

# En kort redegørelse for resultaterne fra kortlægningen af Altevatområdet i indre Troms

ARVID HOLST MORTENSEN

Holst Mortensen, A. 1972: En kort redegørelse for resultaterne fra kortlægningen af Altevatområdet i Indre Troms. *Norges geol. Unders.* 277, 7-16.

An outline of the stratigraphy and tectonics of an area situated across the Caledonian thrust front south of Altevatn, northern Norway, is presented. The lithologies are described and it is shown that the stratigraphy of the metasupracrustal rocks in this area is very similar to that found immediately to the north of Altevatn. A stratigraphical correlation with an adjacent area, in Sweden, is also attempted, and from this it appears that the metamorphosed supracrustals in this marginal part of the Caledonian mountain chain have a common stratigraphy over a distance of ca. 80 km from Måskanvarri to Tornetræsk.

*Arvid Holst Mortensen, Vandmanden 49, 3650 Ølstykke, Danmark*

## Indledning

Efter aftale med Norges Geologiske Undersøgelse har forfatteren kortlagt et område i Indre Troms, Nord-Norge, i somrene 1968 og 1969. Området (i det følgende kaldt Altevatområdet) ligger ca. 120 km SSE for Tromsø og omfatter et areal på ca. 300 km<sup>2</sup> (Fig. 1). Det begrænses mod N af Altevatn, mod E af en linie fra Astuædno til Coaluscuol'bma, mod S af den norsk-svenske rigsgrænse og mod W af en linie fra Kufjell til Gævrecokka. Som grundlag for kortlægningen anvendtes kortbladene Altevatn, Gæv'dnjajav'ri og Salvarsskardet fra Norges Geografiske Oppmåling.

Det er hensigten i det følgende at give en kort oversigt over områdets stratigrafi og tektonik samt de individuelle formationers lithologiske karakteristika. Denne oversigt tjener samtidig som forklaring til det medfølgende

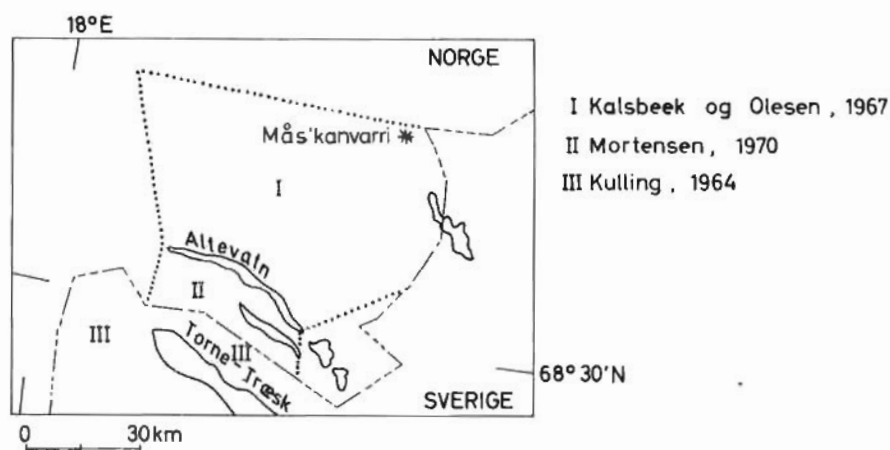


Fig. 1. Oversigtskort visende beliggenheden af det af forfatteren kortlagte område (II), og tilstødende, tidligere kortlagte områder (I og III).

kortblad. Endelig skal der gøres et forsøg på, at korrelere områdets stratigrafi med stratigrafien i områder liggende umiddelbart N og S for Altevatområdet.

## Hovedtræk af stratigrafi og tektonik samt de individuelle formationers lithologi

Den SE-lige og E-lige del af Altevatområdet optages af prækambriske, infra-krustale bjergarter (i det følgende kaldt grundfjeldet), bestående af graniter, gnejsjer og migmatiter. Overfladen af grundfjeldet er et svagt undulerende peneplan med en hældning på 2° til 3° mod NW.

Grundfjeldet overlejres diskordant af en kambrisk lagfølge, Hyolithussonen (Svenonius, ref. i Vogt, 1917), indeholdende hærtnede sedimente. De almindeligste bjergartstyper er sandsten, skifer og lithologisk homogen, kvartsbolle-konglomerat. Lagfølgen har en gennemsnitlig mægtighed på 100 m. Lagene ligger forholdsvis uforstyrrede med en svag hældning på 2° til 3° mod NW. Lokalt kan m-store folder og overskydninger optræde.

