





NGU

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE,
Leiv Eirikssons vei 39, Trondheim. Telefon (07) 92 16 11,
Postadresse: Postboks 3006, 7002 Trondheim.

Administrerende direktør: dr. philos. *Knut S. Heier*

NGU SKRIFTER inneholder i hovedsak beskrivelser til trykte geologiske kart som utgis i NGU's kartserier. Skrifter kan også inneholde artikler av særlig interesse om regionale, tekniske, økonomiske emner, eller geologiske arbeider av særlig nytte for miljøvern og arealplanlegging.

REDAKTØR

Seksjonssjef *Terje H. Bargel*, Norges geologiske undersøkelse.

UTGIVER

Norges geologiske undersøkelse.

MANUSKRIFTER

Retningslinjer for forberedelse av manuskripter som ønskes trykt i Skrifter fås ved henvendelse til redaktøren.

ARSTADDAL

Berggrunnsgeologisk kart
2028 IV – M 1:50 000
Beskrivelse

BJØRGE BRATTLI OG BJØRN TØRUDBAKKEN

Brattli, B. & Tørudbakken, B. 1987: Arstaddalen. Description of the geological map AMS-M711, 2028 IV, scale 1:50 000).

Norges geologiske undersøkelser Skrifter 81. 1-39.

Petrographic and structural descriptions are presented of the different rock-types occurring within the area of map-sheet Arstaddal. The area investigated is situated in the Beiarn Nappe Complex in the Caledonides of Nordland. The rocks are divided into five units; the Govddestinden Nappe, the Habresåga (Stabben) Nappe, the Sokumfjell Group, the Gråtådal Group and the Stabbursdalen Group. The Govddestinden and Habresåga (Stabben) Nappes represent divisions in a redefinition of the earlier named Vegdal Group. The Govddestinden Nappe consists of finely banded light and dark rocks (schists and amphibolite) containing garnet and staurolite, with some thin marble layers in northern areas. The underlying Habresåga (Stabben) Nappe is composed of rather homogeneous, medium- to coarse-grained mica schist containing sillimanite, kyanite and staurolite. The Gråtådal Group underlies the Stabben Nappe in the east and consists of two marble units, the Gråtådal marble and the Beiardal marble, separated in the south by a kyanite-staurolite-garnet schist sequence. In the extreme south the schist grades into a sillimanite-bearing migmatite. Large areas in the northern part of the Gråtådal Group are underlain by bodies and layers of granitic gneiss. The Sokumfjell Group beneath the Habresåga Nappe occupies the same tectonostratigraphic position in the west as the Gråtådal Group in the east. The group comprises a thick marble sequence which is intruded by intermediate to basic plutonic rocks. Tectonically underlying the Gråtådal Group is the heterogeneous Stabbursdalen Group consisting of mica gneiss, augen gneiss and migmatitic and granitic gneiss containing garnet, kyanite and sillimanite. Structures ascribed to three phases of folding (F1, F2 and F3) have been found in all tectonostratigraphical units. The first phase produced tight to isoclinal folds with a more or less penetrative schistosity, S1. These structures are deformed by tight to rather open F2 folds with NNE-SSW trending axes and axial planar schistosity. The F2 folds control the large-scale outcrop pattern of the area. The third deformation phase produced open WNW-ESE trending folds (F3) without any development of cleavage or schistosity. In the Govddestinden Nappe the main metamorphism, including garnet and staurolite growth, occurred during the F2 deformation, whereas in the underlying units the peak of metamorphism, with crystallization of garnet, staurolite and kyanite, was coeval with the F1 deformation. In the Habresåga and Stabbursdalen units an older sillimanite fabric is ascribed to a pre-F1 deformation and metamorphism. This is probably of the same age as local migmatization in the Stabbursdalen Group which has been dated to be of Precambrian age. The tectonostratigraphic sequence and the main folds (F1 and F2) are transected by the Høgtinden granite which has a Rb-Sr total-rock intrusion age of 440 ± 30 m.y. This age, together with previous radiometric data for other intrusions in the area, indicates an Ordovician age for the F2 folding, while F1 may be significantly older, Cambrian to Early Ordovician. Rb-Sr total-rock dating of pelitic rocks in the Govddestinden Nappe indicates a late Precambrian to Cambrian age for this group. The overall data show that there must be significant differences in age between the various units in the map-area and also that the units have different early deformational and metamorphic histories.

*Bjørge Brattli, Geologisk Institutt, Norges tekniske høgskole, N-7034 Trondheim-NTH, Norway.
Bjørn Tørudbakken, Institutt for geologi, Universitetet i Oslo, Postboks 1047, Blindern, N-0316 Oslo 3.
Present adress: SAGA Petroleum A/S,
Postboks 9, N-1322 Høvik.*

INNHOLD

Innledning	2
Bergartsbeskrivelse	4
Beskrivelse av de tektostratigrafiske enhetene	4
Petrografi	6
Post-tektonisk dypbergart	6
Pre- til syntektoniske dypbergarter	8
Deformerte dypbergarter av ukjent alder	9
Govddestind-dekket	10
Habreså-(Stabben-)dekket	14
Sokumfjellgruppen	16
Gråtådalsgruppen	17
Stabbursdalsgruppen	20
Strukturgeologi	23
Metamorfose	27
Aldersbestemmelser	30
Etableringen av dekkeenhetene	31
Økonomisk geologi	32
Summary	33
Referanser	37
Ekskursjonslokaliteter	37
Ordforklaringer	38

Innledning

Det kartlagte området ligger i Beiardekkekomplekset i Nordland (Fig. 1), nærmere bestemt mellom 66°45' og 67°0' nordlig bredde og 14°13'10" og 14°43'10" østlig lengde. Kartbladet dekker deler av kommunene Beiarn, Gildeskål og Meløy. Feltarbeidet som gikk forut for beskrivelsen og publiseringen ble utført over fire sesonger fra 1980 til 1984. Deler av kartbladet er tidligere kartlagt. Noe av dette materialet er publisert av Rutland (1959) og Nicholson og Walton (1963). Mesteparten foreligger imidlertid som rentegnede kart, rapporter og avhandlinger ved NGU's arkiv. Dette materialet har vært til stor hjelp under bearbeidelsen av det endelige kartbladet. Vi vil dessuten takke M. Gustavson, S. Gjelle og D. Roberts (NGU) som har bidratt med kritisk gjennomlesning av manuskriptet til beskrivelsen og gitt gode råd vedrørende kart og tegnforklaring. D. Roberts har også rettet og forbedret den engelske teksten. Vi vil også takke ansatte ved Geologisk Institutt, NTH og NGU som på en eller annen måte har bidratt praktisk ved utarbeidelsen av kartet og beskrivelsen.

Geografiske hovedtrekk

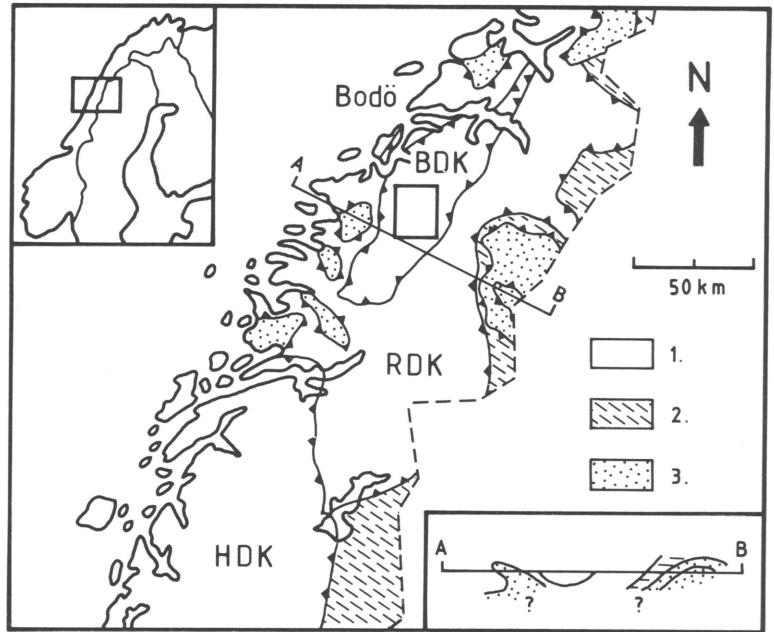
Det kartlagte områdes topografi er preget av dype nord-sør gående daler mellom høye fjell-

partier. De dype dalene, Arstaddalen, Gråtådalen og Beiardalen danner såkalte strøkdaler, dvs. de følger bergartslagene retning. Utformingen av landskapet er i stor grad et resultat av bergartstypene og fordelingen av disse. Strøkdaler følger gjerne partier (bergartslag) i undergrunnen som relativt lett eroderes, mens mellomliggende fjellpartier består av bergarter som er mer motstandsdyktige mot erosjon. Således følger de store dalene marmorsonene som har en nord-sørlig regional utstrekning, mens de høye fjellpartiene mellom dalene består av glimmerskifer og forskjellige magmatiske bergarter. Beiardalen, som er den østligste og frodigste av de store dalene, har en vakker natur. Et godt jordsmonn på begge sider av Beiarelva gir opphav til en relativt tett bebyggelse. Gråtådalen og Arstaddalen er til tross for naturskjønne omgivelser bare bebodd i de ytterste partier. Fjellmassivene mellom dalførene når opp i høyder på 1000-1200 m. De høyeste områdene på kartbladet er Høgtinden med sine 1405 m. Betydelige isbreer finnes på fjellpartiet mellom Gråtådalen og Arstaddalsdammen/Arstadvann. Blotningsgraden i dalsidene og dalbunnen er relativt dårlig, mens de høyereliggende partier har god blotningsgrad. Spesielt godt eksponert er berggrunnen vest for Arstaddalen, hvor dypbergarter og gangbergarter dominerer.

Fig. 1. Oversiktskart som viser tektonostratigrafien i Nordland.

1. De øverste alloktone dekkeenheter. BDK= Beiardekkekomplekset. HDK= Helgelandsdekkekomplekset. RDK= Rødingsfjelldekkekomplekset.
2. Seve-Kølidekkekomplekset
3. Prekambriske krystalline bergarter

Principal tectonostratigraphic units of part of Nordland, north-central Norwegian Caledonides. 1. The Upper alloctonus units: BDK= Beiar Nappe Complex. HDK= Helgeland Nappe Complex. RDK= Rødingsfjell Nappe Complex. 2. Seve-Køli Nappe Complex. 3. Precambrian crystalline complexes



OVERSIKT OVER TIDLIGERE ARBEIDER

Den første geologiske undersøkelsen som dekket Beiarområdet var en beskrivelse av fjellene mellom Saltdalen og Dunderlandsdalen. Rekestad (1913). Deretter ble området dekket av geologisk kartblad 1:250 000 Salta (Rekestad 1929) og 1:250 000 Rana (Holmsen 1932). Senere arbeider fra området i og rundt Beiardistriktet har i hovedsak fokusert på strukturelle og tektoniske aspekter ved geologien. Det første forsøk på en moderne strukturgeologisk syntese i området Sundsfjord - Glomfjord - Beiarområdet ble gjort av Hollingworth, Wells og Bradshaw (1960). Bergartene ble inndelt stratigrafisk fra topp til bunn som referert under.

Vegdalsgruppen
Harefjell gneisgruppe
Sokumfjellgruppen
Øvre Meløygruppe
Undre Meløygruppe
Granittisk grunnfjell

Generelt postulerte de to foldefaser av regional skala for hele området. Den første ble beskrevet som isoklinal og overfoldet. Fasen henger sammen med forskyvninger i stor målestokk. Den andre foldefasen er generelt representert med mer åpne folder som stedvis er ganske tette og overfoldet. Ifølge forfatterne er geometrien av de strukturelle enhetene kontrollert av denne fasen. I 1965 sammenfattet Rutland og Nicholson alle tidligere arbeider og nye data fra nordlige deler av Nordland i en syntese. De diskuterte Hollingworth's stratigrafiske inndeling og kom til at de forskjellige gruppene måtte betraktes som tektonisk betingede enheter og ikke stratigrafiske enheter. Hovedkonklusjonen er at Harefjell gneisgruppe og Sokumfjell marmorgruppe med Vegdals-

gruppen på toppen måtte betraktes som et relativt langtransportert dekke. Beiardekkekomplekset (BDK). Skyvningen har funnet sted under F1-fasen. Enhetene i vest, inkludert grunnfjellsvinduene, måtte betraktes som parautoktone. Mobiliseringen hadde ifølge forfatterne funnet sted under F2-fasen. Beiardekket er i dette arbeidet korrelert med Rødingsfjelldekkekomplekset (RDK). Senere er dette endret av Nicholson og Rutland (1969) som korrelerer Gasakdekkekomplekset (GDK) med RDK i sør. GDK kunne følges vestover under Fauske Marmorgruppe som igjen ligger under BDK. Gjelle (1978) mener imidlertid at RDK har sin posisjon mellom BDK og Fauske Marmorgruppe. Ut fra dette synes det klart at bergartsenhetene som utgjør BDK ligger i en høyere posisjon enn RDK, sannsynligvis i samme tektonostratigrafiske posisjon som Helgelandsdekkekomplekset (HDK). Gustavson og Gjelle (1981) antyder muligheten for at både BDK og HDK er skjøvet østover under F1-fasen. Den regionale metamorfosen er i stor grad senere enn dekkeforflytningen. Dette fører til at eventuelle metamorfe faciesforskjeller og spor av skyvning er vanskelig å dokumentere. Mylonittbergartene, som er karakterisk for grensen mellom HDK og RDK (Ramberg 1967) og som også finnes stedvis under BDK (Gustavson og Gjelle, 1981) antas i såfall å skyldes en reaktivering av de gamle skyvneplanene på et sent stadium under den kaledonske fjellkjedefoldingen (Gabrielsen og Ramberg, 1979).

Av mer detaljerte undersøkelser innenfor kartbladet kan nevnes Rutland (1959), Nicholson og Walton (1963) og Styles (1974). Rutland (1959) beskriver Sokumvatnområdet vest for Beiar. Deformasjonen er representert med to hovedepisoder og en senere episode med forkastning og sprøde-

formasjon. Den første episoden er assosiert med hovedmetamorfosen i området. Det ble dannet overfoldete isoklinale folder om en ØNØ-VSV -lig akse. Det fant også sted en utstrakt bevegelse mellom de litologiske gruppene. Under den andre episoden ble den store nord-sør -gående Sokumvatnsynformen dannet med en slak fallende vestlig foldeflanke og en bratt overfoldet østlig flanke. Rutland nevner også kort dekke-problematikken i området uten å komme med nye synspunkter i den forbindelse. Nicholson og Walton (1963) beskriver strukturgeologien sør for Sokumvatn i området Storglomvatnet/Nævrevatnet. Generelt ble deformasjonen inndelt i tre faser. Den første fasen F1 er isoklinal og har ikke påvirket grensene mellom de forskjellige litologiske gruppene. Den andre foldefasen F2, er representert med regionale folder om Ø-V -lige akser, mens den tredje fasen F3, er representert med store åpne folder om N-S like akser. De to siste fasene har også foldet grensene mellom de litologiske gruppene. De postulerte videre et tektonisk brudd mellom Vegdalsgruppen og underliggende grupper, idet Vegdalsgruppen i sør ligger henholdsvis over Sokumfjellgruppen (som kiler ut) og Meløygruppen. Det er således antydnet at Vegdalsgruppen er en innskjøvet enhet. Styles (1974, 1978) har undersøkt et ca. 30 km² stort område i det nordøstlige hjørne på kartbladet. Styles delte inn bergartene fra topp til bunn i følgende grupper:

Vegdalsgruppen
Gråtådalsgruppen
Stabburdsalsgruppen
Harodalsgruppen.

Bergartsbeskrivelse

Beskrivelse av de tektonostratigrafiske enhetene

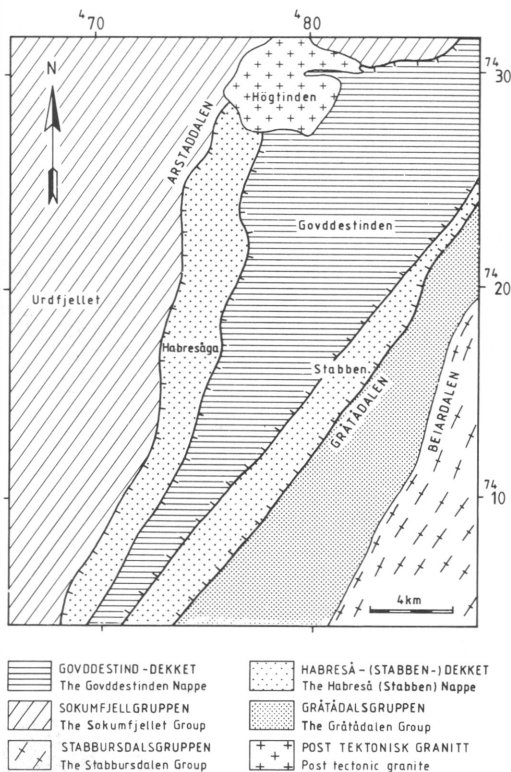
Kartbladets tektoniske inndeling er vist på Fig. 2, og tektonostratigrafien er vist på Fig. 3. Inndelingen av bergartene følger tidligere forfattere med unntak av Vegdalgruppen som er gitt en ny definisjon.

Den øverste tektoniske enheten er Govddestinddekket. Det har en båtliggende form og tynner ut nord for Beiardalen. Det regionale fallet langs grensene i vest og øst indikerer at enheten danner en synformstruktur i stor skala. Vanligvis er grensen mellom Govddestinddek-

Gråtådalsgruppen har samme tektonostratigrafiske posisjon som Sokumfjellgruppen i vest, mens Stabburdsalsgruppen og Harodalsgruppen henholdsvis ligger i samme posisjon som Venstetgruppen (Rutland og Nicholson 1965) og Holstadgruppen (Nicholson og Rutland 1969). Styles skilte ut tre foldefaser i Vegdalsgruppen. Den første fasen F1 er isoklinal. Den er refoldet av tette opprette F2-folder om en sørvestlig stupende foldeakse. F2-fasen kontrollerer storgeometrien i området. F1/F2-fasen blir refoldet av en senere fase, F3, som danner åpne folder om en vestlig stupende akse. Ifølge Styles er den strukturelle utviklingen for Gråtådals-Harodalsgruppen meget lik Vegdalsgruppens-, mens Stabburdsalsgruppen har en lengre og mer kompleks strukturell historie. Styles korrelerer F1 i Vegdalsgruppen med F2 i Stabburdsalsgruppen og mener å kunne skille ut minst en tidligere deformasjonsfase i Stabburdsalsgruppen som ikke finnes i Vegdalsgruppen. Styles (1978) diskuterer også metamorfosen i området. For Vegdalsgruppen ble maksimum metamorfosegrad nådd mellom F1 og F2. Den under del av gruppen er av staurolittgrad. Oppover i gruppen sees imidlertid en gradvis avtakende metamorfose via granatgrad til biotittgrad øverst. Isograden er ifølge Styles parallell med Vegdalsgruppens begrensning og er foldet av F2. Harodalsgruppen er av samme metamorfosegrad som Vegdalsgruppen (biotittgrad), mens Stabburdsalsgruppen til forskjell har en pre F1 sillimanitt tekstur overpreget av en biotitt/granat foliasjon. Konklusjonen er at Stabburdsalsgruppen har vært utsatt for en tidligere deformasjon og høy grads metamorfose før bergartene i de andre gruppene ble deformert og metamorfosert.

Fig. 2. Kartblad Arstaddalen. Viser den regionale utbredelsen av de forskjellige tektonostratigrafiske enhetene på kartbladet

Map of Arstaddalen showing the regional distribution of the different tectonostratigraphic units of the map-area.



Under Govddestind-dekket ligger tilnærmet symmetrisk, Habresåenheten i vest og Stabbenheten i øst. Disse danner et 2-3 km bredt belte som kan følges fra kartbladets kant i sør og til kartets nordlige begrensnings, hvor enhetene synes å tynne ut forholdsvis brått på begge sider av Govddestind-dekket. Litologisk er det ingen forskjell på Habreså- og Stabbenheten. De antas derfor å utgjøre samme bergartssekvens i hva vi kaller Habreså-(Stabben-)dekket. Den symmetriske uttynningen/diskordansen på begge sider av Govddestinddekket støtter denne tolkningen.

Under Habresådekket ligger Sokumfjellgruppen. Denne består av en mektig marmorsekvens som strekker seg fra kartbladets kant i sør til kartets begrensnings i nord. I nordvest er marmoren sterkt preget av gjennomskjærende sure til intermediære ganger (rundt intrusivene). Ganghyppigheten er stedvis så stor at berggrunnen domineres av ganger. Ved lokalitet (680 055) danner dolomitt det øverste laget i Sokumfjellheten. Internt i dolomitten sees markante ganger av hydrotermal kvarts som "stryker" normalt på bergartsstrøket og kuttet tvert av mot grensen til Habresådekket.

Under Stabbendekket i øst ligger Gråtådalsgruppen i samme tektonostratigrafiske posisjon som Sokumfjellgruppen. Gråtådalsgruppen består av to marmorsekvenser, Gråtådalsmarmoren og Beiardalsmarmoren som i sør er skilt av en glimmerskifer/gneis sekvens. I nord tynner glimmerskiferen ut og de to marmorhorisontene stryker mot hverandre. Lenger nord, på kartblad Misvær synes Gråtådals-/Beiardalsmarmoren å løpe sammen med Sokumfjellmarmoren der Govddestinddekket tynner ut. En sikker ombøyning rundt Govddestinddekket er imidlertid ikke stadfestet i felt, Solli (pers. medd.).

Tektonisk under Gråtådalsgruppen ligger Stabursdalsgruppen. Denne danner det sørlige hjørnet av kartbladet og består av gneiser, øyegneiser, granittisk gneis og migmatittisk gneis. De granittiske gneisene opptrer som lag som har dannet typerlige ledehorisonter ved kartleggingen.

