

Metamorfe og eruptive bergarter på Hitra.

Av

SIGBJØRN KOLLUNG

Forord.

Feltet ble foreslått av professor H. Ramberg, og feltarbeidet utført for Norges geologiske undersøkelse somrene 1958 og 1959. Etter avtale med direktørene S. Føyn og H. Bjørlykke fikk jeg benytte det innsamlede materiale til hovedoppgave ved Institutt for geologi, Blindern. Jeg takker Føyn og Bjørlykke for dette. Videre takker jeg professor T. Strand og andre som hjalp meg under arbeidet.

Det foreliggende arbeid er en noe omarbeidet form av hovedoppgaven.

Innholdsfortegnelse.

	Side
I. Innledning	162
II. Tektonikk	163
III. Petrografi	165
1. Gneiser	166
2. Glimmerskifre	178
3. Grønnskifre	179
4. Amfibolitter	180
5. Marmor	184
6. Granodioritter og trondhjemitter	188
7. Dioritter	198
8. Diorittporfyritter	205
9. Ultrabasitt	206
10. Kataklastiske bergarter	207
11. Malmer	207
IV. Metamorfoser	209
V. Aldersforhold	211
VI. Summary	212
Litteraturliste	222

I. Innledning.

Feltet omfatter den nordligste og største – ca. $\frac{2}{3}$ – av Hitra med omliggende øyer. Det dekker hele Hitra og Fillan kommuner, samt den del av Kvenvær kommune som ligger på Fast-Hitra og nord for $63^{\circ} 30'$ nordlig bredde.

Hitra er ei forholdsvis lav og flat øy, særlig i de ytre strøk – i vest og nord. Her er landskapet meget nakent, snauberg dekker det aller meste av arealet. I de indre deler er landskapet atskillig frodigere med en del skog, dessuten er det her større myrstrekninger. Men da det også her er lite av større sammenhengende overdekte områder, har jeg kartlagt alt som fast fjell.

Det lave landet i de ytre strøk må regnes til strandflata. Over strandflata rager det opp noe høyere fjell. I nord, hvor skifrige bergarter dominerer, i form av langstrakte rygger, opp til over 150 m o.h. Bergartene og den tektoniske oppbygningen har bestemt utformingen. Fjellryggene ligger i strøkretningen (ca. Ø–V) og bygges opp av diorittiske bergarter.

I eruptivområdet sydfør har fjella en mindre utpreget lengderetning. Mellom fjella, som her når opp i over 300 m o.h., skjærer det seg inn daler, fortrinnsvis i to retninger som står omtrent loddrett på hverandre, NV–SØ og NØ–SV.

Tidligere er mer spredte geologiske undersøkelser gjort på Hitra. De tidligste av B. M. Keilhau, M. Hauan og Th. Kjerulf. J. H. L. Vogt har spesielt undersøkt malmforekomstene. Omkring 1900 ble det foretatt undersøkelser av P. Schei. Disse ble fortsatt av J. Schetelig, som utga «Hitteren og Smølen», N.G.T. 2, 1913. Fra samme tid stammer et arbeid av H. Reusch: «Nogen bidrag til Hitterens og Smølen geologi», N.G.U. 69, 1914.

Det fins på Hitra 3 bergartskomplekser:

1. Sandstein og konglomerat av downtonsk alder på sydsida.
2. Eruptiver, vesentlig dioritter, trondhjemitter og granodioritter.
3. Nordligst på øya metamorfe og metasomatiske bergarter: gneiser, krystallinske skifre, trondhjemitter og granodioritter.

Av disse ligger 1 utenom mitt felt, og bare 2 og 3 blir behandlet her. Schetelig holdt dioritten for å være yngre enn konglomeratet, som han mente var av mellomsilurisk alder. Reusch gjorde det klart at konglomeratet er yngst, og bestemte dette til å være av downtonsk alder. Til tross for sin uriktige oppfatning av aldersforholdet mellom dioritt og

konglomerat kom Schetelig til riktig slutning med hensyn til diorittens og samtidig de sure bergarters alder, nemlig at de er kaledonske. Han mente å kunne påvise en sammenhengende erupsjonsprovins, varierende i sammensetning fra ultrabasiske bergarter til granitt.

Med hensyn til de metamorfe bergarter i nord mente Schetelig at også disse var kaledonske bergarter: «pressede eruptiver med sedimentera». Dette var i strid med den tidligere oppfatning, som bl. a. Reusch gjorde seg til talsmann for, at dette er grunnfjell. Jeg har ikke funnet noe tegn på at det fins grunnfjell på Hitra. Det er sannsynlig at vi her, i likhet med i Vestranden, har med sterkt omvandlede kambrosiluriske bergarter å gjøre, i første rekke sedimenter og andre suprakrustaler. Ved siden av regionalmetamorfose har det gått for seg en vidtgående granittisering, slik at det er blitt dannet trondhemittiske og granodiorittiske bergarter. Dessuten er diorittiske intrusivbergarter også her i nord meget utbredt.

De topografiske kart over området er delvis temmelig unøyaktige, noe som har gått ut over nøyaktigheten ved inntegning av geologiske grenser.

II. Tektonikk.

Tektonisk sett er det ganske ensartede forhold på Hitra. Det er folde-tektonikk, hvor strøkretningen kan være temmelig konstant over større områder. Denne ligger stort sett mellom V og SV, overveiende VSV. Lagstillingen er overalt steil, 60–70° er mest alminnelig. Karakteristisk er det at også fallretningen er konstant over størstedelen av feltet, nemlig nordlig. Småfoldninger, som opptrer hyppig i feltet, danner avvik fra dette. Der hvor fallet er henimot loddrett er det vanlig med skiftende nordlig og sydlig fall.

I et område som har ligget så sentralt i geosynklinalen som dette kan en selvfølgelig regne med store sedimentmektigheter. Og en sammenhengende lagpakke på 7–8000 m, som det her ville bli tale om, er ikke usannsynlig. Men en må kanskje regne det som mest sannsynlig at det innen den nordligste del av feltet, hvor opprinnelige leirsedimenter dekker store områder, foreligger isoklinale folder, hvor toppene siden er erodert bort. Dette er vanskelig å avgjøre.

På Ansneshalvøya, i den østlige del av feltet, er det antiklinalstruktur. Strøkretningen går her noenlunde parallellt sjøkanten. Kjernen i antiklinalen befinner seg vest for fjellet Tistillen. Her kan en se hvordan dioritten med underliggende øyegneis og amfibolitt bøyer om. Også på

Ulvøya er strøkretningen avvikende fra det normale, idet den over østlige og største del av øya er NV-lig, men bøyer mot V i den vestlige del.

Foldningsaksen har et noe buet forløp, men vestlig fall er det mest alminnelige. Amfibolittene har ofte en utpreget linjestruktur med hornblendekrystallene orientert parallellt foldningsaksen.

Et karakteristisk trekk i tektonikken er at de ulike bergarter nesten alltid er konforme eller tilnærmet konforme. Dette gjelder både de skifrige bergarter innbyrdes og de massive bergarter i forhold til de skifrige. Diorittene, trondhjemitene og granodiorittene ordner seg således i langstrakte drag i strøkretningen. Et unntak fra denne konformitet fins nordligst på Helgebostadøy, hvor en presset granodioritt har NV-lig strøk, mens den omliggende dioritt har det vanlige VSV-lige.

I enkelte soner har bergartene en kataklastisk struktur. Mest utpreget er denne enkelte steder innen de sydligste skifrige bergarter (sone 6, se under). I øst på Fjellværøy og ved Stenklov nord for Fillan, i vest ved Hestnes. Foruten en sterk oppsprekning har det her delvis funnet sted en sterkere oppknusning av mineralkornene, slik at det er dannet typiske mylonitter. Ved Hestnes, hvor mylonittsonen ligger like under en dioritt, har disse bergarter delvis breksjestructur. Bredden av disse mylonittsoner kan overstige 100 m.

Andre steder er oppknusningen av mineralene mindre utpreget, mens oppsprekningen er meget sterk. Dette er bl. a. tilfelle flere steder innen det store, sydlige diorittmassiv, i sone 6 i området nord for Stolvann, og i flere grønnskifersoner innen den nordlige migmatitt.

Deformasjonen i disse soner er en følge av sterke stresskrefter som har funnet sted til forholdsvis sein tid, ved lavere temperatur. Det har gått for seg en omfattende hydrotermal virksomhet med derav følgende retrograd metamorfose (omtales nærmere under «kataklastiske bergarter»). Skyvninger må antas å ha funnet sted. Dioritten ved Hestnes ser således ut til å være skjivet mot de underliggende bergarter. Men noen større overskyvninger har jeg ikke kunnet påvise. Lagstillingen er da også i disse soner overalt steil.

Forkastninger av små dimensjoner kan en ofte se i feltet, særlig utbredt er de i mylonittsonene. Forkastninger av større dimensjoner er lite utbredt, men noen er tilstede. Således på Fjellværøy, hvor det er trappe-trinnsforkastninger. Forkastningslinjene står loddrett på strøket. Ved å forfølge en øyegneis, som ligger like under dioritten her, slutter denne brått, og fins igjen flere hundre meter til side. Den største relative forkastning er på over 300 m. De blokker hvor lagene ligger sydligst, har falt

ned i forhold til blokkene på andre sida av forkastningslinjene. Langs Filfjorden mellom Fjellværøy og Hitra ser det også ut til å ha funnet sted en større forkastning, idet bergartene på Fjellværøy er forskjøvet mot syd i forhold til tilsvarende bergarter på Hitra. – Også ved Sandvann nord for Strøm er det en forkastning. En presset granodioritt er her forskjøvet ca. 100 m. – Også disse forkastningene har foregått til relativt sein tid, etter at øyegneisen er dannet, som en kan regne med har foregått etter hoveddeformasjonen.

De dalene i eruptivfeltet som ble nevnt i forrige kapitel, og som har retningen NV og NØ, er anlagt etter sprekkeretninger. Disse står altså tilnærmet loddrett på hverandre. Lenger nord er sydsida av Hestnesfjell (dioritt) sterkt oppspaltet etter NØ-retningen.

III. Petrografi.

Det er på Hitra en rik variasjon i bergarter. Innen det metamorfe området dreier det seg nordligst om utpregede migmatitter, mens en båndet struktur er det vanlige lenger syd. Og skarpe grenser er det ofte umulig å trekke. Innen de eruptive bergartene er det særlig i diorittmassivene en sterk variasjon av ulike typer. I sammensetning varierer eruptivene fra ultrabasiske til granodiorittiske. Men av disse er ultrabasiske og gabbroide bergarter sjeldne. Dioritt, kvartsdioritt, trondhemitt og granodioritt overveier.

Syd for ei linje Strømsfjorden–Fillan er det overveiende eruptive bergarter, skifrige bergarter er det her bare over mindre områder. Størsteparten av de eruptive bergartene har her retningsløs struktur, parallellstruktur er mindre utbredt.

Nord for denne linja er det mest av metamorfe og metasomatiske bergarter. Men også her er det større områder med intrusive bergarter, i første rekke som diorittmasser. Men dioritten her er mer omvandlet og har tydeligere parallellstruktur enn lenger syd. Med hensyn til de granodiorittiske og trondhemittiske bergarter som også i dette nordlige område forekommer rikelig, har en større del av disse metasomatisk opprinnelse. Bare en mindre del kan sies å ha sikker magmatisk opprinnelse, mens en større del er av mer usikker opprinnelse.

Granodioritten er for størstedelen mer eller mindre presset, mens trondhemitten overveiende har en retningsløs struktur.

Fra nord til syd kan en i området vest for Barmfjorden skille ut følgende 9 hovedsoner:

1. Ytterste øyer: Granodioritt.
2. Dolmøy: Migmatitter med glimmergneis, amfibolitt, marmor og presset granodioritt.
3. Nordligste del av (Fast-) Hitra: Migmatitter med samme slags skifrig komponenter som på Dolmøy, men med upresset trondhemitt som massiv komponent.
4. Dioritt.
5. Amfibolitt og hornblendegneis.
6. Finkornige gneiser, amfibolitt og rød, presset granodioritt.
7. Dioritt.
8. Trondhemitt og granodioritt.
9. Dioritt i det store sydlige massiv. I vest trondhemitt og granodioritt.

Øst for Barmfjorden er forholdene mer uregelmessige. Men på Fjellværøy fins sonene 3 til 8 med unntakelse av sone 7 i samme rekkefølge som i vest.

1. Gneiser.

Gneiser av forskjellige typer er av de vanligste bergarter innen det nordlige, metamorfe området. Hovedsakelig er det glimmergneis, hornblendegneis, øyegneis og finkornige gneiser av varierende sammensetning, fra meget kvartsrike gneiser til kalksilikatgneiser.

a. Glimmergneis.

I den nordlige del av Hitra, nordligste del av Fjellværøy og på Dolmøy dekket store arealer av en *migmatitt* (sone 2 og 3). Bergarten er meget heterogen. Den har to hovedkomponenter: en skifrig glimmergneis, og en massiv komponent, som på Fast-Hitra og Fjellværøy er en temmelig ensartet, kvit til lyst grå trondhemitt med retningsløs struktur, på Dolmøy varierende grå til rødlige granodioritter, som oftest mer eller mindre parallelstruerte.

De to hovedkomponenter gneis og trondhemitt, henholdsvis granodioritt, opptrer i sterkt vekslende mengder. Trondhemitten er mest sammenhengende i de østlige deler, mens gneisen overveier i de vestlige deler. Her er det alminnelig at trondhemitten opptrer som årer og ganger parallelt skifrigheten. Ofte er det en meget intim sammenblanding, hvor det også i håndstykke er typisk med glimmerrike slirer omkring trondhemittisk materiale («injeksjonsgneis», fig. 1). Dessuten opptrer trond-



Fig. 1. Migmatitt. Trondhemittårer i glimmergneis. Aune, Barntjorden.

Migmatite. Trondhemite veins in mica gneiss.

hemitten ofte som større eller mindre gjennomskjærende masser. Anriking av trondhemitt over større områder er det også her i vest flere steder, f. eks. omkring Grovavann.

På Dolmøy opptrer granodioritten på samme måte som trondhemitten. Her er det mest gneis (og glimmerskifer) i øst og nord.

Gneisen har delvis øyestruktur. Øyegneisen har form fra tynne lag til større sammenhengende masser, som fins på Rekstexen med fortsettelse på småøyene vestfor. Den omtales nærmere i et seinere avsnitt.

Migmatitten inneholder over hele området bånd, slirer og inneslutninger av amfibolitt. Tynne lag av marmor er også meget utbredt. Amfibolitt og marmor er sterkt knyttet til hverandre, og kan utgjøre hovedbergartene i opptil flere hundre meter brede bånd.

Migmatitten er meget rik på *pegmatitt*. Ofte i form av tettsittende årer parallellt skifriheten, og er da forholdsvis finkornig, ofte vakkert småfoldet (fig. 2). Eller som større ganger, disse følger delvis skifriheten, delvis skjærer de denne. Mange pegmatitter har form av helt uregelmessige masser, og ofte ligger de helt isolert i sidebergarten. Noen steder



Fig. 2. Pegmatittårer i glimmergneis med amfibolittboudinager. Hopsjøen.

Pegmatite veins in mica gneiss with boudins of amphibolite.

kan en se aplitt ytterst og pegmatitt innerst. Foruten hovedmineralene mikroklin, plagioklas og kvarts fører pegmatitten både muskovitt og biotitt, muskovitten er ofte anrikt i pegmatitt i forhold til sidebergart, hvor det er mer biotitt. Dessuten er kloritt et vanlig pegmatittmineral, og hornblende dersom pegmatitten ligger i amfibolitt. – Rikdom på pegmatitt i de metamorfe bergarter i forhold til eruptivene er et iøynefallende trekk på Hitra. Og pegmatitten i disse bergartene må tolkes som dannet ved granittisering, i likhet med trondhjemitten og granodioritten omkring. Den isolerte form som mange av pegmatittene har, og anrikningen i amfibolitt skulle også tyde på dette.

Yngre dannelser i migmatitten er enkelte *kvartsganger*. Samtlige ligger parallellt strøket. Den ene av disse går nord for Stolvann og Andevann, og fins igjen nord for Barmanvanna. En annen ligger like syd for st. Eidsvåg. Den er ca. 50 m bred, og er sterkt oppsprukket, særlig loddrett på gangens lengderetning. En tredje fins på Fjellværøy. En kan se den helt vestligst på øya, ved Brøttingsvåg, og helt østligst, ved Kvitsand. Begge steder har det vært drift, men den var lite lønnsom, da kvartsen

her som de andre stedene er temmelig uren. Glimmermineraller er de viktigste forurensningsmineraller. Ved Kvitsand ligger gangen innen dioritt, men der er glimmerskifer umiddelbart ved kvartsen. Gangens bredde er her ca. 50 m, ved Brøttingsvåg er den adskillig smalere.

Glimmergneisen selv er en sterkt skifrig bergart. De tallrike glimmer-sirer gir den et karakteristisk utseende i feltet. Vanligvis har den uregelmessige, buklete skifrihetsplan. Den er varierende utviklet. Vanligvis er både biotitt og muskovitt tilstede i større mengder, men forholdet mellom de to glimmermineraller varierer sterkt, delvis mangler det ene helt eller opptrer i små mengder. De muskovittrike typer fører også meget kloritt og danner overgang til glimmerskifre. De kan til og med ha et fyllittisk utseende, som i de gode vegskjæringene på hovedvegen nær Dolmsundet. Men også i disse typer er feltspatinnholdet stort. Disse typer representerer en lavere metamorfose enn de biotittrike typer. De sistnevnte er i den vestlige del av området delvis sillimannitførende. Granatinnholdet kan være meget høyt, også i de muskovittrike typer.

Gneisen har sterkt vekslende kornstørrelse. Forholdsvis grov plagioklas og kvarts mellom finkornige, glimmerrike drag. Lepidoblastisk til granoblastisk tekstur.

Tabellen nedenfor viser mineralinnholdet, uttrykt i vol. % funnet etter punkttelling i slip, av enkelte prøver. De fire første fra vest til øst på Fast-Hitra, nr. 5 fra Dolmøy. Nr. 4 har et fyllittisk utseende.

	1. Småge-sjøen	2. Grova-vann	3. S Sommer-vold	4. Vågen	5. Berget, Dolmøy
Kvarts	37	29	23	33	26
Plagioklas	36	37	28	34	49
Biotitt	14	23	13	—	23
Muskovitt	5	6	17	27	+
Kloritt	—	—	8	5	—
Sillimannitt	5	1	—	—	—
Granat	1	2	8	1	1
Andre mineraler	2	2	3	+	1

Kvarts. Sterkt undulerende.