I den øvrige og største del af området findes over Hyolithussonen en metamorf lagfølge, som udgør en marginal del af den kaledoniske fjeldkæde i Nord-Norge. Lagfølgen opbygges af forkellige skifertyper (kvartsfyllit (hartschiefer), glimmerskifer, kalkskifer o. a.), amfibolit og marmor. Den maksimale mægtighed er ca. 1100 m, og den generelle laghældning er 2° til 3° mod NW. Den metamorfe lagfølge er overskudt over Hyolithussonen, og adskilles fra denne af en skarp, tektonisk kontakt.

I somrene 1965, 1966 og 1967 deltog forfatteren i den geologiske kortlægning af området N for Altevatområdet (Kalsbeek & Olesen, 1967). Under den senere kortlægning af Altevatområdet viste det sig, at geologien her i hovedtrækkene var den samme som N for Altevatområdet. Jeg har derfor for kontinuitetens skyld foretrukket at definere de forskellige formationer efter de retningslinier, som fulgtes under kortlægningen i 1965, 1966 og 1967 (Kalsbeek & Olesen, op. cit.).

Det har været muligt, at opdele den metamorfe lagfølge i seks formationer, hvoraf de tre har fået navn efter typelokaliteter i Altevatområdet (R.1, R.4 og R.6). De seks formationer, som tilsammen danner Råkkunbårristratigrafien (R), er følgende (Mortensen, 1970):

- R.6 (Granat) glimmerskifer, (Sanjavarriskifre), mægtighed: 300 m.
- R.5. Marmor, amfibolit og skifer, mægtighed: 60 m.
- R.4. Amfibolit, med indeslutninger af marmor og skifer, (Råkkunbårriamfibolit), maks. mægtighed: 800 m, min. mægtighed: 300 m.
- R.3. Augenskifer, mægtighed: 60 m.
- R.2. (Granat) glimmerskifer, mægtighed: 60 m.
- R.1. Kvartsfyllit (hartschiefer), fyllit, kvartsitisk glimmerskifer, dolomit og grafitskifer, (Girunasskifre), mægtighed: 150 m.

### Hyolithussonen og grundfjeldet.

Det medfølgende kortblad viser udbredelsen af formationerne.

R.1's undergrænse er sammenfaldende med det basale overskydningsplan (i det følgende kaldt hovedoverskydningsplanet) under den totale, metamorfe lagfølge. Formationen opbygges af en lagserie, domineret af meget finkornede, fyllitiske bjergarter. Disse varierer i sammensætning fra normal fyllit til kvartsfyllit (hartschiefer), hvor den sidstnævnte type er den hyppigst forekommende. I de øverste niveauer af formationen kan kvartsfylliten lokalt indeholde en del mm-store, lyse glimmerkorn, og det er rimeligt her at tale om kvartsitisk glimmerskifer. Overgangen fra kvartsfyllit med glimmermegakryster til kvartsfyllit uden glimmermegakryster er gradvis. M-tykke dolomit- og grafitiskiferlag forekommer, men er kvantitativt underordnede. Forekomsterne er som regel begrænset til formationens øvre niveauer, men er på et par lokaliteter set nær undergrænsen.

Grænsen mellem R.1 og R.2 er relativt skarp. Bjergarterne ændrer karakter inden for en zone af ca. 2 m's tykkelse. Der er ingen antydning af, at overskydning har fundet sted her.

R.2 består udelukkende af glimmerskifer. Denne minder i store træk meget om den kvartsitiske glimmerskifer fra R.1, men de to bjergartstyper afviger dog fra hinanden på flere punkter. Glimmerskiferen fra R.2 er gennemgående mere grovkornet end den kvartsitiske glimmerskifer fra R.1, og indeholder desuden mm-store megakryster af biotit (foruden lys glimmer), og i mange tilfælde også mm-store granatmegakryster. Glimmerskiferen fra R.2 synes iøvrigt at være mere glimmerholdig og mindre kvartsholdig end den kvartsitiske glimmerskifer fra R.1.

Opad overgår glimmerskiferen fra R.2 til augenskifer fra R.3. Overgangen mellem de to bjergartstyper er gradvis. Grænsen mellem de to formationer er sat, hvor megakryster af feldspat og/eller lys glimmer begynder at optræde i glimmerskiferen.