Petrografi

Litologien i de forskjellige enhetene/gruppene er beskrevet fra topp til bunn. Nummeret i parentes bak hvert bergartsnavn refererer til fargen på kartbladet. Nedenfor er det generelle skjema for disposisjon av petrografibeskrivelsen.

- Makroskopisk beskrivelse
 - Utbredelse
 - Utseende og strukturer (feltbeskrivelse, farge, strukturelementer, deres relasjon)
- Mikroskopisk beskrivelse
 - Mineralinnhold (hovedmineraler, aksessorier, klassifisering)
 - Mikroteksturer (kornstørrelse, teksturer, mineralorientering)
 - Mineralbeskrivelse (generell beskrivelse av bergartens mineraler og deres innbyrdes forhold)

Avhengig av tilgjengelige opplysninger er denne disposisjonen avveket for enkelte bergarter.

Post-tektonisk dypbergart

Porfyrisk granitt (2)

I områdene rundt Svarttinden, Høgtinden og Klumpen på nordlige deler av kartbladet dekker granitt et ca. 20 km² stort område. Granitten opptrer både som gangsvermer og som større homogene partier. Internt i bergarten finnes store og små fragmenter av glimmerskifer, lagdelt skifer, dioritt og marmor (Fig. 5). Ofte er fragment-tettheten så stor at granitten må karakteriseres som en magmatisk breksje. Dette komplekset skjæres av tynne ganger med en grovkornet nærmest pegmatittisk tekstur. Granitten består av to varianter. Den dominerende typen har biotitt og er relativt grovkornet. En lysere finkornet variant synes å opptre som ganger og større partier i den første. Begge variantene opptrer med rektangulære fenokrystaller av feltspat opptil 5 cm store. Granitten har intrudert etter de penetrative deformasjonsfasene F1 og F2. Bergarten skjærer også den tektonostratigrafiske lagpakken. En sen deformasjon i form av sprekker og mindre forkastninger er vanlig i bergarten.

Den mørke varianten består av kvarts, plagioklas, mikroklin, lys glimmer, biotitt, epidot, små mengder hematitt, titanitt, rutil, zirkon og ertser. Se forøvrig Tabell 1, slip nr. 0.9 og Fig. 6.



Fig. 5. Inneslutninger av den lagdelte bergarten (fra Govddestind-dekket) i Høgtindengranitten.

Fragments of the layered rock sequences (from the Govddestinden Nappe) in the Høgtinden granite.

Den lyse varianten består av kvarts, plagioklas, mikroklin, lys glimmer, små mengder av granat, zirkon, titanitt, hematitt og biotitt. Bergarten er homogen med hensyn til mineralfordeling, dvs. det er ingen orientering av mineralene som kan settes i forbindelse med duktil deformasjon. Stedvis sees mikrosprekker som kan inneholde kloritt.

Kvarts opptrer som middels store korn spredt i slippet. Kornene har en kraftig undulerende utslukning.

Plagioklas opptrer som sonerte hypidiomorfe korn, vanligvis med skarpe tvillinger.

Mikroklin forekommer i bergarten som idiomorfe til hypidiomorfe fenokrystaller ofte med inneslutninger av andre mineraler. I kontakt med plagioklas sees en utstrakt myrmekittisering.

Biotitt opptrer spredt i bergarten. Kornene er pleokroittiske brune til lyse gule. Stedvis sees en begynnende omvandling til kloritt.

Lys glimmer forekommer i bergarten som sericitt langs kantene til feltspat eller som større lepidoblaster i bergarten.

Epidot opptrer aksessorisk i tilknytning til biotitt. Kornene er sonert.

Titanitt, zirkon, kloritt og erts opptrer alle aksessorisk i bergarten.

PRØVE NR.	0.9	18.83	19.83	20.83	21.83	13.83	14.83	11.81
Kvarts	30.4	23	41.9	10.4	13.7	13.1	14.8	27.1
Plagioklas	34.4	46	35.3	56.0	43.8	48.5	58.3	1.1
Alkalifeltspat	23.2	8	14.2	2.9	1.2	26.9	1.7	66.6
Biotitt	6.3	21.6	7.2	26.1	27.0	9.9	22.6	+
Lys glimmer	4.5	+	1.0	2.2		1.4	0.7	+
Amfibol					11.1			0.5
Epidot	0.8	0.4	0.1	0.5	1.4	0.2	+	
Titanitt	+	1.0		1.7	1.9		1.9	0.3
Zirkon	+	+	+			+	+	
Kloritt	+	+	+					+
Apatitt		+						
Opake mineraler		0.1	+	+	+			
Pyroksen								4.3

+ = forekommer i slipp bare som aksessorisk mineral

Tabell 1. Modalanalyser av dypbergarter. Basert på punkttelling i slipp (ca. 600 p.).

Modal analyses of intrusive rocks based on point-counting in thin-sections.

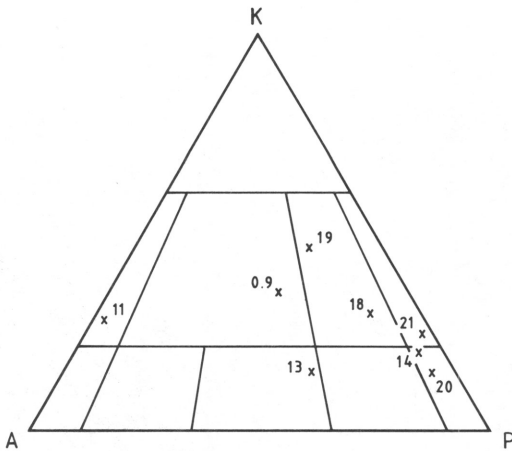


Fig. 6. Intrusive bergarter innenfor kartbladet klassifisert etter Streckeisen (1976). A= alkalifeltspat. P= plagioklas. K= kvarts.

The intrusive rocks of the map-area classified after Streckeisen (1976).

Pre- til syntektoniske dyppergerarter

I nordvesthjørnet av kartbladet utgjør dypperbergartene et ca. 40 km² stort område. I nord er sekvensen ca. 6-7 km bred, mens den smalner av eller svinger vestover og ut av kartbladet sør for Sokumvatn. Bergartskomplekset består i overveiende grad av en lys porfyrisk dypperbergart av granodiorittisk til kvartsmonzonittisk/kvartsmonzo-diorittisk sammensetning og en mørkere variant av tonalittisk til kvartsdiorittisk sammensetning (se under). Relasjonen mellom de forskjellige varianter er meget komplisert og det er ikke fullstendig klarlagt hvordan de forskjellige bergartene har intrudert i forhold til hverandre. Som et generelt trekk synes imidlertid de lyse porfyriske variantene å være yngre enn (dvs. å ha intrudert i) de mørke intrusivene. Se forøvrig s. 31. Ganghyppigheten i de omliggende bergartene i vest er meget stor som tegnsymbolene på kartet viser, og egentlig er det et definisjonsspørsmål hvor grensen mellom dypperbergerter og sedimenter skal trekkes. Når grensen er valgt slik den er på kartbladet er dette i samsvar med tidligere publiserte kart av Ackermann og Rutland (1959), se Rutland (1959). En siste intrusiv fase som skjærer alle andre varianter er representert med relativt tynne (0.5-1 m mektige) ganger av samme type som beskrevet i Høgtindområdet lengre øst (se s. 7) og antas å være ekvivalent med denne i tid.

Granodioritt til kvartsmonzonitt (3)

I felt er det vanskelig å skille de forskjellige lyse porfyriske dypperbergartene fra hverandre. Den typiske varianten har 1-3 cm store fenokrystaller av feltspat i en middelskornet matris. Generelt er bergarten grå på forvitret overflate og lys grå ofte med antydning til et rosa skjær i friskt brudd. Bergarten har ingen tydelige penetrative strukturelementer som skiffrighet eller lineasjoner.

Det er mikroskopert tre slip, nr. 13.83. 18.83 og 19.83. Se Tabell 1 og Fig. 6. Bergarten opptrer uten synlig skiffrighet eller mineralorientering (eugranittisk). Kornteksturen er generelt ustabil med hypidiomorfe til allotriomorfe korn-grenser.

Kvarts opptrer både som enkeltkorn mellom feltspatkornene og som monomineralske aggregater. Kornene er sterkt undulerende med buet til takkete grenser. I noen tilfeller sees dannelse av nykorn langs "gamle" korn-grenser.

Plagioklas forekommer som svakt sonerte korn med en kjerne som inneholder meget finkornet epidot (saussuritt). Langs krystallografiske plan i plagioklasen sees vekst av muskovitt. Kornassosiasjon med kvarts og kalifeltspat viser en utstrakt myrmekittisering.

Mikroclin opptrer både som fenokrystaller og i aggregatkorn. I noen tilfeller forekommer den med flekkpertitter av plagioklas. Den har også plagioklaskorn som vanlige inneslutninger.

Biotitt forekommer spredt i bergarten. Kornene er pleokroitisk brun til lys gul. Som Tabell 1 viser varierer biotittinnholdet betraktelig, noe som fører til at den porfyriske varianten lett forveksles med tonalitt/kvartsdioritt i felt (se under). Biotitten er svakt klorittisert.

Tonalitt til kvartsdioritt (4)

Den "typiske" tonalitt-kvartsdioritten er i felt mørk grå av farge, middelskornet og med en jevn kornstruktur. Bergarten har en definerbar skiffrighet, selv om denne ikke er utpreget. Det viser seg imidlertid at prøver som i felt ligner svært på granodioritt/kvartsmonzonitt ved nærmere undersøkelse plottes i kvartsdioritt-tonalitt feltet. Utseendemessig er disse lysere enn den "typiske" varianten beskrevet ovenfor.

Kornstørrelsen er middels til grov og de lyse mineralene opptrer i aggregater, og i noen tilfeller som små fenokrystaller. Variantene har ingen definerbar foliasjon. Disse er i felt kartlagt sammen med granodioritt-kvartsmonzonitt. Det vil si at kartsymbol 4 representerer den "typiske" tonalitt-kvartsdioritten, mens kartsymbol 3 representerer en blanding bergarter med modal sammensetning fra granodioritt til kvartsmonzonitt/kvartsdioritt.

Det er mikroskopert 3 prøver, nr. 14, 20 og 21. Mineralogien er vist i Tabell 1 og modalsammensetningen i Fig. 6. Den "typiske" varianten som er utskilt med symbol 3 i felt er representert med prøve nr. 21. Slipstudier av den "typiske" varianten viser at kornene er hypidiomorfe til idiomorfe med en fin til middelskornet tekstur. Korngrensene er skarpe og jevne. En tydelig foliasjon defineres av orientert biotitt og elongert kvarts. Prøvene 14 og 20 viser en mineralogisk sammensetning som er svært lik prøve 21. Kornene er imidlertid hypidiomorfe til allotriomorfe med en middelskornet tekstur. Det er heller ingen synlig orientering av mineralene i disse slipene.

Kvarts opptrer spredt som undulerende korn. I slip 21 er korngrensene rette til svakt buete, mens i slip 14 og 20 er korngrensene diffuse. Subkorn og nykorndannelse langs grensene er meget vanlig.

Plagioklas opptrer med både karlsbader- og albitt-tvillinger. I slip 21 er tvillingene skarpe, mens slip 14 og 20 viser uskarpe tvillinger. Kornene er vanligvis sonerte.

Mikroklin forekommer spredt i bergarten. I slip 14 og 21 sees en utstrakt myrmekittetekstur. Korngrensene er meget diffuse i disse tilfeller.

Biotitt forekommer som lepidoblastiske til nematoblastiske korn spredt i bergarten. I slip 21 er kornene parallellorientert.

Amfibol finnes bare i slip 21 (mørk variant). Kornene opptrer i assosiasjon med biotitt. Egenfargen er brungrønn i tverrsnitt og olivengrønn til brungrønn i lengdesnittet. Inteferensfargen er 2. ordens blågrønn.

Lys glimmer opptrer som sericitt (sekundært dannet på feltspat) og sees bare i slip 14 og 20.

Deformerte dypbergarter av ukjent alder

Alkalirik granittisk gneis (5)

I kartbladets sørøstlige deler finnes flere atskilte sekvenser granittisk gneis. Sonene er konkordante med omliggende bergarter, foldet og deformert av hoveddeformasjonen. I sørøstlige deler av Stabbursdalsgruppen utgjør granittisk gneis anslagsvis 20-30% av bergartene på kartbladet. I nordlige deler av Gråtådalsgruppen finnes granittisk gneis fra Kyskmoen og nordover mot kartbladets østre kant. Sonene er 400-500 meter mektige i nord, men "fingrer" ut i sør i flere tynnere soner. Bergarten har en mørk farge på forvitret flate og en lysere grå farge i friskt brudd. Vanligvis har bergarten ingen utpreget skifrihet, men i partier med glimmermineraller sees en foliasjon.

Mineralinnholdet er vist i Tabell 1 og Fig. 6. Bergarten er fin til middelskornet. Kornene er hypidiomorfe. En foliasjon er definert ved orienterte slirer av kvarts.

Kvarts opptrer som svakt undulerende korn både i matriks og i aggregater. Kornene danner ofte 120° trippelpunkt.

Alkalifeltspat danner aggregater i bergarten. Korngrensene er rette og 120° trippelpunkt er vanlig.

Plagioklas opptrer spredt i bergarten mellom alkalifeltspatkornene.

Klinopyroksen opptrer i små klynger i assosiasjon med alkalifeltspat og små mengder amfibol.

Metagabbro (6)

Bergarten danner en ca. 0,5 km² stor "kropp" i sørlige kant av Høgtindgranitten. Bergarten danner en markant topp i terrenget og er av form nærmest sirkulær. Overflaten er mørk og uten vegetasjon. I perifer deler av gabbroen sees en tydelig skifrihet. Denne avtar innover mot kjernen. Slipstudier av bergarten foreligger ikke.

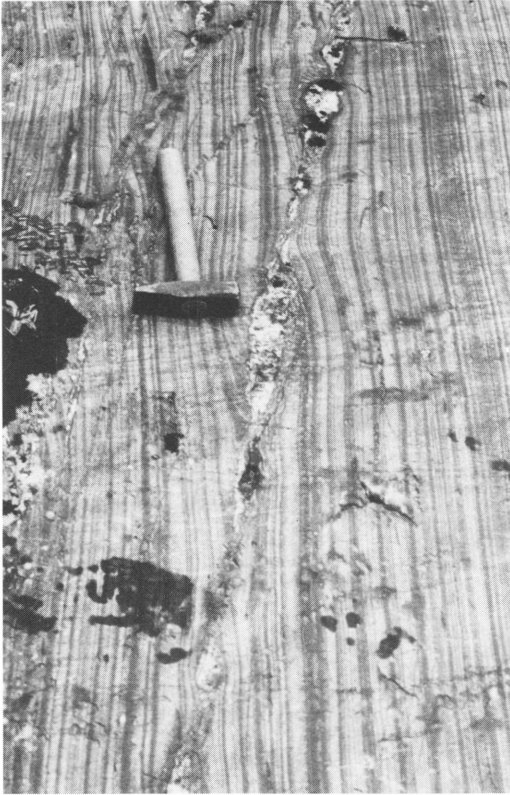


Fig. 7. Typisk bergart i Govddestind-dekket.

Typical rock in the Govddestinden Nappe.

Govddestind-dekket

Dekket består av en ensformet lagdelt bergarts-sekvens med noen tynne marmorhorisonter i nordøst.

Lagdelt bergart (7)

Generelt er den lagdelte bergarten karakterisert av en utholdende vekslning mellom mørke og lyse lag (Fig. 7). Lagene er for det meste lett observerbare og varierer i mektighet fra noen millimeter til 1-2 m. Overgangen mellom de forskjellige lagene er vanligvis skarpe, men kan i noen tilfeller være diffuse (se under). Båndingen kan dessuten være "forstyrret" av tynne kvartsårer eller lenser som delvis ligger parallellt båndingen og delvis skjærer den (Fig. 7). Bergarten har en skifrighet som er en kombinasjon av S1 og S2 foliasjonen (se s. 24). Skifrigheten er best utviklet i de glimmerholdige

lagene hvor lys glimmer, biotitt og granat vanligvis er orientert parallellt laggrensene. Inn mot foldeombøyningene til mesoskopiske F2 folder sees imidlertid biotitt og granater å vokse på tvers av lagningen (So), parallellt akseplanet til F2-foldene. Dette fører til en diffus overgang mellom lagene (Fig. 8). Bergarten er vanligvis finkornet til meget finkornet og bare granater, biotitt og staurolitt kan sees med det blotte øye. I noen lag er det mulig å observere en korngradering, mens andre lag er homogene mhp. kornstørrelse. Enkelte lag kan ha et glinsende grønnlig skjær og bergarten kan på grunn av farge og kornstørrelse minne om fyllitt.

Lagene kan deles inn i:

1. *Mørk granatglimmerskifer* som består av anslagsvis 30% kvarts, 20-30% biotitt, 5-10% lys glimmer, 10-15% granat, 0-5% staurolitt, små mengder plagioklas og apatitt.
2. *Muskovittkvartsskifer* som består av anslagsvis 50-60% kvarts, 20-30% lys glimmer, små mengder plagioklas og opake mineraler.
3. *Amfibolittiske lag*, som består av anslagsvis 70-80% amfibol, 15-20% plagioklas, 5-10% biotitt, små mengder rutil, titanitt og apatitt.

De lyse lagene (2) har en meget finkornet tekstur, mens de mørke lagene (1) og amfibolittlagene (3) har en fin- til middelskornet tekstur. Foliasjonen i bergarten defineres ved nematoblastisk lys glimmer, biotitt og tynne slirer av kvarts. Foliasjonen er parallell med lagningen. I prøver tatt nær F2 ombøyninger sees en kruskløv som stedvis utvikles til penetrativ akseplanskifrighet. Biotitt og lys glimmer reorienteres og danner en skjærende foliasjon S2. Den opprinnelige lagningen, So, kan likevel sees ved vekslende mineralinnhold (Fig. 9).

Kvartsen opptrer som små (0.1-0.4 mm) korn vanligvis med rette korngrenser og 120° trippelpunkt. Større korn viser som oftest en svak undulerende utslukning.

Plagioklasen opptrer vanligvis uten tvillinger og kan være vanskelig å bestemme både kvantitativt og kvalitativt. Imidlertid tyder brytningsindeksmålinger på en oligoklas/andesin.

Lys glimmer opptrer som meget finkornet nematoblaste i bergarten. Den kan også fore-

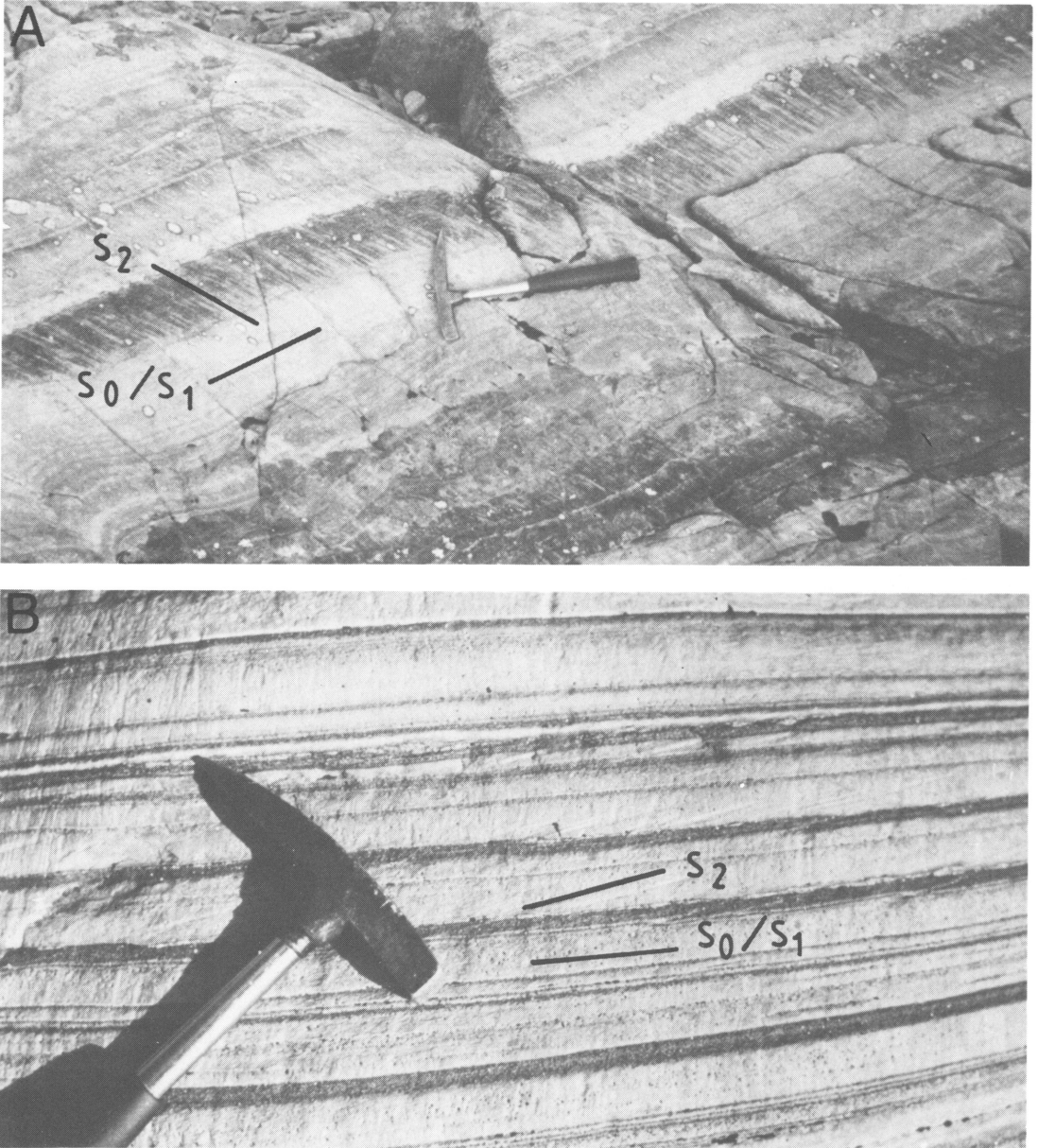


Fig. 8. Forholdet mellom S2-foliasjonen og lagningen (So) i Govddestind-dekket. Granat og glimmer definerer S2-foliasjonen. A viser relasjonen mellom So og S2 i en regional F1-foldecombøyning, B viser forholdet mellom So og S2 på flankene til en regional F1-fold.

