



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 1071	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering Åpen
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr NGU 1560/9A	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Malmundersøkelser i Årdal, Sogn og Fjordane fylke. Beskrivelse til geologisk kart				
Forfatter Ole Lutro		Dato 18.05. 1978	Bedrift NGU Vestlandsprogrammet	
Kommune Årdal	Fylke Sogn og Fjordane	Bergdistrikt Vestlandske	1: 50 000 kartblad 14171 15174	1: 250 000 kartblad
Fagområde Geologi	Dokument type		Forekomster	
Råstofftype	Emneord Malm			
Sammendrag Ca. 350 km ² er geologisk kartlagt i måstokk 1 : 50 000. Dette området dekker de gamle gruvene og de vesentligste skjerpene i Arendalsområdet. Over prekambrisk grunnfjeller det skilt ut fire skyvedekker. Eidsvatndekket, Teigaholtandekket og Nobbafjelldekket består av omvandlede sedimenter av antatt eokambrisk alder og underpaleozoisk alder. Jotundekket består av deformerte og tildels omvandlede intrusive bergarter, vesentlig jotunitt, mangeritt, anorthositt, gabbro og granitt. I disse bergartene ligger så de ulike malmforekomstene.				

BERGVESENET



Arkivnr.	1071		Distrikt	VB	Åpen	X	Fortrolig	
Tittel Malmundersøkelser i Årdal, Sogn og Fjordane. Beskrivelse til geologisk kart.								
Bedrift NGU Vestlandsprogrammet			Forekomst/Gruve					
Fylke Sogn og Fjordane			Kommune Årdal					
Kartblad M 711 (1:50.000) 1417 I og 1517 IV			Koordinat UTM					
Arkivert			Referanse (J.nr.) NGU-rapp 1560/9A					
Dato 18.05.1978	Forfatter Ole Lutro							
Sammendrag: Ca. 350 km² er geologisk kartlagt i målestokk 1 : 50.000. Dette området dekker de gamle gruvene og de vesentligste skjerpene i Årdalsområdet. Over prekambrisk grunnfjell er det skilt ut fire skyvdekker. Eidsvatndekket, Teigaholtandekket og Nøbbafjellidekket består av omvandlet sedimentar av antatt eokambrisk og underpaleozoisk alder. Jotundekket består av deformerte og tildels omvandlet intrusive bergarter, vesentlig jotunitt, mangeritt, anorthositt, gabbro og granitt. I disse bergartene ligger så de ulike malmforekomstene.								
Emneord	Geologi							
	Malm							

Vestlandsprogrammet 1977
Malmundersøkelser i Årdal, Sogn og Fjordane
NGU-rapport 1560/9A
Beskrivelse til geologisk kart,
Årdalsområdet, 1 : 50 000



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eiriksons vei 39
Tlf. (075) 15 860

Postboks 3006
7001 Trondheim

Postgironr. 5168232
Bankgironr. 0633.05.70014

Rapport nr. 1560/9A		Åpen/Fortrolig til	
Tittel: Beskrivelse til geologisk kart, Årdalsområdet, 1 : 50 000			
Sted: Årdal, Sogn og Fjordane			
Oppdragsgiver : Vestlandsprogrammet, NGU.			
Utført i tidsrommet: 27/6-13/9 1977		Antall sider : 28	
Antall bilag : 1		Antall tegninger : 3	
Saksbearbeider(e): Vit.ass. Ole Lutro.			
Ansvarshavende: K. O. Sandvik.			
Sammendrag: Ca. 350 km ² er geologisk kartlagt i målestokk 1 : 50 000. Dette området dekker de gamle gruvene og de vesentligste skjerpene i Årdalsområdet. Over prekambrisk grunnfjell er det skilt ut fire skyvedekker. Eidsvatndekket, Teigaholtanedekket og Nobbafjellidekket består av omvandlete sedimenter av antatt eokambrisk og underpaleozoisk alder. Jotundekket består av deformerte og tildels omvandlete intrusive bergarter, vesentlig jotunnitt, mangeritt, anorthositt, gabbro og granitt. I disse bergartene ligger så de ulike malmforekomstene.			
Koordinatreferanse (UTM): Sone 32V MP, MN senterkoordinater 290 080			
Nøkkelord	1417 I, 1517 IV		
	Berggrunn		
	Geologi		

INNHold

SAMMENDRAG	SIDE	3
INNLEDNING	"	3
TIDLIGERE ARBEIDER	"	4
GEOLOGISK OVERSIKT	"	4
BESKRIVELSE AV BERGARTENE	"	6
Jotundekket	"	6
Nobbafjellidekket	"	15
Teigaholtanèdekket	"	16
Eidsvatndekket	"	17
Grunnfjell	"	17
STRUKTURGEOLOGI INNEN JOTUNDEKKET	"	17
METAMORFOSEN INNEN JOTUNDEKKET	"	23
REFERANSER	"	26

BILAG

1560/9A-01 Geologisk kart, Årdalsområdet. M 1 : 50 000.

SAMMENDRAG

Det kartlagte området som ligger mellom Årdal og Skjolden (Årdalsområdet) består av en dekkesekvens som er skjøvet over autoktont grunnfjell. Det er skilt ut fire ulike dekker og de tre underste består av omvandlede sedimenter og vulkanske bergarter. Det øverstliggende dekket, Jotundekket, som kartleggingen har vært konsentrert om, består av intrusive bergarter, gabbro, jotunitt, anorthositt, mangeritt, syenitt og granitt. Disse er under deformasjon helt eller delvis omvandlet til gneiser. Bergartene har gjennomgått en granulittfacies metamorf episode før deformasjon. Deformasjonen fant sted under amfibolitt - og grønnskiferfacies metamorfose. Det er skilt ut tre ulike deformasjonsfaser, men ulik deformasjon i ulike deler av dekket gjør forholdet mellom fasene usikkert. Under den første fasen ble skifrihet dannet sammen med en lineasjon som har nokså konstant s. s. ø. retning.

De to neste fasene er hovedsaklig utviklet i den n. v. delen av dekket og folder skifriheten. Den første av disse folder dekkekontakten og skyvningen er derfor tidligere enn denne. Disse foldefasene er antagelig av kaledonsk alder. Seint under og etter deformasjonen er den s. ø. delen av området intrudert av lys granodioritt.

INNLEDNING

Det kartlagte området ligger dels på kartblad Lustrafjorden (1417 I) og dels på kartblad Hurrungane (1517 IV), målestokk 1 : 50 000. Kartleggingen på kartblad Lustrafjorden ble utført av O. Lutro (27/6 - 13/9) og statsgeolog F. Wolff (27/6 - 3/8). Det geologiske kartet på kartblad Hurrungane, øst for Fardalen bygger på kartlegging av J. Rosenhøj og A. Koestler. I Fardalen på spredte observasjoner av A. Korneliussen og J. Rosenhøj.

Rapportene bygger på egne og F. Wolff's observasjoner og på rapporter fra J. Rosenhøj og A. Koestler.

TIDLIGERE ARBEIDER

Jotundekket og underliggende bergarter ble først kartlagt og beskrevet av Rekstad (1905) og Bjørlykke (1905). De antok at Jotundekket representerte intrusive bergarter intrudert gjennom fyllitt og Valdres sparagmitt.

Goldschmidt (1916) fant imidlertid at grensen under Jotundekket var tektonisk og bergartene innen dekket som han samlet i Bergen-Jotun stammen utgjorde et skyvedekke. Dette skyvedekket hadde en rotsone som lå under selve dekket, i "foldningsgrøften" (Goldschmidt, 1912).

Den lokale rotsone fant Holtedal (1936) ingen indikasjoner på og han mente at en rotsone n.v. for skyvedekket var mer trolig.

