

Grunnfjellsvinduer i Dividalen, Troms.

Av

MAGNE GUSTAVSON

Innledning.

Området, som skal beskrives her, ligger i Øverbygd herred i Troms fylke på ca. 68° 50' nordlig bredde og 19° 40' østlig lengde.

Undersøkelser av grunnfjellsvinduene i Dividalen ble foretatt sommeren 1962 som et ledd i den generelle geologiske kartlegging av det sydlige Troms. Som kartgrunnlag ble brukt flybilder i målestokk 1 : 40.000, observasjonene ble senere tegnet over på topografiske kart i målestokk 1 : 50.000 (utgitt av N G O i 1959).

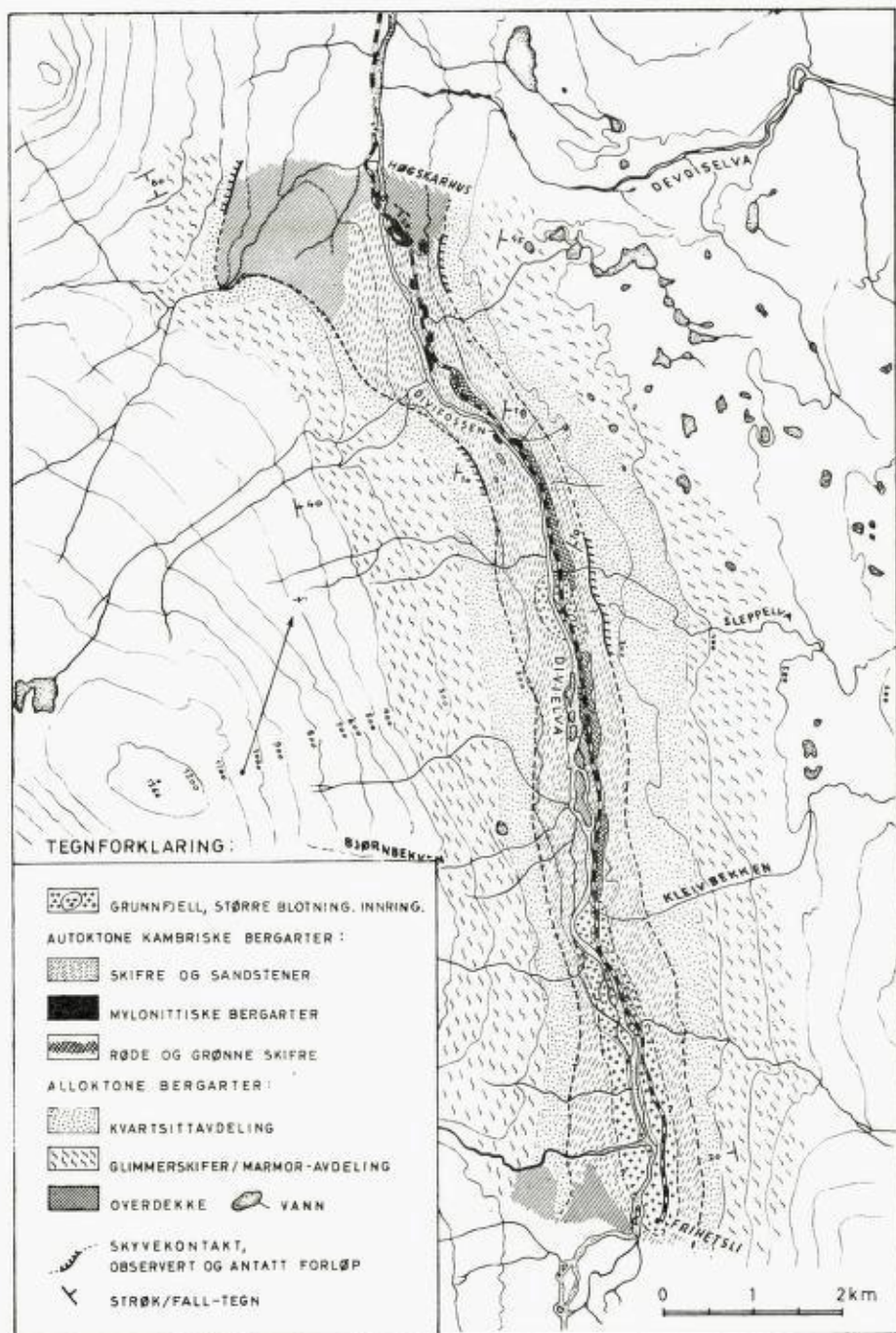
De geologiske forhold i Dividalen er tidligere omtalt av Karl Pettersen i 1874 og 1888 og av Th. Vogt i 1916. Pettersens arbeider inneholder en del detaljiakttagelser av bergartene, både av grunnfjellet og de overliggende, yngre sedimenter. Vogt omtaler særlig forløpet av grunnfjellsoverflaten fra grensestrøkene og videre nordover under de kaledonske bergarter og kommer herunder også inn på Dividalsvinduene. En fullstendig beskrivelse av de geologiske forhold ved disse grunnfjellsvinduene har aldri vært fremlagt.