The relationship between S2-foliation and layering (So) in the Govddestinden Nappe. Garnet and mica define the S2-foliation. A: The relationship between So and S2 in a regional F1-fold closure. B: The relationship between So and S2 on the flanks of the regional F1-fold.

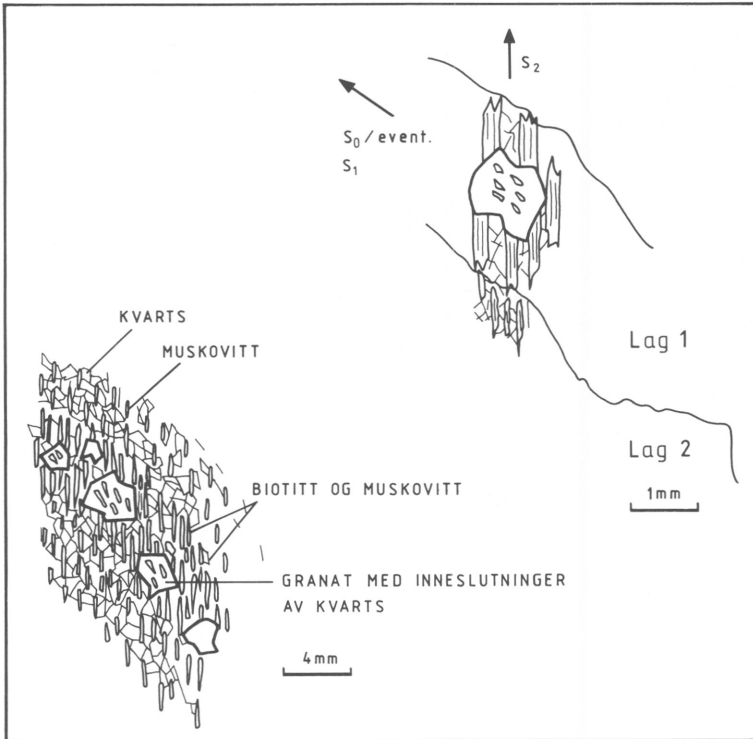


Fig. 9. Lagdelt bergart i Govdestind-dekket. Lagene er definert ved forskjellig mineralogi og tekstur. Muskovitt, biotitt og granat definerer S₂-foliasjonen, mens inneslutninger av kvarts i granat er orientert parallellt S₀/S₁. Granat er vanligvis konsentrert i de glimmerrike lagene.

Layered rock in the Govdestinden Nappe. The layers are defined by different mineralogy and textures. Muscovite, biotite and garnet define the S₂-foliation, while inclusions of quartz in garnet are parallel to S₀/S₁. Garnet is concentrated in the mica-rich layers.

komme som hypidiomorfe middels kornete lepidoblaster, spredt og uorientert i forhold til lagning/skiffrighet i bergarten. Denne varianten er mindre vanlig.

Biotitt er pleokroitisk brun til lys gulbrun. Kornene er stedvis sterkt klorittisert. I nærheten av staurolitt omdannes den til lys glimmer og kloritt.

Granat er vanlig i de mørke lagene, men er også sett i de lyse. Granaten er hypidiomorf til idiomorf. Kjernen er vanligvis poikilitisk med tette inneslutninger av kvarts. Randsonen er uten inneslutninger og kutter glimmeren også i S₂-foliasjon. Kvartsinneslutningene i granaten har en orientering som er parallell med S₀ (se Fig. 9).

Staurolitt er bare observert i vegskjæringen ved Storjord. Kornene opptrer som middels kornete porfyroblaster tett gjennomsett av små kvartsinneslutninger som er orientert parallellt med S₀. Staurolitten er delvis "innpakket" i en matriks av biotitt og delvis skjærende biotittfoliasjon.

Amfibol opptrer i de amfibolittiske lagene. Kornene er pleokroitisk lys grønne til blågrønne. Stedvis er kornene relativt sterkt omvandlet til kloritt.

Amfibolittiske lag med fragmenter er observert tre steder i den lagdelte sekvensen i Govdestind-dekket. Ved lokalitet (869 312), (876 318) og (876 254). Lagene opptrer som 2-3 m mektige benker som ved første øyeblikk synes å være homogen amfibolitt. Ved nærmere studier sees lagene å bestå av små og store fragmenter i en finkornet matriks. Alle fragmentene er av basisk sammensetning og kan bare skilles fra matriks ved en noen grovere korntekstur og en litt mørkere blågrønn farge enn hva tilfellet er for matriksen. Fragmentene kan være runde, eller kantet. Mange viser en avlang form, mens andre igjen opptrer som "boller". Størrelsen varierer fra såvidt synlig til 1-1,5 m i snitt. Det er ikke observert noen form for sortering eller orientering av fragmentene. I noen tilfeller opptrer fragmenter på grensen mellom amfibolittlaget og omliggende bergart, delvis omgitt av grensbergarten (Fig. 10). Den opprinnelige form og posisjon synes ikke å ha blitt forstyrret, til tross

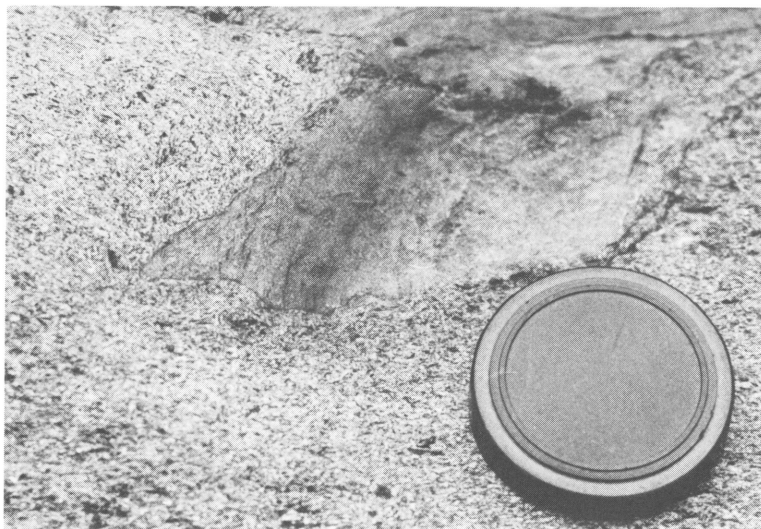


Fig. 10. Basisk fragment i amfibolitt (869 312).

Fragment of mafic rock in amfibolite.

for at bergartssekvensen har vært utsatt for tett folding. Et meget egnet sted for å studere fragmentlagene er lokalitet (869 312) hvor et lag er eksponert ved Beiarelvass bredd.

Bergarten består av anslagsvis 50-60% amfibol, 20-30% plagioklas, 10-20% biotitt og små mengder rutil, titanitt og apatitt. Mineralene er finkornet (matriks) til middelskornet (fragment), og opptrer uten orientering. Det er ingen mineralogisk forskjell på matriks og fragment.

Amfibolen opptrer med en idiomorf til hypidiomorf kjerne med en påvokst randsone. Kjernen er gjennomsatt av et meget finkornet aggregat av små korn, som gjør kjernen tilnærmet opak. Den påvokste randsonen har ikke disse inneslutningene og grensen mellom den tidligere amfibolen og den påvokste amfibolen er meget skarp. Kjerneamfibolen har en grønn til brungrønn egenfarge i lengdesnittet, og maksimum interferensfarge på overgangen mellom 1. og 2. orden, mens den påvokste amfibolen har en svak grønn til gulgrønn farge i lengdesnitt, med maksimum interferensfarge av 2. orden blågrønn. Dette indikerer en vanlig hornblende med en påvokst aktinolitisk randsone.

Plagioklas opptrer med ujevne (hypidiomorfe til allotriomorfe) korn grenser. Kornene er dif-

fuse med uskarpe tvillinger. Et karakteristisk trekk er mange inneslutninger av meget finkornet sekundær plagioklas (runde og avlange korn) som har dannet kjerner og vokst langs krystallografiske plan internt i den gamle plagioklasen og er i ferd med å erstatte denne.

Biotitt opptrer i assosiasjon med amfibolen både som inneslutninger og som intim sammenvekst med amfibol. Biotitt finnes også som uorienterte inneslutninger i plagioklas.

Kalkspatmarmor (8)

Rene kalkbergarter er meget sjelden i Govdestind-dekket og bare observert på Osfjellet. Lagene er tynne, sjelden over 50-100 m. Ifølge Styles (1974) representerer lagene isoklinale folder (se s. 25). Dette har imidlertid vært vanskelig å stadfeste. Lagene har tjent som gode ledehorisonter for å kartlegge F2-foldene i området. I nordøst der lagene ender opp, sees en gradvis overgang til amfibolittlag i den lagdelte skiferen. Marmorlagene viser ofte en intern bånding som består av rene kalkspatbånd (95% kalkspat) i veksling med kalksilikat-glimmerbånd. Bergarten er fin- til middelskornet. Små glimmerkorn gir bergarten stedvis en foliasjon. Marmorlagene består anslagsvis av 90-99% kalkspat, små mengder lys glimmer og kvarts. De urene kalkglimmerlagene (kalksilikatlag) består anslagsvis av 50-60% karbonat, 5-10%

biotitt, 0-15% aktinolit/tremolit, 5-10% kvarts, 0-5% muskovitt, 0-5% epidot, plagioklas og kalifeltspat.

Habreså-(Stabben-)dekket

Stabbenheten består av glimmerskifer, mens Habresåenheten består av glimmerskifer med noen tynne lag av marmor og kvartsitt. Et viktig trekk ved marmorlagene er at de synes å stryke diskordant mot grensen til Sokumfjellgruppen (vest for Arstaddalsdammen).

Glimmerskifer (9)

For det meste er glimmerskiferen homogen. En mindre utpreget veksling mellom lyse kvartsfeltspatrike bånd og mørke biotittrike bånd sees enkelte steder. Båndtykkelsen er vanligvis 5-10 cm. Bergarten har en vel utviklet skifrihet som er parallell med den stedvise lagningen. Skifriheten er definert av biotitt, lys glimmer + granat + sillimanitt. Dette mineralselskapet er foldet av F2-fasen. Slirer av kvarts er også vanlig og parallell skifriheten. Bergarten har en fin til middelskornet tekstur og bare de ovenfornevnte mineraler kan sees med det blotte øye. Bergarten er brun til grålig på overflaten. Vekst av aluminium-silikater kan stedvis gi bergarten en knudrete overflate (typelokalitet øst for Arstaddalsdammen).

Bergarten består anslagsvis av 30-50% kvarts, 20-30% biotitt, 0-20% lys glimmer, 0-15% klinozoisitt/zoisitt, 0-3% sillimanitt, 0-5% disten, 0-5% staurolitt, 0-10% granat, små mengder plagioklas, titanitt, kloritt og opake mineraler. Bergarten har for det meste en jevnkornet tekstur hvor mineraler som glimmer, Al-silikater og elongerte slirer av kvarts definerer foliasjon. I prøver fra Habresådekket (øst av Arstaddalsdammen) sees staurolitt, disten og sillimanitt (fibrolitt) i samme assosiasjon. Alle mineralene er mer eller mindre orientert parallellt foliasjonen. Disten og staurolitt er poikilitisk. Disten er idiomorf og vokser over fibrolittkornene. I områdene rundt Høgtindgranitten sees en sen fase sillimanitt. Denne er lett å skille fra den fibrose sillimanitten, idet den vokser over alle andre mineraler. Fasen settes i forbindelse med intrusjon av Høgtindgranitten.

Kvarts opptrer ofte i en granoblastisk mosaikk (kvartsslirene) med jevn kornstørrelse og 120°

trippelpunkt. Spredt i bergarten opptrer den med svak undulerende utslukning og med buete korngrenser.

Biotitt opptrer som nematoblastiske korn stort sett parallellorientert. Kornene er pleokroitisk brun til lys brun. I noen tilfeller er kornene svakt omvandlet til kloritt.

Lys glimmer forekommer vanligvis i assosiasjon med biotitt som parallellorienterte nematoblastiske korn. En senere poikiloblastisk fase med inneslutninger av kvarts opptrer uorientert i bergarten.

Zoisitt er sett i betydelige mengder i noen slip. Kornene er jevnstore, meget finkornete og opptrer spredt i bergarten. Interferensfargen er frisk blå (anomal 1. orden) og kornene har rett utslukning.

Sillimanitt opptrer som nevnt i to konfigurasjoner:

- som idiomorfe korn i grenseområdet til Høgtindgranitten
- som fibrolitt i glimmerskiferen

I det første tilfelle sees sillimanitten å danne tog av korn som vokser over, og med høy vinkel til skifriheten. I det andre tilfelle opptrer den som aggregater av fibrolitt, overvokst og delvis erstattet av disten.

Disten opptrer nesten alltid i assosiasjon med sillimanitt, men er også sett i prøver uten sillimanitt. Kornene er idiomorfe til hypidiomorfe, og ofte poikilitiske.

Staurolitt er relativt vanlig i de fleste slip fra både Stabbenheten og Habresåenheten. Kornene er vanligvis allotriomorfe og opptrer med inneslutninger av kvarts. I noen tilfeller sees idiomorfe krystaller med tvillinger.

Granat forekommer i varierende mengde. Partier av bergarten kan være helt granatfri, mens andre partier har et relativt høyt innhold av granat. Kornene er som regel idiomorfe og fra fin- til middelskornete. Granaten kan opptre med inneslutninger av staurolitt.

Marmor (10)

Marmorlagene i Habresåenheten kan følges fra

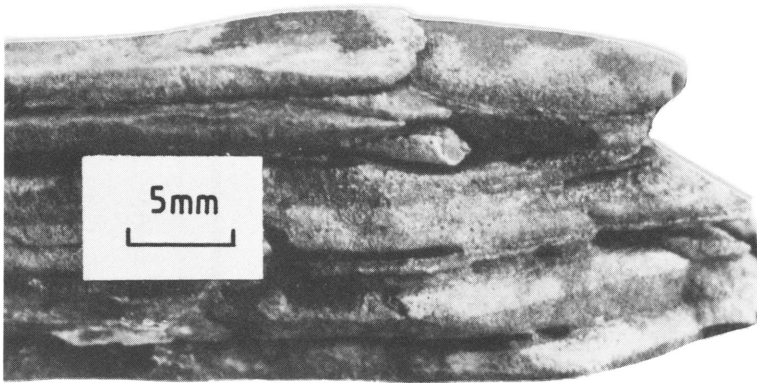


Fig. 11. Kvartskonkresjoner i marmorlag (708 099).

Concretions of quartz in marble.

Høgtindgranitten og sørover mot Arstaddalsdammen. De fleste sonene synes å stryke diskordant mot Sokumfjellmarmoren. Hvorvidt de virkelig gjør det, eller om de tynner ut i fjell-

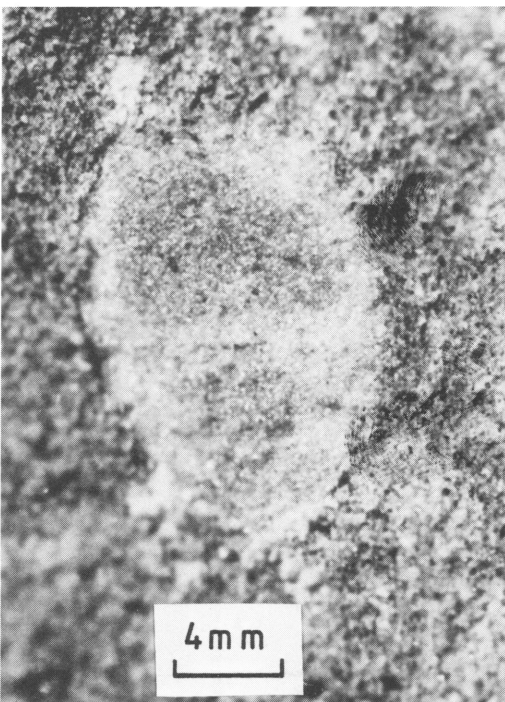


Fig. 12. Snitt i kvartskonkresjon. Ytterst sees en lys randsoner som består av ren kvarts, mens den mørkere kjernen består av kvarts "forurenset" av epidot og karbonat.

Cross-section through a quartzconcretion, showing an outer, light, marginal zone which consists of quartz and a core composed of quartz with small amounts of carbonate and epidote.

siden ned mot Arstaddalsdammen har ikke vært mulig å fastslå med sikkerhet på grunn av topografiske hindringer. Det øverste marmorlaget i enheten kan imidlertid følges fra Høgtindgranitten i Habresådalen og er antagelig samme horisonten som er kartlagt fra lokalitet (716 110) til 779 toppen hvor den ender opp. Lagene er alle tynne, fra 2 til 50 m i mektighet. Lagene er vanligvis båndet, dvs. de har en utholdende veksling mellom rene karbonatlag og "forurenset" glimmerholdige lag. Båndtykkelsen er fra 1-5 cm. Lagene er finkornete og grålig (karbonatlagene) til mørk grålig (glimmerkarbonatlagene). I sekvensen som er kartlagt fra lokalitet (716 110) til 779 toppen, sees en intens veksling mellom mørke og lyse bånd. Internt i båndene og på lagflatene sees store og små utvitrede sigarformete konkresjoner. Konkresjonene varierer i størrelse fra såvidt synlige til 10-15 cm lange og 2-4 cm i tverrsnitt (Fig. 11). De kan opptre enkeltvis eller flere stykker sammen. Hyppigheten varierer, men stedvis kan konkresjonene utgjøre 5-10% av totalbergarten. Konkresjonene har i snitt en lys randsoner og en mørk grålig kjerne. Alle synes å ha samme morfologiske oppbygning. I noen sees en indre tekstur i form av en "vegg" som har samme farge som randsonen (Fig. 12). Konkresjonene kan muligens representere fossiler.

Marmorlagene består av 80-90% kalkspat med varierende mengder glimmer/epidot mineraler i de mørke båndene. Konkresjonene består av 98% kvarts mens resten er opake mineraler, epidot og karbonat. Ytterst sees en sone med ren kvarts, deretter en sone hvor opake minera-

ler er konsentrert. Kjernen består av meget finkornet polygonal kvarts, med aksessoriske mengder karbonat og epidot.

Kvartsitt (11)

Lag av kvartsittisk sammensetning er først og fremst observert i Habresåenheten. De er meget tynne (1-2 m) og av relativt liten utholdenhet.

Sokumfjellgruppen

Enheten består av foruten dyppergartene i vest, av kalkspatmarmor, glimmerskifer og kvartsitt.

Marmor (12 og 13)

Bergarten danner et 5-6 km bredt belte i nord som vider seg ut sørover mot kartets sørvestlige hjørne. I nord på kartbladet stryker marmoren nord-sør med relativt steilt fall. På sørlige deler av kartbladet svinger den i NNØ-SSV-lig retning og flater ut. Marmorens utseende i felt er noe varierende. For det meste opptrer den som en gråbrun variant med en middels- til småkornet tekstur og tilsynelatende massiv. Stedvis er det også sett soner med hvit, grovkrystallinsk marmor. Marmor med dolomittisk sammensetning er observert på Brattfjellet (sørvest for Nævervatn) og på nordlige Sokumfjell. Det er også observert dolomittmarmor som strekker seg fra kartbladets kant i sør langs dalen forbi Lille Storglomvatn hvor horisonten ender opp. Internt i denne dolomitten sees relativt mektige ganger av hydrotermal kvarts (1-2 m mektige) som løper normalt på strøket og kuttes av mot glimmerskiferlagene over. Det er ikke overalt skjelnet mellom dolomittmarmor og kalkspatmarmor på kartbladet, men kvantitativt dominerer kalkspatmarmor og utgjør anslagsvis 90-95%. Stedvis opptrer partier med en utstrakt veksling mellom tynne (1-2 cm) marmorbånd og mørke glimmerrike bånd. I nærheten av glimmerskiferersoner opptrer ofte kalksilikatagregater enten som linser eller som mer utholdende lag. En synlig skifrighet er bare observert i partier med et visst glimmerinnhold.

Kalkspatmarmor. Anslått sammensetning er 90-95% kalkspat, mindre mengder lys glimmer, kvarts og opake mineraler.

Dolomitt-marmor. Anslått sammensetning er

90% dolomitt, mindre mengder lys glimmer, kvarts og opake mineraler.

Kalksilikatlag inneholder diopsid, tremolitt, kalkspat og mindre mengder dolomitt og glimmermineraler.

Glimmerskifer (14)

Glimmerskifrene i enheten er arealmessig av liten betydning. Imidlertid danner de ypperlige ledehorisonter i forbindelse med den strukturelle kartleggingen. I den forbindelse er lagene som ligger mellom Sokumvatn og Arstaddalsdammen av stor viktighet. Skifrene danner regionale F2 folder med lukning på henholdsvis 719-toppen og ved sørenden av Øvre Nævervatn. Lagene kan følges fra ombøyningen som mer eller mindre sammenhengende østlige og vestlige foldeflanker, og ut av kartbladets kant i vest. Lagene foldes antagelig tilbake inn på kartbladet lengre sør og danner en ny F2-fold nord for Fiskvatn/Seglvatn med lukning i retning mot Arstaddalsdammen. Flere glimmerskiferlag er kartlagt i sørlige deler av Sokumfjellenheten og langs intrusivene i vest. Glimmerskiferens mektighet er av størrelsesorden 50-150 m. Vanligvis er glimmerskifrene i Sokumfjellgruppen relativt homogen med hensyn til utseende og sammensetning. Bergarten er mørk rusten til mørk grønn av farge og med en markert forvitret overflate. Den er vanligvis finkornet, stedvis med synlige granater. Den er sterkt skifrig og spalter lett i flak. I noen tilfeller opptrer den med en "kappe" av kalksilikatmineraler inn mot marmoren. Et par kilometer sør for Arstadvatnet mot toppen av Ramfjellet opptrer en glimmerskifersone med ekstrem granat- og staurolittvekst. Staurolittkornene forekommer ofte som eksemplarer på opptil 10 cm størrelse og med tvillingutvikling som kors.