Lagserien i R.3 domineres af een bjergartstype, som kun på få punkter afviger fra glimmerskiferen i R.2. Augenskiferen indeholder talrige megakryster af mm- og cm-store, hvide feldspat- og/eller glimmeraugen. Desuden er størrelsen af granatmegakrysterne gennemgående større i augenskiferen end i glimmerskiferen fra R.2. I ekstreme tilfælde kan granatmegakrysterne blive cm-store.

Lokalt findes en augenskifertype, som har stor lighed med den kvartsitiske glimmerskifer fra R.1. Til forskel fra den sidste indeholder augenskiferen talrige, mm-store (i sjældne tilfælde cm-store), lyserøde feldspataugen. Desuden forekommer biotit (foruden lys glimmer) relativt hyppigt, medens granat ikke er konstateret. Overgangen mellem de to augenskifertyper er gradvis. Ved stigende kvartsindhold og aftagende granat- (og i mindre grad biotit-) indhold overgår den glimmerskiferlignende augenskifer til den kvartsitisk prægede augenskifer.

Augenskiferen fra R.3 begrænses opad af massive amfibolitbænke fra R.4. Grænsen mellem formationerne er derved markant, selv om dm-tykke amfibolitlag med lille horizontal udbredelse kan forekomme i de øvre niveauer af augenskiferen. Lokalt hviler de nedre amfibolitbænke diskordant på de under-

liggende bjergarter. Særlig tydeligt ses dette ved NW-flanken af Råkkunbårri, ca. 4 km W for Girunas. Her mangler bjergarterne fra R.2 og R.3, og de nedre amfibolitbænke fra R.4 har kontakt med kvartsfylliten fra R.1. Kvartsfylliten er kraftig foldet, og amfibolitbænkene skærer tværs gennem foldestrukturen. Et andet eksempel ses i Hav'gavuobmi, 1 km N for Hav'gajav'ri. I de nederste niveauer af amfiboliten findes foldede, meta-sedimentære lag, indesluttet mellem massive, ufoldede amfibolitbænke. Folderne er mesoskopiske, asymmetriske og overkippede i SE-lig retning. I nogle tilfælde skærer amfibolitbænkene gennem foldestrukturen. Som følge af ovenstående iagttagelser antages det, at overskydning har fundet sted langs undergrænsen af R.4, i områderne omkring Råkkunbårri.

R.4 indeholder adskillige amfibolittyper, hvoraf især to forekommer hyppigt. Den ene er en mørk, finkornet bjergart med en udpræget lination (strukturelt anisotrop type). Den anden er en lysere, finkornet bjergart uden synlige vektor-strukturelementer (strukturelt isotrop type). Hornblende danner en mosaik af «random» orienterede, prismatiske krystaller. Heri ligger små lister af plagioklaskrystaller, ligeledes «random» orienterede. Texturen kan nærmest betegnes som ofitisk, og antyder, at bjergarten er af magmatisk oprindelse.

Den strukturelt anisotrope amfibolittype forekommer hovedsageligt i de nedre niveauer af R.4, og når som regel ned til undergrænsen af formationen. Den findes endvidere i tynde zoner i de mellemste og øvre niveauer af formationen, hvor den så godt som altid ses i forbindelse med indesluttede lag af glimmerskifer eller kvartsit. Forekomsterne af den strukturelt anisotrope amfibolittype er derfor tilsyneladende betinget af svaghedszoner i amfibolitmassivet. Den strukturelt isotrope type forekommer i de dele af de mellemste og øvre niveauer, som er frie for indeslutninger. Indesluttede lag i R.4 optræder især hyppigt i de mellemste og øvre niveauer. De består ofte af glimmerskifer eller kvartsit, medens marmor er noget sjældnere.

R.4 overgår gradvist til R.5. Forekomsterne af meta-sedimenter i de øvre niveauer af R.4 stiger opad, og endelig ses i de nedre niveauer af R.5 det omvendt forhold, hvor amfibolitlag optræder som indeslutninger mellem bjergarterne fra R.5.

R.5 adskiller sig væsentlig fra de øvrige formationer ved at indeholde marmor som en af de dominerende bjergartstyper. Formationen er desuden meget blandet. Foruden adskillige marmortyper forekommer mange forskellige amfibolit- og skifertyper. De individuelle bjergartstyper optræder ikke i bestemte stratigrafiske niveauer. De vigtigste marmortyper er: Gulbrun, kompakt marmor med indesluttede, m-store boller af amfibolit. Gul til hvid marmor med udtalt bænknings. Marmor med vekslende, cm-tykke, blågrå og gulgrå lag. Grågul dolomit med indesluttede, cm-tykke kvartslag. Af amfibolittyper findes: amfibolit svarende til R.4's strukturelt anisotrope type og finkornet, grønsort amfibolit uden synlige vektor-strukturelementer. Af skifertyper findes: kvartsitisk skifer, glimmerskifer, grafitiskifer, amfibolitisk skifer og kalkskifer.