Plagioklas. An-innholdet ligger i de ovennevnte prøver mellom 25 og 30 %, minst i de muskovitt-klorittrike varieteter. En prøve syd for Annes (granat-biotittgneis) viste An 38. Noe sericittisert, delvis er noe kalkspat utskilt.

Biotitt. Meget høyt Fe- og Ti-innhold med sterk pleokroisme og høy lysbrytning. z: sterk rødligbrun, x: lyst gullig. $n_z = 1.657-1.660$. Dette tilsvarer en lepidomelan med Fe:Mg ca. 3:1. Karakteristisk er det at den er meget rik på små zirkoninneslutninger med pleokroitisk halo omkring. Også rik på ertsinneslutninger.

Muskovitt. Ofte dårligere orientert enn biotitt, idet en del korn står skrått i forhold til den vanlige orientering. Kan være delvis oppspist av kvarts.

Kloritt. Lys grønnfarge i slip, men høy lysbrytning med n_y omkring 1,635. Meget lav dobbeltbrytning. Aksevinkelen er meget liten og positiv. Den skulle altså i likhet med biotitten være en Fe-rik type. Den er også Al-rik. Etter Deer o. a. er det en ripidolitt med Fe:Mg ca. 2:1. Interferensfargene er sterkt varierende, overnormale blåfiolette og undernormale brune. Kan veksle sterkt i ett og samme aggregat, eller det kan være en stripevis veksling i et og samme korn. Korn med overnormal interferensfarge har alltid positiv elongasjon, korn med undernormale interferensfarge alltid negativ elongasjon. Men det ser ikke ut for at interferensfargene har noe med sammensetningen å gjøre. Farge og relieff er det samme, aksevinkelen likeledes.

Der hvor kloritt og biotitt forekommer sammen opptrer alltid kloritt som et tydelig omvandlingsprodukt fra biotitt. I prøve 4, hvor biotitt ikke er tilstede, har kloritten tallrike titanittinneslutninger, noe som også tyder på en retrograd omvandling fra biotitt, idet titanitten ikke kan oppta like meget Ti som biotitt, og overskuddet blir utskilt i form av titanitt. Som biotitt er også kloritt rik på erts- og zirkoninneslutninger.

Sillimannitt. Karakteristisk høymetamorft mineral fra den vestlige del av området. Intimt sammenvokst med glimmermineralene. Den sillimannittførende gneis har et moderat muskovittinnhold, og sillimannitten må antas delvis å erstatte muskovitt ved stigende metamorfose.

Granat. Opptil $\frac{1}{2}$ cm store, runde porfyroblaster. Fra den høymetamorfe sillimannittgneis 1 og fra den mindre metamorfe, klorittrike bergarten 4 ble det tatt opp spektrogrammer av granat, som ble bedømt av I. Oftedal, etter sammenligning med standardspektre. De to prøvene viste liten forskjell i sammensetning. Begge er alminnelige almandiner med Si, Al og Fe som hovedbestanddeler, Mg-innholdet antas 2-3 %, Mn-innholdet ca. 1 %. Videre Ca av større'sesorden 0,1 %, sannsynligvis størst i sillimannittgneisen. Ti-innholdet var merkbart større i denne gneisen, ca. 0,1 %, mens den var langt under i den klorittrike bergarten.

Gneisen er rik på *ertsmineraler*. Av andre aksessorier er *zirkon* og *apatitt* alltid tilstede.

Glimmergneisens opprinnelse.

Glimmergneisen har ved sin sterkt skifrige karakter med overgang til glimmerskifer et tydelig sedimentært preg. Karakteristisk i så måte er også de tallrike marmorlag som er innleiret i gneisen. Rikelig opptreden av zirkoninneslutninger i biotit' o. a. mineraler er ifølge Ramberg (1943) et tegn på sedimentær opprinnelse. Dannelsen av mineraler som muskovitt, almandin og sillimannitt viser at det har vært et stort Al-overskudd tilstede, og at vi har med opprinnelige leirsedimenter å gjøre.

b. Alminnelige biotittgneis.

Biotittgneis med atskillig lavere glimmerinnhold enn glimmergneisen er utbredt i sone 6, som utpreget finkornige gneiser. Videre er det særlig i utkanten av de nordlige diorittene vanlig med gneisstruerte, tildels helt hornblendefri bergarter. Disse gneiser omtales i seinere avsnitt.

Utenom disse områder har alminnelige biotittgneiser liten utbredelse på Hitra. De fins bare i enkelte smalere bånd, og har fra kvartsdiorittisk til granodiorittisk sammensetning. Rødlige gneiser med eller uten kalifeltspat (mikroklin) fins et par steder innen migmatitten på Nord-Hitra: NV for Klinten og NØ for Melkestadvann, og et par steder ved amfibolitt og rød granodioritt på Fjellværøy. Biotitten kan være helt klorittisert. En lys grå, mikroklinrik gneis fins i fortsettelse av øyegneis på Mulås vest for Ansnes.

c. Hornblendegneis.

I likhet med biotittgneis er hornblendegneis meget utbredt som finkornig gneis i sone 6, og i forgneisede deler av de nordlige dioritter.

I dette avsnitt omtales bare hornblendegneis fra sone 5, hvor den opptrer sammen med amfibolitt. Sonen ligger syd for, og under de fleste diorittene på Nord-Hitra. Foruten på strekningen Hestnes-Fausland, også på Fjellværøy, på Ulvøy og på Ansnes-halvøya. Østligst på sistnevnte ligger de skifrige bergarter over dioritten. Lenger vest fins sonen igjen på Helgebostadøy og i Kvenvær. Her er sonen helt omringet av dioritt, bredden er ca. 1500 m. Noen steder dominerer gneis, andre steder amfibolitt. På strekningen Fausland-Klinten er det overveiende gneis nordligst, nærmest dioritten, og amfibolitt sydligst. Alle overganger mellom de to bergarter er tilstede, og bånding i alle størrelser mellom

mørk og lysere bergart er det vanlige. Dessuten ser en ofte inneslutninger av amfibolitt i gneisen. Aller nordligst er gneisen ofte utviklet som øyegneis (denne har lite eller ikke hornblende), som omtales nærmere under. Gneisen er meget rik på pegmatitt, gjennomskjærende eller tettsittende årer parallellt skifrigheten. Årene kan være sterkt småfoldet.

Hornblendegneisen er fra middels- til finkornig. Hovedmineralene er plagioklas, hornblende, biotitt og kvarts. Plagioklas i størst mengde, omkring halvparten av bergarten. Innholdet av mørke mineraler varierer sterkt. Vanligvis er det mest hornblende, men delvis har gneisen lite hornblende og mye biotitt. Kvartsinnholdet er 10–20 %. Av bibestanddelene er gneisen rik på epidot, og kloritt er vanlig sekundærmineral. Kvartsen er anhedral, de øvrige mineraler fra subhedrale til euhedrale.

Plagioklas. An-innholdet ligger vanligvis på omkring 35 %. Som regel noe sericittisert. Delvis tektonisering, med bøyninger og små forkastninger av tvillinglamellene.

Kvarts. Meget sterkt undulerende.

Hornblende. Sterk pleokroisme: z: blåliggrønn, y: grønn, x: lys gulgrønn. Høy lysbryting: n_z 1,685–1,70. Dobbeltbrytningen er ca. 0,02. $2V$ ca. -70° , c/z 15–17°. Det er altså en Fe-rik type. Enkelte steder ses biotittisering langs spalteplan.

Biotitt. Som hornblendene er den meget Fe-rik, men Ti-innholdet er etter fargen å dømme lavere enn i glimmergneisen (Trøger). Pleokroisme: z: brun, x: lyst gullig. n_z omkring 1,655. Skjærer ofte gjennom hornblendene. Ofte grønn i kantene, som er begynnende klorittisering, delvis stripevis klorittisert.

Kloritt. Som i glimmergneisen er det en ripidolitt, men mindre Fe-rik med n_y ca. 1,620.

Epidot. Lysegrønn farge og svakere pleokroisme. Forekommer sammen med andre mørke mineraler, ofte innesluttet i biotitt.

Muskovitt og *mikroclin* kan opptre i små mengder.

Av aksessorier er gneisen rik på *titanitt*, *ertsmineraler* og *apatitt*, men den har i motsetning til glimmergneisen lite *zirkon*.

Hornblendegneisens dannelse.

Både syd for – på Smøla – og nord for Hitra – i Fosdalen – forekommer samme dioritt som på Hitra. Områdene er undersøkt av henholdsvis C. W. Carstens (1924) og H. Carstens (1949). Begge steder er metamorfosen atskillig mindre enn på Hitra, og opprinnelige bergarter lar seg lettere bestemme. Både på Smøla og i Fosdalen er det grønnstein like ved

dioritten, grønnsteinen er omvandlet basisk lava. Eruptivene har trengt inn i sin egen lava. Det ligger nær å slutte at det samme har vært tilfelle på Hitra, som ligger i storkretningen for de nevnte områder. Ved seinere granittisering, i første rekke ved Na-tilførsel, er så en større del av amfibolitten blitt omvandlet til en lysere bergart, hornblendegneisen. At omfattende granittisering har gått for seg, tyder også den rikelige opptreden av pegmatitt i disse bergarter på. I samme retning peker også de tallrike amfibolittinneslutninger i gneisen.

d. Øyegneis.

Øyegneiser er på Hitra utviklet i to forskjellige slags miljø, begge er allerede omtalt: 1. I migmatitten i sone 3 og 2. I amfibolitt-hornblendegneissonen (5).

1. *I migmatitt*. Forekommer ofte som tynne, lite utholdende lag. Enkelte steder, som ved Vikan og nord for Storvann-Andevann, noe mektigere lag. Dessuten som store sammenhengende masser på Rekstexen med fortsettelse på småøyene vestfor. Gneisen er alltid sterkt skifrig, men graden av skifrighet varierer en del med glimmerinnholdet. Øynene har langstrakt linseform, er opptil 5 cm lange, og er godt orientert i skifrighetsplanet. De er av forskjellig innhold og beskaffenhet. Delvis er de – og fortrinnsvis de største – mikroklin, delvis oligoklas. Begge slags øyne er delvis aggregater av små korn, delvis er det enkeltkrystaller eller karlsbadtvillinger. Mikroklinen, som også fins i grunnmassen, er pertittisk. Pertittlamellene har form av korte, tynne spindler eller har mer uregelmessig form. Plagioklasen har ca. 25 % An. Myrmekitt er ofte tilstede ved mikroklin. Bergarten er meget rik på kvarts. Sillimannitt og granat er ikke sett i øyegneisen. Bortsett fra dette, og innholdet av kalifeltspat, er mineralene de samme som i glimmergneisen uten øyne. Mineralinnholdet i en representativ prøve fra ei øy like syd for Kjøney i vol %:

Kvarts	33	Biotitt	7
Mikroklin	27	Muskovitt	6
Plagioklas	26	Erts	1

Gneisens dannelse.

Utgangsmaterialet for øyegneisen har tydeligvis vært leirsedimenter som for den øvrige glimmergneis. Porfyroblastdannelsen må ha skjedd ved en tilførsel av K. Om også Na er tilført i større mengder på den tid øye-

gneisdannelsen fant sted er mer tvilsomt. Dannelsen av trondhemitten i migmatitten må ha krevd en betydelig Na-tilførsel. Trondhemitten har meget lite eller ikke kalifeltspat. De to slags metasomatose har sannsynligvis foregått til forskjellig tid. Na-tilførselen som har dannet trondhemitten kan en gå ut fra er synorogenerisk. Og øyegneisdannelsen har sannsynligvis foregått på et sen- eller postorogenerisk stadium under avtagende trykk (sml. Rosenqvist).

2. *I amfibolitt/hornblendegneissonen.* Øyegneisen går her som en meget markert, men ikke helt sammenhengende sone, opptil 100 m bred, like syd for de fleste diorittene på Nord-Hitra. Bortsett fra området ved Ansnes, alltid under dioritten. Øyegneisen er ofte rik på mørke, amfibolittiske inneslutninger. Den har en annen karakter enn den tidligere omtalte. Den er mer massiv. Øynene som kan være opptil 5 cm lange, har for en større del euhedral form med rektangulær begrensnig. Orienteringen i skifrihetsplanet er langt dårligere, idet mange øyne står på tvers av dette. I likhet med glimmergneisen kan øynene være både av mikroklin og plagioklas, de største fortrinnsvis av mikroklin.

Mikroklinen opptrer helt overveiende som øyne, i grunnmassen er det lite av den. Ved siden av å føre kalifeltspat skiller øyegneisen seg fra hornblendegneisen ved å føre lite hornblende, som oftest mangler dette mineral. Øyegneisen har mer av sekundærminerale. Plagioklasen, som i likhet med den i hornblendegneisen har ca. An 35, kan være sterkt sericittisert. Kloritt opptrer rikelig. Iallfall for en større del er denne omdannet fra biotitt, da en ofte ser rester av biotitt i kloritt. Kloritten er meget rik på titanittinneslutninger. Et annet sekundærmineral er prehnitt. Det opptrer alltid ved kloritt. Ellers er mineralene som i hornblendegneisen.

Gneisens dannelse.

Denne gneisen kan tenkes dannet på to måter.

1. Som porfyrisk facies av dioritten.
2. Ved granittisering av de amfibolittiske bergarter.

For den første mulighet taler den delvis rektangulære form av øynene, og den dårlige orientering av disse. De kan se helt ut som porfykrystaller. Til tross for dette holder jeg den andre mulighet som mest sannsynlig. I felt gir bergarten inntrykk av å tilhøre amfibolitt/hornblendegneiskomplekset. Øyegneisen har samme skifrige struktur som disse bergartene, og skiller seg i så måte tydelig fra dioritten, som har en langt mer

massiv struktur, selv om også dioritten i disse områder kan være sterkt presset. Dette kommer tydelig til uttrykk i topografien. Dioritten begynner akkurat ved foten av de langstrakte fjellryggene, mens øyegneisen og de andre skifrige bergarter er langt sterkere erodert. At øyegneisen i motsetning til de omgivende bergarter – også dioritten – fører store mengder kalifeltspat, peker også hen på en seinere stofftilførsel. Øyegneisdannelsen har i første rekke krevd tilførsel av K. Karakteristisk er det at øyegneisen akkurat ligger på grensen til dioritt. Det ser ut til at det her har vært en særlig lett adgang for stofftilførsel. Det er også rimelig at trykket her har hatt et minimum. Retrograd metamorfose med klorittisering har funnet sted i sterkere grad enn i bergartene omkring.

e. Finkornige gneiser.

Fra Skipnes ved Strømsfjorden i V til Filfjorden med fortsettelse på Fjellværøy i Ø strekker det seg et opptil 1200 m bredt belte som overveiende består av utpreget finkornige gneiser. Selv om sammensetningen av disse gneiser varierer sterkt, faller det naturlig å omtale de under ett, særlig da de har en utpreget båndet struktur.

Foruten at de ulike gneiser veksler båndvis opptrer det rikelig med helt mørke, amfibolittiske bånd, noen steder er det en stadig veksellagring av gneis og amfibolitt. Nord for Strømsfjorden fins enkelte diorittiske bånd. Bånd av rød, presset granodioritt forekommer over hele området. Gneisene ligger under og syd for amfibolitt, mot syd grenser de til eruptivbergarter. Gneisene har meget varierende utviklet parallelstruktur, ofte har de en utpreget planstruktur og kan da vise sterk oppspaltning. Flere steder, som på Fjellværøy og ved Steinklov nord for Fillan er gneisene sterkt tektonisert. Utenom det nevnte belte er slike finkornige gneiser lite utbredt. Enkelte smale bånd fins på de mindre øyene nord for Hitra.

Jeg har skilt ut disse hovedtyper:

1. Rødlig, hard, meget kvartsrik gneis. Muskovitt- eller biotittgneis.
2. Mørk, grågrønn, klorittrik gneis. For en større del oppspaltning i heller, med skiferkarakter.
3. Grå til rødlig biotittgneis med lite eller ikke hornblende.
4. Rødlig, hornblenderik gneis. I motsetning til de andre typer er den rik på kalifeltspat.
5. Grå hornblendegneis. Mørke og lyse bånd etter hornblendeinnholdet.

6. Mørk pyroksen/hornblendegneis. I motsetning til de andre typer fattig på kvarts.

Typene 2, 3, 4 og 5 har størst utbredelse, men type 2 er begrenset til de østlige deler av feltet: Grøtfjell og Fjellværøy. Type 1 opptrer i større mengde vestligst i feltet, syd for Klinten, mens type 6 bare er sett som et smalere bånd øst for Skipnes, likeledes vestligst i feltet.

Gneisene har granoblastisk tekstur. Forholdsvis jevnkornig med gjennomsnittlig kornstørrelse ca. $\frac{1}{4}$ mm eller under. Tabellen på side 18 viser mineralinnholdet i vol. % av representative prøver, en fra hver av de 6 typer.

Kvarts. Meget sterkt undulerende. Ofte suturert struktur, kornene griper inn i hverandre. Kan være sterkt uttrukket i skifrihetsplanet.

Mikroklin. Klar i motsetning til plagioklasen.

Plagioklas. An-innholdet varierer fra 5 til 30 %, minst i typene 1 og 4, d. v. s. særlig kvarts- eller mikroklinrike gneiser, størst i pyroksengneisen (6). En del sericittisert, mest i klorittgneisen (2), kan også være litt saussurittisert, ofte er det utskilt noe kalkspat. Kan være tektonisert med bøyninger og små forkastninger.

Biotitt. Forholdsvis lys farge med pleokroismen: z: brun eller brungrønn, x: lyst gullig eller grønnlig. n_z vanligvis 1,640–1,645. Den er altså fattigere på Fe enn biotitten i de andre gneisene. Etter Tröger er Fe:Mg ca. 3:2. Delvis klorittisert. Enkelte zirkoninneslutninger, men sparsomt i forhold til glimmergneisen.

Kloritt. Den vanlige ripidolitt med pleokroismen: x og y: grønn: z: nesten fargeløs, og anomale interferensfarger. Rik på titanittinneslutninger. Dannes ofte omkring epidot.

Hornblende. Vanlig pleokroisme med blågrønn farge i z. $2 V_x$ ca. 70° , c/z ca. 15° . Noe lavere lysbrytning enn i hornblendegneisen i sone 5: n_z 1,665–1,685, og således mindre Fe-rik. Poikilitiske kvartsinneslutninger.

