaring
Explanation of symbols

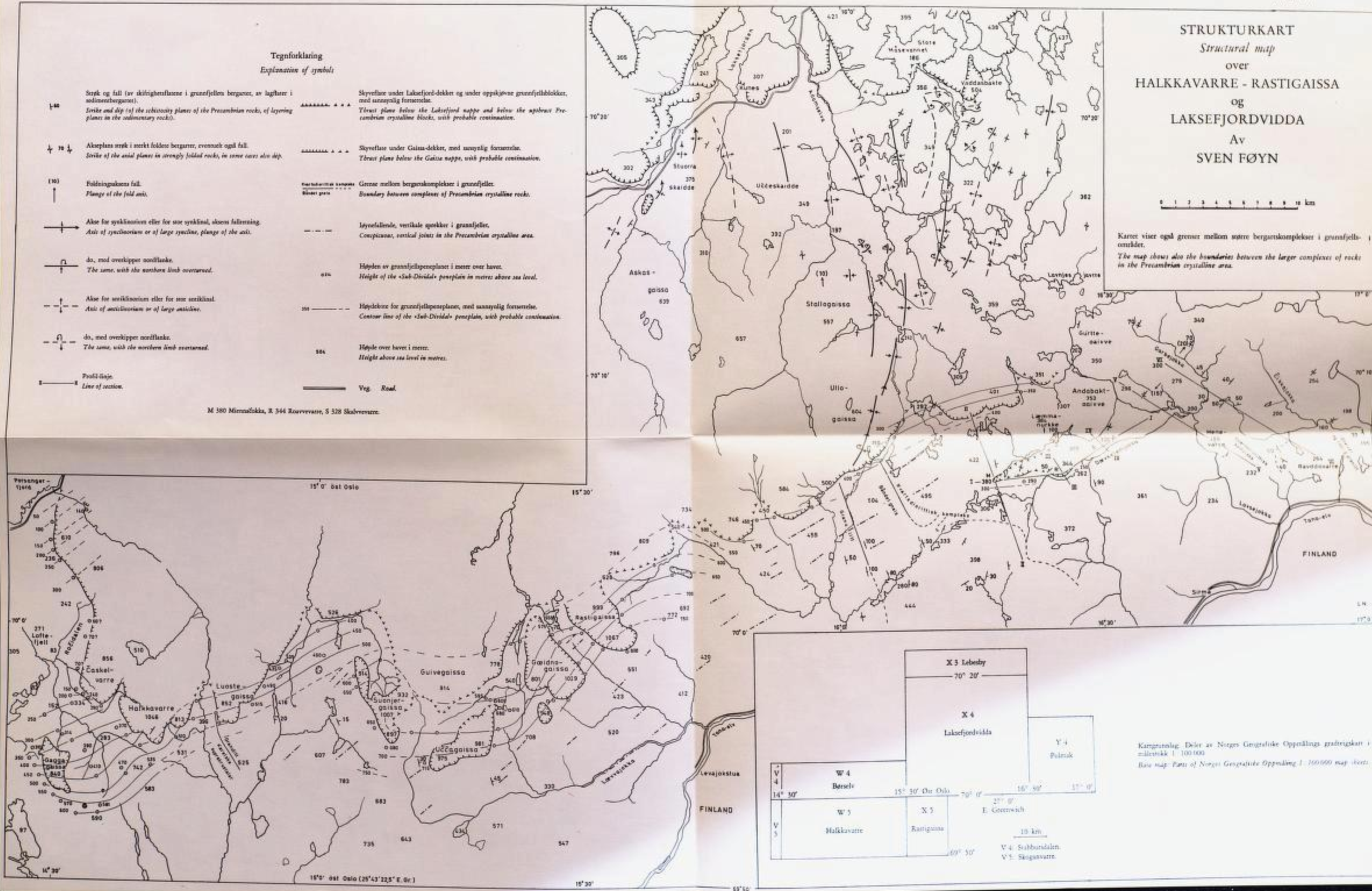
- Strøk og fall for skilighetsplanene i grunnfjellen bergarter, av lagflater i sedimentbergarter.
Strike and dip of the schosity planes of the Precambrian rocks, of layering planes in the sedimentary rocks.
- Akseptans strøk i sterkt foldede bergarter, eventuelt også fall.
Strike of the axial planes in strongly folded rocks, in some cases also dip.
- Foldingsaksens fall.
Plunge of the fold axis.
- Akse for synklinorium eller for store synkliner, akseens fallning.
Axis of synclinorium or of large syncline, plunge of the axis.
- do, med overkipet nordflank.
The same, with the northern limb overthrown.
- Akse for antiklinorium eller for store antikliner.
Axis of anticlinorium or of large anticline.
- do, med overkipet nordflank.
The same, with the northern limb overthrown.
- Profil-linje.
Line of section.
- Skyveflate under Laksefjord-dekket og under oppkjørte grunnfjellsblokker, med sannsynlig fortsettelse.
Thrust plane below the Laksefjord nappe and below the upthrust Precambrian crystalline blocks, with probable continuation.
- Skyveflate under Gaisna-dekket, med sannsynlig fortsettelse.
Thrust plane below the Gaisna nappe, with probable continuation.
- Grens mellom bergartkomplekser i grunnfjell.
Boundary between complexes of Precambrian crystalline rocks.
- Ulystetlinje, vertikale sprekker i grunnfjell.
Unconformity, vertical joints in the Precambrian crystalline area.
- Høyden av grunnfjellsplanen i meter over havet.
Height of the «Sub-Dividal» peneplain in metres above sea level.
- Høydekurve for grunnfjellsplanen, med sannsynlig fortsettelse.
Contour line of the «Sub-Dividal» peneplain, with probable continuation.
- Høyde over havet i meter.
Height above sea level in metres.
- Veg. Road.