Generell geologisk oversikt.

I området med grunnfjellsvinduer opptrer tre veldefinerte geologiske avdelinger (se kartet).

1. Grunnfjellet.
2. De autoktone sedimenter.
3. De alloktone metamorfe bergarter.

Grunnfjellet dukker opp i to adskilte vinduer. Det nordligste stikker fram der Sleppeelva rinner ut i Dividalselva og har en lengdeutstrekning



i dalens retning på maksimum en kilometer. Ca. 3 km lenger syd opptrer igjen grunnfjellsbergarter i dalbunnen. Området sydover til Frihetsli er sterkt overdekket av løsmasser, sannsynligvis er utstrekningen på dette vinduet cirka 4 kilometer i dalens lengderetning.

Bergartene i grunnfjellet er av granittisk sammensetning. Over grunnfjellet ligger, med primær overleiringskontakt, lite omvandlede sandstener og skifre. Det er ikke funnet fossiler i disse, men de er av samme type som Hyolithes-sonens bergarter og er sannsynligvis av kambrisk alder. Særlig utbredt er røde og grønne sandstensskifre og mer kvartsittisk utseende bergarter i høyere nivåer. Overgangen grunnfjell/kambrium er markert ved en sterk forvitring av de øvre deler av grunnfjellsgranitten. På denne forvitrede granitten hviler en arkoseaktig sandsten med noen få meters mektighet, sannsynligvis er denne i det vesentlige dannet av materiale fra den underliggende granitt. Mektigheten av de autoktone sedimenter er ved det nordligste vindu 75 til 80 meter. Ved det sydligste kan mektigheten vanskelig bestemmes på grunn av overdekning, grensene mellom de forskjellige avdelinger må her trekkes skjønsmessig.

De øverste autoktone lag er sterkt presset og tektonisk forstyrret: Ved Sleppelva utgjøres de av kvartsittisk utseende sandstener som ligger under mylonittiske kvartsskifre. Kwartsskifrene danner en veldefinert stratigrafisk horisont som utgjør de laveste lag av det overskjøvne, regionalmetamorfe dekke. Foruten kvartsskifrene består dette dekket i Dividalsområdet av glimmerskifre, marmorert og amfibolitter.

Grunnfjellsbergartene.

Grunnfjellet i vinduene består av granittiske bergarter. Pettersen (1874) nevner også en «grønlig amfibolittisk sten» som gjennomsetter granitt. Denne amfibolitten har antagelig liten utbredelse, da jeg ikke har støtt på den i det hele tatt.

Granitt opptrer i to forskjellige typer eller varianter. Eldst er en gråhvit granitt. Hvor den gamle grunnfjellsoverflaten er blottet, er granitten tydelig forvitret, etter alt å dømme en prekambrisk forvitring. I håndstykke sees ufrisk hvit feltspat med mellomliggende grønne flekker. En viss uregelmessig oppsprekning gjør seg gjeldende. Hovedbestanddelene i granitten er mikroklin, plagioklas og kvarts. Mikroklinen opptrer i store, uregelmessige korn med diffust tvillinggitter. Kvartsen er litt oppknust og har undulerende utslukning. Plagioklasen er kraftig sericittisert og noe tektonisk påvirket. I tillegg til disse tre hovedmineralene opp-



Fig. 1. Grunnfjellsgranitt, Dividalen. Ca. $2/3$ naturlig størrelse.

Precambrian granite, Dividalen. About $2/3$ nat. size.

trer grøtete masser av sericitt, kloritt og jernoksyd. En karakteristisk bestanddel i denne granitten er små, rundaktige kiskorn med en ytre rand av rødlig jernoksyd.