Den øverste bjergart i R.5 er en m-tyk marmor. Denne overlejres af granatglimmerskifer fra R.6, og grænsen mellem formationerne er skarp.

Lithologisk afviger R.6 væsentlig fra R.5. Formationen indeholder en temmelig ensartet lagserie med glimmerskifer. Marmor forekommer ikke. Sammenlignet med glimmerskiferne i de øvrige formationer i Altevatområdet er glimmerskiferen i R.6 betydeligt mere glimmerholdig og mangler fuldstændig det kvartsitiske præg, som ellers er almindeligt. Der er tale om to typer, dels en lys, grågrøn bjergart med talrige, cm-store megakryster af biotit og granat, dels en sort skinnende bjergart med talrige, cm-store megakryster af biotit, men uden granat. Mellem glimmerskiferlagene findes undertiden tynde lag med grafitskifer, og sjældnere lag med amfibolit.

\*

I den metamorfe lagfølge kan udskilles flere deformationssystemer, som kan opdeles i to hovedgrupper (i det følgende  $D_1$  og  $D_2$ ). Disse adskiller sig væsentlig, både hvad angår orienteringen af strukturtyperne og strukturtyperne selv. Den første gruppe ( $D_1$ ) karakteriseres af penetrative vektor-strukturelementer og mesoskopiske folder (i cm-størrelse). Orienteringen af liniære vektor-strukturelementer er generelt WNW-ESE. Den anden gruppe ( $D_2$ ) karakteriseres af mesoskopiske folder (i m-størrelse). Orienteringen af foldeakserne er NW-SE, N-S og NE-SW.

Vektor-strukturelementerne fra  $D_1$  er: penetrativ skifrihed og penetrativ lination.

Skifriheden er udviklet i næsten alle bjergartstyper. Undtaget er den strukturelt isotrope amfibolittype fra R.4 og nogle marmortyper fra R.5. I den strukturelt anisotrope amfibolittype fra R.4 findes ingen udpræget skifrihed, men orientering af hornblendekrystaller giver bjergarten en regelmæssig foliation. Lokalt indeholder denne amfibolittype en del biotit, og bjergarten har da en skifrihed. Skifriheden ændrer karakter opad i lagfølgen som følge af en stigen i kornstørrelsen. I bjergarterne fra R.1, R.2 og R.3 er der tale om «slaty cleavage», i bjergarterne fra R.5 og R.6 om «schistosity». Skifriheden er generelt subhorizontal med en hældning på  $2^\circ$  til  $3^\circ$  mod NW. Som følge heraf er skifriheden parallel med den generelle laghældning.

Linationer optræder stort set i alle bjergartstyper. Undtaget er den strukturelt isotrope amfibolittype fra R.4 og de marmortyper fra R.5, som ikke besidder nogen skifrihed. I skiferbjergarter er «crenulation»-lination almindelig. En speciel type heraf er «crenulation»-linationen i de fyllitiske til kvartsfyllitiske bjergarter fra R.1. Denne dannes af ombøjningerne af de mesoskopiske  $D_1$ -folder (se næste afsnit). Desuden optræder flere typer mineral-linationer. I bjergarterne fra R.1, R.2 og R.3 findes en grå stribning på skifrihedsplanerne, hvor det ikke er muligt at skelne de individuelle krystaller. I den strukturelt anisotrope amfibolittype fra R.4 dannes linationen ved orientering af hornblendekrystaller. Dette ses især tydeligt i varianter indeholdende mm-store hornblendemegakryster. I bjergarterne fra R.6 dannes linationen ved, at granat- og biotitmegakryster er arrangeret i rækker. Linationerne er subhorizontale og går i WNW-ESE-lig retning.

D<sub>1</sub>-folderne findes overvejende i de fyllitiske til kvartsfyllitiske bjergarter fra R.1. Det drejer sig om små (amplitude 1 til 10 cm), isoklinale folder af «shearfold»-typen. Folderne har subhorizontale aksialplaner, og aksialplanskifrigheden udgøres af den ovennævnte, regionale skifrighed. Foldeakserne er subhorizontale og går i retningen WNW-ESE. Som allerede nævnt danner foldeakserne en liniation i bjergarterne. De øvrige liniationer antages at være dannet samtidig med D<sub>1</sub>-folderne (Kalsbeek & Olesen, op. cit.).