M 380 Mirralukka, R 344 Kourvevaar, S 528 Skabvernare.

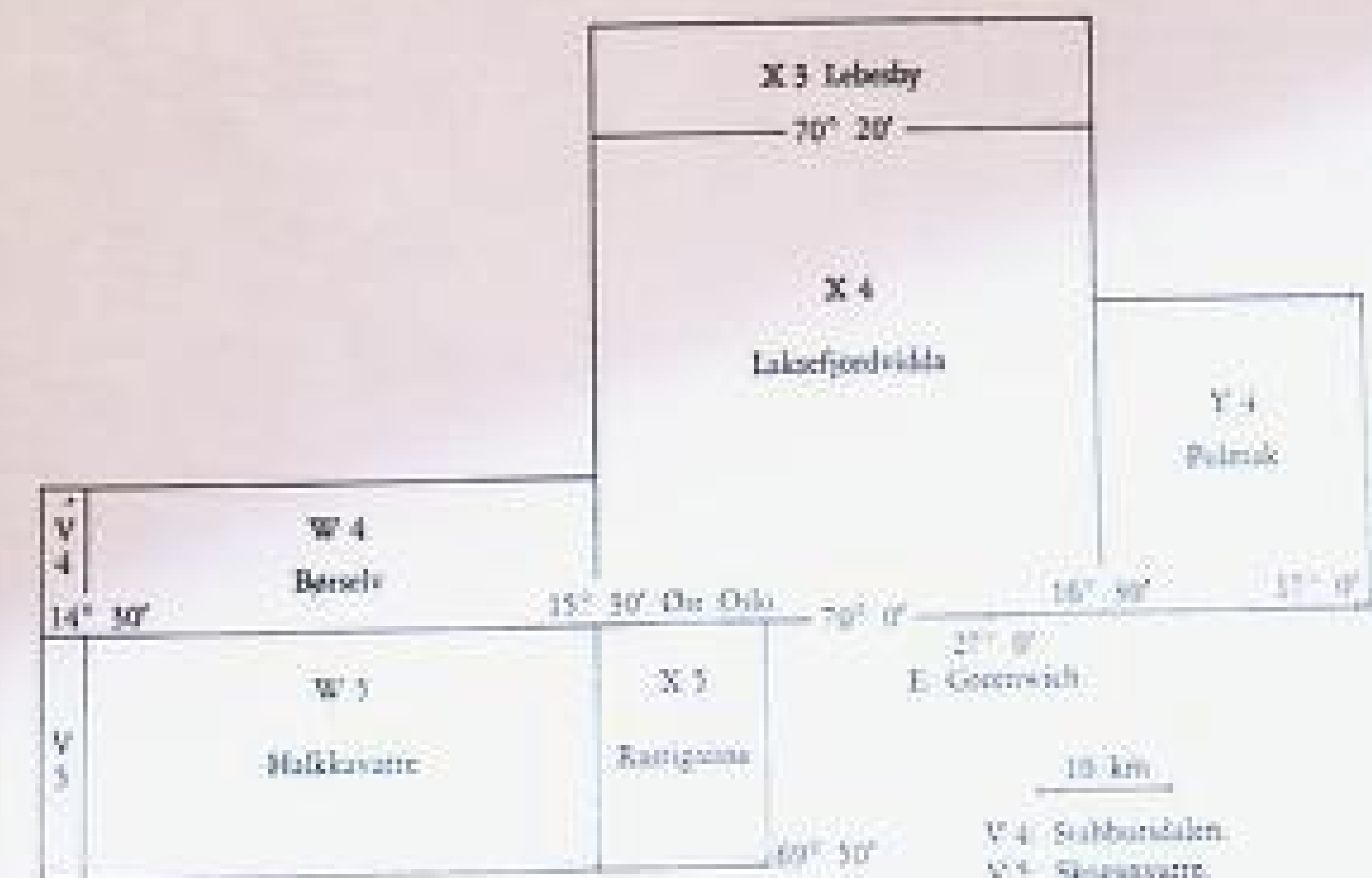
STRUKTURKART
Structural map
over
HALKKAVARRE - RASTIGAISSA
OG
LAKSEFJORDVIDDA
AV
SVEN FØYN