Yngre enn denne bergarten er en rød, mikroklinrik granitt som tildels opptrer som små årer i den eldre granitt, dels også i større partier. Den kan være ganske grovkornig, dels helt pegmatittisk. På samme måte som i den hvite granitt er mikroklin, plagioklas og kvarts hovedbestanddeler. Den røde fargen skyldes mikroklinen som har en vakker lyscrød tone. Plagioklasen er sericittisert og kvartsen undulerende, mens mikroklinen synes upåvirket av tektonisering og omvandlingsprosesser. Dette kan muligens tyde på at mikroklinen er yngre enn kvarts og plagioklas uten at det kan slås fast med sikkerhet. (Fig. 1.)

Th. Vogt (1916) omtaler grunnfjellet øst for fjellkjederanden. Han fremhever som karakteristiske bergarter en rød hornblendegranitt, Leinejavregranitten og en hornblendesyenitt, Kummajokisyenitten. Noen direkte parallell til bergartene i Dividalsvinduene utgjør ikke disse, selv om man har det fellestrekk at granittiske bergarter dominerer. Litteraturen fra de tilgrensende strøk av Sverige tillater heller ingen direkte parallelliseringer. Derimot er det store likhetspunkter mellom granittene i Dividalen og granittiske bergarter i vinduer av antatt grunnfjellsalder i andre deler av Bardu-Målselv-distriktet. Disse vinduene vil ikke bli nøyere beskrevet i denne sammenheng.

De autoktone sedimenter.

Grunnfjellet i Dividalsvinduene overleires av autoktone bergarter, hovedsakelig av sandig karakter. I de laveste partier, langs elven og der det er gode blotninger ved veien, dominerer røde og grønne sandige skifre. Av og til kan det være en ujevn veksling mellom rød- og grønnfarvet skifer, idet den grønne sender «årer» inn i den røde bergart. Også mer grålige sandstenstyper eller skifre opptrer hyppig. Det eneste fullstendige profil jeg har fått gjennom de autoktone bergarter er profilet opp langs Sleppelva. Forøvrig er berggrunnen for sterkt overdekket til at man kan få et sammenhengende profil. De autoktone lag er meget ofte oppknuste, og rent mylonittiske bergarter er heller ingen sjeldenhet, særlig opptrer kataklastiske fenomener hyppig i området fra Sleppelva nordover til Høgskarhus.

1) Basal-lagene.

Det eneste sted jeg har funnet Hyolithes-sonens basale lag blottet er på østsiden av veien ved Sleppelva. Det er en grå, arkosisk sandsten eller kvartsitt (fig. 2). Bergarten er finkornet og uten retningsstruktur. Den

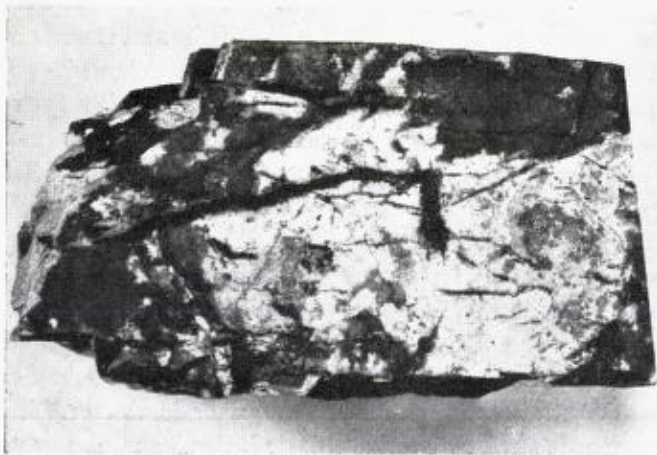


Fig. 2. Basalarkose, Dividalen. De mørke partiene er utfelt jernoksyd.
Ca. $\frac{2}{3}$ naturlig størrelse.

*Arkosic sandstone of the basal series, Hyolithes Zone, Dividalen.
Dark grey = secondary iron oxides. About $\frac{2}{3}$ nat. size.*

er full av sprekker i forskjellige retninger, disse er belagt med rødbrunt jernoksyd. Arkosen hviler på gråhvit, forvitret grunnfjellsgranitt. Det er vanskelig å si helt eksakt hvor grensen går mellom granitt og arkose, mineralselskapet er det samme, den eneste forskjell er at kvarts utgjør en langt større del av arkosen enn av granitten. Det dreier seg således antagelig om en ren forvitningsarkose, dannet vesentlig in situ. Mektigheten av arkosen er ca. 5 meter.