Pyroksen. Opptrer bare i type 6. Sannsynligvis diopsidisk med lysegrønn farge og svak pleokroisme. $2 V_z$ ca. 60° , n_z ca. 1,705, n_x ca. 1,675, men c/z forholdsvis stor, 43° .

Epidot. Gneisen kan være rik på små, subhedrale epidotkorn. Pleokroisme i lysegrønn og sterkere gulgrønt, z/a ca. 28, $2 V_x$ ca. 80° . Etter dette har den ca. 25 mol % Fe-epidot. Ofte sonart oppbygd. Assosiert med andre mørke mineraler, ofte dannes den omkring ertskorn.

Av andre mineraler opptrer muskovitt i større mengder bare i type 1.

Gneisen kan føre litt kalkspat, type 2 litt granat og prehnitt. Av aksessorier opptrer titanitt og ertsmineraler rikelig, titanitten er ofte dannet omkring ilmenitt. Litt apatitt og zirkon.

	1. S. Klinten	2. Filheia	3. V Grøt fjell	4. S Volden	5. Sandvann	6. Ø Skipnes
Kvarts	41	27	24	21	39	1
Mikroklin	2	-	2	13	-	-
Plagioklas	44 (An 5)	59 (An 13)	61 (An 17)	50 (An 5)	49 (An 25)	53 (An 30)
Muskovitt	7	+	1	-	-	-
Biotitt	-	-	7	1	1	-
Kloritt	3	11	+	8	1	-
Hornblende	-	-	+	3	9	24
Pyroksen	-	-	-	-	-	20
Epidot	1	+	4	1	1	1
Andre mineraler	2	3	1	3	+	1

I Vågen på Dolmøy er der i migmatitten et få meter mektig lag av en lysegrå, finkornig bergart som har en utpreget oppspaltnig i heller. Av utseende ligner den meget på en sparagmittskifer. I mikroskopet viser den seg å ha en sjelden sammensetning. Hovedmineralene er tremolitt, diopsid, andesin med An 47, mikroklin, kvarts og delvis klorittisert biotitt, dessuten noe muskovitt. Både tremolitten og diopsiden har svak grønnfarge og således noe Fe-holdige. Utgangsmaterialet for denne bergarten har sannsynligvis vært et noe sandholdig kalkrikt sediment.

Om de finkornige gneisers opprinnelse.

Det er lite en kan si med sikkerhet om dette. Kornstørrelsen skulle iallfall tyde på at vi har med suprakrustaler å gjøre. Leptitter fra grunnfjellet både i Sverige og Norge regnes for en større del å ha vulkansk opprinnelse. Og dette er meget trolig også tilfelle med de finkornige gneiser på Hitra. En ting som tyder på dette er en forekomst på Skipnes ved Strømsfjorden – den finkornige gneis er her en hornblendegneis – av magnetittmalm av lignende type som den på Fosenhalvøya (se under «Malmer»). Magnetittmalmen her er ifølge H. Carstens alltid knyttet til vulkansk virksomhet. Og like nord for Skipnes, på Garbufjell, er det i en litt grovere hornblendegneis samme slags malm som på Skipnes. Denne gneisen ble i et tidligere avsnitt tolket som en opprinnelig lavabergart.

2. Glimmerskifre.

Som nevnt under avsnittet «Glimmergneis» må en del av denne bergarten betegnes som glimmerskifer, selv om plagioklasinnholdet også da er betydelig. Utenom migmatitten har glimmerskifre en begrenset utbredelse. De fins følgende steder:

1. *Øst for Storvann.* Flere små felt. To sydlige ligger helt isolert i eruptivbergarter, det er tette, mørke skifre, sterkt oppsprukket med tallrike glideplan. Det nordligste felt ligger i utkanten av dioritt. Skiferen her er likeledes mørk, men har normal kornstørrelse (finkornig). Prøve fra midterste felt ble nærmere undersøkt mikroskopisk. I en tett grunnmasse, som overveiende består av kvarts og biotitt er det opptil 5 mm store porfyroblaster av granat. Denne er helt oppfylt av poikilitiske kvartsinneslutninger. Av andre mineraler er det litt plagioklas, epidot og kloritt.

2. *Syd for Strømsfjorden.* Også her er det en del sedimentrester i eruptivene, mer utbredt enn ved Storvann. Skiferen opptrer i et større felt øst for Ørndalen, og flere mindre felt og små inneslutninger i granodioritten lenger øst, til henimot Strøm. I likhet med skiferen ved Storvann er den tett, men har lysere farge, grå til gråbrun. Feltspatinnholdet veksler meget, slik at en har fra gneisaktige typer til skifre som ikke forefeltspat. En prøve av sistnevnte type ble nærmere undersøkt mikroskopisk. Skiferen er av lignende sammensetning som den ved Storvann, men den fører i motsetning til denne rikelig med kloritt og muskovitt ved siden av biotitt og kvarts, dessuten er den meget rik på ertsmineraler. Granatporfyroblaster full av poikilitiske kvartsindivider opptrer også her rikelig, men er meget mindre, de største ca. 1 mm.

3. *Helgebostadøy.* Glimmerskiferen her er opptil 600 m bred og har amfibolitt over og under. Det er to forskjellige typer. Nordligst er det en sterkt forvitret, rått skifer med brun farge. Den er dessuten meget karakteristisk ved å føre rikelig med sterkt utstående, cm-store granatporfyroblaster. Sydligst er det en frisk, gråbrun skifer med planskifrig struktur. Den fører noe amfibol, derimot ikke granat. Ved siden av biotitt og kvarts fører bergarten en del plagioklas. Den er rik på ertsmineraler. Biotitten er forholdsvis Fe-fattig med pleokroismen: z: lysebrun, x: nesten fargeløs. Den er rik på inneslutninger av apatitt og zirkon. Plagioklasen er klar og temmelig basisk, nemlig An 50. Ambifolen er forskjellig fra den vanlige. Den har lysegrønne farger og forholdsvis svak pleokroisme.

n_z ca. 1,663, n_x ca. 1,643, c/z ca. 15° , $2 V_x$ ca. 80° , $r > v$. Det er sannsynligvis en akzionolitt med ca. 45 % Fe-silikat.

Denne sydlige skifer har opprinnelig vært et kalkrikt leirsediment, mens den nordlige skifer representerer et leirsediment med særlig stort overskudd på Fe og Al.

3. Grønnskifre.

Som rimelig er i et så høymetamorft område som Hitra har grønnskifre liten utbredelse. Men de fins enkelte steder i sterkt tektoniserte soner, hvor retrograd matamorfose har funnet sted. Innen migmatittfeltet fins en slik skifer f. eks. syd for Storvann. På grensen mellom migmatitt og dioritt i et ca. 50 m bredt bånd ved Eidsvåg. Det er en lett oppsmuldrende skifer av mørkegrønn farge. Av mineralene kommer albitt i første rekke, deretter kloritt. Albitten (An 2) er helt brun av Fe-impregnasjon og meget sterkt sericittisert, den er også rik på utskilt kalkspat. Den er sterkt oppknuet og viser en mengde små forkastninger. Kloritten er den vanlige ripidolitt, men har forholdsvis lav lysbrytning, n_y ca. 1,620. Det tilsvarer Fe:Mg ca. 1:1. Kvartsinnholdet er forholdsvis lavt. Kvartsen er meget sterkt undulerende, og har suturert tekstur. Bergarten er meget rik på kalkspat og titanitt. Kalkspaten opptrer foruten i albitten som selvstendige korn. Titanitten er alltid sterkt knyttet til kloritten, for en større del er den innesluttet i denne. Det viser at kloritten er sekundært omvandlet fra et Ti-rikt mineral, enten biotitt eller hornblende. Det er mulig at grønnskiferen har vært en opprinnelig dioritt. Nettopp i disse strøk er det en spesiell type metadioritt, hvor all hornblende og biotitt er omvandlet til kloritt.

En annen klorittrik skiferbergart opptrer i Slåttedalen ved sydgrensen av feltet, midt i dioritt. Sydgrensen for skiferen er ikke gått opp. Som dioritten like nord for er skiferen sterkt oppsprukket. På sprekkene er avsatt klistoisitt, sericitt og kvarts. Skiferen er rik på feltspat/kvartsårer parallellt skifriheten. Den har atskillig lysere farge enn skiferen ved Eidsvåg, nemlig grågrønn. Hovedmineralene er sterkt sericittisert albitt, meget sterkt undulerende kvarts og kloritt av omtrent samme sammensetning som skiferen ved Eidsvåg (n_y ca. 1,617). Dessuten flere prosent prehnitt.

Prehnitt. Dette mineral ble bestemt ved hjelp av røntgen. Det er alltid assosiert med kloritt. Som kloritt er det et lavtemperaturmineral, og i bergartene på Hitra sekundært. Makroskopisk svakt grønn. I slip farge-

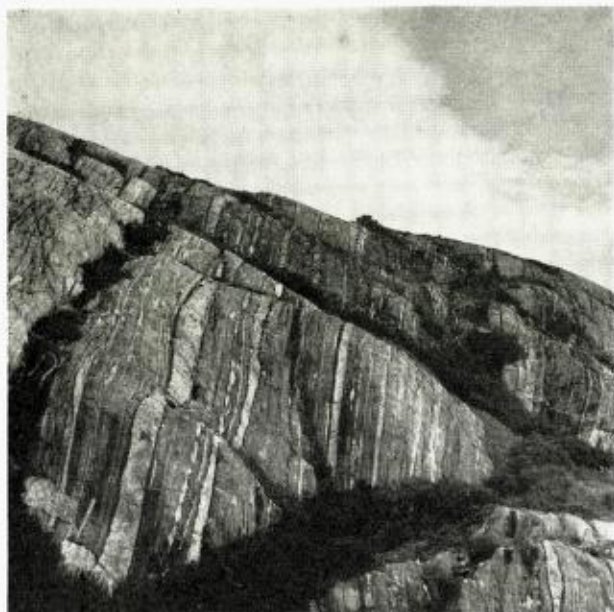


Fig. 3. Båndet amfibolitt med lagerganger av rød granodioritt.
W Mellomseter, Fjellværøy.

Banded amphibolite with sills of red granodiorite.

løst, med omtrent samme relieff som kloritt, men med betydelig høyere dobbeltbryting. n_z ca. 1,638, n_x ca. 1,618, dobbeltbrytingen ca. 0,02. Stor positiv aksevinkel, 60–70°. Bra spaltbarhet, rett utslokning.

Harde skiferbergarter av lignende sammensetning, men med mer utpreget mylonitt-struktur enn disse omtales under «Kataklastiske bergarter».

4. *Amfibolitter.*

Amfibolitter er meget utbredt innen alle slags metamorfe bergarter på Hitra:

1. *I migmatitten* (sone 2 og 3). Opptrer som små inneslutninger, langstrakte slirer og breidere bånd. Ofte forekommer den i stadig vekselagring med marmor (fig. 5).

2. *Syd for dioritt i sone 5.* Utbredelsen ble nærmere omtalt under hornblendegneis. Amfibolitten forekommer her båndet sammen med

hornblendegneisen. Og alle overganger mellom de to bergarter er tilstede. Syd for Hokkeltind og Ovnfjell er det vanlig at mindre legemer er dreid rundt, slik at de er orientert tvers på den vanlige strøkretningen.

3. *Med finkornige gneiser og rød granodioritt* (sone 6). Forekommer her som breidere eller smalere bånd. Ved siden av at det er en båndvis veksling av gneis og amfibolitt er også selve amfibolitten båndet, fra helt mørke til lysere bånd. Ganger av rød granodioritt som opptrer utpreget konformt, er meget vanlig (fig. 3). Andre steder har granodioritten mer diffuse grenser til amfibolitten. Særlig typisk nord for Storvann og på Fjellværøy er en stadig veksling av amfibolitt og granodioritt. Også granodioritten er vanligvis tydelig parallellstruert.

Pegmatitt i amfibolitt. Amfibolitt er den bergarten som fører aller mest pegmatitt. Som den sprø bergarten amfibolitt er, sprekker den lett opp, og det oppstår ofte da pølseformige legemer, de såkalte boudinager. I sprekkenes dannes trykkminima, og dermed blir også den fri energi mindre her enn i omgivelsene. Dermed blir det en vandring av le. tbevegelig stoff mot slike steder (se fig. 2). Mange steder er det større pegmatittmasser, hvor det bare er inneslutninger av amfibolitt tilbake (fig. 4). Pegmatitten er vanligvis kvit, sjeldnere rød, og har hovedmineralene mikroklin, sur oligoklas og kvarts. Av sjiktmineraler både biotit, kloritt og muskovitt, sistnevnte er mindre utbredt enn i pegmatitten i glimmergneisen. Hornblende opptrer enkelte steder. I vegskjæring på Filheia ble funnet litt molybdenglans.

De største pegmatittmasser fins nord for Vettan på Dolmøy. I et felt på ca. $\frac{1}{3}$ km² er her pegmatitt hovedbergarten, men større mengder med amfibolittrester er også tilstede. Dessuten er pegmatitten sterkt oppblandet med finkornige partier. I amfibolitten her er det gode eksempler på metasomatisk dannede kvartsårer. Omkring årene er det ofte en anrikning av hornblende. Etterat kvartsmaterialet er trukket ut fra sidebergarten og inn i årene er hornblenden blitt konsentrert like ved.

Bortsett fra enkelte avvikende typer er det ingen stor forskjell på amfibolittene i de tre områdene. Det er mørke, ganske finkornige bergarter med gjennomsnittlig kornstørrelse vanligvis ca. $\frac{1}{2}$ mm eller under. Som nevnt er det vanlig med lysere bånd i sone 5 og 6. De er mer eller mindre planskifrige. Mest utpreget i sone 6, hvor også hornblendens linjestruktur er mest utpreget. Teksturen er granoblastisk. Hovedmineralene

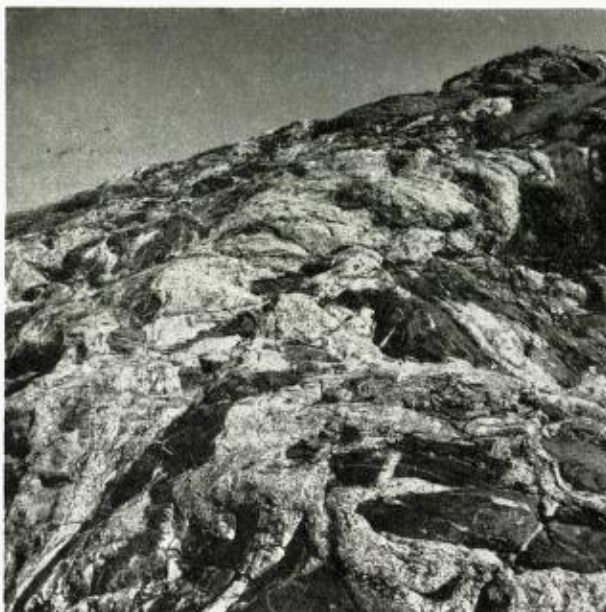


Fig. 4. Pegmatitt med amfibolittinneslutninger. Vågan.

Pegmatite with inclusions of amphibolite.

er plagioklas og hornblend ϵ , i tilnærmet like store mengder. Biotitt og kvarts opptrer vanligvis i små mengder, men begge mineraler kan overstige 5 % av bergarten, biotitten opptrer mest rikelig i sone 6. Kloritt er ofte rikelig tilstede som omvandlingsprodukt fra hornblende \pm biotitt. Av aksessorier kan amfibolittene være rike på titanitt, epidot og ertsmineraler, dessuten fører de litt apatitt og zirkon, delvis også kalkspat og ortitt.

Plagioklas. I de vanlige amfibolitter er An-innholdet ca. 35 %. Den er mer eller mindre sericittisert, prøvene fra sone 5 er også noe saussuritisert.

Hornblende. Hornblend ϵ n i migmatitten er forskjellig fra den i sone 5 og 6, hvor det er den vanlige blågrønne. I migmatitten har den derimot denne pleokroismen: z og y: brungrønn, ofte grønn ytterst og brun innerst, x: lysegrønn eller lysebrun. Den blågrønne hornblend ϵ n har $2 V_x$ ca. 70° , c/z ca. 17° , n_z 1,665–1,685. Den brungrønne har $2 V_x$ ca. 80° , c/z ca. 15° , n_z 1,675–1,695. Dobbeltbrytningen er i begge typer ca. 0,02. Forskjellen kan skyldes et høyere Ti-innhold i hornblend ϵ n i

migmatittfeltet, men også at temperaturen her har vært høyere enn lenger syd.

Biotitt. I alle tre områder normal brunfarge og pleokroisme med forholdsvis moderat lysbrytning: n_z 1,640–1,645, og forholdsvis lite av zirkoninneslutninger, altså noe forskjellig fra biotitten i glimmergneisen.

Kvarts. Som vanlig sterkt undulerende.

Titanitt. En større del innesluttet i hornblende.

Avvikende typer.

1. Nordøstligst på Ansneshalvøya (sone 5) er amfibolitten meget mørk, finkornig og temmelig massiv. Mineralogisk skiller den seg fra den normale amfibolitt ved å ha en meget basisk plagioklas: An ca. 70, og at hornblendens utgjør ca. $\frac{3}{4}$ av bergarten. Amfibolitten her er således meget Ca-rik.

2. *Granatamfibolitt i migmatitt.* Karakteristisk opptreden som små isolerte, linseformige inneslutninger i glimmergneisen. Det er en tung og massiv bergart. Meget finkornig grunnmasse, men med opptil cm-store granatporfyroblaster. Hornblendens er forholdsvis lys med brungrønn farge. Forholdsvis lite plagioklas, som er meget basisk med An 65, og lite omvandlet. Videre er bergarten rik på kvarts, en forholdsvis lys biotitt, og ertsmineraler. Granaten er noe klorittisert.

Den massive struktur, høye egenvekt, den basiske plagioklas og hornblendens pleokroisme tyder på at vi har for oss en bergart som er dannet under meget høy facies. Spektralanalyse av granaten viste imidlertid at Mg-innholdet i denne er moderat, noen få prosent som i glimmergneisen. Den avviker fra granaten i glimmergneisen ved å føre noe mindre Mn; under 1 %, mer Ca: av størrelsesorden 1 %, og mer Ti: ca. 0,5 %. Det er altså en alminnelig almandin.

3. *Pyroksenførende amfibolitt.* I gode vegskjæringer like nord for Melkestadvann. Utpreget båndet struktur med stadig veksling av svarte amfibolittbånd og grønne pyroksen/epidotrike bånd. Båndingen går ned til mm-størrelse. Pyroksen overveier i de grønne bånd, hornblende i de svarte, men hvert av mineralene forekommer i begge slags bånd. Pyroksen er diopsidisk med lysegrønn farge og svak pleokroisme, $c/z = 43^\circ$. Den er delvis uralittisert. Hornblendens har den vanlige blågrønne fargen, men er ofte sterkt avbleket. Kvantitativt i annen rekke kommer epidot og plagioklas. Epidot er særlig assosiert med pyroksen, ofte innesluttet, det

er vanlig at den opptrer på grensen mellom pyroksen og hornblende. Den har lysegrønne farger, z/a ca. 28° . Plagioklasen er en labrador med An 52, den er noe sericitisert og saussurittisert. Dessuten har bergarten flere prosent kalkspat, og er også meget rik på titanitt.

Amfibolittenes opprinnelse. Under omtale av hornblendegneisen ble det gjort sannsynlig at amfibolitten i sone 5 er av vulkansk opprinnelse: sterkt omvandlet form av den samme lava som fins på Smøla og i Fosdalen, der som grønnstein.

Hva de andre amfibolitter angår er det vanskelig å si noe med sikkerhet. I sone 6 er skifriheten noe utpreget enn i sone 5. Biotittinnholdet kan være ganske høyt, noe som etter Ramberg (1943) skulle være typisk for sedimentogene amfibolitter i motsetning til de magmatogene. De grønne, pyroksenrike båndene i amfibolitten representerer meget kalkrike lag. Disse båndene er meget lik de grønne reaksjonsrender som enkelte steder dannes mellom amfibolitt og marmor. Men det er sannsynlig at iallfall en del av amfibolittene i sone 6 er av vulkansk opprinnelse, i likhet med de finkornige gneisene her. Fe-malmen på Skipnes, som må regnes for å ha vulkansk opprinnelse, opptrer i amfibolittbånd.

Med hensyn til amfibolitten i migmatitten er denne karakterisert ved for en større del å være intimt sammenblandet med marmor. Og det ligger da nærmest å tenke på en stadig veksling av kalk- og mergersedimenter. Men som kjent kan også lava blande seg sterkt med sedimenter. I sitt arbeid fra Vestranden kommer Ramberg til at en større del av den amfibolitten som opptrer veksellagret med sedimentogene bergarter som glimmerskifre og marmor er av vulkansk opprinnelse. Om det samme er tilfelle på Hitra er vanskelig å si noe sikkert om.

5. *Marmor.*

Kalkspatmarmor er en meget utbredt bergart i migmatitten på Nord-Hitra og omliggende øyer. Ofte er det bare helt tynne lag som ikke er avtegnet på kartet. Men selv disse tynne lagene kan vise stor utholdenhet i s'ørøretningen. Størsteparten av marmoren opptrer imidlertid i mektigere bånd, men er da aldri sammenhengende. Først og fremst er den sterkt knyttet til amfibolitt. De to bergartene forekommer ofte i stadig veksellagring, som fig. 5 viser. Flere av disse båndene har en mektighet på ca. 100 meter eller mer. Foruten med amfibolitt er marmoren også sterkt oppblandet med andre silikatbergarter: glimmergneis, trond-

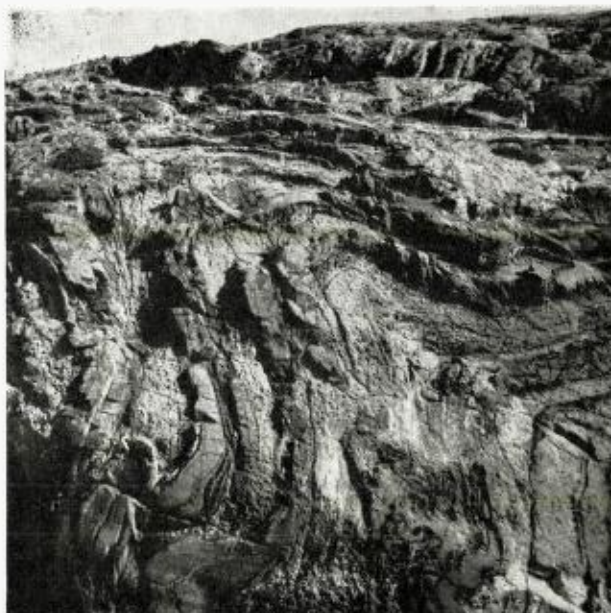


Fig. 5. Bånding av marmor og amfibolitt med folder.
Kråkøy NE Fjellværøy.

Banding of marble and amphibolite with folds.

hjemitt eller granodioritt og pegmatitt. Flere steder kan en se at marmoren har oppført seg plastisk, idet den har flytt inn mellom silikatbergartene. Selve marmoren er også temmelig uren for det meste. Fargen er fra skittenkvit til grå, enkelte steder brun. Innimellom kan det opptre forholdsvis ren marmor.

Utenom migmatitten opptrer marmor sparsomt. Enkelte tynne lag fins i amfibolitten i sone 6 på Fjellværøy. Et ca. 10 m mektig lag i dioritten vest for Liavann. Videre ligger en kvit og særlig ren marmor – den reneste jeg har sett på Hitra – i amfibolitt/hornblendegneis-sonen sydligst på Helgebostadøy, like ved Strømsfjorden. Østligst er den ca. 30 m mektig, men smalner av mot vest.

Det mektigste marmordraget lar seg følge fra Dolmsundet vest for Hopsjøen til Barmfjorden like nord for Vikan. Bredden er 150–200 m. Marmoren er godt blottet i vegskjæringen ved Hopsjøen. For størsteparten er den temmelig uren. To prøver er nærmere undersøkt mikroskopisk, en fra Hopsjøen og en fra Vatsdalen. Som vanlig for marmorene

på Hitra er den gjennomsnittlige kornstørrelsen ca. 1 mm, og korn-grensene er rette eller avrundete. Av forurensningsmineraler inneholder begge prøvene forholdsvis Fe-fattig, lysegrønn epidot, kvarts, plagioklas, muskovitt, titanitt og opake mineraler: grafitt og erts. Men mens marmoren fra Hopsjøen fører diopsidisk, lysegrønn pyroksen, fører marmoren fra Vatsdalen en fargeløs, langprismatisk tremolitt. I sistnevnte marmor er det også litt fargeløs kloritt.

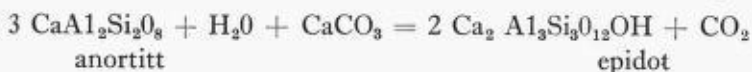
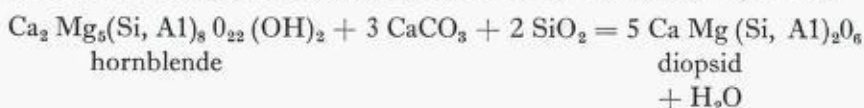
Like syd for dette marmordraget går et annet, noe smalere drag. Av sydligere drag kan nevnes et som ligger ved Storsvann, hvor det er flere nedlagte sink/blygruver. Dolmsundet er gravd ut etter ei marmorrik sone. Både syd for og nord for – på Dolmøy – er det marmor, likeledes på øyer i sundet. Fra Heggåsen på Dolmøy ble det tatt en prøve som ble analysert kjemisk (analytiker R. Solli). Den ga dette resultat:

MgO	0,29 %
CaO	52,35 %
CO ₂	40,72 %

Mg-innholdet er altså meget lavt. Bortsett fra at hverken pyroksen eller tremolitt er tilstede fører denne marmoren de samme mineraler som marmorene ved Hopsjøen og i Vatsdalen. Også lenger nord på Dolmøy er det flere marmordrag.

Reaksjonsskarn. I marmor/amfibolittbåndet ved Kjerringvåg på Dolmøy er det ofte en grønn reaksjonsrand mellom de to bergarter. Bredden på dette reaksjonsskarnet er på ca. 1 cm eller noe mer. Selve marmoren har foruten kalkspat enkelte korn av diopsidisk pyroksen, epidot, opake mineraler og apatitt. Hovedmineralene i reaksjonsskarnet er epidot og pyroksen. Titanitt opptrer som tallrike linseformige korn. Epidoten har lys grønnfarge med svak pleokroisme. $2V$ er nær 90° , z/a 26° . Det tilsvarende ca. 15 % Fe-epidot. Pyroksen har likeledes svak grønnfarge og pleokroisme. $2V_z$ ca. 60° , c/z 39° . Det er en diopsid med få mol % Hc.

Dannelsen av diopsid og epidot skjer ved høyere temperatur når hornblende, henholdsvis plagioklas, reagerer med kalkspat. Ligningene er:



Ti-innholdet i hornblendene frigjøres som titanitt når diopsiden dannes.

Pneumatolyttisk skarn. I motsetning til reaksjonsskarnet, hvor der ikke kreves noen stofftilførsel, er dette nødvendig ved den vanlige skarndannelsen. Kilden for de lettflyktige stoffene som angriper marmoren må søkes i de sure granittiseringsbergartene som er så rikelig tilstede i migmatitten. Skarn med rød andraditt og grønn hedenbergitt er ganske vanlig å finne ved marmorene på Hitra. Til det kreves det en tilførsel bl. a. av Si og Fe. Foruten silikater dannes også forskjellige ertsmineraler. Av disse har jeg sett følgende: sinkblende, blyglans, kopperkis, svovelkis, magnetkis og hematitt. Ertsforekomstene omtales nærmere under «Malmer».

To steder har jeg funnet kalkstein som er meget forskjellig fra den vanlige i området: i dioritten like nord for Gjevik (syd for Ansnes), og i vegskjæring innerst i vik av Dolmsundet øst for Sveen gård, her ved vanlig marmor. Begge steder helt tynne lag. Det er en grå, helt tett kalkstein. Den ser ut som en ikke krystallisert kalkstein. En prøve fra Gjevik ble nærmere undersøkt mikroskopisk. Ca. 25 % av bergarten består av andre mineraler enn kalkspat. Kalkspatkornene har rund form, den gjennomsnittlige kornstørrelsen er ca. 0,02 mm. Kalkspaten danner en grunnmasse, hvor de noe større kornene – opptil 1 mm – av de andre mineralene ligger. Mineralene er sonarbygd plagioklas (An 25–30), mikroklin, kvarts, epidot, amfibol, titanitt og opake mineraler. Også de fleste av disse kornene har utpreget rund form, største avviket viser amfibolen, som ofte er langprismatisk. Amfibolen er atskillig lysere enn den vanlige hornblende. Den er lyst brungrønn, meget stor $2 V_x$, ca. 85° , og c/z ca. 15° . Epidoten er Fe-fattig med svak grønnfarge. Kombinasjonen epidot – oligoklas tyder på at metamorfosen har vært noe lavere enn vanlig i området.

Praktisk betydning. Som vist er det på Nord-Hitra store mengder med marmor. For en eventuell praktisk utnyttelse ville den ha en meget gunstig beliggenhet. En større del ligger ganske nær veg, og ikke langt fra brygge. Men da marmoren er så sterkt oppblandet med silikatbergarter, og i seg selv også er temmelig uren, egner den seg mindre bra.

Derimot er marmoren sydligst på Helgebostadøy av meget god kvalitet. Denne har også en gunstig beliggenhet nær sjøkanten, og ville egne seg bra til utnyttelse.

6. *Granodioritter og trondhemitter.*

Granodiorittiske og trondhemittiske bergarter har en meget stor utbredelse på Hitra, både i det nordlige, metamorfe området og i det sydlige eruptivfelt. De viser stor variasjon både med hensyn til utseende og geologisk oppførsel. Delvis er de uten parallellstruktur, delvis er denne mer eller mindre utpreget. Fargen varierer fra kvitt til grå, rødlig og sterkt rød. En større del av disse bergartene har en tydelig intrusiv oppførsel, mens andre er dannet ved granittisering, disse dekker store områder i nord. Men for en del av bergartene er det vanskelig å si noe sikkert om dannelsesmåten.

Under den videre omtalen har jeg delt inn bergartene i disse gruppene:

- a. Røde, pressede granodioritter i sone 6.
- b. Granodioritter med skifrige rester på Dolmøy.
Vanligvis tydelig parallellstruert.
- c. Granodioritt på de nordligste småøyene.
- d. Granodioritt i dioritten på Ansneshalvøya.
- e. Trondhemitt med skifrige rester på Nord-Hitra og Fjellværøy (sone 3).
- f. Andre trondhemitter og granodioritter i sone 3.
- g. «Fillan»- og «Kvenværmassivene». Trondhemitt og granodioritt.
- h. Andre trondhemitter og granodioritter i syd.

De fleste av disse bergarter har langt mer plagioklas enn mikroklin. En mindre del – spesielt de pressede granodioritter – har omtrent like meget mikroklin som plagioklas. I disse typer er An-innholdet i plagioklasen lavest, ned til 0. De mikroklinfattige bergarter har alltid oligoklas, med et An-innhold på opptil 28 %.

a. Røde granodioritter i sone 6.

Røde, som oftest mer eller mindre sterkt pressede granodioritter er meget karakteristiske bergarter i sone 6, hvor de opptrer sammen med finkornige gneiser og amfibolitt. Rødfargen kan være meget sterk. Bare sjeldnere er bergarten grå, det gjelder noe av den på Fjellværøy. Fra smale lagerganger (se fig. 3) eller mer diffuse bånd til opptil flere hundre meter brede bånd, utpreget konformt i forhold til sidebergarten. Disse båndene er meget utholdende i strøketningen. Enkelte steder, som nord for Storvann og på Fjellværøy, er det en stadig bånding av granodioritt

og amfibolitt. Bare et sted har jeg sett at granodioritten opptrer diskonformt til sidebergarten, nemlig nordligst på Helgebostadøy. Sidebergarten er her dioritt, og diskonformiteten ca. 60°. Flere steder, som ved Hestnes og på Fjellværøy, har bergarten kataklastisk struktur.

Disse granodiorittene er forskjellig utviklet. Graden av parallellstruktur varierer sterkt, likeledes rødfargen. De er fra finkornige til middelskornige. Feltspat og kvarts utgjør vanligvis over 90 % av bergarten. Som oftest opptrer sur plagioklas og mikroklin i tilnærmet like store mengder, sjeldnere er det bare mindre mengder mikroklin. Av glimmerminerale dominerer biotitt i noen, muskovitt i andre.

Mest utbredt er sterkt røde, ganske finkornige bergarter med sterkere utviklet parallellstruktur. Den sterke rødfargen skyldes Fe-impregnasjon. Denne typen fins f. eks. på Stamnes (nr. 1 i tabellen), nordligst på Helgebostadøy, nord for Langvann (nr. 2), nord for Steinfjell og østligst på Fjellværøy. Av disse inneholder granodioritten ved Langvann forholdsvis lite kalifeltspat. Samme type granodioritt fins utenom sone 6 helt nordligst på Dolmøy.

Meget utholdende i strøkretningen er en granodioritt (nr. 3) som strekker seg fra syd for Klinten i vest til Volden i øst. Den fins igjen på Fjellværøy. Den har lysere farge, svakere utviklet parallellstruktur og er grovere enn de som er nevnt ovenfor.

Meget muskovittrike granodioritter, med forholdsvis lys farge fins f. eks. på Grotfjell og i Vikabukta. En glimmerfattig granodioritt, sterkt tød og med lite utviklet parallellstruktur fins på Fjellværøy, i eller ved mylonittsonen her (nr. 4). I motsetning til de andre typene har den moderate mengder kvarts. Andre granodioritter på Fjellværøy har grå farge. Enkelte steder, som f. eks. NØ for Hauksjøen, er granodioritten meget rik på magnetitt.

Tabellen nedenfor viser mineralinnholdet i enkelte prøver. Kvarts og mikroklin er anhedrale, mens plagioklasen har bedre utviklet krystallform, men dårligere enn i eruptivene i syd.

	1. Stamnes	2. Langvann	3. Knausan	4. Envik, Fjellværøy
Kvarts	26	30	26	13
Mikrolin	33	5	24	39
Plagioklas	34 (An 7)	57 (An 11)	46 (An 18)	47 (An 0)
Muskovitt	3	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$
Biotitt	$\frac{1}{2}$	6	$\frac{1}{2}$	-
Kloritt	1	$\frac{1}{2}$	2	$\frac{1}{2}$
Epidot	2	+	+	+
Andre mineraler	$\frac{1}{2}$	1	1	+

Kvarts. Sterkt undulerende. Delvis suturert tekstur.

Mikroclin. Delvis pertittisk. Albittlamellene er ganske korte og tynne, og er orientert i samme retning, loddrett akseplanet og parallellt 010. Det er de såkalte strengpertitter, som er høytemperaturpertitter (Rosenqvist 1953). Mikroclinen er klar. Ofte har den innesluttete plagioklaskorn, som sammen med den dårligere krystallform viser at mikroclinen er yngst av de to mineraler.

Plagioklas. Sur oligoklas eller albitt. Noe sericittisert, særlig sentralt i kornene. Sonarbygging er tilstede, men den er diffus og lite framtrædende. Der hvor plagioklas grenser til mikroclin er det ofte dannet myrmekitt. Kvartsen er trengt helt inn i de indre deler av plagioklaskornene. Etter Dreschder – Kaden (1948) dannes myrmekitten ved at K-holdige løsninger korroderer plagioklasen, og kvarts utfyller korrosjonskanalene. Plagioklas er ofte brunlig av Fe-impregnasjon, og viser ofte små forkastninger.

Biotitt. Fe-rik med sterk pleokroisme: z: mørkebrun eller grønligrøn, x: lyst gullig, og høy lysbrytning: n_z ca. 1,655 (Fe:Mg ca. 2:1). Mer eller mindre klorittisert, ofte stripevis.

Av aksessorier er der foruten epidot meget av ertsmineraler, dessuten litt titanitt, apatitt og zirkon.

Dannelse. Det er lite en kan si med sikkerhet om dannelsen av disse bergartene. Den rike variasjon av ulike typer gjør det også vanskelig å trekke noen generell slutning om dannelsesmåten. Ofte opptrer bergartene som de skulle være typiske lagerganger (fig. 3). Granodioritten har da skarp grense til sidebergarten. Men da grensene ofte er mindre skarpe, og båndingen kan gå ned til mm-størrelse – dette er vanlig særlig ved amfibolitt – er det mest sannsynlig at metasomatiske prosesser har funnet sted. Det ser ut til å ha foregått en båndvis anrikning av surt materiale, altså en metamorf differensiasjon. Til fordel for en metasomatisk dannelse taler også den mer granoblastiske tekturen i bergartene, i motsetning til en utpreget hypidiomorf-kornet tekstur i de sikre eruptivbergartene.

b. Granodioritter med skifrigre rester, Dolmøy.

