

Geologiske undersøkelser i
sørlige Helgeland og
nordlige Namdal

Av
SIGBJØRN KOLLUNG

OSLO 1967
UNIVERSITETSBIBLIOTEKET

STATENS TEKNOLGISCHE INSTITUTT
BIBLIOTEKET

NB Rana
Depotbiblioteket

INNHold

	Side
Innledning	5
Stratigrafiske enheter. Tektonikk	6
Bergartene	10
Bunngneis (granitt)	10
Basiske intrusiver i bunngneis	14
Kambrosilur	15
Gneiser og glimmerskifer fra undre avdeling ..	15
Glimmergneis og glimmerskifer	15
Granittiske og kvartsdiorittiske gneiser	21
Gneiser og glimmerskifer fra øvre avdeling	24
Kalkglimmerskifer	24
Kalksilikatgneiser	24
Glimmerskifer	29
Kvartsrike gneiser	34
Amfibolitt og hornblendeskifer	35
Marmor	40
Gneisgranitter i Svenningdal-Vefsn	43
Bindalsmassivet	46
Velfjordmassivene	57
Andre dioritter (med gabbro)	70
Ultrabasiske bergarter	72
Mylonitter	74
Metamorfosen	77
Granat og biotitt	81
Summary	84
Litteraturliste	94

INNLEDNING

Feltet dekker midtre og ytre deler av sydlige Helgeland og nordlige Namdal, mellom Mosjøen i nord og Indre Foldafjord i syd, Vefsn-Svenningdal-Namdalen i øst og kystdistriktene i vest. I de vestlige deler av feltet er det et sterkt kupert fjell- og fjordlandskap. Fjordene har hovedretningene NØ og NV. I de østlige deler er det jevnere landskapsformer med vide N-S-gående daler. Høyden av fjella stiger gradvis innover til ca. 1300 m. o. h. Bare kystdistriktene og de indre daler er befolket, mens de midtre deler er øde fjellstrøk uten befolkning og veier.

Kambrosiluriske bergarter av typisk Nordland facies, dvs. store mektigheter av opprinnelige leir- og kalksedimenter med svære intrusivmasser dekker størsteparten av området. I det sydvestlige hjørnet av feltet er der også dypereliggende bergarter, som antas å være av prekambriisk alder. Denne delen av feltet blir kalt bunngneisområdet. Resten av feltet betegnes Nordlandsynklinalen.

En av de første som foretok geologiske undersøkelser innen området var J. H. L. Vogt. I arbeidet «Norsk marmor», NGU 22, 1897, inndelte han de kambrosiluriske bergarter slik:

1. Glimmerskiferetasje (eldst).
2. Marmoretasje.
3. Yngre gneisetasje.

Seinere kartla J. Rekstad området i målestokk 1:250 000. Han utga bl. a. arbeidene «Vega», NGU 80, 1917, og «Hattfjelldalen», NGU 124, 1924. Rekstad arbeidet også innen bunngneisområdet, men oppfattet ikke bunngneisen som egen bergartsenhet. Den ble kartlagt sammen med sure kaledonske intrusiver som granitt. Håkon Liens hovedfagsoppgave fra 1956 omfatter også deler av Svenningdal som ligger innen mitt felt. Tor Birkeland utga arbeidet «Geological and Petrological Investigations in Northern Trøndelag, Western Norway», N.G.T. 38, 1958. Han mente å kunne påvise to skarpt atskilte tektoniske enheter, prekambrium og overliggende kambrosilur med markert diskordans imellom. Han unnlater imidlertid å nevne noe sted der en slik diskordans foreligger. Etter Birkeland er der sammenhengende prekambrium i området Foldafjord-Austra.

Mine undersøkelser viser at forholdet mellom bunngneis og kambrosilur må være et annet. Kambrosiluriske bergarter fra Nordlandsynklinalen kan nemlig følges inn i bunngneisområdet. De er her intimt sammenfoldet med bunngneisen, og det er en utpreget konkordans mellom de to bergartsgrupper.

Feltarbeidet ble utført somrene 1961–65 og materialet bearbeidet ved Norges geologiske undersøkelse. Det aller meste av kartleggingen er basert på egne iakttagelser, bare en mindre del på Rekstads kart. Som kartgrunnlag brukte jeg AMS-kart i målestokk 1:50 000, dessuten flybilder hvor slike forelå.

STRATIGRAFISKE ENHETER. TEKTONIKK

I *bunngneisområdet* er der 3 markerte stratigrafiske enheter. Fra underst til øverst:

1. Bunngneis.
2. Glimmerrik gneis.
3. Kalksilikatgneiser med tallrike bånd og bredere soner av glimmergneis, amfibolitt og marmor. Glimmergneisen er for en større del av mørk, forholdsvis basisk type. Tildels meget skarp, fin bånding som antas å være av sedimentær opprinnelse. (Fig. 5.)

Bunngneisen avviker sterkt fra de øvrige gneiser i feltet, og antas å være grunnfjell. 2 og 3 er kambrosiluriske suprakruster; glimmergneisen er dannet av leirsedimenter, mens kalksilikatgneisene representerer mer kalkrike mergersedimenter.

De tre bergartsserier er sterkt sammenfoldet, og det er en utpreget konkordans mellom dem. For det meste er foldene isoklinale, og invertert lagstilling er meget utbredt. Men det fins også flere tydelige anti- og synklinaler, således antiklinaler på Kjørringvasfjell og Storskarfjell, synklinal øst for Kvistenfjord og flere synklinaler på Austra. Ved Foldereid er det også en synklinal, det er en utløper mot vest av Nordlandsynklinalen (nedenfor kalt Foldereidsynklinalen). Noen steder er det bare ei tynn sone av glimmergneis mellom bunngneis og kalksilikatgneis, eller glimmergneisen kan mangle helt. Dette skyldes vel neppe manglende avsetning, sannsynligvis er årsaken av tektonisk art. Direkte kontakt mellom bunngneis og kalksilikatgneis kan en se ved Foldereid, på S-sida av fjorden. Også denne grensen er helt konkordant.

Innen *Nordlandsynklinalen* er der nord for Åbygda ei smal, langstrakt sone av granittisk øyegneis som ligner helt på bunnagneisen i SV, og derfor sannsynligvis er av samme alder. Ellers har jeg ikke sett de basale bergarter i *Nordlandsynklinalen*.

Suprakrustalene viser både likheter og ulikheter med bunnagneisområdet. Forholdene er mindre oversiktlige enn i bunnagneisområdet, og noen gjennomført plasing av suprakrustalene i undre og øvre avdeling har jeg ikke gjort. Glimmergneisen fra *undre kambrosiluriske avdeling* kan direkte følges over i *Nordlandsynklinalen*, hvor den opptrer i store mektigheter. Nær knyttet til glimmergneisen er lysere, finkornige gneiser av kvartsdiorittisk til granittisk sammensetning. En markert forskjell mellom de to områder er det at mens der i glimmergneisen i bunnagneisområdet fins lite eller ingen marmor er der større mengder marmor i assosiasjon med glimmergneisen i *Nordlandsynklinalen*.

Den *øvre kambrosiluriske avdeling* regner jeg med fins i disse områder:

1. *Foldereidsynklinalen*. De samme heterogene kalksilikatgneiser som i bunnagneisområdet fins også i *Foldereidsynklinalen*. Ved synkende metamorfose mot SØ går de over i kalkglimmerskifre. Større mengder marmor i sterk veksellagring med gneis (skifer) og amfibolitt; øst for *Foldereid* ved basis av avdelingen.

2. *Åbygda*. Større, sammenhengende felt av kalksilikatgneiser.

3. *Kjella-Sørfjord*. Ved bunnen av *Kjella* er der sterkt båndete bergarter som har visse likheter med kalksilikatgneisene ved *Årsetfjord*, området umiddelbart vest for. Men mens kalksilikatbergarter overveier over glimmerrike bergarter i denne avdeling i vest, er det motsatte tilfelle ved *Kjella*. Her er finkornige glimmerskifre hovedbergarten, men disse skifrene har tallrike kalksilikat- og marmorbånd. Særlig karakteristisk er grønne pyroksenrike bånd som også er meget vanlig ved *Årsetfjord*. Det ser ut som om det er den samme bergartsserie vi har for oss, men med en noe forskjellig faciesutvikling. Dessuten er metamorfosen noe lavere i øst.

Samme bergartskompleks som ved *Kjella* fins videre mot Ø, ved *Sørfjord*. En karakteristisk bergart innen serien er en meget kvartsrik gneis (opprinnelig arkose?) som fins i enkelte smalere drag, både ved *Kjella* og ved *Terråk* i *Sørfjord*. – Mot nord, på Ø-sida av *Kjella*, er det mer homogene glimmerskifre.

4. *Velfjord*. Heterogene, finkornige glimmerskifre med kalksilikatbånd av lignende karakter som ved *Kjella-Sørfjord*.

5. *Storbørja*. Skiftende bånd av finkornig glimmerskifer, amfibolitt og marmor.

6. *Langskarnesen–Durmålstind*. Sentralt i Nordlandsynklinalen er det her store mektigheter av kalksilikatgneiser. Lavt nede opptrer der i SØ mektige marmor, sammen med en forholdsvis grov glimmerskifer. Basalt – på grensen til vanlig brun glimmergneis – er der på begge sider svart, forholdsvis basisk glimmergneis av helt samme type som i bunngneisområdet.

7. *Eiterådal*. Skiftende bånd av marmor, amfibolitt, jernmalmførende hornblendeskifer og kvartsrik gneis.

8. *Kvandalsfjell–Eiterå*. Marmor, amfibolitt og kvartsrik gneis.

9. *Bjørnådal*. Tynnskifrig glimmerskifer, hornblendeskifer og marmor.

Bergartene i denne øvre avdeling tilsvarer Vogts glimmerskiferetasje, bergartene i undre avdeling hans gneisetasje. Aldersrekkefølgen er altså den motsatte av hva han kom fram til.

I flere av disse feltene kan en påvise at metamorfosen har vært lavere enn den vanlige i undre avdeling. En tydelig forskjell er det at bergartene i øvre avdeling inneholder langt mindre granittisk materiale enn bergartene i undre avdeling.

Den undre kambrosiluriske avdeling, med sine store mektigheter av opprinnelig pelittiske sedimenter, må i analogi med forholdene i Trondheimsfeltet antas å være av kambrisk alder (Rørosgruppen). Og øvre avdeling tilhører sannsynligvis ordovicium. Bergarter av eokambrisk alder ser ut til å mangle i området.

I bunngneisområdet er hovedstrøket NØ til ØNØ. Fallet er vanligvis steilt, men i syn- og antiklinaler ofte flatt. Sydligst i området er fallet overveiende mot S, lenger nord er det mer varierende. Foldningsaksen har i den nordligste del av bunngneisområdet fall mot N.

Mellom bunngneisområdet og Bindalsgranitten er strøkretningen omkring NV, altså omtrent loddrett på strøket i bunngneisområdet. I syd skjer det ved Foldereid en gradvis ombøyning av strøket fra ØNØ til NV, parallelt fjorden. Samtidig skjer en vridning av lagstillingen, slik at fallet øst for Foldereid er mot NØ. Ved Kongsmoen dreier strøket igjen over til NØ. Foldereidsynklinalen har aksefall mot Ø. I nord, ved Kjella, møtes de to strøkretninger NØ og NV. Det er her sterkt varierende strøkretninger med alle mulige mellomliggende retninger. Det samme er tilfelle også enkelte steder midt inni bunngneisområdet,

således ved Storvann (i Gravvik) og ved Lavvann, hvor det også har funnet sted en tverrfoldning om NV-lig akse.

Lenger nordøst i Nordlandsynklinalen er hovedstrøket først NØ med skiftende fall i V-S Tosen – og østlig fall i Ø – i Indre Namdal. Nordligst – og over størstedelen av området – er hovedstrøket ca. N-S. Det er her overveiende østlig fall i vest og vestlig fall i øst. Kalksilikatgneisene sentralt i synklinalen har nordligst antiform.

Lagstillingen er nesten overalt steil. Foldningsaksen er noe undulerende, men nordlig fall er det mest vanlige.

Karakteristisk for Nordlandsynklinalen er de store intrusivmasser, hvorav Bindalsmassivet er det største. De fleste intrusiver er langstrakte i akseretningen. Av større intrusiver er det bare Velfjordmassivene som danner runde legemer. Suprakrustalenes strøk bøyer omkring intrusivgrensene.

Skyvninger. Ved Bindalgranittens vestgrense i strøket Indre Foldafjord-Sørfjord har det tydeligvis foregått sterke bevegelser. Over større bredder er bergartene sterkt tektonisert. De tektoniske bevegelser ser ut til å ha vært konsentrert langs bergartsgrenser. Det opptrer her finknuste mylonitter; i strøket Storvann-Holandsfjell i 3 soner. Skyvningene har sannsynligvis foregått over kortere distanser – mot V. Fallet ved skyvegrensene er forholdsvis steilt, 40–50° mot Ø. Det er ikke noen forskjell i metamorfosegrad under og over skyvegrensene.

Bergartene i bunngneisområdet er flere steder sterkt tektonisert. Et par steder er det mylonittsoner. Ved Tenfjord er det ei ca. 300 m bred mylonittsone. Kalksilikatgneiser er her skjøvet mot bunngneis. Ved Fjølvik er det innen bunngneisen ca. 10 m mylonitt mellom hornblendegneis og gneisgranitt.

I den østlige del av området er det ei knusningssone vest for Svenningsvann, mellom glimmergneis og granittisk gneis. Fallet er her meget steilt, ca. 80° mot V.

Syd for Stavaselv er det ei brekksjert sone som ligger i fortsettelsen av malmsonen i Eiterholtene.

Markerte sprekkeretninger er NØ og NV, det sprekkesystem som de fleste fjorder følger. Mange sprekker er det også i retningen N-S. Særlig i området omkring Tosenfjord er det flere soner i denne retningen, hvor bergartene er sterkt gjennomslått av sprekker og slepper, bl. a. den trange Bogdalen. Forekomstene av gullførende arsenkis er knyttet til den sterke oppsprekningen omkring Tosenfjord.

BERGARTENE

Bunngneis(-granitt)

Som bunngneis blir her bare omtalt forholdsvis massive gneiser som tydelig ligger under de øvrige bergarter. Det er mulig at en mindre del av suprakrustalene også kan høre til bunngneisen. På grunn av den sterke isoklinale sammenfoldningen av bunngneis og kambrosiluriske suprakrustaler har jeg ikke kunnet påvise dette.

Bunngneisen er en rødlig til grå, vanligvis middelskornig bergart med overgang til gneisgranitt og – sjeldnere – massiv granitt. De svakere folierte bergarter er ofte mer finkornige og har sterkere rødfarge enn de gneisstruerte bergarter. Bunngneisen har for en større del granittisk* sammensetning, delvis er den mer basisk. Det er alle overganger fra lyse gneiser med et moderat innhold av biotitt og uten hornblende, til mørkere gneiser som er rike både på biotitt og hornblende. Omkring Nord-Eitran går hornblendegneisen over i mørke amfibolittiske bergarter. De svakt folierte bergarter er nesten alltid forholdsvis fattige på mørke mineraler; en mørkere hornblenderik bergart fins på Gutvikfjell, Austra.

En større del av de granittiske gneiser har en mer eller mindre fram-tredende øyestruktur. Feltspatøynene har oftest linseform, men delvis har de rektangulær form. De hornblenderike gneiser har sjelden typisk øyestruktur.

Bunngneisen kan være ganske homogen over større arealer. Dette er spesielt tilfelle i den sydlige del av området, omkring Foldafjord. Andre steder, mest utpreget i nord, kan den være meget varierende. Det er således vanlig med en sonevis veksling av svakt og sterkere folierte bergarter, av lyse og mørkere bergarter. (Gneis) granitten kan danne forholdsvis vel avgrensede, langstrakte legemer, men diffuse grenser til gneisen er det mest vanlige. De mest massive granitter er ofte særdeles glimmerfattige bergarter. Tilgrensende gneisgranitt og gneis kan derimot ha samme glimmerinnhold, som 235 og 233 i tabell 1. Enkelte steder kan en se granitt trenge gangformig inn i gneisen.

Pegmatittiske årer og større legemer opptrer ganske rikelig. De største mengder pegmatitt fins i hornblendegneisen.

* Granittisk er tatt i videre betydning og omfatter også granodiorittisk sammensetning.

Som skifrige rester i bunngneisen opptrer enkelte glimmerrike og amfibolittiske slirer og bånd. De er kvantitativt lite fremtredende.

Grovt sett kan bunngneisen inndeles slik:

1. Granitt og gneisgranitt.
2. Granittisk gneis.
Granittisk øyegneis.
3. Hornblendegneis.

Mineralsammensetningen er kvarts, mikroklin, plagioklas (oligoklas), biotitt ± hornblende. De svakt folierte bergarter er de sureste. Bortsett fra at mikrolin/plagioklas-forholdet varierer endel har de forholdsvis liten variasjon i mineralsammensetningen. Gneisene varierer mye mer. De sureste har sammensetning omtrent som granittene.

Prøver av tilgrensende gneisgranitt og gneis fra fjellet Mona i Kolvereid (235 og 233) viste litt lavere An-innhold i plagioklasen i gneisgranitten enn i gneisen, ellers omtrent samme mineralsammensetning. Muskovitt kan opptre i små mengder i de granittiske bergarter. Granat fins i enkelte prøver. Aksessoriske mineraler er magnetitt, titanitt, apatitt, zirkon, epidot og ortitt.

Om teksturer.

Når en sammenligner teksturer i metamorfe og eruptive bergarter vil en ofte finne at forskjellen i utvikling av krystallflater hos de fleste mineraler ikke er særlig stor. Kvarts og mikroklin er stort sett anhedrale, mørke mineraler som biotitt og hornblende subhedrale. En større forskjell er det hos plagioklas, som har en midlere grad av krystallutvikling. I dette mineral er det også markerte forskjeller i andre teksturer. Spesielt for de sure bergarter i feltet gjelder:

Tekstur i plagioklas	Metamorfe bergarter	Eruptive bergarter
Krystallflater	forholdsvis få	mange
Sonarbygning	diffus; ofte invers	skarpere; mest basisk kjerne, men ofte rekurrent; fortrinnsvis rette sonegrenser, parallelt krystallflatene.
Karlsbadtvillinger	mangler	meget vanlig.

Bunngneisen har, bortsett fra at den er grovere, overveiende lignende metamorf tekstur som de øvrige sure gneiser i feltet med forholdsvis få krystallflater i plagioklas. Dette gjelder også de massive bergarter. Gjennomsnittlig kornstørrelse er vanligvis omkring 1 mm, i en del av granittene ca. $\frac{1}{2}$ mm. Feltspatøyne har maksimal størrelse opptil 5 cm. De linseformige øyne består av aggregater der hovedmengden er mikroklin, med små mengder av kvarts, plagioklas og biotitt, altså typisk metamorf tekstur. De mindre utbredte rektangulære øyne er derimot mikrolinkrystaller, ofte i form av Karlsbad-tvillinger.

Bergartene viser ofte sterkere tektonisering. Samtlige mineraler kan være undulerende og tvillinglamellene i plagioklas er ofte bøyde.

Tabell 1. Mineralsammensetning i bunnneis^a.

Mineral composition of basal gneiss.

	(Gneis) granitt			Granittisk gneis				Hornbl.gneis	
	221	235	386	233	325	387	389	388	222
Kvarts	31	27	31	28	35	29	11	21	12
Mikrolin	23	30	44	33	10	26	39	8	3
Plagioklas	44	37	20	33	43	36	43	55	58
An i plag.	(12)	(18)	(10)	(23)	(26)	(12)	(24)	(27)	(30)
Biotitt (+ kloritt)	2	6	5	6	12	9	6	11	14
Hornblende	—	—	—	—	—	+	1	5	13

221. Tenfjord (massiv, finkornig granitt). 235 og 233. Mona, Kolvereid. 386. Horsfjordeid, Austra. 325. Kolvereid. 387. n. Gutvikvann, Austra. 389 og 388. Buvik, Austra. 222. Rokka, Foldereid.

En prøve av de amfibolittiske bergarter ved Nord-Eitran hadde overveiende plagioklas (An 30) og hornblende, dessuten kvarts og biotitt i små mengder.

Kvarts. Som oftest meget sterkt undulerende.

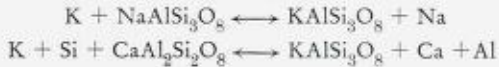
Mikroklin. Ofte pertittisk; lamellene er tynne, langstrakte strenger. En del kvarts- og plagioklasinneslutninger. Klar eller svakt sericittisert.

Plagioklas. Ofte diffus sonar. Noen steder albittrender. Ikke Karlsbadtvinger. Svakt til noe sterkere sericittisert. Enkelte steder små mikrolinneslutninger, orientert, ofte parallelt albittlamellene. Sannsynligvis antipertitt, dannet ved avblanding.

Myrmekitt er vanlig på grensen til mikroklin. Den danner ofte lommer inn i mikroklinen (Fig. 1). Det ser ut som om det er plagioklasen som fortærer mikroklinen og ikke omvendt. Mikroklinen er sannsynligvis yngre enn hovedmengden av plagioklas,

^a Mineralsammensetningen i bergartene er funnet ved punkttelling i slip. 500 punkter i hvert slip.

da det ofte er rikelig med tildels sterkere sericittiserte plagioklaskorn i klar mikroklin. Mellom myrmekittisk plagioklas og plagioklasen ved siden av er der delvis tydelige korn grenser. Da kan det være litt forskjellig sammensetning i de to plagioklaser. Den optiske orientering er vanligvis den samme, men kan være avvikende. — Den myrmekittiske plagioklas er sannsynligvis en ny generasjon plagioklas, yngre enn mikroklinen. Overskuddet av Na (og Ca) til å danne den myrmekittiske plagioklas kan stamme fra tidligere K-metasomatose. Edelman (1949) stiller opp disse reversible ligninger:



Kvartsormene representerer den frigjorte Si en får ved at plagioklas blir dannet på bekostning av mikroklin.

I nær sammenheng med disse fenomen må en vel også se på dannelsen av albittrenner rundt den eldre plagioklas.

Biotitt. Sterk pleokroisme. z vanligvis mørkt grønlignende brun, sjeldnere rødligbrun, x lyst gulbrun. Ofte mer eller mindre klorittisert, enkelte steder er bare rester av biotitt tilbake.

Hornblende. Makroskopisk svart. Sterk pleokroisme. z sterkt blågrønn, x brunliggrønn, x lyst gulgrønn. Meget høy lysbrytning, n_x 1.695–1.705, n_z 1.670–1.680, $n_z - n_x$ 0.020–0.025. Akseinkelen mye mindre enn vanlig, $2 V_x$ 20–50°. Etter dette har hornblendene hastingsittisk sammensetning, dvs. forholdsvis mye Al går inn for Si.

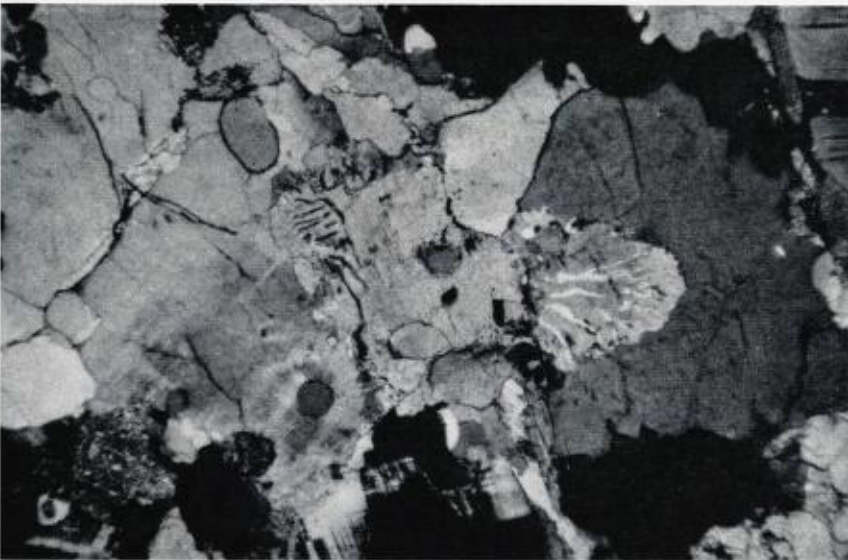


Fig. 1. Myrmekitt danner lommer i mikroklin (forklaring i tekst). 70 x. Gneissgranitt, Mona, Kolvareid.

Myrmekite forming pockets in microcline. Gneiss-granite.

Om hva bunngneisen opprinnelig har vært er det lite en kan si med sikkerhet, bortsett fra at foliasjonen ikke kan ha vært primært magmatisk, noe Birkeland mente. Til det er bunngneisen for tydelig kaledonsk påvirket med en – for størstedelen – for sterkt utviklet gneisstruktur.

De store mengder granittiske bergarter med overveiende metamorfe teksturer, med diffuse grenser mellom svakt og sterkere folierte bergarter og mellom lyse og mørkere bergarter tyder på at det har foregått en sterk granittisering. Granittgangene i gneis viser at en viss remobilisering også har funnet sted.

Basiske intrusiver i bunngneis.

Et forholdsvis stort intrusivlegeme fins ved Rødsbotn i Kolvereid. Det er sterkt differensiert. Fra øst mot vest: dioritt, olivingabbro og ultrabasiske olivinamfibolbergarter. Det er mørke, fra middelskornige til finkornige bergarter. De er overveiende massive, bare helt i SV er ultrabasittene sterkere foliert. En prøve av hver av de tre bergartstyper ble nærmere undersøkt i slip.

Dioritt.

Overveiende *plagioklas* og *hornblende*, med mindre mengder *biotitt* og *granat*. Aksessorier er *apatitt* og erts. Plagioklasen er en *andesin* (An 40) og er diffus sonar. Hornblendene har forholdsvis lyse farger, z og y brunliggrønn, x lyst gulgrønn. $2V_x > 80^\circ$. Granat danner små korn, mange av dem euhedrale.

Olivingabbro.

Mørkegrønn farge. Listeformig *plagioklas* (An 55) i olivinrik grunnmasse. *Olivin* er svakt grønn i slip med n_z ca. 1.758, n_x ca. 1.718. Gir Fa 43. For en større del omvandlet til *serpentin*. Litt *biotitt*. Aksessorier er erts, *spinell*, *apatitt* og *turmalin*.

Ultrabasitter.