Dagens diskusjon om Jotundekket påplass-skyvning følger stort sett de samme linjene. Her med en viktig tilleggsopplysning i det Smithson o.a. (1973) har påpekt en positiv tyngdeanomali under Jotundekket og er derfor tilhengere av en lokal rotsone. Det samme gjelder Battey & McRitchie (1973). Mens andre forfattere argumenterer for et langtransportert dekke (Hossach, 1976, Sturt & Thon 1977, Heim o.a. 1977, Bryhni 1978, Roberts 1977).

Kartleggingsarbeider har vært fåtallig siden Rekstad og Bjørlykkes arbeider, og ingen har funnet sted i Årdalsområdet. Imidlertid har Hødal (1945) publisert et arbeide fra Vossestrand, hvor bergartsbetegnelsen jotunnitt ble foreslått istedet for Goldschmidt's (1910) jotunnoritt. Lacour (1969) og Skjerlie (1957) har kartlagt og publisert arbeider fra området Sogndal-Vik. Battey & McRitchie (1973) har kartlagt i Jotunheimen, fra Tyin til Bøverdalen.

GEOLOGISK OVERSIKT

Det kartlagte området ligger langs den n.v. randen av foldningsgrøften (Goldschmidt, 1912) som er den nedfoldingen av kaledonske bergarter som strekker seg fra kysten ved Stord og Bømlo nordover mot Trondheimsfeltet.

Følgende hovedenheter opptrer : a) Jotundekket

b) Valdres sparagmitt

c) Underpaleozoiske fyllitter

d) Grunnfjell.

a) Jotundekket består i s.ø. av intrusiver av Bergen-Jotunstammen, anortositter, mangeritter, jotunitter og gabbro. I den nordøstlige delen av dekket opptrer ifølge Battey & McRitchie (1973) to-pyroksen gneiser med ultrabasiske linser. Disse gneisene har granulittfacies mineralparagenese og er skilt fra omliggende syenitter, gabbroer og granitter av forkastninger. De omliggende bergartene er omvandlet under grønnskifer- og amfibolittfacies metamorfose.

Den sørøstlige delen av Jotundekket består av Bergen- Jotun bergarter og metasuprakrustale gneiser, og ligger i klipper adskilt fra hoveddelen av dekket.

Undergrensen av dekket er kraftig forskifret og mylonittisert.

b) Under nordvestre, nordøstre og den østre delen av Jotundekket opptrer Valdres-sparagmitt og meta-sandsteiner antatt å være Valdres-sparagmitt som er funnet med sedimentær kontakt mot Jotundekkebergarter ved Grønsennknipa (Goldschmidt 1916 b, Hossach 1972). Valdres-sparagmitt som antas å ha eokambrisk alder (Loeschke & Nichelsen 1968) ligger over fyllitter av antatt underpaleozoisk alder.

c) Den underpaleozoiske fyllitten som har meget varierende mektigheter, danner i området fra Fillefjell s. s. v. over mot Hallingskeid underlaget for Jotundekket. I sør ligger Jotundekket over Øvre Bergdalsdekke (Kvale, 1955).

d) Grunnfjellet som en finner som underlag for fyllittene i vest er deler av Bryhni's (1966) Jostedalskompleks.

BESKRIVELSE AV BERGARTENE

Bergartene innen det undersøkte området er delt inn i fem ulike enheter, med fire skyvedekker og autoktont grunnfjell.

Jotundekket	strukturelt øverst
Nobbafjellidekket	
Teigaholtanenedekket	
Eidsvatndekket	
Grunnfjell	strukturelt nederst

Det er ikke stilt opp noen stratigrafi innen de ulike dekkene og rekkefølgen for beskrivelsen av bergartene er vilkårlig. Jotundekket blir beskrevet først da undersøkelsene har vært konsentrert om dette.

Jotundekket

Feltspatisk gneis

Denne bergarten utgjør en god del av Jotundekket nord og nordøst for Gruvefjellet, i den strukturelt laveste delen av dekket. Den varierer endel i utseende, fra nokså mørk, noe rødlig, amfibol og biotittrik til nokså lys med lite mørke mineraler. Det ser ut til at gneisen er mørkest innen den nordøstlige og østlige delen av det kartlagte området og har et lavere innhold av mørke mineraler innen den vestlige delen (innen kartblad Lustrafjorden).

Den feltspatiske gneisen strekker seg s. s. ø. ned mot Blåberget gruve hvor den opptrer sammen med gabbroide og amfibolittiske bergarter rundt selve gruva. I det området opptrer og lite deformert mangeritt i gneisen.

Bergarten er vanligvis skifrig og inneholder stedvis 1-2 cm store øyne av blålig til rødlig feltspat. En gneisbånding er stedvis utviklet med vekslende lag av lyse og mørke mineraler. I foliasjonsplanet opptrer ofte en lineasjon. Denne lineasjonen kan være eneste strukturelement i gneisen.

Bergarten består av plagioklas, mikroklin, kvarts, amfibol, biotitt, titanitt,

epidot, granat, apatitt, zirkon og erts. Innholdet av mørke mineraler varierer mellom 10 og 60 %.

I tillegg finner en enkelte porfyroklastiske korn av mesopertitt. Disse tyder på at deler av gneisen kan være deformerte mangeritter. En finner og soner hvor øyegneisen er deformert mangeritt, med en god del mesopertittkorn i en grunnmasse av plagioklas, mikroklin og mørke mineraler .

Skifriheten i bergarten er definert ved parallellorientering av hornblende, aktinolitt og biotitt sammen med linseformete aggregater av feltspat og kvarts.

Lineasjonen er frembrakt av langstrakte feltspat- og biotittaggregater og av stenglige amfibolkorn.

Over skifriheten har det enkelte steder vokst granater, enten som garn-granater (fish-net garnets) eller med godt utviklet krystallflater.

Biotittholdig granittisk gneis

I feltspatisk gneis og metagabbro opptrer det i området Botnanosi-Åsete en biotittholdig granittisk gneis. Den ligger som lag, stedvis boudinert, parallelt foliasjonen i nabobergarten. De er relativt tynne, vanligvis noen meter mektige, men nokså utholdende (200 - 800 meter lange).

Bergarten består av plagioklas, kalifeltspat og kvarts i omtrent like mengder og med mindre enn 10 % biotitt som er noe klorittisert. Plagioklasen er sterkt saussurittisert i de midtre deler av kornet.

Bergarten har en porfyroklastisk tekstur, med store korn av plagioklas og kalifeltspat i en grunnmasse av deformert feltspat og delvis rekrystallisert kvarts. Dessuten opptrer en minerallineasjon definert av de mørke mineralene.

Mineralsammensetningen og opptreden i felt gjør at Koestler tolker denne bergarten som en granitt intrudert i tynne ganger før deformasjonen (dannelsen av foliasjon og lineasjon).

Metagabbro

I den østlige delen av området dominerer metagabbro og de høyeste fjellpartiene der består av denne bergarten.

Metagabbro opptrer på tre ulike måter. Den bergarten som bærer minst spor etter opphavs materialet er en mørk, kraftig deformert bergart med lysere årer. Denne typen viser ofte kompliserte foldemønstre, med tildels flytende folder. Den opptrer mellom Botnanosi og Åsete.

I området fra Hurrungbotn til Kyrvassnosi-Åsete opptrer metagabbro som viser spor etter varierende deformasjonsgrad, fra kraftig deformasjon med dannelse av tynnskifrige amfibolitter i tynne 10 - 30 meter brede soner, til nokså svakt deformert gabbro som utgjør en god del av området. Innen denne metagabbroen finnes og gabbroide øyegneiser, særlig mot Kyrvassnosi. Denne metagabbroen inneholder stedvis granater, delvis med overganger til granat-hornblendegabbro.

I området rundt Bærdalsfjellet opptrer svakere deformert og omvandlet gabbro, som har bevart ofittisk tekstur og olivin.