Som nevnt under avsnittet om glimmergneis er bergarten på Dolmøy en migmatitt. Hovedkomponentene er glimmergneis og granodioritt (trondhjemit vestligst på øya), de andre komponentene er amfibolitt, marmor og pegmatitt. Granodiorittene dekker en større del av øya. Over-

alt inneholder de skifrige rester. For det meste er dette glimmerrike slirer, men det fins også rester av amfibolitt og marmor. De skifrige rester har vanlig strøk og fall. Der hvor gneisen er den dominerende bergart opptrer granodioritten meget ofte som ganger og årer parallellt skifriheten, men den er også ofte gjennomskjærende.

Granodiorittene på Dolmøy er varierende utviklet. I motsetning til trondhemitten på Nord-Hitra har den vanligvis tydelig parallelstruktur, men innimellom fins det granodioritter med lite eller ikke utviklet sådan. De er fra middelskornige til finkornige. Fargen er delvis rødlig, delvis grå.

I likhet med granodiorittene i sone 6 fører de som oftest meget mikroklin ved siden av plagioklas, sjeldnere har de lite mikroklin. Plagioklasen er en sur oligoklas. Den har uskarp sonarbygging. Mikroklinen er pertittisk, pertittlamellene er korte og smale. Bergarten er alltid meget rik på kvarts. Av glimmerminerale overveier delvis biotitt, delvis muskovitt. Biotitten, som delvis er klorittisert, er av samme type som i gneisen, meget Ti- og Fe-rik med rødligbrun farge i z og sterk pleokroisme. Den er meget rik på zirkoninneslutninger. Aksessoriene er de samme som i granodiorittene i sone 6.

Om dannelsen av disse granodiorittene, se under e.

c. Granodioritt på de nordligste småøyene.

På småøyene NV for Dolmøy er granodioritten vanligvis retningsløs. Bare sjeldnere har den en svakere utviklet parallelstruktur. Den har rødlig farge, er middelskornig og temmelig homogen, bortsett fra at den er rik på pegmatittårer. Den fører lite av skifrige rester, bare enkelte amfibolittslirer og -lenser. Bergarten fører noe mindre kalifeltspat enn vanlig i granodiorittene på Dolmøy. Telling i slip av representativ prøve fra Edøy viste denne mineralsammensetningen, regnet i vol %:

Kvarts	33	Kloritt	3
Plagioklas	52	Muskovitt	1
Mikroklin	11		

Biotitt fins bare som rester i kloritt. Ved klorittiseringen er det utskilt Fe-oksyd, som danner tallrike inneslutninger i kloritten. Plagioklasen er en sur oligoklas (An 12), og sterkt sericittisert. Den har diffus sonarbygging. Mikroklinen har meget finspindlete pertittlameller. Kvartsen er sterkt undulerende. Teksturen er nærmest hypidiomorfe kornet. Dette er

typisk for de bergarter på Hitra som har retningsløs struktur, både intrusive og metasomatiske bergarter.

Disse ytre strøk har ligget særlig sentralt i fjellkjeden, og det er meget sannsynlig at også denne granodioritten, i likhet med granodiorittene på Dolmøy, er dannet ved granittisering på stort dyp. I tilfelle har granittiseringen vært mer fullstendig her, idet det er lite igjen av skifrige bergarter.

d. Granodioritt i dioritten på Ansnes-halvøya.

I dioritten på Ansneshalvøya er det flere steder rød granodioritt, delvis med, delvis uten parallellstruktur. Den opptrer gangformig i dioritten, og er således yngre enn denne. Som oftest er den anordnet i langstrakte drag parallellt strøketningen. De fleste legemer er små og ikke inntegnet på kartet.

Granodioritten fører mest plagioklas, men er også rik på mikroklin. I likhet med dioritten i disse strøk er den meget rik på sekundærminerale. Plagioklasen, som er en albitt, er således meget sterkt sericittisert, og biotitten, som er det overveiende glimmermineral, er vanligvis omvandlet til kloritt.

e. Trondhemitt med skifrige rester på Hitra og Fjellværøy (sone 3).

Trondhemitten i migmatitten på Nord-Hitra og Fjellværøy opptrer på samme måte som granodiorittene på Dolmøy. Fig. 6 viser trondhemitt med skifrige rester på Herøy. Mest sammenhengende er trondhemitten på Fjellværøy og rundt Barmfjorden. Det er meget uskarpe grenser mellom gneis og trondhemitt. Når en f. eks. går fra Barmfjorden og vestover blir migmatitten gradvis rikere på gneis, inntil denne blir dominerende bergart. Ennå lenger vest er det flere områder hvor trondhemitten er anrikt, f. eks. omkring Grovavann. Nord for Fast-Hitra dekker bergarten storstedelen av Hjertøy og vestligste del av Dolmøy.

Også i mindre målestokk kan det være en uskarp grense mellom gneis og trondhemitt. I en smal sone avtar da glimmerinnholdet gradvis fra gneis til trondhemitt.

Trondhemitten har en meget lys farge: kvit til lysegrå, og har med sine skifrige slirer et karakteristisk utseende i feltet. Det er en massiv bergart med retningsløs struktur. Bare sjeldnere kan en se svakere parallellstruktur. Den er middelskornig eller forholdsvis finkornig.



Fig. 6. Trondhjemitt med skiffrige rester: glimmergneiss, marmor og amfibolitt. Herøy NE Fjellværøy.

Trondhjemite with schistose relicts: mica gneiss, marble and amphibolite

Mineralogisk karakteriseres den ved å føre meget lite eller ikke kalifeltspat, og ved alltid å ha rikelig med muskovitt ved siden av biotitt. Biotitten er mer eller mindre klorittisert. Glimmerinnholdet veksler en del, ellers er bergarten temmelig ensartet. Kvartsinnholdet er alltid høyt. En meget biotittrik prøve – nr. 3 i tabellen – inneholdt litt almandin. Aksessoriene er de vanlige: mest av ertsmineraler, litt apatitt og zirkon, dessuten sekundært dannet titanitt i kloritt. Teksturen er hypidiomorf kornet med subhedral til euhedral plagioklas og glimmer, og anhedral kvarts. Tabellen nedenfor viser mineralinnholdet i vol % av enkelte prøver, av disse har prøve 3 uvanlig høyt biotittinnhold, og danner således en overgang til gneiss.

Kvarts. Mer eller mindre undulerende. Ofte anrikt i større aggregater.

Plagioklas. An-innholdet er ca. 25 %. Noe sericittisert, delvis er det utskilt litt kalkspat. Inneslutninger av kvarts og biotitt. Enkelte korn viser tektonisering, med bøyninger av lamellene. Diffus sonarbygging.

	1. Nordbotn, Fjellværøy	2. Hammerstad	3. Småge
Kvarts	28	28	33
Plagioklas	59	65	50
Mikroclin	2	-	-
Biotitt	6	1	12
Muskovitt	4	4	3
Kloritt	1	2	+
Andre mineraler	+	+	2

Biotitt. Samme Ti-rike type som i glimmergneisen, med pleokroismen: z: rødligbrun, x: lyst gullig, n_z 1,650–1,658. Ganske rik på zirkoninneslutninger.

En kjemisk analyse av prøven fra Nordbotn ga dette resultat:

SiO ₂	71,12	MnO	0,01	H ₂ O—	0,11
TiO ₂	0,29	MgO	0,63	H ₂ O+	0,54
Al ₂ O ₃	16,07	CaO	2,78	CO ₂	0,11
Fe ₂ O ₃	0,28	Na ₂ O	4,57	P ₂ O ₅	0,02
FeO	1,62	K ₂ O	1,61	Sum	99,81

Analytiker R. Solli.

Na/K-forholdet er altså meget høyt, selv til en trondhemitt å være. SiO₂-innholdet er like høyt som i en granitt.

Dannelse av trondhemitt og granodioritt i migmatitten.

Flere forhold gjør at en må regne med en metasomatisk dannelse for disse bergarter:

1. Over hele området er det skifrige rester. Disse har beholdt sin opprinnelige orientering.

2. Gradvis overgang mellom områder med gneis som dominerende bergart og områder med trondhemitt eller granodioritt som dominerende bergart.

3. I liten målestokk kan det også være en uskarp grense mellom gneis og massiv bergart.

4. Biotitten er den samme som i gneisen: Ti-rik med rødligbrun farge og rik på zirkoninneslutninger.

5. Forholdsvis svakt utviklet sonarstruktur i plagioklasen.

Utgangsmaterialet for disse bergarter har etter dette overveiende vært

et leirsediment som for glimmergneisen. I disse områder har metamorfosen vært meget høy, og det har funnet sted en omfattende transport av lettbevegelig stoff. For å danne granodiorittene på Dolmøy har det vært nødvendig med tilførsel både av K og Na, mens det for trondhemittens vedkommende i første rekke er tilført Na. Et iøynefallende trekk ved disse sure bergartene på Hitra er at de som er parallellstruerte vanligvis har et høyt K-innhold, mens de med retningsløs struktur er fattigere på K. Det ser derfor ut som om K er blitt tilført lettest der stresset har vært stort.

f. Andre trondhemitter og granodioritter på Nord-Hitra

Bare enkelte steder er der i migmatittfeltet på Nord-Hitra trondhemittiske-granodiorittiske bergarter som avviker fra den vanlige trondhemitten. Således i to mindre felt omkring Storvann-Andevann, et tredje felt ligger nord for Barmannvanna. Alle tre steder konformt i forhold til glimmergneisen. De skiller seg fra den vanlige trondhemitt ved ikke å føre skifrige rester, og være noe mørkere. De kan også være tydelig parallellstruerte. For størsteparten dreier det seg om grå trondhemitter, men nord for Storvann fins også rødlig granodioritt. Trondhemitten nord for Barmannvanna fører meget muskovitt ved siden av biotitt, ellers har bergartene oveveiende biotitt som glimmermineral.

En presset trondhemitt fra området syd for Storvann ble undersøkt mikroskopisk. Den er rikere på biotitt enn den vanlige trondhemitt, og mangler muskovitt. Ellers er mineralene de samme. Biotitten har den samme rødligbrune farge og er meget rik på zirkoninneslutninger. Plagioklassen har samme sammensetning (An 24). Mikroklin opptrer sparsomt.

Den karakteristiske rødbrune biotitt er, sammen med den konforme opptreden, indisier på at disse bergarter er dannet på lignende måte som den vanlige trondhemitt, nemlig ved granittisering, dette til tross for sin noe avvikende karakter.

I motsetning til disse bergarter står et lite trondhemittlegeme like syd for Barmfjorden, som har tydelig intrusiv karakter. Det har rund form, og skjærer gjennom de skifrige bergarter omkring. Trondhemitten her er en meget massiv og frisk bergart, den har kvit farge. Hovedmineralene er oligoklas, kvarts og biotitt. Biotitten har normal brunfarge i slip.

g. «Kvenvær» og «Fillanmassivene. Granodioritt og trondhemitt.

Disse bergarter hører til det sydlige eruptivfelt, og dekker større arealer. Kvenværmassivet er et rundt legeme vestligst i feltet, det er helt omgitt av dioritt. Fillanmassivet er et langstrakt legeme som strekker seg fra Fugleheiene syd for Strømfjorden i V til Filfjorden med fortsettelse på aller sydligste del av Fjellværøy i Ø. Bredden varierer fra ca. 3 km ved Filfjorden til ca. 500 m syd for Strøm. Lengderetningen er i den vanlige strøkretningen VSV, men i smått er det ingen streng konformitet.

Grenseforholdene mellom disse bergarter og dioritten er meget uregelmessige. I grenseområdet er det tallrike inneslutninger av dioritt, og granodioritt eller trondhemitt er injisert langt inn i dioritten, i form av årer og ganger. Det forteller tydelig at de sure bergartene er yngre enn dioritten. Denne overgangssonen, hvor dioritt og sure bergarter opptrer sterkt sammenblandet, kan være flere hundre meter bred, f. eks. syd for Strømfjorden og på Jamtjøll.

Ved øst- og nordgrensen til Kvenværmassivet er der i en 50–100 m bred sone en overgangsbergart mellom trondhemitt og dioritt. Den utmerker seg ved å føre både hornblende og mikroklin, en assosiasjon som ellers ikke forekommer i de sydlige eruptiver. Der hvor trondhemitt grenser til skifrige bergarter: ved Fillan på Fjellværøy, er den også rikelig injisert i disse. Vestligst i Fillanmassivet, syd for Strømsfjorden, er der tallrike større eller mindre skifrige inneslutninger i granodioritten. Granodioritt og trondhemitt er altså også yngre enn disse skifrige bergarter.

Fillan- og Kvenværmassivet består av de samme bergarter. Nordligst er det en grå trondhemitt, sydligst en rødlig granodioritt. I den vestlige del av Fillanmassivet dekker granodioritt hele bredden, vestligst i Kvenværmassivet omgir trondhemitt granodioritt. Det er ingen skarp grense mellom de to varieteter, derimot en gradvis overgang. Det er tydelig at en differensiasjon har funnet sted.

Det er massive, middelskornige bergarter, uten tydelig parallellstruktur. Enkelte steder sterkere oppsprukket. Vanligvis lite utpreget benking, enkelte steder er denne bedre. Trondhemitt brytes ved Hernes i Kvenvær. Trykkfastheten er visstnok ennå større enn i Iddefjordsgranitten, som den ligner av utseende.

Mens granodioritten har et moderat innhold av kalifeltspat (mikroklin), har trondhemitten lite eller ikke kalifeltspat. Mens trondhemitten har mer biotitt enn muskovitt, har granodioritten ofte mest muskovitt.

Kvartsinnholdet er noe høyere i granodioritten enn i trondhemitt. Teksturen er hypidiomorf-kornet, den gjennomsnittlige kornstørrelsen ca. 1 mm eller noe mer. Tabellen nedenfor viser mineraalinnholdet i vol % av to representative prøver, en trondhemitt og en granodioritt.

	Trondhemitt Hernesfjorden, Kvenvær	Granodioritt Skaget, Filfjorden
Kvarts	28	37
Plagioklas	63	42
Mikroklin	-	13
Muskovitt	1	5
Biotitt	5	1½
Kloritt	1	½
Epidot	1½	+
Andre mineraler	½	1

Kvarts. Mer eller mindre undulerende, men svakere enn i de metamorfe bergarter.

Plagioklas. An-innholdet er omtrent det samme i granodioritt (ca. An 25) og i trondhemitt (An 26–28). Mer utpreget sonart oppbygd enn i de metamorfe bergarter. Ofte sterkere sericitisert, mest sentralt. Også litt kalkspat og saussuritt. Ved mikroklin opptrer myrmekitt.

Mikroklin. Finspindlet strengpertitt. Klar. Har ofte plagioklas innesluttet.

Biotitt. Pleokroisme: z : brun eller brungrønn, x : lyst gullig, n_z ca. 1,650 (Fe:Mg ca. 2:1). Mer eller mindre klorittisert. Enkelte zirkoninneslutninger.

Epidot. Sterkt knyttet til kloritt, ofte innesluttet. Som kloritten sannsynligvis sekundær.

Som sekundærmineral opptrer også litt prehnitt. Aksessorier i små mengder: ertsmineraler, titanitt, apatitt og zirkon.

h. Andre trondhemitter og granodioritter i syd.

Dette er mindre legemer som fins på Helgebostadøy, syd for Strømfjorden og i Kvenvær. Det er intrusive bergarter, enten i dioritt eller i skifrige bergarter. Som i Fillan- og Kvenværmassivet kan det være meget uskarpe grenser mot sidebergarter, og som her representerer de alltid de yngste bergarter. Fjellet på vestlige del av Helgebostadøy har et flekket utseende av vekslende dioritt og trondhemitt. Formen på hovedlegemene

er rund eller langstrakt. De runde legemer opptrer utpreget gjennomskjærende, mens de langstrakte legemer opptrer tilnærmet konformt, med lengderetningen parallellt strøkretningen.

Helt overveiende er det trondhemitter. Bare syd for Strømfjorden er det et par legemer med rød granodioritt. Trondhemitten som strekker seg fra koppergruva på Helgebostadøy og sydvestover, ligner mest på trondhemitten i Fillan- Kvenværmassivene: massiv og med grå farge. Ellers har de et noe annet utseende. Vanligvis meget lyse bergarter med fra kvit tillysegrå i farge, middelskornige eller forholdsvis grove. Ofte er de svakere parallellstruerte, og har et mer ufriskt preg enn bergartene i Fillan- og Kvenværmassivene. Ofte er størsteparten av biotitten kloritiseret, og epidot opptrer også rikelig. Ved siden av biotitt kan de også føre noe muskovitt. Mikroklin mangler eller opptrer sparsomt.

Tilslutt nevnes noen finkornige, trondhemittiske gangbergarter. De opptrer rikelig i dioritten på Håvikfjell og sydover, og i amfibolitt og hornblendegneis sydligst på Helgebostadøy.

7. Dioritter.

Under «dioritter» omtales bergarter fra gabbroid til kvartsdiorittisk sammensetning. Av disse har gabbro liten utbredelse, dioritt og kvartsdioritt overveier helt. Sammen med trondhemittene og granodiorittene omtalt under g og h danner disse bergarter en egen erupsjonsprovinc, med avtagende alder fra gabbro til granodioritt. Mens trondhemitt og granodioritt lett lar seg skille ut fra de diorittiske bergarter i feltet, ville det være uforholdsmessig mye arbeid å skille de ulike typer som fins innen diorittmassivene fra hverandre, og dette er derfor ikke gjort. Dioritten opptrer i:

- a. Et stort, sydlig massiv.
- b. En rekke mindre, nordlige felt.

Dioritten er noe forskjellig utviklet i syd og nord, og a og b omtales hver for seg.

a. Store, sydlige massiv.

Dette diorittmassivet dekker størstedelen av arealet på den sydlige del av Hitra. Det er nesten sammenhengende fra øst til vest. Innen mitt felt fins der i dette området andre bergarter bare på Helgebostadøy og nord-

ligst i Kvenvær: skifrige bergarter + trondhemitt, og i Slåttedalen: grønnskifer. I nord og sydvest grenser dioritten til granodioritt eller trondhemitt. Som allerede nevnt er grensen til disse bergarter meget uskarp, med blandingsbergart over større områder. Grensen til de skifrige bergarter er derimot skarp og tydelig.

I dette sydlige massiv dreier det seg stort sett om ekte diorittiske bergarter, mindre omvandlet enn diorittene i nord. De er alltid hornblendeførende. Over størstedelen av området er dioritten helt massiv, uten parallellstruktur. Bare i den nordvestligste del: på Helgebostadøy og nordligst i Kvenvær, er dioritten for en større del presset. I et mindre område nordligst på Helgebostadøy er parallellstrukturen ennå mer utpreget, det er her gneisaktige og amfibolittiske bergarter. Her har bergarten dessuten i likhet med enkelte andre steder: i Slåttedalen i syd, ved Ulvåg og syd for Tranvik i øst, kataklastisk struktur.