Grønnsvart farge. For en større del rik på langprismatiske til nålformige *amfibol*-korn, opptil 2–3 cm lange, som ligger i en finkornig grunnmasse. Den undersøkte prøven hadde som hovedmineraler *antofyllitt*, *hornblende* og *olivin*. Antofyllitt fortrinnsvis i de større, langprismatiske korn, hornblende og olivin i grunnmassen. De øvrige mineraler er *biotitt* og erts.

Antofyllitt er svakt brunlig, $z > x$. Positiv elongasjon. $2V$ positiv, nær 90° . n_z ca. 1.675, n_x ca. 1.655. Rett utsløkning. Det er ikke noe som tyder på at den ikke er primær. Hornblendene er forholdsvis lyst brungrønn. $2V$ negativ, nær 90° , n_z ca. 1.667, n_x ca. 1.648.

Olivin har n_z ca. 1.795, som tilsvare Fa ca. 35.

Primær antofyllitt i eruptive bergarter er ikke tidligere beskrevet (Deer o. a. 1962).

Kambrosilur

Gneiser og glimmerskifre fra undre avdeling.

Glimmergneis og glimmerskifer.

De mest utbredte suprakrustaler i feltet er sterkt skifrige, glimmerrike bergarter. Over størstedelen av området er dette meget heterogene bergarter som er sterkt gjennomvevd av lyst, granittisk materiale.

Bergartene er fra middels- til finkornige. Størstedelen er gneiser med forholdsvis mye feltspat (hovedsakelig plagioklas) og med biotitt som dominerende glimmermineral. Denne typen er omtrent enerådende i de sentrale deler og i størstedelen av den vestlige side av Nordlandsynklinalen, og i størstedelen av bunngneisområdet. En mindre del av gneisene er muskovittrike. Med synkende glimmerinnhold og tilsvarende økning av plagioklasinnholdet går de over i kvartsdiorittiske gneiser. Grensen er her satt ved ca. 20 % glimmer.

På den annen side går gneisene ved synkende feltspat- og økende muskovittinnhold over i skifre. De bergarter som er betegnet skifer har maksimalt 20 % feltspat (i skifrig del av bergarten). De fins i størst mengde i de østlige deler av Nordlandsynklinalen, i Vefsn, Svenningdal og Indre Namdal. På vestsida av synklinalen opptre de ved bunnen av Foldafjord, ved synkende metamorfose mot syd. I bunngneisområdet fins de i nordlige deler, på østsida av Austrå. Men disse biotitt-muskovittskifre er ofte båndet med mer gneisaktige bergarter.

Biotittskifre, forholdsvis fattige på både feltspat og muskovitt er mindre utbredte bergarter i østlige deler av Nordlandsynklinalen.

Bergartene har en båndet struktur. Således er skiftende bånd og slirer av varierende glimmerinnhold et karakteristisk trekk. Lysere kvartsdiorittiske gneiser er svært vanlig, delvis i breidere bånd. Enkelte steder, som f. eks. vest for Holmvasdalen og omkring Årsetfjord er der bånd av kalksilikatgneiser. Amfibolittiske bånd og slirer kan opptre rikelig. Marmorbenker er meget utbredt i Nordlandsynklinalen, men mangler i bunngneisområdet.

Av granittisk materiale er en rikelig opptreden av kvartsfeltspatårer og -linsler særlig karakteristisk. Disse årene er vanligvis konforme og har ofte diffuse grenser til skifrig bergart. De er grovere enn sidebergarten, ofte pegmatittiske, og har små dimensjoner, ned til mm-størrelse (Fig. 2). En annen type av granittisk materiale er skarpt avgrensede ganger og større masser. Delvis er det pegmatitter, men størstedelen har kornstør-

relse som de granittiske bergarter omkring. En større del av gangene er konforme, men de kan også trenge gjennom gneisen i alle retninger. Typiske migmatittsoner er det på grensen til Bindalsgranitten, men de fins også lenger fra. (Fig. 3.)

I mindre mengder enn granittisk materiale opptrer kvartslegemer. Hovedsakelig i form av årer og linsjer, hvorav størstedelen er konforme, delvis er det breidere ganger, som ofte er gjennomskjærende. Bare i områder hvor metamorfosen er forholdsvis lav, som ved bunnen av Foldafjord og i Indre Namdal, opptrer kvartsårer mer rikelig enn kvartsfeltspatårer. I Indre Namdal er det østligst større mengder av tynnskifrige, forholdsvis homogene glimmerskifre (nedenfor kalt «Namdalskifre»). Når en her går mot vest vil det granittiske materiale etterhvert øke i mengde når en nærmer seg Bindalsgranitten, samtidig som mengden av kvartsårer minker.



Fig. 2. Småfoldet glimmeråregneis. Rød i Ytre Namdal.

Veined mica gneiss with small folds.



Fig. 3. Migmatitt. Bindalsgranitt trenger gjennom glimmergneis. Dagslått, Tosen.
Migmatite. Bindal granite penetrating mica gneiss.

Samtlige skifre i Indre Namdal er – også utenom årene – meget kvartsrike og nærmer seg tildels kvartsittisk sammensetning.

Graden av skifrihet varierer sterkt etter glimmerinnholdet. Skifrihetsplanet er for det meste undulerende; ofte er bergarten sterkt småfoldet. Årene er foldet sammen med hovedbergarten. Sjeldnere plan-skifrig.

Den vanlige mineralsammensetning er:

Skifre:

Kvarts + plagioklas + biotitt + muskovitt ± granat ± sillimanitt.

Gneiser:

Kvarts + plagioklas + biotitt ± muskovitt ± granat ± sillimanitt ± mikroklin.

Granat opptrer som bibestanddel de fleste steder, i enkelte soner i større mengder. Det er ikke funnet i Namdalskifrene. Sillimannitt fins bare i en mindre del av bergartene, men innen de fleste deler av feltet. Mineralet er ikke funnet i Indre Namdal, heller ikke i de muskovittrike skifrene i Svenningdal og Vefsn. På vestsida av Nordlandsynklinalen er det ikke funnet i den aller sydligste del, innerst i Foldafjorden. Mikroklin er i de østlige deler av feltet sjeldent tilstede i den skifrige del av bergarten. Mot vest øker mengden noe; mest er det i bunngneisområdet, der en større del av prøvene fører litt mikroklin. Et sjeldent mineral er disthen. Det er bare sett i små mengder i to slip fra Foldereidsynklinalen (nr. 319 og 324). Hornblende fins i selve glimmergneisen bare enkelte steder i små mengder, mest vanlig i bunngneisområdet. Kloritt, som særlig opptrer rikelig i de nordøstlige muskovittskifre, er dannet sekundært fra biotitt (og granat). Av aksessorier opptrer ertsmineraler mest rikelig. Andre vanlige aksessorier er zirkon, apatitt, epidot, ortitt og turmalin; titanitt er sjeldnere.

Bergartene har sterkt varierende kornstørrelse. Plagioklas og granat kan opptre i større porfyroblaster.

Tabell 2. Mineralsammensetning i glimmerskifer og -gneis.

Mineral composition of mica schist and -gneiss.

Skifre.

	Vefsn - Svenningdal				Indre Namdal			Foldereid-synklinal		Bunn-gneis-område.
	13	44	45	67	118	291	119	346	319	382
Kvarts	43	44	33	34	68	45	59	34	20	43
Mikroklin ..	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
Plagioklas ..	19	13	20	12	6	18	12	15	8	7
An i plag. ..	(12)	(16)	(18)	(23)	(26)	(35)	(24)	(10)	(20)	(20)
Muskovitt ..	17	26	28	1	6	13	5	37	22	24
Biotitt	12	7	16	36	19	21	23	12	25	18
Kloritt	7	8	+	—	1	1	—	—	—	—
Granat	+	+	2	2	—	—	+	1	22	+
Sillimannitt	—	—	—	14	—	—	—	—	—	4
Disthen	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
Erts	2	2	1	1	+	2	1	1	1	2
Andre	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2

13. Hundålvasfjell NØ. 44 og 45. Eiterholtene. 67. SV øv. Hjortskarmo. 118. N Namskog. 291. Brekkvaselv. 119. N Bjørhusdal. 346. Saur. 319. Jofinhaugene V Kongsmoen. 382. Valen, Austra.

Av skifrene fra Indre Namdal tilhører 118 og 291 «Namdalsskifrene», 119 er fra området nærmere Bindalsgranitten.

Gneiser.

	Vefsn-Svenningdal			Tosen - Åbygda			Foldereid-synklinal		Bunnneis-område
	38	52	57	134	148	294	324	330	224
Kvarts	24	17	22	47	40	25	38	15	40
Mikroklin	—	+	—	—	8	+	—	+	2
Plagioklas	38	60	35	23	10	49	27	46	33
An i plag.	(45)	(25)	(38)	(28)	(22)	(25)	(38)	(28)	(28)
Muskovitt	2	+	6	1	9	4	—	+	—
Biotitt	20	22	31	17	19	22	29	38	25
Kloritt	4	—	—	+	—	—	1	—	—
Granat	10	1	+	—	4	+	3	+	+
Sillimannitt ...	—	—	6	11	10	—	—	—	—
Disthen	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Erts	2	+	+	1	+	1	1	1	+
Andre	+	+	+	+	+	+	+	+	+

38. Eiteråfjell. 52. Eiteråfjell V. 57. N Sirijordsaksla. 134. Dagslått, Tosen. 148. I. Søbergsvann, Tosen. 294. Fuglstad, Åbygda. 324 og 330. Foldereidåsen. 224. N Osen, Kolvereid.

Kvarts. Sterkt undulerende. Meget sterkt undulerende i bunnneisområdet og i tilstøtende Foldereidsynklinal.

Plagioklas. Som oftest oligoklas, sjelden andesin. An-innholdet i skifrene er vanligvis 10–25. De forholdsvis lavmetamorfe Namdalskifre har bemerkelsesverdig nok en mer basisk plagioklas; to prøver viste henholdsvis An 35 og An 26. Plagioklasen i gneisene er mer basisk enn i de vanlige skifre, som oftest An 25–30. Forholdsvis basisk plagioklas er funnet i en sillimannittgneis (nr. 57) fra V Eiterådal (An 38) og i en disthenførende gneis (nr. 324) fra Foldereid (An 38). Den mest basiske plagioklas opptrer i særlig granatrike gneiser, således i nr. 38 fra Eiteråfjell (An 45).

Plagioklasen viser ofte diffus sonarstruktur. Den er bare svakere sericitisert. Noen steder fører den poikilittiske kvartsinneslutninger. I prøve 224 fra Kolvereid i bunnneisområdet er det i enkelte korn små orienterte mikroklinindivider (antipertitt?). I SV kan den være sterkt undulerende.

Mikroklin. Ofte strengpertitt.

Muskovitt. Ofte grovere enn biotitten. Står delvis på tvers av skifriheten.

Biotitt. Vanligvis sterk pleokroisme: z rødligbrun, x lyst gulbrun. n_x 1.647–1.660, som tilsvare ca. 60% Fe-komponent. Fe-fattigere med lysere brunfarge i 1) granatrike gneiser — prøve 38 har n_x ca. 1.640 — og 2) Namdalskifrene — n_x ca. 1.642 og ca. 1.630 i prøver 118 og 291 henholdsvis. — Rik på zirkoninneslutninger med pleokroittisk halo omkring. Ofte noe klorittisert, sterkest i skifrene i NØ.

Granat. Avrundete porfyroblaster, vanligvis i mindre korn, sjeldnere opptil cm-størrelse.

Sillimanitt. Langstrakte nåler i aggregater sterkt assosiert med glimmermineraler. Tilnærmet fargeløs.

Disthen. Spredte korn, opptil 1 mm store. Prismatisk form med god oppspaltning i lengderetningen. Svakt farget, uten pleokroisme. $2V_x$ meget stor, $> 80^\circ$. N_x ca. 1.730, n_x ca. 1.714.

Kjemiske analyser på enkelte bestanddeler av biotitt og granat er vist i tabell 17.

Kvartsfeltspatårene er ofte mikroklinrike. Dette kan også være tilfelle der mineralet ikke fins i skifrig bergart. Andre steder er årene uten mikroklin. Mineralene er ellers de samme som i skifrig bergart, men andre mineraler enn kvarts og feltspat opptrer bare i små mengder. Plagioklas har samme sammensetning som i skifrig bergart.

I forhold til et normalt leirsediment har bergartene forholdsvis lite Ca og mye Na og Si, noe som tyder på tilførsel av de to sistnevnte elementer. K-innholdet er derimot det samme som i et normalt leirsediment. Det meste av Fe foreligger i redusert, 2-verdig form, i sterkest grad gjelder dette gneisene. Skiferen har mindre både av Na og Ca enn de to gneiser. Ellers kan en spesielt merke seg at Al/Si-forholdet er mye høyere i sillimanittgneisen enn i de to andre prøver.

Tabell 3. Kjemisk analyse og mesonorm av glimmergneis (skifer)
(modalanalyse i tabell 2).

Chemical analyses and mesonorms of mica gneiss (schist). (Modes in table 2.)

	44	134	224
SiO ₂	63,52	58,90	63,49
TiO ₂	0,81	0,41	0,71
Al ₂ O ₃	17,26	21,41	17,14
Fe ₂ O ₃	1,86	0,11	0,02
FeO	6,22	7,46	6,14
MnO	0,11	0,05	0,11
MgO	2,26	3,46	2,56
CaO	0,81	1,47	2,42
Na ₂ O	1,60	2,05	3,19
K ₂ O	3,28	3,26	3,07
H ₂ O-	0,18	0,08	0,05
H ₂ O+	2,36	1,29	1,11
CO ₂	0,14	0,17	0,08
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,11
S		0,09	

Analytiker: P.-R. Graff.

Mesonorm.

q	39,9	30,0	27,5
or	7,6	1,6	4,5
ab	15,0	19,0	29,0
an	—	5,5	8,5
c	12,7	13,9	6,1
ε sal	(75,2)	(70,0)	(75,6)
bi	20,6	28,6	22,6
ti	1,8	0,9	1,5
mt	2,1	0,2	—
py	—	0,2	—
ap	0,3	0,1	0,3
ε fem	(24,8)	(30,0)	(24,4)

44. Biotittmuskovittskifer, Eiterholtene, Svenningdal. 134. Sillimannittbiotittgneis, Dagslått, Tosen. 224. Biotittgneis, N Osen, Kolvereid (bunngneisområde).

Granittiske og kvartsdiorittiske gneiser.

Disse forholdsvis lyse gneiser fins i alle deler av feltet, men i mindre mengder enn glimmergneisen.

1. Vefsn-Svenningdal. Større mektigheter i den østlige del av Eiteråfjell med fortsettelse nord- og sydfør. Lenger syd, i øvre Svenningdal, i flere smale drag ved gneisgranitter som de har uskarp grense til. Syd for Holmvann igjen i store mektigheter.

Lenger vest er det et smalt, meget utholdende drag øst for Tosbotn.

2. Velfjord-Åbygda. Store mengder.

3. Indre Namdal. Lite felt midt i Bindalsgranitten.

4. Foldereidsynklinalen. Vest for Kongsmoen, nær grensen til bunn-
gneisen.

5. Bunngneisområdet. I sydlige del av Kvistensynklinalen. I nord lite felt på Ø-sida av Austra.

Gneisene har delvis kvartsdiorittisk sammensetning, delvis er det mikroklinrike gneiser av granodiorittisk eller granittisk sammensetning.

Som nevnt under glimmergneis er det en jevn overgang fra denne til kvartsdiorittisk gneis. I øvre Svenningdal er gneisene mikroklinrike som de tilgrensende gneisgranitter. Ellers kan en som regel ikke avgjøre i felt om en har kvartsdiorittiske eller mikroklinrike gneiser for seg. Det dreier seg alltid om grå, finkornige gneiser. Bortsett fra at de ofte er rike på småfolder har de en utpreget planstruktur. Gneisene er sterkt båndet.

(Fig. 4.) Biotitt er ofte anriket i striper og bånd. Breidere bånd av den mørkere glimmergneis er meget vanlig, noen steder – særlig typisk på Eiteråfjell og vest for Kongsmoen – er det en stadig veksling av de to gneistyper. Enkelte steder er der kvartsittiske bånd. Grønne, pyroksenrike bånd forekommer også. Amfibolitt er meget utbredt, fra tynne striper til breide bånd. Særlig på S-sida av Tosenfjord opptrer amfibolitt rikelig, her kan det være omtrent like mye amfibolitt som gneis. Gneisene er da kartlagt som båndgneiser. I området Velfjord-Åbygda er gneisene foruten med glimmergneis og amfibolitt også assosiert med marmor og mørke hornblendeskifre.

De samme kvartsfeltspatårer som i glimmergneisen opptrer ofte rikelig også i disse gneiser. Likeledes kan det være endel kvartslegemer, vanligvis som årer og linser, på Eiteråfjell er det dessuten gjennomskjærende kvartsganger.



Fig. 4. Granittisk gneis med mørke biotittrike- og amfibolittbånd. N Holmvassås st., Svenningdal.

Granitic gneiss with dark biotite-rich- and amphibolite bands.

Omkring Tosen er gneisene sterkt gjennomtrengt av Bindalsgranitten (migmatitt).

Gneisene er forholdsvis jevnkornige. Gjennomsnittlig kornstørrelse $1/4-1/2$ mm, maksimalt 1–2 mm, bortsett fra litt større porfyroblaster av feltspat – og sjeldnere – granat.

Anhedral kvarts og mikroklin, anhedral – subhedral plagioklas, subhedral glimmer.

Tabell 4. Vanlig mineralsammensetning i granittisk og kvartzdiorittisk gneis.

Usual mineral composition of granitic and quartz-dioritic gneiss.

	Granittisk gneis	Kvartzdiorittisk gneis
Kvarts	24–32	30–45
Mikroklin	20–38	0–2
Plagioklas (An)	10–35 (10–32)	40–60 (18–28)
Muskovitt	5–15	0–5
Biotitt	5–15	8–18

Prøvene (tilsammen 16) viste enten et høyt eller meget lavt mikroklininnhold. Av tabellen går det også fram at det er mest kvarts i de kvartzdiorittiske gneiser.

Kvarts. Moderat til sterkt undulerende.

Mikroklin. Klar. Delvis pertittisk. De tynne pertittlameller utgjør en liten del av mineralet. En del inneslutninger av sericittisert plagioklas.

Plagioklas. Mer basisk i Eiteråfjell (An 27–32) enn i de andre felt (An maks. 23). Diffus sonar, delvis normal, delvis invers. Svakere sericittisert. Ved grensen til mikroklin ofte myrmekitt. Denne opptrer på samme måte som i bunngneisen, og danner ofte lommer i mikroklinen.

Muskovitt. Ofte rik på kvartsinneslutninger med dendrittiske former.

Biotitt. De samme typer som i glimmergneisen. For det meste sterk pleokroisme: z rødligbrun, x lyst gullig. n_x 1.660–1.670. Sjeldnere grønligbrun. I prøvene av kvartzdiorittiske gneiser fra Velfjord–Åbygda lysere brun med n_x 1.625–1.640. Rik på zirkoninneslutninger. Litt klorittisert; ved klorittiseringen er titanitt utskilt.

Granat opptrer sjeldent i disse gneiser, som mindre avrundete porfyroblaster. Aksessoriene er de samme som i glimmergneisen. Erts, apatitt og zirkon er de vanligste, deretter epidot. Titanitt, ortitt og turmalin fins i noen av prøvene.

Med sin utpreget finkornige struktur, sterke assosiasjon med, og for en større del jevne overgang til glimmergneis, må også disse gneiser antas å ha sedimentær opprinnelse. Om forskjellen mellom de to gneistyper i første rekke skyldes forskjell i sediment eller seinere stofftilførsel er vanskelig å si noe sikkert om. Uskarpe grenser til gneisgranitter i Øvre Svenningdal tyder på granittisering i dette området. Et annet indisium

på granittisering er det forhold at de kvartsdiorittiske gneiser er rikere på kvarts enn de granittiske gneiser. Videre at klar mikroklin ofte har inneslutninger av sericittisert plagioklas, noe som tyder på at mikroklin er yngst av de to mineraler.

Gneiser og skifre fra øvre avdeling.

Kalkglimmerskifer.

Innerst i Foldafjord er der på S-sida av fjorden en ca. 1000 m mektig, mørkebrun skifer med subhedrale porfyroblaster – opptil 3 cm – av mørkegrønn hornblende i en forholdsvis finkornig, sterkt skifrig grunnmasse, hvor også biotitten er noe grovere enn de lyse mineraler. Skiferen er rik på kvartsårer og -lenser. På sprekker er det avsatt kalkspat.

En prøve fra Bjørå gård viste denne mineralsammensetningen:

Biotitt	26	Kalkspat	14
Plagioklas	24	Hornblende	12
Kvarts	24		

Biotitt. Rødligbrun. n_x ca. 1.642. Rik på små zirkoninneslutninger.

Plagioklas. An ca. 40. Noe sericittisert. Sonar, mest basisk perifert.

Kvarts. Moderat undulerende.

Hornblende. Pleokroisme: z blåliggrønn, y grønn, x lyst gulgrønn. n_x ca. 1.675, n_x ca. 1.653. 2 V ca. -80° . Meget rik på poikilitiske kvartsinneslutninger.

Skiferen antas å være et opprinnelig mergesediment.

Kalksilikatgneiser.

Kalksilikatgneiser opptrer i 3 større felt:

- I SV (bunngneisområdet + Foldereidsynklinalen).
- Åbygda–Fuglstadfjell.
- Langskarnesen–Måsvastind.

a) *Sydlig felt.* Ved å følge kalkglimmerskiferen ved Indre Foldafjord i strøkretningen mot NV går denne ved stigende metamorfose over i kalksilikatgneiser. De samme kalksilikatgneiser fins også i store mengder innen selve bunngneisområdet. Som kalkglimmerskiferen er gneisene altså å betrakte som opprinnelige mergesedimenter.

Gneisene har en utpreget båndet struktur. Forholdet mellom de viktigste mørke mineraler biotitt, hornblende og diopsidisk pyroksen varierer sterkt. De er finkornige og som oftest ganske skifrige gneiser, særlig når biotittinnholdet er høyt, mens spesielt pyroksenrike bånd er mer massive. Ofte har de en utpreget planstruktur med oppspaltning i heller. Ved Kvernán i Årsetfjord er det forsøksdrift på slik «skifer».

Av selve kalksilikatgneisene er det 3 hovedtyper:

1) *Biotitthornblendegneiser* er de mest utbredte. Det er mørke, finkornige, skifrige gneiser, men med en del lysere, feltspatrike bånd. Biotitten er også konsentrert i striper og bånd.

2) *Biotittpyroksengneis* har også stor utbredelse, og er en meget karakteristisk bergart. Lysegrønne, forholdsvis massive og grove pyroksenrike bånd veksler mellom sterkt skifrige, mørkebrune, finkornige biotittrike bånd. Gneisen kan være rik på granat.

3) (*Biotitt*) *hornblendepyroksengneiser*. Har en noe mindre utbredelse enn de to forannevnte typer. De er forholdsvis massive, fra finkornige til middelskornige. I et mindre felt på Holandsfjell er sterkt båndete hornblendepyroksengneiser skapolittførende og kan være rike på epidot.

Kalksilikatgneisene opptrer i båndvis veksling med glimmergneis og amfibolitt. Det fins følgende typer:

Vanlig brun glimmergneis.

Svart, forholdsvis basisk glimmergneis.

Vanlig amfibolitt.

Pyroksenamfibolitt.

Både svart glimmergneis og amfibolitt kan ha gradvis overgang til kalksilikatgneiser. Begge disse bergartstyper kan opptre i større mektigheter. Bare de største av amfibolittene er kartlagt for seg. Den svarte glimmergneisen er ofte vanskelig å skille fra biotitthornblendegneis og er kartlagt sammen med kalksilikatgneisene. Den blir også nærmere beskrevet i dette avsnitt.

Ved siden av gneis og amfibolitt opptrer ofte tallrike marmorbenker.

Til forskjell fra glimmergneisen er det i kalksilikatgneisene forholdsvis lite av kvartsfeltspatårer og mye av kvartsårer. Noen steder trenger trondhemittganger gjennom gneisene. Enkelte større trondhemittlegemer fins i Foldereidsynklinalen.



Fig. 5. Båndet kalksilikatgneis. Amfibolittiske, pyroksenrike, biotittrike og lysere, kvartsdiorittiske bånd. Den skarpe båndingen antas å representere opprinnelige sedimentære lag. Oppspalting i heller. Kvernane i Årsetfjord.

Banded lime-silicate gneiss. Amphibolitic, pyroxene-rich, biotite-rich and lighter quartz-dioritic bands. The prominent banding is thought to represent primary sedimentary layers. A good cleavage parallels this layering.

b og c) *Nordlige felt*. I begge disse nordlige felt opptrer lignende kalksilikatgneiser som i det sydvestlige område. Også her er gneisene sterkt båndet med et høyst varierende biotitt/hornblende/pyroksen forhold. En forholdsvis stor del av gneisene har lite biotitt og er av den grunn forholdsvis massive; andre gneiser er biotittrike og sterkere skifrige. De vanligste gneiser kan deles i (biotitt) hornblendegneiser og (biotitt) hornblendepyroksengneiser. Biotittpyroksengneisen fra det sydlige felt mangler derimot. En spesiell lys, kvartsfri og kalkpatrit type opptrer enkelte steder i små mektigheter ved marmor syd for Gåsvann i det nordligste felt. I samme område er der også biotittepidotgneiser og en del amfibol-

litt. På begge sider i det nordligste felt, på grensen til vanlig glimmergneis, opptrer der mørk glimmergneis av samme type som i SV. – Ellers er der langt mindre av andre skifrige bergarter enn kalksilikatgneiser i disse nordlige felt sammenlignet med det sydlige felt. Dette gjelder i første rekke Åbygdafeltet hvor der bare er kalksilikatgneiser. Østligst – på Fuglstadfjell – er imidlertid gneisene sterkt gjennomtrengt av Bindalsgranitten.

I sterk kontrast til omgivende glimmergneis er kalksilikatgneisene meget rike på kvartsårer og fattige på kvartsfeltspatårer. Kvartsårene inneholder ofte kalksilikater.

Mineralparageneser i de 3 hovedtyper av kalksilikatgneiser:

1. Kwarts + plagioklas (An 30–60) + biotitt + hornblende ± mikroklin. Eks. 328 og 297 i tabell 5.
2. Plagioklas (An 40–80) + biotitt + pyroksen ± kvarts ± mikroklin ± granat (± kalkspat) (± hornblende). Eks. 238 og 378.
3. Kwarts + plagioklas (An 20–45) + hornblende + pyroksen ± biotitt ± mikroklin (± epidot) (± skapolitt). Eks. 323 og 298.