Mineralsammensetningen er anslagsvis 40-50% biotitt, 10-20% kvarts, 0-15% amfibol, 0-10% granat, 0-10% staurolitt, mindre mengder plagioklas, karbonat og opake mineraler.

Kalkspatmarmor i veksling med kvarts-feltspat lag (15)

I sørlige deler av kalkspatmarmoren i Sokumfjellgruppen forekommer marmor i intim veksling med mørk grålige lag. Sekvensen strekker seg fra lille Storglomvatn i sør, over Fiskevassryggen og krysser Seglvatn/Fiskvatn. På det



Fig. 13. Kalkspatmarmor i vekslning med kvarts-feltspatlag. F2-foldet med utstrakt skjærbevegelse langs akseplanet (690 092).

Calcite marble intercalated with thin bands of quartz-feldspar rock. F2-folds show evidence of shear movement along the axial plane.

bredeste er sonen 2-3 km. Båndbredden på de mørke lagene varierer fra millimeterskala til 20-30 cm. Lagene er hardere enn marmoren og står derfor markert opp av overflaten. I blotningskala danner lagene ypperlige ledehorisonter og viser at marmoren er intens foldet og deformert. Det kan umiddelbart skilles ut to foldefaser, en tidlig isoklinal fase som refoldes av en mer åpen fase. I ombøyningen til den sene fasen sees ofte en total transponering av lagene med dannelse av transposisjonsfoliasjon parallelt akseplanet (Fig. 13). Kornstørrelsen er meget fin, bare spredt biotitt og opake mineraler kan sees med det blotte øye.

Hovedmineral-sammensetningen i kvarts-feltspat lagene er anslått til 60-70% kvarts og felt-

spat, 8-10% titanitt, 2-3% glimmer, 2-5% karbonat, 5-10% zoisitt og mindre mengder opake mineraler. Lagene har en meget finkornet tekstur. Til tross for en intens deformasjon er mineralene forholdsvis uorientert. Både biotitt og lys glimmer opptrer uten noen entydig orientering. En viss grad av orientering sees representert ved titanittkorn og zoisitt. Alle mineralene er gjennomsett av et meget finkornet opakt "støv" som antagelig er årsak til lagenes mørke farge.

Kvarts og feltspat er ikke skilt kvantitativt fra hverandre. Mineralene er meget finkornete og feltspaten opptrer vanligvis uten tvillinger. Kornene er diffuse pga. opake inneslutninger.

Muskovitt og biotitt opptrer spredt som nematoblastiske/lepidoblastiske korn. Glimmerinnholdet totalt er relativt konstant, mens mengdeforholdet mellom muskovitt og biotitt varierer.

Klinozoisitt opptrer som allotriomorfe korn med anomale blå interferensfarger.

Titanitt opptrer som idiomorfe til hypidiomorfe rombiske korn.

Karbonat (bruser i HCl) forekommer spredt som allotriomorfe korn.

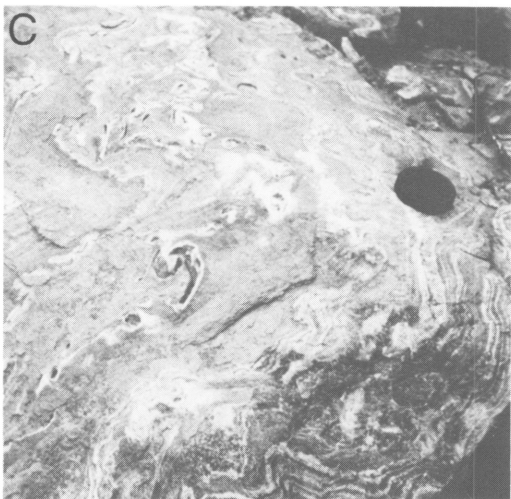
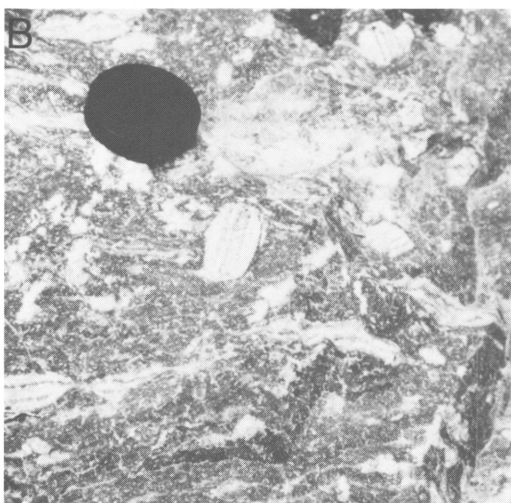
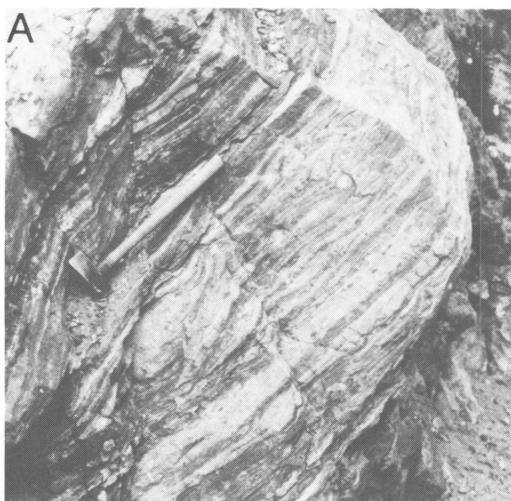
Kvartsitt (16)

Kvartsittlag kan følges som mer eller mindre sammenhengende lag fra nordvestre Udfjell over Sokumvatn og mot Nævervatn. Et kvartsittlag er også fulgt fra kartbladets kant i sør til Arstadvatnet. Laget danner toppen av Sokumfjellmarmoren. De kartlagte kvartsittbenkene er av 10-50 m mektighet.

Gråtådalsgruppen

Marmor (17)

Gråtådalsmarmoren og Beiardalsmarmoren danner berggrunnen i dalførene Gråtådal og Beiardalen. Gråtådalsmarmoren danner en opptil 2 km bred sekvens på det mektigste, mens Beiardalsmarmoren har en relativt konstant mektighet på 300-500 m. Nord for Gråtånes der Beiardalen går over fra å være en strøk-



dal til en tverrdal, vider marmoren seg ut og når en mektighet på tilnærmet 1 km. Marmoren er for det meste homogen, men kan opptre med kalksilikatlag og stedvis også med glimmerholdige bånd og lag. Marmoren kan være dolomittisk (spesielt lag og partier i Beiardalsmarmoren), men kvantitativt dominerer kalkspatmarmor. Kalkspatmarmoren har en småkornet til middelskornet tekstur. Fargen er i friskt brudd hvit til gråblå. På forvitningsflaten er den som regel brungrå til grå. Bergarten kan inneholde små mengder glimmer som gir marmoren preg av en viss skiffrighet. Dolomittmarmoren opptre i motsetning til kalkspatmarmoren med en jevn sukkerkornet tekstur. På forvitret flate er den gulere enn kalkspatmarmoren, det samme gjelder i friskt brudd. I Gråtådalen er det observert et "kalkbollekonglomerat" i marmoren. Bollene er opprinnelig kalksilikatbånd som er brutt opp og danner boller i en finkornet kalkspatmatriks. Fra bunnen i marmorlaget og oppover sees en gradvis utvikling fra sammenhengende kalksilikatlag til oppbrudte og deformerte fragmenter/boller). Øverst i sekvensen, under Stabbenenheten, blir bollene dratt ut ved intens deformasjon til bånd og usystematiske foldestrukturer, (flytefolder) (Fig. 14).

Marmoren består av 80-90% kalkspat/eller 80-90% dolomitt, 0-5% epidot, 0-5% kvarts, 0-3% kalifeltspat/plagioklas, 0-5% lys glimmer, mindre mengder opake mineraler, mens kalksilikatlagene består av kvarts, karbonat, kalifeltspat, lys glimmer og tremolitt.

Fig. 14. Skyveggen mellom Gråtådalgruppen og overliggende Habresåga-(Stabben-)dekket.

A. Tilnærmet udeformert lag av kalksilikater i vekslning med marmor (i Gråtådalgruppen).

B. Kalksilikatlagene er oppbrutt og danner et "kalksilikat-konglomerat". (10-20 m under selve kontakten mellom Habresåga-(Stabben-)dekket og Gråtådalgruppen).

C. Kalksilikatbollene er deformert ved intens deformasjon til tynne bånd og usystematiske foldestrukturer (like under skyvekkontakten).

The thrust boundary between the Gråtådalen Group and the Habresåga-(Stabben) Nappe. A. Almost undeformed layers of calcite marble and calc-silicate rock (in the Gråtådalen Group). B. The calc-silicate layers are fragmented to a 'conglomerate' (10-20 m beneath the contact between the Habresåga-(Stabben) Nappe and the Gråtådalen Group). C. The calc-silicate 'pebbles' are strongly deformed into thin bands and irregular folds, (just beneath the contact zone).

Granat biotittskifer (18)

Granat biotittskiferen er begrenset i vest av Gråtådalsmarmoren og i øst av Beiardalsmarmoren. Sentralt i granatglimmerskiferens sørlige deler går bergarten over til glimmergneis/migmatitt. Bergarten opptrer med en veksling mellom lyse og mørke lag. Lagtykkelsen varierer fra såvidt synlig til 10-15 cm. Kornstørrelsen varierer fra middels til grovkornet i de mørke lagene og fra fin til middelskornet i de lyse. Det er også en gradvis økning av kornstørrelsen inn mot gneisen/migmatitten. Et høyt innhold av glimmermineraler gjør at bergarten opptrer med en velutviklet skifrihet og bergarten spalter lett opp i tynne flak og heller. De lyse lagene har ikke den utpregete skifriheten, og bergarten spalter opp i tykkere flak etter lagningen. Parallellt skifrihet/lagning eller med skrå vinkel til denne, sees ofte små pegmatittslirer av kvarts og feltspat. Hyppigheten av disse øker inn mot de sentrale gneispartier (se under).

Bergarten består av 40-50% kvarts, 15-20% biotitt, 5-10% plagioklas, 0-5% muskovitt, 0-5% mikroklin, 0-2% epidot, 0-5% granat, 0-10% staurolitt, små mengder disten, kloritt, zirkon, turmalin, titanitt og opake mineraler. De lyse lagene består overveiende av kvarts, plagioklas, alkalifeltspat og små mengder lys glimmer og granat. Generelt har bergarten en middelskornet tekstur. En velutviklet foliasjon er definert ved biotitt, lys glimmer, staurolitt og elongerte aggregater av kvarts og feltspat. Både biotitt og lys glimmer er bøydd rundt mikroskopiske F2-folder. Kornene er imidlertid rekrystallisert under F2-deformasjon (udeformert i ombøyningen).

Kvarts opptrer i bergarten som et granoblastisk fin- til middelskornet aggregat. Større korn viser undulerende utslukning.

Plagioklasen forekommer både med og uten tvillinger. Ofte er den sonert. Mikrosonde-analyser viser en andesin i området An₃₆₋₄₂. (Styles 1974).

Mikroklin finnes i bånd i bergarten sammen med plagioklas og kvarts.

Biotitt opptrer som tabulære fin- til middelsstore korn, med en brun til rødbrun farge. Kornene er orientert parallellt skifriheten. Stedvis

sees en svak omvandling til kloritt, men mer vanlig er biotitten erstattet av lys glimmer.

Granat sees vanligvis i assosiasjon med biotitt. Kornene er idiomorfe og som regel sonerte. Kjernen kan inneholde store mengder av meget finkornete inneslutninger, mens kanten enten opptrer uten inneslutninger eller med innesluttede korn av størrelsesorden som i matriks. Den siste granatveksten (kantsonen) kutter biotittfoliasjon.

Lys glimmer forekommer i de lyse båndene i bergarten jevnt fordelt og meget finkornet. I de mørke båndene synes lys glimmer å vokse over biotitt, vanligvis parallellt med skifriheten, men også med en stor eller liten vinkel mot skifriheten. Den siste varianten kan ofte opptre med en middels- til grovkornet tekstur.

Staurolitt forekommer i soner i bergarten. I de perifere deler av granatglimmerskiferen opptrer kornene med vel utviklede krystallflater ofte med små inneslutninger av kvarts. Inn mot gneisen (migmatitten) sentralt i Gråtådalgruppen opptrer den med uregelmessige og ustabile korngrenser.

Disten er bare sett i et slip og da som inneslutning i granat.

Glimmergneis med migmatitt (19)

Gneisen ligger sentralt i Gråtådalgruppen hvor den utgjør deler av Kyskåfjellet, Stormyr-tinden og toppene 1430 og 1470. I sør danner den et ca. 2-2 1/2 km bredt belte som smalner av nordover, og ender opp like nord for Stormyrloftet. Grenseovergangen mellom gneisen og omliggende granatbiotittglimmerskifer synes å være gradvis. Dette sees ved en generell økende kornstørrelse inn mot gneisen og en økning av lyst materiale (kvarts/feltspat) i form av aggregater i bergarten. Bergarten får også en mer utpreget bånding inn mot grensesonen. Mot sentrale deler av gneisen øker innslaget av granittisk materiale. Samtidig dannes sillimanitt (se under). Gneisen har ingen utpreget skifrihet, men domineres av mørke og lyse partier (i grensesonen som bånd, i sentrale deler som mer usystematisk foldete lag og linser). Sillimanitten opptrer i centimeterstore aggregater som står opp av forvitret flate og gir bergarten et knuppete utseende. Mineraler som kan sees med det blotte øye er kvarts, feltspat, lys glimmer, biotitt, granater og sillimanitt.

Gneisen har anslagsvis 20-30% kvarts, 10-15% plagioklas, 15-20% biotitt, 20-30% lys glimmer, 3-10% sillimanitt, 3-5% granater, mindre mengder kloritt, og opake mineraler. De lyse partiene består av 80-90% kvarts og feltspat og resten glimmer. Bergarten er middels til grovkornet. Biotitt og lys glimmer er mer eller mindre orientert og opptrer i veksling med elongerte aggregater av kvarts. Lys glimmer opptrer også som 5-10 mm store lepidoblaster. Disse er uorienterte og "gjennomsettes" av nematoblastisk sillimanitt.

Kvarts opptrer både som spredte korn i matriks og i slirer sammen med plagioklas. Korngrensene er buete og kvartsen viser svak undulerende utslukning.

Plagioklas opptrer vanligvis med diffuse albittvillinger, men uten noen synlig omvandling. Brytningsindeksmålinger tyder på flere generasjoner plagioklas, en natriumrik og en kalsiumrik. På grensen mellom plagioklaskorn sees ofte et tett nettverk av meget finkornet diablattisk zoisitt.

Biotitt er pleokroitisk mørk brun til lys gul. Kornene er begrenset til partiene mellom de lyse mineralaggregatene. Kornene kan være svakt klorittiserte og i assosiasjon med biotitt sees relativt mye opake mineraler.

Lys glimmer opptrer vanligvis i assosiasjon med biotitt både orientert parallellt foliasjonen i bergarten og med større eller mindre vinkel i forhold til den. Den lepidoblastiske middels til storkornete glimmeren tilhører den siste fasen.

Granat forekommer spredt i bergarten, men mest vanlig i glimmerbåndene. Kornene er hypidiomorfe til idiomorfe, med inneslutninger av kvarts.

Sillimanitt opptrer i to konfigurasjoner:
- diablattisk aggregat innesluttet i lys glimmer
- idiomorfe til hypidiomorfe korn i matriks

I første tilfelle danner sillimanitten et radiært mønster internt i glimmerflakene. I andre tilfelle kan kornene enten opptre som "tog" gjennom matriks eller som lepidoblastiske middels store korn, ofte ansamlet i aggregater. Farging av slipene for påvisning av kalifeltspat har ikke gitt utslag.

Kvartsitt (20)

På grensen mellom Gråtådalsmarmoren og granatbiotittskiferen er det observert en 2-3 m mektig kvartsittbenk. Laget er fulgt fra kartbladets kant i sør og flere km nordøstover. Det er også observert i samme nivå nordøst for Risaksla på kartblad Beiardalen. Laget er antagelig meget utholdende, men pga. stedvis vanskelig tilgjengelig terreng og overdekning er utholdenheten vanskelig å dokumentere.

Stabbursdalsgruppen

Båndet gneis med pegmatittslirer (21)

Bergarten danner kjernen i en tett/isoklinal synformstruktur som strekker seg fra kartbladets østlige kant til Tverråfjellet hvor den lukkes. Fra Tverråfjellet og sørover mot Muoidetinden danner bergarten en ca. 500 m mektig sekvens som deler seg i to tynnere sekvenser ved nordenden av Steinåvatnet. I nord grenser bergarten inn mot granittisk gneis med skarpe grenser. I sør opptrer den med en mer gradvis grenseovergang mot granatglimmergneis. Generelt opptrer bergarten med en rustbrun farge, og en middels til grovkornet tekstur. Bergarten har ingen utpreget skifrihet, men en bånding. Et generelt trekk er at det opptrer boudinerte pegmatittlinsjer i størrelsesorden på flere meter parallellt båndingen. Rundt pegmatittslirene sees utvikling av melanosomer som består av nesten 100% av grovkornet biotitt. Mineraler som kan sees med det blotte øye er kvarts, feltspat og biotitt. Bergarten er ikke undersøkt i slip.

Glimmergneis (22)

Denne type bergart utgjør arealmessig den største delen av Stabbursdalsgruppen innenfor kartbladet. I vest grenser den inn mot Beiardalsmarmoren og i øst og sør begrenses den av kartbladets kant. I de østlige deler av kartbladet er bergarten homogen. Lenger vest opptrer den stedvis som båndgneis hvor mørke lag veksler med lysere lag. Avhengig av forholdet mellom biotitt og lys glimmer varierer fargen på forvitret flate. Generelt er bergarten rustfarget, mens mer biotittrike partier har en mørk, ofte sort overflate. Bergarten har en vel utviklet skifrihet og en middelskornet tekstur. Stedvis kan

den ha en knudrete overflate på grunn av kraftig granatvekst. Slirer av kvarts parallellt med skifrigheten er vanlig både i mindre og større skala (1 -50 cm).

Bergarten er generelt en vanlig gneis med et mineralinnhold som anslagsvis består av 40-50% kvarts, 15-20% plagioklas, 15-20% muskovitt, 5-10% biotitt, 0-5% granat og små mengder kloritt, opake mineraler og rutil. Bergarten er middelskornet. Hovedfoliasjon er definert ved elongerte kvartsaggregater og glimmer. Mengdeforholdet mellom de forskjellige hovedmineralene varierer etter hvor prøven er tatt. Generelt dominerer den lyse glimmeren over biotitt, men i de mørke partiene dominerer biotitt. Granaten synes å kutte foliasjonen. Den er sterkt anriket i bergarten inn mot øyegneisen, (se under).

Kvarts og plagioklas opptrer vanligvis i aggregatform omgitt av glimmer. Særlig kvarts opp-

trer med varierende kornstørrelse. De minste kornene (< 1 mm) sees vanligvis med buete til takkete korngrenser, dette i kontrast til de større kornene som opptrer med buete til rette korngrenser. Plagioklasen er i noen tilfeller svakt sonert.

Lys glimmer og biotitt opptrer i nær sammenheng som tabulære korn parallellt med skifrigheten. Lys glimmer dominerer og synes å ha vokst etter og delvis over biotitten. Stedvis er biotitten også erstattet av lys grønn kloritt.

Granaten opptrer med delvis godt utviklede krystallflater. Den er sonert, med en kjerne og en randsone. Randsonen kutter glimmerfoliasjonen og er antagelig dannet etter hovedfoliasjon.

Øyegneis (23)

Bergarten danner en 200-400 m mektig sekvens



Fig. 15. Øyegneis i Stabbursdalsgruppen (883 194).

Augen-gneiss in the Stabbursdalen Group.

i sørvestlige deler av Blåmolifjellet. Den er kartlagt fra Tverråga i sør og nordvestover parallellt med Beiardalen til kartbladets kant i øst. (I vegskjæringen ved Brufossen på kartbladet Beiardalen er den prøvetatt for datering). Bergarten veksler med tynde soner alkalirik granitisk gneis. I østlige deler av sekvensen er den utviklet som en kvarts-feltpat-biotitt-pegmatitt med centimeterstore krystaller av plagioklas. Nedover mot Beiarelva går den gradvis over til vanlig øyegneis. Overgangen til granatglimmergneisen er litt usikker på grunn av overdekking, men mye tyder på en gradvis overgang. Kornstørrelsen i gneisen varierer med middelsstore staurolitt, og distenminerale og centimeterstore granater. Øynene i bergarten består av kvarts og feltpat og varierer i størrelse fra millimeterskala til meterskala (Fig. 15). I noen tilfeller er det utviklet kraftige bi-

otitt-melanosomer rundt øynene, i andre tilfeller opptrer øynene uten melanosomer. Pegmatittslirene i bergarten består av anslagsvis 80-90% plagioklas, 5-10% kvarts og litt lys glimmer. Den omkringliggende gneisen har en mineralsammensetning/tekstur som er identisk med glimmergneisen, men med tillegg av staurolitt og disten. I slip sees områder (leukosomer) med plagioklas og kvarts omgitt av glimmer (melanosom). Biotitt dominerer, men stedvis er den nærmest helt erstattet av en senere mimetisk vekst av lys glimmer.