D<sub>2</sub>-folderne er mesoskopiske med amplituder fra 1 til 2 m. Den almindeligste type er en asymmetrisk, overkippet fold med en subhorizontal og en subvertikal flanke. Andre typer er isoklinale og liggende. Folderne er i princippet af «flexural-slip-fold» typen. Der er dog antydninger af, at bjergarterne under deformationen ikke helt har haft den rheologiske tilstand, som betinger udviklingen af «flexural-slip»-folder. F. eks. er den overkippede flanke i den asymmetriske fold meget ofte en del fortykket i forhold til den subhorizontale flanke. Vektor-strukturelementer, som f. eks. skifrighed og liniation, forekommer ikke. Foldeaksernes orientering varierer fra NW-SE, N-S til NE-SW. Som regel er de subhorizontale. Folderne er almindelige i alle formationer undtagen R.1, hvorfra der ikke kendes nogen eksempler.

Det har været muligt, at få klarhed over det tektoniske hændelsesforløb i området umiddelbart N for Altevatn. Specielt har det kunnet lade sig gøre at bestemme aldersrelationerne mellem de forskellige foldetyper fra D<sub>2</sub>. Det har vist sig, at de ældste folder fra D<sub>2</sub> har N-S-gående akser og de yngste NE-SW-gående akser (Kalsbeek & Olesen, op. cit.). I Altevatnområdet er det kun muligt, at bestemme den indbyrdes aldersrelation mellem hovedgrupperne D<sub>1</sub> og D<sub>2</sub>. D<sub>2</sub>-folderne folder skifrighed og liniation fra D<sub>1</sub>, og D<sub>2</sub> er derfor yngre end D<sub>1</sub>. Dette er i overensstemmelse med forholdene i området nord for Altevatn.













Overskydninger spiller en væsentlig rolle i den tektoniske opbygning af Altevatnområdet. Foruden overskydningen af den totale metamorfe lagfølge over Hyolithusozonen og overskydningen af R.4 kan nævnes en mindre overskydning i R.5. Overskydningen ses i Hav'gavuobmi, hvor der over en strækning på ca. 10 km findes en tyk marmorhorizont fra R.5, hvilende diskordant på marmor- og skiferlag, ligeledes fra R.5. Endelig har overskydning fundet sted på Jävnet, hvor en større flage af bjergarter fra R.2, R.3, R.4 og R.5 er overskudt i et plan, skærende grænsen mellem R.4 og R.5 under en spids vinkel (se kortet).

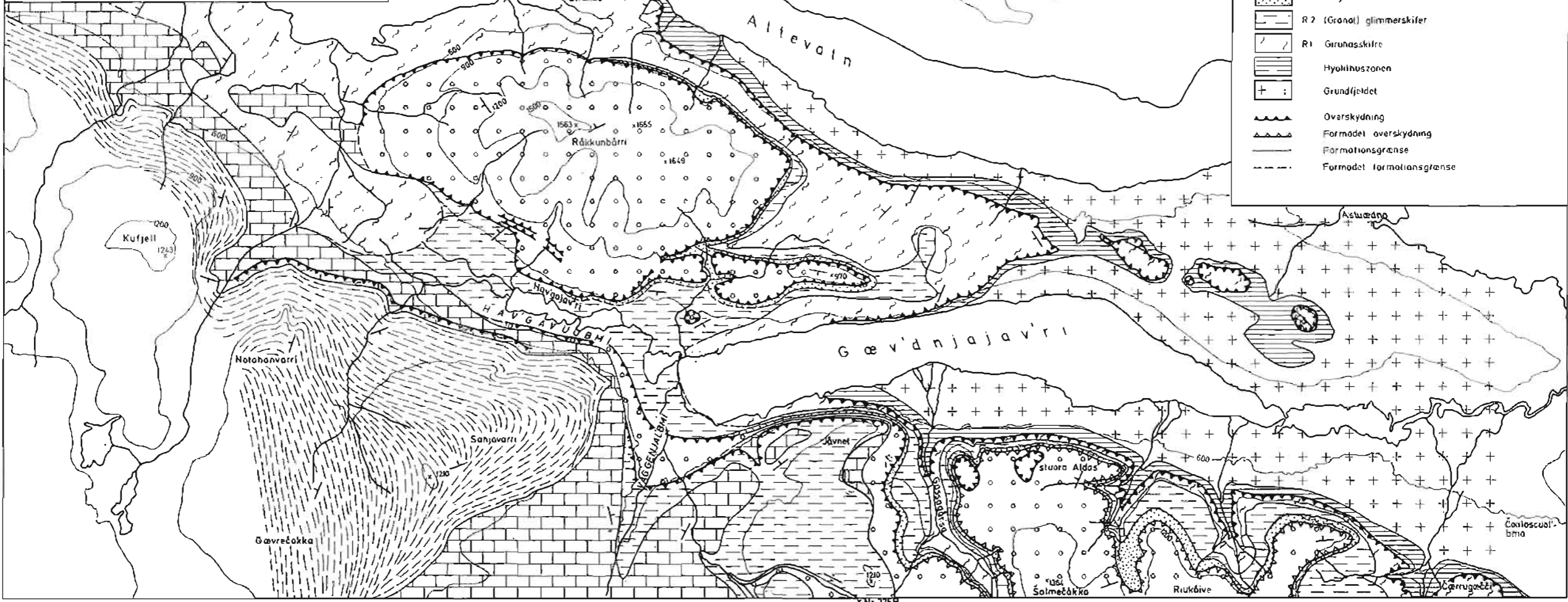
Den relative alder af overskydningerne kan bestemmes nogenlunde. Overskydningszonen under flagen på Jävnet er ikke noget egentlig plan, men udgør en m-tyk zone i den nedre del af flagen. Her gennemsættes bjergarterne af en veludviklet «strain-slip-cleavage», som er parallel med flagens undergrænse. Mellem skifrighedsplanerne findes talrige, S-formede, intrafoliale folder med amplituder fra 1 til 10 cm. Folderne har akseretningen WNW-ESE. Det an-