Epidotgneisen S Gåsvann: Kwarts + plagioklas (An 45) + biotitt + epidot (+ muskovitt).

Mineraler i parentes opptrer forholdsvis sjeldent eller i små mengder.

Gjennomsnittlig kornstørrelse $1/4$ –1 mm. Anhedral kvarts og mikroklin, anhedral-subhedral plagioklas, subhedrale mørke mineraler.

Tabell 5. Mineralsammensetning i kalksilikatgneiser.

Mineral composition of lime-silicate gneisses.

	Bunngneisområdet + Foldereidsynklinal				Åbygda	
	328	238	378	323	297	298
Kwarts	13	—	8	21	40	38
Mikroklin	—	—	17	8	—	3
Plagioklas	52	50	33	23	28	35
An i plag.	(37)	(80)	(80)	(43)	(50–60)	(16–27)
Biotitt	15	31	19	3	21	+
Granat	+	+	3	—	—	—
Hornblende	17	+	+	28	10	16
Pyroksen	—	17	18	9	—	5
Epidot	—	—	+	5	+	1
Skapolitt	—	—	—	2	—	—
Andre	3	2	2	1	1	2

328. Sjølstad, Foldereid. 238. Kuttuvann, Gråmarka. 378. Kvernan, Arsetfjord. 323. Holandsfjell, Foldereid. 297. Fuglstadvann. 298. N Fuglstadfjell.

Kvarts. Sterkt undulerende i de to sydligste felt, moderat undulerende i det nordligste. Gneisene er rikere på kvarts i de to nordligste felt enn i det sydligste.

Mikroclin. Sjeldnere pertittisk.

Plagioklas. Sterkt varierende An-innhold, høyest i biotittpyroksengneisen. Ofte utpreget sonar, normal, invers eller rekurrent. I prøve 378 av biotittpyroksengneis fra Kvernán i Årsetfjord (bunngneisområdet), har en mindre del av plagioklaskornene sterkt utviklet antipertittisk tekstur. De fleste korn er ikke pertittiske. Plagioklasen er meget basisk (An 80). Kalifeltspatindividene, som er mye breidere enn vanlige pertittlameller og kan utgjøre omkring halvparten av mineralet, dannet ofte vakre mønstre med orientering i flere forskjellige retninger. (Fig. 6.) Tildels har lamellene uregelmessige former.

Denne antipertitten må være dannet ved replacement. K-innholdet er altfor høyt til at det opprinnelig kan ha vært tilstede i plagioklasen. Sen (1959) har foretatt en rekke analyser av K-innholdet i plagioklas. I bergarter fra amfibolittfacies var Or-innholdet maksimalt 2,3 %, i bergarter fra granulittfacies maksimalt 7,6 %, altså forholdsvis lave verdier.

Biotitt. I det sydlige felt som oftest sterkt rødbrun med n_x 1.650–1.660. I de nordlige felt brun eller grønligrønn med n_x 1.640–1.650. En del zirkonneslutninger.

Hornblende. Makroskopisk grønnsvart. Pleokroisme: z blåliggrønn, y brunliggrønn, x lyst gulgrønn. Mer Fe-rik i de biotittrike enn i de pyroksenrike gneiser med n_x henholdsvis 1.690–1.695 og 1.675–1.685. Normal akseinkel ($2V_x$ 70–80°). Ofte rik på kvartsinneslutninger.

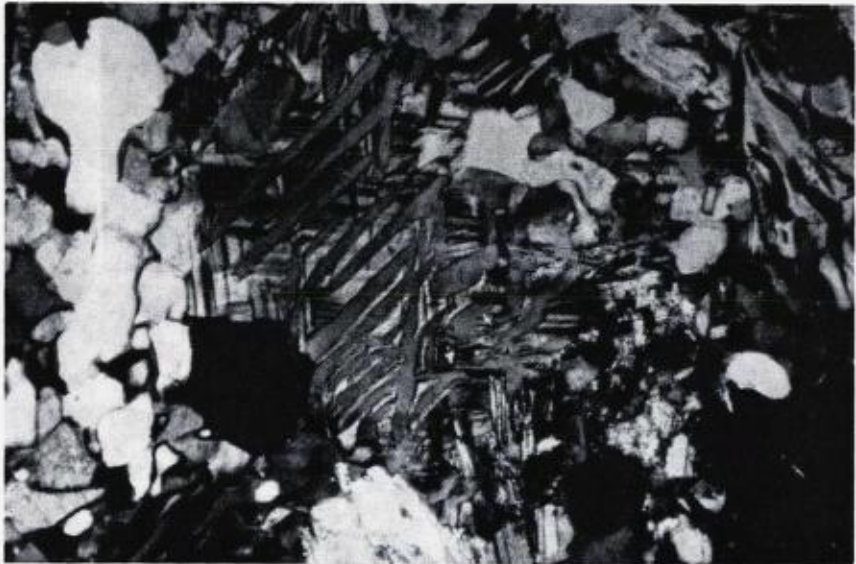


Fig. 6. Antipertitt. Biotittpyroksengneis, Kvernán, Årsetfjord. X 200.
Antiperthite. Biotitepyroxengneis.

Pyroksen. Diopsidisk. Makroskopisk grønn. I slip svakt grønn uten pleokroisme. Mest Fe-rik i biotittpyroksengneisen: n_x ca. 1.725, n_y ca. 1.695, som tilsvarer He ca. 45. I de hornblenderike gneiser n_x ca. 1.715, n_y ca. 1.685, som tilsvarer He ca. 30, $2V_x$ ca. 60° . Noen steder uralittisering i kantene.

Epidot. Lysegrønn med svakere pleokroisme. Ofte ortitt i kjernen.

Skapolitt. Bare funnet i to prøver fra Holandsfjell. Opptre som selvstendige korn i likevekt med plagioklas, jevnt fordelt i bergarten. Må derfor betraktes som dannet primært under metamorfosen.

Granat opptre overveiende i biotittpyroksengneisen, og her konsentrert i de biotittrike bånd. Opptil 2–3 mm store porfyroblaster.

Mørk glimmergneis.

Den svarte glimmergneisen som er assosiert med kalksilikatgneisene har samme struktur som disse og avviker fra den vanlige glimmergneis. Den er finkornig og forholdsvis jevnkornig med gjennomsnittlig kornstørrelse $1/4$ – $1/2$ mm, planskifrig, rik på kvartsårer og forholdsvis fattig på kvartsfeltspatårer. Mineralsammensetningen er enkel:

15–25 % kvarts

30–50 % plagioklas (An 35–45)

30–40 % biotitt.

Muskovitt, granat og hornblende kan opptre i små mengder; ved stigende hornblendeinnhold går den over i hornblendebiotittgneis. Vanlige aksessorier er erts, apatitt, epidot, ortitt, zirkon og turmalin.

Biotitt. Avviker fra biotitten i vanlig glimmergneis. Makroskopisk svart. Pleokroisme: z mørkt grønligrønn eller brunliggrønn, x lyst gullig, n_x ca. 1.640. Rik på inneslutninger av zirkon, epidot og ortitt. — Etter Hayama (1959) gir lavt TiO_2 -innhold og høyt $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$ -forhold biotitten grønn farge.

Med sin forholdsvis basiske plagioklas, moderate kvarts- og meget høye biotittinnhold er denne glimmergneisen mye rikere på de femiske bestanddeler Ca, Mg og Fe enn den vanlige brune glimmergneis. Det opprinnelige sediment har således ikke vært så mye forskjellig fra det sediment kalksilikatgneisene er dannet av.

Glimmerskifre.

1. *Heterogene glimmerskifre i vest.*

Disse bergarter fins på vestsida av Nordlandsynklinalen, i følgende områder:

Kjella–Sørfjord.

Velfjord.

Storbørja.

Sammenlignet med de glimmerrike bergarter i undre avdeling er de mye mer finkornige og har langt mindre av granittisk materiale. Over størstedelen av områdene er de skifrige bergarter meget varierende; særlig karakteristisk er en rikelig opptreden av kalksilikatbånd. De glimmerrike bergarter kan deles i 3 hovedtyper:

a) *Forholdsvis lys og grov toglimmerskifer*. Sterkt skiftende kornstørrelse, maksimalt 2–5 mm. Det er i første rekke muskovitten som gir den grovere tekstur. Dessuten opptrer granat \pm staurolitt i form av litt større pofyrobaster. Biotitt, feltspat og kvarts er mye mer finkornige. Skiferen har uregelmessige skifrihetsplan.

b) *Brun, finkornig til tett glimmerskifer*. Dette er den mest utbredte bergarten. Plan/tynnskifrig og forholdsvis jevnkornig med gjennomsnittlig kornstørrelse 0,05–0,2 mm, maksimalt 0,3–1 mm. Delvis er biotitt det helt overveiende glimmermineral, delvis fører skiferen også mye muskovitt. Den er for en større del meget rik på plagioklas. Plagioklasinnholdet kan overstige 30 % av bergarten. Men også da har bergarten typisk skiferstruktur.

c) *Mikroklinrike gneiser*. Som gneis betegnes bare særlig feltspatrike bergarter som foruten plagioklas også fører mye mikroklin. Også dette er brune, biotittrike, meget finkornige bergarter. Den gjennomsnittlige kornstørrelse er 0,1–0,2 mm, maksimalt 0,5–1 mm. Selv disse bergarter kan være skiferlignende i felt. Sammenlignet med a og b har de sannsynligvis forholdsvis liten utbredelse.

Den grovere, muskovittrike skiferen og mikroklingneisen fins som breidere bånd i den mørke skiferen. Kalksilikatbåndene er delvis grønne, pyroksenrike, delvis mørke, amfibolittiske. Kalkspat kan være sterkt anrikt i lyse bånd. Finkornig marmor opptrer i tallrike benker. Ofte er det en meget skarp og fin bånding mellom de pelittiske og kalkrike bergarter, i likhet med forholdet i kalksilikatgneisene.

Øst for Kjella fins den grovere, muskovittrike skiferen i et større, forholdsvis homogent felt.

Skiferen er ofte rik på kisminerale (magnetkis, svovelkis) og har tildels sterk rustfarge.

Kvartsårer og -linsjer opptrer rikelig. Noen steder kan skiferen også inneholde endel pegmatitt, som årer og større legemer. Ellers opptrer større mengder av granittisk materiale bare nær grensen til Bindalsgranitten. I Velfjord trenger også basiske intrusiver gjennom skiferen.

Mineralparageneser i de glimmerrike bergarter:

Type a: Kvarts + plagioklas (An 15–25) + biotitt + muskovitt + granat + erts ± staurolitt (Eks. 534 i tabell 6).

Type b: Kvarts + plagioklas (An ca. 25) + biotitt + erts ± muskovitt ± kloritt (Eks. 136 og 190).

Type c: Kvarts + mikroklin + plagioklas (An 30–40) + biotitt + erts (Eks. 484).

Mineralparageneser i enkelte kalksilikatbånd fra Velfjord:

	40–50 %	20–30 %	Ca. 10 %	1–5 %
Skaret (nr. 191)	plagioklas (An 50)	diopsidisk pyroksen	mikroklin, skapolitt	kvarts, erts, biotitt, titanitt
Ytterst i Langfjord, V-side (nr. 313)	hornblende (lys)	kalkspat	plagioklas (An 17)	kvarts, biotitt
Nerås (nr. 504) grønt bånd	plagioklas (An 43)	pyroksen, hornblende	kalkspat	titanitt, erts
brunt bånd	plagioklas (An 43)	hornblende, biotitt	mikroklin	erts, titanitt, kalkspat
lyst bånd	plagioklas (An 43)	kalkspat		hornblende, kvarts, mikroklin, titanitt, erts.

Tabell 6. Mineralsammensetning i glimmerskifer (-gneis).

Mineral composition of mica schist (-gneiss).

	Type a	Type b		Type c
	534	136	190	484
Kvarts	33	33	39	15
Mikroklin	—	—	—	32
Plagioklas	19	36	16	27
An i plag.	(15)	(25)	(25)	(30)
Muskovitt	13	—	13	1
Biotitt	19	24	29	24
Kloritt (primær)	—	3	—	—
Granat	2	—	—	—
Staurolitt	11	—	—	—
Erts	2	4	3	+
Andre	1	+	+	1

534. Hegbærnesfjell, Bindal. 136. Nordfjellmark, Velfjord. 190. Skaret, Velfjord.

484. Katvik, Bindal.

Kvarts. Moderat til sterkt undulerende.

Mikroklin. Bare funnet i mikroklingneisen. Få pertittlameller.

Plagioklas. Ofte sonar, normal eller invers. An-innholdet stiger fra type a-c. Klar eller svakere sericittisert.

Muskovitt. Delvis uskarpe grenser til biotitt. Ofte er små, diffuse biotittindivider innesluttet i større muskovittkorn.

Biotitt. Type b og c har Fe-fattig biotitt. Makroskopisk brun. Pleokroisme: z forholdsvis lyst brun eller rødligbrun, x nesten fargeløs. n_z 1.620-1.630. Type a har mørkere, mer Fe-rik biotitt. Pelokroisme: z rødbrun eller brungrønn. n_z 1.645-1.655. Rik på zirkoninneslutninger.

Kloritt. Primær kloritt er bare sett i prøve 136. Her danner den større korn, opptil > 1 mm, i den ellers finkornige skifer. Ofte i aggregater, for en større del orientert på tvers av skifriheten. Svakt grønn egenfarge, anomal, grågrønn interferensfarge. Liten positiv aksevinkel.

Granat. Euhedrale til subhedrale porfyroblaster. Meget rik på kvarts- og ertsinneslutninger.

Staurolitt. Euhedrale til subhedrale porfyroblaster. Gul, pleokroittisk. Gjennomhullet av kvartsinneslutninger. Også rik på erts.

Såvel granat som staurolitt er bare funnet i type a.

Erts. Et meget høyt innhold av ertsmineraler er karakteristisk for bergartene. For en større del magnetkis og svovelkis.

Aksessoriske mineraler er apatitt, turmalin, zirkon og titanitt.

Analyse av noen bestanddeler i biotitt og granat fra prøve 534 er vist i tabell 17.

Tabell 7. Analyse av finkornig, plagioklasrik glimmerskifer.

Analysis of fine-grained, plagioclase-rich mica schist.

136. Nordfjellmark.

SiO ₂	60,98
TiO ₂	1,48
Al ₂ O ₃	15,84
Fe ₂ O ₃	0,00
FeO	6,36
MnO	0,03
MgO	4,29
CaO	1,95
Na ₂ O	4,00
K ₂ O	1,75
H ₂ O-	0,02
H ₂ O+	1,76
CO ₂	0,30
P ₂ O ₅	0,04
S	1,46
	100,26

Analytiker P.-R. Graff.

Mesonorm.

q	22,5
ab	36,0
an	5,0
c	6,1
ε sal	69,6
bi	16,7
py	3,9
ti	3,0
hy	6,8
ε fem	30,4

NB. Ikke nok or til mg! Overskudd av mg! etter dannelse av bi går inn i hy.

Spesielt fremtredende er det meget høye Na/K-forhold, som er 5–6 ganger større enn i et normalt leirsediment.

I nordøstlige deler av feltet opptrer forholdsvis homogene glimmer-skifre.

2. Vest for Gåsvann (i Svenningdal).

Dette er en lys, middelskornig, muskovittrik skifer i assosiasjon med kalksilikatgneiser og marmor. Den er meget rik på kvartslinser. En prøve S Bjørkåsen hadde ordinær mineralsammensetning: kvarts + plagioklas (forholdsvis rik) + muskovitt + biotitt. Aksessorier er erts, epidot, ortitt og zirkon.

Kvarts. Moderat undulerende.

Biotitt. Sterkt rødbrun. n_z ca. 1.668. Rik på erts- og zirkoninneslutninger.

Plagioklas. Basisk med An 50–60, uregelmessig sonar.

3. Bjørnådal.

Mindre felt nordøstligst i feltet. Skiferen er assosiert med kloritthornblendeskifre og marmor. Den er mørkt brungrå, tynnskifrig, rik på euhedrale-subhedrale porfyroblaster – opptil $1/2$ cm store – av staurolitt og granat i en finkornig grunnmasse. Det er således en Fe/Al-rik bergart.

En prøve ble undersøkt i slip. I størst mengde opptrer kvarts, biotitt og staurolitt. Dessuten noen % hver av mineralene plagioklas, muskovitt, granat og erts. Aksessorier er turmalin, apatitt og zirkon.

Kvarts. Moderat undulerende.

Biotitt. Forholdsvis lyst brun. n_z ca. 1.635. Rik på erts- og zirkoninneslutninger.

Staurolitt. Gul, sterk pleokroisme. Meget rik på kvarts- og ertsinneslutninger.

Granat. Meget rik på kvarts- og ertsinneslutninger.

Plagioklas. An 35.

Kvartsrike gneiser.

Disse gneiser fins i følgende områder:

1. Kjella-Sørfjord.
2. Eiterådal.
3. Tverrå-Eiterå.

Gneisene er assosiert med marmor og amfibolitt, i området Kjella-Sørfjord også med finkornige glimmerskifre. De skiller seg fra granittisk-kvartsdiorittiske gneiser ved et spesielt høyt kvartsinnhold, ellers er sammensetning og struktur omtrent den samme. Det er finkornige, planstruerte og båndete bergarter. Gjennomsnittlig kornstørrelse ca. $\frac{1}{4}$ mm, maksimalt ca. 1 mm. Det kan være bånding av lys, muskovittrik og mørk, biotittrik gneis. God oppspaltning etter glimmerrike plan. Amfibolittbånd er også vanlig. Delvis kvartsittisk utseende i felt. Gneisene har delvis lite eller ikke mikroklin, delvis er de mikroklinrike. De mikroklinrike gneiser er som oftest også muskovittrike. De representerer altså særlig K/Al-rik materiale.

Tabell 8. Mineralsammensetning i kvartsrike gneiser.

Mineral composition of quartz-rich gneisses.

	21	23	61	487
Kvarts	40	42	48	49
Mikroklin	23	—	32	1
Plagioklas	20	48	7	42
An i plag.	(12)	(22)	(15)	(14)
Muskovitt	6	2	13	1
Biotitt	8	7	—	7
Andre	3	1	+	+

21. 2 km SV Kvalfors. 23. 2 km S Tverrå. 61. 4 km S Eiteråholmen. 487. N Fallbekkvann, Bindal.

Kvarts. Sterkt undulerende.

Mikroklin. Pertittlameller i form av korte, tynne strenger.

Plagioklas. An 12–22. Noe sericittisert.

Biotitt. Varierende, fra forholdsvis lyst brun til sterkt rødbrun. En del zirkon- og ortittinneslutninger.

Muskovitt. Delvis rik på dendrittiske kvartsinneslutninger.

Aksessoriske mineraler er kalkspat, erts, apatitt, zirkon, titanitt, epidot, ortitt, turmalin. Granat opptrer sjeldent.

Gneisene antas å være dannet av arkososediment.

Amfibolitt og hornblendeskifre.

Til disse bergarter hører:

1. Svakere foliert amfibolitt.
2. Vanlig amfibolitt.
3. Heterogene hornblendeskifre, Velfjord-Åbygda.
4. Jernmalmførende epidiohornblendeskifer, Eiterådal.
5. Kloritthornblendeskifre, Bjørnådal.

1. *Svakere foliert amfibolitt.*

Dette er en karakteristisk bergart, som p. g. a. sin mørke farge og forholdsvis massive struktur viser godt igjen i landskapet. Som oftest svak til moderat foliasjon, delvis omtrent retningsløs. Fra finkornig til mid-delskornig. Enkelte steder rik på trondhemittiske lagerganger.

Bergarten er begrenset til bunngneisområdet og tilgrensende del av Nordlandsynklinalen (vest for Bindalsgranitten). Den fins i to større felt og i enkelte mindre:

a) *Holandsfjell-Sørfjord.*

Mellom glimmergneis og Bindalsgranitt i S; i nord grenser den til marmor og glimmerskifer. Ved Sørfjord er der enkelte grovere partier av gabbroid utseende.

b) *Bjørga-Drosselfjell.*

Smal og meget utholdende mot nord, vider seg ut sydligst ved Bjørga, hvor den overskjærer kalksilikatgneisenes struktur.

c) *Mindre felt.*

Langstrakte, linseformige legemer enten i kalksilikatgneis eller på grensen mellom kalksilikatgneis og glimmergneis. Et felt i Gråmarka S Bjørga, et ved Kvisten og flere på Austra.

Amfibolitten består overveiende av hornblende (60–70 %) og plagioklas (30–40 %), dessuten kan pyroksen opptre i små mengder.

Hornblende. Makroskopisk grønnsvart. Noe mindre Fe-rik enn hornblenden i vanlig amfibolitt med forholdsvis lyse farger. z blågrønn, x lyst gulgrønn. n_x 1.670–1.660, n_x 1.645–1.635. $2 V_x$ 80–85°.

Plagioklas. Meget basisk med An 80–90 (bytownitt). Klar eller litt sericittisert.

Pyroksen. Diopsidisk. Svakt grønn uten pleokroisme.

2. Vanlig amfibolitt.

Amfibolitt opptrer rikelig i begge avdelinger. Den fins i assosiasjon med:

Undre avdeling.

- a) Glimmergneis (skifer). Smalere bånd og slirer.
- b) Kvartsdiorittisk-granittisk gneis. Fra smale bånd til store mektigheter S Tosen. Her delvis i stadig veksling med gneis (båndgneis).

Øvre avdeling.

c) Glimmerskifer (+ marmor). Kjella-Sørfjord, Velfjord, Storbørja. Som oftest smalere bånd, i Storbørja tildels i bredere bånd.

d) Kalksilikatgneiser. Bunnngneisområdet, Foldereidsynklinalen, S Gåsvann. Fra smale bånd til større mektigheter.

Undre + øvre avdeling.

e) Marmor. Amfibolittene i disse områder antas å tilhøre øvre avdeling: 1) Foldereidsynklinalen. 2) Eiterådal. 3) Kvandalsfjell-Eiterå. I området Kvandalsfjell-Eiterå store mektigheter, ellers i mindre mektigheter, ofte i vekselagring med marmor.

Bare de noe større amfibolitter er kommet med på kartet. En mindre del av amfibolittene assosiert med kalksilikatgneiser er pyroksenrike. Ellers har de vanlig amfibolittisk sammensetning. Det er ingen tydelig forskjell mellom amfibolittene i de ulike assosiasjoner. Det er mørke, finkornige, moderat til sterkere folierte bergarter, ofte med utpreget planstruktur. I området Kvandalsfjell-Eiterå er det enkelte bånd av noe grovere og mer massiv amfibolitt. I samme område er amfibolitten ofte rik på grønne epidotrike bånd og -årer. Mineralet fins også i linsener og årer av kvarts og pegmatitt. Granittiske ganger opptrer særlig rikelig syd for Tosen.

90-98 % av bergarten består av hornblende og plagioklas, noe mer hornblende enn plagioklas. Biotitt fins som regel i mindre mengder, opptil 5 %. Diopsidisk pyroksen, granat, kalkspat, kvarts og mikroklin opptrer sjeldnere. Av aksessoriske mineraler er amfibolittene særlig rike på erts og titanitt, opptil 5 % av hver. Apatitt og zirkon er de øvrige aksessorier, apatitt opptil 1 %.

Den gjennomsnittlige kornstørrelse er vanligvis $1/4-1/2$ mm. Hornblendene er euhedral, plagioklas subhedral-anhedral.

Plagioklas. Varierende An-innhold, vanligvis 15–45. Sterkere sonarbygd, normal, invers eller rekurrent. Klar til sterkere sericittisert.

Hornblende. Makroskopisk svart. Noe varierende pleokroisme, blågrønn eller brungrønn, delvis z blågrønn, y brungrønn, x lyst gulgrønn. Varierende Fe-innhold. De Fe-rikeste har meget sterke farger, $2 V_x$ 60–70°, n_z ca. 1.695, de Fe-fattigste har $2 V_x$ ca. 85°, n_z ca. 1.670. $n_z - n_x$ 0.020–0.025.

Erts. Det meste er Fe-oksyd, noen steder også endel kis.

Titanitt. Omgir ofte ilmenitt. Delvis euhedral (kilform).

Pyroksenamfibolitt opptrer i størst mengde i Kvistensynklinalen, men fins også i Foldereidsynklinalen. Det er en karakteristisk bergart med vekslende grønne, pyroksenrike og svarte hornblenderike striper og bånd. Amfibolitten kan være rik på granat, som også er anriket stripevis.

En prøve fra Risvik ved Opløifjord hadde paragenesen hornblende + pyroksen + plagioklas (An 45) + granat + titanitt. Hornblende er brungrønn med n_z ca. 1.690, n_x ca. 1.665. Pyroksen er diopsidisk med samme sammensetning som i hornblende-pyroksengneisene. Makroskopisk grønn, i slip svakt grønn uten pleokroisme, n_z ca. 1.715, n_x ca. 1.685. Tilsvarende ca. He 30. Granat danner mindre porfyroblaster, opptil 2–3 mm store. Den er sterkt epidotisert.

I en prøve fra Leirviksetra, Foldereid, er plagioklasen meget sterkt invers sonarbygd, med opptil An 60 perifert, An 30 sentralt. Den er meget sterkt omvandlet, både sericittisert og skapolittisert.

3. *Heterogene hornblendeskifre, Velfjord-Åbygda.*

Disse skifrene opptrer i store mektigheter i Velfjord-Tosen området. Syd for Tosenfjord fortsetter de i to smalere drag, hvorav det ene når helt til Åbygda. Skifrene er assosiert med glimmerskifre, glimmergneis og lyse gneiser. På Markafjell i Velfjord grenser de til et av Velfjord-massivene. Særlig omkring Tosenfjord er skifrene sterkt gjennomtrengt av Bindalsgranitten.

Skifrene avviker fra de vanlige amfibolitter ved å være sterkere skifrige og ha en mer varierende sammensetning. For en større del er det finkornige, meget mørke plagioklashornblendeskifre, altså med amfibolittisk sammensetning. Dette er den helt dominerende typen syd for Tosenfjord. Nord for Tosenfjord er skifrene mye mer varierende, for størstedelen mindre basiske enn i syd. De er ofte rike på lysere striper, som foruten konsentrasjon av plagioklas også kan føre mye kvarts. Plagioklas og kvarts er også ofte anriket i årer og linser. Det opptrer enkelte bånd av grovere og mer massiv amfibolitt. Det fins også pyroksenrike skifre, glimmerrike skifre, grønne epidotrike striper og linser. I større mengder opptrer en lysere, noe grovere kalkrik skifer.