Plagioklasen opptrer for det meste uten tvillinger. Der tvillinger finnes er de uskarpe og diffuse. Vanligvis er kornene homogene, men i noen tilfeller forekommer en smal ytre randsoner. Brytningsindeksmålinger viser et lavt An-innhold antagelig ned mot albitt. Kornene er

GOVDESTIND-DEKKET		UNDERLIGGENDE DEKKER/GRUPPER	
S_0	Primær lagning	SS	Lagning og bånding av primær/metamorf karakter
a ————— a'			
Deformasjonsfase D_1	F_1	Tette til isoklinale folder som folder S_0	F_1 Isoklinale folder Folder SS
	S_1	Akseplanfoliasjon til F_1 , ikke utpreget penetrativ	S_1 Hovedfoliasjon, akseplanfoliasjon til F_1 (transposisjonsfoliasjon), definert ved orienterte mineraler parallelt SS
b ————— b'			
Deformasjonsfase D_2	F_2	Tette til åpne folder med en NNØ-SSV-lig foldeakse Folder S_0/S_1	F_2 Tette til åpne folder med en NNØ-SSV-lig foldeakse Folder SS/ S_1
	S_2	Hovedfoliasjon definert ved vekst av mineraler parallelt akseplanet til F_2	S_2 Akseplanfoliasjon utviklet i berarter med passende mineralogi
	L_2	Elongerte mineraler parallelt F_2 -foldeakseretningen	L_2 Kvartsstaver og elongerte mineraler parallelt F_2 -foldeakseretningen
c ————— c'			
Deformasjonsfase D_3	F_3	Åpne opprette folder om en Ø-V-lig foldeakse Ingen assosierte planstrukturer	F_3 Åpne opprette folder om en Ø-V-lig foldeakse Ingen assosierte planstrukturer

Tabell 2. Symboler for de forskjellige strukturelementer innenfor det kartlagte området.

Symbols used for the different structural elements within the mapped area.

delvis saussurittisert. Det er ikke påvist kalifeltspat ved farging.

Kvarts sees som aggregater i slipet og som små korn mellom plagioklaskornene. Den har vanligvis jevn utslukning og opptrer ofte med polygonale subkorn/nykorn langs kornrensene.

Biotitt og lys glimmer opptrer sammen i soner mellom plagioklaskornene. Glimmermineraler finnes også som diablatiske korn internt i plagioklasen. Biotitten kan være svakt klorittisert.

Kalkspatmarmor (24)

En sone kalkspatmarmor er kartlagt øst for Beiardalen fra kartbladets sørlige begrensning til Tverrådalen, hvor den synes å ende. Sonen er 10-30 meter mektig og består av fin- til middelskornet kalkspat.

Strukturgeologi

I dette arbeidet som er en generell kartlegging innen et større område, har det ikke vært mulig å gi en detaljert strukturgeologisk analyse av alle enhetene. Den generelle kartleggingen har imidlertid gitt en god oversikt over strukturgeologien. Dette kombinert med detaljstudier i enkelte områder har dannet grunnlaget for beskrivelsen og tolkningen av strukturene innen kartbladet. Når ikke annet er nevnt er strukturgeologiske termer, definisjoner og klassifikasjoner hentet fra Hobbs (1976). I Tabell 2 er vist en oversikt over strukturelementene og deres innbyrdes forhold. D1 deformerer alle strukturelementer over linjen a-a', D2 deformerer alle strukturelementer over linjen b-b' og D3 deformerer alle strukturelementene over linjen c-c'.



Fig. 16. F1-fold refoldet av en F2-fold i Govddestind-dekket (884 264).

F1-fold refolded by an F2 fold in the Govddestinden Nappe.

Strukturbeskrivelsen følger dette mønsteret:

- beskrivelse av planstrukturer So/SS, S1 og S2
- beskrivelse av lineære strukturer
- beskrivelse av folder F1, F2 og F3

Planære strukturer

So. I felt er Govddestind-dekkets bergarter med den vekslende lagdeling antatt å være primær, og har derfor fått symbolet So. Lagenes litologiske karakter er beskrevet på s. 10. Under F1-fasen er lagene foldet i tette til isoklinale folder. Imidlertid er det mulig å følge lagene (So) rundt F1-ombøyningene (Fig. 16). I noen grad spalter bergarten opp i flak parallellt med lagningen, men som Fig. 8A og B viser, skjæres lagningen av den senere metamorfe planfoliasjonen, S2. Avhengig av vinkelen mellom So og S2, kan bergarten spalte opp i større eller mindre romboedriske flak.

SS. I enhetene under Govddestind-dekket viser den litologiske lagningen større variasjon både når det gjelder mektighet og utholdenhet. Lagningen i stor skala som f.eks. veksling mellom marmor og glimmerskifer eller veksling mellom granittisk gneis og glimmerskifer har en utholdende karakter. Glimmerskiferlagene internt i Sokumfjellmarmoren og de granittiske gneislagene i Stabbursdalsgruppen har i den forbindelse fungert som ypperlige ledehorisonter under kartleggingen. I Stabbursdalsgruppens nedre deler danner øyegneis i veksling med granittisk gneis en markert lagning, mens sentrale deler av enheten har en utstrakt opptreden av granittisk gneis, boudinerte pegmatittslirer og linser i veksling med mørkere materiale. Lagene har vanligvis en penetrativ tekstur hvor akseplanskifrihet (S1) til F1-fasen er den dominerende foliasjon. I glimmerrike varianter sees ofte utvikling av en kløv parallellt med foliasjonen og bergarten kan sprekke opp i karakteristiske benker. Lagningen og båndingen i makroskala er derimot mer diffus og av begrenset utholdenhet. Generelt varierer båndbredden fra noen millimeter til flere meter. I glimmerskifer/gneis sekvensene kan båndingen bestå av vekslende mørke og lyse partier. I andre tilfeller sees bånd med intens granatvekst. Mest vanlig er imidlertid slirer av kvarts, ofte av meget begrenset utstrekning. I marmoren generelt sees ofte en veksling mellom hvite grovkrystalline partier og gråe, litt mere finkornete partier. Noen steder sees bånd og lag av glimmer. I sørlige deler av Sokumfjellmarmoren

sees en utstrakt veksling mellom karbonatbånd og kvarts/feltspatbånd.

S1. Generelt defineres S1 av en orientert syntektonisk vekst av mineraler. Viktige mineraler er i denne forbindelse granat, staurolitt, disten og sillimanitt. S1 er best utviklet i enhetene under Govddestind-dekket hvor den er penetrativ og parallell med SS. Ekstrem flattrykking og utstrakt vekst av mineraler parallellt akseplanet til F1-foldene har ført til at den litologiske lagningen (SS) i ombøyningene til F1 er "utvisket". I disse enhetene utgjør S1 hovedfoliasjonen i bergartene. I Govddestind-dekket er flattrykkingsprosessen og den syntektoniske veksten av mineraler i forbindelse med F1-fasen mindre utpreget, og S1 (akseplan foliasjon) er ikke penetrativ.

S2. Generelt er S2 representert ved to typer planstrukturer: akseplanskifrihet og kruskløv.

Akseplanskifriheten er representert ved syntektonisk vekst av mineraler under F2-fasen (Fig. 17). Generelt defineres akseplanskifriheten av mineraler som glimmer, biotitt, granat og staurolitt. I enhetene under Govddestind-dekket er dette skjedd ved omkrystallisering av glimmermineralene og påvekst på tidligere dannet granat og eventuelt staurolitt. I Govddestind-dekket opptre granat og biotitt i akseplanet til F2-foldene og synes derfor å ha sin hovedvekst under F2-fasen. Avhengig av F2-foldenes geometri er akseplanfoliasjon mer eller mindre en skjærende planstruktur til tidligere planstrukturer (So/SS, S1). Ved økende flattrykning av F2-foldene vil akseplanfoliasjon nærme seg parallellitet med So/SS og S1 langs foldelemmene (Fig. 8A og B). Imidlertid er F2-foldene sjelden utviklet som isoklinale folder og derfor sees som regel en skjæring mellom akseplanfoliasjon til F2-foldene og tidligere planstrukturer. På grunnlag av dette og mikroskopstudier av prøver der S2 skjærer So/S1 har det vært mulig å skille ut og å karakterisere de forskjellige mineralparagenesene. I områder som er dårlig blottet (dette gjelder spesielt i Govddestind-dekket hvor S2-foliasjon sees best) eller hvor strukturer i blotningsskala mangler er det imidlertid vanskelig å avgjøre hvilke planstrukturer som observeres og måles.

Kruskløven er dannet ved mikrofolding av tidligere planstrukturer i mineralogisk passende bergarter. S2 i form av kruskløv er mindre van-



Fig. 17. Akseplanskifriighet i F2-fold in Govddestind-dekket (884 264).

Axial-plane schistosity to an F2-fold, in the Govddestinden Nappe.

lig og bare observert i glimmerholdige lag i Govddestind-dekket. I Govddestind-dekket er S2-foliasjonen den penetrative og dominerende skifriheten (Fig. 17).

Lineære strukturer

L2-lineasjon. To typer L2-lineasjoner er observert. Den første kan betegnes som en skjæringslineasjon. Den sees på lagflaten i glimmerholdige lag og er et resultat av skjæring mellom S2 og tidligere dannede planstrukturer. Den andre er definert ved orienterte mineraler (glimmer/amfibol) parallellt F2-aksen i mineralogisk passende bergarter.

Folder

Totalt er det skilt ut tre foldefaser (F1, F2, F3) i de forskjellige enhetene. Den første foldefasen (F1) har en forskjellig utvikling i Govddestind-dekket sammenlignet med underliggende en-

heter, mens F2 og F3 er felles for alle enhetene. For Stabbursdalsgruppen er det postulert en pre-F1-foldefase, Styles (1978).

Mesoskopiske F1-folder. Storskala F1-folder er ikke kartlagt under dette arbeidet. Marmorsonen på Osfjellet har imidlertid vært tolket (Styles 1974) til å representere en isoklinal F1-fold med lukning mot sørvest. Folden er refoldet av F2-fasen.

Makroskopiske F1-folder. I Govddestind-dekkets bergarter er det på Osfjellet og lengre sør på Rønnåfjellet observert flere refoldete F1-folder (Fig. 16). Foldene er tette til isoklinale og av similær type. Et viktig trekk ved foldene er at lagningen relativt lett kan følges rundt foldeombøyningene. Et generelt trekk er imidlertid en betydelig flattrykning og transponering av F1-ombøyningene inn mot grensesonen mellom Govddestind-dekket og underliggende enheter. I selve grensesonen er deformasjon

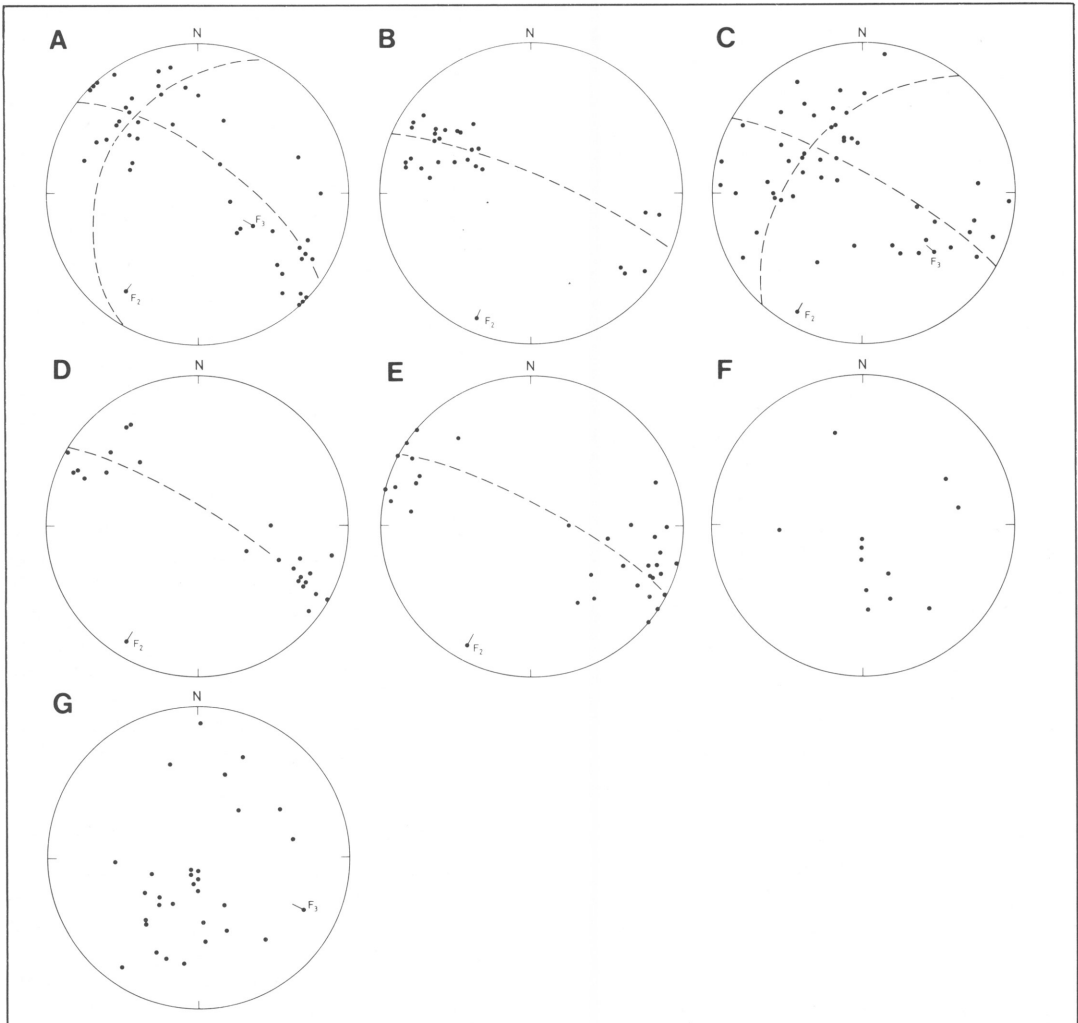


Fig. 18. Statistisk framstilling av S- og L-målinger. Benyttede symboler: -- = konstruerte II sirkler. ! = konstruert foldeakse.
 A. Poler til 44 So og S1 plan fra Govdestind-dekket.
 B. Poler til 28 S1 plan fra Habreså-(Stabben)-dekket.
 C. Poler til 49 S1 plan fra Sokumfjellgruppen.
 D. Poler til 23 S1 plan fra Stabbursdalsgruppen.
 E. Poler til 33 S1 plan fra Gråtådalsgruppen.
 F. 12 foldeakselineasjoner fra Sokumfjellgruppen.
 G. 30 foldeakselineasjoner fra områdene øst for Sokumfjellgruppen.

Statistical representation of S- and L-measurements. Symbols used: -- = constructed II circle. ! = constructed fold axis. A. Poles to 44 So and S1 surfaces from the Govdestinden Nappe. B. Poles to 28 S1 surfaces from the Habreså-(Stabben) Nappe. C. Poles to 49 S1 surfaces from the Sokumfjell Group. D. Poles to 23 S1 surfaces from the Stabbursdalen Group. E. Poles to 33 S1 surfaces from the Gråtådalen Group. F. 12 fold axis lineations from the Sokumfjell Group. G. 30 fold lineations from the areas east of the Sokumfjell Group.

karakterisert ved utstrakt transposisjon. I underliggende enheter er F1-folder meget vanskelig å dokumentere pga. ustrakt syntektonisk vekst av mineraler og intens flattrykning. I gode blotninger (isskurte sva) sees imidlertid en konvergering av subparallellle bånd og lag som antas å representere sluttopproduktene av intenst sammenpressete folder.

Mikroskopiske F1-folder. F1-folder i slip er ikke observert.

Mesoskopiske F2-folder. I stor målestokk er det F2-foldene som "kontrollerer" bergartenes geometri. Govddestind-dekket med underliggende Habreså-(Stabben-)dekke danner en relativt åpen storskala F2-synformstruktur (se profil på kartbladet). Denne tolkningen støttes av stereoplottene for So/S1 som gir en regional foldeakse med orientering lik foldeakseorienteringen for F2-foldene i blotningsskala (Fig. 18). I Gråtådalgruppen er foldene mer sammenpresset og geometrien i stor målestokk er ikke så klar. Imidlertid viser stereoplottene for S1-foliasjonen en fordeling som gir en regional foldeakse identisk med F2-akseretningen i Govddestind-dekket. I Sokumfjellgruppen og Stabbursdalsgruppen har henholdsvis glimmerskiferlag og lag av granittisk gneis tjent som meget gode ledehorisonter. Oppfølging av disse gir folder som er tolket som F2-folder i stor målestokk (se hovedkartet). Stereoplott av S1 viser også her en statistisk foldeakseorientering identisk med F2-aksene som er målt i felt.

Makroskopiske F2-folder. I blotningsskala er det F2-foldene som dominerer. De varierer i stil avhengig av orienteringen på større folder, deformasjonens intensitet, og den litologiske sammensetning på lagene som foldes. F2-foldene har en åpningsvinkel fra tett til 30-40°. Foldeombøyningene er runde til skarpe. Foldene er som oftest symmetriske, men der parasittfolder opptrer på lemmene viser disse en asymmetrisk S/Z geometri. Foldenes stil varierer også som en funksjon av litologien, (veksling i litologien). Hvor kompetente lag veksler raskt med lag av omtrent samme tykkelse og kompetanse, er foldegeometrien nærmest klasse 2 (similær, Ramsay, 1967). Dette er en vanlig foldegeometri i Govddestind-dekkets bergarter. I tilfeller hvor kompetente lag dominerer er foldegeometrien parallell (klasse 1B, Ramsay, 1967). Folder av denne type er vanlig f.eks. i gneisene og den granittiske gneisen i Stabbursdalsgruppen. Fol-

deakseorienteringen til de makroskopiske F2-foldene er stort sett konstant SSV-NNØ. Stupningen er moderat til bratt.

Mesoskopiske F3-folder. Storskala F3-folder er ikke observert ved vanlig kartlegging. Imidlertid viser stereoplott av F2 akser en varierende stupning fra nord til sør i regional målestokk (Fig. 18). Dette antas å ha sin årsak i en foldning om en senere akse som står omtrent normalt på F2-aksens orientering. På nordlige deler av dette kartbladet svinger Govddestind-dekket og underliggende enheter i nordøstlig retning for så å svinge i nordlig retning på kartblad Misvær. Dette er en geometri som passer med en svak bøyning i stor målestokk av bergartene om en akse i nordvestlig til sørøstlig retning. Når det gjelder sørlige deler av Sokumfjellgruppen er det tidligere gitt en annen kronologisk rekkefølge på fasene idet en beskriver F2-fasen med regionale folder om en øst-vestlig akse og F3-fasen med åpne folder om en nord-sørlig akse (Nicholson & Walton 1963), se s. 4. Våre data fra dette området hverken bekrefter eller avkrefter denne kronologien, men på bakgrunn av de generelle observasjonene på kartbladet bør Nicholson og Walton's F2/F3-fase bytte rekkefølge.

Makroskopiske F3-folder. F3-folder i blotningsskala er ikke observert. På Osfjellet er det imidlertid beskrevet bølging av lag som er antatt senere enn F2, Styles (1974). Observasjonene er få, men foldene er beskrevet som enten åpne undulerende folder eller kinkfolder. Akseretningen er øst-vestlig.

Metamorfose

I metamorfosebeskrivelsen er Winklers (1979) nomenklatur benyttet. Med utgangspunkt i petrografibeskrivelsen er relasjonen mellom deformasjon og viktige indeksmineraler (mineralparageneser) diskutert. De forskjellige minerallikevektene er oppsummert og metamorfosebetingelsene forsøkt kvantifisert.

- Mineraler dannet før F1 er betegnet pre-MP1.
- Minerallikevekter dannet under F1 er betegnet MP1.
- Minerallikevekter dannet under F2 er betegnet MP2.
- Minerallikevekt dannet etter F2 er betegnet post-MP2.

Forholdet mellom viktige indeksminerale og deformasjon

Alle bergarter med unntak av Govddestind-dekkets bergarter (se s. 24) har utviklet en mer eller mindre vel definert skifriighet (S1). Denne er parallell lagning/bånding i bergartene og tolkes som en akseplanskifriighet til den første "observerbare" isoklinale foldefasen F1. En sekundær skifriighet (S2) knyttet til F2-foldningen sees spesielt godt utviklet i Govddestind-dekket. Denne skjærer lagningen i foldeombøyningene til F2 og er parallell/semiparallell med lagningen langs flankene (se s. 24). I Govddestind-dekkets bergarter definerer glimmerminerale S2-foliasjonen. Granatene opptrer som delvis omsluttet av S2-foliasjon og delvis skjærende S2-foliasjon (randsonen skjærer S2-foliasjon, se s. 12). Dette tyder på at granatene har hatt en vekstperiode fra pre-S2 til post-S2. Hvorvidt granaten har kommet inn i bergarten under F1 deformasjonen er usikkert. De orienterte kvartsinneslutningene (parallellt So, se s. 12) tyder på at bergarten har vært utsatt for deformasjon før granaten begynte å vokse. Det synes derfor rimelig å anta at granaten først er dannet post-F1 eller på et sent stadium av F1-fasen og har hatt sin hovedvekst under F2-deformasjonen. Dette stemmer med observasjonene som er gjort i felt (Fig. 8). Staurolitt er bare observert i nordlige deler av Govddestind-dekket. Kornene er orientert parallellt S2-foliasjonen, mens kvartsinklusionene i staurolitten er orientert parallellt med So på lignende måte som i granaten (se s. 12). I de underliggende enheter er mineraler som disten og granat parallell med hovedfoliasjonen S1 og foldet rundt mikroskopiske F2-folde. Sillimanittvekst og lokal pegmatittdannelse i Stabbursdalsgruppen er tidligere diskutert (Styles 1974, 1978). Det antydes at høygradsmetamorfosen og migmatittiseringen kan knyttes til en Rb/Sr totalbergarts alder på 858 ± 61 m.å. (se s. 30). Sillimanittvekst og migmatittisering er imidlertid også observert i Habresåenheten (sillimanitt) og i Gråtådalsgruppen (sillimanitt og migmatitt). I Habresåenheten er sillimanitt utvilsomt eldre enn disten og staurolitt og overpreges/erstattes av disse (se s. 14). I Gråtådalsgruppen er det en gradvis overgang fra granatbiotittskifer (staurolitt, disten) i de perifere deler til gneis med migmatitt og sillimanitt i de sentrale områdene (se s. 19). Gråtådalsgruppen er tolket som en regional antiformalstruktur med meget steile flanker. Migmatittområdet danner "kjernen" i antiformalen,

hvilket vil si at migmatittområdet utgjør bergarter som er metamorfosert på et større dyp. Denne sillimanitten representerer antagelig høy trykk/temperatur modifikasjonen av Al-silikatene dannet under F1-fasen. Det er derfor klart at sillimanitt finnes i flere sammenhenger innenfor kartbladet:

- som ustabil fibrolitt delvis erstattet av disten og staurolitt.
- som stabil fase internt i migmatitten i Gråtådalsgruppen.
- som idiomorfe kontaktmetamorfe korn rundt Høgtindgranitten (se s. 00).