Metagabbroen består av plagioklas, klinopyroksen, hornblende, biotitt og granat. Skifriheten i bergarten er definert av parallellorientert hornblende og biotitt og linseformede aggregat av plagioklas. I denne bergarten er ofte en tydelig lineasjon mer fremtredende enn skifriheten. Lineasjonen er markert av de mørke mineralene. Denne lineasjonen er parallell lineasjonen i de omliggende bergartene.

Granat-hornblende-gabbro

Innen den feltspatiske gneisen og metagabbro opptrer endel soner med en granatholdig hornblendegabbro som med en karakteristisk brunlig vitringsfarge skiller seg ut fra den vanligvis nokså lyse feltspatiske gneisen. Dessuten opptrer to soner innen jotuniten på Gruvefjellet, disse kan imidlertid være granatholdige jotunitter.

Granat-hornblendegabbroen opptrer vanligvis i langstrakte n. v - s. ø. orienterte soner og ligger parallelt den regionale skifriheten. Bergarts-sonene er forskifret langs kontakten mot nabobergarten i en ca 1-5 meter bred sone, men er ellers vanligvis nokså massiv og homogen. Ved Kvannagrø er det imidlertid observert en bånding som er foldet. Knyttet til foldene er det en svakt utviklet akseplankløv. Denne båndingen kan representere rester av en opprinnelig magmatisk lagning i gabbroen. Et sted avtar feltspatinnholdet slik at bergarten består av pyroksen og granat, og dette kan representere et pyroksenrikt kumulat.

Bergarten er middels til grovkornet, vanligvis massiv og for det meste brunlig. Den består av plagioklas, klinopyroksen, ortopyroksen, granat, hornblende, aktinolitt, apatitt, biotitt og erts. Den opprinnelige mineralparagenesen har antakelig vært plagioklas (labrador), klinopyroksen, ortopyroksen, apatitt og erts. Imidlertid er ofte det meste av pyroksenene omvandlet til hornblende (brunlig pleokroisme) som enten vokser i enkeltkorn eller i aggregat der enkeltkornene danner en polygonal-granoblastisk tekstur. Hornblende er seinere delvis omvandlet til aktinolitt (blågrønn pleokroisme). Granatene ser av og til ut til å være dannet etter dannelsen av hornblenden og har vokst langs dennes korn-grenser mot plagioklas. Langs tynne granodiorittiske årer og stikk fylt av epidot opptrer en bleking av bergarten i en avstand på opptil ca 1 m. Hovedsaklig blir hornblende omvandlet til en lys grønn aktinolitt granater til kloritt og med en viss saussurittisering av plagioklas.

I enkelte av sonene med granathornblendegabbro opptrer partier med skifrige amfibolitter hvor granathornblendegabbroen antakelig er blitt forskifret. Dette gjelder bl. a. den sonen hvor Brekke gruve ligger.

Åbøle skjerp ser og ut til å ligge tilknyttet granatholdig hornblendegabbro, med lys festspatrik gneis liggende over og under.

Mangeritt.

Sør til sørvest for Grønnvassnosi opptrer en overveiende massiv, til svakt foliert grovkornet mangeritt som imidlertid har enkelte partier som er kraftig forskifret, mylonittisert. Dette ser en langs kontakten mot granathornblendegabbro og også i mangeritten nær Grønnvassnosi. Det er en nokså lys bergart som inneholder lite mørke mineraler og består overveiende av mesopertitt i opptil 1,5 - 2 cm

store korn som i håndstykke er blålig til brunlig i fargen. En finner og enkelte plagioklas og mikroklinkorn, noe som antakelig skyldes at mesopertitten har rekrystallisert i en K-feltspatdel og en plagioklasdel. Ellers består bergarten av klinopyroksen delvis omvandlet til aktinolittisk hornblende. Ortopyroksen er ikke observert med sikkerhet i slip, men kan ha blitt omvandlet til amfibol eller biotitt og kloritt. Erts, antakelig ilmenitt, opptrer sammen med biotitt. I tillegg finner en små apatittkorn. Enkelte steder er de mørke mineralene omvandlet til kloritt.

I den feltspatiske gneisen på vestsida av Stokkesetdalen opptrer og soner av denne grovkornete mangeritten, ca. 10 - 15 meter brede, med gradvis overgang fra massiv mangeritt til gneis.

Jotunitt.

Strukturelt over den feltspatiske gneisen i området Midtnosi - Gruvefjell - Feige - Langedalen opptrer en middels til grovkornet jotunittisk bergart. Den har en forskifret kontakt mot gneisen.

Den har en relativt lys farge og er til tider båndet med vekslende mørke og lyse bånd, hvor de mørkere bånd kan bestå utelukkende av amfibol. Bredden på båndene varierer vanligvis mellom 1 - 10 cm. Parallelt båndingen opptrer pegmatittiske linser opptil et par meter lange og 5 - 10 cm brede, bestående av grovkornet feltspat og amfibol. Båndingen representerer antakelig rester av en primær magmatisk lagning.

Bergarten består av plagioklas, kalifeltspat, klinopyroksen, ortopyroksen, amfibol, skapolitt, granat, biotitt, apatitt og erts. Den opprinnelige bergarten har antakelig bestått av plagioklas, kalifeltspat, orto- og klinopyroksen, apatitt og erts. Plagioklasen har et An-innhold på ca 40. Det er funnet rester av mesopertitt i slip fra denne bergarten og det er mulig at en opprinnelig har hatt plagioklas og mesopertitt og at mesopertitten har seinere rekrystallisert til plagioklas og kalifeltspat. Det opprinnelige mineralselskapet gir en jotunittisk bergart (Hødal, 1945) som og kan kalles en syenodoritt.

Pyroksenene i bergarten er delvis omvandlet til hornblende og i enkelte slip har en observert granater. Plagioklas er enkelte steder omvandlet til skapolitt og

rundt ertskorn har en fått vekst av aktinolitt, biotitt og granat.

Bergarten er ofte mer eller mindre forskifret, slik at den får et amfibolittisk utseende med en skiffrighet definert av amfibol og biotitt. I skiffrigheten ligger ofte en lineasjon bestående av amfibol og langstrukne feltspatkorn.

I jotunitten opptrer gruvene Guds gave og Kongens gruve og dessuten St. Olavs skjerp.

Anorthositt

I følge Rekstad (1905) utgjør anorthositt det meste av området i den sørlige og sørvestlige delen av kartbladet Lustrafjorden, sør og sørvest for Krokadalen og vest for Seimsdalen. Imidlertid finner en anorthositt øst for det Rekstad viser i det en i Trongenosi finner anorthositt/anorthosittisk gabbro. Dette er en båndet bergart hvor rene anorthosittiske lag veksler med anorthosittisk gabbro og enkelte mørke nesten rene pyroksen/amfibollag. Bredden varierer fra noen cm og opp til vel 1 meter. Intrudert i anorthositten opptrer granodiorittiske ganger av ulike størrelser.

Anorthositten er nokså grovkornet med blålig plagioklaskorn opptil 2 cm store. Plagioklaskornene er ofte melkehvite langs kantene og i tynne soner tvers over kornet. I slip ser en at de store plagioklaskornene ofte er deformert med bøyde og kileformede tvillinglameller og har kraftig undulerende utslikking. De hvite sonene består av finkornet rekrySTALLISERT plagioklas, sammen med noe epidot, muskovitt og kloritt.

Syenittisk gneis.

I den østlige delen av Bærdalsbandet og innerst i Bærdalen opptrer en svakt deformert syenittisk bergart. Den er middels til grovkornet med tydelige kalifeltspatkorn. Bergarten består av kvarts (5 - 10 %), kalifeltspat som pertitt (45 - 60 %), plagioklas (ca 30 %), diposid og hybersthen (5 - 15 %). Aksessorisk opptrer apatitt og erts.

Bergarten ligger som lagergangmessige legemer i metagabbro.

Grovkornet kalifeltspatgneis.

Denne bergarten er kartlagt i et lite område ved Nonhaugen på vestsida av Riingsdalen og skiller seg ut i et felt ved at den er nokså grovkornet og har en rødfarget kalifeltspat.

Bergarten består hovedsaklig av kvarts, plagioklas og kalifeltspat i omtrent like mengder. Kvartsen opptrer i aggregater med polygonal tekstur. Plagioklasen er sterkt saussuritert. Kalifeltspaten er pertittisk og har en randsone av albitt.

Biotitt og hornblende opptrer som mørke mineraler.

Bergarten har antakelig opprinnelig vært en granittisk bergart.

Ultramafiske bergarter.

I den østlige delen av området opptrer endel mindre ultramafiske kroppar, ofte med kraftig forskifring langs kantene. De opptrer hovedsaklig i metagabbro og er vanligvis pyroksenperidotitt. Ved de to kroppene på nordøstsida av Bærdalen er det en gradvis overgang fra gabbro til olivingabbro til pyroksen-peridotitt og her viser antakelig de ultramafiske kroppene spor etter magmatisk differensiasjon og lagdeling.

På Bærdalsbandet opptrer en ultramafisk kropp i granathornblendegabbro.

Den største ultramafiske kroppen med en mindre like øst, ligger ca 2 km sør for Åsetevatn. Den grenser i vest mot feltspatisk gneis, ellers mot deformert gabbro. Intrudert i denne opptrer ganger av biotittgneis som har en lineasjon definert av biotitt.

Den østlige delen av denne store kroppen er en ren pyroksenitt som består av enstatitt og diopsid med aksessorisk biotitt og plagioklas. Resten av kroppen er pyroksenperidotitt som har en grunnmasse av finkornet olivin, klino- og ortopyroksen og noe erts. I denne grunnmassen opptrer større korn av olivin, enstatitt og diopsid.

I bergarten opptrer cm-brede talk-klorittårer ofte kuttet over av mindre forkastninger.

Granodioritt.

Sør for Gruvefjellet opptrer en lys granittisk bergart i relativt små, ofte ganglignende legemer. Antallet øker mot sør/sørvest hvor de enkelte steder ser ut til å dominere over vertsbergarten.

Bergarten består av kvarts, plagioklas og kalifeltspat, med små mengder av biotitt, muskovitt, kloritt, epidot og erts. Feltspaten viser ofte sonarbyning og plagioklasen er oligoklas av sammensetning.

Intrusjonene skjærer vanligvis skifriheten i omliggende bergarter, men det er og funnet at de er noe forskifret og Koestler beskriver granodiorittiske intrusive ganger fra området sør for Åsetevatn med en lineasjon utviklet som er parallell den regionale lineasjonen. I fjellsida på vest og nordsida av Årdalsvatnet ser en at endel av intrusjonene er foldet. Det tyder derfor på at en har flere generasjoner av nokså like granittiske til granodiorittiske intrusjoner.

Pegmatitter.

I metagabbro og granathornblendegabbro på Bærdalsbandet opptrer opptil 4 m brede pegmatitter, som ligger inbyrdes parallelt. De består hovedsaklig av grovkornet kvarts og feltspat med noe biotitt. Som sjeldnere mineral opptrer en lys blå beryl og svart tourmalin. Dessuten finnes et svart, metamikt mineral i store krystaller. Det kunne ikke identifiseres på røntgen.

Pegmatittene er boudinert og enkelte steder slitt i stykker av deformasjon. I feltet forøvrig opptrer spredt mindre pegmatittiske årer og linser.

Finkornige skifre og gneiser.

I en sone av varierende mektighet som er kartlagt fra Dyrdalsvatnet og nordøstover opptrer finkornige skifrige og båndete finkornige bergarter som inneholder porfyroklastiske korn av feltspat opptil ca 2 cm store. Det er hovedsaklig lyse feltspatrike bergarter innen sonen, med det opptrer og amfibolittiske bergarter og glimmerrike skifre.

Båndingen varierer fra under 1 mm til et par dm.

Parallelt skifriheten finner en epidotknoller, linser som er dratt ut langs skifriheten i tynne bånd.

I håndstykke ser en at bergarten har porfyroklaster av feltspat som skifriheten og båndingen svinger rundt. Imidlertid er skifriheten ofte relativt svakt utviklet. I slip finner en at grunnmassen i bergarten ikke bærer preg av deformasjon og består av nokså spenningsfrie og feltspatkorn, og med bare svakt orientert amfibol og biotitt. Dette skyldes antakelig at bergarten har rekrySTALLisert etter deformasjon og en har hatt post-tektonisk vekst av amfibol, biotitt og granat. Granater opptrer både som euhedralekorn og som garngranater.

Porfyroklastene er enten enkeltkorn med kraftig undulerende utslukking eller aggregat bestående av enkeltkorn med irregulære korngrenser. En finner som porfyroklaster plagioklas, kalifeltspat, pertitter (strengpertitter) og aggregat bestående både av kalifeltspat og plagioklas.

Granittisk gneis (kvartsfeltspatisk gneis).

I området nord til nordøst for Grønnvassnosi danner en meget lys hvit til noe rødlig, skifrig og svakt båndet bergart den underste delen av Jotundekket. Bergarten består av kvarts, plagioklas, mikroklin, epidot, orthitt, biotitt, kloritt, muskovitt og titanitt.

Skifriheten er definert av tilnærmet parallellorientert muskovitt og av linseformete kvartsaggregater. Denne skifriheten svinger rundt porfyroklastiske korn eller aggregat av plagioklas og mikroklin. Plagioklasen er tildels saussurittisert og serisitti sert. Båndingen skyldes vekslning mellom soner med og uten mørke mineraler. Båndingen er vanligvis i mm-skala. I bergarten opptrer noen karakteristiske svarte spetter, til tider er de langstrukne og danner en lineasjon som ligger i skifrihetsplanet. De er oftest lysere grønn langs kanten. Spettene består av biotittaggregat omgitt av epidot. Biotitten kan være noe omvandlet til kloritt.

Det finnes ikke spor etter mesopertitt i bergarten, men det finnes enkelte strengpertitter i deformerte mikroklin korn. Det er dessuten et ganske høyt innhold av kvarts og lavt innhold av mørke mineraler. Bergarten representerer antakelig en deformert granittisk bergart. Hvorvidt den har vært hyperstenførende er vanskelig å si, idet ortopyroksen ikke er funnet, og bergarten har amfibolitt/grønnskiferfacies mineral paragenese.

I denne granittiske gneisen opptrer noen amfibolittiske soner og den lengste ligger sør for Hyttedalen og er ca 3 km lang. De er ofte kraftig forskifret med en skiffrighet definert av aktinolitt og biotitt som svinger rundt øyne av plagioklas. Disse har oftest kraftig undulerende utslukking. En finner dessuten rester av klinopyroksen omgitt av aktinolitt i porfyroklastiske korn. Disse amfibolittene representerer antakelig deformerte gabbroide intrusiver.

Undergrensen for denne gneisen er mot sterkt deformert konglomerat og metasandsteiner.

Bergarten blir mer skifrig mot undergrensen og en har langs denne en finkornet skifrig bergart med porfyroklaster av feltspat fra ca 2 cm store ned til mikroskopisk størrelse. Ved n. ø. enden av Jerv-vatnet består den aller underste delen av Jotundekket av en ca $\frac{1}{2}$ meter mektig mørk og meget finkornet bergart som minner om en mylonittisk til fyllonittisk bergart. Denne ligger over et sterkt deformert konglomerat.

Nobbafjellidekket

Strukturelt under Jotundekket følger en mektig lagrekke som består hovedsaklig av metamorfe sandsteiner. De er avmerket som Valdres sparagmitter på det geologiske Norgeskartet (Holtedal & Dons, 1960). Den strukturelt øverste delen består i området ved Jerv-vatnet av et tynt konglomerat, fra ca 10 cm mektig til omtrent 3 m mektig. Det er funnet fra Passi og sørvestover mot Hyttedalsvatnet.