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km

Kartet viser også grenser mellom større bergartkomplekser i grunnfjellsområdet.
The map shows also the boundaries between the larger complexes of rocks in the Precambrian crystalline area.



Kartprosjekt: Del av Norges Geografiske Oppmålings griddkart i målestokk 1:100 000.
Base map: Part of Norges Geografiske Oppmåling 1:100 000 map sheet.



Tegnforklaring til den nordlige del av kartet.
Legend to the northern part of the map.

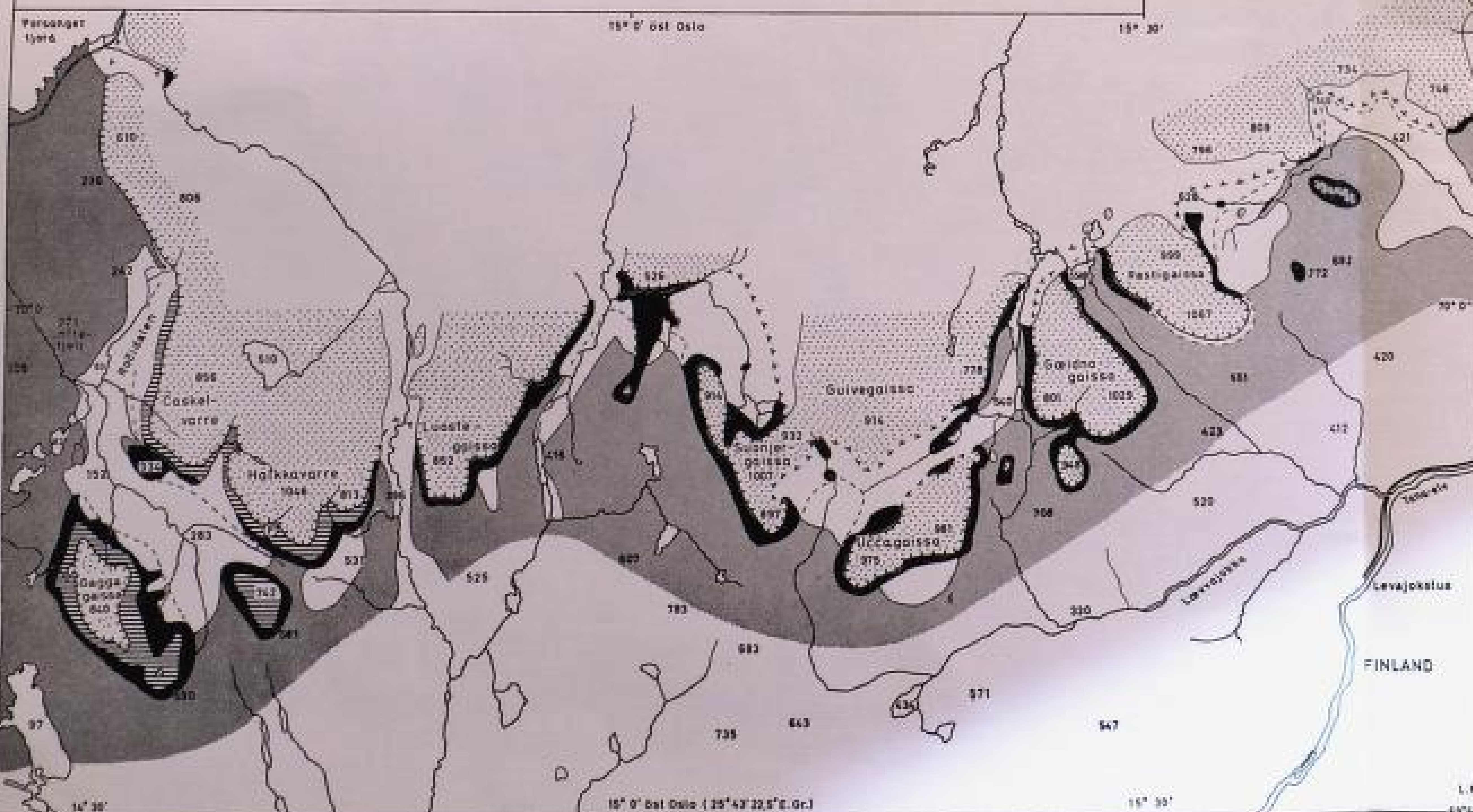
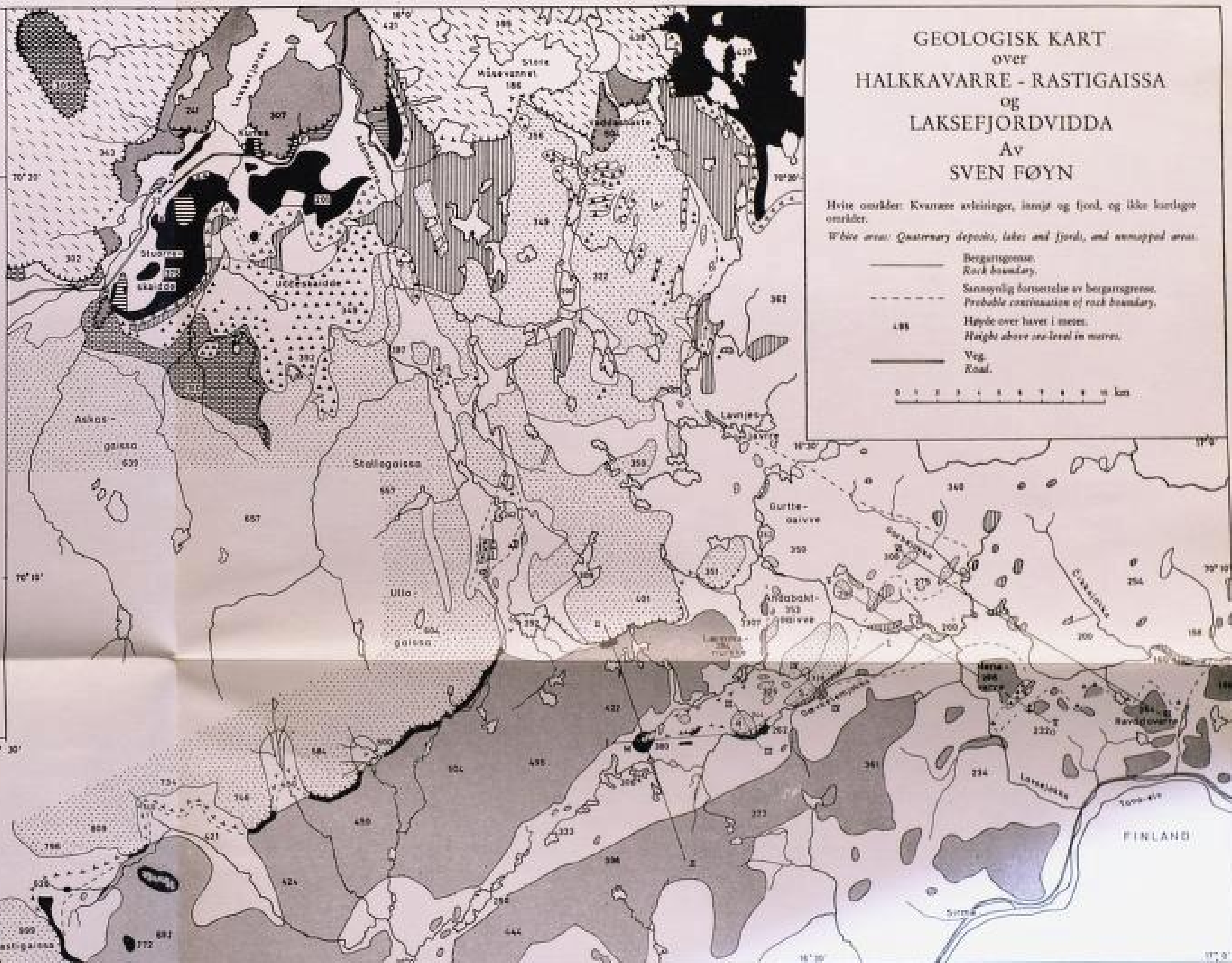
- | | | |
|--|---|---|
| | Konglomerat, kvartitt, fyllitt.
Conglomerate, quartzite, siltstone. | Laksefjord-gruppen. |
| | Tektonisk brudd.
Tectonic discontinuity. | |
| | Oppkjøpne graniter og gabbroide bergarter.
Upheaved granites and gabbroic rocks. | Grunnfjell.
Precambrium.
Precambrian. |
| | Tektonisk brudd.
Tectonic discontinuity. | |
| | Grøne og rødlige skifer, siltstein og kvartitt.
Green and reddish shales, siltstones and quartzites. | Brevik-formasjonen.
Underkambrium.
Lower Cambrian. |
| | Kvartitt, rødlivert og blågrønn skifer, rød kvartitt.
Quartzite, red-violet and blue-green shale, red quartzite. | Strappogjelle-formasjonen. |
| | Øvre tillitt.
Upper tillite. | Eokambrium.
Eocambrian. |
| | Rødblenn og grønn sandstein og skifer.
Red-brown and green sandstone and shale. | |
| | Undre tillitt.
Lower tillite. | Smalfjord tillitt. |
| | Diskordans.
Unconformity. | |
| | Skifer og dolomitt.
Shale and dolomite. | Rødlig skifer og Persanger dolomitt.
Reddish shale and Persanger dolomite. |
| | Kvartitt og skifer.
Quartzite and shale. | Persanger-sandstein. |
| | Skyvflate, med sannsynlig fortsettelse.
Thrust plane, with probable continuation. | Yngre prekambrium.
Latest Precambrian. |
| | Fossil-lokalitet (med Pelysolenites).
Fossil locality (with Pelysolenites). | |