Dioritten kan være ganske rik på pegmatitt, med eller uten hornblende. Pegmatitten har form av årer, bredere ganger eller større masser.

Dioritten er for størstedelen middelskornig av ulike grader, delvis er den finkornig. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen er vanligvis omkring 1 mm. I farge varierer dioritten etter innholdet av de mørke mineraler hornblende og biotitt fra helt mørk til lys. I et sentralt parti på Havmyrene er den utpreget lys, med 20–25 % mørke mineraler. I store trekk blir så bergarten herifra mørkere mot Ø, V og N. Den er mørkest i den østlige del, hvor den inneholder ca. 50 % mørke mineraler. Over større områder kan den ha et temmelig ensartet utseende. Således fins den lyse dioritten over hele Havmyrene, og den mørke dioritten over størsteparten av det østligste området. Mellom disse to områder: over hele Elsfjellet og noe lenger mot øst, er det middels mørk dioritt. Her fins de mest basiske typer. Delvis fører bergarten pyroksen og kan ha plagioklas med et An-innhold som overstiger 50 %, d.v.s. gabbroid sammensetning (nr. 1 i tabellen). Også den mørke, østligste dioritt har temmelig basisk plagioklas med An ca. 47 (nr. 2). Disse basiske typer utmerker seg ellers ved å føre lite kvarts, og ved at plagioklasen har en utpreget mørk farge: grå eller brunliggrå. Det skiller de fra diorittene i den vestlige del av feltet (vest for Elsfjell). Her er dioritten vanligvis kvartsrik og har plagioklas med lys farge, vanligvis kvit. Den lyse dioritt på Havmyrene har plagioklas med An ca. 40. (nr. 3). Vest og nord for Havmyrene er det ofte en rik differensiering i mørke og lysere typer. Dioritten kan her være meget rik på biotitt. An-innholdet i plagioklasen ligger delvis over, delvis under 40 %. Differensieringen er meget utpreget på Helgebostadøy, det samme

er tilfelle på Håvikfjell, og vestligst i Kvenvær, hvor en kan studere den i vegskjæringer. Den mørke dioritten er mer finkornig enn den lysere. Foruten veksling i større dimensjoner, ser en ofte årer av den lysere trengt inn i den mørke dioritten, eller inneslutninger av den mørke i den lysere. Det er altså tydelig at den lysere dioritten er den yngste. Noen overensstemmelse mellom farge og An-innhold i plagioklasen har jeg imidlertid ikke funnet i disse typene. Prøvene nr. 4, 5 og 6 i tabellen er alle fra Kvenvær. De to førstnevnte er mørke, nr. 6 er lysere. Også i den østlige del av området er det vanlig med lysere årer i den mørke dioritt.

Atskillig surere bergarter enn disse fins bare i mindre områder. De danner en overgang mellom dioritt og trondhjemit. Allerede i et tidligere avsnitt ble nevnt en mikroklinførende bergart i grensesonen mellom dioritten og trondhjemit i Kvenværmassivet. En annen overgangstype – uten mikroklin – fins ved trondhjemit vest for Laugenvann. Begge typer er meget kvartsrike, ca. 25 %, forholdsvis hornblendefattige, ca. 10 % eller under, og har plagioklas med An ca. 30 %.

Tabellen nedenfor viser mineralsammensetningen i vol % av ulike dioritt-typer. Foruten hovedmineralene plagioklas, hornblende, biotitt, kvarts \pm pyroksen, kan dioritten føre noe epidot, av aksessorier er den ganske rik på ertsmineraler, titanitt og apatitt, dessuten fører den litt zirkon. Av sekundærmineraler fins der foruten sericitt, saussuritt og kalkspat i plagioklas, noe kloritt, i den mørke dioritt fra Laksvann litt prehnitt. Teksturen er hypidiomorf-kornet.

	1. S Sand- vann	2. Laksvann	3. V Budals- vann	4. Stein	5. Viksheia	6. Viksheia
Kvarts	2	1	12	16	18	10
Plagioklas	71 (An 53)	51 (An 47)	66 (An 40)	50 (An 42)	45 (An 35)	63 (An 42)
Biotitt	3	–	4	12	13	4
Hornblende	9	46	17	20	21	21
Pyroksen	13	–	–	–	–	–
Andre mineraler	2	2	1	2	3	2

Kvarts. Mer eller mindre undulerende.

Plagioklas. Sonarbygd, mest basisk sentralt. Noe omvandlet, særlig sentralt i kornene. Mest sericittisering, men også noe saussurittisering. Den mørke varietet østligst i feltet er langt sterkere sericittisert enn de

andre typene. Ofte rik på inneslutninger: hornblende, biotitt og kvarts. Litt tektonisering.

Biotitt. Sterk pleokroisme: z: mørkebrun, x: lyst gullig. n_z 1,640–1,650. Noe klorittisert. Rik på inneslutninger av apatitt, også enkelte zirkoner.

Hornblende. Bortsett fra i den gabbroide bergarten, hvor fargen er brungrønn, har den vanlig pleokroisme: z: blågrønn, y: grønn, x: lyst gulgrønn. Styrken av fargen, og dermed Fe-innholdet, øker imidlertid fra Ø til V. I vest er fargen meget sterk, og lysbrytningen høy: n_z ca. 1,695. I Ø er fargen blassere, og lysbrytningen lavere: n_z ca. 1,670. I midtre deler av feltet har lysbrytningen mellomliggende verdier. Med stigende Fe-innhold synker $2 V_x$, fra ca. 80° til ca. 65° . Dobbeltbrytningen er høyest i den Fe-fattigste hornblende, ca. 0,28. Vanligvis er den ca. 0,02. (Forholdet er omvendt av det normale.) c/z 15–17°. Rik på poikilittiske kvartsinneslutninger.

Pyroksen. 2 slags pyroksener: *rombisk* og *diopsidisk*. Den rombiske pyroksen har makroskopisk brun farge, pleokroismen er: z: lysebrun, y og x: lysegrønn, den diopsidiske pyroksen har makroskopisk grønnfarge, i slip lysegrønn, uten tydelig pleokroisme. Pyroksenen er delvis uralittisert. Uralittiseringen skjer fortrinnsvis langs kanten av kornene eller langs spalteflater, men uralitten fins også ofte som uregelmessige flekker. Begge slags pyroksener er meget rike på brune Schillerinneslutninger og på ertskorn.

Epidot. Pleokroisme i lysegrønt og gult. $2 V_x$ ca. 85° , z/a 27–28°, dobbeltbrytningen ca. 0,03. Dette tilsvarer ca. 20 mol % Fe-epidot. Assosiert med hornblende, biotitt og kloritt, ofte innesluttet i disse. Ofte dannes mineralet omkring erts.

b. Mindre, nordlige felt.

Som oftest langstrakte legemer, konformt omliggende skifrige bergarter. Der fins forholdsvis store legemer:

1. Strømfjorden–Steinfjell.
2. Hestnesfjell.
3. Klinten–Fauslandsfjell.
4. Fjellværøy.
5. Skognesvann–Storvann.
6. Ansneshalvøya.
7. Ulvøy.

Dessuten fins der mindre legemer på strekningen Skipnes–Overdal, på Grøtfjell og på Dolmøy.

Diorittene i disse nordlige feltene er noe forskjellige fra dioritten i det store sydlige massiv. Parallellstrukturen er som regel sterkere utviklet, for en større del dreier det seg om gneisaktige bergarter, rike på biotitt og kloritt. Hornblendeinnholdet er ofte lavt, delvis mangler mineralet helt. De er altså sterkere omvandlet enn dioritten i syd. Plagioklasen er vanligvis surere, som oftest har den An 30–40. En mindre del av diorittene fører mikroklin. Som oftest er kvartsinnholdet høyt. Også i disse nordlige feltene er det særlig i de sentrale deler hornblenderike bergarter uten parallellstruktur, av ekte diorittisk utseende. Men disse typer viser seg ved mikroskopisk undersøkelse å ha et meget høyt innhold av sekundærminerale.

Strømfjorden–Steinfjell.

På begge sider av Strømfjorden i vest, bygger opp Jamtfjell og Steinfjell i øst. Meget uskarp grense til granodioritten i S, skarp grense til skifrigre bergarter i N.

Dioritten her står i en mellomstilling mellom dioritten i det sydlige massiv og diorittene i de nordligste felt. Den har ekte diorittisk utseende og har stort sett retningsløs struktur i vest, men er noe presset i øst, hornblendeinnholdet er alltid stort. I mikroskopet viser dioritten sterk omvandling, i første rekke av plagioklasen. Dioritten vest for Storvann og nord for Strømfjorden er meget mørk og finkornig og har et amfibolittlignende utseende. Ellers er dioritten for størsteparten av normal farge og kornstørrelse, men det er vanlig med mørke, finkornige masser og mindre inneslutninger i den lysere dioritt. Den mørke dioritt er rik på lysere årer.

En mørk, finkornig dioritt fra Strøm viste seg å føre en del mikroklin. Plagioklasen har An 38, kvartsinnholdet er forholdsvis lavt. Hornblenden viste en karakteristisk struktur: det som makroskopisk ser ut som større krystaller består i virkeligheten av aggregater av småindivider. For en større del er småindividene orientert parallellt lengderetningen av det ytre krystallomriss. Det er sannsynlig at de opprinnelige krystaller har blitt oppstykket under påvirkning av stresskrefter. Hornblenden er delvis uralitt, idet det fins tallrike rester av diopsidisk, lysegrønn pyroksen.

I området like øst for Strøm er dioritten kataklastisk. Plagioklasen er her albittisert, og mesteparten av hornblenden klorittisert.

Skipnes-Overdal.

Flere mindre langstrakte legemer av samme mørke, finkornige type som ved Strøm, men vanligvis noe presset.

Hestnesfjell-Klinten-Fauslandfjell-Fjellværøy.

Disse 3 diorittlegemer ligger i strøkretningen for hverandre, og utgjør sone 4. I nord grenser de til migmatitt, i syd til amfibolitt/hornblendegneis, for det meste med øyegneis umiddelbart ved grensen. Den sydlige grensen er også i terrenget meget markert, idet dioritten begynner ved foten av de fjella den bygger opp. Som nevnt i innledningen er dette de høyeste fjella på Nord-Hitra og Fjellværøy.

De tre diorittene viser en forholdsvis likeartet utvikling. I de sentrale deler fins bergarter av ekte diorittisk utseende. Det kan være meget mørke, hornblenderike og kvartsfartige bergarter (som nr. 1 i tabellen), eller noe lysere, kvartsrike bergarter (som nr. 2). I de ytre deler av legemene er det derimot vesentlig sterkere parallellstruerte bergarter. Disse er vanligvis meget biotittrike, mens hornblendeinnholdet kan være temmelig lavt, delvis mangler dette mineralet helt (nr. 3). Her er det også vanlig med klorittrike typer. Som følge av Fe-impregnering kan plagioklasen delvis være rød, noe som gir bergarten et karakteristisk kvit-rød-svart-spraglet utseende. Mikroklin kan være tilstede i mindre mengder (nr. 4). – Diorittene kan være rike på opptil 1 cm store, skarpkantede titanittkrystaller, og kan også inneholde en del ortitt.

Et senere differensiat går som et vel 100 m bredt belte Ø-V i den sydlige del av Hestnesfjell. Bergarten er meget kvartsrik, inneholder større mengder både av biotitt, hornblende og mikroklin og har plagioklas med An 28.

På Fjellværøy er der i den østligste del av øya helt mørke, amfibolittiske partier.

Parallellstrukturen i de biotittrike varieteter er ofte så sterk at bergarten får et gneisaktig utseende. I sitt arbeid fra Hitra omtaler Schetelig (1913) bergartene innen det metamorfe området som «pressede, skifrige aquivalenter til de upressede, masseformige eruptiver søndenfor». Han mener å ha påvist en gradvis overgang mellom upressede og pressede eruptiver. Dersom han hadde innskrenket seg til bergartene i disse diorittlegemer ville dette ha vært riktig. Ellers er det i det metamorfe området

som vist overveiende bergarter med en helt annen opprinnelse, og som det ikke er vanskelig å skille fra intrusivene.

Tabellen nedenfor viser mineralinnholdet i vol % av prøver fra vanlige dioritt-typer:

	1. S Grovavann	2. Hestnesfjell	3. Liavann	4. Ovnfjell
Kvarts	+	22	23	18
Plagioklas	49 (An 40)	61 (An 31)	53 (An 33)	58 (An 32)
Hornblende	35	6	÷	9
Biotitt	÷	9	23	÷
Kloritt	9	÷	+	10
Epidot	4	1	÷	2
Andre mineraler	3	1	1	3 (derav mikroklin 2)

Samtlige typer er middelskornige. Kvartsen er sterkt undulerende. Et iøynefallende trekk er den forskjell i omvandling av plagioklasen som det er mellom biotittrike og biotittfattige bergarter. De biotittrike diorittene kan ha nesten helt klar plagioklas, mens de biotittfattige diorittene har meget sterkt sericittisert plagioklas. I særlig grad gjelder dette den mørke dioritt (type 1), som også er sterkt saussurittisert. De sericittrike diorittene har alle et stort innhold av andre sekundærmineraler: kloritt og epidot, delvis også prehnitt. Når biotitten klorittiseres frigjøres det K som skal til for å sericittisere plagioklasen. Det dannes samtidig noe epidot. Prehnitten er sterkt knyttet til kloritt og hornblende, og dannes sammen med kloritt ved omdanning fra hornblende. Det samme gjelder en del av epidoten. Kloritten har som i de skifrige bergarter vekslende undernormale og overnormale interferensfarger. Egenfargen er noe sterkere (grønn) enn i de skifrige bergartene, n_y 1,620–1,630.

Skognesvann–Storvann.

Storparten av dioritten her er temmelig lys, og har gneisaktig struktur. Den er rik på kvarts og biotitt, og har forholdsvis lite hornblende. Eldre enn disse lyse bergarter er helt mørke, amfibolittrike bergarter som fins i de sentrale deler av legemet.

Grøtfjell.

Kvarts- og klorittrik dioritt med delvis rød feltspat, derav noe mikroklin. Hornblende i mindre mengder. (Type 4.)

Ansneshalvøya.

Godt eksempel på hvordan dioritten innordner seg konformt omgivende skifrige bergarter. Det er i dette området antiklinalstruktur; strøket bøyer fra NØ i SV til VSV i NV.

Dioritten har for det meste parallellstruktur, og er rik på kloritt \pm biotitt. Innimellom fins der partier med mørk, hornblenderik bergart, uten parallellstruktur, men med et meget høyt innhold av sekundærminerale. Den opprinnelige plagioklas er for størstedelen omvandlet til en grøtet masse av sericitt og saussuritt. Helt vestligst i området er all hornblende omvandlet til kloritt. Det gir en karakteristisk bergart. Mellom subhedrale, sterkt Fe-impregnerte og sericittiserte plagioklaskorn går det drag med kloritt, kvarts, epidot og mindre plagioklaskorn. Bergarten har vært utsatt for kraftig stress. Således er kvartsen meget sterkt undulerende, av rupturrell karakter. Kornene er langstrakte og suturert struktur er vanlig. Plagioklasen, som er albittisert, viser også sterk tektonisering med delvis oppknusing av kornene.

Helt i nord, på Skjelalandet, er parallellstrukturen sterkest utviklet, og bergarten må her karakteriseres som gneis (biotitt-hornblendegneis).

I feltet karakteriseres alle disse ulike dioritt-typene ved en rødbrun forvitringsoverflate. Dette sammen med en kornet og forholdsvis massiv struktur skiller de fra andre bergarter.

Ulvøy.

Også her bøyer diorittens strøkretning om, fra NV i Ø til V i V, parallellt underliggende hornblendegneis. Dioritten har som regel tydelig utviklet parallellstruktur. Det er forholdsvis sure bergarter, rike på kvarts og mikroklinførende, med eller uten hornblende. Innholdet av sekundærminerale kloritt og epidot er meget høyt.

Dolmøy.

Flere små, runde eller langstrakte legemer av en mørkegrå, noe presset dioritt, rik på biotitt, men forholdsvis fattig på hornblende.

8. *Diorittporfyritter.*

Slike bergarter har jeg sett to steder, nemlig ved Fillan og i NV-enden av Blåskogvann. Begge steder i form av 20–30 m brede ganger, orientert i strøkretningen. De har porfyrisk tekstur med meget mørk grunnmasse. Rike på sprekker som er gjenfylt med epidot. Porfyritten ved Fillan opptrer i trondhemitt. Fenokrystallene er utelukkende plagioklas. De er listeformige, opptil 1 cm lange. De fleste ligger tilnærmet parallellt gangens lengderetning, men en større del står på skrå. Porfyritten ved Blåskogvann ligger i dioritt. Den har noe kortere fenokrystaller, opptil $\frac{1}{2}$ cm. Ved siden av plagioklas opptrer her også hornblende som feno-

krystall. Begge steder er grunnmassen meget finkornig, ved Fillan er den gjennomsnittlige kornstørrelsen i denne ca. 0,2 mm, ved Blåskogvann ennå mindre: ca. 0,1 mm.

Mineralsammensetningen er som i diorittene. Foruten plagioklas og hornblende inneholder porfyrittene kloritt, epidot, kvarts, Fe-oksyd og titanitt. Plagioklasen, som er en andesin med An 35, er meget sterkt omvandlet, i første rekke saussurittisert, men også sericittisert, i porfyritten ved Blåskogvann er det utskilt rikelig med kalkspat. Plagioklasen har altså opprinnelig vært atskillig mer basisk. Hornblendene, som for en større del er klorittisert, er den samme som i diorittene (blågrønn farge).

Slik porfyrittene opptrer gangformig i dioritt og trondhjemit må de være yngre enn alle dyperuptivene.