Det består nesten utelukkende av kvartsittboller, men har enkelte feltspatholdige boller. Dette konglomeratet er meget likt Bygdinkonglomeratet (Goldschmidt, 1916 b, Strand, 1945, Hossack 1968) fra området rundt østenden av Bygdin hvor et deformert kvartsittkonglomerat ligger like under Jotundekket og er den strukturelt øverstliggende delen av Valdres-sparagmitten i det området. Ved Turtagrø mangler konglomeratet og Jotundekket er ifølge Koestler, i kontakt med en metasandstein som er meget likt Valdres-sparagmitt fra Tyinområdet. Denne metasandsteinen ligger under konglomeratet ved Jerv-vatnet.

Metasandsteinen er en grålig finkornet og skifrig bergart som inneholder enkelte større rødlig, opptil 1 cm store feltspatkorn. Det er i denne bergarten observert strukturer som minner om skrålagning.

Det er bare gått noen få snitt gjennom denne lagrekken som ser ut til å bestå av grå, skifrige metasandsteiner som veksler med mer kvartsittiske eller arkosiske metasedimenter. Dessuten opptrer mer skiferlignende bergarter.

Like sør for Nobbafjelli finnes bergarter med porfyroblaster av plagioklas 2 - 5 cm store. Disse porfyrblastene er enkelte steder deformert til linseformede øyne.

Metasandsteinene blir kraftigere forskifret ca 1-2 meter over kontakten mot underliggende fyllitt enn ellers og mot kontakten blir bergarten meget finkornet og tynnskifrig.

Især den delen av dekket som ligger strukturelt øverst, har likhetpunkter med den eokambriske Valdres-sparagmitten rundt Bygdin (Loescke & Nichelsen 1968, Hossack, 1976) men lagrekken ellers er for lite undersøkt til at denne korrelasjonen kan bli foretatt for hele lagrekken, og ifølge Roberts (1977) opptrer deformerte linser av grunnfjell innen tidligere kartlagt Valdres-sparagmitt i Leikanger-området.

Teigaholtanedekket.

Under metasandsteinene opptrer en finkornet fyllitt. Den er meget mørk av farge og har på enkelte steder en bituminøs karakter. Den består av kvarts og fyllosilikater og parallelt skifriheten opptrer kvartslinser, opptil ca 15-20 cm lange. Disse er ofte foldet sammen med skifriheten.

I fyllitten opptrer enkelte tynnere kvartsittiske lag $\frac{1}{2}$ -1 meter mektige, og på vestsida av Fortundalen er den underste delen av dekket en 3-5 meter mektig kvartsitt.

Fyllitten har en relativt flattliggende kruskløv som særlig er godt utviklet nær kontakten mot overliggende bergarter og er tilnærmet parallell kontakten.

Denne fyltitten er en nordøstlig fortsettelse av fyllittene i området rundt Leikanger-Sogndal der de er antatt å være av underpaleozoisk alder. (Skjerlie 1957, Lacour, 1969).

Eidsvatndekket.

Under fyllitten ved Eidsvatnet opptrer i følge Banham & Gibbs (1977) deformerte grønnsteiner, sparagmittiske og gabbroide bergarter som ligger med tektonisk kontakt over grunnfjellsgneiser. Ved Fortun opptrer gabbroide bergarter under fyllitten. Disse representerer antakelig en nordøstlig fortsettelse av sonen ved Eidsvatnet. Kontakten mot fyllitten er tektonisk og på vestsida av Fortundalen er en gabbroid bergart deformert og retrogradert til kloritt- glimmerrik fyllo- nitt med skifrihet parallell kontakten mot overliggende kvartsitt i fyltitten.

Dette dekket er ikke observert ved grunnfjell/fyllittkontakten ved Ottom og Sandeshovden.

Grunnfjell

Grunnfjellet som ligger under Teigaholtandekket eller Eidsvatndekket består av lyse feltspatrike gneiser med mer glimmer-rike soner som ved Eidsvatnet eller av grovkornete øyegneiser som ved Ottom og Sandeshovden. I disse områdene blir grunnfjellsbergartene forskifret opp mot kontakten mot overliggende bergarter, med dannelse av tynne glimmerrike skjærsoner eller en skifrihet som er parallell kontakten. Denne er diskordant med den opprinnelige foliasjonen i gneisen.

STRUKTURGEOLOGI INNEN JOTUNDEKKET

Den første deformasjonsfasen, D₁

De fleste bergartene innen den kartlagte delen av Jotundekket har helt eller delvis utviklet en skifrihet, bånding eller en lineasjon som ofte er knyttet til skifriheten. Denne skifriheten, S₁, stammer antakelig fra deformasjon av vanligvis nokså massive eller svakt båndete (lagdelte ?) intrusive bergarter.

Dette antydes ved at en finner linser, soner av udeformerte bergarter innen gneisen, eller at karakteristiske korn som mesopertitt opptrer som porfyroklaster i gneisen. Innen mer massive bergarter opptrer gneis-soner, f.eks. i jotunitt.

Det er ikke observert folder som med sikkerhet kan sies å være knyttet til denne deformasjonsfasen. Et forhold som kan skyldes at bergartene før deformasjonsfasen var uten markerte S-plan som kunne vise foldingen. På noen få blotninger opptrer imidlertid en bånding som blir deformert og rotet inn i D_1 -skifriheten. Dette kan tyde på at det har vært en tidligere deformasjonsfase som stort sett er visket ut, eller at opprinnelig bergart kan ha vært lagdelt.

En fold av mulig D_1 -alder finnes i granathornblendegabbro ved Kvannagrø, der lagningen i gabbroen er foldet i en lukket fold.

Denne har en svak akseplankløv, markert av amfibol, som er steiltstående med n.s. strøk, og har foldeakse med sørlig retning. Imidlertid er det meste av denne, og andre granat-hornblendegabbroer nokså massive og lite påvirket av deformasjon, men med en kraftig forskifring langs kantene, slik at forholdet mellom akseplanskifriheten i denne folden og den regionale skifriheten er usikkert.

Sør og sørøst for Langedalsfjelli-FeigeLangedalen og vest for Fardalen har den regionale skifriheten (S_1) et nokså konstant s.ø - n.v. strøk med fall ca 50-80° mot s.v. Med samme orientering opptrer og stort sett de ulike bergartsonene. Nord og nordvest for Langedalsfjelli og Feigelangedalen varierer orienteringen mye mer, med en variasjon mellom n.ø.-s.v. til n.v.-s.ø., og med bergarts-soner som går mer i n.ø-s.v. retning med fall mot s.ø. Årsaken er ikke klarlagt, men det kan skyldes at senere foldefaser hovedsaklig er utviklet i dette området. Det kan og skyldes at skifriheten i den underste og n.v. delen av Jotundekket er yngre enn skifriheten mot s.ø. og at den kraftig deformerte sonen med finkornete skifre og gneiser skiller disse to områder.

Et vanlig trekk innen Jotundekket er en lineasjon som opptrer i S_1 skifriheten eller som eneste synlige strukturelement i bergarten. Den har gjennomgående

en s. s. ϕ . til s. ϕ . retning med varierende fall. Skjeldnere har lineasjonen en n. v. orientering (fig. 1). Det er en mineral lineasjon som er frembrakt av langstrukne feltspat og glimmerkorn og av stenglige amfibol. Denne lineasjonen antas å være dannet samtidig med S_1 -skiffrigheten i det den er definert av samme type mineraler som definerer skiffrigheten og det er ikke forhold som tyder på at den er resultat av at S_1 -skiffrigheten er overskåret av en senere skiffrighet.