GEOLOGISK KART
over
HALKKAVARRE - RASTIGAISSA
og
LAKSEFJORDVIDDA
Av
SVEN FØYN

Hvite områder: Kvartær avsetninger, innsjø og fjord, og ikke kartlagte områder.
White areas: Quaternary deposits, lakes and fjords, and unmapped areas.

- | | |
|--|--|
| | Bergartsgrens.
Rock boundary. |
| | Sannsynlig fortsettelse av bergartsgrens.
Probable continuation of rock boundary. |
| | Høyde over havet i meter.
Height above sea-level in metres. |
| | Veg.
Road. |

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km



Tegnforklaring til den sørlige og vestlige del av kartet.
Legend to the southern and western part of the map.

- | | | | |
|--|--|---|---|
| | Kvartitt og skifer.
Quartzite and shale. | Persanger-sandstein. | Yngre prekambrium.
Latest Precambrian. |
| | Tektonisk brudd (skyvflate).
Tectonic discontinuity (thrust plane). | | |
| | Grøne og rødlige skifer, siltstein og kvartitt.
Green and reddish shales, siltstones and quartzites. | Dividal-gruppen,
del (members) IV. | Underkambrium.
Lower Cambrian. |
| | Konglomerat og kvartitt, rødlivert og blågrønn skifer, lys grå kvartitt.
Conglomerate and quartzite, red-violet and blue-green shale, light grey quartzite. | Dividal-gruppen,
del (members) I, II, III. | Eokambrium.
Eocambrian. |
| | Diskordans.
Unconformity. | | Prekambrium.
Precambrian. |
| | Grunnfjellens bergarter.
Precambrian crystalline rocks. | | |
| | Fossil-lokalitet med Pelysolenites.
Fossil locality with Pelysolenites. | | |
| | Profil-linje.
Line of section. | | |

I Čirkok-området (sørligt) ligger undre tillitt på grunnfjell. In the Čirkok area (southern) the Lower Tillite rests on the Precambrian crystalline rocks.

L.N.
4950