Kvarts utgjør antagelig minst $\frac{3}{4}$ av bergarten. Kornene kan ha alle former, runde korn er sjeldne. Størrelsen på kornene er også variabel, som følge av tektoniske bevegelser er kvartsen helt finknust langs enkelte sprekker.

Plagioklas. Kornene kan være noe rundet, men er for det meste kantede. Tvillinglameller er ofte synlige, men kornene kan være helt omvandlete og ufriske på samme måte som i den underliggende granitt.

Mikroklin. Dels kantede, dels mer avrundete korn. Ingen forskjell fra mikroklinen i grunnfjellsgranitten.

Sericitt opptrer rikelig i små fliser.

Svovelkis er også forholdsvis rikelig tilstede, men er ofte omvandlet til rødt jernoksyd, helt eller delvis.

Kloritt, grønn, i små mengder.

2) Rød og grønn skifer eller sandsten.

Denne avdelingen er den mest karakteristiske i Hyolithes-sonen. Tar vi for oss profilet langs Sleppelva, så følger over basalarkosen en grå leirskifer med ca. 5 meters mektighet. På denne grå skiferen hviler så de røde og grønne lag, dels også en mer grålig variant. For det meste er lagene massive og noe sandige, men de kan også ha skiferkarakter. Undersøkelse av kornstørrelse og – fordeling i tynnslip viser at bergartene ofte ligger på overgangen mellom sandsten og leirskifer, og kan nærmest klassifiseres som en siltsten. I andre strøk av Troms og Finnmark er det ifølge beskrivelsene som oftest en mer typisk leirskiferutvikling av denne avdelingen. Avdelingen med rød og grønn skifer har ved Sleppelva en total mektighet på 17–18 m. Den fordeler seg med ca. 10 meters vekslende rød og grålig sandsten og 7–8 meter grågrønn leirskifer (øverst). I det hele har avdelingen mer grålige farvetoner i dette profilet enn vanlig forøvrig i Dividalen. Det er ofte en ujevn «flammet» overgang mellom de røde og grønne bergarter. Mineralogisk er det liten forskjell på den røde og den grønne variant. Det vesentligste er at den grønne fører mer *kloritt* og mangler *hematitt* som den røde bergart har rikelig av. Det er altså

disse to mineralene som bestemmer farveforskjellen mellom de røde og grønne skifre. Det er lett å se at det må være en viss forskjell i *jernets oksydasjonsgrad* i de to bergarter: Den røde skifer som er rik på hematitt og relativt fattig på kloritt, må ha et meget høyt $\text{Fe}^{\text{III}}/\text{Fe}^{\text{II}}$ -forhold, mens den grønne skifer som er rik på kloritt sannsynligvis har vesentlig toverdig jern (ettersom toverdig jern oftere enn treverdig går inn i kloritt i vesentlige mengder).

Felles for den røde og grønne sandstensskifer er stort innhold av *kvarts* og *sericittflak*. Dessuten forekommer litt *feltspat* (vesentlig plagioklas, lite mikroklin). Korn av blålig *turmalin* er funnet i ett slip.

Kvartsen opptrer hovedsakelig som fragmenter med litt avrundede hjørner, bare få korn er virkelig godt rundet. Orienteringen av kornenes lengste akse synes tilfeldig.

Plagioklas med tvillinglameller opptrer ganske hyppig i enkelte partier. Kornene er gjerne noe avrundet og nokså ufriske.

Mikroklin opptrer bare i noen få korn. Kornene har tvillinggitter og ser uomvandlede ut.

Sericitt og *kloritt* forekommer som en grøt av sammenvokste individer. Kloritt forholdsvis underordnet i den røde skifer, mer rikelig i den grønne.

Hematitt opptrer i den røde skifer i mengdevis av små «diffuse» korn som gir rødbrun farge i reflektert lys. Det forekommer også sporadisk *desimeterlange linser av jernglans* i den røde skiferen.

Langs sprekker i den røde bergart opptrer grønne striper som fører kloritt, kvarts, titanitt (!) og undertiden karbonat.

Disse stripene er utvilsomt sekundære og dannet i forbindelse med tektoniseringen i området (fig. 3). Noe materiale er antagelig tilført utenfra siden titanitt ikke forekommer i bergarten utenom stripene. Heller ikke karbonat er funnet utenom sprekken i denne bergarten.