De mest utbredte skifrene har gjennomsnittlig kornstørrelse 0,1–0,3 mm. Foruten hovedmineralene hornblende + plagioklas ± kvarts fører de aksessoriene erts, titanitt, epidot og litt zirkon.

Hornblende. Makrosopisk grønnsvart. Pleokroisme: z blågrønn, y (brunlig) grønn, x lyst gulgrønn, n_x ca. 1.678.

Plagioklas. I en prøve fra Ø Reppen (S Tosenfjord) meget basisk med An ca. 70. I to prøver fra Bjørnbenken (N Tosenfjord) An 23 og An 16 i henholdsvis kvartsfattig og kvartsrik skifer. Sonarbygd, normal eller invers. Klar eller noe sericittisert.

Kvarts. Sterkt undulerende.

Den kalkrike skiferen har sammensetningen kalkspat + hornblende (hovedmineraler) ± plagioklas ± biotitt ± pyroksen. Hornblendene er forholdsvis Fe-fattig med makrosopisk grønn farge.

4. *Jernmalmjørende epidothornblendeskifer, Eiterådal.*

I Eiterådal er der flere smale, langstrakte soner av en mørk, skifrig og meget finkornig epidothornblendebergart. Gjennomsnittlig kornstørrelse er ca. 0,1 mm. Skiferen er grønn/svartstripet etter hornblende/epidotinnholdet. Skiferen er rik på Fe-oksyder, men bare en mindre del av bergarten inneholder så mye Fe-oksyd at den kan kalles jernmalm.

En prøve fra Øvrefoss viste denne mineralparagenesen: hornblende + epidot + magnetitt + hematitt + diopsidisk pyroksen + biotitt + kvarts + mikroklin + plagioklas.

Hornblende. z og y sterkt blågrønn, x gulgrønn. n_z ca. 1.680, n_x ca. 1.658. Akse-vinkel normal, ca. -70° .

Epidot. Gulgrønn til lysegrønn, sterkere pleokroisme.

Fe-oksyd. I prøven fra Øvrefoss større mengder både av hematitt og magnetitt, tils. ca. 20 volum%. Andre steder er det bare magnetitt.

Diopsidisk pyroksen og biotitt fins bare i mindre mengder. De lyse mineraler utgjør ca. $\frac{1}{3}$ av bergarten, mest av kvarts og mikroklin, plagioklas i små mengder.

På sine steder er skiferen også rik på granat.

5. *Kloritthornblendeskifer, Bjørnådal.*

På Ø-sida av Bjørnådal helt NØ-ligst i feltet opptrer grønne, sterkt skifrige hornblendebergarter i assosiasjon med staurolittglimmerskifer og marmor. Hornblendeskiferen inneholder endel bånd av glimmerskifer, delvis er skiferen rik både på hornblende og biotitt. Enkelte mindre diorittlegemer trenger gjennom skiferen.

Skiferen har et noe varierende utseende. For en større del opptrer hornblendene som tynne nåler i nekformige aggregater, som ligger i en lysegrønn, klorittrik grunnmasse (garbenskifer). Delvis har skiferen et

mer amfibolittisk utseende. Foruten hornblende og kloritt er plagioklas \pm biotitt hovedmineralene. Dessuten er skiferen rik på ertsmineraler (spesielt kis) og titanitt, delvis inneholder den også noe kalkspat.

Hornblende. Makroskopisk mørkegrønn. Pleokroisme: z blågrønn, y brunliggrønn, x lysegrønn. n_z ca. 1.670, n_x ca. 1.645. $2V_x$ ca. 85° . Litt biotittisering.

Kjemisk analyse av hornblende i garbenskifer fra Dalåsen viste 9,00 % Al_2O_3 , dvs. det er vanlig hornblende og ikke aktinolit.

Kloritt. Lysegrønn, svakere pleokroisme. Skittengrø interferensfarge. Negativ elongasjon. n_y ca. 1.610. Tilmærmet enakset, positiv. Etter dette er det sannsynlig en ripidolitt. I en biotittrik prøve er kloritten tydelig dannet av biotitt. I andre prøver er det mer spredte biotittindivider i kloritten, delvis med diffuse grenser.

Biotitt. z forholdsvis lyst brun, x svakt gullig.

Plagioklas. An 20–25. Sonar, normal eller invers.

Om hornblendebergartenes opprinnelse.

Den svakere folierte amfibolitt (1) avviker ved sin forholdsvis massive struktur og meget basiske plagioklas sterkt fra de øvrige hornblendebergarten, og må antas å være eruptiv. Om den er intrusiv eller dannet av lava er vanskelig å si noe om. Birkeland kalte bergarten metabasalt.

En større del av de øvrige amfibolitter (2) opptrer i sterk assosiasjon med sikre metasedimenter som marmor, glimmerskifer, glimmergneis og kalksilikatgneiser, og har således en sannsynlig sedimentær opprinnelse.

Epidothornblendeskiferen i Eiterådal (4) fører samme type sedimentære jernmalm som ellers er meget utbredt i Nordland.

De øvrige hornblendeskifre (3 og 5) er av usikker opprinnelse. Hornblendeskifrene i området Velfjord–Åbygda står muligens i forbindelse med de basiske intrusiver i Velfjord.

Walker et. al. (1960) og Heier (1962) har undersøkt amfibolitter for å finne kriterier på eruptiv og sedimentær opprinnelse. Bl. a. viste de at amfibolitter av sedimentær opprinnelse har et lavere nikkelinhold enn amfibolitter av eruptiv opprinnelse. Av de amfibolitter Heier undersøkte hadde de antatte sedimentære (og som var lite påvirket av metasomatose) 26–76 p. p. m. Ni, mens de øvrige amfibolitter hadde 135–336 p. p. m. Ni.

I et østlig tilgrensende felt av mitt fant også Nissen (1964) en markert forskjell i Ni-innhold i antatte sedimentære og eruptive amfibolitter, henholdsvis < 10 og ≥ 100 p. p. m.

Spektografisk analyse på Ni av amfibolitter og hornblendeskifre fra feltet ble utført ved Kjemisk avdeling, NGU.

Tabell 9. Ni (p. p. m.) i amfibolitter og hornblendeskifre.
Ni (p. p. m.) of amphibolites and hornblende schists.

Nr.	Type	Lokalitet	Ni
241	Svakt foliert amfibolitt	Bjørga	46
256	"	Kolbotn	98
306	Vanlig amfibolitt, ass. med lys gneis.	Fuglvasfjell	39
272	" " ass. med marmor.	V Saur	68
80	" " "	Svenningdal solvgruve	46
16	" " "	1 km N Tverrå	32
15	Grov amfibolitt	"	86
128	Hornblendeskifer	Bjørnbenken	46
301	"	Ø Reppen	53
47	Jernmalmførende hornblendeskifer	Øvrefoss, Eiterådal	25
103	Kloritthornblendeskifer	Dalåsen	85
99	"	S Dalåsen	66

Her er altså forholdsvis små forskjeller i Ni-innhold. Resultatene er lite å bygge på, men de gir visse indikasjoner. – Av de sikre eruptiver (241 og 256) har den ene høyeste Ni-verdi av samtlige prøver, mens den andre har forholdsvis lav Ni-verdi. Den sedimentære Fe-malm i Eiterådal har det laveste Ni-innhold.

Det lave Ni-innhold i 306, amfibolitt assosiert med lyse gneiser, indikerer sedimentær opprinnelse for disse bergarter.

Det mye høyere Ni-innhold i den grovere og mer massive amfibolitten (15) ved Tverrå, sammenlignet med den vanlige, finkornige (16) tyder på intrusiv opprinnelse for den grove amfibolitten.

Kloritthornblendeskifre i Bjørnådal har forholdsvis høye Ni-verdier, noe som indikerer en vulkansk opprinnelse.

Marmor.

Marmor har en meget stor utbredelse i Nordlandsynklinalen, både i østlige og vestlige deler. Fra helt tynne benker til mektigheter over 1000 m i Vefsn og Velfjord–Tosenfjord. Marmoren opptrer rikelig i begge avdelinger. I bunngneisområdet er det forholdsvis lite marmor; den er her begrenset til øvre kambrosiluriske avdeling.

Marmoren er helt overveiende kalkspatmarmor, dolomittmarmor er det lite av.

Etter kornstørrelse og struktur kan en dele marmoren i 3 hovedtyper:

1) Den vanligste typen er fra middelskornig til forholdsvis finkornig med gjennomsnittlig kornstørrelse vanligvis $1/2$ –1 mm, maksimal korn-

størrelse 2–4 mm. Grå til kvit farge, fra massiv til noe skifrig. Grå og kvit marmor opptrer ofte båndvis.

Dette er den helt dominerende typen i de østlige deler av Nordland-synklinalen, i Vefsn og Svenningdal. Her er en større del av marmoren grå. Den kan ha et snorrett strøk og er ofte sterkt båndet. I vest er storparten av marmoren skittenkvit. – Marmoren er stort sett temmelig uren. I Vefsn og Svenningdal opptrer enkelte bånd av helt kvit, ren dolomittmarmor.

2) Forholdsvis grov og massiv marmor. Kornstørrelse opptil 1 cm. Kvit med grå striper. En større del av marmoren i området Velfjord–Tosenfjord er av denne typen. Dessuten fins den i større mengder i Visten, her i båndvis veksling med mer finkornig og skifrig marmor.

Marmoren i Velfjord er for en større del av god kvalitet. Og den har vært brutt flere steder ved Heggefjord. For tida er bare et av bruddene i drift – ved Hegge.

3) Finkornig, vanligvis kvit, skifrig marmor. Gjennomsnittlig kornstørrelse ned til $\frac{1}{10}$ mm. Hovedutbredelsen er ved Sørfjord. Det opptrer en del bånd av grovere, mer massiv marmor.

Ved Sandvik kai er det et lite marmorbrudd. Marmoren her er meget dekorativ med en rik variasjon i forskjellige farger, ordnet i striper, slirer og linser.

Innerst i Foldafjord er det også meget finkornig til tett marmor. I Velfjord er det enkelte steder tett, kontaktmetamorf marmor ved grensen til de basiske intrusiver.

Marmoren er ofte meget rik på silikatbergarter. Slirer og bånd av amfibolitt og gneis er således meget vanlig. Mange steder opptrer amfibolitt i stadig vekselagring med marmor. Granitt-, pegmatitt-, kvartsganger og -årer trenger inn i marmoren. Da silikatbergartene er så mye sprøere enn marmoren er de ofte blitt brutt opp og fins som inneslutninger i marmoren. Granitt opptrer tildels i store mengder. Omkring Tosenfjord er det omtrent like mye granitt som marmor.

Karakteristisk for den finkornige marmor ved Sørfjord er en rikelig opptreden av kalksilikatbånd, enkelte steder i stadig veksling med marmoren (Fig. 7). Disse kalksilikatbånd kan igjen være sterkt båndet, noe som kommer særlig tydelig fram i slip. En prøve fra Stokvik (samme sted som fig. 7 er fra) viste således skarp bånding i mm-størrelse. Diopsid



Fig. 7. Marmor i veksling med kalksilikatbånd. Kalksilikatbåndene for seg er sterkt båndet (se tekst). V Stokvik, Sørfjord.

Marble alternating with lime-silicate bands. The lime-silicate bands themselves are strongly banded.

fantas i alle bånd. I tillegg kom så følgende mineraler i de ulike bånd: 1) mikroklin, 2) mikroklin + tremolitt, 3) oligoklas, 4) oligoklas + granat. – Dette er et annet eksempel på skarp sedimentær bånding, typisk for den øvre avdeling.

J. H. L. Vogt hevdet i arbeidet «Norsk marmor» (1897) at de nordlandske regionale kalkspatmarmor (i motsetning til dolomittmarmor og kontaktmetamorf marmor) ikke har krystallbegrensning, men helt uregelmessige korn med utpreget inngripende korn grenser. Etter mine prøver å dømme kan ikke dette være riktig. Det er riktignok så at en større del av korn grensene er noe inngripende, men rette korn grenser er også meget vanlig. – Dette fører med seg at marmoren ofte har en forholdsvis løs struktur.

Marmoren kan noen steder vise sterk deformasjon, med undulasjon og bøyninger av tvillinglamellene.

Av bibestanddeler i marmoren er organisk materiale av de mest utbredte. Delvis er dette grafitt, som særlig kan opptre rikelig i den grove marmoren i området Velfjord–Tosenfjord. Ennå mer utbredt er imidlertid et finfordelt støv. Dette støvet er det som i første rekke gir marmoren grå farge. Meget vanlig er også flyktige organiske forbindelser, som lukter sterkt ved slag. Når grensen til Velfjordmassivene er alt organisk materiale drevet ut, og marmoren her er tildels helt snøkvit.

Kismineraler, i første rekke svovelkis og magnetkis, er meget utbredt i marmoren.

Av silikatmineraler er kvarts, muskovitt, lys biotitt og plagioklas de vanligste. Mikroklin fins også i en del av prøvene.

Av kalksilikater er titanitt, apatitt og epidot/klinozoisitt utbredt over hele feltet. Når det gjelder andre kalksilikater er det en viss forskjell mellom østlige og vestlige deler av feltet. Tremolitt er således vanlig i Svenningdal og Vefsn, langt sjeldnere i vest. Zoisitt er funnet i Svenningdal og Ø Tosbotn. Mer høytempererte mineraler er derimot typisk for de vestlige deler av feltet. Diopsid er således vanlig utbredt i vest, ikke i øst. (Det østligste sted jeg har funnet dette mineral er Ø Tosbotn.) Det samme gjelder de mindre vanlige mineraler mørk hornblende, granat, skapolitt og vesuvian. Vesuvian er foruten i Visten funnet nær grensen til et av Velfjordmassivene. I samme område har Vogt også funnet wollastonitt, et typisk høytemperaturmineral.

Av andre mørke mineraler er funnet zirkon, turmalin og olivin. Olivin (delvis serpentinisert) er bare funnet i en prøve fra Velfjord, sammen med diopsid og vesuvian.

Ved grensen til granitt er det mange steder skarn, som vanligvis består av grønn pyroksen og rød granat. Ved Svenningdalsgranittens V-grense er også funnet vesuvian.

N Hegge i Velfjord er det ved kontakt til monzonitt grønn skarn med pyroksen og vesuvian.

Gneisgranitter i Vefsn–Svenningdal.

Til disse bergarter hører:

1. Reinfjell–Svenningdalsgranitten.
2. Bjørndalsgranitten.
3. Granitter i øvre Svenningdal.

1. Rein fjell-Svenningdalsgranitten.

Svenningdalsgranitten danner et langstrakt, konformt legeme fra Herringbygd i nord til Holmvasdal i syd. I nord er bredden ca. 10 km, i Svenningdal smalner granitten raskt av.

Granitten er grå til rødlig, forholdsvis finkornig til middelskornig. Gjennomsnittlig kornstørrelse $1/2$ -1 mm, maksimalt 3-5 mm. I nord er den forholdsvis massiv, men etterhvert som den smalner av mot syd får den en sterk foliasjon; den er her delvis gneisaktig.

For en større del er granitten ganske homogen, men den kan på sine steder være sterkt heterogen. Den kan føre rikelig av mørkere kvartsdiorittiske og diorittiske inneslutninger, som er eldre enn selve granitten,



Fig. 8. Svenningdalsgranitt gjennomskjærer inneslutning av glimmerskifer, som er orientert Ø-V, tvers på den vanlige strøkretning i området. Jernbaneskjæring V Valryggen.

Svenningdal granite cutting across inclusion of mica schist, which is orientated E-W, normal to the strike direction of the area. Railway cutting west of Valryggen.

da denne trenger gjennom de mørkere bergarter. Pegmatitt- og aplittårer som de yngste ledd trenger gjennom granitten. Granitten fører også endel skifrige inneslutninger: amfibolittiske og glimmerrike slirer og bånd, marmorbenker. Helt overveiende er disse orientert som bergartene omkring, men i en jernbaneskjæring ved Valryggen er en glimmerskiferinneslutning orientert Ø-V, tvers på den vanlige strøkretning (Fig. 8).

I kontakt til marmor er der mange steder skarn. Skarnet inneholder kalksilikater som pyroksen, amfibol, granat, epidot og titanitt, enkelte steder også vesuvian.

Svenningdalsgranitten har granodiorittisk sammensetning, med mer plagioklas (sur oligoklas) enn mikroklin. Den er meget muskovittrik; vanligvis har den mer muskovitt enn biotitt. Forholdsvis lite aksessorier, som er epidot, apatitt, erts, zirkon og ortitt.

Mineralene viser ofte sterk tektonisering.

Tabell 10. Mineralsammensetning i 3 prøver av Svenningdalsgranitten i området Trofors—Øvergårdsvann (Liens prøver).

Mineral composition of 3 samples of the Svenningdal granite.

Kvarts	28–33
Mikroklin	20–24
Plagioklas	31–39
Muskovitt	8–10
Biotitt	ca. 1

Kvarts. Sterkt til meget sterkt undulerende.

Mikroklin. Pertittlameller i form av korte, tynne spindler.

Plagioklas. Forholdsvis mange subhedrale korn. Ofte skarp sonarstruktur, med rette sonegrenser. Mest basisk sentralt, men svært ofte rekurrent. Vanligvis ca. An 15, men opptil An 25 sentralt. Noe sericittisert. Ofte myrmekitt ved mikroklin.

Biotitt. z mørkt rødligbrun, x lyst gullig. Delvis klorittisert.

2. Bjørndalsgranitten.

Denne granitten som ligger vest for Bjørndalen, er av samme type som Svenningdalsgranitten. Den er forholdsvis finkornig til middelskornig og moderat presset. I granitten er der flere kalkbånd. En prøve fra Einremmen hadde omtrent like mye mikroklin som plagioklas (An 18). Som i Svenningdalsgranitten er plagioklasen ofte subhedral og er tildels sterkere sonarbygd. Mikroklinen har små pertittlameller. Biotitt og muskovitt fins i tilnærmet like store mengder. Biotitten er rødligbrun.

3. *Granitter i øvre Svenningdal.*

I øvre Svenningdal er der flere smale granitter, tildels meget utholdende i strøkretningen.

Strukturelt avviker disse granittene på flere måter fra Svenningdals- og Bjørndalsgranitten. De er ennå mer finkornige med maksimal kornstørrelse ca. 1 mm; gjennomsnittlig kornstørrelse på ca. $\frac{1}{3}$ mm er vanlig. For det meste har de en meget sterk foliasjon, men spesielt sentralt kan granittene være forholdsvis massive. Flere av dem viser gradvis overgang til sterkere gneisstruerte bergarter.

Teksturen er granoblastisk; bare glimmer har krystallform.

Mineralsammensetningen er omtrent som i Svenningdalsgranitten. Det er toglimmergranitter med tilnærmet like mye mikroklin og plagioklas (An ca. 15). Forskjeller i mineralene, sammenlignet med Svenningdalsgranitten, er disse: Plagioklasen viser bare diffus sonarstruktur. Mikroklinen mangler pertittlameller. Biotitten er mørkebrun til grønlignende.

Bindalsmassivet (Bindalsgranitten med mørkere facies).

Bindalsgranitten danner en stor batolitt med lengderetning omkring N-S, parallelt strøket i omgivende bergarter. Innenfor feltet ligger de største masser i den sentrale del av Nordlandsynklinalen, en mindre del i den vestlige del. Ved Tosbotn er granitten forholdsvis smal – ned til 3 km – og vider seg herifra ut mot N og S. I nord, i området Visten-Storbørja, er vestlige og østlige deler av massivet atskilt av skifrige bergarter, i syd er der sammenheng mellom østlige og vestlige deler.

Bindalsmassivet er sterkere differensiert. Storparten er sure, granitiske bergarter med SiO_2 -innhold omkring 70 %. Etter feltspatinnholdet har de overveiende granodiorittisk sammensetning. Disse bergarter er enten jevnkornige eller porfyriske. En mindre del av de sure bergarter er trondhemitter. Av mer basiske bergarter opptrer mørkere kvartsdioritt, syenitt, monzonitt og dioritt. – Under beskrivelsen nedenfor er bergartene inndelt slik:

1. Jevnkornig granitt (granodioritt).
2. Porfyrisk granitt (granodioritt).
3. Kvartsdioritt.
4. Syenitt og monzonitt.
5. Dioritt.

De lyse bergarter er yngst, da de trenger gjennom de mørkere.

1. *Jevnkornig granitt.*

Hovedtypen av Bindalsgranitten er forholdsvis finkornig til middelskornig og har utpreget lys farge. Størstedelen er kvit til lysegrå, en mindre del lyst rødlig. Overveiene helt massiv eller med svak foliasjon. Helt sydvestligst, i området Kongsmoen-Sørfjord, hvor det har foregått skyvninger, er granitten sterkt tektonisert og har tildels en meget sterk foliasjon. – Spesielt omkring Tosenfjord kan granitten være sterkt oppsprukket.

Granitten er ofte rik på skifrige bånd og slirer, spesielt glimmergneis, amfibolitt og marmor, ved Tosenfjord også lysere gneis, på Granbostad-fjell kalksilikatgneiser. Disse skifrige inneslutninger ser ut til å ha beholdt sin opprinnelige orientering. Ved marmor er det ofte skarnlegemer. Granitten trenger inn i alle skifrige bergarter i feltet, som årer, ganger og større masser. (Fig. 3.) Migmatittiseringen skjer uavhengig av skifrig bergart. Dette er særlig tydelig i området omkring Tosenfjord, hvor såvel gneiser, hornblendebergarter som marmor er meget sterkt migmatittisert. Migmatittiseringen er særlig sterk nær granittens grenser. Omkring Tosen er det delvis sterk migmatittisering i lenger avstand fra større, sammenhengende granittmasser. Sannsynligvis fins slike i noe djupe nivå.

Enkelte steder er granitten rik på tildels større diorittiske legemer. Dioritten gjennomtrenges av granittganger.

Mineralsammensetningen i enkelte prøver av Bindalsgranitten er vist i tabell 11. Kjemisk analyse i tabell 12. Kvartsinnholdet er alltid meget høyt, 25–35 %. Den vanligste grå varietet fører mye mer plagioklas enn mikroklin. Et vanlig mikroklin/plagioklas-forhold er 0,4–0,5. Den rødlige varietet derimot har omtrent like store mengder av mikroklin og plagioklas. Av glimmer fører granitten både biotitt og muskovitt, vanligvis mest biotitt, men i den rødlige varietet kan det motsatte være tilfelle. Aksessoriske mineraler opptrer i små mengder: erts, apatitt og zirkon.

Den gjennomsnittlige kornstørrelse er omkring 1 mm eller under, maksimal kornstørrelse 2–5 mm. Glimmer og plagioklas er subhedrale, mikroklin og kvarts anhedrale.

Kvarts. Sterkt til meget sterkt undulerende.

Plagioklas. Vanligvis An 13–20, surest i den rødlige varietet. I sterkt tektoniserte områder i SV kan den være ennå surere (An 5–8). Ofte sterkt utviklet sonarstruktur, mest basisk sentralt, men ofte rekurrent. Fortrinnsvis rette sonegrenser parallelt kry-

stallflatene. En del Karlsbadtvillinger. Sericittisering som oftest forholdsvis svak, delvis sterkere, spesielt i sentrale deler av kornene, her kan det også være dannet epidot. Myrmekitt er vanlig nær grensen til mikroklin. Se fig. 9.

Mikroklin er i motsetning til plagioklasen ikke sericittisert. Korte, tynne pertittlameller utgjør en liten del av mineralet. En del korroderte plagioklasinneslutninger viser at mikroklinen er yngre enn plagioklasen.

Biotitt. Vanligvis rødligbrun, sjeldnere grønligrøn. n_z 1.650–1.665, størst i den rødlige granitt (høyest Fe-komponent) Noe klorittisert; ved klorittiseringen utskilles titanitt. Ofte rik på inneslutninger av aksessoriske mineraler.

Muskovitt. Delvis sterkere korrodert. Hulrommene er fylt av kvarts og feltspat.

2. Porfyrisk granitt.

Porfyrisk granitt dekker store arealer i områdene Visten–Storbørja, omkring Tosbotn og i Namdal.

I likhet med den jevnkornige granitten har den granodiorittisk sammensetning. Men størsteparten av den er noe rikere på mørke mineraler



Fig. 9. Mikrobilde av Bindalsgranitt fra Tosen. Mineralene er oligoklas, mikroklin, kvarts, biotitt og muskovitt. Oligoklasen, som er subhedral, har Karlsbadtvillinger og sonarstruktur. Mest basisk kjerne, men ofte rekurrent. $\times 70$.

Photomicrograph of Bindal granite from Tosen. The minerals are oligoclase, microcline, quartz, biotite and muscovite. The oligoclase, which is subhedral, has Carlsbad twins and zoning. The zoning is oscillatory with a basic core.

og fattigere på kvarts enn den jevnkornige granitten. En mindre del er like sur som denne (som nr. 28 i tabell 11). Særlig mørke facies av porfyrgranitten fins nord for Storbørja, sydligst i Vistengranitten (som nr. 311). Fargen er rødlig til grå. Porfyrkornene består av mikroklin, ofte i form av Karlsbadtvillinger. De har rektangulær-kvadratisk form. Mengde og størrelse av porfyrkornene varierer sterkt. Mest utpreget er porfyrteksturen i Visten, hvor størrelsen av porfyrkornene kan nå opp i 10 cm. Ellers er det vanlig med maksimal størrelse på ca. 5 cm. Grunnmassen er forholdsvis finkornig og har forholdsvis lite mikroklin. Ved en gradvis reduksjon av porfyrteksturen kan bergarten gå over i jevnkornig granitt, således i Indre Namdal, ved østgrensen av en stor porfyrgranitt. I den vestlige del av samme granitt er det også helt uskarpe grenser mellom jevnkornig og porfyrisk granitt, men her på en annen måte. Over store arealer på Drottendalsfjell og Årfjell er det en utpreget blandingsbergart, hvor den lyse, jevnkornige granitt trenger inn i den mørkere, porfyriske. Mengdeforholdet mellom dem forandrer seg gradvis fra Ø mot V. – Det er således klart at porfyrgranitten er eldst.

Som den jevnkornige granitt inneholder den en del skifrige gneisbånd. Men den har vært langt mindre mobil enn den jevnkornige granitten til å trenge inn i sidebergarter. Et eksempel på dette fins vest for Ausa i Visten. Her er det et lite felt av glimmergneis midt i porfyrgranitten. Glimmergneisen er sterkt gjennomtrengt, ikke av porfyrgranitt, men av lys, jevnkornig granitt.