Observasjonene som er skissert ovenfor tyder på at staurolitt, granat og biotitt er knyttet til F2-deformasjon i Govddestind-dekkets bergarter. Deres viktigste vekstperiode er fra post-F1/pre-F2 til post F2. En lignende konklusjon er gjort tidligere (Styles 1974). I de underliggende enheter er disten, staurolitt, granat og biotitt relatert til F1 deformasjon (definerer S1). Sillimanitt finnes som stabil fase istedenfor disten der dypere deler av jordskorpen er eksponert. En eldre ustabil sillimanittfase sees i både Habresåenheten og Stabbursdalsgruppen. Denne sammen med lokale pegmatitter representerer sannsynligvis en pre-F1-deformasjon og metamorfose.

Mineralparageneser På bakgrunn av petrografibeskrivelsen og diskusjonen ovenfor kan følgende viktige mineralparageneser mhp. metamorfosen listes opp, se Tabell 3.

Metamorfosebetingelser

Den tidlige metamorfosen, pre-MP1, er karakterisert ved sillimanitt og lokal anatekse. Neosomen består av plagioklas og kvarts. Dette tyder på en begynnende oppsmelting av en paragneis (biotitt + plag + kv) uten muskovitt (Winkler 1979). Den lyse glimmeren som sees i slipene er dannet ved senere metamorfe betingelser.

MP1-paragenesene dominerer i enhetene under Govddestind-dekket. I skifer/gneis er disten og staurolitt de stabile Al-silikatene. "Staurolitt inn" linjen og disten/andalusitt overgangen gir en nedre grense for henholdsvis temperatur og trykk (Winkler 1979). I dypere liggende deler er sillimanitt (istedenfor disten og staurolitt) den

<u>GOVDESTIND-DEKKET</u>		
Pelittiske lag	MP ₂ :	kv + biot + lys gl ± gr ± staur
Sure lag	MP ₂ :	kv + lys gl + plag
Basiske lag	MP ₂ :	amf + plag + biot
<u>HABRESÅ-(STABBEN-)DEKKET</u>		
Glimmerskifer	pre-MP ₁ :	Sillimanitt (Habresågaenheten)
	MP ₁ :	kv + bio ± musk ± klinoz/epid ± kya ± staur ± gr
<u>SOKUMFJELLGRUPPEN</u>		
Glimmerskifer	MP ₁ :	kv + biot ± biot ± amf ± gr ± staur
<u>GRATADALSGRUPPEN</u>		
Granatbiotittskifer	MP ₁ :	kv + biot + plag ± musk ± mikrok1 ± gr ± staur ± kya ± epid
Glimmergneis med migmatitt	MP ₁ :	kv + plag + biot + lys gl + sill + gr
<u>STABBURSDALSGRUPPEN</u>		
Glimmergneis	MP ₁ :	kv + plag + musk + biot + gr
Øyegneis		
leukosom	(pre-MP ₁)?:	plag + kv
melanosom	(pre-MP ₁)?:	biotitt
Øyegneis		
matriks	pre-MP ₁ :	sillimanitt (Styles 1978)
	MP ₁ :	kv + plag ± musk + biot ± gr ± kya ± staur

Tabell 3. Mineralparageneser i de forskjellige hovedbergarterne.

Mineral parageneses within the different main rocks.

stabile Al-silikatfasen. I Govdestind-dekkets bergarter dominerer MP2-paragenesene. Metamorfosegraden er representert med indeksmineralene staurolitt, granat og biotitt i pelittiske lag.

MP1- (i enhetene under Govdestind-dekket) og MP2-paragenesene representerer begge midlere grads metamorfosebetingelser. Mikrosondeundersøkelser i Rødingsfjelldekkekomplekset i

Nordland viser at maksimum trykk/temperaturbetingelser ble nådd under D1-deformasjonen ved temperaturer på mellom ca. 630°C og 670°C og et minimum trykk på 7-8 Kb. En påfølgende reekvilibrering av mineraler syn-F2 fasen skjedde ved temperatur på ca. 570°C og 6-7 kb trykk (Brattli, under arbeid). Hvorvidt en lignende trykk/temperatur-historie er tilfelle for dette området er vanskelig å si, men mye tyder på at MP2-paragenesene representerer en noe lavere

metamorfosegrad enn MP1-paragenesene. En meget viktig forskjell er at hovedmineralselskapet i Govdestind-dekket er relatert til F2-deformasjonen, mens hovedmineralselskapet i de underliggende enheter er relatert til F1-deformasjonen. Dette, sammen med teksturelle og strukturelle forskjeller mellom Govdestind-dekket og de underliggende enhetene indikerer at enhetene har hatt en ulik utviklingshistorie på et tidlig stadium.

Et sekundært mineralselskap, betegnet post MP2, sees i alle enheter, også Høgtindgranitten. Dette er representert med klorittisering av biotitt, amfibol og Al-silikater, nyvekst av middelskornet uorientert lys glimmer og påvekst av en aktinolitisk randzone på hornblende. Mineralselskapet viser en lav grad av metamorfose. En kontaktmetamorfose sees i sidebergarten til Høgtindgranitten. Denne viser seg ved uorientert vekst av idiomorf sillimanitt i passende bergarter.

Aldersbestemmelser

I dette kapitlet presenteres summarisk de eksisterende dateringer som er gjort innenfor kartbladet og nærliggende områder. De forskjellige forfatters tolkninger er gjengitt uten videre diskusjon. En skjematisk oversikt over dateringer fra Beiardekkekomplekset er vist i Tabell 4. For fordykning i problematikken henvises til de oppgitte referanser.

Alder på bergartene innenfor kartbladet

Rb/Sr total-bergartsdateringer av pelittiske bergarter i Stabbursdalsgruppen (data ikke publisert) gir en prekambrisk alder (858 ± 61 m.å.), Styles 1978. Alderen er antatt å representere dannelse av lokale pegmatitter og sillimanitt. Foreløpige resultater av Rb/Sr total-bergartsdateringer av pegmatittiske bergarter ved Brufossen (kartblad Beiardalen) støtter en

LOKALITET	BERGART	METODE	ALDER	IR	MSWD	REFERANSE
Stabbursdal gr	Gneis	TB	858 ± 61	-	-	Styles 1978*
Govdestind dk	Pelittisk skifer	TB	606 ± 99	.724	70.4	Tørudbakken & Brattli 1985
		TB	690 ± 63	.720	18.5	Brattli 1985
Govdestind dk	Skifer	TB	658 ± 29	-	-	Styles 1978*
Harefjellet	Kvarts monz gneis	TB	495 ± 14	$.7094 \pm 0.006$	2.29	Cribb 1981
Harefjellet	Diorittisk gneis	TB	470 ± 59	$.7080 \pm 0.0008$	0.59	Cribb 1981
Høgtinden	Granitt	TB	440 ± 30	$.7098 \pm 0.0006$	4.05	Tørudbakken & Brattli 1985
Govdestind dk	Pelittisk skifer	TB	397 ± 36	$.7361 \pm 0.0032$	3.91	Tørudbakken & Brattli 1985

Tabell 4. Publiserte og upubliserte radiometriske dateringer i Beiarn dekkekompleks.

Published and unpublished radiometric ages from the Beiarn Nappe Complex.

IR = Initialforholdet $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

gr/dk = Gruppe/Dekke

TB = Rb-Sr total bergartsmetode

Alder = Alder i millioner år

MSWD = Mean square of weighed deviates

(Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio

(Group/Nappe)

(Rb/Sr total-rock method)

(Age in million years)

* Data ikke publisert

(Data not published)

prekambrisk alder for gruppen eller deler av den (disse forfattere). Dateringer av Gråtådalsgruppen og Habreså/Stabbendekket finnes ikke. Men det er interessant at bergarter i Habresåenheten opptrer med en pre-MP1 sillimanitt tekstur av samme type som Styles mener er prekambrisk. Dersom alderen til Styles representerer sillimanittdannelsen og migmatittiseringen, er sannsynligvis også Habreså-(Stabben-)dekket av prekambrisk opprinnelse. Et lignende resonnement kan ikke automatisk brukes for Gråtådalsgruppen fordi sillimanitten der trolig representerer MP1-paragenesen.

Dateringer av pelittiske bergarter i Govdestinddekket (658 ± 29 , Styles 1978 og 606 ± 99 , 690 ± 63 Tørudbakken og Brattli 1985) antyder en senprekambrisk til kambrisk alder for Govdestind-dekkets bergarter. (For videre diskusjon se Tørudbakken og Brattli, 1985).

Dateringer av deformasjon og metamorfose

Rb-Sr total-bergartsdateringer av Høgtindgranitten (post-F2-intrusiv) har gitt en intrusjonsalder på 440 ± 30 m.å. (Tørudbakken og Brattli 1985). Høgtindgranittens alder faller sammen med andre aldre for post-tektoniske intrusiver i Nordland som gir en nedre begrensning for de penetrative deformasjonsfasene, f.eks. 447 ± 7 , Claesson (1979) og 433 ± 16 og 419 ± 9 , Tørudbakken mfl. (under arbeid). Deformerte intrusiver i Harefjellet ca. 5 km vest av Arstaddalen har gitt krystallisasjonsalder på 495 ± 15 m.å., (kvartsmonzonittisk gneis) og 470 ± 59 m.å. (diorittgneis), (Cribb 1981). Dypbergartene er antatt å ha intrudert mellom F1- og F2-fasen. Med usikkerhet i et visst overlapp av post/pre-tektoniske aldre (se Tabell 4) antas F2 fasen å være ordovicisk (mellom 440 ± 30 og 495 ± 14 m.å., Tørudbakken og Brattli (1985)). F1 deformasjonen må være eldre enn 495 ± 14 m.å. og yngre enn Govdestindenheten hvilket gir en kambrisk til tidlig ordovicisk alder for F1 deformasjonen. Høgtindgranitten gir også en alder for kontaktmetamorfosen og en nedre grense for etableringen av tektonostratigrafien i området (skjærer grensene mellom de forskjellige enheter). Alderen på granitten gir videre en øvre begrensning for lavgradsmetamorfosen i området siden Høgtindgranitten er påvirket av denne. Et interessant trekk ved isotopanalyse fra Govdestind-dekket er en isokronalder på 397 ± 36 m.å. Alderen er tolket som sekundær og antas å representere en homogenisering av

isotopsystemet i forbindelse med mineralreaksjoner av lav grad. Samme type sekundære aldre er diskutert for en granittisk gneis i Rødingsfjelldekket, (Brattli mfl. 1982).

Med de reservasjoner en må legge i tolkningen av dataene tyder dateringene på følgende:

- Det eksisterer en betydelig aldersmessig forskjell på bergartene
- Bergartene i Habreså-(Stabben-)dekket og Stabbursdalsgruppen er prekambriske av alder
- Govdestind-dekkets bergarter er senprekambrisk til kambrisk av alder
- Sokumfjellgruppens og Gråtådalsgruppens alder er ukjent, men eldre enn F1 (kambrisk?)
- Den eldste gruppen bergarter er sannsynligvis deformert og metamorfosert i pre-kaledonsk (sveko-norvegisk?) tid, mens den yngste gruppen bergarter antagelig er avsatt post-sveko-norvegisk og deformert/metamorfosert under den kaledonske orogenesisen
- De penetrative deformasjonsfasene er eldre enn 440 ± 30 m.å. F2-deformasjonen er ordovicisk (mellom 440 ± 30 og 495 ± 14 m.å.), mens F1-deformasjonen er kambrisk til tidlig ordovicisk
- Tektonostratigrafien er etablert før 440 ± 30 m.å.
- Lavgradsmetamorfosen er yngre enn 440 ± 30 m.å.

Etableringen av dekkeenhetene

På bakgrunn av de data som er presentert er det nødvendig å diskutere tektonostratigrafien i området og da særlig etableringen av denne. Tidligere forfattere har hevdet at det er et tektonisk brudd mellom Vegdalsgruppen (nå Habreså-(Stabben-)dekket) og underliggende grupper (se s. 4). Direkte kriterier for et tektonisk brudd er ikke observert, imidlertid er det flere indirekte observasjoner som støtter en slik tolkning:

Ved lokalitet (680 055) danner dolomitt det øverste laget i Sokumfjellgruppen. Internt i dolomitten sees 1-2 m mektige ganger av hydrotermal kvarts som stryker normalt på bergartsstrøket og skjæres tvert av mot Habresådekket (se s. 16).

Marmorlagene internt i Habresådekket synes å ha en regional retning som stryker diskordant mot grensen mellom Sokumfjellgruppen og Habresådekket (se s. 15).

I Gråtådalen finnes et "kalkballe konglomerat" som er dannet ved deformasjon av kalksilikatlag i Gråtådalsmarmoren. Det er observert en økende deformasjon av kalkballene inn mot Stabbendekket grense (ekvivalent med Habresådekket), (se s. 18 og Fig. 14).

Dette er trekk som peker mot en tektonisk plassering av Habresåga-Stabbendekket over underliggende enheter. En mulig skyvning av

Habresåga-(Stabben-)dekket over underliggende enheter er vanskelig å tidfeste. Imidlertid har det trolig skjedd på et tidlig tidspunkt, sannsynligvis før eller under F1-fasen, siden enhetene synes å ha felles F1/M1 historie. I den forbindelse er det interessant å nevne at innskyvningen av BDK er antatt å ha funnet sted på et tidlig tidspunkt av F1-deformasjonen, Rutland og Nicholson (1965), Gustavson og Gjelle (1981).

Redefineringen av Vegdalsgruppen i en øvre tektonisk enhet, Govdestind-dekket, og en nedre enhet, Habresåga-(Stabben-)dekket, bygger både på litologiske, teksturelle, strukturelle og metamorfe forskjeller. Disse trekke- ne er diskutert i beskrivelsen og kan kort summeres opp som følger:

Bergartene i Govdestind-dekket skiller seg fra underliggende bergarter som meget ensformig og med en finkornet og nærmest fyllittisk tekstur (se petrografidelen), dessuten er deformasjonen i forbindelse med F1-foldningen mindre intens.

Hovedfoliasjonen og maksimum metamorfosegrad er i Govdestind-dekket relatert til F2-fasen, mens de i underliggende bergarter tilhører F1-fasen.

Grensens beskaffenhet mellom de to dekkene definerer en høydeformasjonsone. Den er karakterisert ved en markant 5-10 m høy rygg. I bunnen av ryggen er det store konsentrasjoner av hydrotermal kvarts i form av lag og linsjer (se s. 5). F1-folder som internt i Govdestind-dekket er karakterisert som tette til isoklinale, er transponert til bånd i selve grense-sonen.

Det faktum at de litologiske, teksturelle, strukturelle og metamorfe forskjeller er parallelle tyder på en skyvning på et tidlig stadium. Siden dekkeenhetene har en forskjellig utvikling av F1-fasen, men felles F2-fase, må skyvningen ha funnet sted på et tidspunkt mellom F1 og F2, antagelig på et sent stadium av F1-deformasjonen. Det synes derfor mulig at man har hatt flere skyveepisoder i tidsrommet pre F1- til post-F1-fasen.

På bakgrunn av de geologiske hovedtrekkene som er skissert ovenfor, foreslås at Habreså-(Stabben-)dekket er plassert i sin nåværende posisjon, pre-syn F1-fasen, mens Govdestind-dekket er innskjøvet på et sent stadium av F1-deformasjonen (pre-F2).

Økonomisk geologi

Innen kartbladet finnes det en del forekomster av erts og andre nyttbare bergarter og råstoffer. Opplysningene om disse er hentet fra Bergarkivet ved NGU. (Vik 1979, Ryghaug 1976/1977).

Malmforekomster

I områdene Vassheia og Nonsfjellet er det kartlagt kismineraliseringer. Forekomstene tilhører trolig samme bergartsnivå. Malmene består av smale, konkordante bånd med sulfider i en finkornet granatholdig skifer. De enkelte båndene kan bli opptil 0.1 m brede, men vanligvis mindre. I synkene er det rapportert mektigheter opptil 0.5 m, Torgersen (1935). Småfolder kan føre til lokal fortykning. Det finnes flere parallelle bånd, men hvert av dem har liten utstrekning. I Vassheia er det 3-4 bånd over en bredde på ca. 50 m og ved Nonsfjellet er det et liknende antall over ca. 100 m. Hvert enkelt mineralisert felt har en utstrekning på mellom 100 og 200 m mellom de ytterste røskene. Sinkblende og blyglans dominerer i malmen. Av og til er de atskilt slik at en har sinkrike lag og blyrike lag hver for seg. Magnetkis er også vanlig og opptrer sammen med 4-5 andre, mindre vanlige sulfider. Ved Eiteråga like ved Vassheia finnes en gammel nedlagt nikkelgruve. Nikkelmineraliseringen er lokalisert til en mindre gabbro. Forekomsten ble oppdaget i slutten av forrige århundre og iflg. offisiell bergverksstatistikk var den i drift fra 1891 til 1892.

Skiferforekomster

Govdestind-dekket er pga. sin finkornete tekstur og sin spesielle veksling mellom tynne spaltbare lag med forskjellig mineralogi, en mulig skiferressurs. Ved flere lokaliteter har det også vært drevet prøvedrift. To lokaliteter innen kartbladet er beskrevet og flere er nevnt i Bergarkivet (NGU), uten beskrivelse. Ved Eiterjord finnes flere gamle skiferbrudd. I 1970 ble det anbefalt prøvedrift i et av bruddene. Resultatet av prøvedriften i form av anvendbar skifer var ubetydelig. Ved Gråtåvatn finnes registrert en annen skiferlokalitet. Et undersøkelsesprogram ble satt i gang i 1975 for å undersøke potensielle anvendbare skiferforekomster. Et gjennomgående trekk i rapportene er at skifrene har dårlig spaltbarhet. Dette er forståelig siden lagning S₀ og skifrihet S₂ ofte skjærer

hverandre med en større eller mindre vinkel. Mulige prospekteringsområder for skifer med tilfredsstillende spaltbarhet må være på foldeflanker til regionale F2 strukturer der So/S1 og S2 er parallelle.

Summary

The map sheet Arstaddalen cover parts of the communities Beiarn, Gildeskål and Meløy in Nordland. The rocks in the map-area belong to the Beiarn Nappe Complex (BNC) which together with the Helgeland and Rødingfjellet Nappe Complexes (HNC and RNC) form the Uppermost Allochthon of the north-central Scandinavian Caledonides (for more general discussions, see Stephens et al., 1985). The present description is based on systematic mapping by Tørudbakken & Brattli during a four-year period from 1980 to 1984. Several tectonostratigraphical units are present within the mapped area. The units are shown in Fig. 2 and a schematic succession is presented in Fig. 3.

The Govddestinden Nappe. The uppermost tectonic level in the map-area is presented by the Govddestinden Nappe. It has an arc-shaped outcrop and thins out north of Beiardalen. Examination of the regional dip along the eastern and western boundaries indicates that the unit forms a large scale synformal structure. The Govddestinden Nappe consists largely of a finely banded metasedimentary sequence together with some layers of amphibolite. In outcrop the rocks look fine-grained and 'phyllitic'. The dark bands contain biotite and small garnets throughout the unit. Staurolite has been found in some bands in the northern part of the unit. At three localities (loc. 869 313, 876 318, 876 254) the amphibolite is found to contain large and small angular and rounded fragments of amphibolite. The fragments and the matrix show the same mineralogy and differ only texturally. In the northeastern part of the nappe there are some thin marble layers which are excellent markers for the tracing of large-scale fold structures.

Habreså(Stabben) Nappe. The underlying Habresåga unit in the west and the Stabben unit in the east belong to the so-called Habresåga (Stabben) Nappe. The units are nearly symmetrically exposed on either side of the Govddestinden Nappe. The boundary between the

Stabben unit and the Govddestinden Nappe can be seen as a clear lineament on aerial photographs along the entire contact, while the boundary between the Habresåga unit and the Govddestinden Nappe is not so well defined (controlled more by the topography). In the field this lineament is a distinct 5-10 m high escarpment parallel to a high-strain zone. In the north the Habresåga and Stabben units are both cut discordantly by the overlying Govddestinden Nappe. This means that in the northwest the Govddestinden Nappe rests on the Sokumfjell Group, while in the northeast the same nappe lies on top of the Gråtådalen Group. Both the Habresåga and the Stabben units are made up of rather homogeneous medium- to coarse-grained mica schists. In the Habresåga unit there are a few thin marble layers which can be traced southwards from the Høgtinden granite. The marbles seem to strike discordantly in relation to the boundary between the Habresåga unit and the underlying Sokumfjellet Group. However, the topography is such that it is difficult to observe the precise contact relationships and it is therefore hard to say whether the layers thin out against or are cut discordantly by the rocks of the Sokumfjellet Group. Thin-section studies from rocks of the Habresåga unit show a main mineral association of quartz, biotite, light mica, garnet, staurolite and kyanite. An old sillimanite (fibrolite) fabric is present in parts of the rocks, overgrown (replaced) by kyanite. In the vicinity of the Høgtinden granite in the north a late phase of randomly oriented idiomorphic sillimanite is recognized in appropriate rocks.