3) Sandstener eller kvartsitter i høyere nivå.

Over de røde og grønne skifre følger en avdeling med sandstener og kvartsitter. I profilet ved Sleppeelva består avdelingen f. eks. av følgende hovedbergarter:

Mørk grå kvartsittisk bergart, øverst	}	ca. 20 m
Hvit kvartsitt		
Kalkholdig sandsten		ca. 20 m
Grå sandsten, nederst		10 m

Tilsammen er det ca. 50 m mektighet med sandige bergarter. Det er grunn til å merke seg at den kvartsittiske karakter øker oppover i avdel-



Fig. 3. Tektonisert rød og grønn sandsten, Hyolithes-sonen, Dividalen.

Tectonized red and green sandstone, Hyolithes Zone, Dividalen.

ingen. Kvartsittene overleires av mylonittiske bergarter og kvartsskifre (se herom senere). Lagene underst i sandstensavdelingen ligger forholdsvis uforstyrret med slakt (ca. 10°) fall mot nordøst. I den øverste kvartsitt opptrer derimot småfolder med nordvestlig foldningsakse. Både foldningen og den mer pressede, kompakte kvartsittkarakter i de øverste lag kan skyldes fremskyvningen av de overliggende skifre.

Kvarts er hovedmineralet i samtlige av avdelingens bergarter. Mens den klastiske karakter av kvartsen er lett kjennelig i den kalkholdige sandsten er den nesten fullstendig rekrystallisert i de øvre kvartsittiske bergarter som følge av trykkvirkninger fra det overliggende dekke. I disse lag finnes også sekundære kvartsårer med sterkt undulerende utslukning av kornene.

Sericitt forekommer tildels i rikelig mengde. *Kalkspat* danner en grunnmassegrot i den massive, grågrønne kalksandsten, men mangler forøvrig. Litt *glimmer* (lys brun biotitt) og *ertskorn* er det også i denne bergarten.

Sandstensbergarter er blottet flere steder langs veien. Når unntas de karakteristiske røde og grønnfargede bergarter er de ofte vanskelig å plasere stratigrafisk i forhold til profilet ved Sleppeelva. Dette skyldes både tektoniske forstyrrelser og overdekning. Som eksempel kan nevnes en sandstensskifer ved Høgskarhus, en kvartsittisk sandsten ca. 1,5 km syd for Høgskarhus, grå sandsten ved Nedre Divifoss og en grågrønn sandsten ca. 1 km lenger syd. Alle disse kan sannsynligvis regnes med til

den øvre sandstensavdeling. De består hovedsakelig av kvarts, med sericitt og kloritt i forholdsvis rikelig mengde, dessuten en del aksessorier som f. eks. kalkspat, feltspater og ertskorn.

Sammenligning av de autoktone lag i Dividalen med andre områder.

Fra de nærmestliggende områder foreligger beskrivelser av Moberg (1908) fra Torneträsk og av Th. Vogt (1918), den siste med en sammenstilling av profiler i området fra Torneträsk i sydvest til Nord-Reisa i nordøst.

Fra Nord-Reisa foreligger også en beskrivelse av Skjerlie og Tan (1961). Hyolithes-sonen i Finnmark er beskrevet av Holtedahl (1918, 1931) og av P. Holmsen (1956, 1957).

En parallellisering over store avstander er naturligvis høyst usikker, spesielt når ikke lagene er datert fullstendig ved fossilfunn. Imidlertid viser lagrekken såvidt store likheter i de forskjellige profiler at en korrelering på rent petrografisk grunnlag også kan ha interesse.

Tabell 1 viser lagrekkene i Finnmark og i området Torneträsk-Nord-Reisa sammenstillet med bergartene i Dividalen.