Strukturen i porfyrgranitten er sterkt varierende. Størsteparten av bergarten omkring Tosbotn og i Namdal er helt massiv. Vistengranitten derimot har ofte en utpreget foliasjon. Porfyrkornene er for en større del orientert N-S. Den samme orientering er også tydelig i mørke, hornblenderike slirer, som opptrer i større mengder i Vistengranitten. Sterkest er foliasjonen i de mørke facies sydligst, som er helt gneisaktige. – Gneisaktig er også en porfyrgranitt på Storfjell i Foldereid, i det sterkt tektoniserte område ved Bindalsgranittens vestgrense. Porfyrkornene i denne granitten er mer linseformige enn i de andre porfyrgranittene.

Mineralene er omtrent som i den jevnkornige granitten. Plagioklasen er litt mer basisk, med An 16–25. Et unntak er den mørke facies av Vistengranitten, som har vesentlig mer basisk plagioklas (An 35). Muskovitt opptrer sparsomt. Biotitten i den vanlige porfyrgranitt er mørkebrun til grønligrøn, med n_x ca. 1.650–1.655. Den sureste varietet har rødligbrun biotitt. Til forskjell fra den jevnkornige granitten fører porfyrgranitten ofte *hornblende*. Den er av vanlig type med sterke farger og pleokroismen: z blågrønn, y brungrønn, x gulgrønn. Den kan være diffus sonar med den

brungrønne fargen mer framtrедende i de sentrale deler av kornene. Aksevinkel normal ($2 V_x$ ca. 70°). En prøve fra Nesan hadde n_x ca. 1.695.

Mengden av aksessoriske mineraler øker betydelig fra sure til basiske bergarter i Bindalsmassivet. Og porfyrgranitten har således mer av disse mineraler enn den jevnkornige granitten. Foruten erts, apatitt og zirkon opptrer også titanitt og epidot.

3. *Kvartsdioritt.*

Området omkring Åbygda med fortsettelse på N-sida av Tosenfjord (til Søbergsvann) danner en egen K-fattig provins innen Bindalsgranitten. Her er det store mengder kvartsdiorittiske bergarter. Delvis er det lys *trondhemitt* som i felt ikke lar seg skille fra granitt, delvis er det *mørkere kvartsdioritt*.

Trondhemitten i Åbygda har rødlig farge og er en meget sur bergart (nr. 307 i tabellene). Som granitten er den forholdsvis finkornig. Den mørkere kvartsdioritt har grå farge, er rik på biotitt og forholdsvis basisk (nr. 308). Den er noe grovere, med feltspatkorn på opptil 1 cm. Begge bergarter viser tydelig foliasjon. De kan være sterkt sammenblandet over større områder. Trondhemitten er yngst, da den trenger inn i den mørkere kvartsdioritt. Spesielt mørke, biotittrike legemer fins som slirer og inneslutninger i kvartsdioritten. Som de yngste ledd i bergarts-komplekset opptrer gjennomskjærende aplitt- og pegmatittganger.

Mot S, på Mefjell, blir kvartsdioritten hornblenderik (nr. 295). Mot Ø, i området S Terråk, stiger mikroklininnholdet, og bergartene går over i granodiorittisk sammensetning. På N-sida av Tosenfjord er det lyst grå, massiv trondhemitt (nr. 315).

Utenom dette området har kvartsdioritter forholdsvis liten utbredelse. I Tosdalen er det ved Bindalsgranittens østgrense ei smal sone med gneisaktig kvartsdioritt. Ved Tosen kai er det også en liten kvartsdioritt. I Grytbogdalen er det endel legemer av kvartsdioritt som gjennomtrenges av granittganger. Alle disse steder er kvartsdioritten av den mørkere typen, som ved siden av biotitt også fører noe hornblende.

Trondhemittene har et meget høyt kvartsinnhold (30–35 %). Den rødlig trondhemitten i Åbygda har sur plagioklas (An 13), den grå trondhemitten N Tosenfjord mer basisk, sterkt sonarbygd plagioklas An (18–32). Biotitten er rødligbrun med n_x 1.655–1.665. Forholdsvis lite aksessorier.

De mørkere kvartsdioritter har mindre kvarts (ca. 20 %). Plagioklasen er forholdsvis basisk (An 25–35). Biotitten er som oftest grønligbrun. I prøve 308 er n_x ca. 1.645. Hornblenden er av vanlig type, som i porfyrgranitten. Rikelig av aksessorier, spesielt epidot kan opptre i større mengder.

4. *Syenitt og monzonitt.*

Disse bergarter opptrer i følgende områder:

1. Omkring Tosbotn.
2. Ringvasdal.
3. V Terråk i Bindal.
4. Holandsfjell, Foldereid.

I Ringvasdal danner bergartene et stort pæreformet legeme med ganske skarpe grenser mot omgivende granitt. Grensen kommer også sterkt fram i landskapet, da bergartene i motsetning til granitten gir frodig vegetasjon.

Omkring Tosbotn derimot er det en sterk sammenblanding av granitt og syenitt (monzonitt). Syenitten er eldst, da granitten trenger gjennom den. Syenitten kan inneholde en del bånd av glimmergneis. På Snøfjell NV Tosbotn er det et utpreget migmatittområde med tre forskjellige bergarter, fra eldst til yngst glimmergneis, monzonitt og granitt.

Også ved Terråk er det tallrike granittganger i syenitten.

Monzonitten på Holandsfjell ligger ved Bindalsmassivets vestgrense og er som de øvrige bergarter i området sterkt tektonisert.

Bergartene er fra middelskornige til forholdsvis finkornige. For det meste er de helt massive. Bare på Holandsfjell og sydligst i Ringvasdal har de tydelig foliasjon. De er middels mørke, som oftest rødlig, sjeldnere grå.

Mikroclin/plagioklas-forholdet i disse bergarter er sterkt varierende. Størsteparten tar tilnærmet like mye eller noe mer mikroclin enn plagioklas (sur oligoklas eller albitt). Disse bergarter er kalt syenitt. På Holandsfjell og Snøfjell er der monzonitter med mye mer plagioklas (basisk oligoklas) enn mikroclin. Kvartsinnholdet er lavt, maksimalt 10 %. Av mørke mineraler opptrer hornblende og biotitt mest rikelig, dessuten monoklin pyroksen i mindre mengder. Monzonittene er rikere på mørke mineraler enn syenittene. Aksessoriske mineraler opptrer rikelig, særlig titanitt, apatitt og erts, dessuten epidot, zirkon og ortitt.

Mineralinnhold i enkelte prøver er vist i tabell 11. Kjemisk analyse av syenitt fra Tosbotn i tabell 12.

Kvarts. Sterkt undulerende.

Mikroclin. Pertittisk. Strengpertitt er mest vanlig, men dessuten kan den utskilte albitt som fins som dråper og flekker. Delvis rik på inneslutninger av sericittisert plagioklas, som er sterkt korrodert av mikroclinen. Da inneslutningene har samme orientering, må de være rester av større plagioklaskorn.

Plagioklas. I syenitten ved Terråk An 5–10. Ellers An 14–26, høyst i monzonitene. Normal til uregelmessig sonar. Noe sericittisert, delvis også saussurittisert. I en prøve (143) S Snøfjell var der enkelte små, orienterte inneslutninger av mikroklin, sannsynligvis dannet ved avblanding (antipertitt). Myrmekitt er vanlig på grensen til mikroklin.

Biotitt. Vanligvis mørkebrun til grønnbrun, n_z ca. 1.650. Litt klorittisert. Ofte rik på aksessoriske inneslutninger. Syenitten ved Terråk har for en større del rødligbrun biotitt. Denne biotitten er meget fattig på Mg. I en prøve (447) fra Bogen var n_z ca. 1.680 (annitt).

Hornblende. Syenitten ved Terråk har hastingsittisk hornblende med meget sterke farger. Disse er noe varierende, vanligvis er pleokroismen z blågrønn, y brungrønn, x gulbrun. Aksevinkelen er meget liten (tilnærmet 1-akset negativ) og lysbrytningen meget høy – i prøve 447 n_z ca. 1.710. Noen steder kan en se blågrønn hornblende fortrenge brungrønn hornblende.

Ellers er hornblenden av vanlig type, med normalt sterke farger, stor aksevinkel ($2 V_x$ ca. 70°) og lavere lysbrytning – n_z 1.680–1.685.

Både hastingsitt og vanlig hornblende er iallfall delvis dannet at *monoklin pyroksen*, da dette mineral ofte fins som rester i hornblenden.

5. Dioritt.

Den største sammenhengende dioritt i Bindalsmassivet fins ved Terråk. Dioritten er differensiert. Den er delvis temmelig mørk, av gabbroid utseende (meladioritt), særlig karakteristisk på Nesodden øst for Terråk. Størsteparten er noe lysere. Den lysere dioritt går ved økende mikroklininnhold sydligst i feltet over i monzonitt. På Nesodden kan en se lys, grovere dioritt trenge gangformig inn i en mer finkornig meladioritt, som således er eldst. Overalt i feltet er det granittganger. Begge dioritttyper har retningsløs struktur.

Den mørke fargen i meladioritten skyldes delvis et forholdsvis høyt innhold av femiske mineraler, delvis at plagioklasen er meget mørk, brunviolet. Den er forholdsvis basisk, An ca. 35. I den lysere dioritten har plagioklasen An 20–30. Mikroklin fins vanligvis bare i mindre mengder. Ellers er mineralene omtrent som i monzonitt og syenitt med hornblende og biotitt som dominerende mørke mineraler. I likhet med syenitten i samme område har dioritten hastingsittisk hornblende med liten aksevinkel – $2 V_x$ ca. 20° – og n_z 1.700–1.705. Biotitten er grønnbrun med n_z 1.640–1.650. Monoklin pyroksen fins bare som rester i hornblende. Aksessoriske mineraler opptrer meget rikelig, spesielt epidot, apatitt, titanitt og erts.

En mindre dioritt fins ved Bønnå innerst i Visten, på grensen til gneis. Det er en forholdsvis finkornig, noe presset meladioritt, med andesin, alminnelig hornblende og biotitt som hovedmineraler.

Enkelte steder er det midt i granitten mengdevis av større eller mindre diorittinneslutninger. Således på Dyråsfjell N Storbørja, nord for Tep-
lingdalen i Foldereid og enkelte steder på Hundålvasfjell i Vefsn. Den
yngre granitt trenger gangformig inn i dioritten.

I tilknytning til Bindalsmassivet skal kort omtales noen intrusiver
som ligger utenom, men i forholdsvis kort avstand fra dette.

Tabell 11. Mineralsammensetningen i Bindalsmassivets bergarter.

Mineral composition of the rocks of the Bindal massif.

	Jevnkornig granitt				Porfyrisk gran.		Mørk faci. av porf. granitt	Trondhemitt	
	rødlig		grå		28	121	311	307	315
	58	11	56	167					
Kvarts	37	26	29	31	34	25	9	35	30
Mikroclin	25	22	18	21	15	20	12	—	4
Plagioklas	34	44	46	39	45	44	60	57	57
An i plag.	(13)	(16)	(20)	(15)	(16)	(16)	(35)	(13)	(18-32)
Muskovitt	3	2	2	2	1	—	—	—	3
Biotitt	1	6	5	7	5	9	9	7	5
Hornblende	—	—	—	—	—	1	7	—	—
Aksessorier	+	+	+	+	+	1	3	1	1

58. Fjellenden, Vefsn. 11. Hundålvasfjell, Vefsn. 56. N Sirijordsaksla, Vefsn. 167.
Kjelvikelv, S Tosbotn. 28. Hundålvasfjell, Vefsn. 121. N Nesan, I. Namdal. 311.
N Storbørja, Velfjord. 307. S Glømvann, Bindal. 318. S Søbergsvann, Bindal.

	Mørkere kvartsdioritt		Svenitt		Monzonitt		Dioritt	
	308	295	447	169	143	266	454	453
Kvarts	23	21	1	1	+	5	6	+
Mikroclin	+	2	54	50	10	13	5	1
Plagioklas	55	53	37	37	66	47	57	63
An i plag.	(35)	(28)	(10)	(17)	(26)	(22)	(24)	(36)
Biotitt	17	12	2	2	16	+	16	16
Hornblende	—	10	5	8	6	33	10	15
Augitt	—	—	+	1	+	+	—	+
Andre	5	2	1	1	2	2	6	5
	(epidot 4)						(epid 4)	

308. Bangstad, Bindal. 295. Mefjell, Bindal. 447. Bogen i Bindal. 169. S Tosbotn.
143. Leiråvann, V Tosbotn. 266. Holandsfjell, Foldereid. 454. Terråk, Bindal. 453.
Nesodden, Bindal.

Tabell 12. Kjemisk analyse med CIPW- og mesonorm av Bindalsmassivets bergarter.
Chemical analyses, CIPW- and mesonorms of the rocks of the Bindal massif.

	11	121	307	308	169
SiO ₂	69,97	66,23	75,62	61,97	58,58
TiO ₂	0,26	0,39	0,21	0,60	0,75
Al ₂ O ₃	15,35	16,61	12,82	19,04	16,97
Fe ₂ O ₃	1,66	1,36	1,00	0,35	3,13
FeO	0,97	1,22	1,99	2,98	2,33
MnO	0,04	0,04	0,00	0,01	0,11
MgO	0,37	0,88	0,61	2,23	2,56
CaO	2,02	1,92	1,31	5,10	4,12
Na ₂ O	4,27	3,96	5,05	4,33	4,32
K ₂ O	4,08	6,18	0,77	1,91	6,32
H ₂ O-	0,06	0,10	0,04	0,08	0,03
H ₂ O+	0,42	0,48	0,53	0,85	0,47
CO ₂	0,10	0,14	0,06	0,07	0,23
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,04	0,17	0,38

Analytiker: P.-R. Graff.

CIPW norm.

Q kvarts	23,9	13,7	36,4	12,8	—
Or kalifeltspat	24,5	37,0	4,5	11,5	37,0
Ab albitt	38,5	35,5	46,0	39,0	38,5
An anortitt	8,5	7,9	6,4	24,2	8,3
C korund	0,9	0,5	1,6	1,1	—
ε sal	(96,3)	(94,6)	(94,9)	(88,6)	(83,8)
En enstatitt	1,0	2,4	1,7	6,2	2,1
Fs ferrosilitt	—	0,4	2,0	3,6	0,1
Di diopsid	—	—	—	—	8,0
Ol olivn	—	—	—	—	0,9
Mt magnetitt	1,8	1,5	1,0	0,4	3,3
Il ilmenitt	0,4	0,6	0,3	0,8	1,0
Ap apatitt	0,5	0,5	0,1	0,4	0,8
ε fem.	(3,7)	(5,4)	(5,1)	(11,4)	(16,2)

Mesonorm.

Q kvarts	24,6	15,3	38,4	18,1	—
Or kalifeltspat	23,4	34,4	1,1	2,6	37,0
Ab albitt	38,5	35,5	46,0	39,0	36,5
Ne nefelin	—	—	—	—	1,2
An anortitt	7,5	6,5	5,5	22,2	3,5
C korund	1,3	1,1	1,9	1,9	—
ε sal	(95,3)	(92,8)	(92,9)	(83,8)	(78,2)

Ho hornblende	—	—	—	—	14,2
Di diopsid	—	—	—	—	2,0
Bi biotitt	1,8	4,3	5,5	14,2	—
Mt magnetitt	1,8	1,5	1,0	0,4	3,3
Ti titanitt	0,6	0,9	0,5	1,2	1,5
Ap apatitt	0,5	0,5	0,1	0,4	0,8
ε fem	(4,7)	(7,2)	(7,1)	(16,2)	(21,8)

Eiterådalen.

På grunn av sterk overdekning er intrusivene i Eiterådal forholdsvis sparsomt blottet. Sannsynligvis står de under det meste av dalbunnen. Intrusivene er differensiert, med to forskjellige typer, dioritt og granitt.

Dioritt. Dioritten i Eiterådal er forholdsvis lyst grå og har sterk foliasjon. Ca. $\frac{3}{4}$ av bergarten består av plagioklas (An_{35}). Av mørke mineraler er det mest biotitt, dessuten noe hornblende. Rik på aksessorier. Litt kvarts.

Granitt. Denne er lyst rødlig og i motsetning til dioritten helt massiv. Mineralinnholdet er det samme som i den rødlig, sureste varietet av Bindalsgranitten, dvs. den har et meget høyt kvartsinnhold, like mye mikroklin som plagioklas (An_{13}) og lite biotitt.

Det er vel sannsynlig at den mest basiske bergart er eldst, i likhet med forholdene i Bindalsmassivet. Den markerte forskjell i struktur mellom dioritt og granitt kan en ta som et tegn på dette. Men p. g. a. at granitten er så glimmerfattig er dette i og for seg ikke noe bevis.

Trondhjemitter i Indre Foldafjord.

I Foldereidsynklinalen er der flere små legemer av trondhjemitt. Trondhjemitten er kvit eller lyst rødlig, og har tydelig foliasjon. Hovedmineralene er plagioklas (An_{15-28}), kvarts og biotitt, delvis er det også noe mikroklin.

Lenger NV – i bunngneisområdet – opptrer trondhjemitt- og granittbare som ganger.

Om granittenes dannelse.

Av særlig betydning for tolkningen av granittenes genese er følgende forhold:

Grenseforholdet til skifrige bergarter. Uskarpe migmatittgrenser er meget vanlig. Det skjer da ofte en gradvis minking av forholdet mellom

granitt og skifrig bergart etterhvert som en fjerner seg fra granitten. Selve kontakten mellom granittisk og skifrig komponent er skarp. Granitten gjennomskjærer ofte skifrig bergart på kryss og tvers. Skifrige inneslutninger i granitten har helt overveiende beholdt sin opprinnelige orientering.

Mørke facies. Både i Bindals- og Svenningdalsgranitten er det større mengder av mørkere facies. De er tydelig eldre enn selve granitten, da granitter trenger gangformig gjennom dem og de tildels fins som inneslutninger i granitten.

Teksturer. En større del av Bindalsgranitten har porfyrisk tekstur. Plagioklasen viser tekturelle trekk som er typisk for magmatiske bergarter: mange subhedrale korn, til dels skarp sonarstruktur med mest basisk kjerne. I Bindalsgranitten mange Karlsbadtvillinger. Disse teksturer avviker sterkt fra de som fins i feltets metamorfe granittiske bergarter (inkl. gneiser).

Som et indisium på metasomatisk dannelse kan en anse den store utbredelsen av migmatitter. Uskarpe migmatittgrenser er imidlertid ikke uvanlig selv i postorogene granitter. Mer avgjørende er det at selve kontakten mellom granittisk og skifrig material er skarp. Ved metasomatiske granitter må en vente å finne det motsatte. I feltet er det diffuse kontakter bare ved smalere granittiske årer. Og den metasomatosen som har dannet disse må en anta har skjedd bare over kortere avstander. Et annet indisium på metasomatisk dannelse er de skifrige inneslutningers orientering. En skulle tro at den opprinnelige orienteringen hadde lett for å gå tapt i et flytende magma. Men unntak fins iallfall ved Svenningdalsgranitten (sml. fig. 8). De øvrige forhold peker avgjort mot en magmatisk dannelse av granittene.

I et såvidt høymetamorft område som det foreliggende kunne en vel tenke seg det granittiske magma å være av anatektisk natur. Men da de mørkere facies er eldre enn selve granitten, måtte det i tilfelle ha skjedd en magmatisk differensiering etter anateksen.

På flere måter avvikende fra feltets øvrige granitter er de finkornige, smale gneisgranitter i øvre Svenningdal. Deres granoblastiske tekstur og sterke parallellstruktur kan i og for seg forklares ved at de p. g. a. liten kornstørrelse og smale form lettere er blitt deformert og rekrystallisert enn de grovere granitter. Men da de i tillegg ofte viser gradvise overganger til sterkere gneisstruerte bergarter, er det meget sannsynlig at de er dannet ved granittisering.

Velfjordmassivene.

Disse overveiende intermediære til basiske intrusiver danner innen feltet 3 nærliggende legemer, atskilt av metasedimenter.

1. Velfjordhalvøya-Røliheia.
2. Sausfjell-Fuglvasheia.
3. Markafjell.

De to førstnevnte er av noe større dimensjoner, mens Markafjellmassivet er forholdsvis lite.

Intrusivene har runde former. Sausfjellmassivet har ingen lengderetning, mens de to andre massiver har lengderetning parallelt hovedstrøket, henholdsvis NNV og N. De tilgrensende metasedimenter er for en større del marmor, delvis er det glimmerskifer eller glimmergneis, ved Markafjellmassivet også hornblendeskifer. Metasedimentene bøyer omkring intrusivenes grenser, slik at kontakten mellom den alltid er konform. De fleste steder faller metasedimentene inn under intrusivene. En del bånd av metasedimenter er innleiret i intrusivene. Enkelte steder trenger intrusivene gangformig inn i metasedimentene.

Velfjordmassivene er sterkt differensiert. De kan inndeles i 5 grupper:

1. Hornblendegabbro-meladioritt (monzonitt).
2. Hyperstenmonzonitt.
3. Dioritt med overgang til monzonitt.
4. Kvartsmonzonitt.
5. Sure bergarter.

2 og 3 har størst utbredelse.

Intrusivene er overveiende helt massive. Bare enkelte steder, spesielt i området Heggfjord-Bru er de sonevis sterkt foliert. Teksturen er utpreget magmatisk, hypidiomorf kornet eller porfyrisk.

1. *Hornblendegabbro-meladioritt (monzonitt).*

Disse bergarter, hvorav størsteparten utgjør de mest basiske av Velfjordmassivene, karakteriseres ved en meget mørk farge og forholdsvis finkornig struktur. De opptrer i utkanten av massivene. I størst mengde i kanten av Sausfjell, som ei rand rundt en sentral hyperstenmonzonitt. En prøve fra den SØ-lige foten av fjellet (nr. 204 i tabell 13) er en meget basisk hornblendegabbro, mens en prøve fra NV-foten (nr. 499)

har kvartsmonzonittisk sammensetning. Da den har omtrent samme utseende som hornblendegabbroen, er den ikke blitt atskilt fra denne på kartet. I mindre mengder opptrer meladioritter i det nordligste massiv, S Heggefjord. Her i veksling med en lysere dioritt, i økende mengde mot massivets østgrense.

I hornblendegabbro og meladioritt utgjør de femiske mineraler vel halvparten av bergartene, i kvartsmonzonitten ca. 40 %. Mest hornblende, deretter biotitt. Hornblende/biotittforholdet minker sterkt fra de mest basiske til surere bergarter. Feltspaten har lys farge – kvit til lysegrå. I østkanten av Sausfjell er plagioklasen meget basisk, labradorbytownitt, ellers er det overveiende andesin.

På grunn av det meget høye innhold av femiske mineraler vil også meladiorittene ha et gabbroid SiO_2 -innhold ($< 50\%$). Kvartsmonzonitten har et høyere SiO_2 -innhold.

Mineralbeskrivelse.

Plagioklas. Sterk sonar med stor forskjell i An-innhold. Tre prøver viste disse variasjoner: Gabbro S Sausfjell An 55–80, kvartsmonzonitt NV Sausfjell An 30–55, dioritt S Heggefjord An 33–48. Mest basisk sentralt, men ofte meget uregelmessig med flere basiske kjerner. I sentrale deler av kornene ofte sterkt sericittisert. I gabbroen ved Heggefjord er det også en del epidot. I motsetning til vanlig sausuritt består den av euhedrale korn, ofte nålformige.

Hornblende. Sterkt varierende, ofte innen de enkelte korn: brungrønn, blågrønn, ofte også lysegrønn. Den blågrønne hornblendens fins fortrinnsvis perifert, den lysegrønne og brune sentralt. Variasjonen skyldes enten en primær sonarstruktur, eller at den ene hornblendens er dannet sekundært fra den annen. I gabbroen S Sausfjell trenger ofte den blågrønne hornblendens innover i de brune, langs spalter og biotittinneslutninger, og ser derfor ut til å være dannet sekundært. Hornblendens her er meget rik på ertsinneslutninger; i den brune er det foruten opake korn brune schillerinneslutninger. n_x ca. 1.680–1.685, høyest i den blågrønne hornblende, som således er mest Fe-rik. – I prøven fra Heggefjord varierer n_x mellom 1.670 og 1.655, i henholdsvis mørk og lys hornblende. Den inneholder en del rester av augitt. – I alle prøver normalt stor aksevinkel, -70 – 80° .

Biotitt. Forholdsvis lyst brun og lav brytningsindeks, n_x 1.620–1.630. I prøven fra Heggefjord meget rik på små titanittinneslutninger, som delvis ligger på spaltepplan, og antas være dannet ved avblanding.

Mikroklin. Meget korte og tynne pertittlameller fins bare i små mengder. Mikroklingittere i de fleste korn.

Akessorier. Erts og apatitt fins i alle prøver. Andesinbergartene er dessuten rike på epidot og fører titanitt; disse to mineraler mangler i gabbroen S Sausfjell. Dioritten ved Heggefjord inneholder noe kalkspat.

2. Hyperstenmonzonitt.

Disse bergarter dekker henimot halvparten av Velfjordmassivens samlede areal. De bygger opp Sausfjellmassivets sentrale deler; av det nordligste massiv dekker de den sørlige halvdel, området Røliheia-Rugås, foruten et mindre område i den nordlige halvdel, S Dyrnesvågen.

Det er mørke, massive, middelskornige til forholdsvis grove bergarter. For en større del har de en halvporfyrisk tekstur med langprismatiske plagioklaskorn på opptil flere cm. Den mørke fargen skyldes for en større del en meget mørk, brunfiolett feltspat. Innholdet av femiske mineraler kan være forholdsvis lavt, ned til ca. 15 %. Det varierer imidlertid sterkt, og kan maksimalt nå opp i 40–50 %.

Den meget mørke feltspat er det som i første rekke skiller disse bergarter ut i felt. Mikroskopisk undersøkelse viser flere andre karakteristiske trekk. Mineralsammensetningen er denne: andesinantipertitt – ortoklasertitt – biotitt – augitt – hypersten. Primær hornblende opptrer meget sparsomt. Kvarts fins i små mengder eller kan mangle helt i de mest basiske bergarter. Den mørke feltspat skyldes et meget fint, brunt støv.