9. Ultrabasisk bergart, Helgebostadøy.

Denne bergarten opptrer som et rundt, proppformig legeme, som skjærer gjennom glimmerskiferen ved gårdene på Helgebostadøy. Den forvitrer lett, og jorda på disse gårdene består for en større del av forvittringsgrus fra bergarten. I fast fjell fins den bare i enkelte mindre blotninger. Det er en massiv, vakker bergart. Som diorittporfyrittene har den porfyrisk tekstur. Fenokrystallene består av hornblende. Denne har svart farge, har vakker glans og opptrer meget rikelig; kornstørrelsen er for en større del ca. 1 cm. Grønn grunnmasse som vesentlig består av pyroksen og hornblende, vanlig kornstørrelse 0,1–1 mm. Telling i slip ga denne mineralsammensetning i vol %:

Hornblende	60	Fe-oksyd	4
Pyroksen	35	Bowlingitt?	1

Hornblende – fenokrystallene fører meget rikelig med pyrokseninneslutninger. Pleokroismen er: z og y: grønn, x: lyst gulgrønn. $2V_x$ meget stor, $80-85^\circ$, n_z ca. 1,665, n_x ca. 1,645. Fenokrystallene utgjør 50 % av bergarten. Hornblendene i grunnmassen er iallfall for en stor del omvandlet fra pyroksen. Pyroksenene har svak grønnfarge uten tydelig pleokroisme. c/z ca. 40° , n_z ca. 1,700, n_x ca. 1,670. Det er således en Fe-fattig diopsidisk pyroksen. Både hornblende og pyroksen har tallrike inneslutninger av Fe-oksyd. For en større del er dette helt smale, langstrakte lameller, meget ofte orientert i spalteredningen. Dessuten fins det enkelte korn av et mineral som har sterke grønne, brune og gule farger. Ertslameller er anriket utenfor mineralet. Meget sannsynlig er det et omvandlingsprodukt av olivin. Bowlingitt?

Etter A. Johannsens system er bergarten en *grønlanditt*. Det er en hornblende/pyroksenbergart som har mer hornblende enn pyroksen (opprinnelig mineralinnhold). Innholdet av ertsmineraler skal ikke overstige 5 %.

Med hensyn til bergartens alder er den iallfall yngre enn glimmerskifren den har trengt inn i. Den helt massive struktur skulle tyde på at den i likhet med diorittporfyritten er yngre enn dioritten. Diorittene på Helgebostadøy er som regel mer eller mindre presset.

10. *Kataklastiske bergarter*

Under «Tektonikk» ble nevnt enkelte mylonittsoner. De mest utpregede fins i sone 6 og er avmerket på kartet: på Fjellværøy, ved Stenklov nord for Fillan, og ved Hestnes. Sammen med en sterk mekanisk deformasjon: oppsprekning og oppknusning av mineralkornene, har det her funnet sted en omfattende hydrotermal virksomhet med derav følgende retrograd metamorfose. De mest typiske mylonitter er harde, tette skifre med grønnskifersammensetning: mineralene er albitt, kvarts, kloritt og epidot. Ved Hestnes har disse bergarter delvis breksjestructur; de større bruddstykker er av albitt. Albitten er sterkt sericittisert og har rød farge. Det er sure, Fe-rike oppløsninger som har virket. På sprekkene er avsatt epidot-mineraler, kvarts og sericitt.

Også andre steder der det er dannet grønnskifre, som f. eks. ved Eidsvåg og i Slåttedalen, har det funnet sted en sterkere, mekanisk deformasjon. Det samme er tilfelle i sone 6 nord for Storvann, og i flere soner i dioritt. Sonene kjennetegnes ved sterk oppsprekning, ved sterk klorittisering og ved at plagioklasen har rød farge og er albittisert. De skiller seg fra de typiske mylonitter ved at den opprinnelige kornstørrelse i det vesentlige er bevart.

11. *Malmer.*

Det er på Hitra en rekke skjerp og gruver, men samtlige er forlenget nedlagt, etter å være funnet ikke drivverdige. Det er drevet både på sink, bly, sølv, kopper og jern. Det fins 3 ulike slags forekomster:

1. *Skarnforekomster.* Dette er den mest utbredte type av malmforekomster og fins på en rekke steder i marmordragene på Nord-Hitra. Marmoren er her sterkere oppsprukket, og ertsdannelsen har skjedd ved at metallholdige damper har reagert med marmoren. Disse dampene må antas å stamme fra trondhemitten. Ertsen opptrer som små, uregelmessige klumper i marmoren. De vanligste ertsmineraler er sinkblende og

blyglans, men mer eller mindre av kismineraler er alltid tilstede: kopperkis, svovelkis og (sjeldnere) magnetkis. Noen steder fins også hematitt. – De største gravene lå like nord for Storvann (Melands gruver). Det ble drevet både på sinkblende og blyglans, sistnevnte er ganske rik på sølv. Det skal også fins fahlerts her, som likeledes er sølvholdig. Flere analyser av denne viser omkring 3 % Ag (J.H.L. Vogt i Arkiv f. Mat. og Naturv. B 10, 1886, s. 71). Stollene er nå for en større del gjenfylt med vann. Vest for Storvann ligger der flere små skjerp. – Lenger øst ligger de små gravene Vikan og Kjølso. Vikan gruve ligger vest for Barmfjorden like ved Dolmsundet. Forekomsten er rik på hematitt, og ble drevet vesentlig på dette mineral. Kjølso gruver, som ligger øst for Barmfjorden, ble drevet på sølvholdig blyglans.

2. *Hydrothermal erts*. Enkelte steder fins der kismineraler: kopperkis og svovelkis på kvartsganger. Et ganske lite skjerp ligger således i glimmergneis ved Barman. Foruten kismineraler er det her blyglans. Et annet lite skjerp finnes øst for Leikvam gård, det ligger i amfibolitt. Den betydeligste forekomst av denne typen ligger nordligst på Helgebostadøy (Kvennarvåg gruve). Den kisleførende gangen ligger mellom en SØ–NV strykende rød, presset granodioritt og en NØ–SV strykende trondhemitt, som begge er sterkt oppsprukket. Kvartsgangen er ca. 10 m bred og følger granodiorittens strøk, SØ–NV. Vesentlig kopperkis og svovelkis. Malakitt og azuritt opptrer som sekundærmineraler.

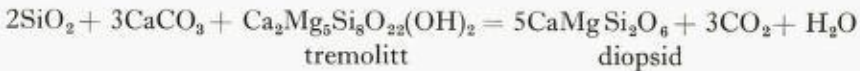
3. *Vulkansk-sedimentær jernmalm*. Slike forekomster har jeg funnet to steder som ligger i nærheten av hverandre, på Skipnes, like ved Strømfjorden, hvor det er drevet ut en del malm, og en mindre i S-kanten av Garbufjell, vel 100 m fra fjorden. Det dreier seg om magnetittmalm som inneholder en del svovelkis, denne er for det meste anordnet stripevis i magnetitten. Det er ganske rik malm, men mektigheten er bare få meter. Malmen opptrer lagformig i mørk, amfibolittisk bergart, som har det vanlige Ø–V strøk og steilt nordlig fall. Sidebergarten er en hornblendegneis, ved Skipnes finkornig og sterkt oppsprukket.

Dette er samme type jernmalm som den som fins i større mengder i Fosenfeltet. Her fins den i grønnstein og kvartskeratofyr. Jernmalmen er alltid knyttet til vulkansk virksomhet, men da den er meget horisontbestandig, regnes den for å være avsatt som sediment (H. Carstens 1955).

IV. Metamorfofen.

Bergartene på Hitra har gjennomgått en kraftig regionalmetamorfose. Kontaktmetamorfose omkring eruptivene har jeg ikke sett noe sted. Dersom en slik kontaktmetamorfose har funnet sted må den være skjult av regionalmetamorfofen.

En seinere retrograd metamorfose er meget utbredt i området, og vanskeliggjør bestemmelsen av den opprinnelige metamorfosegrad. Ved denne retrograde metamorfofen dannes blant annet epidot, noe som gjør at en vanligvis ikke kan benytte seg av epidot/plagioklas-likevekten ved en pålitelig bestemmelse. – Et av de sikreste geologiske termometre er som kjent uren marmor. Denne er meget ømfindlig overfor temperatur- og trykkforandringer. Ramberg (1952) setter grensen mellom epidot-amfibolittfacies og amfibolittfacies ved den temperaturen der tremolitt reagerer med kalk og kiseltsyre til diopsid:



Av de undersøkte marmorner inneholder marmoren fra Vatsdalen tremolitt og ikke diopsid, marmoren fra Hopsjøen, som ligger i samme strøk-retning, diopsid og ikke tremolitt. Mens altså marmoren fra Vatsdalen er dannet under epidotamfibolittfacies, har metamorfofen i marmoren fra Hopsjøen overskredet grensen til amfibolittfacies. Begge marmorner inneholder fri kvarts, slik at også i marmoren fra Vatsdalen hadde tremolitten hatt anledning til å bli omdannet til diopsid dersom temperaturen hadde vært tilstrekkelig høy. Marmoren fra Heggåsen på Dolmøy fører av kalksilikater bare epidot og titanitt, og metamorfofen kan her ikke nærmere bestemmes. Begge disse mineraler har et meget vidt stabilitetsområde, også epidot er stabil i amfibolittfacies. Den urene kalkstein ved Gjevik har epidot i likevekt med basisk oligoklas, og hører altså til i øvre del av epidotamfibolittfacies. Men denne type kalkstein avviker sterkt fra den vanlige marmor og er meget sjelden, slik at det på grunnlag av dette ikke kan trekkes større slutninger om metamorfofen for omliggende bergarter. Marmoren fra Kjerringvåg er tydelig dannet under amfibolittfacies. Den fører diopsid og ikke tremolitt. Videre er det ved denne marmoren vanlig med reaksjonsskarn mot amfibolitt, noe som krever en høy temperatur for å dannes. Reaksjonsskarnet består av diopsid og epidot. I kontakt med epidot er plagioklas med ca. An_{35} . Ramberg definerer grensen mellom epidotamfibolitt- og amfibolittfacies ved likevekten An_{30} – epidot. Mar-

innholdet meget høyt. Mineralet er overveiende dannet av biotitt og hornblende. Samtidig dannes ofte epidot. Sericittisering og saussurittisering av plagioklas er meget vanlig og kan være meget sterk.

Det er tydelig at stress framskynder en slik rekrystallisasjon meget sterkt. Diaftoresen er sterkest i mylonittsonene, hvor en finner en mineralparagenese som er typisk for grønskiferfacies: albitt, kloritt og epidot. Også utenfor disse soner har stressvirkninger spilt en vesentlig rolle for den diaftoretiske omvandling.

Hva spesielt kalifeltspat angår kan en merke seg at denne i samtlige bergarter, også i eruptivene, er mikroklin. Mikroklin representerer som kjent lavere temperaturer enn ortoklas, som dannes primært i magmatiske bergarter. En må gå ut fra at ortoklas også har vært tilstede i eruptivene på Hitra, men at det ved synkende temperatur har funnet sted en triklinisering av kalifeltspaten, slik at det er dannet mikroklin.

V. Aldersforhold.

For å kunne bestemme bergartenes alder er det naturlig å sammenligne med områder som ligger i strøkretningen for Hitra, nemlig Snåsa-Fosendistriktet i øst og Smøla i vest. I begge disse områder er det bergarter som er forholdsvis lite omhandlet, mens det ellers er store likheter med Hitra. Som tidligere nevnt er det begge steder dioritt av samme type som på Hitra, og de er som her intrudert i vulkanske bergarter. Sammen med de vulkanske bergarter opptrer kalkstein. I de vulkanske bergarter i Snåsa-Fosendistriktet, som består av grønskifer og kvartskeratoryr, fins der rikelig med Fe-malmforekomster av samme type som på Hitra. H. Carstens (1955) har bestemt denne vulkanske serien til å tilhøre undre Hovingruppe, og altså være av mellomordovicisk alder. Den tidligere oppfatning var at den tilhørte Bymarkgruppen. N. Spjeldnes har undersøkt fossiler i kalken og finner at også denne er av mellomordovicisk alder. Kalken på Smøla, som ligger ved dioritt, er sannsynligvis fra samme alder. Tidligere ble den holdt for å være underordovicisk (Bymarkgruppen), men seinere undersøkelser av E. L. Yochelson (Geology of Norway, 1960, s. 162) viser at den er yngre. Likeledes mellomordovicisk er lavaserien på Smøla (H. Carstens), og den tilsvarer således lavaserien i Snåsa-Fosendistriktet. Sammensetningen er fra andesittisk til basaltisk.

Etter dette er amfibolitt/hornblendekomplekset og sannsynligvis også diorittene på Hitra av mellomordovicisk alder. Det samme gjelder de

bergartene som Fe-malmen på Skipnes ligger i: finkornig hornblendegneis med amfibolittlag, som er kartlagt som finkornig gneis. De andre finkornige gneisene er meget sannsynlig også av vulkansk opprinnelse, og bør da, i likhet med forholdene på Smøla, tilhøre samme serie som de basiske lavaene. I tilfelle foreligger det på Hitra et kombinert effusiv-intrusiv kompleks i likhet med i Sunnhordland. De sure intrusivbergartene er yngre enn diorittene, men aldersforskjellen mellom dioritt og trondhjemit/granodioritt er sannsynligvis ikke stor. Ennå yngre enn disse bergarter er diorittporfyrerittene, og muligens også den ultrabasiske bergart på Helgebostadøy. – Med hensyn til glimmergneisens alder er det vanskelig å uttale seg om det. At diorittene i sone 4 ligger over lava-bergartene viser at lagstillingen her er invertert, og dette kan også være tilfelle mellom dioritt og glimmergneis.

Den utpregede konformitet som foreligger mellom de ulike bergartene på Hitra tyder på at de har fått sin tektoniske struktur utformet under en og samme foldningsfase. Tidligere foldningsfaser kan ha vært tilstede, men deres spor er eventuelt blitt skjult av den siste. Undersøkelser fra et nærliggende område, nemlig Ørlandet, av Max Richter viser at deformasjonen her er yngre enn øvre ordovicium. I dette området forekommer nemlig en sandstein av denne alder (tilsvarende Hovinsandsteinen) som tildels er betydelig forgneiset og granittisert. Størsteparten av de sydlige eruptivene på Hitra har en helt retningsløs struktur, men det kan forklares ved at disse store eruptivmassene har unngått deformasjonen.

VI. Summary.

The area investigated comprises the northern part of the island of Hitra with surrounding smaller islands, situated west of Trondheim, Norway.

North of a line between Strømfjorden and Fillan strongly metamorphosed sediments and volcanics predominate. Here a largescaled granitization has taken place, leading to the formation of massive trondhemitic and granodioritic rocks. Several dioritic bodies are intruded, most of them in lava. The diorites are partly gneissic.

South of this line, there are predominantly massive, igneous rocks, varying in composition from gabbroic to granodioritic. Gabbro is rare; diorite, quartzdiorite, trondhjemite and granodiorite predominate.

West of Barmfjorden one may distinguish the following 9 zones, from N to S:

1. The outermost islets: Granodiorite.
2. Dolmøy: Migmatites with mica gneiss, amphibolite, marble and foliated granodiorite.
3. The northernmost part of Hitra: Migmatite with the same components as on Dolmøy, but with an unfoliated trondhjemite as massive component.
4. Diorite.
5. Amphibolite and hornblende gneiss.
6. Finegrained gneisses, amphibolite and red, foliated granodiorite.
7. Diorite.
8. Trondhjemite and granodiorite.
9. Diorite in a large, southern massif. To the west trondhjemite and granodiorite.

East of Barmfjorden the conditions are more irregular. But on Fjellværøy, east of Hitra, the zones 3–8, except zone 7, occur in the same sequence as in the west.

Mica gneisses.

These rocks constitute one of the two main components of the migmatite in the zones 2 and 3. The other is granodiorite on Dolmøy, trondhjemite on northern Hitra. The migmatite is very rich in pegmatite.

The mica gneisses are strongly schistose rocks, with a very high content of mica. Most of the gneisses have large quantities of both biotite and muscovite, but the relation between the two mica minerals varies greatly. The gneisses in which muscovite predominate may partly be called a mica schist, even if the plagioclase content (An 25–30) is always high. The biotite is a characteristic one: rich in Ti with a strong red-brown colour, and with numerous inclusions of zircon. The biotite gneisses, which represent the highest degree of metamorphism, are in the western part of the area often sillimanite bearing. Almandine occurs in all types. The mica gneisses are formed from argillaceous sediments.

Hornblende gneisses.

In zone 5, mostly bordering upon diorite to the north, occur schistose rocks rich in hornblende: hornblende gneiss and amphibolite. They have a banded structure, and all transitions between gneiss and amphibolite are present. The hornblende gneiss has as main minerals andesine (An 35), hornblende, quartz and biotite. By correlation with neighbouring

regions in the strike direction of Hitra: Fosdalen to the NE, Smøla to the SW, these rocks are considered to be formed from basic lava. In both areas occurs diorite of the same type as on Hitra, here intruded in greenstone. The amphibolite on Hitra corresponds to the greenstone. By later granitization part of the amphibolite is transformed into a lighter rock, the hornblendegneiss. By this granitization there are also formed large quantities of pegmatite.

Augen gneisses.

Augen gneisses occur in two different environments:

1. In the migmatite. In certain places larger feldspar porphyroblasts have grown in the mica gneiss. The augen gneiss appear as quite thin or somewhat thicker layers, and as large, continuous masses on Rekstexen and the islets to the west. The porphyroblasts appear with a lense shape, and are well orientated in the schistosity plane. Particularly the largest ones consist of microcline, others consist of oligoclase.

The formation of the microcline porphyroblasts has required a considerable supply of K. This K-metasomatism is considered having taken place later than the Na-metasomatism, which formed the trondhjemite.

2. In the amphibolite/hornblende gneiss zone. A very marked zone, up to 100 m wide, directly bordering upon more of the diorites on northern Hitra. Less schistose than the mica augen gneiss, the porphyroblasts have a poorer orientation and show often euhedral, rectangular shape. A greater part of the porphyroblasts consist of andesine, but the largest ones consist of microcline. Contrary to the hornblende gneiss, the augen gneiss carries little or no hornblende.

The field occurrence indicates that the augen gneiss belongs to the amphibolite/hornblendegneiss zone. It is concluded that also the augen gneiss has originated from basic lava, and that the porphyroblasts are formed by metasomatism.

Fine-grained gneisses.

These rocks occur with amphibolites and red granodiorites in zone 6.

They have a very varying composition. The following types are recognized:

1. Light, hard muscovite – or biotite gneiss, particularly rich in quartz.
2. Dark, greygreen chlorite gneiss.
3. Grey to reddish biotite gneiss with little or no hornblende.

4. Reddish hornblendegneiss, rich in microcline.
5. Grey hornblendegneiss.
6. Dark, pyroxene/hornblendegneiss. As distinct from the other types poor in quartz.

The types 2, 3, 4 and 5 are the most extensive, type 2 is limited to the eastern parts of the area.