For korreleringen er spesielt avdelingen med røde og grønne skifre av stor viktighet. Disse går igjen i de fleste av de beskrevne profiler og er lett kjennelige på sine sterke farver og den karakteristiske «flammete» overgang mellom de to skifertyper. Nettopp i disse skifre (Vogt's horisont D) opptrer Hyolithes-sonens eldste og mest karakteristiske fossiler, nemlig *Hyolithes*, *Torella* og *Platysolenites antiquissimus*. (Det skulle i og for seg være gode muligheter for å finne fossiler i disse skifrene, også i Dividalen. Det finnes partier som er så lite påvirket av tektoniske bevegelser at fossiler kan være bevart.) Felles for profilene er også at det følger en avdeling rik på sandstener over de røde og grønne skifre. Basalkonglomeratet er i Dividalen erstattet av en arkoseaktig sandsten, mektigheten, ca. 5 m, er helt tilsvarende den basale sandstens- eller konglomeratavdeling ved fjellkjederanden. Angående de øvrige avdelinger er en parallellisering vanskeligere, ikke minst på grunn av mektighetsvariasjoner mellom profilene innbyrdes. Den øvre skiferavdeling med kalk- eller dolomittlag synes å mangle helt i Dividalen, sannsynligvis er den fjernet under det metamorfe dekkets fremskyvning.¹ Moberg (1908) mener

¹ Se fotnote side 101.

Tabell 1. *Sammenstilling av profiler i Hyolithes-bergartene i Troms og Finnmark.*

Sleppelva, Dividalen	Tornetråsk – Nord-Reisa	Finnmark
	(Etter Th. Vogt, 1918)	(Etter Høltedahl 1918 og 1931 og P. Holmsen 1956, 1957.)
Skjøvet kompleks. kvartsmylonittskifer	Skjøvet kompleks.	Skjøvet kompleks.
	G. Alunskifer F ₂ Tynn kalkbenk F ₂ Grønn skifer F ₁ Tynn kalk m. fosforitt-kongl.	Skifer med tynne sandstenslag, evt. med et dolomittlag i øvre del.
Mørk grå kvartsitt Hvit kvartsitt Kalkholdig sandsten Grå sandsten	E. Sandstensavdeling	Sandstensbenker
Grågrønn leirskifer Rød og grønn leirskifer, dels «flammet», for det meste massiv og noe sandig.	D. Rød og grønn flammet skifer (med fossiler)	Grønlig og rødlig skifer med sandstenslag
	C. Sandsten m. skiferlag	
Grå leirskifer	B. Tynn grønn skifer	
Basalarkose	A. Basalkongl. og sandsten	Basalkongl. og sandsten (kvartsitt).
Forvitret grunnfjell	Grunnfjell	Grunnfjell
Mektighet av autoktone bergarter ca. 77 m.	Mektighet av autoktone bergarter 113 – 170 m.	Mektighet av autoktone bergarter 50 – 240 m.

at alunskiferen øverst i profilet ved Luopahta (Tornetråsk) er noe skjøvet, dette er ikke nevnt av Vogt (1918), og den er tatt med i hans profil som autokton. Også i Skjerlie og Tan's arbeid fra Reisadalen er det alunskifer med i et par profiler som øverste ledd i den autoktone serie.

¹ Sommeren 1963 fant jeg i et profil ved Devdiselva, nord for vinduene, i autokton eller parautokton posisjon, en serie med bl. a. to dolomitter, 2 og 15 meter mektige, over sandstensserien. Øverst i serien ligger en tynn grafittførende skifer, sannsynligvis svarende til alunskifernivået. Serien overleires av metamorf biotittskifer.



Fig. 4. Deformert kvartsskifer fra den laveste del av det metamorfe dekket, Dividalen. Ca. 4/5 naturlig størrelse.

Deformed quartz schist from the lowermost part of the thrustet, metamorphic nappe. About 4/5 nat. size.

De overskjøvne, metamorfe bergarter.

Skifrene over de autoktone lag skal her bare kort omtales:

Den øverste sandstensavdeling i Hyolithes-sonen er tektonisk forstyrret og mylonittisert i de øvre lag. I profilet langs Sleppelva er det en ca. 5 m mektig sone med mylonittiske bergarter som oppad avløses av en *kvartsskiferavdeling* (fig. 4). Denne har delvis et finbåndet, mylonittisk preg. Denne kvartsskiferavdeling, som er den underste del av det overskjøvne dekke, har en stor utbredelse i Bardu og Målselv. I enkelte profiler forekommer tynne lag eller linser av dolomitt i kvartsskiferen. Disse dolomittlinsene er karakteristiske for denne kvartsskiferavdelingen og gjør det lettere å skille den fra en kvartsskiferhorisont i høyere nivå lenger vest.

Mektigheten av kvartsskifrene varierer fra sted til sted. I profilet ved Sleppelva er det vanskelig å bedømme den p.g.a. skiftende lagstilling og overdekket terreng, sannsynligvis er den minst et par hundre meter. I et profil vest for Høgskarhus er mektigheten minst 50 m, sannsynligvis noe mer. Her forekommer et sted strukturer som muligens kan tolkes som et utvalset kvartskonglomerat. Enkelte steder er kvartsskiferen mikroklinholdig.