Kjemisk analyse av bergart rik på femiske mineraler (nr. 194 i tabellene 13 og 14) viser gabbroid SiO_2 -innhold, 47,5 %. En bergart fattig på femiske mineraler (nr. 316) har intermediært SiO_2 -innhold, 55,5 %.

Bergartene i det nordligste massiv viser en sterk oppknusning i mineralene. – Kalifeltspaten er anhedral, de øvrige mineraler subhedrale – euhedrale.

Plagioklas. Gjennomsnittlig An-innhold 30–40. Diffus sonarstruktur, forskjellen i sammensetning mellom basisk kjerne og sur rand kan likevel være stor (i nr. 194, An 25–45). Ofte er det utskilt bitte små kalkspatindivider, som viser at den opprinnelige plagioklas da har vært litt mer basisk. Ellers lite omvandlet. Antipertittisk. Pertittlamellene er for det meste tynne strenger og dråper, delvis danner de litt større individer (Fig. 10). I den ene av prøvene (fra Fuglvann) er det i større plagioklaskorn dannet små korn av myrmekittisk antipertitt. Vanligvis er de dannet på korngrenser, men de kan også fins lenger inne (Fig. 11). Normal myrmekitt (med kvartsormer) opptrer på grensen til kalifeltspat.

Kalifeltspat. Pertittlamellene er meget finspindet og tildels meget tettsittende (mesopertitt, fig. 10). Da mikroklingittere stort sett mangler, er sannsynligvis den overveiende del ortoklas. Bare i helt spredte korn er det mikroklingittere. I en av prøvene (nr. 194) er det innen et enkelt korn delvis ortoklas (mesopertittisk) delvis mikroklin (med gittere, ikke pertittisk). Ortoklasen har litt høyere brytningsindeks enn mikroklinen. Grensen mellom dem er uregelmessig, og det er tydelig at det skjer en omvandling fra den ene til den andre type kalifeltspat.



Fig. 10. Antipertitt (lys) og mesopertitt (mørk) i hyperstenmonzonitt fra Håkaunet, Velfjord. X 200.

Antiperthite (light) and mesoperthite (dark) in hypersthene monzonite from Håkaunet, Velfjord.

Biotitt. Sterk rødbrun farge og høy lysbrytning — n_z ca. 1.665 — viser at den er Fe- og Ti-rik. Rik på aksessoriske inneslutninger. Ofte er den dannet omkring større ertskorn.

Augitt. Lysegrønn uten tydelig pleokroisme. n_z ca. 1.720, n_x ca. 1.695. $2V_x$ ca. 60° . cAz ca. 42° . Rik på schiller- og andre ertsinneslutninger, biotitt, apatitt. I en større del av kornene er det dannet rand av amfibol (uralitt).

Hypersten. Som oftest tydelig pleokroisme: Z lysegrønn, X lysebrun. n_z ca. 1.720, n_x ca. 1.705. Tilsvarende ca. 45% Fe-komponent. Meget rik på schillerinneslutninger. Som augitten ofte uralittisert i kanten.

Amfibol. Den primære hornblende er brungrønn. Uralitten er blågrønn. Men delvis blir det ved uralittiseringen utskilt Fe-oksyd, og amfibolen er da sterkt avbleket.

Aksessorier. Fe-oksyd og apatitt opptrer meget rikelig. Titanitt og epidot fins i en prøve fra Dyrnesvågen som er rik på sekundær amfibol.

3. Dioritt med overgang til monzonitt.

Disse bergarter dekker omtrent like store arealer som pyroksenbergartene. De bygger opp storparten av Velfjordhalvøya, sydlige og vestlige deler av Sausfjellmassivet, samt hele Markafjellmassivet.

Mens storparten av bergartene er hornblenderike, er en mindre del forholdsvis fattige på dette mineral. Spesielt da de hornblendefattige bergarter tildels er tydelig yngre enn de hornblenderike, er det naturlig å skille de fra hverandre.

a. *Hornblenderike bergarter.*

De er middelskornige, vanligvis uten porfyrtekstur, men i området S Heggfjord tildels med utpreget sådan. Plagioklasen er da utviklet som lange lister, opptil 3–4 cm lange, ofte som Karlsbadtvillinger. Feltspatens farge er for det meste forholdsvis mørk, brun til grå (lysere enn i pyroksenbergartene). Midlere innhold av femiske mineraler, 20–40 %. Dette er i første rekke hornblende og biotitt, i tilnærmet like store mengder. Hypersten mangler. Augitt er bare sett i en av prøvene, som rester i hornblende. Plagioklasen er vanligvis ikke pertittisk. Kalifeltspaten er mikroklin og fins vanligvis i mindre mengder enn i pyroksenbergartene,



Fig. 11. Små korn av myrmekittisk antipertitt i større plagioklaskorn. Dannes som oftest på korn grenser. Hyperstenmonzonitt N-side Fuglvann, Velfjord. X 200.

Small grains of myrmekite-antiperthite in larger grains of plagioclase. Usually formed at grain boundaries. Hypersthenemonzonite at the northern side of Fuglvann, Velfjord.

for en større del mangler mineralet helt. En prøve (nr. 496) fra Brattås på den vestlige del av Velfjordhalvøya har imidlertid monzonittisk sammensetning med 10 % mikroklin.

Analyser av to prøver, dioritt fra Markafjell og monzonitt fra Brattås, er vist i tabell 14. De har 53 %, henholdsvis 54 % SiO_2 , som er litt lavere enn hyperstenmonzonitten 316.

b. Hornblendefattige bergarter.

Disse bergarter har mye mer biotitt enn hornblende. De har forholdsvis liten utbredelse. Ved Heggefjord N Hegge trenger en forholdsvis finkornig, hornblendefattig dioritt (nr. 493) inn i vanlig hornblenderik dioritt (nr. 492). I området syd for Heggefjord trenger en grov, porfyrisk monzonitt (nr. 206) inn i en porfyrisk dioritt (nr. 516). De største porfyrikorn er av kalifeltspat, opptil 10 cm lange. – Begge disse steder er altså de hornblendefattige bergarter tydelig yngst. – Nord for Bru er det ei smalere sone med sterkt foliert, hornblendefattig dioritt.

En meget finkornig biotitt-dioritt (uten hornblende) opptrer i ei smal sone i utkanten av Sausfjellmassivet, ved Sausvann. Den er atskilt fra hornblendegabbro ved 100 m marmor.

Mineralbeskrivelse.

Plagioklas. Gjennomsnittlig An-innhold i de fleste dioritter er 30–35, i monzonitten litt lavere. Lavere også i yngre, hornblendefattige bergarter (An ca. 25). Diffus, uregelmessig sonar med tildels stor forskjell – opptil An 20 – mellom basisk kjerne og sur rand. I enkelte prøver spredte lameller av kalifeltspat. Sterkere omvandlet enn i pyroksenbergarten. Således kan den være rik på små, euhedrale epidotkorn. Delvis sterkt sericittisert sentralt.

Biotitt. Brun til brungrønn. n_x 1.645–1.650. Rik på aksessoriske inneslutninger. I prøve 516 forholdsvis lys, rik på avblandet titanitt.

Hornblende. På Velfjordhalvøya hastingsittisk med liten aksevinkel, $2V_x$ 20–50°, høy brytningsindeks, n_x 1.690–1.705, og meget sterke farger. Den hastingsittiske karakter er mest utpreget i den yngre, hornblendefattige dioritt. Lenger nord vanlig hornblende med $2V_x$ ca. 70° og n_x 1.680–1.690. Både hastingsitt og vanlig hornblende er for det meste blågrønn (z), men begge kan spesielt sentralt være brungrønn eller lysere grønn. Ofte rik på ertsinneslutninger, også schiller. I monzonitten fra Brattås er det spredte rester av augitt. Både i denne og flere andre prøver er det rikelig av kvartsinneslutninger.

Kalifeltspat. Monzonitten har to generasjoner kalifeltspat. I den porfyriske monzonitten er den ene mikroklin med skarpe gittere og forholdsvis lite av pertittlameller, den annen ortoklas, ofte mesopertittisk. Ortoklasen synes å være yngst, da den kan ha inneslutninger av korrodert mikroklin (fig. 12). – I monzonitten fra Brattås kan en se

en mikroklin fortrenge en annen (fig. 13). Mens den ene og sannsynligvis eldste mikroklin har skarpe gittere, har den annen bare diffuse gittere. Begge typer har sterkt skiftende innhold av pertittlameller.

Kvarts. Små korn, en større del som inneslutninger. Moderat undulerende.

Aksessoriske mineraler. Opptil over 5 % av bergarten. Apatitt, epidot, erts, titanitt, delvis også turmalin.

4. *Kvartsmonzonitt.*

I en mellomstilling mellom de intermediære og sure bergarter står en forholdsvis stor kvartsmonzonitt S Dyrnesvågen på Velfjordhalvøya. Det er en grå, under middelskornig, temmelig homogen bergart. Mineral-sammensetningen er vist i tabell 13 (nr. 494). Den har et moderat kvartsinnhold.

Kalifeltspaten er mikroklin med forholdsvis få pertittlameller. Plagioklasen er diffus sonar (An 17–25) og noe saussurittisert og sericittisert. Av mørke mineraler overveiende grønnbrun biotitt (n_x ca. 1.655). Blågrønn hornblende bare i små mengder. Aksessorier er epidot, titanitt, apatitt, erts og turmalin.



Fig. 12. Korroderte mikroklininneslutninger i ortoklasesopertitt. Porfyrisk monzonitt S Heggefjord, Velfjord. X 70.

Corroded inclusions of microcline in orthoclase-mesoperthite. Porphyritic monzonite, S Heggefjord, Velfjord.



Fig. 13. To generasjoner mikroclin. Den ene, og sannsynligvis eldste, har skarpe gittere, mens den andre bare har diffuse gittere. Monzonitt N Brattås, Velfjord. X 200.

Two generations of microcline. One of them, probably the older one, has distinct grid twinning, while the other has only diffuse twinning. Monzonite N Brattås, Velfjord.

5. Sure bergarter.

Sure, kvartsrike bergarter fins som mindre legemer i utkanten av massivene, foruten som ganger. Det er flere typer av dem:

a) En forholdsvis mørk og finkornig kvartsdioritt fins ved Hongset i V-kanten av Sausfjellmassivet. Til tross for at den har en metamorf mineralsammensetning må den regnes for å tilhøre intrusivene. Strukturen varierer fra massiv til sterkere foliert. Mineralene er kvarts – plagioklas – biotitt – muskovitt – granat – staurolitt – sillimannitt – erts. Kvartsen viser meget sterk undulasjon. Plagioklasen er normal sonar (An 24–30). Granat og staurolitt har tilnærmet euhedral form.

Det store Al-overskudd i bergarten må antas å skyldes assimilasjon av pelittiske sedimenter. Kombinasjonen staurolitt-sillimannitt viser at trykk/temperatur-forholdet har vært lavere enn i typisk regionalmetamorphe bergarter i Kaledonidene, hvor de to mineralene ikke er stabile sammen.

b) Finkornig, forholdsvis mørk granittisk bergart ved Hommelstø. Hovedmineralene er albitt (An 5), mikroklin, kvarts og biotitt.

c) Grov, porfyrisk granitt opptrer flere steder, således ved Hegge og ved Håkaunet. Porfyrikornene er av mikroklin. Plagioklasen er en basisk oligoklas (An 23–30). Mye muskovitt ved siden av biotitt. Modalanalyse av en prøve fra Hegge er vist i tabell 13 (nr. 490). Ved Håkaunet kan en se gradvis overgang fra denne lyse bergarten helt ytterst i massivet til mørk, gabbroid bergart (nr. 194) vel 100 m fra grensen.

d) Lyse, forholdsvis finkornige granittisk-trondhjemitiske bergarter opptrer i litt større legemer ved Sørfjord. Som ganger særlig rikelig i østlige del av Markafjell. Det er overveiende sannsynlig at vi her har med utløpere av Bindalsgranitten å gjøre. På Strømsfjell, et par km syd for Markafjell, er det større, sammenhengende mengder av typisk Bindalsgranitt, og hele det mellomliggende område er meget rikt på granitt-ganger.

Tabell 13. Mineralsammensetning i Velfjordintrusivene.*

Mineral composition of the Velfjord intrusives.

	Gruppe 1			Gruppe 2		
	204	515	499	194	203	316
Kvarts	+	—	9	—	+	2
Mikroklin	—	—	10	11	6	24
Plagioklas	40	35	40	45	77	56
An i plag.	(55-80)	(33-48)	(30-55)	(25-45)	(40-45)	(25-35)
Biotitt	9	19	17	16	2	5
Amfibol	49	37	19	1	1	1
Augitt	—	2	—	14	6	3
Hypersten	—	—	—	6	7	5
Epidot	—	3	4	—	—	+
Titanitt	—	1	½	—	—	—
Apatitt	+	1	½	3	+	1
Erts	2	+	+	4	½	3
Kalkspat	—	2	—	+	—	+

204. Hornblendegabbro, 2 km SV Saus. 515. Mørk dioritt, S Heggefjord. 499. Mørk kvartsmonzonitt, V-ende Sausvann. 194. Hyperstenmonzonitt, S Håkaunet. 203. Hyperstenmonzonitt, N-side Fuglvann. 316. Hyperstenmonzonitt, 1 km V Rugås.

* Da en ofte ikke kan avgjøre om et mineral er primært eller ikke, er også sekundære mineraler kommet med. Unntak er sericitt i plagioklas.

	Gruppe 3a				Gruppe 3b		4	5
	202	516	492	496	493	206	494	490
Kvarts	3	1	—	2	½	1	8	28
Mikroklin . . .	—	—	—	10	4	34	15	21
Plagioklas . . .	62	59	73	56	66	36	56	35
An i plag. . . .	(25-35)	(27-45)	(22-43)	(25-30)	(20-28)	(20-25)	(17-25)	(23-30)
Muskovitt . . .	—	—	—	—	—	+	—	6
Biotitt	18	18	9	13	20	17	18	10
Amfibol	15	17	12	14	4	6	½	—
Augitt	—	—	—	+	—	—	—	—
Epidot.	+	1	2	1	2	3	1	—
Titanitt	½	1	—	2	2	2	1	—
Apatitt	½	½	3	1	1	+	+	+
Erts	½	1	1	½	½	+	+	+
Kalkspat	—	1	—	—	—	+	+	—

202. Dioritt, Markafjell. 516. Porfyrisk dioritt, S Heggefjord. 492. Dioritt, N Hegge. 496. Monzonitt, 1 km N Brattås. 493. Dioritt, N Hegge. 206. Porfyrisk monzonitt, S Heggefjord. 494. Kvartsmonzonitt, Dyrnesvågen. 490. Porfyrisk granitt, N Hegge.

Tabell 14. Kjemisk analyse med CIPW-norm av Velfjordintrusivene.
Chemical analyses and CIPW norms of the Velfjord intrusives.

	194	202	496	316
SiO ₂	47,58	53,07	54,06	55,43
TiO ₂	3,46	1,58	1,25	1,46
Al ₂ O ₃	15,38	18,14	18,72	18,68
Fe ₂ O ₃	2,42	0,77	0,96	2,62
FeO	10,63	6,52	5,46	4,56
MnO	0,21	0,09	0,14	0,14
MgO	5,06	4,43	3,26	1,76
CaO	7,49	7,17	6,74	5,20
Na ₂ O	3,61	4,08	4,18	4,73
K ₂ O	2,39	1,78	2,92	3,84
H ₂ O—	0,11	0,10	0,13	0,07
H ₂ O+	1,01	1,46	1,21	0,61
CO ₂	0,20	0,10	0,15	0,31
P ₂ O ₅	0,79	0,37	0,33	0,46
	100,34	99,66	99,51	99,87

Analytiker: P.-R. Graff.

Or ortoklas	14,5	10,5	17,5	23,0
Ab albitt	29,3	37,0	38,0	43,0
An aporitt	19,0	26,5	24,0	18,5
Ne nefelin	2,2	—	—	—
Σ sal	(65,0)	(74,0)	(79,5)	(84,5)
Di diopsid	11,4	5,6	5,6	3,6
En enstatitt	—	9,1	4,5	3,3
Fs ferrosilit	—	5,3	3,1	2,0
Fo forsteritt	8,4	1,4	2,1	0,5
Fa fayalitt	6,0	0,7	1,5	0,4
Mt magnetitt	2,6	0,9	1,1	2,7
Il ilmenitt	5,0	2,2	1,8	2,0
Ap apatitt	1,6	0,8	0,8	1,0
Σ fem	(35,0)	(26,0)	(20,5)	(15,5)

Karakteristisk for Velfjordintrusivene er to store grupper av omtrent like basiske bergarter, hvorav den ene – gruppe 2 i inndelingen ovenfor – har «tørre» femiske mineraler, rombisk og monoklin pyroksen, mens den andre – gruppe 3 – har det vannholdige mineral hornblende isteden. Biotitt er imidlertid felles for begge grupper, om enn i mindre mengder i de surere pyroksenbergarter enn i de tilsvarende hornblendebergarter. Hver for seg danner de større sammenhengende masser. Ingen skarpe grenser mellom dem er iaktatt, men overgangssonene er sannsynligvis forholdsvis smale. SiO_2 -intervallet er ikke mye forskjellig i de to grupper. I pyroksenbergartene er det etter de to analyserte prøver å dømme ca. 47–56 %. Hornblendebergartene ligger sannsynligvis innenfor dette intervall, men helt overveiende innen den sureste halvdel, bare en mindre del er mer basisk, som f. eks. den porfyriske dioritt 516. – En ikke ubetydelig differensiering har således funnet sted i begge grupper.

Et annet iøynefallende trekk er at en annen gruppe (1) av hornblendebergarter for størsteparten er mer basisk enn pyroksenbergartene. Disse hornblendebergarter er i Sausfjellmassivet for seg sterkt differensiert, fra gabbro i SØ til en intermediær kvartsmonzonitt i NV.

Når en ser bort fra pyroksenbergartene synes hornblende/biotitt-forholdet å synke ganske regelmessig med stigende surhet. Fra gruppe 1 over gruppene 3a, 3b til 4 og 5. Også innenfor gruppe 1 er denne variasjonen i hornblende/biotitt-forholdet meget markert. Sannsynligvis er også dette aldersrekkefølgen. Som tidligere omtalt trenger bergarter i gruppe 3b inn i bergarter i gruppe 3a. At gruppe 1 er dannet ytterst i massivene tyder også på at dette er de eldste bergarter. Samme beliggenhet har imidlertid også de mindre legemer av sure bergarter (gruppe 5). Særlig

unormalt er dette når sur bergart viser gradvis overgang innover til basisk bergart, slik som forholdene er ved en porfyrisk granitt ved Håkaunet.

Pyroksenbergartene er tydeligvis dannet i et tørrere miljø enn hornblendeborgartene. Analysene viser også andre ulikheter i kjemisk miljø. De analyserte hornblendeborgarter tilhører gruppe 3, som det er mest naturlig å sammenligne med.

Av de fire analyserte prøver har to pyroksenbergarter (194 og 316) høyeste, henholdsvis laveste SiO_2 -innhold, mens to hornblendeborgarter (202 og 496) har et midlere SiO_2 -innhold. Noen av elementene viser en normal variasjon i forhold til SiO_2 . Således øker Na_2O jevnt med økende SiO_2 . Andre elementer viser en ulik fordeling i de to grupper. Som var å vente etter mengden av kalifeltspat er det mest K_2O i pyroksenbergartene. En del av pyroksenbergartene har riktignok atskillig mindre K_2O enn de to analyserte prøver (som f. eks. 203), men på den annen side er dioritten 202 mer representativ for hornblendeborgartene enn monzonitten 496. Av de femiske elementer synker både CaO og MgO sterkt mot den sureste av pyroksenbergartene, mens $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ stiger sterkt mot den mest basiske av dem. $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{MgO}$ er altså atskillig høyere i pyroksenbergartene. – Analysene bekrefter også at H_2O -innholdet er forholdsvis lavt i pyroksenbergartene.

Pyroksenbergartene er dannet ved høyere temperatur enn hornblendeborgartene. Ved siden av de ulike femiske hovedbestanddeler kommer denne temperaturforskjell også til uttrykk ved andre markerte ulikheter:

	Pyroksenbergarter	Hornblendeborgarter
Plagioklas	mye antipertitt	lite antipertitt.
Kalifeltspat	overveiende ortoklas mye mesopertitt	mest mikroklin. mindre av mesopertitt.
Biotitt	rik på Ti	fattigere på Ti
Epidot og titanitt	– (vanligvis)	+ (vanligvis)

Mens pyroksenbergartene tilhører gabbrofacies, tilhører hornblendeborgartene hornblendegabbrofacies. De nevnte ulikheter foreligger også mellom de metamorfe granulitt- og amfibolittfacies. Tegn til omvandling mot stigende temperatur er det at ortoklas synes å fortrenge mikroklin (Fig. 12). At hornblende tildels fins i mer basiske bergarter enn pyroksen er avvikende fra forholdene i en normal magmatisk serie, hvor som kjent pyroksenminerale krystalliserer før hornblende. Men den

utpreget magmatiske tekstur viser tydelig at ingen gjennomgripende rekrySTALLISERING har funnet sted.

I hvor høy grad retrograde omvandlinger har vært bestemmende for forskjellen mellom pyroksen- og hornblendebergarter er vanskelig å si noe om. Men slike omvandlinger har iallfall vært mer utbredt i hornblendebergartene. Plagioklasen er mye mer omvandlet i disse. Uvisst er derimot spørsmålet om en vesentlig del av hornblendene er sekundær. Mens en i de høytempererte pyroksenbergarter lett kan skille sekundær, blågrønn hornblende (aktinolit?) fra primær, brungrønn hornblende er dette vanligvis ikke tilfelle i hornblendebergartene. Den nokså regelmessige minking i hornblende/biotittforholdet med stigende surhet skulle tyde på at storparten av hornblendene er primær. Tydelig sekundær er hornblendene bare der rester av pyroksen forekommer, og dette er bare sett i to av prøvene, og da i helt spredte korn.

Flere av de karakteristiske trekk ved pyroksenbergartene er også typisk for charnockitter. I ekte charnockitter fins imidlertid hypersten i sure, kvartsrike bergarter, og de har lite eller ikke biotitt.

Et annet spørsmål er når intrusjonen er skjedd i forhold til orogenesis. J. H. L. Vogt (1897) mente at Velfjordintrusivene er postorogene. Dette er sannsynligvis ikke riktig. Bindalsgranitten, som en må regne med er synorogen, synes å være yngre enn Velfjordintrusivene. Innen feltet grenser riktignok ikke Velfjordintrusivene umiddelbart til Bindalsgranitten. Men som nevnt ovenfor er det rikelig av granittganger i hele området mellom Markafjell og Strømsfjell, hvor det er Bindalsgranitt i større mengder. I et vestenforliggende område – mellom Sørfjord og Ursfjord – grenser derimot Bindalsgranitt til gabbroide bergarter av lignende karakter som de i Velfjord. Rekstad (1917) beskriver herifra rikelig av granittganger i gabbro og gabbroinneslutninger i granitt. Selv har jeg vært på Grøndalsfjell, ved den nordligste av gabbroene i dette området. De kontakter mellom gabbro og granitt som her var å se var imidlertid skarpe, uten ganger eller inneslutninger.

Vogts argumenter for en postorogen alder av intrusivene var: 1. Bortsett fra i enkelte lokale soner viser de ingen trykkmetamorfose. 2. Deres form. 3. I kontaktmarmoren opptrer mineraler som wollastonitt og grossular (kalkgranat). Til det første argument kan en innvende at slike massiver har lett for å unngå metamorfosen. Videre at bergartene tildels viser en meget sterk deformasjon i mineralkornene. Og dersom antagelsen om at kvartsdioritten ved Hongset tilhører intrusivene er riktig, vil

også dette tale mot en postorogen alder, da bergarten har en typisk regionalmetamorf mineralparagenese, med bl. a. staurolitt, et mineral som ikke er stabilt ved ren termometamorfose. – Med hensyn til intrusivenes form så er det allerede blitt påpekt at de ikke skjærer over meta-sedimentenes struktur, men at disse tvertimot alltid strengt tilpasser seg intrusivgrensene. – Mineralene wollastonitt og grossular er riktignok mest utbredt i kontaktmetamorfe bergarter, men de er begge kjent også i regionalmetamorfe bergarter.

Andre dioritter (med gabbro).

Utenom Velfjord- og Bindalsgranitten er det en større dioritt, Børja-Tosendioritten, foruten en del mindre legemer. Et av disse, ved Horsberg i Bindal, har delvis gabbroid sammensetning.

Børja-Tosendioritten.

Denne dioritten har en utpreget langstrakt form. Med bredde 300–1500 m strekker den seg i strøkretningen ca. 30 km, fra Storbørja i nord til over Tosenfjord ved Kolsvik i syd.

Storparten av dioritten er forholdsvis lys, middels kornig og har sterkere foliasjon. En mindre del er mørk, finkornig og massiv. Denne mørke dioritten trenger inn i den lysere. Enkelte steder, som f. eks. i vegskjæringer øst for Lande kan dioritten være sterkere differensiert. Begge de nevnte typer kan være innesluttet i finkornig, forholdsvis lys dioritt. På den annen side kan normaltypen inneslutte en middelskornig, mørk dioritt. Vi har således følgende differensiering fra eldst til yngst: 1. Mørk, middelskornig dioritt. 2. Lys, middelskornig. 3. Mørk, finkornig. 4. Lys, finkornig.

Yngre enn dioritten er granittiske og pegmatittiske ganger og årer, som gjennomskjærer dioritten i alle retninger og kan opptre meget rikelig.

Hovedmineralene i dioritten er plagioklas, biotitt og hornblende, dessuten er det forholdsvis mye kvarts. Den mørke dioritten fører litt mikroklin. De aksessoriske mineraler titanitt, epidot og apatitt opptre rikelig. Teksturen er hypidiomorf-kornet.

I tabell 15 er nr. 126 av den lysere, vanligste dioritt. Nr. 127 av mørk, finkornig dioritt. Begge prøver er fra V Dagslått, Tosen.

Tabell 15. Mineralsammensetning i Børja-Tosendioritten.

Mineral composition of the Børja-Tosen diorite.

	126	127
Kvarts	7	5
Mikroklin	—	1
Plagioklas	62	53
An i plag.	(30)	(20)
Biotitt	16	19
Hornblende	12	20
Andre	3	2

Plagioklas. I den vanligste dioritt An ca. 30, i den mørke dioritt surere med An ca. 20. Sonar, ofte med flere basiske kjerner. Litt sericittisert.

Biotitt. Brun til brungrønn. n_x ca. 1.642, den samme i begge dioritttyper.