The gneisses have a typical banded structure. Besides an alternation between the different gneisses, there are numerous bands of amphibolite and granodiorite. The An-content in the plagioclase varies from 5 % in the types 1 and 4 to about 30 % in type 6.

The small grain size indicates a supracrustal origin. Probably, at least part of the gneisses are volcanic rocks. A magnetite ore of the same type as in Fosdalen occurs in fine-grained hornblende gneiss at Skipnes. In Fosdalen, this sort of magnetite ore is always connected with volcanic rocks.

Mica schists.

Outside the migmatite area mica schists have only limited extension. The largest area is situated on Helgebostadøy. Several small bodies of very fine-grained mica-schist occur enclosed in plutonic rocks south of Strømfjorden and east of Storvann.

Green schists

These rocks occur in some strongly deformed zones, where retrograde metamorphism has taken place. Hard, mylonitic rocks with a green schist composition occur on Fjellværøy and north of Fillan.

Amphibolites.

Amphibolites are most extensive in all sorts of metamorphic rocks.

1. In the migmatite. Small enclosures, schlieren and thicker bands often strongly mixed with marble.
2. In zone 5. Banded with hornblende gneiss.
3. In zone 6. Banded with fine-grained gneisses and red granodiorites.

Of all rocks on Hitra the amphibolites are the ones in which pegmatite by far is most frequent.

Apart from some diverging types, there is no great difference between the amphibolites. They are all relatively finegrained rocks with a distinct schistosity. Hornblende and andesine (An 35) are the main minerals,

biotite and quartz are minor constituents. The hornblende in the migmatite area has a brownish green colour, while it is bluegreen in the zones 5 and 6. This may be due to a higher Ti-content in the migmatite area, or a somewhat higher degree of metamorphism.

The amphibolites in zone 5 are considered to be originally volcanic rocks. This is probably also the case for at least part of the amphibolites in zone 6. The other amphibolites have a more uncertain origin.

Marbles.

Calcite marbles are abundant in the migmatite area, from quite thin layers to thicker bands, where the marbles are strongly mixed with amphibolite; a few of the bands exceed 100 m in thickness. The marbles are rather impure, with a high content of minerals other than calcite: quartz, plagioclase, muscovite, tremolite, diopsidic pyroxene, titanite, ore minerals and graphite. Green reaction rims between marble and amphibolite, with epidot and diopsidic pyroxene as the main minerals, occur on the northern part of Dolmøy. Pneumatolytic scarn is common; the most frequent ore type, PbS/ZnS, is a scarn formation.

Granodiorites and trondhjemites.

These rocks have a very wide extension, both in the southern, intrusive area and in the northern, metamorphic area. Many varying types. The colour is white, grey, reddish or red, the structure varies from quite massive to a more or less foliated one, the grain size from fine to medium. Some of them are igneous rocks, others have a metasomatic origin; for a greater part the origin is uncertain.

The rocks are divided into the following groups:

a. Red granodiorites in zone 6, usually strongly foliated. Often rather fine-grained. Occur as dykes with sharp contacts, more diffuse bands in fine-grained gneisses and amphibolites, nearly always with a pronounced conformity. Usually microcline and plagioclase in approximately the same quantities; the plagioclase is an acid oligoclase or albite.

b. Granodiorites with schistose relicts, Dolmøy. The schistose relicts, which are predominantly mica schlieren, appear all over the area. The relicts have retained their original strike and dip. The granodiorites are varying: colour reddish or grey, usually with distinct foliation, but partly

this is faint or absent. Microcline content usually high, more seldom moderate. The plagioclase is an acid oligoclase.

c. Granodiorites on the northernmost islets. Reddish colour, massive structure, without schistose relicts. Microcline content relatively moderate. The plagioclase is the same as in b.

d. Granodiorite in the diorite on the Anshes-peninsula. Occur as intrusive dykes parallel the strike. Red colour, partly foliated, partly massive.

e. Trondhjemite with schistose relicts, Northern Hitra and Fjellværøy. The same occurrence as the granodiorites on Dolmøy. Apart from the schistose relicts it is a homogenous rock, the colour is white to light grey, foliation is usually absent. The plagioclase is a basic oligoclase (An 25), microcline is absent or scarce, of mica both biotite and muscovite occur in larger quantities.

The following facts make it probably that this rock, as well as the granodiorites on Dolmøy, are formed by granitization.

1. All over the area occur schistose relicts, which have retained their original orientation.
2. Gradual transition between areas with gneiss as dominating rock, and areas with trondhjemite and granodiorite as dominating rock.
3. On a small scale there may also be an unsharp contact between gneiss and trondhjemite/granodiorite.
4. The biotite is the same as in the mica gneiss: rich in Ti with redbrown colour, and with abundant inclusions of zircon.
5. Relatively faint zonar structure in the plagioclase.

While mainly Na is introduced by the formation of the trondhjemite, the formation of the granodiorites has required both K and Na.

f. Other trondhjemites and granodiorites on Northern Hitra. Only in smaller areas there are trondhemitic-granodioritic rocks which deviate from the normal trondhjemite, the largest ones are situated south and east of Melandsjø. They lack schistose relicts, and have usually a distinct foliation. Most of them are grey trondhjemites, somewhat darker with more biotite and less muscovite than the normal type, more seldom occur reddish granodiorite. The plagioclase and the biotite are the same as in the normal trondhjemite, and also these rocks are considered having a metasomatic origin.

g. The "Kvenvær" - and the "Fillan massif". Granodiorite and trondhjemite. These igneous rocks cover large areas south of Strøm-

fjorden – Fillan. They are younger than the surrounding diorites and schistose rocks, which they penetrate. The two massifs consist of the same rocks: grey trondhjemite in the northern part and reddish granodiorite in the southern part. The transition between the two rock types is gradual. They are massive rocks without foliation. While the granodiorite has a moderate content of microcline, the trondhjemite has little or none. The plagioclase has a distinct zonal structure, the An-content is 25–28 %, slightly more basic in the trondhjemite. The quartz content is highest in the granodiorite. While the trondhjemite has predominately biotite, the granodiorite often has more muscovite than biotite.

h. Other trondhjemites and granodiorites in S. Smaller intrusive bodies on Helgebostadøy and south of Strømfjorden. Predominately trondhjemites, granodiorites are rare. Somewhat lighter than the trondhjemite in g, and often with a distinct foliation.

Diorites.

Differentiated intrusive rocks, ranging in composition from gabbroic to quartzdioritic; gabbro, however, is rare. They cover a large, southern area, and several smaller, northern areas somewhat different in S and N.

1. *The large, southern massif.* Covers the largest part of the area south of Strømfjorden–Fillan. The diorite has a massive structure, distinct foliation occurs only in smaller areas. The hornblende content is always high. The diorite shows a distinct differentiation. The most basic types occur in the eastern part of the area, from Elsfjellet and eastwards. Gabbro with labrador (An 53), orthorhombic and monoclinic pyroxene occurs east of Elsfjellet. Diorites, however, are dominating, the An-content in the plagioclase is usually about 45 %. Especially in the easternmost area the diorite is very rich in hornblende, and has an almost black colour. The quartz content in these eastern diorites is low, as distinct from the diorites west of Elsfjellet, where the quartz content is high. A very light diorite covers large areas on Havmyrene. West and north of Havmyrene, in Kvenvær and on Helgebostadøy, it is common with alternating dark and lighter diorite, the lighter one is youngest and penetrates the dark one. The western diorites are often very rich in biotite; the An-content in the plagioclase is usually 35–42 %. A special acid type appears in a narrow zone between trondhjemite and normal diorite. It has the association hornblende-microcline, which is not found elsewhere in

the southern massif. This rock forms a transitional link between diorites and trondhjemite/granodiorite.

2. *Smaller, northern diorites.* These diorites have usually a distinct foliation, a larger part of them have a gneissic structure, often with biotite or chlorite as dominating dark minerals, the hornblende may be scarce or absent. Apart from the southernmost of these diorites, Steinfjell-Strømfjorden, which is more similar to the southern diorite, dark, massive rocks with abundant hornblende occur predominantly in the central parts of the bodies. Common for all types, however, is a strong alteration, with a very high content of secondary minerals: chlorite, epidote, sericite, calcite and prehnite. Prehnite, as far as I know, is not earlier reported from the Norwegian Caledonides. The mineral occurs also in schistose rocks, always closely associated with chlorite. – In general, the northern diorites are somewhat more acid than the southern ones. The quartz content is usually very high, the An content in the plagioclase is mostly 30–40 %, a minor part of the diorites are microcline-bearing.

Diorite porphyries.

Occur as dykes in two places: in trondhjemite at Fillan and in diorite west of Blåskogvann. Both dykes are parallel to the strike. Phenocrysts of plagioclase \pm hornblende, dense groundmass with the same minerals as in the diorites. The occurrence as dykes in other intrusive rocks shows that they are of relatively young age.

Ultrabasic rock, Helgebostadøy.

A small, round body penetrating mica schist. Phenocrysts of hornblende, groundmass of diopsidic pyroxene and hornblende. The composition corresponds to a grönlandite. A massive structure, differing from the foliated structure in most of the diorites on Helgebostadøy, indicates that also this rock is younger than the diorite.

Ores.

Several small deposits, none of them are mined at present. 3 different ore types:

1. Scarn deposits. Occur in marble in the migmatite area, most of the deposits are situated N and W of Storvann. Galena and sphalerite are the most abundant ore minerals, the others are pyrite, chalcopyrite, pyrrothite, tetrahedrite and hematite. Galena and tetrahedrite contain some Ag.

2. Hydrothermal ore. Chalcopyrite and pyrite in quartz dykes. The most important deposit occurs on Helgebostadøy.

3. Volcanic-sedimentary Fe-ore. At Skipnes and on Garbufjell occurs magnetite ore with stripes of pyrite in hornblende gneiss. It is the same type as in Fosdalen. Here the Fe-ore is always connected with volcanic rocks, but as it is very stable in one and the same horizon, it is regarded as having been deposited as a sediment.

Tectonic.

The tectonic on Hitra is rather simple. It is a fold tectonic with a relatively constant strike direction within large areas, mostly between W and SW. Also the dip is constant within the largest part of the area, namely steep to the north. On the Ansnes-peninsula, in the eastern part of the area, there is an anticlinal structure.

The rocks are nearly always concordant or approximately concordant.

Signs of a younger deformation are found in some zones with cataclastic structure. Most prominent in zone 6: on Fjellværøy, north of Fillan and at Hestnes. Here the rocks are strongly crushed, they are typical mylonites; at Hestnes these rocks have partly a brecciated structure. Together with the deformation an extensive hydrothermal activity has taken place.

Other younger deformations are some greater faults: on Fjellværøy, along Filfjorden and north of Strøm. The faults are younger than the formation of the augen gneiss.

The metamorphism.

The metamorphism in the area is very high. Most of the rocks are in the amphibolite facies, a minor part in the epidot-amphibolite facies. The marble Hopsjøen - Vågan on northern Hitra has diopsidic pyroxene at Hopsjøen, while it has tremolite further to the E. At Kjerringvåg on Dolmøy, the marble contains pyroxene and often has a reaction rim between marble and amphibolite, containing pyroxene, epidote and plagioclase with An 35, indicating lower part of the amphibolite facies. In all the marbles quartz is in equilibrium with calcite.

Other rocks also show paragenesis of the amphibolite facies. Thus amphibolites with andesine-hornblende are common in all the metamorphic zones. The mica gneisses have quartz, oligoclase, biotite, muscovite, almandine \pm sillimanite. The paragenesis without sillimanite is

common in the lower part of the amphibolite facies, while the paragenesis with sillimanite only occurs in the upper part. Sillimanite is only found in the western part of the area, indicating that the metamorphism has been highest here.

On northern Hitra extensive metasomatic processes have taken place, leading i. a. to the formation of trondhjemites and granodiorites. This Na/K matasomatism is considered to be synorogenic, while a K metasomatism which has formed augen gneisses probably is younger.

A later retrograde metamorphism is very extensive. Most of the rocks on Hitra are rich in chlorite and other secondary minerals. Stress highly promotes the recrystallisation. In the mylonite zones the rocks have a green schist composition.

Age relations.

The region is compared with the Snåsa-Fosen district in E and Smøla in W. In both these regions, the metamorphism is considerably lower than on Hitra. The greenschists in these regions, which correspond to the amphibolite in zone 5 on Hitra, are determined to have a middle ordovician age (lower Hovin group). Likewise, age determinations of limestone, which occurs in greenschist in Snåsa, have resulted in a middle ordovician age.

The amphibolite/hornblendegneiss complex on Hitra is accordingly considered to be of a middle ordovician age, and this is probably also the age of the diorites. The same applies to the rocks, in which the Fe-ore on Skipnes occurs: fine-grained hornblende gneiss with amphibolite bands in zone 6. Also other fine-grained gneisses in the same zone are very probably of volcanic origin, and then ought to belong to the same series as the basic lavas. In case, there is on Hitra a combined effusive-intrusive complex. The acid intrusives are younger than the diorites, but the age difference is probably not great. Still younger than the acid intrusives are some dykes of dioriteporphyry.

The pronounced conformity between the different rocks on Hitra indicates that they have got their tectonic structure within the same folding-phase. Possibly, earlier folding phases are concealed by the last one. Investigations from a neighbouring region, Ørlandet, show that the deformation here is younger than upper ordovician. The greater part of the southern intrusives on Hitra has a quite massive structure, but this may be due to the fact that these large masses have avoided the deformation.

Litteraturliste.

- Barth, T.* 1952: Theoretical Petrology. New York.
 — 1936: Petrology and Metamorphism of the Paleozoic Rocks. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 47, p. 775.
- Birkeland, T.* 1958: Geological Investigations in N. Trøndelag. NGT. 38.
- Carstens, C. W.* 1924: Der unterordovisische Vulkanismus auf Smølen. Vit. Selsk. Skr. Nr. 19.
 — 1945: Om den kjemiske sammensetning av Trondheimsfeltets kalkstener. NGT 25.
- Carstens, H.* 1949: Geologiske undersøkelser på kartbladet Steinkjer. Hovedoppgave i mineralogi og petrografi.
 — 1955: Jernmalmene i det vestlige Trondhjemsfelt og forholdet til kiskeforekomstene. NGT 35.
- Drescher-Kaden* 1948: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin.
- Eskola, P.* 1932: On the Principles of Metamorphic Differentiation. Bull. Comm. Geol. Finlande 16.
- Foslie, S.* 1925: Syd-Norges gruber og malmforekomster. NGU 126.
- Gjelsvik, T.* 1953: Det nordvestlige gneisområde i det sydlige Norge. NGU 184.
- Goldschmidt, V. M.* 1916: Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhem. Vid.Selsk. Skr.
 — 1920: Die Injektionsmetamorphose im Stavanger gebiet. Vid. Selsk. Skr.
- Holtedahl, O.* 1944: On the Caledonides of Norway. Vit. Ak.
 — 1953: Norges geologi, Bind 1 NGU 164.
 — 1960: Geology of Norway. NGU 208.
- Kvale, A.* 1937: Et kaledonsk intrusiv- og effusivfelt på Stord. B. M. Å. 6. Nat. rekke 1.
- Quenecel, P.* 1916: Zur Kenntnis der Mylonitbildung erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet. Bull. Geol. Inst. Uppsala.
- Ramberg, H.* 1943: En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. NGT 23.
 — 1952: The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago.
- Reusch, H.* 1914: Nogen bidrag til Hitterens og Smølen's geologi. NGU 69.
- Richter, M.* 1943: Das Alter des westnorwegischen Grundgebirges. Geol. Rundschau 34.
- Rosenqvist, I.* 1941: Om øiegneisdannelse i fjellkjeder. NGT 21.
 — 1952: The Metamorphic Facies and the Feldspar Minerals. B.M.Å.
- Schetelig, J.* 1913: Hitteren og Smølen. NGT 2.
- Sæther, E.* 1949: Mikroskopiering av mineraler og bergarter.
- Tröger, W. E.* 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- Turner & Verhoogen* 1951: Igneous and Metamorphic Petrology. New York.
- Wegmann, C. E.* 1935: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26.

TEGNFORKLARING - Legend

- HETEROGEN GUMMERGNEIS, DELVIS GLIMMERSKIFER, RIK PÅ TRONDHJEMITT ELLER GRANODIORITT
Heterogenous mica gneiss, partly mica schist, rich in trondhjemite or granodiorite
- ALMINNELIG BIOTITGNEIS
Common biotite gneiss
- HORNBLENDEGNEIS
Hornblende gneiss
- ØYEGNEIS
Augen gneiss
- FINKØRNIGE GNEISER AV VARIERENDE SAMMENSETNING
Finegrained gneisses of varying composition
- GLIMMERSKIFER
Mica schist
- GRØNNSKIFER
Green schist
- AMFIBOLITT
Amphibolite
- MARMOR
Marble
- PEGMATITT I AMFIBOLITT
Pegmatite in amphibolite
- KVARTSGANGER
Quartz dykes
- PRESSET GRANODIORITT
Granodiorite, foliated
- PRESSET GRANODIORITT MED TALLRIKE AMFIBOLITTBÅND
Granodiorite, foliated with numerous amphibolite bands
- PRESSET GRANODIORITT RIK PÅ SKIFRIGE RESTER
Granodiorite, foliated rich in schistose relicts
- GRANODIORITT, UTEN ELLER MED LITE UTPREGET PARALLELLSTRUKTUR
Granodiorite, foliation absent or faint
- TRONDHJEMITT
Trondhjemite
- TRONDHJEMITT - RIK PÅ SKIFRIGE RESTER
Trondhjemite, rich in schistose relicts
- DIORITT OG KVARTSDIORITT, I NORD DELVIS FORGNEISET
Diorite and quartz diorite to the north partly gneissic
- DIORITTPORFYRITT
Diorite porphyry
- ULTRABASITT
Ultrabasic rock
- BLYGLANS OG SINKBLENDE
Galena and sphalerite
- KOBBERKIS OG SVØVELKIS
Chalcopyrite and pyrite
- MAGNETITT
Magnetite
- MYOLITTSØNER
Mylonite zones
- FORKASTNINGSLINJER
Faults
- FOLDNINGSAKSE, MED FALL
Fold axis, plunging
- HORIZONTAL FOLDNINGSAKSE
Fold axis, horizontal
- STRØK OG FALL
Strike and dip
- LØDDRETT FALL
Vertical dip
- SKIFTENDE STEILT FALL
Varying steep dip
- 65-95°
- 35-65°
- < 35°

GEOLOGISK KART OVER NORDLIGE DEL AV HITRA.
Geological map of northern Hitra.

MÅLESTOKK Scale 1:100 000
1 0 1 2 km