I den sydlige delen av det kartlagte området, øst for Fardalen er denne lineasjonen dominerende. (Variasjonen i fall for lineasjonen i det området viser at den er svakt foldet om senere akser med en n. ϕ . - s. v. retning). Foruten S_1 -skiffrigheten opptrer det steiltstående og smale mylonittiske soner hvor bergarten er meget tynnskifrig eller tynnbåndet. Disse er vanskelig å sette inn i en aldersrekkefølge, men er antakelig yngre enn S_1 -skiffrigheten og lineasjonen.

Den andre deformasjonsfasen, D_2 .

Både denne og den neste deformasjonsfasen er hovedsaklig funnet i den nordvestre delen av Jotundekket, og beskrivelsene gjelder hovedsaklig Lustrafjorddelen av det kartlagte området. Bilder i Koestlers rapport viser imidlertid at lignende foldetyper opptrer og i resten av feltet.

Den tidligst generasjonen av folder som er observert folder S_1 -skiffrigheten. Disse F_2 -folder er tette til isoklinale med relativt flattliggende akseplan og med foldeakser som har en retning som varierer mellom s. ϕ . og s. v. med vekslende fall, (fig. 2). Foldene er svakt ikkesylindriske innen blotningsområdet, og dette sammen med påvirkning av en senere foldefase forårsaker antakelig variasjonen i foldeaksens retning og orienteringen av akseplanet.

I tilknytning til denne foldingen er det i håndstykke observert en svak kruskløv. Noen tydelig lineasjon er ikke observert i forbindelse med denne deformasjonsfasen. Imidlertid faller foldeakseretningen tildels sammen med retningen for L_1 -lineasjonen, noe som gjør det vanskelig å skille L_1 -lineasjonen fra lineasjoner eventuelt dannet under D_2 .

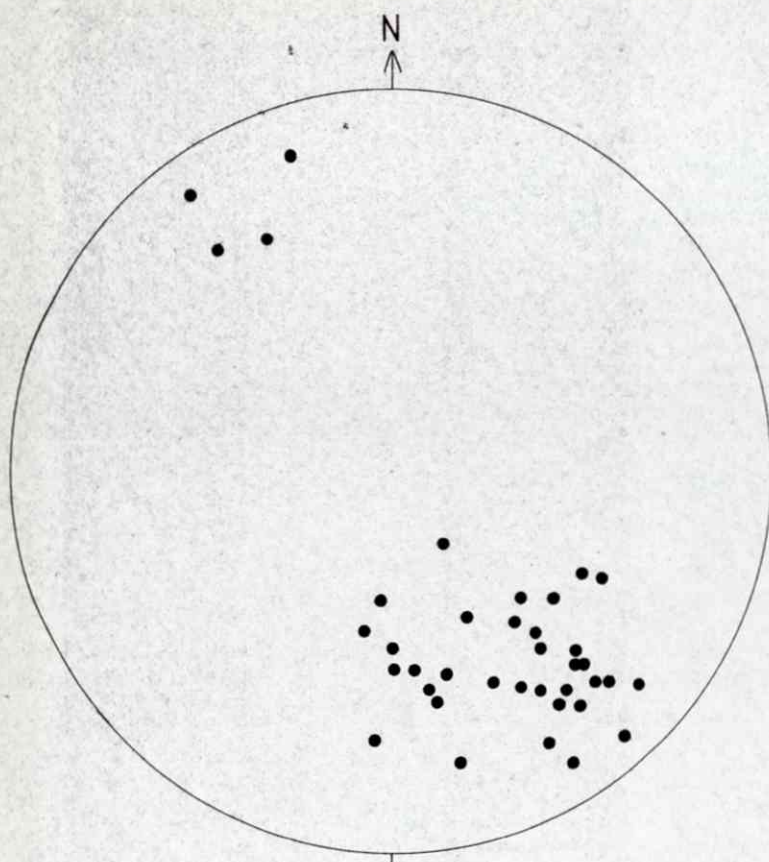


Fig. 1. Minerallineasjon i Jotundekket, L_1 . Prosjeksjon i undre halvkule i Wulff stereonett.

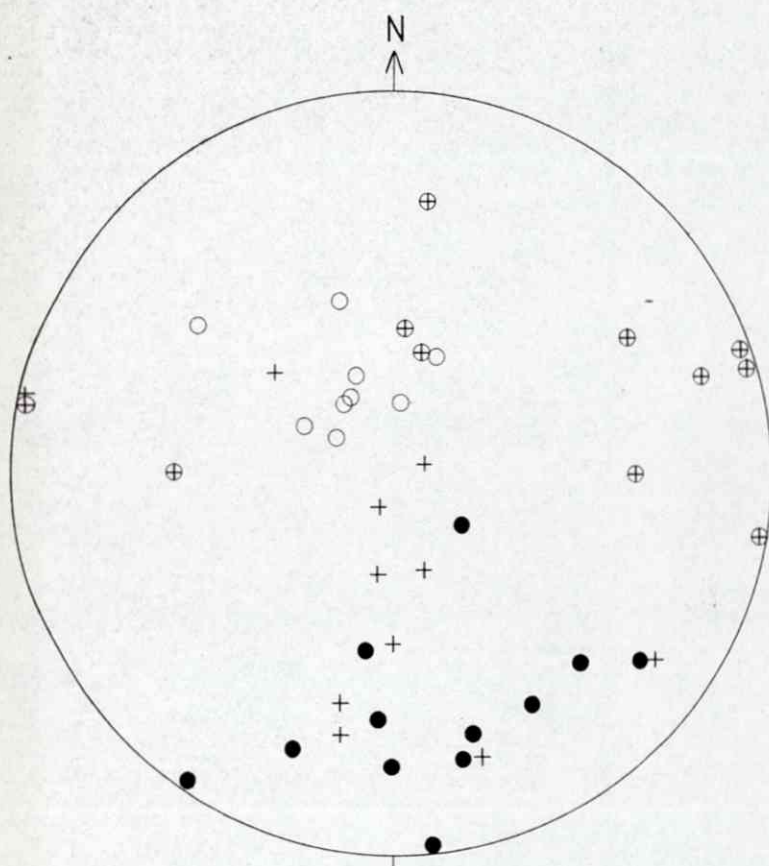


Fig. 2. Folding i Jotundekket. Fylte sirkler er foldeaksen til F_2 -folder og åpne sirkler er polen til F_2 -foldens akseplan. Kryss er foldeaksen til F_3 -folder og kryss i sirkel er polen til F_3 -foldens akseplan.

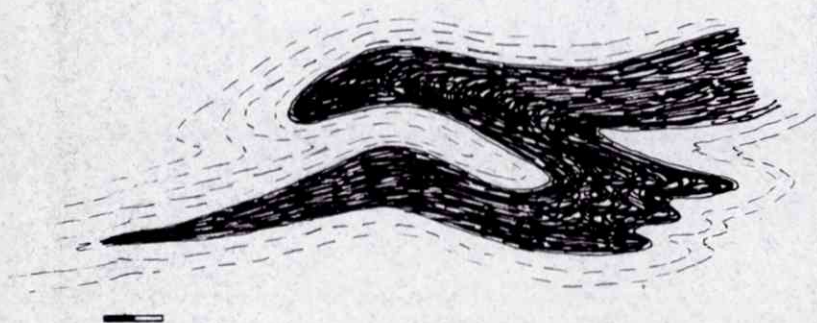


Fig. 3. Skisse av amfibolittisk linse i granittisk gneis. Denne er foldet av flattliggende F_2 -folder og refoldet av steiltstående F_3 -folder. Lokaltetene som ligger på Hestdalsfjellet er sett mot sør. Målestokken er ca 1 meter.

Folder av denne generasjonen er konsentrert i den n. v. delen av dekket, nord og n. v. for Feige-Langedalen-Langedalsfjelli og det er bare observert folder av blotnings-størrelse. Større regionale folder er ikke observert.