Over kvartsskifernivået kommer forskjellige glimmerskifre og kalkmarmorbenker. Det er forholdsvis vanlige bergartstyper som jeg ikke skal gå nøyere inn på her, da de vil bli beskrevet i en annen sammenheng.

Konklusjoner.

Vinduene i Dividalen utgjør et markert oppstikkende parti i en grunnfjellsoverflate som ellers, ifølge Vogt's undersøkelser (1918), faller temmelig jevnt mot nord med ca. $2\frac{1}{2}$ grads fall. Vogt nevner spørsmålet om grunnfjellsvinduene i Dividalen skyldes forkastninger eller en kontinuerlig oppbulning av grunnfjellet, og holder det siste for det mest sannsynlige. Dette er jeg absolutt enig i. Selv om grunnfjellsgranitten kan være noe tektonisk påvirket, er det ingen tegn på forkastninger av betydning i det området av Dividalen jeg har kartlagt.

Om tidspunktet for oppbulningen av grunnfjellet kan følgende sies:

Den må være yngre enn avsetningen av Hyolithusbergartene siden stort sett den samme sedimentserie finnes avsatt på grunnfjellet i Dividalen som ved fjellkjederanden. Granittene i Dividalen kan derfor ikke ha vært oppstikkende øyer i det hav Hyolithes-sedimentene ble avsatt i.

Vogt nevner en lokalitet hvor grunnfjellet når opp til en høyde av over 300 m o. h. Da stedet ikke er nøyere angitt, er det uklart for meg om dette er i det sterkt overdekkede område nord for Frihetsli eller i et sydligere område.

Det fremgår av Vogt's beskrivelse at Hyolithesbergartene på dette sted er begrenset til basal-lagene, noen meter med konglomerat. Det er da naturlig, som Vogt gjør, å trekke den slutning at oppbulningen i grunnfjellet har eksistert *for fremskyvningen* av det metamorfe dekket. Som nevnt mangler også i profilet ved Sleppeelva de øvre lagene av Hyolithessonen når man sammenligner med Torneträsk-området. På grunn av det oppbulte underlag har skyvedekket fjernet deler av Hyolithessonen og bevegelsen har gått i et lavere nivå av Hyolithes-sedimentene enn normalt. Ved fjellkjederanden er det vanlig at skyvebevegelsen vesentlig har foregått i alunskifernivået eller en annen skiferhorisont høyt oppe, mens det i Dividalen som nevnt er i sandstensavdelingen at hovedbevegelsen er foregått, eller eventuelt i ennu lavere nivå (se figur 5).

Vi kan dermed slå fast at oppbulningen av grunnfjellet er av kaledonsk alder. Innfoldningen av sedimentstriper av kambro-silur i Rombaksvinduet viser jo også at grunnfjellet her i enkelte områder har deltatt i kaledonske bevegelser. Det kan imidlertid ikke ha vært noen regional mobilisering av grunnfjellet slik det ser ut til å være tilfelle i kyststrøkene i vest. Hvorvidt lokaliseringen av bevegelsene i grunnfjellet til visse begrensede områder henger sammen med eldre strukturer er vanskelig å avgjøre sikkert, men jeg holder det ikke for usannsynlig.