Sokumfjellet Group. Underlying the Habresåga unit in the western part of the map-area is the Sokumfjellet Group. It consists of a thick marble which in the northwest is intruded by intermediate to basic igneous rocks. The marble is dominated by calcite, but dolomitic bands and layers are also present. Several thin layers of schists are mapped within the marble. These layers are excellent markers for the tracing of regional folds (see map). Important minerals observed in the schists are garnet and staurolite. Along the border between the schists and the marble there may be calc-silicate minerals such as tremolite and diopside. East of litle Storglomvatn in the upper part of the Sokumfjellet Group there are several, thick (1-2 m), hydrothermal quartz veins which are cut discordantly by the overlying Habresåga unit.

The Gråtådal Group. In the east the Gråtådal Group underlies the Stabben unit. The group occupies the same tectonostratigraphic position as the Sokumfjellet Group in the west. The Gråtådal Group consists of two marble sequences, the Gråtådal marble and the Beiardalen marble, separated in the south by a unit of mica schist. To the north, the two marbles coalesce as the mica schist thins out. Further north, the marble apparently links with the Sokumfjellet marble as this bends around the Govddestinden synform. However, an eventual juxtaposition of the Sokumfjellet marble and the Gråtådal/Beiardalen marble has never been confirmed in the field (A. Solli, pers. comm. 1983). The marble sequences are dominated by calcite, but dolomitic bands have been observed in the lower parts. The mica schist is partly homogeneous and partly thickly banded. The rock is generally medium- to coarse-grained with index minerals such as garnet, staurolite and kyanite. In the south the schist grades into a migmatitic gneiss. In thin-section it is possible to observe how the staurolite became unstable in the vicinity of the migmatites, and in the interior of the migmatite staurolite and kyanite are replaced by sillimanite. In the northern part of the Gråtådal Group bodies and layers of granitic gneisses occupy considerable areas (see below). The mineral composition of these gneisses are shown in Table 1 and in Fig. 6. The gneisses are deformed by the main deformation.

The Stabbursdalen Group. Tectonically underlying the Gråtådal Group is the heterogeneous Stabbursdalen Group which consists of banded gneiss with pegmatitic layers and boudins, mica gneiss, augen gneiss, granitic gneiss and some thin marble layers. The banded gneiss with the pegmatitic material forms up the core of a tight to isoclinal synformal structure in the eastern part of the map-area. The pegmatitic material usually occurs as boudins (up to 2 m wide and 5 m long) which are the result of intense deformation of formerly continuous layers. The mica gneiss occupies the largest area of this group. The rock is rather homogeneous and medium-grained with mica and garnet as the main minerals. The augen gneiss occurs in a 200-400 m broad area in the southern part of Blåmolifjellet. (An age determination of this rock is in progress). In the eastern part of the sequence the rock is dominated by a quartz-feldspar-biotite pegmatite which grades into a

normal augen gneiss to the west. The augen may be up to 50 cm wide and 1 m long, and are oriented within the foliation of the rock. The leucosome consists of quartz and feldspar while the melanosome contains biotite. The paleosome or country rock is medium-grained with stable index minerals such as garnet, staurolite and kyanite. Styles (1978) has recognised a sillimanite fabric which he believes to be of the same age as the migmatitic rock and probably older than the main mineral fabric within the group as a whole (see below). The granitic gneisses occur as layers which facilitate the tracing of regional folds. The composition of these gneisses is similar to that of the granite gneisses in the Gråtådal Group.

Intrusive rocks. In the northern and northwestern parts of the map-area the ground is dominated by large intrusive massifs.

Post-tectonic intrusion. The area around Høgtinden is dominated by the so-called Høgtinden granite. This granite cuts the tectonostratigraphic sequence (see map) and also transects the folds of the main deformation phases F1 and F2. Within in the granite there are many xenoliths of the country rocks (Fig. 5) as well as of foliated intrusive rocks identical to the intermediate to basic rocks further west (see below). The mineralogy of the granite is shown in Table 1 and Fig. 6 (No.9). The alkali-feldspar occurs as tabular phenocrysts (1-5 cm long) in a medium-grained (1-3 mm) groundmass. The plagioclase is sometimes sericitized and there is also new growth of randomly oriented chlorite. The rock is unfoliated, but brittle deformation structures (joints and minor faults) can be observed. The granite is cut by granite pegmatites (grain-size 0.5-10 cm) probably representing late crystallizing residual liquids.

Pre- to syntectonic intrusion. This intrusive complex occurs over an area of about 40 km² in the northwestern part of the map-sheet. The rocks consist of a rather light porphyric intrusion of granodioritic to quartz-monzonitic composition and a darker variant of tonalitic to quartz-dioritic composition. The relationships between the different types are not fully clear, but in general the darker rocks seem to be older than the lighter types.

Granodiorite to quartz-monzonite. The composition is shown in Table 1 and Fig. 6 (Nos.13, 18

and 19). The typical rock has feldspar phenocrysts (1-3 cm long) set in a medium-grained matrix. The plagioclase is usually saussuritized. The rocks show some ductile deformation (in thin-section), but have no penetrative foliation.

Tonalite to quartz-diorite. The composition is shown in Table 4 and in Fig. 6 (14, 20, 21). The rocks are rather dark in outcrop (rather high content of biotite) and medium-grained. Oriented biotite and amphibole define a well developed foliation.

Planar structures. In all units most of the rocks exhibit several different planar structures. In the Govddestinden Nappe the alternating light and dark banding is believed to represent a primary feature and is abbreviated as S0. In the underlying units metamorphic and deformational processes have modified and transformed possible primary bedding. The lithological layering and banding, which in some rocks is represented by a varying mineralogy, is to a large extent the result of secondary processes, and is designated SS. In all units an axial plane foliation (S1) may be seen parallel to S0 and SS. The foliation is defined by a parallel arrangement of minerals and transposition of earlier planar structures during the F1 deformation. Throughout the mapped area below the Govddestinden Nappe the S1 schistosity is penetrative and the most prevalent foliation. In the Govddestinden Nappe, however, the syntectonic growth of minerals and transposition processes seem to have been less important and the S1 schistosity is not penetrative. Another schistosity (S2) is observed in parts of the area. In the Govddestinden Nappe this foliation is the main schistosity. It may be developed either as an axial planar foliation defined by minerals which grew during the F2 deformation or as a crenulation cleavage in appropriate rocks.

Lineations. Apart from the fold axes, two types of lineation are observed in appropriate rocks. The first is defined by the intersection of two planar structures, e.g. S0/S2 or S1/S2. The second is seen as a growth of elongate minerals (e.g. amphibole) parallel to the axes of F2 folds.

Folds. Structures ascribes to three phases of folding (F1, F2 and F3) have been found in all tectonostratigraphical units. However, a pre-F1 phase of deformation and metamorphism has been proposed for the Stabbursdalen Group

(Styles 1978). Large-scale F1-folds are hard to detect, but Styles (1974) interpreted the marble layers on Osfjellet as defining an isoclinal F1 fold closing westwards and refolded by later (F2 folds). Detailed investigation of the minor structures has shown that the first phase of folding, F1, may be best recognised in the Govddestinden Nappe where the folds are tight to isoclinal with S1 as a more or less well developed axial planar foliation. In this unit it is possible to follow the lithological layering around F1 fold closures (Fig. 16). However, towards the border between the Govddestinden Nappe and the Habresåga (Stabben) Nappe the F1 folds become more flattened and in the contact zone there are few F1 fold closures preserved. In all the underlying units, flattening (in connection with the F1 deformation) seems to have been very intense throughout and it is usually difficult to recognise F1 folds in outcrop. The second fold episode is represented by large-scale folds which control the outcrop pattern of the map-area. In this connection the Govddestinden Nappe and the underlying Habresåga (Stabben) Nappe constitute a large F2 synformal structure. Large-scale F2 folds may also be traced by granitic gneiss layers in the southeastern part of the investigated area. Minor F2 folds are tight to open with the S2 schistosity as an axial planar foliation in appropriate rocks (see above). The style varies from similar (common in the Govddestinden Nappe) to parallel (as in the gneiss region in the Stabbursdalen Group). The F2 axes have a NNE-SSW orientation. This is also the dominant lineation trend in the field. Large-scale F3 folds have not been observed in the field, but the stereographic diagram (Fig. 18) indicates the presence of a late regional fold of ESE-WNW axial trend. Minor F3 folds have been described from Osfjellet (Styles 1974). The folds are open and usually devoid of either cleavage or schistosity.

Metamorphism. In the Govddestinden Nappe the main growth of index minerals such as staurolite, garnet and biotite is believed to have taken place during the F2 deformation (post-F1/pre-F2 to post-F2). In the underlying units the mineral association kyanite, staurolite, garnet and biotite grew during the F1 episode. Sillimanite (instead of kyanite) occurs in the migmatitic parts of the Gråtådal Group. A pre-S1 sillimanite fabric is observed both in the Stabbursdalen Group and in the Habresåga Nappe. This is thought to be of the same age as

local pegmatite in rocks of the Stabbursdalen Group. The work has shown that the maximum metamorphism in the Govddestinden Nappe was reached during the F2 deformation and is of garnet (staurolite) grade, while the metamorphism in the underlying units reached kyanite (sillimanite) grade during the F1 deformation. The described metamorphic discontinuity is parallel to the high-strain zone between the Govddestinden Nappe and the underlying units. The pre-S1 sillimanite fabric recorded in parts of the area probably dates to an older metamorphic and deformational event. A low-grade metamorphic event represented by a late growth of unoriented chlorite and white mica has affected the whole area (including the Høgtinden granite).

Age of the rocks and the deformation. Rb-Sr total-rock dating of pelitic rocks in the Stabbursdalen Group (data not published) have yielded a Precambrian age (see Table 2), Styles 1978). This age is thought to represent that of pre-F1 sillimanite fabric and pegmatite development (see above). Preliminary results from Rb/Sr total-rock dating of local pegmatitic rocks by the present authors support a Precambrian age for the group. Radiometric age dating of the Gråtådalen Group and Habresåga (Stabben) Nappe rocks has not yet been carried out, but it is interesting that pre-F1 sillimanite of the same type as that in the Stabbursdalen Group is observed in the Habresåga Nappe. This may indicate that the rocks of the Habresåga Nappe could be Precambrian in age. Rb-Sr total-rock dating of pelitic rocks in the Govddestinden Nappe has given a late Proterozoic to early Cambrian age for this unit (for further discussion, see Tøruðbakken & Brattli, 1985). Total-rock Rb-Sr dating of the post-F2 Høgtinden granite has yielded a date of 440 ± 30 m.y. interpreted as the age of intrusion. Intrusion in the Harefjellet area further west have yielded ages of 495 ± 15 m.y. (quartz-monzonitic gneiss) and 470 ± 59 m.y. (dioritic gneiss) (Cribb 1981). It was suggested that these intrusions were emplaced between the F1 and F2 phases of folding. The data indicate that an age difference exists between some of the units on the map. The oldest rocks were probably deformed and metamorphosed during a pre-Caledo-

nian orogeneses (Sveconorwegian?) while the youngest metasedimentary rocks are of late Proterozoic to early Cambrian age. The lower limit for the main deformation (F1 and F2) as well as the establishment of the tectonostratigraphy and the upper limit for the low-grade metamorphism is constrained by the 440 ± 30 m.y. granite age. This date combined with the earlier radiometric data makes it reasonable to propose an Ordovician age for the F2 deformation and a Cambrian to early Ordovician age for the F1 deformation.

The emplacement of the nappes. The earlier proposed thrust boundary between the Vegdalen Group (now the Habresåga (Stabben) Nappe) and the underlying groups is confirmed by this investigation. The movement of the Habresåga (Stabben) Nappe is believed to have taken place early in the F1 phase of deformation. The redefinition of the Vegdalen Group into three tectonic units, the central Govddestinden Nappe above the Stabben unit (in the east) and Habresåga unit (in the west), is based on several features such as the lithological, structural and metamorphic difference between the Govddestinden Nappe and the rocks in the underlying units. Together with observed strong deformation in the contact zone, this indicates that the boundary between the units is a thrust contact. As all units are affected by F2 structures, the thrusting probably occurred late in the F1 phase.

Economic geology. The map-area holds very little promise from a present-day economic-geological point of view. In the area around Vassheia and Nonsfjellet some sulphide mineralizations (sphalerite and galena) have been registered. At Eiteråga there is an old nickel mine which, according to the Bergarkivet NGU, was in operation from 1891 to 1892. At Eiterjord and Gråtåvatn there are several old slate quarries. In 1970 one of the quarries at Eiterjorda was re-opened in a trial operation, but the result was negative. A programme of investigation of the possible workable slates in the area was carried out in 1975. The conclusion of this study was that the slate is poorly fissile and of low quality.

Referanser

- Brattli, B., Tørudbakken, B.O. & Ramberg, I.B. 1982: Re-setting av a Rb-Sr total rock system in Rødingfjellet Nappe Complex, Nordland, North Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 62, 219-224.
- Claesson, S. 1979: Pre-Silurian orogenic deformation in the north-central Scandinavian Caledonides. *Geol. Fôr. Stockh. Forh.* 101, 353-356.
- Cribb, J.S. 1981: Rb-Sr geochronological evidence suggesting a reinterpretation of part of the north Norwegian Caledonides. *Nor. Geol. Tidsskr.* 61, 97-110.
- Gabrielsen, R.M. & Ramberg, I.B. 1979: Skyvesonen mellom Rødingfjelldekket og Helgelandsdekket i området Tustervatn, Helgeland. *Geolognytt* 13, 22-23 (abstract).
- Gjelle, S. 1978: Geology and structure of the Bjøllånes area, Rana, Nordland. *Nor. geol. unders.* 343, 1-37.
- Gustavson, M. & Gjelle, S. 1981: Regional geology of central Nordland. *Earth Evol. Sci.* 1, 6-13.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F. 1976: *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 571 p.
- Hollingworth, S.E., Wells, M.K. & Radshaw, R. 1960: Geology and structure of the Glomfjord Region, N. Norway. *Int. Geol. Congr.* 21 (19), 33-42.
- Holmsen, G. 1932: Rana, beskrivelse til det geologiske generalkart. *Nor. geol. unders.* 136.
- Nicholson, R. & Walton, B. 1963: The structural geology of the Navervatn Storglomsvatn area, Glomfjord, northern Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 43, 1-58.
- Nicholson, R. & Rutland, R.W.R. 1969: A section across the Norwegian Caledonides: Bodø to Sulitjelma. *Nor. geol. unders.* 260, 86 pp.
- Ramberg, I.B. 1967: Kongsfjell-området geologi, en petrografisk og strukturell undersøkelse i Helgeland, Nord-Norge. *Nor. geol. unders.* 240, 152 pp.
- Ramsay, J.G. 1967: *Folding and fracturing of Rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York, 562 p.
- Rekstad, J. 1913: Fjeldstøket mellom Saltdalen og Dunderlandsdalen. *Nor. geol. unders.* 61, 1-65.
- Rekstad, J. 1929: Salta, beskrivelse til det geologiske generalkart. *Nor. geol. unders.* 134, 1-73.
- Rutland, R.W.R. 1959: Structural geology of the Sokumvatn area, Norsk Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 39, 287-337.
- Rutland, R.W.R. & Nicholson, R. 1965: Tectonics of the Caledonides in part of Nordland, Norway. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 121, 73-109.
- Ryghaug, P. 1976/77: Skiferundersøkelser i Nordland. *NGU-Rapport nr. 1336/1*. Bergarkivet NGU.
- Stephens, M.M., Gustavson, M., Ramberg, I.B. & Zachrisson, E. 1985: The Caledonides of central-north Scandinavia - a tectonostratigraphic overview. In Gee, D.G. & Sturt, B.A. (eds.) *UCS Proceedings - Scandinavia and Related Areas*. J. Wiley & Sons.
- Streckeisen, A. 1976: To each plutonic its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.
- Styles, M.T. 1974: *The structure, metamorphism and igneous petrology of the Beiarn area, Nordland, North Norway*. Unpubl. Ph.D. thesis, Univ. of Manchester.
- Styles, M.T. 1978: The structure, metamorphism and geochronology of the Beiarn region, Nordland and its tectonic implications. In Cooper, M.A. & Garton, M.R. (eds.). *Tectonic Evolution of the Scandinavian Caledonides*. City of London Polytechnic, 54-55.
- Torgersen, J.C. 1935: Sink og blyforekomster i det nordlige Norge. *Nor. geol. unders.* 142, 1-60.
- Tørudbakken, B.O. & Brattli, B. 1985: Ages of metamorphic and deformational events in the Beiarn Nappe Complex, Nordland, Norway. *Nor. geol. unders.* 399, 37-39.
- Vik, E. 1979: Bly og sinkforekomster i Nordland. *NGU-Rapport nr. 1556/10*, Bergarkivet, NGU.
- Winkler, H.G. 1979: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th. ed. Springer-Verlag, New York, 348 p.

Ekskursjonslokaliteter

1. Lokalitet (870 312). Langs riksveg fra Storjord (før bru ved Selfors). Fin blotning av den lagdelte skiferen i Govdestind-dekket. Bergarten veksler mellom lyse lag som består av kvarts, feltspat og muskovitt og mørke lag som består av kvarts, biotitt og granat. Lokaliteten viser også hvordan bergartens skifrihet skjærer den opprinnelige lagningen.

2. Lokalitet (869 313). Ved Beiarelvas bredd ca. 300 m rett vest for forrige stopp. Ved denne lokaliteten sees et amfibolittisk (mørkt) lag på ca. 2 m mektighet, med fragmenter av basisk sammensetning. Fragmentene er fra 4-5 mm i diameter og opptil 1/2 m. De varierer i form fra kantet til rundet. Både vertsbergarten og fragmentene består av hornblende, plagioklas og biotitt. (Ved høy vannstand i Beiarelva er lokaliteten under vann).

3. Lokalitet (734 233). Ved Arstaddalsdammens utløp i Arstaddalen. I vegskjæring nord for dammen sees grovkrystallinsk marmor med kalksilikater. Kalksilikatene opptrer som avlange krystaller opptil 10 cm store. Fargen er grålig til lys grønn.

4. Lokalitet (844 173). Langs vegskjæringen i Gråtådal. Lokaliteten viser kalksilikatlag i kalkspatmarmor. Lagene er brutt opp og finnes som boller og fragmenter i marmoren. Går en fra nederst til øverst i marmorsekvensen (Gråtådal marmoren) vil en se en gradvis utvikling fra sammenhengende lag som blir brutt opp til fragmenter og som øverst i marmoren er kraftig deformert og "utoverdratt" til bånd og usystematiske flyttestrukturer.

Ordforklaringer

- Aksessorisk: Mineral som forekommer i liten, men karakteristisk mengde i en bergart
- Allotriomorf: Krystall karakterisert ved at ingen av mineralets flater er regelmessig utformet
- Anatekse: Naturlig oppsmeltning av en bergart
- Antiform: Fold som vender den konvekse siden (ryggen) oppover, men hvor den relative alder på lagene ikke er kjent.
- Autokton: Berggrunn som befinner seg der den først er dannet (ikke er skjøvet fram over lengre avstander)
- Basisk (om bergart): Bergart som har et SiO₂ innhold mindre enn 52 vektprosent
- Boudin: Avlang, pøslignende del av et kompetent bergartslag dannet ved deformasjon
- Diablastisk: Radiær (nålformet) tekstur
- Diskordans: Brudd i lagrekken
- Dypbergart: Størkningsbergart dannet ved krystallisasjon av større magmamasse dypt nede i jordskorpen
- Duktil deformasjon: En bergart som kan oppta 5-10% deformasjon før den sprekker, for eksempel ved at lagene bøyes (foldes). Bergarten deformeres i denne forbindelse under høye temperaturer og trykk
- Erts: Et mineral som inneholder et eller flere elementer med spesifikk vekt mer enn 5. (Malm er en forekomst av erts som er teknisk og økonomisk drivverdige)
- Fold: Lag eller flater i berggrunnen som er mer eller mindre buet
- Fenokrystall: Stor primær krystall i en ellers finkornet bergart
- Foldeakse: Tenkt linje som følger ryggen av en antiform eller bunnen av en synform
- Foliasjon: Planstruktur dannet ved parallellorientering av mineraler eller mineralbruddstykker i en bergart. Foliasjon forekommer helst i omdannede bergarter
- Gangbergart: Størkningsbergart dannet ved at magma har krystallisert i f.eks. sprekker
- Granoblastisk: Se: Granulær
- Granulær: Aggregat av mineraler med mer eller mindre klart avgrensede mineralkorn. (equigranulær = jevnkornet, hetrogranulær = ulikekornet)
- Hydrotermal: Varmt vatn eller gass vanligvis med oppløste grunnstoffer som sirkulerer i berggrunnen
- Hypidiomorf: Krystall karakterisert ved at en eller flere av mineralets flater er regelmessig utviklet
- Idiomorf: Krystall karakterisert ved at alle flatene er regelmessig utviklet (krystallflater)
- Inkompetent: Bergart eller del av en lagpakke som er mindre motstandsdyktig og gir lettere etter for trykk-krefter enn nabobergartene (relativt begrep)
- Intrudere: Inntrengning av en smeltet dypbergart i andre bergarter
- Isoklinalfold: En fold som er så sterkt sammenklemt at sideflatene er parallele
- Kaledonsk: Tidsrom som omfatter fjellkjedefoldingen (se Tabell 5) som fant sted under ordovicium-devon i nordvest Europa og østlige deler av Nord-Amerika
- Kambrium: Den eldste av 11 perioder som starter med nåtid og ender med kambrium (se Tabell 5)
- Kinkfolder: En fold med plane lemmer og skarpt vinklet foldcombøynig
- Kompetent: Bergart eller del av lagrekken som er mer motstandsdyktig mot trykk-krefter enn nabobergartene og blir derfor ikke så lett deformert (relativt begrep)
- Konkordans: Betyr at lagflater er parallele på begge sider av en grense i en lagpakke, eller at en gangbergart ligger parallellt med lagene i en lagrekke

EON	ÅR	ERA	PERIODER	OROGENESE
Phanerozoikum	65	Kenozoikum (65)	Kvartær (2)	Kaledonske fjellkjedefolding Sveko-norvegiske fjellkjedefolding
			Tertiær (63)	
	248	Mesozoikum (183)	Kritt (79)	
			Jura (69)	
			Trias (35)	
			Perm (38)	
	590	Paleozoikum (342)	Karbon (74)	
			Devon (48)	
			Silur (30)	
			Ordovicium (67)	
			Kambrium (85)	
Proterozoikum	900	Prekambrium		
1400				

Tabell 5. Geologisk tidstabell.