GEOLOGISK KORT  
over  
ALTEVATNOMRÅDET

1 0 2 4 km



-  R.6 Sanjavarriskifer
-  R.5 Marmor, amfibolit og skifer
-  R.4 Råkkunbárramfibolit
-  R.3 Augenskifer
-  R.2 (Grønt) glimmerskifer
-  R.1 Girunasskifer
-  Hyolithussonen
-  Grundfjeldet
-  Overskydning
-  Formødet overskydning
-  Formationsgrænse
-  Formødet formationsgrænse



TORNETRÆSKOMRÅDET (KULLING 1964)	RÅKKUNBÅRRISTRATIGRAFIEN (MORTENSEN 1970)	JERTASTRATIGRAFIEN (KALSBECK OG OLESEN 1967)
	R.6 SANJAVARRISKIFRE	J.8 GLIMMERSKIFRE
MARMOR OG GRAFITSKIFER	R.5 MARMOR, SKIFER OG AMFIBOLIT	MARMOR, SKIFER SAMT BÅND OG LINSER AF AMFIBOLIT
?	R.4 RÅKKUNBÅRRIAMFIBOLIT	AMFIBOLIT
AMFIBOLIT OG SKIFER		J.6 (GRANAT) - GLIMMERSKIFRE
PLAGIOKLAS, MUSKOVIT- OG GRANATMEGA- KRYSTER I GNEJSGLIMMERSKIFER	R.3 AUGENSKIFER	J.5 AMFIBOLIT
GRANATGLIMMERSKIFER	R.2 (GRANAT) - GLIMMERSKIFER	J.4 AUGENSKIFRE- OG GNEJSER
HARTSCHIEFER OG DOLOMIT	R.1 GIRUNASSKIFER	J.3 (GRANAT) - GLIMMERSKIFER
KATAKLASTISK GRANIT OG SYENIT		J.2 LAVMETAMORFE SKIFRE, DELVIS HARTSCHIEFRE
LAVMETAMORFE SEDIMENTER	HYOLITHUZONEN OG GRUNDFJELDET	J.1 GRANITKAKIRITER OG MYLONITER
KATAKLASTISKE GRUNDFJELDSBJERGARTER		
HYOLITHUZONEN OG GRUNDFJELDET		