Det opptrer tette til isoklinale flattliggende folder innen jotunitt hvor en bånding foldes. Disse foldene kan være av D_2 -alder.

Den tredje deformasjonsfase, D_3 ,

Et par lokaliteter (på Hestdalsfjellet og ved Dyrhaug) viser at de tette til isoklinale foldene dannet under D_2 blir refoldet av folder dannet under en senere deformasjonsfase, D_3 (fig. 3).

F_3 -foldene varierer fra nokså åpne til lukkede, har relativt steiltstående akseplan med n. v. - s. ø. til n. s. strøk og har foldeakser som faller mot s. til s. ø. Det er ikke observert akseplankløv i disse foldene.

Foldene opptrer både i blotningsstørrelse og som større strukturer. Disse finnes innen sonen med finkornige skifre og gneiser hvor de har bølgelengder på 3-500 meter. Antiformene opptrer som åpne folder med tydelig ombøyning, mens motsvarende synformer ikke er tydelig observert.

Også denne generasjonen folder er vanligst innen den n. v. delen av Jotundekket, innen sonen med finkornige skifre og gneiser og granittisk gneis, men opptrer og lenger sør. Åpne folder med steiltstående akseplan og foldeakse med fall i sørlig retning opptrer i feltspatisk gneis ved Stokkesete og i jotunitt på Gruvefjell, hvor bånding eller skifrihet foldes.

I sin rapport bemerker Koestler at L_1 -lineasjonen er svaket foldet om akser som er orientert i n. ø - s. v. retning. Dette er antakelig en sen foldefase, men forholdet til D_2 og D_3 er ukjent.

Overskyvning

Grenseforholdene langs kontakten mellom Jotundekket og underliggende meta-sandsteiner og konglomerat innen Lustrafjord-delen av det kartlagte området tyder på at den er tektonisk. Forskifring og deformasjon blir kraftigere mot

kontakten og skifriheten er parallell denne. Langs kontakten er det observert en fyllonittisk bergart. Fra en lokalitet ved Turtagrø beskriver Koestler kontakten som sedimentær idet den er diskordant med forskifring og mylonittisering både i deformert gabbro og underliggende meta-sandstein (Valdres-sparagmitt ?).

Denne lokaliteten ligger imidlertid ved grensen mellom Helgedalens gråvakker og Turtagrø vulkaniske bergarter i følge feltrapport fra Banham & Gibbs (1977) som kartlegger på kartblad Sygnefjell. De beskriver mylonittisering langs litologiske grenser som er senere en mylonittisering i bergartene og kontakten mellom Jotundekket og underliggende som tektonisk.

Forholdene langs kontakten mellom metasandsteiner og underliggende fyllitt antyder at denne er tektonisk. Dessuten tyder antatte aldre på at grensen er tektonisk i det fyllitten trolig er av underpaleozoisk alder og metasandsteinene kan være eokambriske.

Kontakten mellom fyllitt og grønnstein er antakelig tektonisk, som forholdene ved Fortun antyder og kontakten mellom grønnstein og grunnfjell og fyllitt og grunnfjell er tektonisk.

Foruten tektoniske bevegelser langs de større strukturelle enhetene i området finner en og forskifring og mylonittisering langs litologiske grenser innen Jotundekket. Dette medfører at det ikke er blitt påvist en intrusjonsrekkefølge for de ulike intrusivene. Untatt er granodioritt som er det klart siste leddet og er til dels intrudert etter dannelsen av skifriheten. Alderen for tilsvarende granodioritt i Kaupanger er 448 ± 30 m. å. (Berthomier o. a. 1972).

METAMORFOSEN INNEN JOTUNDEKKET

Pretektonisk metamorfose, pre-D₁.

Innen den kartlagte delen av Jotundekket opptrer intrusive bergarter som vanligvis antas å være dannet under P-T forhold som tilsvarende granulittfacies metamorfose, anorthositter, mangeritter og jotunitter. Disse opptrer typisk i prekambriske områder hvor vertsbergartene er gneiser som har gjennomgått granulittfacies metamorfose (Carmichael o. a. 1974).

Granulittfacies gneiser opptrer ikke innen det undersøkte området hvor gneisene er dannet ved deformasjon av intrusive bergarter. Imidlertid beskriver Battey & McRitchie (1973) to-pyroksen gneiser som er resultat av granulittfacies metamorfose fra den nordøstlige delen av Jotundekket.

Sørvest for det kartlagte området, i Sogndal-Kaupanger området, har en hatt granulittfacies metamorfose i anorthositt (Griffin, 1971).

Det er derfor forhold som taler for at granulittfacies metamorfose forhold antakelig har hersket under dannelsen av Jotundekkets bergarter i det kartlagte området. Om granulittfacies metamorfose fant sted under eller etter intrusjonen av bergartene er vanskelig å avgjøre, høyere undersøkelse av mineralene i de enkelte bergartene vil være nødvendig for å kunne si noe sikrere om dette.

I de udeformerte/lite deformerte delene av de intrusive bergartene ser en at de opprinnelige mineralene er delvis, eller helt, omvandlet til metamorfe mineraler. Pyroksen er omvandlet til hornblende og en får dannet granater bl. a. i jotunnitt og særlig i granathornblendegabbro, hvor granatene enkelte steder ser ut til å være dannet langs korngrensene mellom hornblende og plagioklas. Rundt ertskorn opptrer reaksjons soner med en blanding av granat, hornblende og biotitt, og med titanitt rundt ilmenittkorn.

Denne omvandlingen fant antakelig sted under amfibolittfacies metamorfose og kan representere en retrograd metamorfose fra granulittfacies, under noe høyere vanntrykk.

De metamorfe mineralene ser ut til å være deformert av forskifringen en finner langs grensene for de ulike bergartene og er dannet før denne.

Syntektonisk metamorfose, syn-D₁

Skiffrigheten er definert av parallellorientert aktinolitt og biotitt og dessuten noe epidot, og disse mineralene har antakelig vokst under dannelsen av skiffrigheten. I den feltspatiske gneisen opptrer porfyroklaster av mesopertitt, men det meste av feltspaten opptrer enten som K-feltspat eller plagioklas. De opptrer i langstrakte eller linseformede korn parallelt skiffrigheten og sammen

med kvarts viser de en viss optisk orientering. Disse mineralene kan dels ha vokst, dels ha blitt deformert og rotert inn i en foretrukket orientering under deformasjonen.

I relativt udeformert mangeritt opptrer aktinolitt som stammer fra omvandling av pyroksen, dessuten har en i forbindelse med ertsene fått dannet biotitt. De to mineralene er lik de syntektoniske som opptrer i gneisene og omvandlingen av mangeritten kan ha funnet sted samtidig med dannelsen av skifriheten, og dermed senere enn omvandlingen i granathornblendegabbro og jotunitt. I jotunitten er hornblende delvis omvandlet til aktinolitt. Denne syntektoniske metamorfosen fant sted under grønskiferfacies forhold.

I de finkornete skifrene og gneisene opptrer i lyse gneiser sterkt linseformete epidotaggregater parallelt foliasjonen og er antakelig dannet tidligere enn foliasjonen. En har hatt grønskiferfacies metamorfose tidligere enn dannelsen av denne foliasjonen. Det er under avsnittet om strukturgeologi antydnet muligheten for at foliasjonen i den nv. delen av Jotundekket kan være dannet senere enn skifriheten mot s. ø. Deformerte grønskiferfacies mineraler kan peke i en slik retning i det en ikke har funnet deformert grønskiferfacies mineraler s. ø. for de finkornige skifrene og gneisene.

Posttektonisk metamorfose

Det opptrer granater i den feltspatiske gneisen og i lys gneis i sonen med finkornige skifre og gneiser som har posttektonisk karakter, de vokser over skifriheten og her tildels krystallflater utviklet, tildels er de garngranater.