Geological time table.

- Kruskløv: En planstruktur som følger akseplanene i småfolder (krus) i bergarten og som gjør at en skifer lar seg kløyve i lameller på tvers av tidligere skifrihet. Den gamle skifriheten viser seg som fine, bølgede tverrstriper
- Lepidoblaster: Bladformet mineral (tekstur) (som i glimmerskifer)
- Leukosom: Parti i en oppsmeltet bergart som består av lyse mineral som kvarts, feltspat (se neosom)

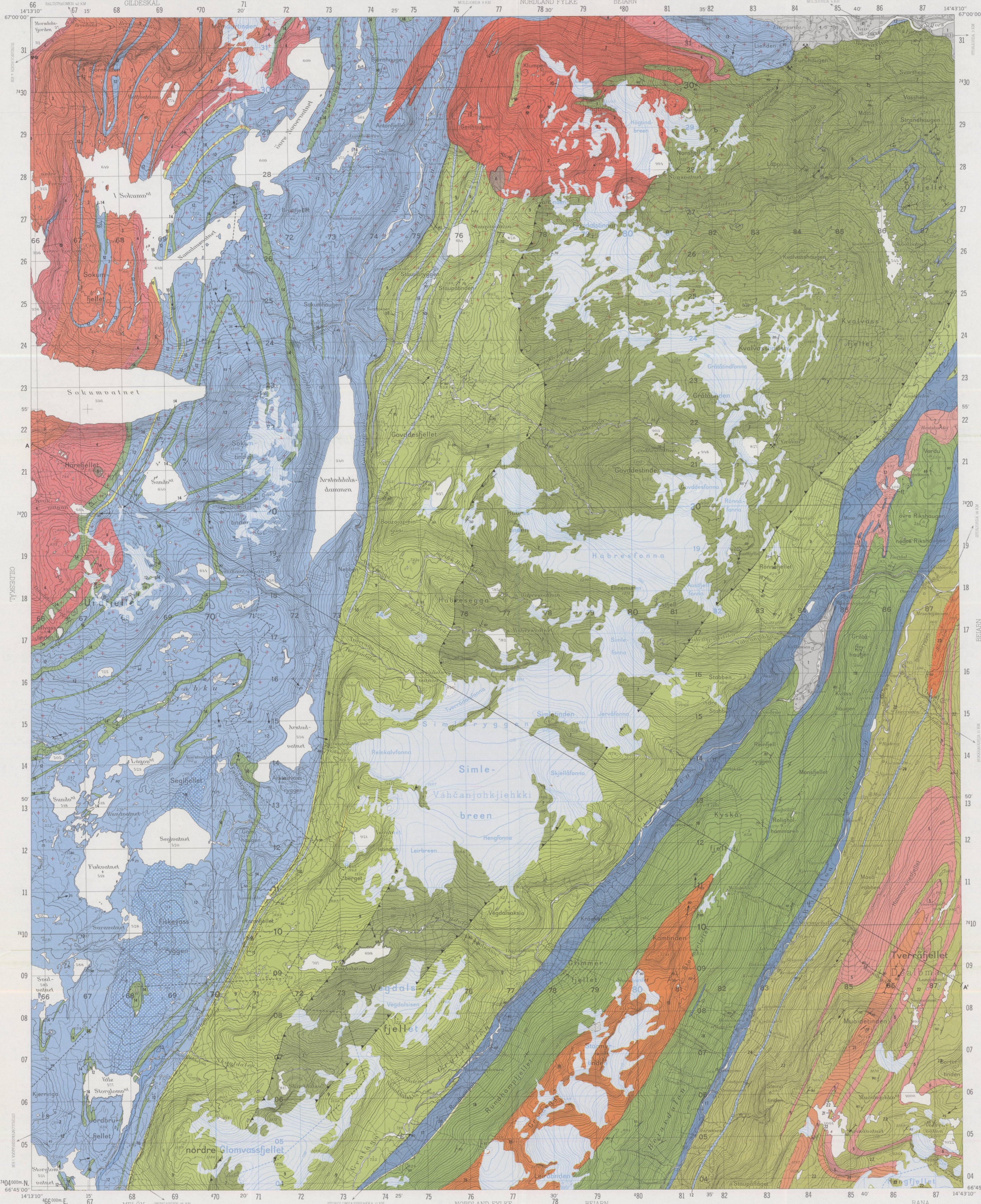
- Lineament:** Rett, eller svakt bøyd lang struktur på jordoverflaten. Et lineament kan representeres av topografiske relieff, forkastninger, bergartsgrenser, overskyvningsgrenser osv.
- Lineasjon:** Linjestruktur i bergart dannet f.eks. av parallelorienterte stenglige mineraler, eller to planstrukturer som skjærer hverandre
- Litologi:** Bergartstype, beskrevet f.eks. ved karakteristiske egenskaper som farge, mineralinnhold, kornstørrelse osv.
- Magmatisk bergart:** Størkningsbergart, dannet ved krystallisasjon av smeltet bergartsmasse (magma). Omfatter dypbergarter, gangbergarter og lavabergarter
- Melanosom:** Parti i en oppsmeltet bergart som består av mørke mineraler, f.eks. biotitt, hornblende, granat osv. (se neosom)
- Metamorfose:** Omdanning av en bergart som utsettes for endrede, vanligvis forhøyete trykk- og temperaturforhold. Det skjer en omkrystallisasjon, ofte med dannelse av et nytt mineralselskap, og med utvikling av ny struktur
- Migmatitt:** Metamorf bergart kjennetegnet av partier med slirer av grovere kvarts- og feltspatkorn i en mer finkornet glimmerrik mellommasse, dannet ved delvis oppsmelting av moderbergarten
- Mimetisk vekst:** Metamorfe teksturer eller mineraler som gjenspeiler eller "imiterer" primære magmatiske eller sedimentære teksturer/mineraler
- Mineralparagenese:** Et mineralselskap dannet under en bestemt likevektsbetingelse
- Mylonitt:** En metamorf bergart, dannet ved at den opprinnelige bergart ble sterkt oppknust ved bevegelser i berggrunnen og deretter kittet sammen igjen (herdet) og/eller omkrystallisert til fast bergart
- Myrmekitt:** Myrmekittisering Sammenvekst av kvarts og feltspat
- Nematoblastisk:** De fleste mineraler er nål- eller prismeformet (som i amfibolitter)
- Neosom:** Når en bergart blir utsatt for høye temperaturer begynner en delvis oppsmelting. Neosom beskriver den delen av bergarten som er oppsmeltet
- Opak mineral:** Mineral som er ikke er gjennomsynlig selv etter kraftig nedsliping
- Ordovicium:** Nest eldste av 11 perioder som starter med nåtid og ender med kambrium. Se Tabell 5
- Orogenese:** Fjellkjededannelse. Den prosess i jordskorpen som fører til dannelse av fjellkjedestrukturer (foldninger, skyvninger, metamorfose mm.)
- Paleozom:** Se neosom. Representerer den delen av bergarten som er upåvirket (ikke oppsmeltet)
- Pegmatitt:** Svært grovkornet gangbergart av granittisk (kvarts, alkalifeltspat, plagioklas) sammensetning. Pegmatitt kan inneholde sjeldne mineraler
- Pertitt:** Lovmessig sammenvokst av to mineralfaser. Kan skyldes en avblanding fra en tidligere homogen mineralfase ved magmatiske eller metamorfe prosesser
- Pleokroisme:** At et mineral viser flere egenfarger i tynnsliip
- Poikilitisk:** Små og gjerne runde inneslutninger av mineraler i et tekstur annet større mineral
- Porfyr:** Størkningsbergart som inneholder store krystaller i en mere finkornet grunnmasse
- Proterozoikum:** Se Tabell 5
- Sveko-norvegisk:** Se Tabell 5
- Skifrihet:** Det samme som foliasjon (se ovenfor), men hvor bergarten vanligvis viser en evne til oppspaltning langs planflaten
- Skyvedekke:** (dekkekompleks). Flak eller flere flak av jordskorpen som har beveget seg fram over andre fjellpartier
- Stratigrafi:** Serie av flere suksessive bergartslag som ligger oppå hverandre i en lagpakke
- Struktur:** Måten jordskorpen er bygd opp på. Geologiske strukturer kan f.eks. være foliasjon, skifrihet, oppsprekning, regionale folder
- Synform:** Fold som vender den konkave siden (åpningen) oppover, og hvor den relative alder på lagene er ukjent
- Tektonikk:** En gren av geologien som behandler strukturer som skyldes bevegelser i jordskorpen
- Tektonostratigrafisk enhet:** En enhet i en lagrekke atskilt fra de øvrige stratigrafiske enheter ved skyveflater
- Tekstur:** Betegnelse på mineralenes kornstørrelse, kornform og arrangement i bergarter
- Transposisjon:** Forandring av et opprinnelig lags orientering, ved deformasjon

ARSTADDAL

2028 IV

BERGGRUNNSKART 1:50.000

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



TEGNFORKLARING Legend

- LØSAVLEIRING AV KVARTÆR ALDER**
Quaternary deposits
- 1 MORENE, GRUS, SAND, LEIR, OL.
Moraine, gravel, sand, clay, etc.
- DYPPBERGARTER AV ORDOVICISK TIL SILURISK ALDER**
Plutonic rocks of Ordovician to Silurian age
- 2 PORFYRISK GRANITT (1)
Porphyritic granite (1)
- BEIARDEKKEKOMPLEKSET. BERGARTER AV MELLOM-PR-KAMBRISK TIL ORDOVICISK ALDER, FRAMSKJØVET UNDER DEN KALEDONISKE FJELLKJEDEANNELSE**
Belarn Nappe Complex. Rocks of Middle Precambrian to Ordovician age, overthrust during the Caledonian orogeny
- DYP- OG GANGBERGARTER AV KAMBRISK TIL ORDOVICISK ALDER**
Plutonic and hypabyssal rocks of Cambrian to Ordovician age
- 3 GRANODIORITT TIL KVARTSMONZONITT (2)
Granodiorite to quartz monzonite (2)
 - 4 SURE TIL INTERMEDIÆRE GANGER OG GANGSVERMER, FLERE GENERASJONER (SKJEMATISK GJENITT)
Acidic to intermediate dykes and dyke swarms, several generations (shown schematically)
 - 5 TONALITT TIL KVARTSDIORITT (3)
Tonalite to quartz diorite (3)
- DYPPBERGARTER AV ANTATT SENPREKAMBRISK ALDER ELLER ELDRE**
Plutonic rocks of assumed Late Precambrian age or older
- 6 ALKALISK GRANITISK GNEIS
Alkaline granitic gneiss
 - 7 METAGABBRO
Metagabbro
- METASEDIMENTER AV ANTATT MELLOM-PR-KAMBRISK TIL KAMBRISK ALDER**
Metasediments of assumed Middle Precambrian to Cambrian age
- GOVDESTIND-DEKKET, BERGARTER AV SENPREKAMBRISK TIL KAMBRISK ALDER**
Govdestinden Nappe, rocks of Late Precambrian to Cambrian age
- 8 MØRK GRANAT-GLIMMERSKIFER I VEKSLING MED LYS MUSKOVITTKVARTSSKIFER OG AMFIBOLITT, STEDVIS MED AMPHIBOLITGRØDSTYKKER (LAKTYKSELSE 1 mm-5 m)
Dark garnet-mica schist intercalated with light muscovite-quartz schist and amphibolite, in places with fragments of amphibolite (layer thickness 1 mm-5 m)
 - 9 KALKSPATMARMOR, GRÅ, FINKORNET
Calcite marble, grey, fine-grained
- HABRESÅDEKKET (STABBENDEKKET), BERGARTER AV ANTATT SENPREKAMBRISK TIL MELLOM-PR-KAMBRISK ALDER**
Habresåga (Stabben) Nappe, rocks of assumed Late Precambrian to Middle Precambrian age
- 10 GLIMMERSKIFER, FIN- TIL MIDDELSKORNET, VANLIGVIS ENSARTET
Mica schist, fine- to medium-grained, usually homogeneous
 - 11 MARMOR, VANLIGVIS BÅNDET
Marble, usually banded
 - 12 KVARTSITT
Quartzite
- SOKUMFJELLOPPEN, ALDER USIKKER (KAMBRISK?)**
Sokumfjell Group, age uncertain (Cambrian?)
- 13 MARMOR, OVERVEIENDE KALKSPATMARMOR, STEDVIS MED DOLOMITTISKE LAG
Marble, mainly calcitic, in places with dolomitic layers
 - 14 DOLOMITT
Dolomite
 - 15 GLIMMERSKIFER, FINKORNET, STEDVIS MED STAUROLITT OG KALKSIKATER
Mica schist, fine-grained, partly with staurolite and calc-silicates
 - 16 KALKSPATMARMOR I VEKSLING MED TYNNE LAG AV LYS SIFER, OMDANNEDE SURE TUFFITTER?
Calcite marble, intercalated with thin quartzofeldspathic bands, acidic metatuffites?
 - 17 KVARTSITT
Quartzite
 - 18 GRÅTÅDALSGRUPPEN, ALDER USIKKER (KAMBRISK?)
Gråtdalen Group, age uncertain (Cambrian?)
 - 19 MARMOR, STEDVIS MED DOLOMITTBÅN, MIDDELSKORNET
Marble, in places with dolomitic layers, medium-grained
 - 20 GRANAT-BIOTITTSKIFER, FIN- TIL MIDDELSKORNET, STEDVIS BÅNDET
Garnet-biotite schist, fine- to medium-grained, in places banded
 - 21 GLIMMERSKIFER, MIGNATISERT, MED STAUROLITT OG SILIMANITT
Mica schist, migmatised, with staurolite and sillimanite
 - 22 KVARTSITT
Quartzite
 - 23 STABURSDALSGRUPPEN, ANTATT SENPREKAMBRISK TIL MELLOM-PR-KAMBRISK ALDER
Staburdalen Group, assumed Late Precambrian to Middle Precambrian age
 - 24 GNEIS, BÅNDET OG MED PEGMATITTSILURER
Gneiss, banded, with pegmatitic silures
 - 25 GLIMMERSKIFER, MIDDELSKORNET, STEDVIS GRANATRIK
Mica schist, medium-grained, in places with abundant garnet
 - 26 DYKESKIFER MED STAUROLITT OG DISTEN
Auge gneiss with staurolite and kyanite
 - 27 KALKSPATMARMOR
Calcite marble

GEOLOGISKE SYMBOLER Geological symbols

- BERGARTSGRENSSE, SIKKER/SANNSYNLIG USIKKER
Rock boundary, definite/probable/uncertain
- SKYVEGRENSE FOR GOVDESTIND-DEKKET
Thrust boundary of the Govdestinden Nappe
- SKYVEGRENSE FOR HABRESÅDEKKET (STABBENDEKKET)
Thrust boundary of the Habresåga (Stabben) Nappe
- PLANSTRUKTURER (HOVEDSKIFINGET), PLANETS HELNING ANGIT (30° MOT NORDVEST, VERTIKAL = 90°)
Foliation (main schistosity) with angle of dip indicated. (30° to northwest, vertical)
- FOLDEKSE MED STUPNING ANGIT (15° MOT SØRVEST, HORIZONTAL)
Fold axis with plunge indicated (15° to southwest, horizontal)
- PROFILLINE
Lines of cross section
- PROVETAKINGSSTED FOR RADIOMETRISK ALDERBESTEMMELSE
Sampling locality for radiometric age determination

ERTSFØREKOMSTER OG STEINBRUDD Occurrences of ore minerals, quarries

- NIKKELGRUVE, NEDLAGT
Closed nickel mine
- SINKLENDE OG BLYGLANS
Sphalerite and galena
- SKIFERBRUDD
Flagstone quarry

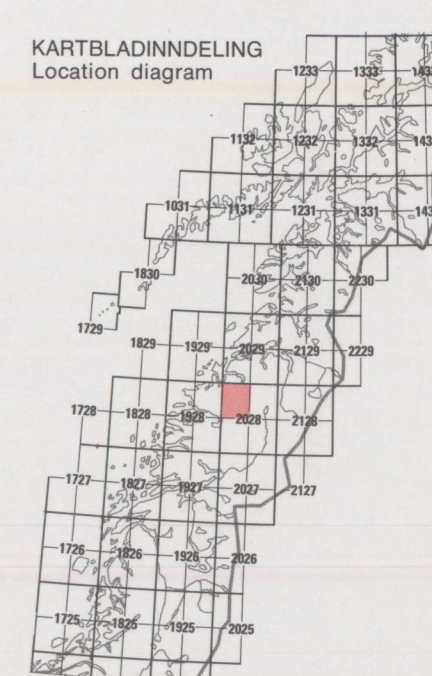
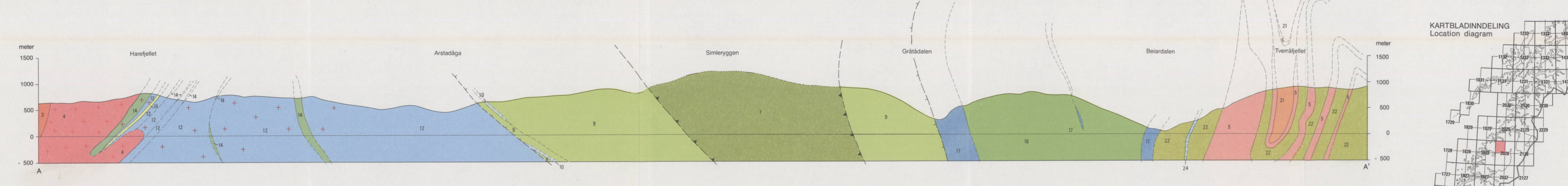
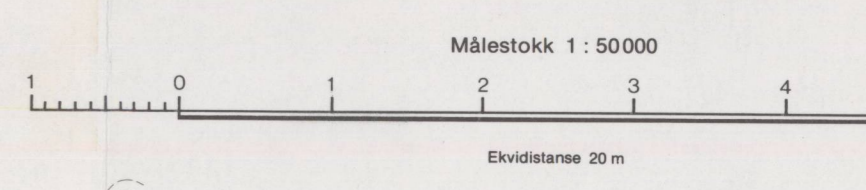
Geologisk kartlagt av:
1. Ackermann, K. J. & Ruttand, R. W. R. 1953-55.
2. Tenudbakken, B. & Brattli, B. 1960-64.
3. Gjelle, S. 1974.
4. Gjelle, S. & Olerud, S. 1977.
5. Nicholson, R. & Walton, B. J. 1963.
6. Johnsen, S. O. & Lunne, S. 1975.

Sammenstilt 1985 av Bjørge Brattli og Bjørn Tenudbakken.
Sammenstillingsavdelingen januar 1985.
Redigert ved NGU av Svein Gjelle.
Redaksjonen avsluttet desember 1985.

- (1) Alder: 440 ± 30 m.å., Rb-Sr isokron, 9 punkt. Fel.: Tenudbakken, B. & Brattli, B. 1965. Net god unders. Bull. 3069, 27-39.
- (2) Alder: 440 ± 30 m.å., Rb-Sr isokron, 9 punkt.
- (3) Alder: 495 ± 14 m.å., Rb-Sr isokron, 8 punkt, tre prøvekalitter innenfor kartet. Fel.: Cribb, S. J. 1981. Net. Geol. Tidsskr. 61, 99-110.
- (4) Alder: 495 ± 14 m.å., Rb-Sr isokron, 8 punkt, av hvilke 3 lokaliteter er innenfor kartet.
- (5) Alder: 470 ± 59 m.å., Rb-Sr isokron, 3 punkt, tre prøvekalitter innenfor kartet. Fel.: Cribb, S. J. 1981. Net. Geol. Tidsskr. 61, 99-110.
- (6) Alder: 470 ± 59 m.å., Rb-Sr isokron, 3 punkt, av hvilke 3 lokaliteter er innenfor kartet.

BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER Instruction in using UTM grid for reference points

SOMBELETE GRID ZONE DESIGNATION	KARTREFERANSE 100 M RUTE	SKJEMATISKE SAMPELSPUNKT	Δ EZZZZ
33W	100 M RUTE (F. fig. 10 vestre)	VQ	
	100 M RUTE Første rutelinje til venstre for punkt. Antallet desirte i rader av ruter	78	1
VQ	100 M RUTE Første rutelinje under punkt. Antallet desirte i kolonner av ruter	VQ0840	14
	RUTEFØLJING Dot or 10' or 20' north point next to drawing. Reference to GRIDREF: 33WQV0840 Løst utvalg	VQ0840	
	100 M RUTE 100 M ruter til høyre for punkt. Antallet desirte i kolonner av ruter	71040000	



Kartgrunnlag : Norges geografiske oppmålings kart eller tilsvarende
Reprografi : Norges geologiske undersøkelse
Trykk : A/B Adresseavisen, Trondheim 1987

Referanse til kartet: Brattli, B. & Tenudbakken, B. - 1967.
Berggrunnskart ARSTADDAL, 2028 IV, M. 1:50.000.
Norges geologiske undersøkelse.

INNHold

Brattli, B. og Tørudbakken, B.:
Arstaddal
Berggrunnsgeologisk kart 2028 IV
M 1:50000. Beskrivelse s.1

Kartvedlegg:
Berggrunnsgeologisk kart
Arstaddal

© Norges geologiske undersøkelse 1987
ISBN 82-7385-024-2
ISSN 0337-8894

Trondheim 1987

BJÆRUM FargeTrykk 5/88