Hornblende. Vanlig type med pleokroismen: z blågrønn til brungrønn (fortrinnsvis sentralt), y brungrønn, x lyst gulgrønn. $2 V_x$ ca. 70° , n_x ca. 1.680 (i begge dioritttyper).

Kvarts. Meget sterkt undulerende.

Intrusivet ved Horsberg i Bindal består i øst av en forholdsvis lyst grønn gabbro, i vest av mørke dioritter. Gabbroen har mineralene basisk labrador (sonarbygd, An 60–70), lys hornblende (svakt grønn i slip), monoklin pyroksen og kalkspat. Diorittene har andesin (An 30–45), mørk hornblende \pm monoklin pyroksen \pm biotitt \pm granat \pm mikroklin.

I forhold til størrelsen – intrusivet dekker bare et areal på ca. 300 m² – er det sterkt differensiert, fra den meget Ca- og Mg-rike gabbro til de Na- og Fe-rike dioritter.

Små dioritter med sur andesin, hornblende og biotitt fins enkelte steder i glimmergneis (skifer). Således V Søbergsvann i Bindal, i elva fra l. Hjortskar, Svenningdal og Ø Hundålvassfjell, Vefsn. Den sistnevnte dioritt ligger på grensen til marmor og har gneisaktig struktur.

Som nevnt under kloritthornblendeskifer, Bjørnådal, er det diorittlegemer i disse. Som skifrene omkring har dioritten sur plagioklas (An ca. 20). Av mørke mineraler er det ved siden av hornblende noe epidot, foruten litt biotitt.

Små, meget mørke dioritter med over 50 % mørke mineraler, som helt overveiende er hornblende, opptrer flere steder i Vefsn: i kvartsrik gneis eller lys dioritt i Eiterådal, i kvartsrik gneis S Tverrå. Sur andesin er det annet hovedmineral.

Ultrabasiske bergarter.

De aller fleste ultrabasitter danner små legemer. Det er en rekke ulike typer av dem. De kan deles i 2 grupper: 1. Peridotitter. 2. Hornblenditter.

1. Peridotitter.

De fleste av peridotittene er *dunitter*; dvs. bergarter hvor olivin og dets omvandlingsprodukter er de helt dominerende bestanddeler. Dette er de mest utbredte av ultrabasittene. Dunittene opptrer både i øvre og undre avdelings skifrige bergarter, foruten i Bindals- og Velfjordmassivene. De har linseform eller – de minste av dem – tilnærmet sirkelform.

Dunittene er mørkt grønligrå med sterkt brun forvitningsfarge på overflata. Omvandlingen varierer mye. Mindre omvandlet dunitt er massiv, mens sterkere omvandlet dunitt er noe skifrig. Med økende omvandling blir fargen noe lysere.

I størst mengde fins dunittene i Velfjord. For størstedelen i eller ved finkornige skiferbergarter, delvis i basiske intrusiver. Foruten en rekke små legemer er det også et større, på Ø-sida av Heggefjord. Det er ca. 4 km langt og opptil 1 km bredt. Denne store dunitten gir et utpreget goldt landskap. Den er rik på asbestganger og enkelte steder er det striper av kromjernstein. To prøver fra området innafor Holmen gård ble undersøkt mikroskopisk, av henholdsvis mindre omvandlet og sterkt omvandlet bergart. I den mindre omvandlede dunitt er ca. $\frac{1}{3}$ av olivinen serpentinisert. Serpentina danner et nettverk på olivinenes sprekker. I den sterkt omvandlede dunitt er ca. $\frac{2}{3}$ av olivinen omdannet – til talk og magnesitt. – Olivinen er Fe-fattig. Den er nesten fargeløs i slip, og med n_x 1.680–1.690, som tilsvarer forsteritt med Fa 5–10. Foruten Mg-mineraler er det bare litt erts.

Øst for Tosbotn er det dunitt under Durmålstind og i Godvasdalen. Begge steder fins dunitten sammen med hornblenditt, og ligger i gneis, omtrent i samme nivå. I en prøve fra under Durmålstind er over halvparten av olivinen omdannet – til serpentin og kloritt. Kloritten er fargeløs og er rik på inneslutninger av erts og striper av karbonat. En annen bestanddel er amfibol, som er fargeløs i slip. Dunitten er noe skifrig.

I Bindalsgranitten er ganske små dunittlegemer sett på Mefjell S Åbygda og ved Fallbekkvann ved Terråk.

I Foldereidsynklinalen er det dunitt i glimmergneis S Storfjell; innen bunngneisområdet i kalksilikatgneis på S-sida av Storvann.

På Middagstind S Tosbotn er det i glimmergneis en liten *amfibol-peridotitt*. Opptil et par cm store, langprismatiske, grågrønne amfibolkorn ligger i mer finkornig, grønn masse av talk med rester av olivin. Amfibolen er fargeløs i slip og har meget stor aksevinkel, $2 V_x$ ca. 85° . Lys kloritt opptrer i små mengder.

På Hundålvassfjell i Vefsn er der i glimmerskifer en liten kuppe med *enstatittperidotitt* (saxonitt). Det er en massiv, mørkt grønligrå bergart, hvor enstatitten danner litt større, prismatiske korn. Forholdet mellom olivin og enstatitt er ca. 2:1. Olivinen, som bare er svakere serpentinisert, har n_x ca. 1.693, som tilsvarende Fa ca. 12. Enstatitten har n_x ca. 1.675, n_x ca. 1.665, som tilsvarende Fs ca. 5. Bibestanddelene er lys amfibol, kloritt, spinell, karbonat og erts.

2. Hornblenditter.

Disse meget mørke, massive til noe folierte bergarter er sjeldne. De største av dem fins under Durmålstind og i Godvasdalen øst for Tosbotn. Som allerede nevnt forekommer de sammen med dunitt i gneis. Som dunitten har de tydelig foliasjon. Under Durmålstind vil en fra V til Ø finne: 1. Ca. 100 m dunitt med en del svarte hornblendeinneslutninger. 2. Ca. 100 m svart/rød *granathornblenditt*. Denne bergarten har subhedral, brungrønn hornblende ($2 V_x$ ca. 85°) og overveiende anhedral granat, foruten litt plagioklas (An 35), erts og biotitt. 3. Ca. 100 m hornblendebergart med noe plagioklas, altså amfibolittisk bergart. I Godvasdalen har hornblendebergarten et skiftende, men forholdsvis lavt innhold av plagioklas, tildels er den helt svart, uten synlig plagioklas. Hornblenden er brungrønn med n_x ca. 1.680, plagioklasen har An ca. 50. Ved hornblendebergarten er det flere små dunittlegemer.

I porfyrisk granitt på Hundålvassfjell er det flere små legemer av svart, massiv og ganske grov hornblenditt. Ca. 90 % av bergarten består av hornblende. Denne er brungrønn med n_x ca. 1.670 og $2 V_x$ meget stor, ca. 85° . Resten er delvis klorittisert biotitt foruten litt erts og titanitt.

Ved Botholmen V Terråk er det i syenitt flere legemer av grønnsvarte, finkornige til middelskornige hornblendebergarter med forholdsvis mye av andre mineraler enn hornblende. En prøve inneholdt ca. 70 % hornblende, resten er biotitt, magnetitt, monoklin pyroksen, plagioklas, epidot og apatitt. Hornblenden er blågrønn til brungrønn med $2 V_x$ ca. 70° .

En mørkegrønn, middelskornig og massiv hornblenditt opptrer i syenitt ved Borkamoen V Tosbotn. Bergarten har 80–90 % hornblende, som er blågrønn i slip, med $2 V_x$ ca. 80° og n_z ca. 1.650. De øvrige mineraler er kalkspat, mikroklin, titanitt, apatitt og plagioklas.

I Bindalsgranitten er det på Skavvasfjell S Tosenfjord og på Dyråsfjell N Storbørja flere små legemer av *biotitthornblenditt*. Det er en svart/grønn, middelskornig bergart. Hornblende opptrer i størst mengde, deretter biotitt. Hornblenden har sterkt varierende farger, brungrønn, blågrønn, fargeløs. Biotitten er forholdsvis lys. I mindre mengder fins talk, plagioklas (An ca. 20), erts og titanitt. Talken er sannsynligvis dannet av hornblende.

Mylonitter.

I skyvesonene i den sydvestligste del av feltet er det meget finkornige, harde bergarter. Ei av disse sonene ligger ved Tenfjord i Gravvik (bunn-gneisområdet). Her kan en følge ikketehtoniserte kalksilikatgneiser inn mot skyvegrensen, med stadig økende tektonisering inntil en har helt finknuste bergarter for seg. For en større del er disse mylonitter brungrå/grønnstripet. Prøve av en slik mylonitt viste helt samme sammensetning som i biotittpyroksengneisen. Stripene representerer også i mylonittene vekslende biotitt- og pyroksenrike bånd. Plagioklasen har beholdt sin meget basiske sammensetning (An 70). Strukturen er utpreget kataklastisk med større porfyroklaster av pyroksen og plagioklas i den finknuste grunnmassen. Porfyroklastene har sterkt avrundet form. En annen prøve – av mørkegrønn mylonitt – viste amfibolittisk sammensetning med hornblende og andesin som eneste hovedmineraler. – I disse mylonitter kan en altså ikke påvise noen stofftilførsel, noe som ellers er nokså vanlig ved mylonittsoner.

I skyvesonene nord for Indre Follafjord er forholdene mindre oversiktlige, og det er ofte vanskelig å si hva de opprinnelige bergarter har vært. Felles for bergartene er en tett, mørk grunnmasse – grå, brun eller grønn – med mer eller mindre av større korn, opptil flere mm, de fleste av dem med sterkt avrundet form. Ellers har bergartene et varierende utseende. Mengden av megakorn er sterkt varierende, fra helt spredte korn til meget tettsittende. Foliasjonen er likeledes sterkt varierende, fra meget sterk til svak. Og mikroskopisk undersøkelse viser påfallende

liten deformasjon i mineralkornene i flere av prøvene, mens andre prøver viser en meget sterk deformasjon.

Den østligste av mylonittsonene ligger ved V-grensen av jevnkornig Bindalsgranitt, og strekker seg fra Teplingdalen i syd over Storvann til Breivik ved Sørfjord i nord. Bindalsgranitten er nær sonen meget sterkt tektonisert. – Ved N-enden av Storvann er det over en bredde av ca. 200 m harde, meget finkornige, sterkt skifrigge bergarter. Mylonittiseringen ser ut til å øke mot V, til grensen mot porfyrisk granitt. Denne grensen er skarp, lagstillingen forholdsvis flat, ca. 40° . I likhet med den jevnkornige granitten i Ø er porfyrganitten meget sterkt tektonisert. P. g. a. deformasjonen er den øyegneislignende. Prøve av mylonittisk skifer ved porfyrganitten – den antatte skyvegrense – viste helt klare, friske, tildels sonarstruerte plagioklasøyne (fig. 15). Plagioklasen er en andesin (An ca. 45). De øvrige hovedmineraler er kvarts, mikroklin, biotitt og hornblende. Også mikroklin og hornblende opptrer tildels

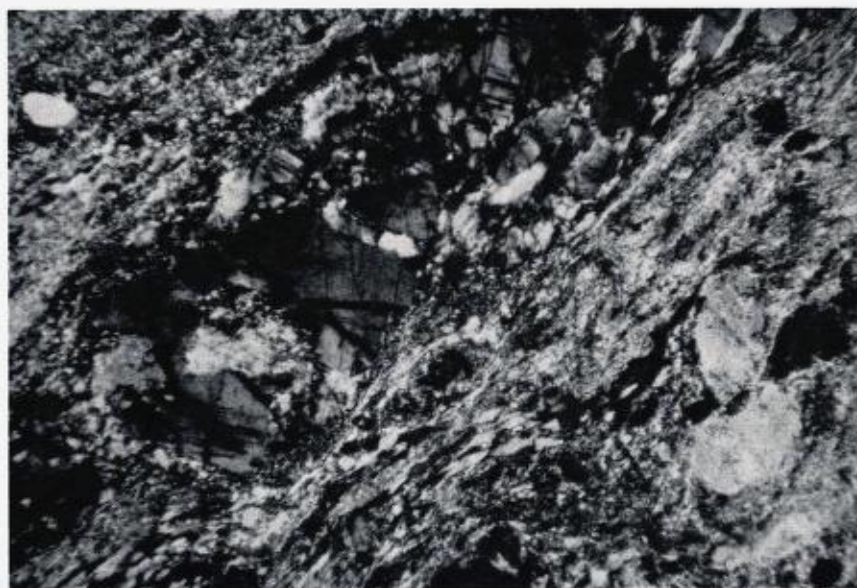


Fig. 14. Mylonitt 3 km ØNØ Tepling, Foldereid. Porfyroklaster av plagioklas og mikroklin. X 70.

Mylonite 3 km ENE of Tepling, Foldereid. The porphyroblasts are plagioclase and microcline.

som større korn. – Bergarten må tolkes som en blastomylonitt, hvor ikke bare grunnmassen, men også porfyroklastene er rekrystallisert.

Ved Breivik, nordligst i sonen, er der mørke skifre som er så finkornige at mineralene tildels er vanskelig å bestemme. Det er her lite igjen av større korn. Mineralsammensetningen er lignende den i skiferen ved Storvann, men feltspat fins sannsynligvis bare i mindre mengder. Både ved Breivik og ved Storvann er det kalk; ved Breivik i stor mektighet, ved Storvann bare som tynne benker. Bergartene antas å tilhøre øvre avdelings skifre.

I Teplingdalen, sydligst i sonen, er det mer massive mylonitter med tettsittende øyne. En prøve herifra viste sterk oppkusing i mineral-kornene (Fig. 14). Mineralene er oligoklas, mikroklin, kvarts, biotitt, muskovitt og epidot. Porfyroklastene er av oligoklas og mikroklin. Bergarten antas å være en oppknust granitt.

Vest for denne mylonittsonen er det to soner med lignende finkornige bergarter. De ble av Birkeland tolket som lavaer og betegnet metadacitt.



Fig. 15. Blastomylonitt fra N-enden av Storvann, Foldereid. Rekrystalliserte plagioklasporfyroklaster. Fra samme mylonittsone som fig. 14. X 200.

Blastomylonite from the northern end of Storvann, Foldereid. Recrystallized plagioclase porphyroclasts. From the same mylonite zone as fig. 14.

(Sammen med disse bergarter kartla han forøvrig store mengder av ordinære glimmergneiser som metadacitt!)

Den vestligste av sonene ligger ved V-grensen av amfibolitt og monzonitt. En prøve NV Tepling viste utpreget kataklastisk struktur. Mineralene er sterkt sericittisert plagioklas, kvarts, hornblende og kloritt. Tetsittende porfyroklaster; de fleste av plagioklas, en mindre del av hornblende.

Sannsynlige mylonitter fins også i den midtre sonen, som ligger på Holandsfjell, ved V-grensen av porfyrganitten, ved foten av det steilt oppstigende granittfjell. I en meget finkornig og mørk grunnmasse – gråsvart eller mørkebrun – er det større, lyse korn opptil noen mm store. Bergartene har forholdsvis svak foliasjon. To prøver, av henholdsvis svart og brun bergart, ble undersøkt mikroskopisk. Mineralkornene viser bare mindre deformasjoner, og strukturen ligner meget på blastomylonitten ved Storvann, bortsett fra den svakere foliasjon. Fra porfyrisk struktur avviker den ved at megakornene overveiende har sterkt avrundet form. Mineralene er plagioklas, biotitt, kvarts, epidot og litt hornblende, akessorier er apatitt, ortitt, erts, kalkspat og titanitt. De fleste megakorn er av plagioklas, men det er også mange av epidot. Forskjellen i farge skyldes forskjellig biotitt: Den svarte bergarten har grønn biotitt, mens den brune har brun biotitt. De to bergarter har også forskjellig plagioklas. Den svarte har andesin (An 35) mens den brune har omtrent ren albitt. I den sistnevnte er det mange, tildels større inneslutninger av kalifeltspat.

Ei smal sone med tett, finlaminert ultramylonitt ved bunnen av Folla-fjord, nær Bindalsgranittens vestgrense, viser at det også her har foregått skyvninger.

METAMORFOSEN

Såvel i glimmerbergarter som i kalksilikatbergarter er plagioklasen mer basisk enn albitt ($An > 10$). Metamorfofen har derfor over hele feltet overstegyet grensen mellom grønnskifer- og almandinamfibolitt-facies (Turner & Verhoogen 1960).

Til en nærmere metamorfosebestemmelse egner de glimmerrike, pelittiske bergarter seg best. De har en meget vid utbredelse, og viser sterk variasjon i struktur. Meget iøynefallende i felt er også de ulike typer

av årer, som tydeligvis har forbindelse med metamorfosen. Gode indeksminerale fins også, om enn i bare en mindre del av bergartene, og de kan være vanskelig å få øye på i felt. Av indeksminerale er sillimannitt mest utbredt, deretter staurolitt, mens disthen bare er funnet helt sporadisk. Muskovitt fins sammen med sillimannitt. Altså foreligger bare de tre underste subfacies av almandinamfibolittfacies. I den øverste av de fire subfacies er muskovitt ustabil, og går over til ortoklas. Kalifeltspat i form av mikroklin forekommer ofte i sillimannittgneiser, så vel som i andre glimmerbergarter, men mineralet antas å være dannet ved granitisering.

For metamorfosebestemmelsen er det også foretatt enkelte analyser på noen av bestanddelene i kocksisterende granater og biotitter. (Tab. 16 og 17.)

An-innholdet i plagioklasen er ofte tydelig avhengig av sammensetningen, og således av mindre verdi for metamorfosebestemmelsen.

Hva kalksilikatbergartene angår, er det bare i noen av de lavest metamorfe områder at disse skiller seg noe særlig ut fra resten.

Områder med forholdsvis lav metamorfose er følgende:

1. Bjørnådal.
2. Øvre avdelings bergarter i Børja–Velfjord og Sørfjord–Kjella.
3. Østligst i Indre Namdal.
4. Innerst i Foldafjord. (Foldereidsynklinalen).

I disse områder er det tynnskifrige glimmerskifre som vanligvis har lite eller ikke kvartsfeltspatårer. I område 2 er en større del av skifrene meget finkornige. Resten av skifrene i dette området, og skifrene i de andre 3 områder er noe grovere. De er meget rike på kvartsårer.

De mest finkornige skifrene i område 2 mangler gode indeksminerale. En prøve fra Nordfjellmark i Velfjord (nr. 136) har imidlertid en kloritt som antas å være primær, noe som plaserer denne skiferen på et forholdsvis lavt metamorfosetrinn. Og de grovere skifrene som opptrer sammen med dem fører tildels staurolitt. Mineralet er funnet ved Langfjord i Velfjord og øst for Kjella (nr. 534). Lignende staurolittskifre er det også i Bjørnådal. – I begge områder er det en markert forskjell mellom disse skifrene og mer gneisstruerte glimmerbergarter omkring. Som omtalt tidligere regnes de lavere metamorfe bergarter å tilhøre et høyere stratigrafisk nivå enn de høyere metamorfe bergarter.

Den lavere metamorfose gir også karakteristiske basiske skifre: kloritt-hornblendeskifre i Bjørnådal og kalkhornblendeskifre i Velfjord. I det vestlige område er det imidlertid også amfibolitt. Og diopsid er et utbredt mineral, som bånd i de finkornige skifrene. Det ser altså ut til at mineralet kan være stabilt også i staurolittsonen.

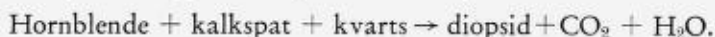
I Indre Namdal og innerst i Foldafjord er det mer gradvise overganger mellom lyse, lavere metamorfe glimmerskifre, rike på kvartsårer, og mørkere glimmerskifre og -gneiser rike på kvartsfeltspatårer. I Indre Namdal stiger metamorfosen mot V, ved Foldafjord mot V og N. I disse områdene er det ikke funnet indeksmineraler i de lavest metamorfe glimmerskifre. Ved Foldafjord er det imidlertid mer basiske skifre med mineralkombinasjonen hornblende-kalkspat. – Sannsynligvis tilhører også disse to områdene staurolittsonen.

Resten av feltet antas å tilhøre disthen- og sillimannittsonen (lavere del). Glimmerbergartene i disse soner karakteriseres av store mengder kvartsfeltspatårer. Både disse årene og kvartsårene antas å være dannet ved metamorf differensiering. Alkaliene mobiliseres først ved en noe høyere temperatur enn SiO_2 . Størsteparten av bergartene har gneisstruktur, en mindre del har sterkere skifrig struktur. Mens et høyt biotittinnhold er karakteristisk for gneisene er størstedelen av skifrene muskovittrike. At disthen og sillimannitt bare fins i en mindre del av bergartene må vel skyldes at Al-innholdet vanligvis har vært for lavt. Analysene i tabell 3 viser at sillimannittgneisen 134 har et adskillig høyere Al-innhold enn de to andre prøvene.

Kalksilikatbergartene i disse metamorfe soner er gneiser og amfibolitter.

I et område vest for Gåsvann forekommer en noe avvikende bergartsassosiasjon, nemlig kalksilikatgneiser sammen med typiske kvartsåreglimmerskifre. Glimmerskifrene her utmerker seg imidlertid med å ha en meget basisk plagioklas (opptil An 70).

Overgangen mellom staurolitt- og disthensonen kan en studere i Foldereidsynklinalen. Kalkglimmerskifrene går ved stigende metamorfose mot NV over i kalksilikatgneiser, en større del av dem pyroksenrike. Ved stigende temperatur skjer denne reaksjon:



Denne overgangen finner sted omtrent ved Fornes. I en prøve av marmor fra Foldereid sentrum, ca. 5 km lenger vest, er det imidlertid tremo-

litt sammen med kvarts. Det ser derfor ut til at i assosiasjonen kvarts-kalkspat blir tremolitten først ustabil ved en høyere temperatur enn vanlig hornblende.

I glimmerbergartene er disthen funnet både i Foldereidåsen og i Jofin-haugene V Kongsmoen.

Ellers er hovedtendensen i feltet en stigning i metamorfofen fra NØ mot SV. I området Vefsn-Svenningdal er det i de nordøstlige deler: Ø Vefsna, på Hundålvasfjell og omkring Stavasdalen muskovittrike (gneis) glimmerskifre med sur plagioklas (An 12-25). Sillimannitt er ikke funnet her. Tremolitt sammen med kvarts i marmor er funnet V Eiterholtene i Svenningdal. Den samme assosiasjon fins også ved Holmvasdalen lenger syd i Svenningdal. – I allfall den overveiende del av bergartene i disse nordøstlige deler av Vefsn-Svenningdal må antas å tilhøre disthensonen. Men sammensetningen av granat og biotitt i en skifer (45) fra Stavasdalen tyder på at metamorfofen kan være temmelig høy (se under). Sannsynligvis har det vært forholdsvis store lokale variasjoner i metamorfosegraden.

Lenger SV i Vefsn-Svenningdal er det først i en overgangssone en sterk variasjon mellom gneisstruerte og sterkere skifrige bergarter. I denne overgangssonen er sillimannitt funnet så langt Ø som 1 km SV øv. Hjortskarmo, i skifer 67. I hele resten av området (til Tosbotn i V) har glimmerbergartene overalt en vel utviklet gneisstruktur. Mot N er sillimannitt funnet så langt som N Sirijordsaksla. Til forskjell fra skiferene i NØ er muskovittinnholdet lavt og plagioklasen mer basisk (An > 25).

Graden av gneisstruktur øker ytterligere noe mot de to store vestlige områder: Visten-Velfjord-Åbygda og bunngneisområdet. At metamorfofen øker mot vest tyder også det stigende mikroklininnhold på (forøvrig meget ulikt fordelt). Spesielt i bunngneisområdet er det meget vanlig med noe mikroklin i gneisene. Et annet tegn på økende metamorfose mot V er at mens diopsid er et vanlig mineral i marmor i Visten-Velfjord området (og ved Tosbotn), er det ikke funnet i Vefsn-Svenningdal.

Helt nordvestligst i bunngneisområdet, på Austra, synes imidlertid metamorfofen igjen å være synkende. Nord for Horsfjordbotnet er det store mektigheter av skifre. Tilsvarende forholdene i Vefsn-Svenningdal er det også her, på S-sida av øya, først en overgangssone med sterk veksling mellom skifer- og gneisstruktur. Men sillimannitt i en skifer herfra (382) viser at sillimannittsonen iallfall går så langt nord.

Granat og biotitt.

Det er kjent at sammensetningen i granat og biotitt varierer med metamorfosegraden. Bl. a. Miyashiro (1953) fant at i pelittiske bergarter minker Mn-innholdet med stigende metamorfose, samtidig som Fe-, siden Mg-innholdet øker. Engel og Engel (1960) undersøkte paragneiser i amfibolitt- og granulittfacies fra Adirondack, New York. Både i granat og biotitt stiger her Mg- og Ti-innholdet, mens Mn- og Fe-innholdet synker. Særlig TiO_2/MnO - og MgO/FeO -forholdet i de to mineraler viste seg å være gode indikatorer for metamorfosegraden.

Albee (1965) fant at økningen i Mg/Fe-forholdet er mye mer markert i granat enn i biotitt, og fordelingskoeffisienten $K = \text{Mg}/\text{Fe}_{\text{granat}} / \text{Mg}/\text{Fe}_{\text{biotitt}}$ er et forholdsvis eksakt mål for metamorfosegraden. K er imidlertid avhengig av, foruten mineralselskap, også av Mn-innholdet i bergarten. I samme mineralselskap og metamorfosegrad blir K redusert med ca. 0.007 for hver atom % (Mn/Mn + Mg + Fe)_{granat}. Den fordelingskoeffisient som brukes, er derfor den som fås etter projeksjon mot en 0-verdi av (Mn/Mn + Mg + Fe)_{granat}. Den er for bergarter i granatsonen ca. 0,2, i staurolittsonen ca. 0,215, i disthensonen ca. 0,23 og i sillimannittkalifeltspatsonen 0,3–0,37.

Som Fe i granat er regnet FeO, i biotitt derimot total Fe, da Fe³ regnes å kunne erstatte Fe² og Mg.

7 prøver av koeksisterende granat og biotitt er blitt analysert på TiO₂, FeO, MnO, MgO og CaO. Separasjonen foregikk ved hjelp av tunge vesker og magnetseparatorer. Det er å bemerke at granatene tildels var meget rike på inneslutninger som Fe-oksyd og kvarts, og derfor var vanskelig å få helt rene, selv etter mye håndplukking under binokularlupe.