← SEVE - KÖLISKOLLAN →

ABISKO-  
SKOLLAN

RAUTAS SKOLL-  
KOMPLEX

HYOLITHUZONEN OG GRUNDFJELDET



tages derfor, at overskydningen på Jåvnet er nogenlunde samtidig med  $D_1$ . Både overskydningszonen i R.5 og under R.4 er veldefinerede planer. Begge skærer  $D_1$ -skifrigheden i de underliggende, stejltstillede eller foldede lag. Disse overskydninger må derfor være yngre end  $D_1$ , og samtidig med  $D_2$ . Hovedoverskydningsplanet er en veldefineret og skarp, tektonisk kontakt. Der er ikke observeret relationer mellem dette og  $D_2$ -folderne, eftersom  $D_2$ -folderne ikke forekommer i R.1. På en lokalitet ved Cærrugæcci ses en kraftig brecciering, stammende fra overskydningen, i bjergarterne umiddelbart over overskydningsplanet. Denne udpræget kataklastiske struktur må være yngre end  $D_2$ -folderne, som er dannet under betingelser, hvor bjergarterne endnu til en vis grad har haft plastiske egenskaber. Det kan ikke afgøres, hvornår overskydningen af den totale, metamorfe lagfølge over Hyolithuszonen er begyndt. Derimod viser kendsgerningerne, at overskydningen har fortsat, efter at dannelsen af  $D_2$ -folderne var tilendebragt.

### Stratigrafisk korrelation med områder liggende umiddelbart nord og syd for Altevatområdet

Fig. 2 viser en korrelation mellem Råkkunbårristratigrafien (R) og stratigrafien i området N for Altevavn (Jertastratigrafien (J), Kalsbeek & Olesen, 1967), der er etableret så langt mod N som til Mås'kanvarri (Fig. 1). Desuden er forsøgt, at korrelere Råkkunbårristratigrafien med stratigrafien i området umiddelbart S for rigsgrænsen og N for Tornetræsk (herefter kaldt Tornetræskområdet). Grundlaget herfor er Kullings (1964) beskrivelse af «Norra Norrbottensfjällens Kaledonberggrund», suppleret med forfatterens observationer fra rigsgrænsen.

#### *Forklaring til Fig. 2:*

I Tornetræskområdet overlejres Hyolithuszonen af Rautas skollkomplekset (Kulling, op. cit.). Dette består af 1. et øvre niveau med lavmetamorfe sedimenter, som har stor lighed med Hyolithuszonens sedimenter, og som undertiden ledsages af 2. et nedre niveau med kataklastiske grundfjeldsbjergarter. I Altevatområdet findes intet svarende til Rautas skollkomplekset. Umiddelbart over Hyolithuszonen følger R.1 med bl. a. kvartsfyllit (hartschiefer) og dolomit. I området N for Altevavn følger lokalt over Hyolithuszonen formationen J.1, som hovedsageligt indeholder mylonit, granitkakirit og allochton granit. Det kan ikke afgøres, om disse kataklastiske bjergarter svarer til bjergarterne i Rautas skollkompleksets nedre niveau, eller til bjergarterne i det nedre niveau af den overliggende enhed, Abiskoskollan (Kulling, op. cit.). Det er muligt, at begge stratigrafiske niveauer er repræsenteret i J.1. Et stratigrafisk niveau, svarende til Rautas skollkompleksets øvre niveau, forekommer ikke. Umiddelbart over J.1 følger J.2 med bl. a. hartschiefer og dolomit. J.2 når undertiden ned til overgrænsen af Hyolithuszonen.

I Tornetræskområdet overlejres Rautas skollkomplekset af Abiskoskollan, som består af 1. et nedre niveau med kataklastisk granit og syenit, samt 2. et

øvre niveau med bl. a. hartschiefer og dolomit. Lag af kvartsfyllit (hartschiefer) og dolomit fra R.1 kan følges fra Altevatområdet og over rigsgrænsen SE for Riukåive. Her tilslutter de sig de tilsvarende bjergartstyper fra Abiskoskollans øvre niveau. R.1 og Abiskoskollans øvre niveau kan derfor korreleres. Derimod har de store forekomster af kataklastiske bjergarter i Abiskoskollans nedre niveau intet sidestykke i Altevatområdet. Her optræder disse bjergarter yderst sjældent, og kun som mindre, mesoskopiske indeslutninger mellem kvartsfyllitlagene. R.1 fortsætter N for Altevavn i formationen J.2.

I Tornetræskområdet overlejres Abiskoskollan af Seve-kölskollan (Kulling, op. cit.). Denne indeholder nederst en serie af granatglimmerskifre. Når der ses bort fra granatindholdet, er disse ikke meget forskellige fra hartschiefer. Glimmerskifrene fra R.2 i Altevatområdet består af lignende bjergarter. Lag med disse glimmerskifre kan følges til rigsgrænsen ved Riukåive og i Gassagår'sa. Herfra fortsætter de ind på svensk territorium. R.2 kan derfor sandsynligvis korreleres med det nedre niveau af Seve-kölskollan. N for Altevavn fortsætter R.2 i formationen J.3.

Over granatglimmerskifrene og under og i den nedre del af amfiboliterne på Riukåive findes i Tornetræskområdet en lagserie med gnejsglimmerskifre (Kulling, op. cit.). Disse indeholder store plagioklas-, muskovit- og granatmegakryster. De samme karakteristika genfindes i augenskifrene fra R.3 i Altevatområdet. SE for Riukåive kan augenskifrene fra R.3 følges til rigsgrænsen, hvor de tilslutter sig gnejsglimmerskifrene. Augenskifrene fra R.3 kan derfor korreleres med gnejsglimmerskifrene. N for Altevavn fortsætter R.3 i formationen J.4.

Over R.3 følger i Altevatområdet R.4, indeholdende strukturelt anisotrope amfibolittyper i de nedre niveauer af formationen og strukturelt isotrope amfibolittyper i de mellemste og øvre niveauer, foruden talrige, indesluttede lag af meta-sedimenter. I området N for Altevavn overlejres J.4 af en amfiboliformation (J.5). Over denne følger en formation med forholdsvis grovkornede granatglimmerskifre (J.6), og denne overlejres endelig af en anden amfiboliformation (J.7). J.5 består af stærkt folierede og linierede amfibolittyper, indeholdende augen af feldspat og hornblende. J.7 består af amfibolittyper, der, ligesom bjergarterne i J.5, kan være strukturelt anisotrope, men som tillige indeholder relikter med magmatisk struktur. Det er muligt, at R.4 kan korreleres med J.7, d.v.s. at J.5 og J.6 er kilet ud i Altevatområdet. Det kan på den anden side ikke udelukkes, at de nedre niveauer i R.4 kan korreleres med J.5 og de mellemste og øvre niveauer med J.7. J.6 kunne da tænkes at være repræsenteret i Altevatområdet af de talrige, indesluttede meta-sedimentære lag, hvoraf glimmerskifre udgør en stor del.

R.4 fortsætter over rigsgrænsen og ind i Tornetræskområdet ved Salmecåk'ka, unna Al'dasas og Riukåive, hvor den tilslutter sig amfiboliterne på Altastjärro og Vaivantjåkko. Disse indeholder relikter med primær, magmatisk struktur (Kulling, op. cit.).

J.7 er ikke kontinuert udbredt i området N for Altevavn. I samme stratigrafiske niveau (J.7) findes undertiden en lagfølge med marmor og skifre

samt linser og bånd af amfibolit .Denne karakteristiske succession genfindes SW for Råkkunbårri i Altevatområdet. Her overlejrer disse bjergarter R.4. Marmor og grafit-skifer fra R.5 findes iøvrigt i den SW-lige del af Vag'genjal'bmi, og kan følges over rigsgrænsen ind i Tornetræskområdet. Her findes ved den NW-lige ende af Tornetræsk store områder med marmor og grafit-skifer (Kulling, op. cit.). Det er meget sandsynligt, at disse forekomster kan korreleres med R.5.

Over R.5 i Altevatområdet og J.7 i området N for Altevatom følger en temmelig ensartet lagserie med glimmerskifer (henholdsvis R.6 og J.8). R.6 findes i Altevatområdet på toppene af højfjeldet i området SW for Råkkunbårri. Hvorvidt formationen fortsætter i Tornetræskområdet har ikke kunnet afgøres.

Forfatteren takker Norges geologiske undersøkelse for finansieringen af kortlægningen og for teknisk assistance ved udgivelsen af foreliggende manuskript.

En speciel tak til statsgeolog M. Gustavson, N.G.U., for megen praktisk hjælp i forbindelse med kortlægningen og udgivelsen af manuskriptet.

Endelig en tak til lektor F. Kalsbeek, København Universitet, Danmark, for kritisk gennemlæsning af manuskriptet.

#### REFERENCER

- Kalsbeek, F. & Olesen, N. Ø. 1967: A preliminary note on the geology of the area between Altevatom and Måselva, Indre Troms, N. Norway. *Norges geol. Unders.* 247, 252-61.
- Kulling, O. 1964: Översikt över Norra Norbottensfjällens Kaledonberggrund. *Sver. Geol. Unders., ser. Ba*, 19.
- Vogt, T. 1967: Fjellkjedestudier i den østlige del av Troms (1917). *Norges geol. Unders.* 248.