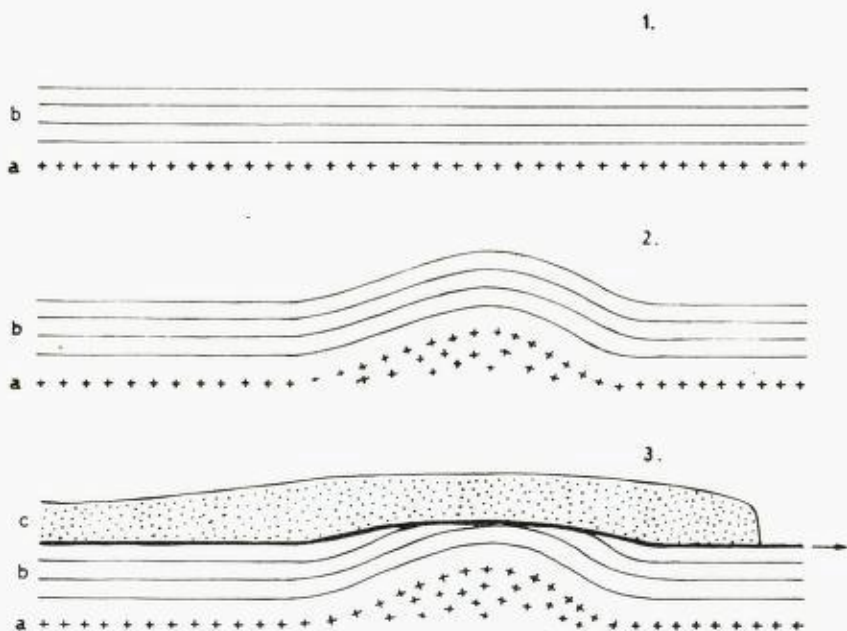


Fig. 5. Skissen viser skjematisk hvordan grunnfjellet med Hyolithes-bergartene først er bulet opp. Dernest har det overskjøvne, metamorfe dekke «skrapet bort» de øverste lag av Hyolithes-sonen hvor disse er bulet opp.

a = grunnfjell, b = Hyolithes-sone, c = overskjøvet dekke.

The sketch shows in a schematic way how the Precambrian granite with the rocks of the Hyolithes Zone have been updomed. Later the metamorphic nappe have "scraped off" the upper layers of the Hyolithes Zone where they have been updomed.

a = Precambrian granite, b = Hyolithes Zone, c = thrust nappe.

Summary.

Two small windows of Precambrian granites were investigated during a few days the summer 1962. Above the granites there follow autochthonous rocks of the Hyolithes Zone, of Lower Cambrian age. On the autochthonous rocks rests a metamorphic nappe of quartz schists, mica schists and meta-limestones. The lower parts of the quartz schists, just above the autochthonous rocks, are mylonitized and folded (fig. 4). Tectonization phenomena are also to be seen many places in the Hyolithes rocks (fig. 3).

There are two types of Precambrian granites in the windows: An older one with grey to white colour, and a younger red granite which sends veins into the former (fig. 1). The mineral composition is about the same

in both, the colour difference of the rocks is due to differences in colour of the feldspars. The older granite is weathered along the contact to the overlying Cambrian rocks. There are some signs of tectonization in the granites.

The Hyolithes Zone rocks consist of: an arkosic sandstone (at the bottom) (fig. 2), shales (mostly red, green or grey in colour) and a thick sequence of sandstones (about 50 m). The whole sequence is about 77 m thick and can be correlated with the lower and middle parts of Hyolithes Zone sequences in other parts of the Troms and Finnmark counties. The higher part of the zone is lacking in Dividalen, probably it has been removed during the thrusting of the metamorphic nappe.

The nappe of metamorphic schists and limestones has been thrust over the autochthonous rocks during the Caledonian orogeny. It is concluded that the updoming of the Precambrian rocks in Dividalen must be Caledonian in age, later than the deposition of the Lower Cambrian Hyolithes Zone but earlier than the thrusting of the metamorphic nappe. The succession of events is schematically illustrated by fig. 5.

Litteratur.

- Holmsen, Per.* 1956. Hyolithes-sonens basale lag i Vest-Finnmark (NGU 195, s. 65-72).
 — 1957. De eokambriske lag under hyolithus-sonen mellom Čarajavrrre og Časkias, Vestfinnmark (NGU 200, s. 47-50).
- Holtedahl, O.* 1918. Bidrag til Finnmarkens geologi (NGU 84).
 — 1931. Additional observations on the rock formations of Finnmarken, North Norway (NGT XI).
- Moberg, J. Chr.* 1908. Bidrag till k annedomen av de kambriska lagren vid Tornetr ask (SGU Ser. C, No. 212).
- Pettersen, Karl.* 1874. Geologiske Unders ogelser inden Tromsø Amt og tilgrensende Dele av Nordlands Amt, IV. (Det kgl. norske Vid.selsk. skr. 7. Bd. s. 260-444).
 — 1888. Den nord-norske fjeldbygning II. (Tromsø Mus. Aarsh. XI).
- Skjerlie, F. J. and Tan, T. H.* 1961. The Geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms-Finnmark, Northern Norway (NGU 211, s. 175-196).
- Vogt, Th.* 1916. Geologiske studier langs den østlige del av fjellkjeden i Tromsø Amt (NGT IV, s. 260-266).