Plagioklas og K-feltspat ser ut til å ha rekrystallisert etter deformasjon i det de i enkelte gneiser har tildels utviklet granoblastisk-polygonal tekstur. Dessuten har en uorientert vekst av biotitt og aktinolitt i lys gneis fra sonen med finkornige skifre og gneiser. Denne posttektoniske veksten har funnet sted i grønskiferfacies.

I granittiske gneis og granodioritt har en fått retrogradering av biotitt til kloritt. Og i mangeritt aktinolitt og biotitt til kloritt.

Trondheim 18.5.78

Ole Lutro
Ole Lutro

vit. ass.

REFERANSER

- Banhan, P.H, 1968 : The basal gneisses and basement contact of the Hestbrepiggen area, north Jotunheimen, Norway. NGU 252, 77p.
- Banhan P.H. & Gibbs
A.D. 1977 : Preliminary report 1977. Fieldwork in the Sygnefjell area, Jotunheimen. Upubl. feltrapport. NGU kart-arkiv nr. 2/78.
- Battey, M.H. & McRitchie
W.D. 1973 : A geological traverse across the pyroxene granulites of Jotunheimen in the Norwegian Caledonides. NGT 53, pp 237-265.
- Berthomier, C, Lacour A,
Leutwein, F, Maillot J &
Sonet, J. 1972 : Quelques sur trondhjemitites de Norvege : etude geochronologiques et geochemique . Science de la Terre. Tome 17 pp. 341-357.
- Bjørlykke, K.O. 1905 : Den sentrale Norges Fjeldbygning. NGU 39, 595 p.
- Bryhni, I, 1966 : Reconnaissance studies of gneisses, ultrabasites, eclogites and anorthosites in outer Nordfjord, Western Norway, NGU 241 68 p.
- Bryhni, I, 1978 : En travers gjennom Jotundekket i Sogn. Abstr., 13 Nord. Geol. Vinterm, Jan 1978, Copenhagen.
- Carmichael J.S.E,
Turner, F.J. & Ver-
hoogen, J. 1974 : Igneous Petrology. Mc Graw-Hill, New-York, 739 p.
- Goldschmidt, V.M.
1916 a : Übersicht der eruptivgesteine im kaledonische Gebirge zwischen Stavanger und Trondheim. Norsk Vidensk. Selsk. Skr. Mat. Na. Kl. no. 2. 140 p.

- Goldschmidt. V.M.
1916 b : Konglomeraterne inden Høyfjelds-kvartsen NGU 77,
61 p.
- Griffin, W.L. 1971 : Genesis of Coronas in Anorthosites of the upper Jotun
Nappe, Indre Sogn, Norway. J. Petrol. 11, pp 219-243.
- Heim, M. Schärer, V,
& Milnes, A.G. 1977 : The nappe complex in the Tyin-Bygdin-Vang region,
central southern Norway. NGT 57, pp 171-178.
- Holtedal, O. 1936 : Trekk av det skandinaviske fjellkjedestrøkets historie.
Skand. Naturfors. Møde, 19, Helsingfors, 129-145.
- Holtedal O & Dons J
1960 : Geologisk kart over Norge 1 : 1 000 000, Oslo.
- Hossach, J.R. 1968a: Structural history of the Bygdin area, Oppland. NGU
247, 78-107.
- Hossach. J.R. 1968b: Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area
(Southern Norway). Tectonophysics 5, 315-339.
- Hossach. J.R. 1972 : The geological history of the Grønsennknipa Nappe,
Valdres. NGU 281, 1-26
- Hossach. J.R. 1976 : Geolgy and structure of the Beito Window, Valdres
NGU, 327. 1-33.
- Hødal. J. 1945 : Rocks of the anorthosite Kindered in Vossestrand,
Norway. NGT 24. 129-243.
- Kvale A. 1955 : Dekkestrukturen mellom Bergensbuene og Sogn. NGT
35. 221-222.
- Lacour. A. 1969 : Données pétrologiques sur la nappe de Sogn-Jotun et
son substratum dans la region de Sogndal (district de
Sogn, Norwege centromeridionale). Bull de la
Société géol. de France. 7 c, ser1, XI 354-366.

- Loeschke, J. 1967 : Zur Stratigraphie und Petrographie der Valdres-Sparagmites zwischen Bitihorn und Langsnes-Valdres (Süd-Norwegen). NGU 243. 67-98.
- Loeschke, J &
Nickelsen, R. P., 1968: On the age and tectonic position of the Valdres Sparagmite in Slidre (Southern Norway). N. Jb. Geol. Paläont Abh. 131. 337-367.
- Rekstad, J. B. 1905 : Fra indre Sogn. NGU 43.
- Roberts J. L. 1977 : Allochthonous origin of the Jotunheim massif in southern Norway : a reconnaissance study along its northwestern margin. J. Geol. Soc. Lond. 134. 351-362
- Skjerlie, F. J. 1957 : Geological investigation between Fjærlandsfjord and Sogndalsdalen, Sogn, Western Norway. Univ. Bergen Årbok, 10 67 p.
- Smithson, S. B.
Ramberg I. B. &
Grønlie, G, 1973 : Gravity interpretation of the Jotun nappe of the Norwegian Caledonides. Tectonophysics. 22. 205-222.
- Strand, T. 1945 : Structural petrology of the Bygdin Conglomerate. NGT 24, 14-31.
- Sturt, B. A. &
Thon, A 1977 : Short national synthesis of the Caledonides of the Atlantic region. (in press).



TEGNFORKLARING

JOTUNDEKKET

- 1 Feltspatisk gneis
- 2 Biotittholdig gneis
- 3 Metagabbro
- 4 Granat-hornblendegabbro
- 5 Mangeritt
- 6 Jotunitt
- 7 Anorthositt
- 8 Syenittisk gneis
- 9 Grovkornet kalifeltspatgneis
- 10 Ultramafiske bergarter
- 11 Finkornige skifre og gneiser
- 12 Granittisk gneis
- 13 Amfibolitt
- + + + Granodiorittiske årer og ganger

NOBBAFJELLIDEKKET

- 14 Metasedimenter

TEIGHOLTANEDEKKET

- 15 Fyllitt
- 16 Kvartsitt

EIDSVATNEDEKKET

- 17 Grønnstein, metasedimenter

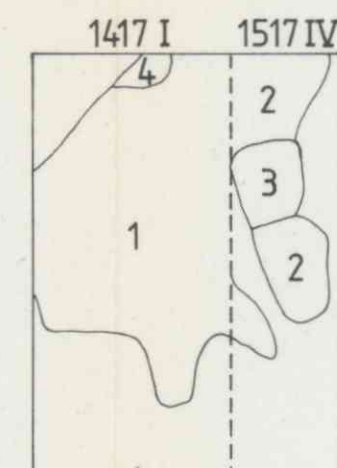
GRUNNFJELL

- 18 Gneiser, udiff.

STRUKTURER M.V.

- Geologisk grense
- Geologisk grense, usikker, overgangsmessig
- Skyvegrense
- Strøk og fall, skifrihet
- Lineasjon
- F₂-foldeakse
- F₃-foldeakse
- Skjerp, gammel gruve

OVERSIKT OVER GRUNNLAGSARBEIDENE



- 1. O. LUTRO & F.C. WOLFF
- 2. A. KOESTLER
- 3. J. ROSENHØJ
- 4. P.H. BANHAM & A.D. GIBBS

KARTET ER SAMMENSTILT PÅ NGU JAN 1978 AV O. LUTRO

VESTLANDSPROGRAMMET 1977
MALMUNDERSØKELSER, GEOLOGISK KART
ÅRDAL, SOGN OG FJORDANE

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
TRONDHEIM

MÅLESTOKK	OBS.	TEGN.	DL	JAN	1978
1:50 000	TRAC.	BE	APR	1978	
	KFR.				
TEGNING NR.	KARTBLAD NR.				
1560/9A-01	1417 I, 1517 IV				