Tabell 16. Analyse av granater.

Analyses of garnets.

	148	67	52	38	45	534	423
TiO ₂	0,39	0,08	0,14	0,25	1,01	0,64	0,56
FeO	31,96	35,22	31,91	31,34	35,28	32,31	27,91
MnO	4,55	2,30	6,76	1,17	2,48	4,14	6,26
MgO	3,31	3,45	3,32	4,44	3,63	2,64	1,39
CaO	3,12	4,00	0,52	3,71	4,04	1,18	3,77

Tabell 17. Analyse av biotitter.

Analyses of biotites.

	148	67	52	38	45	534	423
TiO ₂	3,64	3,10	2,01	2,03	1,96	2,94	2,86
FeO	18,73	19,75	20,12	19,27	21,54	20,16	19,27
MnO	0,12	0,14	0,16	0,19	0,12	0,26	0,38
MgO	6,46	5,80	8,32	9,97	7,33	7,97	8,18
CaO	1,20	1,10	0,57	0,44	0,14	0,40	1,09

Analytiker P.-R. Graff.

148. Sillimannittbiotittgneis, l. Søbergsvann, Tosen. 67. Sillimannittbiotittskifer, SV øv. Hjortskarmo. 52. Biotittgneis, Eiteråfjell V. 38. Biotittgneis, Eiteråfjell. 45. Glimmerskifer, Eiterholtene. 534. Staurolittglimmerskifer, Hegbørnesfjell Ø Kjella. 423. Glimmerskifer, Husebybakken, Leka.

Av prøvene er 2 fra sillimannittbergarter, de representerer således den høyeste metamorfose i feltet. 1 prøve er av staurolittskifer, den representerer den laveste metamorfose. 3 andre prøver, samtlige fra Vefsn-Svenningdal, mangler indeksmineraller. To av disse prøvene er av biotittgneiser, mens den tredje er av biotittmuskovittskifer.

1 prøve tilhører ikke feltet. Det er en glimmerskifer fra Leka, hvor metamorfosen er forholdsvis lav (granatsonen).

Også Fe₂O₃ ble analysert, men verdiene viste seg å være høyst upålitelige, og er derfor ikke tatt med.

Tabell 18.

	148	67	52	38	45	534	423
MgO/MnO _{granat}	0,73	1,50	0,49	3,80	1,46	0,64	0,22
TiO ₂ MnO _{biotitt}	30,3	22,1	12,6	10,7	16,3	11,3	7,5
MgO/FeO _{granat}	0,104	0,098	0,104	0,142	0,103	0,082	0,050
MgO/FeO _{biotitt}	0,345	0,294	0,413	0,517	0,340	0,395	0,424
$\frac{MgO/FeO_{granat}}{MgO/FeO_{biotitt}}$	0,300	0,334	0,252	0,273	0,302	0,207	0,117
do - for Mn _{granat} = 0	0,375	0,371	0,358	0,293	0,341	0,278	0,237
MgO _{granat} /biotitt	0,51	0,59	0,40	0,45	0,50	0,33	0,17
FeO _{granat} /biotitt	1,71	1,78	1,59	1,63	1,64	1,60	1,45

Analysene viser større avvik for biotittgneisen 38. Denne gneisen har tydeligvis en sammensetning som avviker forholdsvis mye fra de andre prøver. Mineralogisk skiller den seg ut med sin basiske plagioklas (An 45) og sitt meget høye granatinnhold (10 %). Det er derfor lagt mindre vekt på denne prøven.

Samtlige granater er almandiner. Analysene viser en sterk minking i MgO-innholdet i de to lavest metamorfe bergarter fra staurolitt- og granatsonen. Granatonebergarten har mye lavere FeO-innhold enn de andre prøver. MgO/FeO-forholdet synes å være en ganske god indikator for metamorfosegraden. Det er derimot ingen regelmessig stigning i MnO med synkende metamorfose. Riktignok har de to lavest metamorfe bergarter forholdsvis mye MnO, men det samme har også to av gneisene. TiO₂-innholdet viser ingen sammenheng med metamorfosegraden.

Analysene av biotitt viser en ganske regelmessig økning i Mn-innholdet med synkende metamorfose. De to sillimannittgneiser har det høyeste TiO₂-innhold. TiO₂/MnO-forholdet stiger således sterkt ved økende metamorfose. MgO/FeO-forholdet viser en synkende tendens ved økende metamorfose.

I likhet med hva Albee fant, synes fordelingskoeffisienten $K = \text{MgO/FeO}_{\text{granat}} / \text{MgO/FeO}_{\text{biotitt}}$ ($\text{Mn}_{\text{granat}} = 0$) å være en særlig god metamorfoseindikator. Den stiger med økende metamorfose, men den viser høyere verdier enn de Albee fant. Og dersom total Fe i biotitt var blitt brukt istedenfor bare FeO, var den blitt ennå noe høyere.

Miyashiro (1953) påpekte at i granat har Fe⁺² og Mg⁺² 8 - koordinasjon, mens det vanlige, som f. eks. i biotitt, er 6 - koordinasjon. Med stigende temperatur øker stabiliteten av ionenes 8 - koordinasjon i granat. Dette er årsaken til at de anrikes i granat ved stigende metamorfose. I sterkeste grad gjelder dette Mg⁺², som har den minste ione-radius (0,78 Å mot 0,83 Å i Fe⁺²). I tabell 18 er fordelingskoeffisienten $\text{MgO}_{\text{granat/biotitt}}$ og $\text{FeO}_{\text{granat/biotitt}}$ tatt med. Det framgår at ved stigende metamorfose øker fordelingskoeffisienten for MgO mye sterkere enn den for FeO.

SUMMARY

Geological Investigations in Southern Helgeland
and Northern Namdal.

The area investigated is situated in the outer and middle parts of southern Helgeland and northern Namdal, central Norway.

Cambro-Silurian rocks with large intrusive masses cover most of the area. In the south-westernmost part there are also deeper lying rocks. This part is referred to as the basal gneiss region, while the rest of the area is called the Nordland syncline.

Stratigraphic units.

In the basal gneiss region there are 3 distinct stratigraphic units:

1. Basal gneisses of supposed Pre-cambrian age.
2. Lower Cambro-Silurian division: micaceous gneisses.
3. Upper Cambro-Silurian division: lime-silicate gneisses with amphibolites and micaceous gneisses, the greater part of which is dark, rather basic and transitional to hornblende-bearing gneiss. Locally also crystalline limestone.

The micaceous gneisses can be followed directly into the Nordland syncline, where they cover large areas. Associated with them are quartz-feldspathic gneisses, amphibolites and crystalline limestones.

The upper division in the Nordland syncline has apparently a more restricted extension than the lower division. A thorough partition of the two divisions could, however, not be performed. – The same lime-silicate gneisses as in the basal gneiss region occur in the adjacent Foldereid syncline, and in two areas farther to the north. In the districts Kjella-Sørfjord and Velfjord-Storbørja rather low-grade, fine-grained mica schists with numerous lime-silicate bands are characteristic rocks of the upper division. In some places there is a zone with quartz-rich, arkosic gneisses. These gneisses also occur in two areas in the north-eastern part of the Nordland syncline, in Eiterådal and Eiterå-Tverrå. In Eiterådal there is sedimentary Fe-ore. – Crystalline limestones and amphibolites are abundant rocks also in the upper division.

Tectonics.

The three rock units in the basal gneiss region are intensely folded together, and the boundaries between them are concordant. It is thus clear that the basal gneiss has been strongly influenced by the Caledonian orogeny. Steep-limbed, isoclinal folds are most common, but some well-developed synclines and anticlines are present. The greater part of the region has a strike direction ENE to NE. In the northernmost part the fold axes have a northerly plunge. At Tenfjord lime-silicate gneisses are thrust towards the basal gneiss.

The northern and greater part of the Nordland syncline has an approximate synform. Dips are steep, and while the strike is predominantly NE to N large departures from this trend occur near intrusive bodies. Thus, the strike in the district Kongsmoen-Kjella, west of the Bindal massif, is about NW, normal to that in the basal gneiss region. The main part of the Bindal massif has a central position in the Nordland syncline. At its western boundary it has been thrust towards the underlying rocks.

Basal gneiss (-granite).

Rather massive, usually medium-grained gneisses with transitions to gneiss granite and – more seldom – unfoliated granite. They are partly acid rocks of granitic – granodioritic composition, partly somewhat more basic hornblende gneisses. The gneisses may be quite homogeneous over larger areas, though in other places they are strongly heterogeneous with a zonal alternation of the different types, which often have diffuse boundaries with each other. The textures are metamorphic, with relatively few crystal faces in plagioclase, and the zoning in this mineral is diffuse and often inverse. The acid gneisses frequently have a more or less pronounced augen-texture. Most of these augens are lenticular and consist of mineral aggregates, though a minor proportion are larger microcline crystals. – It is likely that a strong granitization has taken place in these basal rocks.

A few small, basic intrusives occur in the basal gneiss. The largest one, situated at Rødsbotn, is composite, ranging in composition from diorite, olivine gabbro to ultrabasic rocks with anthophyllite, hornblende and olivine.

*Cambro-Silurian rocks.**Gneisses and mica schists of the lower division.*

Most of the rocks of the lower division are extensively invaded by granitic material. The most typical migmatites occur near granites. In addition to sharply bounded granitic bodies there are numerous small, rather coarse, often diffusely bounded veins, formed by a concentration of quartzo-feldspathic material from the surrounding rock. Quartz veins are also common, but in most of the rocks they are subordinate to the quartzo-feldspathic veins.

a. Micaceous gneisses and mica schists.

These originally pelites are strongly schistose rocks with numerous small folds and crumples. They can be classified into 3 groups:

- | | | |
|----------------------------|---|---------------------------------|
| 1. Gneisses. | } | Most quartzo-feldspathic veins. |
| 2. (Gneiss-) mica schists. | | |
| 3. Mica schists. | | Most quartz veins. |

The gneisses are most widespread. They have abundant plagioclase, An 25–30 or more, and biotite is the predominant mica. The mica schists have less plagioclase and usually more muscovite than the gneisses, and the plagioclase is generally more acidic, An 10–25. The mica schists of group 2 have their greatest extension in the north-eastern parts of Vefsn–Svenningdal and on Austra, the north-westernmost part of the basal gneiss region. In a transitional zone there are alternating bands of gneiss and schist. Mica schists of group 3 occur in the eastern parts of Indre Namdal and at the bottom of Indre Follafjord.

The rocks are often garnet-bearing. Sillimanite is a fairly common mineral in the gneisses, more infrequent in schists 2, and absent in schists 3. Kyanite is scarce and only found in the Foldereid syncline. Microcline is uncommon in the eastern districts, but increases in amount towards the west, and is most abundant in the basal gneiss region.

b. Quartz-dioritic – granitic gneisses.

These gneisses, too, are considered to be of sedimentary origin. They are fine-grained rocks with a distinct planar schistosity, and they are associated with micaceous gneisses, into which they gradually pass with

increasing content of mica. Often the two gneiss types occur in alternating bands. Amphibolite horizons are very common, most prominent in the district Åbygda-Tosenfjord («banded gneiss»).

Gneisses and mica schists of the upper division.

a. *Calcareous mica schists* of great thickness occur in the eastern part of the Foldereid syncline. The principal minerals are quartz, andesine, biotite, hornblende and calcite. The schists would appear to have been formed from marly sediments.

b. *Lime-silicate gneisses.* With increasing metamorphism towards the west the calcareous mica schists pass into lime-silicate gneisses. Accordingly, the lime-silicate gneisses are also thought to have originated as marly sediments. These gneisses may be divided into biotite-hornblende gneisses, biotite-pyroxene gneisses and (biotite)-hornblende-pyroxene gneisses. The gneisses have a pronounced banded structure. Besides the different lime-silicate gneisses there are amphibolitic and micaceous bands. The banding is often very fine and sharply defined, and is thought to represent primary sedimentary layers (fig. 5).

c. *Mica schists.* The mica schists in the western districts Kjella-Sørfjord and Velfjord-Storbørja are very heterogeneous rocks. They are of two different types: 1. Very fine-grained, thin-bedded biotite schists with a rather high content of plagioclase. 2. Somewhat coarser twomica schists, often rich in garnet \pm staurolite. The fine-grained biotite schists have numerous pyroxene- and amphibolitic bands, and crystalline limestone is frequently interbedded. Microcline-rich bands also occur. As in the lime-silicate gneisses the banding is often very distinct. Quartz veins are notably abundant in the coarser muscovite-biotite schists.

East of Gåsvann, Svenningdal, there are coarser mica schists associated with lime silicate gneisses.

Probably belonging to the upper division are finely schistose staurolite-biotite-schists in Bjørnådal, Vefsn.

d. *Quartz-rich gneisses.* As with the other Caledonian quartzofeldspathic gneisses they are fine-grained, schistose rocks with a microcline content varying from zero to high. The quartz content is 40–50%. The gneisses are considered to be derived from arkosic sediments.

Amphibolites and hornblende schists.

a. Rather massive amphibolites of eruptive origin occur in the basal gneiss region and in adjacent parts of the Nordland syncline. The plagioclase is very basic, An 80–90. Diopsidic pyroxene is often present.

b. Most of the amphibolites are fine-grained with a moderately developed schistosity. They are associated with sedimentary rocks: crystalline limestone, mica schists and gneisses. Usually 90–98 % of the rocks consists of hornblende and plagioklas, while in the basal gneiss region a minor proportion are rich in diopsidic pyroxene.

c. Between Velfjord and Åbygda there are strongly schistose hornblende-rocks, the larger part of which are of amphibolitic composition. In addition, there are quartz-, pyroxene-, biotite- and calcite-rich schists.

d. Sedimentary Fe-ore-bearing quartz-epidote-hornblende schists occur in 3 zones in Eiterådal.

e. Plagioclase-chlorite-hornblende schists, partly developed as garnenschists, occur in Bjørnådal. A rather high content of Ni indicates an eruptive (volcanic) origin.

Crystalline limestones.

The limestones are chiefly calcite marbles; dolomite marbles are rare. Thicknesses up to 1000 m are measureable in Vefsn and Velfjord-Tosen.

On the basis of grain-size and structure the limestones may be divided into 3 groups:

1. Medium-grained, rather massive to schistose limestone is the most wide-spread type.

2. Rather coarse and massive limestone. A greater part of the limestones in Velfjord-Tosen belong to this group.

3. Fine-grained, schistose limestones have their greatest extension at Sørfjord. They belong to the upper division. Minor amounts occur at the bottom of Indre Foldafjord.

Fine-grained, contact-metamorphic limestone occurs near basic intrusives in Velfjord.

The limestones are mostly impure. In addition to silicates they often contain abundant organic material, in the form of fugitives, fine dust or

graphite. Near the contact of the Velfjord intrusives the organic material has disappeared and the limestones, here quite pure, have been quarried in several places.

Granitic rocks etc.

The Bindal massif is one of the largest granites in the Norwegian Caledonides. Its main trend is about N-S, parallel to the surrounding sediments. The rocks are predominantly massive or weakly foliated, though locally, especially near their western boundary, they may be strongly foliated. In addition to the granitic rocks there are numerous bodies of more basic rocks, some of them of larger dimensions. The rocks are divided into 5 groups: 1. Even-grained granites. 2. Porphyritic granites. 3. Quartz diorites. 4. Syenite and monzonite. 5. Diorite. The porphyritic granites are generally more basic than the even-grained granites. The quartz diorites, occurring in the district Åbygda-Tosen, vary from light trondhjemites to darker rocks.

Two large bodies of darker rocks, a syenite in Ringvasdal and a porphyritic granite in Namdal, plus numerous small, dioritic inclusions, are situated in the middle of even-grained granite. The other larger bodies of darker rocks have a peripheral position in the massif. The most acidic rocks are the youngest. Even-grained granite penetrates porphyritic granite as well as the other darker rocks, while the trondhjemite penetrates the darker quartz diorite.

Between granite and schistose rocks there are, on the large scale, transitional, migmatitic boundaries. But the contacts between granitic and schistose material are sharp, with the granite often penetrating the schistose rocks in all directions. The numerous schistose inclusions appear to have retained their original orientation.

Plagioclase (acid oligoclase) is a more abundant mineral in the granites than microcline, and the rocks thus have a granodioritic composition. The syenites are the only rocks which contain more microcline than plagioclase. With an increasing basic character of the rocks hornblende becomes an important dark mineral besides biotite.

The Bindal granite has a pronounced magmatic texture. Plagioclase is commonly subhedral, has sharp zoning with a basic core and Carlsbad twins are very frequent. The porphyritic grains are prismatic microcline crystals, often Carlsbad twins.

On the basis of these textures, the sharp contacts with schistose rocks and the normal differentiation sequence, it is concluded that the Bindal granite is of magmatic origin.

Gneiss-granites in Vefsn-Svenningdal. These comprise several elongate, concordant, mostly strongly foliated granites, the largest being the *Reinfjell-Svenningdal granite*. This is a muscovite-rich granite, otherwise the mineral composition is similar to that of the Bindal granite, with more plagioclase than microcline. This granite is also considered to be magmatic. As with the Bindal granite it has darker, quartz-dioritic inclusions, penetrated by the granite, and the textures are magmatic. Though the great majority of the schistose inclusions have retained their original orientation, exceptions to this rule occur (fig. 8).

In Øvre Svenningdal thin, rather fine-grained gneiss-granites with a granoblastic texture are partly transitional into gneisses. It is therefore probable that they have developed by granitization processes.

Diorites, monzonites etc.

The Velfjord massifs. These are represented by 3 oval to circular bodies of strongly differentiated, mainly intermediate to basic rocks. Apart from some local zones they have a massive structure, and the textures is hypidiomorphic-granular to porphyritic. The rocks are grouped thus: 1. Hornblende gabbro-meladiorite (monzonite). 2. Hypersthene monzonite. 3. Diorite with transition to monzonite. 4. Quartz-monzonite. 5. Acid rocks.

Group 1 comprises the most basic rocks, which occur at the margins of the massifs, and are thought to be the oldest rocks. They are rather fine-grained and have a high content of femic minerals, hornblende + biotite, usually > 50 per cent.

Groups 2 and 3 cover about 80 per cent of the area of the massifs, each of them in about equal amounts. The hypersthene monzonites is rather coarse, often porphyritic, and have a very dark feldspar. The SiO_2 content is 47–56 per cent, and the mineral association is andesine-antiperthite + orthoclase(meso)perthite + biotite + augite + hypersthene. The rocks of group 3 have a lighter feldspar and are usually medium-grained. Though SiO_2 range is similar to that of the hypersthene

monzonites, they were formed at a lower temperature. Hornblende replaces the pyroxenes, andesine is generally not antiperthitic and most of the K-feldspar is microcline.

A quartz monzonite south of Dyrnesvågen occupies an intermediate position between these rocks and the most acid rocks.

The acid rocks, which form small bodies at the fringes of the massifs or dykes within the basic rocks, are of quartzdioritic or granodioritic composition.

The earlier assumption, held by J. H. L. Vogt (1897), that the Velfjord intrusives are post-tectonic, is probably incorrect. It appears that dykes belonging to the Bindal granite penetrate the Velfjord intrusives, and the intrusives do not cut through the structures of the surrounding meta-sediments.

The Børja-Tosen diorite. As distinct from the Velfjord intrusives this diorite is elongated in the strike direction. The main rock-type is a medium-grained and lighter diorite with a distinct foliation. In some places this diorite is penetrated by a fine-grained, darker diorite. Both diorites are quartz-bearing, with hornblende and biotite as the dark minerals. The lighter diorite has, however, a more basic plagioclase (An 30) than the darker one (An 20).

Ultrabasic rocks.

These rocks are divided into peridotites and hornblendites.

Peridotites. Most of them are dunites. They occur in both Cambro-Silurian divisions, usually as small, lenticular to circular bodies, although one larger body is situated east of Heggefjord, Velfjord. The olivine is always more or less altered to secondary minerals: serpentine, talc, chlorite, magnesite.

A saxonite (enstatite peridotite) occurs in mica schist on Hundålvassfjell, Vefsn.

Hornblendites occur only rarely. The largest body is situated east of Tosbotn, together with dunite. These hornblendites are partly rich in garnet, partly they are plagioclase-bearing, thus grading into amphibolite.

Within the Bindal granite small bodies of biotite hornblendite occur locally.

Mylonites.

Typical mylonites occur in the thrust zones in the basal gneiss region and at the western boundary of the Bindal granite. They vary from augen schists with abundant porphyroclasts, to thinly laminated ultramylonites. In some cases it can be shown that the mineral content is just the same as in the originally non-clastic rocks. Extensive recrystallization has taken place, partly also affecting the porphyroclasts (Fig. 15).

The Metamorphism.

Both in micaceous- and lime-silicate rocks the plagioclase is more basic than albite ($An > 10$). Muscovite is stable in the sillimanite-bearing rocks. Accordingly, the three lowest subfacies of almandine-amphibolite facies are represented (Turner & Verhoogen 1960).

Districts with rather low metamorphism are those in which the pelites are finely schistose mica schists with more quartz veins than quartzofeldspathic veins: 1. Bjørnådal. 2. Upper division rocks in Børja-Velfjord and Sørfjord-Kjella. 3. Easternmost parts of Indre Namdal. 4. Innermost parts of Foldafjord. All these districts are considered to belong to the staurolite zone, though the mineral only occurs in the districts 1 and 2. Certain basic schists, such as chlorite-hornblende schists, calcite-hornblende schists and calcite-hornblende-biotite schists are characteristic for this metamorphic zone.

The remaining parts of the area are thought to belong to the kyanite and sillimanite zones. In these zones there are abundant quartzofeldspathic veins in the micaceous rocks. In the Foldereid syncline kyanite becomes a stable mineral towards the west and north, and the calcareous schists are transformed into gneisses.

On a large scale the metamorphism increases from NE to SW. In the muscovite-rich schists in the north-easternmost parts of Vefsn-Svenningdal sillimanite has not been observed, and tremolite may be associated with quartz in the limestones. Towards the west the gneissic structure in the micaceous rocks becomes more pronounced and the microcline content increases, reaching a maximum in the basal gneiss region. – On the island of Austrå, in the north-westernmost part of the basal gneiss region, the metamorphism is again decreasing.

Garnet and biotite. 7 samples of coexisting garnet and biotite have been analysed on TiO_2 , FeO, MnO, MgO and CaO (tables 16 and 17).

One of the samples is from Leka, which is situated outside the area, and where the metamorphism is rather low (garnet zone). MgO/FeO in garnet and TiO_2/MnO in biotite increases fairly regularly with increasing metamorphism. The most precise indication of the metamorphism seems to be the distribution coefficient $K = MgO/FeO_{garnet}/MgO/FeO_{biotite}$. Albee (1965) found that this quantity is reduced by about 0,007 per atom per cent $(Mn/Mn + Mg + Fe)_{garnet}$. K is therefore projected towards a 0-value for Mn_{garnet} . For 2 sillimanite rocks the resulting distribution coefficient, K' , is 0,37–0,375, for a staurolite schist 0,278 and for the garnet zone schist from Leka 0,237. The remaining 3 samples, 2 biotite gneisses and 1 muscovite-biotite schist have K' -values intermediate between those of the sillimanite rocks and the staurolite schist (table 18).

LITTERATURLISTE

- Albee, A.*, 1965. Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages. *Journ. Geol.* 73.
- Barth, T.*, 1959. Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *Journ. Geol.* 67.
- Barth, T.*, 1962. *Theoretical Petrology*. New York.
- Birkeland, T.*, 1958. Geological and petrological investigations in northern Trøndelag. N.G.T. 38.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussmann, J.*, 1962. *Rock-forming minerals*. London.
- Edelman, N.*, 1949. Microcline porphyroblasts with myrmekite rims. *Bull. Comm. Geol. Finl.* 144.
- Engel, A. E. J. and Engel, C. G.*, 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountain, New York. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71.
- Foslie, S.*, 1945. Hastingsites and Amphiboles from the Epidote-Amphibolite Fazies. N.G.T. 25.
- Foslie, S. and Strand, T.*, 1956. Namsvatnet med en del av Frøiningsfjell. N.G.U. 196.
- Gustavson, M. og Grønhaug, A.*, 1960: En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. N.G.U. 211.
- Hayama, Y.*, 1959: Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphism. *Journ. Geol. Soc. Japan*, 65.
- Heier, K.* 1962. The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. N.G.T. 42.
- Holtedahl, O.*, 1953. Norges geologi, Bind I, N.G.U. 164.
- Kretz, R.*, 1959. Chemical Study of Garnet, Biotite and Hornblende from Gneisses of Southwestern Quebec, with Emphasis on Distribution of Elements in Co-existing Minerals. *Journ. Geol.* 67.
- Lien, H.*, 1956. En geologisk og petrografisk beskrivelse av de vestlige traktene på kartblad Hattfjelldal. Hovedfagsoppgave ved Universitetet i Oslo.
- Miyashiro, A.*, 1953. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 4.
- Nissen, A.*, 1965. En petrografisk-mineralogisk undersøkelse i området syd for Maja-vatn, spesielt granaters sammensetning under regional metamorfose. N.G.U. 234.
- Oxaal, J.*, 1911. Fra Indre Helgeland. N.G.U. 59.
- Ramberg, H.*, 1953. *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks*. Chicago.
- Rekstad, J.*, 1901. Geologisk kartskisse over traktene omkring Velfjorden med beskrivelse. N.G.U. 34.
- 1910. Beskrivelse til det geologiske kart over Bindalen og Leka. N.G.U. 53.
- 1917. Vega. Beskrivelse til det geologiske generalkart. N.G.U. 80.
- 1924. Hattfjelldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. N.G.U. 124.
- Sen, S.* 1959. Potassium Content of Natural Plagioclases and the Origin of Antiperthites. *Journ. Geol.* 67.

- Strand, T.*, 1960. The Pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation. Geology of Norway. N.G.U. 208.
- Turner, F. J. and Verhoogen, J.*, 1960. Igneous and Metamorphic Petrology. New York.
- Vogt, J. H. L.*, 1897. Norsk marmor. N.G.U. 22.
- Walker, K. R., Joplin, G. A., Lovering, J. F. and Green, R.*, 1960. Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of north-western Queensland. Jour. Geol. Soc. Australia 6.
- Wahlstrom, E.*, 1958. Igneous Minerals and Rocks. New York.
- Winchell, A. N. and Winchell, H.*, 1961. Elements of Optical Mineralogy, Part II. Descriptions of Minerals. New York.
- Winkler, H.*, 1965. Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin.