

Ms. mottatt 7. november 1942.

EN UNDERSØKELSE AV VESTRANDENS REGIONALMETAMORFE BERGARTER

AV

HANS RAMBERG

Med 56 fig. i teksten.

FORORD

Opprinnelig var det foreliggende arbeide ment som en minera-logisk undersøkelse av regionalmetamorfe marmorier i området rundt ytre deler av Trondheimsfjorden. Materialet til den første del av arbeidet ble utlånt fra Geologisk museum og bearbejdet mikroskopisk, uten at jeg selv hadde hatt anledning til å foreta feltgeologiske observasjoner. Under den senere befaring av de spredtliggende kalkforekomster langs Trøndelagskysten fikk jeg god oversikt over feltets alminnelige geologisk-petrografiske bygning. Og da det dessuten i høg grad virket utilfredsstillende på meg å behandle en spesiell del av et felt som er så vidt utforsket som Vestranden, ble både felt- og laboratoriarbeidet utvidet spesielt med henblikk på å komme til forståelse av Fosen-feltets, og dermed Vestrandens, genesis og formasjonsmessige plaserings.

At arbeidet overhodet er blitt til, skylder jeg i første rekke professor Tom. F. W. Barth min hjerteligste takk for. Professor Barth har gitt meg verdifulle råd under planleggelsen av så vel markarbeidet som laboratoriarbeidet og har alltid stått rede til å ofre av sin tid til diskusjoner vedrørende mitt arbeide. Videre vil jeg takke direktør for Norges geologiske undersøkelse, Carl Bugge, for å ha gitt meg anledning til å utføre markarbeidet og å få bergartspreparater på Norges geologiske undersøkelses bekostning, samt for den interesse han har vist under utarbejdelsen av avhandlingen.

Jeg skylder også professor V. M. Goldschmidt min beste takk for velvilligst å ha stilt materiale fra Geologisk museum til min disposisjon. Til slutt vil jeg takke min kone for korrekturlesning og renskrivning av manuskriptet og preparant Alf Granli for utførelsen av de fleste tynnslip.

INNHold	Side
Innledning	5
Geografisk og geologisk begrensnng av arbeidsfeltet	5
Tidligere arbeider over Vestranden	6
I. Morfologisk og tektonisk oversikt over feltet	7
II. Petrografi	10
Innledende oversikt	10
1. Amfibolitene	11
a. Generell oversikt over amfibolitene	11
b. Botten—Skaugdal-amfibolitene	12
Innledende oversikt	12
Planskifrige amfiboliter	14
Masseformige amfiboliter	17
„Mode“-beregning av Reinskloster-analysen	19
Botten—Skaugdal-amfibolitenes genesis	20
c. Rødsjø-amfibolitene	21
d. Hasselvik-amfibolitene	24
e. Den ytre kystsones amfiboliter	26
f. Kort sammenlikning mellom de behandlede amfibolitforekomster	27
2. Kalksilikatskifrene	28
a. Skifrene syd for Botten-amfibolitene	29
b. Rødsjø-skifrene	31
c. Hasselvik-skifrene	31
d. Røstøy-skifrene	32
e. Vesuvian fra Røstøy	34
3. Epidot- og plagioklas-porfyroblastskifer fra Røstøy	35
4. Granitene	36
Geografisk oversikt	36
Granitenes geologiske opptreden	37
Mikroskopisk beskrivelse	39
5. Gneisen	41
Geografisk oversikt	41
a. Gneisen rundt Ingdal-graniten	41
b. Gneisen mellom Uddu og Hasselvik	42
c. Gneisen ved Nesvatn	44
d. Gneisen på Røstøy	45
e. Gneisen ved Rødberg	45
f. Gneisens genesis	46
6. Eklogit-amfibolit fra Røstøy	50
7. Trondhjemit intrudert i Botten-amfibolitene	51

	Side
8. Dioriten ved Uddu	53
9. Kalksteinene	54
Kalksteinenes geologiske opptreden	54
a. Gruppe 1	56
Storli-kalken	56
Geografisk-geologisk oversikt	56
Mineralogisk beskrivelse	56
b. Gruppe 2	57
Berg—Modal-kalken	57
Baustad—Kvithyll-kalken	57
Geografisk-geologisk oversikt	57
Mineralogisk beskrivelse	57
c. Gruppe 3	59
Hasselvik-kalken	59
Geografisk-geologisk oversikt	60
Mineralogisk beskrivelse	60
d. Gruppe 4	64
Røstøy-kalken	64
Geografisk-geologisk oversikt	64
Marmorens og reaksjonsskarnets mineralselskap	65
Røstøy-kompleksets genesis	67
Almenningøyas marmordrag	68
Geografisk-geologisk oversikt	68
Mineralogisk beskrivelse	11
Valsøy-kalken	75
Geografisk-geologisk oversikt	75
Mineralogisk beskrivelse	75
Nesvatn-kalken	77
Geografisk-geologisk beskrivelse	77
Mineralogisk beskrivelse	78
III. Petrologi	80
1. Reaksjonsskarn	80
a. Alminnelig oversikt over reaksjonsskarn med særlig hensyn til dets utvikling i Fosen-feltet	80
b. Dannelsen av enkelte mineraler i CaCO ₃ -kontakt	82
Epidot	82
Skapolit	83
Aktinolit og tremolit	85
Diopsid	82
Titanit	86
Kalifeltspat	87
Plagioklas	87
Granat	88
Vesuvian	89
2. Metamorfofen	89
a. Betragtninger over regionalmetamorfose i sin alminnelighet	89

	Side
b. Den progressive regionale metamorfose i Fosen-feltet	91
Innledende oversikt	91
Storli-feltets metamorfose	93
Kalksteinenes parageneser	93
Silikatbergartenes parageneser	93
Diskusjon av paragenesene	93
Modal—Berg-dragets metamorfose	94
Kort oversikt	94
Kalksteinenes parageneser	95
Silikatbergartenes parageneser	95
Paragenesene uttrykt ved A,CF diagram	95
Baustad—Kvithyll-bergartenes metamorfose	96
Kort oversikt	96
Kalksteinenes paragenese	96
Silikatbergartenes parageneser	96
Konklusjoner av paragenesene	96
Hasselvik—Rødsjø-bergartenes metamorfose	100
Kort oversikt	100
Kalksteinenes parageneser	100
Silikatbergartenes parageneser	100
Konklusjoner av paragenesene	100
Nesvatn-bergartenes metamorfose	102
Metamorfofen i Røstøys, Valsøys og Almenningøys bergarter ...	104
Oversikt	104
Kalksteinenes og dolomitens parageneser	104
Silikatbergartenes parageneser	104
Diskusjon av paragenesene	104
Gølja-feltets metamorfe facies	108
c. Temperaturen under metamorfofen	108
d. Trykket under metamorfofen	108
e. En oversikt over stabilitetsforholdene mellom de viktigste forekom- mende mineraler i skarnbergartene, amfibolittene og glimmerskifrene i Fosen-feltet	109
f. Diagrammatisk framstilling av bergarter med plagioklas og epidot som hovedmineraler i samme paragenese	111
g. Teoretiske betraktninger over epidot—plagioklas-likevekten	120
Den kjemiske sammensetnings innflytelse på likevekten	129
h. Skjematisk framstilling av kaliholdige parageneser	132
i. Sammendrag av de viktigste konklusjoner om metamorfofen	135
Resultater av lokal feltgeologisk interesse	135
Resultater av generell petrologisk og fysiko-kjemisk interesse ...	137
IV. Fosen-feltets forhold til den kaledonske fjellkjede	140
English summary	153
Litteraturliste	173

INNLEDNING

Geografisk og geologisk begrensning av arbeidsfeltet.

De forskjellige spredtliggende arbeidssteder i marken ligger innenfor et område som representeres av rektangelkartbladene Terningen, Trondheim, Stjørna og Bjørnør. Bare én kalkforekomst ligger utenfor den del av Trøndelagskysten som lokalt kalles Fosen-distriktet, som omfatter selve Fosenhalvøya nord for Trondheimsfjorden og kyststrøket mellom Trondheimsfjorden og Hemnefjorden.

Geologisk er Fosen-distriktet en del av den såkalte Vestrand. Vestranden er etter Th. Kjerulfs definisjon nærmest å oppfatte som den geologiske benemning av det drag av krystallinske skifre, gneiser og graniter som geografisk er begrenset til et ca. 2—4 mil bredt belte langs kysten av begge Trøndelagsfylkene og Nordmøre fra Kristiansund i sydvest til Namdalen i nordøst.

I det foreliggende arbeide har jeg stilt meg to i grunnen vesensforskjellige oppgaver, nemlig 1) å komme til klarhet over Vestrandens alder og genesis, og 2) en mineralogisk-petrologisk undersøkelse av enkelte av de forskjellige kalkforekomster i feltet.

Det sier seg derved selv at arbeidet ikke gjør krav på å være et nøyaktig feltgeologisk kartleggingsarbeide, men at det derimot kan virke noget springende feltgeologisk sett av den grunn at det er forsøkt å løse disse to hovedproblemer på mest tidsbesparende måte.

Med det første problem for øyet, har jeg gått opp en kartprofil fra Stadsbygda langs østsiden av Trondheimsfjorden og Stjørnfjorden til Rødsjø. Langs vestsiden av Trondheimsfjorden har jeg foretatt undersøkelser fra trakten syd for Lensvik til Agdenes. I forbindelse med data fra publikasjoner av Th. Kjerulf og C. W. Carstens er det derved blitt mulig å tegne inn profilet langs vestsiden av Trondheimsfjorden kontinuerlig fra Trondheims-feltets vestgrense ved Orkdal, til Agdenes. (Se kart og profiler bakerst i avhandlingen.)

De bergarter som treffes i profilet fra Stadsbygda til Rødsjø får en nøyere petrografisk beskrivelse i arbeidet.

Undersøkelsen av de spredtliggende kalkforekomster nordvest for profilet har også skaffet data for løsningen av problemet: „Vestrandens alder og genesis.“ På grunn av den tektoniske utforming av Vestranden med bergartene ordnet i lange, smale drag i sydvest—

nordøstlig retning, vil nettopp en slik tverrprofil kunne si forholdsvis meget om feltets alminnelige petrografisk-geologiske bygning.

I forbindelse med ennå bare delvis publiserte kartlegningsarbeider av Th. Vogt i strøket mellom Stjørnfjorden og Åfjorden, skulde den petrografisk-geologiske del av dette arbeide gi en oversikt over hele tverrsnittet av Vestranden fra Trondheims-feltet i sydøst til kysten i nordvest.

Bergartene i det undersøkte område er regionalmetamorfosert under høgst forskjellige P, T-betingelser. Man kan si at det foreligger en fullstendig regionalmetamorf facies-serie. Det annet hovedproblem har derved bragt resultater av mer generell petrologisk interesse.

Feltarbeidet ble foretatt for Norges geologiske undersøkelse i løpet av 14 dager i november 1940 og i løpet av juni, juli og august 1941.

På oversiktskartet over feltet har jeg anvist de forskjellige arbeidssteder (fig. 56).

Laboratoriearbeidet er i sin helhet utført i løpet av 1940—1942 på Mineralogisk institutt ved Universitetet i Oslo under ledelse av professor Tom. F. W. Barth. Foruten eget materiale har jeg fått materiale utlånt fra Geologisk museum ved professor V. M. Goldschmidt.

Tidligere arbeider over Vestranden.

Få geologer har besøkt Fosen-feltet og ennå mindre er publisert om samme.

Keilhau nemner så vidt Fosenhalvøya i „Gæa Norvegica“.

I sin „Udsigt over det sydlige Norges geologi“ og i „Om grundfjeldets og sparagmitfjeldets mægtighed i Norge“ kommer Th. Kjerulf atskiligt inn på Vestrandens oppbygning.

J. Schetelig betrakter Vestrandens alder og relasjon til Trondheims-feltet og den nordlandske fjellkjede i „Hitteren og Smølen“ N. g. t. 2, 1913.

H. Reusch behandler det samme i N. g. u's årbok 1914.

Under sine arbeider om Trondheims-feltet berører C. W. Carstens flere steder Vestranden, f. eks i „Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning“, Norske vid. selsk. skr., Trondheim 1919, nr. 1.

A. E. Törnebohm, Th. Vogt og C. E. Wegmann kommer til dels inn på feltets fjellbygning i sine publikasjoner.

I. MORFOLOGISK OG TEKTONISK OVERSIKT OVER FELTET

Fosen-feltet er morfologisk meget enkelt utviklet. Man kan si at det byr de rene skoleeksempler på strøkdaler og tverrdaler. To hovedretninger preger landskapet fullstendig. Langstrakte, oftest U formete strøkdaler, alle i retningen N ca. 60° Ø, overskjæres av brattere og mer ulendte tverrdaler i nord—sydlig retning. Denne karakteristiske morfologi preger hele den del av Fosen-feltet jeg har bereist, og av de topografiske karter over strøket viser det seg at den også er typisk for hele Vestranden.

Særlig tydelig kommer de to nemnte dalsystemer fram av rektangelkartbladet Stjørna, hvis koteutforming får en ren nettstruktur bestående av skjevinklede parallellogrammer med strøkdalene som de lengste, og tverrdalene som de korteste sider.

Eksempler på lengdedaler er den mektige forsenkning i landskapet som de indre deler av Trondheimsfjorden følger fra Rødberg til Steinkjær, Skaugdalen som strekker seg langs hele Fosenhalvøya fra Rissa til Værran, Stjørnfjorden med dalføret mot Hullvatnet i dens forlengelse, og Åfjorden.

Typiske tverrbruddsoner er eksempelvis den som ytre deler av Trondheimsfjorden følger fra Rødberg til Agdenes. Haugdalen er en enestående lang og rettlinjert tverrdal, som strekker seg i rett nord—sydlig retning helt fra Åfjorden i nord til Skaugdalen i syd.

Utallige andre små og store dalfører over hele Vestranden følger de her to nemnte hovedretninger.

Grunnlaget for den nuværende morfologiske utforming av feltet må sees i sammenheng med området petrografiske oppbygning og dets tektoniske utvikling.

Bergartene er ordnet dragvis etter strøkretningen. Lengdedalene følger da som rimelig kan være de minst motstandsdyktige bergartsdrag. Skaugdalen følger f. eks. løse amfiboliter og grønskifre med innleirede kalksteinsleier. Stjørnfjorden og dalføret i dens forlengelse mot nord-øst har også amfiboliter og kalk-skiferbergarter som undergrunn. Den forholdsvis høge rygg mellom disse to dalfører — den omfatter bl. a. Stjørna-kartets høyeste punkt, Olsøyheia (613 m o. h.) — bygges opp av granitoide gneiser.

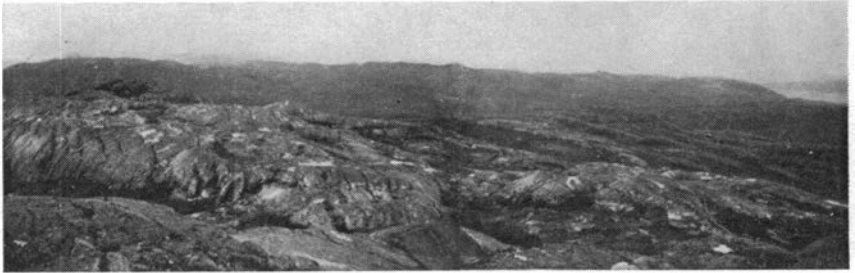


Fig. 1. Utsikt over gneissonen mellom Skaugdal og Stjørnfjorden. Billedet er tatt fra Olsøyheia mot vest. Til venstre i bakgrunnen sees Trondheimsfjorden, til høyre Stjørnfjorden.



Fig. 2. Utsikt fra Selva mot østsiden av Trondheimsfjorden. Fjellhammeren til høyre er Arluthelia. Til venstre ligger Hasselvik. Strøkretningen i bergartene kommer tydelig fram.

Tverrdalene er dannet langs svakhetssoner som er anlagt under bergartenes forskifring.

Som morfologien allerede skulde vise, er de deler av Vestranden som behandles her, tektonisk sett meget ensartet over det hele. Først og fremst gjør dette seg gjeldende i de krystallinske skiffrers strøkretning som varierer meget lite omkring aksene N ca. 60° Ø (Fig. 1 og 2). Fallet er mer varierende. Av profiltegnene fig. 53—55 side 148, framgår det, at skifrene i syd til dels ligger svevende. Mot nord blir fallet steilere og holder seg steilt, sjelden slakkere enn 70° — 80° mot syd eller nord, langs resten av profilet. Utenfor profilet i nordvest er igjen fallet i gneisen slakkere (se f. eks. Røstøykomplekset fig. 16).

Bergartene er stort sett forskifret plan-parallelt. Der foldninger forekommer, er alltid de svevende foldningsaksene innbyrdes parallell-orienterte i retning N ca. 60° Ø. Innen området mellom Stjørnfjorden og Stadsbygda har foldingsaksen 10° — 30° fall mot nordøst—øst. Det samme er også tilfelle mellom Hemne og Trondheimsfjorden.

De planskiffrige bergarter er i alminnelighet linjær-struert med mineralkornenes lengdeakse orientert subparallell foldingsaksen.

Tvers på foldingsaksen eller strekningsretningen i de linjær-struerte bergarter, er det utviklet tverrsprekker i alle størrelsesordener. En finner dem som de fineste mikroskopiske rift i de enkelte mineralkorn (f. eks. rupturrell unduløs kvarts), som halv-meterlange tverrsprekker i boudinagene og endelig som milelange tverrdaler som skjærer seg tvers igjennom flere forskjellige bergartsdrag.

Etter min erfaring er det ikke merkbar horisontalforkastning langs selv de største tverrbruddsoner. Ytterst i Trondheimsfjorden har man f. eks. et steiltstående marmordrag som kommer igjen på begge sider av fjorden (Hasselvik—Selva-draget). De to drag på hver side av fjorden ligger fullstendig i hinannens strøkretning. Heller ikke i Haugsdalen har jeg kunnet påvise vesentlig horisontalforkastning.

Karakteristisk for tverrsprekkene og de dalfører som følger dem på selve Fosenhalvøya, er at de danner jamnt over en vinkel på 60° — 70° med skifrihetsplanet eller foldningsaksen. Tverrkløftene går nemlig her rett N—S, mens jo strøket er N 60° Ø.

Da dette trekk er så utbredt over hele Fosenhalvøya har jeg vanskelig for å tenke meg at det skyldes en ren tilfeldighet. Jeg vil derimot anta, at det har sin årsak i de krefter og bevegelser som har hersket under feltets foldningshistorie. „Scher“-krefter som har beveget de ytre nordvestlige drag mot sydvest eller de indre sydøstre deler mot nordøst, vil nettopp resultere i såkalte „fiederspalten“ etter den retning som tverrsprekkene virkelig har. Enkelte boudinager av amfibolit i gneis viser en karakteristisk forskyvning som må være forårsaket av den nemnte relative bevegelse av de ytre deler mot sydvest (fig. 3).



Fig. 3. Amfibolittisk boudinage innleiret i gneis og skifer fra Nesvatn, Hemne. Legg merke til den forskjøvne struktur. Pilene antyder bevegelsene som må ha foregått. Den øvre del av billedet vender mot nord.

De hyppige boudinager viser at det nuværende sprekksystem allerede er anlagt under feltets orogenese. Boudinagene kan på sin måte oppfattes som „fossile“ tverrsprekker. Det er nemlig alle overgangene fra tverrsprekkene i boudinagene til de mer kataklastiske sprekker.

Tektonisk sett er altså Fosen-feltet, bortsett fra de yngre devonske dannelser på Ørlandet og øyene langs Trondheimsleden, så homogent utviklet at en vanskelig kan tenke seg at det ikke tilhører en og samme foldningsperiode.

Det er tektonisk utformet under sterke stress-krefter hvorunder bergartene er forskifret og foldet i skarpe vertikalstående folder med foldningsaksen svevende i retning N ca. 60° Ø. Ved sterkt ensidig trykk er bergartene blitt utsatt for utpressing eller strekning langs foldningsaksen. For de sprøeste bergarters vedkommende f. eks. amfibolittene, er elastisitetsgrensen overskredet og brudd inntrådt. Vi får typiske tverrkløfter. Der en slik sprø bergart har ligget i en mer plastisk bergart kan man ha fått de karakteristiske boudinager utviklet. Den spisse konstante vinkel mellom tverrsprekkene og skifrighetsplanet taler for, at det har foregått bevegelser under den orogene periode, hvorunder de ytre deler er relativt forskjøvet mot sydvest.

Allerede Kjerulf var oppmerksom på den karakteristiske tektoniske utvikling i Vestranden. I et av sine arbeider har han et interessant skjematisk kart over de tektoniske hovedretninger i grunnfjellet i Sør-Norge (Kjerulf 1871). Her kommer Vestrandens karakteristiske tektonikk godt fram.

II. PETROGRAFI

Innledende oversikt.

De undersøkte bergarter er alle mer eller mindre regionalmetamorfe. De aller fleste er således sterkt forskifret og viser parallelltekstur. Bare enkelte gabbrokupper viser mer eller mindre masseformig tekstur, men i grensene er selv disse forskifret konformt feltet ellers.

Bortsett fra devon-downtonfeltene på Ørlandet og et lite område av yngre kulleier etc., kan Fosenhalvøya petrografisk deles i to hovedsoner: Sydøst for en grense som følger strøket langs nordlia av Skaugdalen fra Uddu til Værran, består bergartene vesentlig av

lavmetamorfe amfiboliter, og glimmerskifre, grønskifre og kalksteiner. Her og der forekommer yngre røde kaligraniter intrudert i skifrene.

Nordvest for nemnte grense finner man vesentlig granitiske og granodioritiske gneiser og rikelig med mer eller mindre massive røde kaligraniter. Innleiret i gneis-granitsonen (migmatitsonen) forekommer en mengde mindre drag av relativt høgmetamorfe amfiboliter, granatglimmerskifre og marmor.

Sydvest for Trondheimsfjorden kommer gneis-granitsonen også fram innenfor eller sydøst for amfibolit-skifersonen (se oversiktskartet fig. 56 side 149).

De bergarter som påtreffes i kartprofilen fra Stadsbygda til Rød-sjødalen, er i det følgende nøyere beskrevet. Ellers behandles kalksteinene som er avmerket på kartet fig. 56 og deres nærmeste omgivelsesbergarter.

1. Amfibolitene.

A. GENERELL OVERSIKT OVER AMFIBOLITENE

Amfibolitiske og epidotamfibolitiske bergarter er av de hyppigst forekommende bergarter i den her undersøkte del av Vestranden.

Sin største utbredelse har de syd-øst for gneissonen, mellom dennes sydgrense som på selve Fosenhalvøya følger nordvestlia av Skaugdalen, og kalsilikatglimmerskifrene som bygger opp fjellgrunnen i syd-øst. Grensen mellom de siste og amfibolitdraget følger strøket langs en linje fra Gafsæt i Stadsbygda til noe vest for Vargola ved Storvatnet i Vannvika. Bredden av amfibolitdraget er ca. 7 km. I strøkretning kan det følges fra Rissa til Værran, hvor det er direkte sammenheng med kaledonske Trondheim-skifre (Kjerulf 1871).

I selve gneissonen forekommer utallige mindre innbeddete amfibolitdrag. Øyene og enkelte nes i Stjørnfjorden bygges f. eks. opp av en mørk, steiltstående, sterkt presset amfibolit. Denne hører sannsynligvis til det drag av steiltstående amfiboliter som følger dalen i Sørfjordens forlengelse langs strøket til henimot Hullvatnet, midt på kartbladet Stjørna.

Videre er amfiboliter den alminneligste bergart som forekommer sammen med marmordragene i de ytterste kyststrøk f. eks. på Valsøy (Stjørna-kartet), Almenningøy (Bjørnør-kartet), Nesvatnet og Røstøy i Hemne (Terning-kartet). Jeg kan også nemne de forholdsvis mektige amfibolitdrag som finnes rundt Gjølja-vatnet nord for Stjørnfjorden. Grensene mellom dette siste og gneisen har jeg selv ikke undersøkt,

og jeg vil derfor ikke ubetinget trekke Gølja-feltet inn under de slutninger som gjelder de andre omtalte amfibolitforekomster.

Amfibolitene forekommer alltid veksellaget med biotit-plagioklasskifre, hornblende-biotitskifre, kvartsiter, fylliter og framfor alt kalkstein. I grensesonen mellom amfibolitene og gneisen er åregneis med amfibolitiske vekseldrag alminnelig.

Ved siden av de magmatogene amfiboliter som blir behandlet i dette kapitel, kan vi skille ut en gruppe sedimentogene amfiboliter som kvantitativt spiller liten rolle innen Fosen-feltets petrografi. Til tross for at de to grupper forekommer nøye knyttet til hinannen under forskjellig grad av regionalmetamorfose, er de lett å identifisere ved sine karakteristiske mineralogiske eiendommeligheter.

De lavmetamorfe Botten-amfibolitene røper sin magmatogene natur allerede ved blastoporfyrisk relikstruktur.

Uansett metamorfosegraden, for så vidt det ikke samtidig har vært metasomatose til stede som f. eks. har omdannet amfibol til biotit, tilført kiseltsyre etc., kan de to genetisk forskjellige grupper skilles ved følgende forskjellige karakteristiske trekk i mineralutviklingen: De magmatogene amfiboliter viser liten mineralogisk variasjon tvers på strøket. De er fattige på biotit, ofte fullstendig fri for mineralet. Hornblendene holder ikke avrundete zirkonkorn med pleokroitisk ring, og deres pleokroisme er mer utpreget enn for de sedimentogene hornblender. Også fattigdom på kvarts er et karakteristisk trekk.

I motsetning til dette viser de sedimentogene amfiboliter stor mineralogisk variasjon tvers på strøket. Biotit er et typisk mineral, som i de fleste sedimentogene typer opptar en stor del av bergarten. Avrundete zirkon-inneslutninger er alminnelig både for biotiten og hornblendene. Hornblendens pleokroisme er karakteristisk. Rikelig med fri kvarts er alltid til stede.

Sedimentogene amfiboliter opptrer som få meter mektige leier i kalksilikatskifrene. De behandles sammen med disse i et senere kapitel.

B. BOTTEN—SKAUGDAL-AMFIBOLITENE

Innledende oversikt.

Disse amfibolitene er blitt nøyere undersøkt i forbindelse med marmorforekomstene rundt Botten, Rissa.

Som hovedproflet (bakerst i avhandlingen) fra Stadsbygda til Stjørnfjorden viser, har man mellom Uddu og Gafsæt i Stadsbygda

mer eller mindre steiltstående, planskifrige amfiboliter, med en sammenlagt mektighet av ca. 7—8 km. Strøket er meget lite varierende fra N 65° Ø over hele dette område.

Hovedkomponenten i amfibolitkomplekset er en utpreget planskifrig, ofte linjærstruert meget hornblenderik, finkornig amfibolit. Veksellaget med denne står lysere amfiboliter, hvor plagioklas er hovedmineralet, granatglimmerskifre, aktinolit-glimmerskifre, fyl-litiske skifre, kvartsitdrag og ganske mektige kalksteinsleier. Linser av

mer eller mindre masseformige uralitgabbroer, eller da de ofte er ekstremt plagioklasfattige, rene uralititer forekommer meget ofte. Av interesse for feltets genetiske tydning er en forekomst av typisk trondhjemit som finnes intrudert i amfibolitene ved Skaret, Rissa. Den skal behandles særskilt i et senere kapitel.

I motsetning til gneisssonen i nordvest er Skaugdal-amfibolitene meget overdekket og nederodert. Jeg har aldri sett tydelige antiklinaler, eventuelt synklinaler i selve amfibolitområdet som kunde vise at vi har for oss et foldet kompleks. Men den kolossale mektighet i forbindelse med utpreget skifrihet gjør det overveiende sannsynlig at det vi nu ser som planskifrige drag er rester etter steiltstående isoklinale folder stadig gjentatt fra sydøst mot nordvest. Selve antiklinalene må da være erodert vekk. I gneisen, som er fullstendig tektonisk konform med Skaugdals-amfibolitene, finner man nettopp slike skarpe vertikaltstående foldninger i den tydelige blotning langs veien fra Uddu til Hasselvika (fig. 4). Foldningsaksen i gneisen er parallell strekningsretningen i Skaugdal-amfibolitene.

Strekningen viser seg som regel tydelig i amfibolitene ved at hornblendenålene er ordnet parallell denne og ved at bergartene er meget oppsprukket, med tverrsprekker perpendikulær på strekningsretningen eller foldningsaksen. Stort sett faller denne fra 10°—30° mot N 65° Ø.

Grensesonen mot gneisen i nordvest består av åregneis og til dels småøyet øyegneis. Den må oppfattes som en migmatitsone.

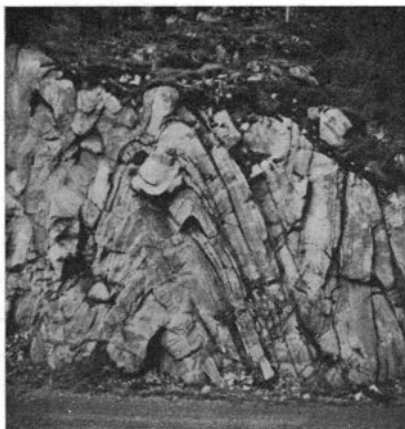


Fig. 4. Foldninger i gneisen mellom Uddu, Rissa og Hasselvik.

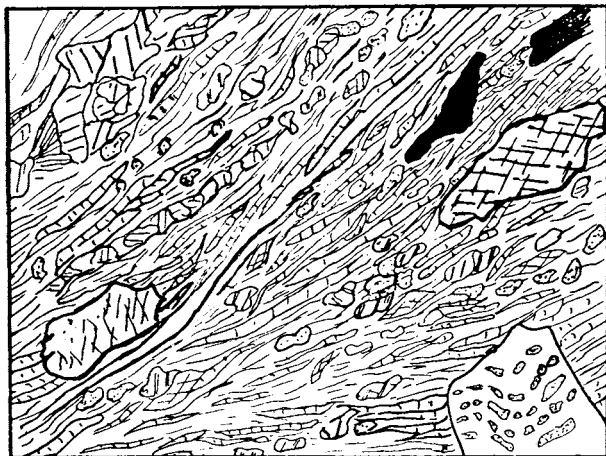


Fig. 5. Mikrobillede av den finkornige blastoporfyriske epidot-amfibolit fra Botten—Skaugdal-feltet. De store krystaller er dels uralit, dels granat (nederst til høyre). De små avrundete korn er oligoklaser og epidoter. De sorte korn er svovelkis. Den skiffrige grunnmasse består vesentlig av hornblendenåler.

Planskiffrige amfiboliter.

Typisk representant for de finkornige amfiboliter er en grøn, meget hornblenderik, linjærstruert og utpreget planskifrig bergart. Sjeldnere er den bare planstruert med amfibolnålene liggende i alle retninger i samme plan. Kornstørrelsen varierer noget med hornblendenålene fra en lengde på 0,1 mm til 0,4 mm, og plagioklas-kornene mindre enn 0,1 mm.

Makroskopisk gir de inntrykk av å være jevnkornige. Bare sjelden har jeg kunnet se relikststrukturer, idet jeg i en bergart i Modalen, Rissa, tydelig kunde se blastoporfyrisk struktur med strøkrystaller på opptil en halv centimeter av uraliter i en finkornig hornblende-plagioklasgrunnmasse. Denne bergart kunde jeg følge med jevn overgang til helt jevnkornige amfiboliter av samme type, men som makroskopisk ikke viste spor av blastoporfyrisk struktur. Mikroskopisk derimot er blastoporfyrisk struktur det alminneligste. Strøkrystallene er vanligvis av størrelsesorden 1 mm. Teksturen er linjærskifrig (fig. 5).

Amfibolitene består av følgende mineraler: lys grøn amfibol, sur oligoklas, epidot, klinozoisit, rød almandin, klorit, titanit, apatit,

svovelkis og kobberkis. Kvarts finner man sjelden som egentlig bestanddel likeverdig med de her nemnte mineraler, derimot forekommer den ofte i linseformige konkresjoner i bergarten. Epidoten forekommer også ofte på samme vis, men den er dessuten alltid vesentlig bestanddel av selve bergarten. Hornblenden opptar som regel mer enn 70 %, sur oligoklas og epidot kommer kvantitativt i annen rekke, som regel med oligoklasen i overvekt. Klorit og/eller almandin er også vesentlige bestanddeler, mens titanit, apatit og svovel- og kobberkis er aksessoriske mineraler. Biotit forekommer rent sporadisk.

Hornblenden viser noget varierende optiske forhold. Makroskopisk er fargen alltid mer eller mindre grønlig med tydelig lysere nyanse enn den vanlige sortgrøne farge som er karakteristisk for den alminnelige hornblende. Selv de hornblenderikeste bergarter av denne typen får på dette vis en egen lys grøn tone.

I slip er fargen lys, pleokroismen er tydelig.

γ : klar blågrøn

β : gulgrøn

α : lys gul til fargeløs

c/γ ca. 16° . $2 v$ ca. -80°

Dobbeltbrytningen er noget varierende, maksimum ca. 0,025 bestemt ved interferensfargen i tynnslip. Som vi skal se kan denne være atskillig lavere for enkelte aktinolitiske varieteter.

Lysbrytningen varierer også en del, jeg har tatt en del lysbrytningsbestemmelser.

I stoff, hvorav analysen ble utført. $\left\{ \begin{array}{l} \gamma: 1,667 \pm 0,002 \\ \alpha: 1,640 \pm 0,002 \end{array} \right.$

(Reinsklostret).

Grovkornig amfibolit fra Selnes. $\gamma: 1,660 \pm 0,002$

Grovkornig, masseformig uralitit, $\gamma: 1,653 \pm 0,002$

Kvithyllneset.

De to først anførte lysbrytningsbestemmelser tyder på at vi har å gjøre med hornblender i overgangsstadium fra alminnelig hornblender til aktinolitiske. Den med $\gamma: 1,667$ må nærmest betegnes som alminnelig hornblende hva lysbrytning angår. Hornblenden fra Kvithyllneset ser vi har en lysbrytning som kunde passe for vanlig aktinolit.

Modeberegningen av Reinskloster-analysen (tabell III) viser ganske riktig at hornblenden fremdeles inneholder rikelig Al_2O_3 , derimot meget lite Fe_2O_3 . Men denne har da også nettopp den høyeste målte lysbrytningsindeks.

De store uralitblastoporfyrrer er som regel mer eller mindre heterogent bygget. Oftest gir denne heterogenitet seg til kjenne i form av forskjellig pleokroisme og dobbeltbrytning. Det mest alminnelige er at vi har en kjerne som er nesten ufarget eller meget svakt pleokroitisk, og en hylle med sterkere blå-grøn absorpsjon i γ . Dobbeltbrytningen er sterkest for de fargeløse partier, meget svakere for de pleokroitiske partier.

Denne sonarbygningen finner man nettopp i de bergarter som inneholder hornblende med den laveste brytningsindeks d.v.s. aktinolitiske hornblender.

De hornblender som har høyere lysbrytningsindeks f. eks. i Reinskloster-amfiboliten viser en sterk pleokroisme samtidig med en meget høy dobbeltbrytning, nemlig ca. 0,025. Det er derfor rimeligst å anta at sonarbygningen i de omtalte uraliter ikke skriver seg fra en vekselbygning av mer eller mindre aktinolitisk hornblende med alminnelig hornblende, men derimot en vekselbygning av mer og mindre jernrik aktinolit.

Den ufargede kjerne med forholdsvis høy dobbeltbrytning må da være den magnesium-rikeste varietet, mens den pleokroitiske, lite dobbeltbrytende hylle må være jernrikt led.

Plagioklasen finnes i små korn mindre enn 0,1 mm i grunnmassen. Meget sjelden opptar den over 15% av bergarten. Nu og da kan den i enkelte smale drag utgjøre hovedbestanddelen, og vi får da lyse amfiboliter med hornblendenåler strødd i en masseformig plagioklasgrunnmasse.

Sammensetningen varierer fra $An_{10}Ab_{90}$ — $An_{18}Ab_{82}$. Det later til at de sureste plagioklasene forekommer sammen med de mest aktinolitiske hornblender.

Tvillingstriper er sjelden utviklet. Sonarbygning finner man i nesten alle korn. Den er så vel invers som normalt utviklet. Heterogen oppbygning av plagioklasen på helt uregelmessig måte er også meget alminnelig. Kornene får da en „undulerende“ utslukning. De enkelte korn er ellers helt friske, nogen antydning til saussuritisering er ikke iaktatt.

En Fe_2O_3 -fattig *epidot* eller ren *klinozoisit* er vesentlig bestanddel av Skaugdal-amfibolite. Mineralet kan oppta inntil 10—15% av bergarten. Som vi har sett av det foregående opptrer epidoten ikke som ved vanlig saussuritisering idet den fyller de „syke“ plagioklaskorn, men den finnes derimot som selvstendige korn

fullstendig likeverdig med grunnmassens plagioklaser og hornblendenaaler. Den rene klinozoisit er funnet spesielt i de lavest metamorfe aktinolitholdige bergarter fra strøket langs Modalen like øst for Botten.

De fleste av de her omtalte amfiboliter holder mer eller mindre *klorit*. Det er en lys grønn, svakt pleokroitisk varietet, interferensfargen er meget lav, blassgrøn. Det skulde således være en alminnelig klinoklor.

Granat: Som ca. en kvart centimeter store velutviklede porfyroblaster utgjør rød almandin en hyppig bestanddel av de sterkest pressede amfiboliter. Den forekommer i de bergarter som holder A_2O_3 -rik amfibol og mest basisk plagioklas. Meget ofte viser granatene helizitisk struktur, idet små epidotkorn er innvokset i granaten. De er orientert som en lite utpreget hvirvel (fig. 5). Hornblendenaalene butter på en eiendommelig måte mot granatflatene. De gir inntrykk av at granaten har vokset, idet den har spist opp hornblendene og ikke skjøvet denne til side som man så ofte ellers ser. Epidotkornene later til å være inneslutninger som granaten ikke har kunnet fordøye og nu på en måte danner en slags relikststruktur, på samme måte som så ofte kvarts-inneslutninger forekommer i granater.

I de amfiboliter som holder hornblende av aktinolit—tremolit serien, har jeg ikke funnet granat.

Apatit finnes bare rent sporadisk, hvilket stemmer med analysens minimale P_2O_5 -gehalt.

Titanit forekommer sjelden.

Svovelkis og *kobberkis* er meget alminnelig så vel som små korn i selve bergarten som i form av større konkresjoner som til og med har vært prøvedrevet på kobberkis.

Masseformige amfiboliter.

Disse er et så vidt karakteristisk trekk i petrografien innen Botten—Skaugdal-området, at de bør nemnes.

Små kupper av masseformige, lite pressede grove gabbroide bergarter forekommer flere steder innleiret i den finkornige, sterkt skifrige amfibolit. Kuppene er av størrelsesorden 50—100 m. Deres mineralogiske sammensetning er identisk med de forskifrede. Granat har jeg dog ikke funnet i deres paragenese. Grensen mellom de skifrige amfiboliter og disse masseformige er ofte skarp og kan

tydelig følges i feltet. Men gabbrokuppene er alltid så vidt forskifret henimot grensen at man tydelig kan se at de er presset konformt skiferen.

Best blottet er gabbrokuppene innen Botten-amfibolitdragets fortsettelse over på andre siden av Trondheimsfjorden mellom Lensvik og Stjørdalsbugen. Her kan grov masseformig amfibolit og finkornig sterkt skifrig amfibolit forekomme rent „veksellaget“, alltid med tektonisk konformitet. Denne opptredelsesmåte kan neppe tydes på annen måte enn at det er gabbroide dypbergarter som er trengt fram i de finkornige amfiboliter og under den tektoniske deformasjon blitt forskifret sammen med de finkornige amfiboliter. Hornblendemengden kan ofte utgjøre inntil 90% av bergarten og de må betegnes som rene uralititer.

I mikroskopet viser hornblenden uralitkarakter, helt på samme måte som de grove blastoporfyriske uraliter i de finkornige amfiboliter. Jeg har aldri sett pyroxenrester i dem. Det er da også rimelig at alle spor av pyroxen vilde ha blitt omdannet under den lave temperatur og det sterke stress som må ha hersket her under metamorfosen.

Analyser av den masseformige og den skifrige bergart (tabell I), viser at sammensetningen er helt identisk. Og, idet en tar deres geologiske relasjon i betraktning, er det meget rimelig å anta at vi her har å gjøre med overflatebergarter og dypbergarter av et og samme magna. Det samme forhold har professor Goldschmidt beskrevet fra Trondheimsfeltets grønne lavaer og deres dypbergarter (Goldschmidt 1916).

De her omtalte amfiboliter må etter deres mineralparagenese: mer eller mindre aktinolitisk hornblende, sur plagioklas, epidot, zoisit, klorit og/eller almandin, henregnes til laveste del av epidot-amfibolitfacies.

Den petrografiske utvikling viser at metamorfosetemperaturen har variert en del innen feltet. Et område som strekker seg øst for Botten, langs amfibolitsonens sentraldel fra Berg opp langs Modalen, oppbygges av de mest lavmetamorfe epidot-amfiboliter som holder sur oligoklas-albit ($An_{10} Ab_{90}$) og nesten Al-fri aktinolit. Videre holder de klorit, men ikke granat. Nettopp disse lavest metamorfe uralitporfyritter har beholdt den tydeligst blastoporfyriske relikststruktur.

Både nord og syd for Berg—Modaldraget er amfibolitenes paragenese: Al-rik amfibol, epidot, oligoklas ($An_{18} Ab_{82}$) og granat.

Det er altså bergarter som representerer en noget høyere metamorfosetemperatur.

Tabell I viser analyser av de ovenfor omtalte amfiboliter.

a er finkornig, skifrig amfibolit fra Reinsklostret, Rissa. *b* er masseformig uralittgabbro fra Selnes, Lensvik.

Tabell I.
Amfibolitanalyser fra Fosen.

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>
SiO ₂	46,71	45,96	or. 2,06	2,45
TiO ₂	-	0,15	ab. 19,86	21,00
Al ₂ O ₃	18,15	15,42	an. 37,91	28,77
Fe ₂ O ₃	1,23	3,75	Σ sal. 59,83	52,22
FeO	8,39	6,81		
MgO	10,43	10,98		
CaO	11,24	11,72	di 2,38	8,54
MnO	-	0,04	wo. 6,25	8,08
Na ₂ O	2,35	2,55	ol. 27,90	24,75
K ₂ O	0,35	0,42	mt. 1,79	5,00
H ₂ O +	1,55	1,75	il. -	0,28
H ₂ O ÷	0,08		ap. 0,09	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,02	Σ fem. 38,51	46,68

a: Reinsklosteramfibolit.

anal. H. Ramberg.

b: Selnes uralittit.

„Mode“-beregning av Reinsklosteranalysen.

Planimetrisk beregning viser at bergarten holder, omregnet til vektsprosent:

- 75% amfibol.
- 10% epidot.
- 8% oligoklas. •
- 7% klorit.

Plagioklasens α er mindre enn 1,537, γ er større enn 1,537, dette svarer til An₁₅Ab₈₅.

Kloriten regnes for å være av sammensetning 50% antigorit og 50% amesit. Den vil selvsagt også holde FeO og Fe₂O₃, men da kloriten utgjør så vidt liten prosent av bergarten, ble dette ikke tatt med i beregningen. Epidotens sammensetning er etter dobbeltbrytningen anslått til 80% aluminiumepidot og 20% jernepidot.

Beregningen sees av tabell II.

Tabell II.
„Mode“-beregning av amfibolitanalyse.

	Mol.	Ab.	An.	Al ₂ O ₃ Ep.	Fe ₂ O ₃ Ep.	Kl.	HbL.	Ap.
SiO ₂	7746	780	86	546	114	390	5830	
Al ₂ O ₃	1776	130	43	273		130	1200	
Fe ₂ O ₃	77				57		20	
FeO	1168						1168	
MgO	2587					650	1937	
CaO	2005		43	364	76		1518	03
Na ₂ O	379	120					249	
K ₂ O	37						37	
H ₂ O	860			91	19	520	230	
P ₂ O ₅	01							01

Hornblendens kjemiske sammensetning blir:

SiO ₂ :	46,88 %
Al ₂ O ₃ :	16,79 %
Fe ₂ O ₃ :	0,64 %
FeO :	11,2 %
MgO :	10,43 %
CaO :	11,38 %
Na ₂ O :	2,07 %
K ₂ O :	0,47 %
H ₂ O :	0,56 %
	<hr/>
	100,44 %

Hornblendens optiske konstanter:

γ : $1,667 \pm 0,002$ α : $1,640 \pm 0,002$

c/γ : 16° 2 V: ca -80°

$(\text{Ca}_{1,64} \text{Na}_{0,55} \text{K}_{0,08}) (\text{Mg}_{2,11} \text{Fe}_{1,26} \text{Fe}_{0,07} \text{Al}_{0,96}) (\text{Si}_{6,31} \text{Al}_{1,69}) \text{O}_{22} (\text{OH})_{1,1}$

Botten—Skaugdal-amfibolitenes genesis.

Botten—Skaugdal-amfibolitenes blastoporfyriske struktur viser at de er å oppfatte som opprinnelige lavabergarter. (Deres kolossale utbredelse taler imot den annen mulighet, nemlig at de er gangbergarter.) Deres kjemiske sammensetning er utpreget basaltisk eller svakt spilitisk. De er intimt knyttet til typiske sedimentogene metamorfiter som kalksteiner og forskjellige skifre, noget som best kan forklares ved å anta at lavamassene enten er blitt avsatt under vatn, eller at

de under en eller annen periode av sin utvikling senere har vært senket under havet.

De hyppig opptredende masseformige uralitgabbroer som ligger konformt innleiret i de planskifrige epidot-amfiboliter, oppfatter jeg som dyp-eruptiver, rimeligvis dannet av lavaens eget magma.

Etter at de her nemnte bergarter er kommet på plass, har hele Botten—Skaugdal-komplekset vært utsatt for sterk tektonisk deformasjon hvorunder bergartene er blitt foldet i vertikale, isoklinale, folder, og samtidig regionalomdannet og sterkt forskifret.

c. RØDSJØ-AMFIBOLITENE

Fra Sørfjorden, den innerste gren av Stjørnfjorden, strekker det seg en utpreget lengdedal i nordøst—østlig retning. Dette dalsøkket og sikkert også en del av Stjørnfjorden, følger et drag av amfiboliter og kalksilikatglimmerskifer som er innleiret i den omliggende gneis mot nord og syd. Amfibolitene og glimmerskiferne bygger opp øyer og nes langs hele sydsiden av Stjørnfjorden. Langs dalen kan man i selve dalbunnen og nordåsen følge draget fram til Hullvatnet.

Profiltegningen (fig. 6) viser et snitt tvers på strøkretningen av Rødsjø-amfibolitkomplekset. Den nordlige dalside bygges opp av planskifrige, sterkt pressede amfiboliter. Strøket er som ellers i området mellom Skaugdal og Rødsjø, N ca. 60° Ø, fallet er ca. 60° — 70° mot NV. Mot nord går amfiboliten etter en injeksjonsgneissone over i vanlig grå, sterkt skifrig, granitisk gneis. Grensen er tektonisk konform. Mot syd grenser amfiboliten mot plagioklasrik glimmerskifer. Mellom denne og gneisen i syd, som altså er det mektige gneiskompleks mellom Skaugdal og Rødsjø, har vi en liknende tektonisk konform migmatitzone. Fallet er såvel for skiferen som for gneisen 60° — 70° mot nord 25° V.

Fra Rødsjø og nordøstover forekommer en 3—4 km lang og ca. 2 m mektig kalkbenk innleiret i amfiboliten.

Selve amfibolitdraget har en mektighet på ca. 1 km. Bergarten er en mørk planskifrig, middelkornig hornblendebergarten. Den er utpreget linjærstruert idet hornblendeneålene er orientert i strekningsretningen som faller svakt mot N 65° Ø. Bergartene er gjennomgående tydelig grovere og mørkere av farge enn de før omtalte finkornige Botten-amfiboliter.

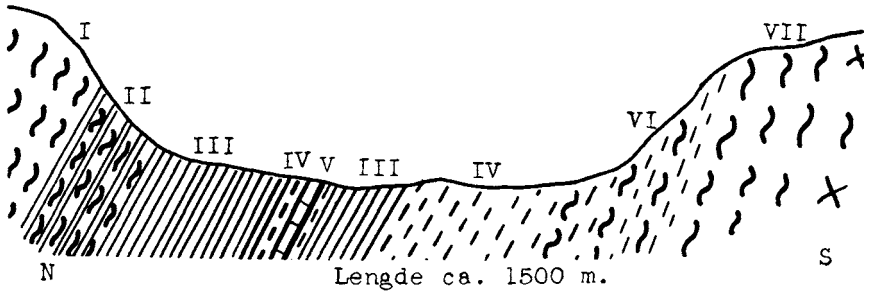


Fig. 6. Profil over dalen mellom Stjørnfjorden og Rødsjø.

1: gneis. II: båndgneis. III: amfibolit. IV: granat—glimmerskifer. V: marmor. VI: åregneis. VII: gneisgranit.

Strukturen er metamorf, granoblastisk. Aldri har jeg sett spor etter primær-struktur (fig. 7).

Mineralinnholdet er sortgrøn alminnelig hornblende, plagioklas av andesinsammensetning, klinozoisit og/eller epidot. Videre er granat eller diopsid hovedmineraler. Aksessorisk finnes titanit, kvarts, meget sjelden biotit og apatit. Svovelkis og kobberkis er alminnelig.

Hornblendene inntar sjelden under 50% av bergarten, i alminnelighet ca. 70%. Den viser i slip en utpreget metamorf habitus med sterkt kurvet begrensning mot de andre mineraler og er alltid rik på poikiloblastisk innesluttede korn av plagioklas og kvarts. Vi finner ikke her den utpregede langstrakte nåleform som i Botten-amfiboliten. Bredden av de enkelte korn er sjelden mindre enn halvparten av lengden.

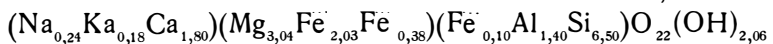
Hornblendene har følgende optiske karakterer: Makroskopisk sortgrøn. I slip: γ : skitten brunlig grøn. β : lys brunlig grøn. α : lys gul-brun. c/γ : ca. 17° . $2V$: — 80° . Dobbeltbrytningen er ca. 0,025, bestemt av interferensfargen i tynnslip.

$$\gamma: 1,673 \pm 0,002.$$

$$\alpha: 1,648 \pm 0,002.$$

Etter modeberegningen av bergartsanalysen får hornblendene følgende sammensetning

SiO ₂ :	43,38 %	CaO :	11,44 %
Al ₂ O ₃ :	7,91 »	Na ₂ O :	0,78 »
Fe ₂ O ₃ :	4,17 »	K ₂ O :	0,91 »
FeO :	16,23 »	H ₂ O :	1,05 »
MgO :	13,47 »		
			100,04 %



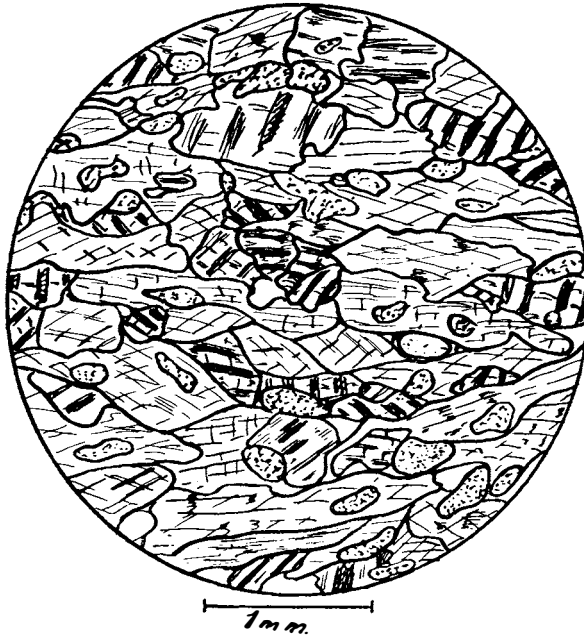


Fig. 7. Mikrobillede av typisk Rødsjø-amfibolite. De største diagonalstripete korn er hornblender. Ellers sees tvillinglistete plagioklaser og mindre avrundete epidotkorn.

Såvel de optiske data som den kjemiske sammensetning viser at hornblenden hører til den såkalte „alminnelige“ grønne hornblende.

Plagioklasen inntar opptil 20% av bergarten. Kornene er gjennomgående mindre enn hornblendekornene. De er helt friske uten spor av saussuritisering. Albit-tvillingstriper er alminnelig, periklin-tvillinger sjelden. De enkelte korn er som regel heterogent bygget. Dette kan enten gi seg utslag i invers eller alminnelig sonarbygning, eller som det oftere er tilfelle, i en helt usymmetrisk variasjon i sammensetningen. På denne måte får plagioklasen „undulerende“ utslukning. Sammensetningen varierer noe fra $An_{28}Ab_{72}$ — $An_{82}Ab_{18}$.

Klinozoisit eller en jernfattig *epidot* er vesentlig bestanddel av Rødsjø-amfibolite. Mineralen finnes som selvstendige korn, helt likeverdig med hornblenden og plagioklasen. Epidoten gir ikke på nogen måte inntrykk av å være dannet sekundært eller diaftoretisk av plagioklasen.

Ved siden av disse hovedmineralene er nesten alltid ett av de to mineraler diopsid og almandin tilstede. Når *diopsid* finnes, opptrer

den bare i liten mengde, neppe over 4%—6%. Det er en lys, i mikroskopet helt fargeløs diopsidisk pyroxen. Den opptrer som selvstendige korn. Nogen sammenvoksning med hornblende som kunde tyde på at den var reliket fra høyere facies, har jeg aldri sett.

En rød *almandin-granat* kan finnes i ganske stor mengde i de diopsidfrie amfiboliter. *Titanit* er ofte rikelig tilstede. En 3%—4% er ikke ualminnelig. *Biotit* og *kvarts* er begge to sjeldne. *Biotit* finnes bare sporadisk. *Klorit* har jeg aldri sett, unntatt som rent forvittringsmineral.

Den her beskrevne Rødsjø-amfibolit er meget homogen over store strekninger. Det er nettopp denne type som utgjør mesteparten av amfibolitkomplekset langs nordlia av dalen fra Stjørnfjorden til Hullvatnet. Vi må skille mellom denne og en typisk sedimentogen biotitrik amfibolit som forekommer her og der vekselaget med kalksilikatglimmerskiferen i syd.

Jeg har utført kjemisk analyse av en typisk Rødsjø-amfibolit av den typen som holder spor av diopsid (tabell III).

Tabell III.

Amfibolitanalyse fra Rødsjø.

SiO ₂	47,15	or. 3,05
Al ₂ O ₃	15,11	ab. 11,22
TiO ₂	1,56	an. 28,77
Fe ₂ O ₃	2,84	Σsal. 53,04
FeO.....	9,31	wo. 11,31
MgO.....	7,73	en. 9,17
CaO.....	11,53	fs. 3,00
Na ₂ O.....	2,51	ol. 13,54
K ₂ O.....	0,51	mt. 4,14
H ₂ O+ ...	1,46	il. 2,96
H ₂ O÷ ...	0,07	ap. 0,43
P ₂ O ₅	0,19	Σfem. ... 44,55
		d=3,005

Anal. H. Ramberg.

HASSELVIK-AMFIBOLITENE

I gneissonen mellom Skaugdal og Stjørnfjorden—Rødsjø-dalføret forekommer flere steder mindre drag av amfiboliter som står vekselaget med kalksilikat-glimmerskifre, disten- og staurolit-skifre og kalkleier.

Ved Krokvatnet, ca. 1,5 mil sydøst for Rødsjø, er det f. eks. innleiret et drag av sterkt foldete bergarter av de ovenfor nemnte



Fig. 8. Svakt foldet kompleks av veksellaget granitisk gneis og amfiboliter. Det er tydelig å se amfibolitdragene på grunn av den sterkere vegetasjon.

Billedet er tatt fra Hullvatn mot øst.

typer. I motsetning til den steiltstående forskifring som absolutt er framherskende i området mellom Stjørnfjorden og Skaugdal, ligger det omtalte kompleks med svevende forskifningsplan (fig. 8).

Best har jeg undersøkt Hasselvik-dragets amfiboliter. Forekomsten er nøyere beskrevet under „Kalksteinene“. Her blir bare trukket fram de eiendommeligheter som har interesse for amfibolitene.

Av profilskissen, fig. 15, ser man kompleksets geologiske bygning. Amfibolitene står intimt veksellaget med plagioklasholdige glimmer-skifre, marmorleier og granitiske gneiser. En kunde være fristet til å tro at de er av sedimentogen opprinnelse, dannet ved metamorfose av vekselleier av mer eller mindre kalkholdig mergersedimenter. I feltet ser de homogene ut og gir et magmatogent inntrykk. Mikroskopisk undersøkelse viser at de må settes i samme klasse som de homogene, magmatogene amfiboliter i Rødsjødalen.

Teksturen er typisk skifrig, med hornblendenaålene linjærstruert etter en akse som faller ca. 30° N 65° Ø. Strukturen er granoblastisk med poikiloblastiske kvarts- og plagioklasinneslutninger i hornblenden. Reliktstrukturer er ikke iaktatt.

Hornblenden er makroskopisk en sort alminnelig varietet. Mikroskopisk har den følgende optiske karakter: γ : skitten grasgrøn. α : lys gulbrun. c/γ° : 17° , $2V$: -80° .

Den er fri for inneslutninger av avrundete zirkonkorn, og er ikke å skille fra Rødsjø-hornblenden.

Plagioklasen er i alminnelighet usymmetrisk heterogent bygget og har således „undulerende“ utslukning, eller den er sonarbygget. Sammensetningen varierer ikke meget. Jeg har ikke funnet surere plagioklas enn $An_{28}Ab_{72}$ eller mer basisk en $An_{88}Ab_{67}$.

Rød *almandin-granat* er alminnelig.

Biotit finnes bare sporadisk.

Kvarts forekommer som undulerende utslukkende korn. Gjennomsnittlig er c-aksen perpendikulær på skifrihetsplanet.

Titanit, *apatit* og *erts-mineraler* er aksessoriske mineraler.

Hornblendens optiske karakter, bergartens homogene sammensetning tvers på skifriheten og dens ubetydelige biotitgehalt er eiendommeligheter som tyder på at bergarten er av magmatisk opprinnelse.

Kjemisk analyse av Hasselvik-amfibolittene mangler, men jeg skal forsøke å kalkulere deres kjemiske sammensetning i forhold til Rødsjø-amfibolittene på grunnlag av deres mineralsammensetning.

Den eneste forskjell i mineralogisk sammensetning mellom Hasselvik- og Rødsjø-amfibolittene er at de siste holder epidot og ofte litt diopsid som vesentlige mineraler, mens Hasselvik-amfibolittene er fri for begge disse. Plisert i mine tetraederdiagrammer for bergarter tilhørende epidot-amfibolittfacies (fig. 41), faller Hasselvik-amfibolitten noe nærmere N-hjørnet og lenger fra C-hjørnet enn Rødsjø-amfibolittene. De kommer nærmere bestemt til å ligge i selve planet Pl, Amf, Gr, og da hornblenden opptar mellom 50% og 70%, granat neppe over 10% og plagioklas resten, vil projeksjonen falle nær Pl, Amf-linjen. Det blir altså ikke stor forskjell i de to bergarters gjennomsnittssammensetning. Hele forskjellen består i en litt høyere natrongehalt og en litt lavere kalkgehalt i Hasselvik-bergartene enn i Rødsjø-amfibolittene.

e. DEN YTRE KYSTSONES AMFIBOLITER

Sammen med marmorforekomstene langs det aller ytterste kyststrøk fra Røstøy i Hemne til Almenningøy i Bjørnør, er amfibolittiske bergarter meget alminnelig. Av dem jeg har undersøkt er alle av betydelig mindre mektighet enn Skaugdal-amfibolittene.

Den ytre soner amfibolitter opptrer geologisk analogt med de ovenfor omtalte amfibolitter. De er alltid sterkt knyttet til typiske sedimentogene bergarter som kalksilikatglimmerskifer og marmordrag. En jevn migmatittisk, fullstendig tektonisk konform overgangssone

mellom amfibolite og de granitiske gneiser er det alminnelige grensefenomen mellom disse to bergarter.

Det er liten forskjell mellom Hasselvik- og Rødsjø-amfibolite og de her nemnte. Strukturelt er de praktisk talt identiske. Den ytre sonens amfiboliter viser også en utpreget skifrihet sammen med en typisk krystalloblastisk struktur. Mineralselskapet er heller ikke vesentlig forskjellig. En plagioklas av andesin—labrador-rekken og en mørk grønn alminnelig hornblende er de vesentlige mineraler.

Diopsidisk pyroxen er mer alminnelig her enn i Rødsjø-amfibolite.

Epidot derimot forekommer så vidt jeg har sett ikke i de typiske homogene amfiboliter. Dette kommer ikke av at epidoten er ustabil ved de her herskende P, T-betingelser under metamorfosen. Epidoten er nemlig et meget alminnelig skarn-mineral i den ytre sonens metamorfe marmor. Det er amfibolitenes kjemiske sammensetning som ikke tillater epidotutvikling. Plagioklasen er nemlig så vidt basisk at den absorberer den $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3$ -mengde, som ellers vilde ha gått i epidoten.

På samme måte som ved Rødsjø-amfibolite må man skille mellom homogene magmatogene amfiboliter som er karakteristisk ved å være så godt som fri for biotit, samt å holde lite kvarts, og de veksellagede sedimentogene biotit-hornblendeskifre.

f. KORT SAMMENLIKNING MELLOM DE BEHANDLETE AMFIBOLITFOREKOMSTER

Amfibolite fra Rødsjø, Hasselvik og den ytre sone anser jeg for å være gabbroide magmabergarter som under den voldsomme tektoniske deformasjon som har hersket under Vestrandens sammenveising, er blitt regionalmetamorfosert i betydelig forskjellig facies. Analysen av Rødsjø-amfibolite (tabell III) viser bergartenes basaltiske karakter.

Kjemisk analyse av Hasselviks og den ytre sonens amfiboliter foreligger ikke, men mineralsammensetningen (se ovenfor) er bevis nok for at også disse har en kjemisk sammensetning som er meget nærbeslektet med Rødsjø-amfibolite og Botten-amfibolite. At de f. eks. ikke holder biotit, viser at de i likhet med de analyserte amfiboliter har et meget lite kali-innhold. Ellers er mineralselskapet i de behandlede amfibolitdrag vesentlig betinget av variasjonen i forholdet

mellom epidot og plagioklas, variasjon i plagioklasenes sammensetning og endelig variasjon i amfibolens sammensetning. Idet man tar hensyn til at amfibolitenes epidot-gehalt synker med stigende basisitet i plagioklasens sammensetning, kan innholdet av Al og Ca i den ytre sonens amfiboliter ansees som nogenlunde av samme størrelse som i Botten-, Hasselvik- og Rødsjø-amfibolitene.

Plasert i mine tetraederdiagrammer (ACFN diagrammer fig. 41 og 42) vil projeksjonspunktene for største delen av amfibolitene fra de ovenfor omtalte fire hoveddrag falle innenfor rommet Ep, Amf, Gr, Pl. Nærmere bestemt faller det meget nær planet Ep, Pl, Amf. Sjelden kan projeksjonspunktet ligge noe nærmere C-hjørnet (for de svakt diopsidførende amfiboliter), men også da like ved det omtalte plan. Som vi har sett er hornblendemengden i de mest karakteristiske amfiboliter fra alle drag mellom 50%—70%. Området for projeksjonspunktene av den kjemiske sammensetning får således en ganske begrenset utbredelse.

Det er ikke funnet relikststrukturer som kan gi uomtvistelig bevis for at Rødsjøs, Hasselviks og den ytre sonens amfiboliter er overflatebergarter i likhet med Botten-amfibolitene. Men den helt analoge geologiske opptreden med nøyе tilknytning til sikre sedimentogene metamorfiter som marmorert og forskjellige skifre og den kjemiske sammensetning, taler sterkt for at også de høgregionalmetamorfe amfiboliter for en stor del primært har vært basaltiske lavbergarter.

2. Kalksilikatskifrene.

Flere steder i det foregående under beskrivelsen av amfibolitene, har jeg kommet inn på plagioklasrike skiferbergarter.

Det opptrer en sammenhengende rekke mineralogisk forskjellige typer av disse skifre, alt etter variasjonen i Al—Mg og Mg—Ca mineralene. Mellom ytterledene distensskifer og diopsid-kalsitgneiser, forekommer mellomled med staurolit, biotit, granat og amfibol. Felles for alle er at de er rike på plagioklas. Geologisk er de forskjellige led sterkt sammenknyttet, innen bare få meters mektighet kan begge ytterled foreligge. Typisk eksempel på dette er kalk-skiferkomplekset på Røstøy (fig. 16).

Alle disse plagioklasrike skifrene er å oppfatte som omdannede sedimenter hvis sammensetning har vekslet mellom bare svakt kalk-

holdige leirsedimenter (distensklifrene) og leirholdige kalkleier (diopsid—kalsitgneisene). Ja, tar man med de rene marmorbergarter som er behandlet særskilt i et senere kapitel, så kommer også praktisk Al-fri kalksedimenter med i rekken.

Størst utbredelse har skifrene med intermediært Ca/Al-forhold. Deres mineralogiske sammensetning blir: plagioklas, biotit og granat foruten kvarts. Ved større kalkinnhold kommer amfibol med økende mengde inn i paragenesen. Vi får rene amfiboliter. Jeg har tidligere vært inne på hvorledes sedimentogene amfiboliter lar seg skille fra de magmatogene amfiboliter.

a. SKIFRENE SYD FOR BOTTEN-AMFIBOLITENE

Syd for Skaugdalens amfibolitdrag består bergartene nesten utelukkende av intermediære typer av kalksilikatsklifre (fig. 56).

Grensen mellom Botten-amfibolitene og skiferen følger strøket langs en linje omtrent fra Gafsæt i Stadsbygda til noe NV for Storvatnet i Vannvik. I strøkretningen mot NØ grenser skiferen mot det store Hindrum-granitmassivet.

Skifer og amfibolit grenser konformt mot hinannen, fallet i grensen er bratt mot NV. Jeg har gått opp profiler langs vegen mellom Rissa og Stadsbygda og fra Storvatnet til Modalen.

Ved Gafsæt er fallet i grensen ca. 60—70° mot N 30° V. Strøket er altså det samme som i Botten-feltet. Idet man kommer mot SØ faller skiferen stadig slakkere mot NV. Ved Hårsaker gård, omtrent midtveis mellom amfibolitgrensen og Trondheimsfjorden Ø for Rødberg er fallet f. eks 30° mot vest. Bortimot fjorden ved Kriken og Vemundstad ligger skiferen helt svevende som hovedprofilen Rødberg-Stjørn-fjorden fig. 55 viser.

Strøk og fall er mer uregelmessig i skiferen mot Storvatnet. Enkelte konformt innleirete smalere amfiboliter og granitiske lager-ganger er alminnelig i skiferen. Ca. 1 km NV for Rødberg-graniten står en migmatisert kvartsit innleiret i bergarten.

Selve hovedkomponenten av skiferen er en grovkornet granatglimmerskifer. Den holder alltid vesentlig mengde plagioklas. Teksturen er tydelig skifrig, strukturen grovkornig lepidoblastisk. Store plagioklaser, kvarts, grovbladet rødfolett biotit og almandin-porfyroblaster er hovedmineralene. Ofte opptar en karakteristisk hornblendende større del av skiferen. Vi får virkelige hornblendeskifre.

Plagioklas-innholdet er prosentvis meget varierende, ofte opptrer den rikeligere enn kvarts. Kornstørrelsen er gjerne opptil 0,3 mm. Sonarbygning er ikke alminnelig. Tvillingstriper etter albitloven er hyppigere enn periklintvillinger. Meget ofte er kornene diaforetisk omdannet, idet kalsit fyller de omdannede korn. Saussurit er derimot ikke iaktatt. Sammensetningen kan variere fra $An_{80}Ab_{70}$ til $An_{50}Ab_{50}$.

Biotiten er av den vanlige metamorfe mørke type med følgende pleokroisme: γ : mørk brunfiolett, α : lys gul til fargeløs. Alltid er de rike på zirkon-inneslutninger omgitt av pleokroitiske ringer. Absorpsjonen i γ -stilling i ringen er nesten total, slik at ringen da virker opak. Biotit og amfibol er lovmessig sammenvokset der de fins sammen. Glimmerens basis ligger parallell amfibolens c-akse.

Amfibol opptrer i enkelte drag innen skiferkomplekset som vesentlig bergartsdannende mineral. Den er porfyroblastisk utviklet, i alminnelighet viser den poikiloblastisk struktur, idet kvarts m. m. er innesluttet. Ved rikelig avrundete zirkoninneslutninger røper den sin sedimentogene natur. Også pleokroismen er helt av en annen nyanse enn både Botten-feltets aktinolitiske hornblendens klare blågrøne absorpsjon i γ og de ytre homogene amfibolites skitten-gressgrøne hornblender. Derimot kan jeg ikke se forskjell på den ytre sonen (Røstøy etc.) eller Rødsjødalens sedimentogene metamorfe hornblender og denne. Pleokroismen er forholdsvis svak: γ : grå-grøn, α : lys gul-grå. Den er sterkere om zirkonene.

Den samme pleokroisme er karakteristisk for sedimentogene, metamorfe hornblender fra Trondheim-feltet (Goldschmidt 1915).

En rød-brun porfyroblastisk *almandin* er nesten alltid tilstede.

Kvartskornene er noget uttrukket i skifrihetsplanet. De er samlet i små linser parallell skifriheten. Som regel viser de rupturrell undulerende utslukking. Grensene av de ensslukkende deler er alltid sub-parallell kvartsens c-akse. Videre merkes at denne står mer eller mindre perpendikulært på skifriheten. Kvartsen er altså strukturorientert etter „den Trenerske alfa-lov“.

Kalsit, *klorit* og *muskovit* er alminnelige mineraler i skiferen. Der de forekommer viser bergarten alltid tydelige spor av diaforese. Et interessant tilfelle av slik diaforese er realisert i den sydligste del av hovedprofilen fra Rødsjø—Stjørnfjorden til Stadsbygda. Skiferen i grensen mot Botten-amfibolitene ved Gafsæt holder de overfor nemnte hovedmineraler; klorit og muskovit fins ikke. Bare spor av kalsit sees i plagioklasen som er en andesin. Sydøstover mot Kriken

og Vemundstad utskilles litt etter litt kalsit av plagioklasen samtidig som granat og biotit kloritiseres. Granaten byr størst treghet mot reaksjonen. Sluttproduktet, som foreligger som en svevende skifer lengst sydøst i profilet, er en ren albit–klorit-skifer med spor av granatrelikter.

En slik omdannelse må antas å ha foregått ved meget lav temperatur siden ikke engang epidot er dannet på noe trinn av diaftoresen.

b. RØDSJØ-SKIFRENE

Liknende kalksilikatskifre står syd for Rødsjø-amfibolitene. Klorit, muskovit eller kalsit har jeg ikke funnet i disse, derimot forekommer staurolit som idioblastisk utviklete porfyroblaster. Alminnelig mineral kan den ikke sies å være.

Innen enkelte drag av Rødsjø-skiferen er hornblendemengden så stor at skiferen går over til amfiboliter. Ved siden av den sikre sedimentogene karakter av disse amfiboliter er det interessant å legge merke til hvorledes også her den typiske lys grå-grøne absorpsjon i γ - og gul-grå absorpsjon i α -stilling er karakteristisk for hornblenden. Plagioklasen varierer mellom $An_{28}A_{72}$ og $An_{32}Ab_{68}$.

c. HASSELVIK-SKIFRENE

I veksellagning med amfibolitene og kalken i Hasselvika står også skifre som praktisk talt er identisk med Rødsjø-skifrene.

Vi merker oss at biotiten er rik på avrundete zirkon-inneslutninger og at pleokroismen er brun-fiolett til lys gul. Begge disse egenskaper har den felles med biotitene fra de andre sedimentogene bergarter i det undersøkte område. De magmatogene eller høg-migmatitiske graniter og gneiser holder derimot en biotit som er fri for avrundete zirkoner og hvis γ -absorpsjon er mer eller mindre grønn.

Et smalt drag av Hasselvik-skiferen, som står i direkte kontakt med gneisen (fig. 15), fører disten. Da skiferen ellers ikke holder Al-overskudd og således hverken muskovit eller disten er utviklet, er det selvsagt umulig å avgjøre, om disten i dette tilfelle bare er betinget av Al-overskudd eller om også metamorfosen bare i den direkte gneiskontakt har vært tilstrekkelig til distenens utvikling.

Plagioklasens sammensetning er ganske konstant ca. $An_{80}Ab_{70}$, det er aldri funnet mer anortitrik varietet enn An_{88} .

De ovenfor omtalte skifre er i grunnen av liten kjemisk og mineralogisk variasjon, plasert i A,CF-diagram faller projeksjonspunktet meget nær forbindelseslinjen mellom biotit og anortit.

d. RØSTØY-SKIFRENE

Annerledes stiller det seg med skifer-kalkkomplekset på Røstøy, Hemne. Innen en mektighet på 2—3 meter forekommer vekselagete bergarter hvis kjemi varierer etter linjen MN i A,CF-diagrammet (fig. 9). Angående den geologiske og den geografiske beskrivelse henvises til „Røstøy-kalken“ senere i avhandlingen og fig. 16. Her skal i korthet skifrenes petrografiske og mineralogiske forhold omtales.

Distenskiferen har en utpreget skifrig tekstur. Strukturen er porfyroblastisk med disten, granat, og plagioklas som porfyroblaster i en grunnmasse av kvarts, plagioklas og biotit.

Mineralene er 30% andesin, ca. 30% kvarts, ca. 20% biotit, ca. 15% granat og ca. 5% disten. Dessuten finnes enkelte ertskorn og enkelte apatitkorn.

Plagioklas opptrer som inntil $\frac{1}{2}$ cm store porfyroblaster. Småkorn av plagioklas finnes også i grunnmassen. Sammensetningen varierer innen ett og samme korn. Sjelden er plagioklasen sonarbygget på normal eller invers vis. Derimot har vi her som jeg har beskrevet før, en usymmetrisk variasjon i sammensetningen med „undulerende“ utslukning som resultat. Sammensetningen varierer fra $An_{80}Ab_{70}$ til $An_{50}Ab_{50}$.

Disten og granat opptrer også som porfyroblaster. Distenporfyroblastene blir 2 centimeter lange. Ellers er biotiten den ordinære mørke med brunfiolett pleokroisme. Den er rik på zirkoninneslutninger.

Skilt fra distenskifer med et ganske tynt drag av magmatogen amfibolit, ligger et ca. 2 meter mektig kompleks av sedimentogene metamorfiter, som kontinuerlig varierer fra biotitrike til diopsidkalsitrike varieteter.

Glimmerskiferen i dette kompleks er rik på eiendommelig utviklet kvartskonkresjoner. Disse kvartskonkresjonene er uregelmessig formet med et 3 til 4 centimeter stort „sentrallegeme“ med eiendommelige grenete utløpere på 5—10 centimeters lengde.

Mineralene er kvarts, plagioklas, amfibol, biotit, almandin samt et og annet korn titanit. Av interesse her er hornblendens og plagioklasens.

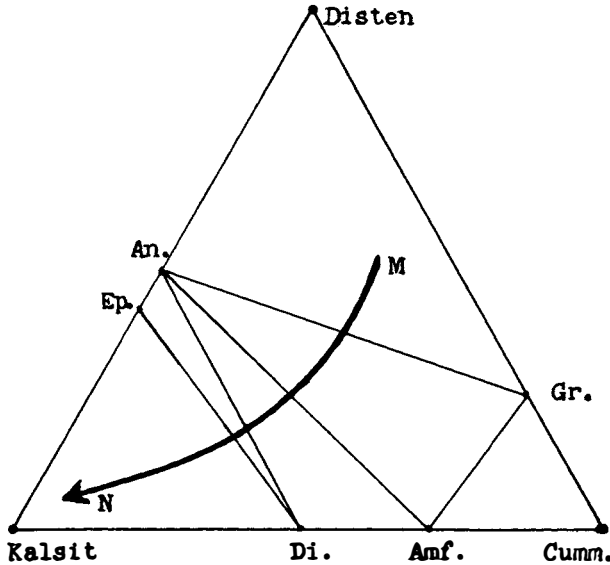


Fig. 9.

Hornblenden er nettopp av den tidligere omtalte sedimentogene metamorfe type med små innesluttede zirkoner og med den typiske blasse pleokroisme.

γ : skitten grågrøn, α : gulgrå.

γ : $1,678 \pm 0,002$ c/γ : $18,5^\circ$, $2 V$ ca. -80° .

Plagioklasens sammensetning er varierende med den mest basiske som en $An_{45}Ab_{55}$. Ofte framviser den invers sonarbygning. Både periklin- og albittvillinger er alminnelig.

Enkelte steder forekommer sjakkbrettalbit. Kalifeltspaten i denne er utformet som uregelmessige filler. „Albiten“ er en anortitholdig plagioklas. Med økende kalkinnhold i det opprinnelige sediment er det i den nuværende metamorfe drakt dannet hornblenderike og diopsidholdige bergarter.

Et ganske smalt drag, ca. 20 cm mektig i selve skiferkomplekset består av diopsidisk pyroxen, plagioklas, mikroklin, klinozoisit, titanit og skapolit.

Diopsiden er makroskopisk grågrøn. I mikroskopet er den fargeløs. Meget ofte holder den pleokroitiske hornblenderester. Mineralet er identisk med de diopsidene som finnes i kalkreaksjonskarnet.

Plagikolasen varierer som tidligere i sammensetningen. Jeg har sett nesten ren albit og på den annen side meget basisk plagioklas med sammensetning $An_{60}Ab_{40}$.

De sureste led finnes sammen med zöisit, og det er sannsynlig at de små inneslutningene av lyst mineral som finnes i klino-zöisiten er ren albit.

En meget jernfattig epidot forekommer som myrmekitaktige korn sammen med plagioklas, kalsit og skapolit. Nettopp der plagioklas og kalsit grenser mot hinannen er epidoten utviklet som synantetisk mineral. Kornene er gjennomsluttet av fine pølseformede små inneslutninger (albit?). Det er å merke at plagioklasen blir surere i grensen mot epidoten.

Små korn av skapolit finnes sammen med epidoten og plagioklasen på samme måte som epidot i grensen mellom plagioklas og kalsit. Skapoliten er også å oppfatte som et reaksjonsmineral mellom plagioklas og kalsit. Etter dobbeltbrytningen er sammensetningen ca. 60 % mejonit og 40 % karbonatmarialit.

Kalifeltspat utviklet som mikropertit forekommer. Ofte er den oppspist av myrmekit og sjakkbrettalbit. Kalifeltspaten i sjakkbrettalbiten er ikke regelmessig ruteformet, men opptrer derimot som uregelmessige innesluttede filler. Fillene er gjerne langstrakte og tilsynelatende orientert med sin lengste akse parallelt 2 bestemte retninger i feltspaten. Moderkrystallen er en tvillingstripet andesin.

I diopsid-plagioklasbergarten er dråpeformige småkorn av en fargeløs titanit meget utbredt.

Mellom den nettopp omtalte bergart og kalkdraget ligger en skifer som er å oppfatte som en blanding av den sist beskrevne bergart og den foregående plagioklasholdige biotit-hornblendeskifer.

c. VESUVIAN FRA RØSTØY

I et smalt kvartsbånd i det ovenfor omtalte sedimentogene kompleks har jeg funnet en forholdsvis stor porfyroblast av vesuvian. Den er linseformet med en lengde av ca. 3 centimeter og en bredde av ca. 2 centimeter. c-aksen står perpendikulært på skifriheten. Fargen var meget lys, svakt grønlig. Spalteriss i prismesonen er utpreget.

Lysbrytningen ble bestemt i Na-lys.

$$\omega_{Na} = 1,702 \pm 0,002.$$

$$\varepsilon_{Na} = 1,707 \pm 0,002.$$

Optisk enakset positiv. $\omega - \varepsilon = 0,01$. Den lave lysbrytning og den lyse farge tyder på meget lavt Fe_2O_3 innhold.

Vesuvianen er rik på poikiloblastiske inneslutninger av epidot og plagioklas. Plagioklasinneslutningene ga inntrykk av å tilhøre en og samme krystall idet de slukket samtidig.

Vesuvian med liknende brytningsindekser er funnet i skarnbergarter i Sør-Norges grunnfjell av professor Barth (Barth 1928).

Det er flere interessante reaksjoner mellom silikatmineraler og kalsit, som er virkeliggjort innen Røstøyas sedimentogene metamorfiter; mange av dem har jeg beskrevet og diskutert under avsnittene om „Røstøy-kalken“ og „Reaksjonsskarn“.

Epidot og plagioklas-porfyroblast-skifer fra Røstøy.

I kalk-skiferkomplekset på Røstøy forekommer i liggen mot gneisen en egenartet bergart som ikke godt kan plasseres i nogen av de tidligere behandlede grupper. Mektigheten er flere meter. Makroskopisk er den mørk brun-sort, slireformig utviklet med drag av vekslende farge parallell skifriheten.

Teksturen er skifrig. Strukturen er porfyroblastisk med plagioklas- og epidot-strøkrystaller i en finkornet grunnmasse av biotit, kvarts og plagioklas (fig. 10).

Plagioklasen er utviklet som opptil 1 millimeter store porfyroblaster. Invers sonarbygning eller heterogen sammensetning på annen måte er vanlig. Begge tvillinglover er alminnelig. Etter utslukningsvinkelen i a-snitt er de mest basiske bestemt til $\text{An}_{45}\text{Ab}_{55}$.

Epidoten opptrer også som porfyroblaster, i alminnelighet noget mindre enn plagioklasporfyroblastene. Diameteren er fra $\frac{1}{4}$ til $\frac{1}{2}$ mm. Kjernen består av ortit som er gulfarget i tynnslip og viser svakt dobbeltbrytning. Lag av stadig jernrikere epidot omgir kjernen. Etter dobbeltbrytningen bestemt ved interferensfargen i tynnslip til å være 0,015 for den innerste hylle om selve ortitkjernen og ca. 0,033 for det ytterste lag, varierer jerninnholdet fra 10 → 25 Mol-% jernerpidot.

Biotit er utviklet som små flak i grunnmassen. Pleokroismen er brun for γ , lys gul for α . Den er således lik de sedimentogene biotiter, men den mangler zirkoninneslutninger som er så typisk for de siste.



Fig. 10. Mikrobillede av skifer fra Røstøy. I en grunnmasse av biotit og kvarts sees unduløse og sonarbyggete porfyroblaster av plagioklas (stripete) og epidot (prikkete).

Forøvrig er ikke mineralassosiasjon uvanlig for sedimentogene metamorfitter. De såkalte floititer har f. eks. den samme paragenese.

Alt tyder på at bergarten er en suprakrustal. Det er mulig det er en metamorf tuff.

Granitene.

GEOGRAFISK OVERSIKT

Bortsett fra de sterk pressede, mer eller mindre granitiske gneiser som opptar største delen av fjellgrunnen NV for gneisgrensen langs nordvestlia av Skaugdalen, forekommer det også ofte virkelige masseformige kaligraniter.

Granitene er tydeligvis mest utbredt i den ytre gneisregion, men også i amfibolit-skiferen SØ for gneisen er der flere større granitmassiver. Eksempelvis kan nemnes fra skiferen syd for Skaugdalen: Hindrem-graniten, som er et forholdsvis stort massiv som ligger mellom Vannvika og Leksvika øst for Storvatnet i Vannvik. Denne skal forøvrig etter Kjerulf delvis bestå av protogingranit eller trondhjemit. Like vest for Storvatnet i Vannvik forekommer et mindre område av en rød grovkornet typisk kaligranit. Sannsynligvis tilhører

den Hindrem-massivet. Videre kan jeg nemne graniten som bygger opp sydvestspissen av Fosenhalvøya, Rødberget. Uten tvil må den være en utløper av den store gneis-granitsone som bygger opp fjellgrunnen på den andre side av fjorden ved Ingdalen.

I selve gneissonen opptrer graniter i stor mengde. Store deler av gneisdraget mellom Skaugdalen og Størnfjorden—Hullvatndalføret, består av mer eller mindre presset masseformet granit. Årlutheia, mellom Uddu og Hasselvik, bygges opp av en grovkornet lite presset granit. Ved Agdenes er flere rader av langstrakte granitrygger blottet. Ytterst ute langs kysten er nettopp slike „tog“ av langstrakte røde granit-lakkoliter eller fakoliter et vesentlig trekk av feltets petrografiske karakter.

GRANITENES GEOLOGISKE OPPTREDEN

Som nemnt opptrer granitene i meget langstrakte kropp, tilsynelatende konformt innleiret i gneisen eller skiferen. Typisk er også deres dragvise ordning med den ene kropp som følges av den annen i strøkretningen. I de indre (sydøstlige) skiferområder hvor strøket ikke er så helt enstydig, er granitmassivene mer uregelmessig begrenset. Eksempel er Hindrem-graniten.

Ofte viser det seg at granitmassene fyller antyklinalene i gneisen, med konform intrusjonstektonikk.

Typisk eksempel på dette er granitryggene i området Selva—Agdenes. Her står granitmassivene fram som bratte, forholdsvis høge rygger. Sidebergartene som delvis er gneis, delvis amfiboliter, faller alltid ut fra granitmassivene (fig. 11). Et enkelt sted har jeg iaktatt at graniten i sin strøkretning stuper ned under gneisen i en tydelig antyklinal (fig. 12). Dette må tydes som at graniten fyller kjernen i en fold, og at den øvre del av folden, som har dekket granit-lakkoliten, nu er erodert bort.

Så klart og tydelig som forholdet mellom graniten og gneisen eller skiferen kommer fram her, er det sjelden å se ellers i området. Men da gneis og skifer meget ofte har et fall ut fra granitryggene, er det rimelig å anta at de aller fleste granitmassivene i Fosen-distriktet nettopp er slike lakkoliter eller fakoliter.

Sjelden ser man at graniten bryter inn tvers på skifrihetsplanet i gneisen, derimot er på den annen side båndgneisdannelse ved injeksjon av granitmagma parallelt skifrihetsplanene det alminnelige. Også for

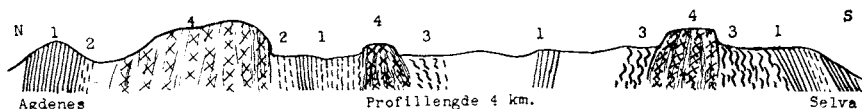


Fig. 11. Profiltegning over granitryggene mellom Selva og Agdenes.

1: amfibolit. 2: granatglimmerskifer. 3: gneis. 4: granit.

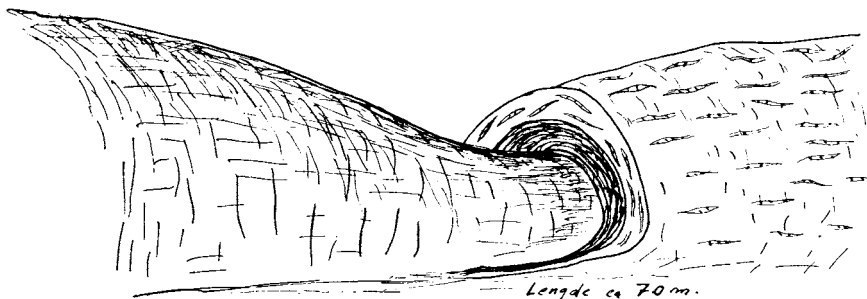


Fig. 12. Tegningen viser granitrygg som dukker ned under en fold av amfibolit (innerst) og pegmatitrik gneis.

amfibolitenes vedkommende er en slik injeksjonsgneissone det vanlige i grensen mot granitene. Det er derfor ikke tvil om, at granitene er yngre enn gneisen, og også yngre enn amfibolitene og skifrene i de indre strøk. Ved Åremmen på vestsiden av Trondheimsfjorden, rett over Uddu ved Rissa er det f. eks. blottet en typisk lit-par-lit gneis i grensen mellom amfibolit og Storhammerens granit.

På den annen side er granitene sterkt presset og viser mikroskopisk tydelig granoblastisk struktur. Alltid er graniten parallellstruert konformt skifer eller gneis. Granitene er altså tydelig yngre enn skifer og gneis, men samtidig eldre enn feltets tektoniske utforming. Det at de opptrer som pseudokonforme fakoliter eller lakkoliter i antiklinalene skulde tyde på at de er av synorogen opprinnelse. De kunne betegnes som syn- eller senkinematiske graniter.

Bare for en granits vedkommende er det tvilsomt at den er særlig presset. Men når vi her tar i betraktning at det dreier seg om kjernen i et forholdsvis stort granitmassiv, graniten ved Årlutheia nord for Uddu, kan man neppe med sikkerhet si at denne graniten skulde være yngre enn feltets tektoniske deformasjon.

MIKROSKOPISK BESKRIVELSE

Som eksempel på granitene vil jeg blant annet beskrive *Agdenes-graniten* nøyere. Dette er en rød, tydelig presset biotitgranit. Strukturen er granoblastisk, typisk mørtelstruktur. Kornstørrelsen er følgelig meget varierende. De største korn er en par mm i diameter. De består hovedsakelig av mikroklin, men også oligoklas og kvarts. Småkornene i grunnmassen er 0,2 mm og mindre. Disse utgjøres nesten alltid av kvarts, oligoklas og myrmekit. Kalifeltspat er sjelden her.

Hovedmineralene er kvarts, mikroklinpertit, oligoklas og biotit. Titanit og apatit finnes i mindre mengder. Magnetit forekommer aksessorisk.

Mikroklinen er en rød pertit.

Oligoklas forekommer i rikelige mengder, men øyensynlig noget mindre enn mikroklin. Sammensetningen er ca. $An_{10}Ab_{90}$. Plagioklas-kornene gir inntrykk av å ha vokset under metamorfosen. De finnes strødd i de andre mineraler, og de griper bukteformig inn i for eksempel kalifeltspat. Kornene er helt friske. De er sjelden heterogent bygget. Tvillinglameller etter albitloven er alminnelig.

Myrmekit spiller stor rolle i de pressede graniters mineralselskap. Som regel er den et grensefenomen mellom kalifeltspat og plagioklas. Grensen mellom myrmekit og kalifeltspat er alltid skarp og griper innbuktende inn i den siste. Men overgangen mellom myrmekiten og den homogene plagioklaskrystal er kontinuerlig. De pøselformige kvarts-utskillelser i myrmekiten avtar gradvis henimot plagioklasen for tilslutt å falle helt bort. Vi får da en homogen, ofte tvillingstripet oligoklasalbit. Myrmekit forekommer også som selvstendige korn hvor hele krystallen er gjennomtrengt av kvartsutskillelsene.

Det ser altså ut som at en hel del av plagioklaskornene er oppstått ved „replacement“ av kalifeltspat via myrmekit. Det må da ha skjedd en viss kalsium-natrium-metasomatose. Jeg kan her minne om den utpregede myrmekitdannelse som opptrer så ofte i reaksjons-skarnet i grensen mellom kalksteiner og silikatbergarter, som vi senere skal behandle.

Kvarts kan utgjøre ca. 30 % av Agdenes-graniten. Ofte er den undulerende utslukkende.

Biotit er en mørk grønbrun varietet. γ : mørk grøn-brun. α : lys-gul. Titanit kan forekomme i flere mm store korn.

Hornblende er funnet som sjeldenhet.

Graniten ved Årlutheia er meget mer grovkornet enn Agdenesgraniten. Kornstørrelsen er opptil 0,5 cm. Strukturen er mindre granoblastisk, man kan vanskelig kalle den mørtelstruktur. Bortsett fra at plagioklasen er noget mer basisk i Årluthei-graniten nemlig $An_{20}Ab_{80}$ og at den siste holder en del epidot, så er de to graniter like.

Vargola-graniten som finnes like vest for Storvatnet, Vannvik, er av samme type som disse to.

Rødberg-graniten skiller seg fra dem alle ved sin mer finkornete struktur. Myrmekit er ikke iaktatt her. Biotiten har veket plassen til fordel for proklorit og muskovit. Tatt i betraktning at Rødberggraniten sannsynligvis er grensefacies av det store Ingdal-granitkomplekset trenger dette ikke tyde på at man har med en annen type granit å gjøre.

Som eksempel på Agdenes-granitens kjemiske sammensetning har jeg ført opp en analyse hentet fra Carstens' publikasjoner om Trondheim-feltet (Carstens 1919).

Tabell IV.

Anal. av Agdenes-granit (etter Carstens - op. cit.).

	Vekt %
SiO ₂	77.30
TiO ₂	0.10
Al ₂ O ₃	13.01
Fe ₂ O ₃	0.12
FeO	0.50
MgO	0.47
MnO	-
CaO	0.62
Na ₂ O	4.38
K ₂ O	3.81
P ₂ O ₅	-
H ₂ O+	0.22
H ₂ O-	0.04
Sum:	100.57

Gneisen.

GEOGRAFISK OVERSIKT

Vi har tidligere omtalt at Fosenhalvøya petrografisk sett kan deles i to hovedsoner. En ytre eller nord-vestre gneis-granitsone og en amfibolit-skifersone syd-øst for denne.

På syd-vestsiden av Trondheimsfjorden kommer gneisen fram i et drag nærmere Trondheim-feltets vestgrense. Denne gneissonen blir altså liggende mellom Trondheim-feltet og amfibolit-skiferkomplekset som bygger opp fjellgrunnen mellom Stjørdalsøren og Ingdalen. Dette er som jeg allerede før har omtalt en direkte fortsettelse av Skaugdal-amfibolitene og skifrene. Det er rimelig å anta at de granitiserte bergarter som forekommer ved Brødreskift like nord for Rødberg-graniten er en fortsettelse på østsiden av fjorden av den sist omtalte gneissone. Her skal omtales spredte trekk fra gneisen til belysning av dens genesis og Vestrandens genesis forøvrig.

a. GNEISEN RUNDT INGDAL-GRANITEN

I syd-øst grenser gneisen med tektonisk konform grense mot overliggende Røros-skifer. Etter C. W. Carstens er overgangen fra Røros-skifer til gneisen kontinuerlig. Det har av den grunn vært meget vanskelig nøyaktig å fastslå Trondheim-feltets vestgrense.

Ingdal-graniten opptar store deler av gneis-sonen her. Nord for granitmassivet er, etter Kjerulf, atter en grå heterogen gneis den herskende bergart inntil den grenser mot skifer-amfibolitkomplekset i nord. „Fallet i gneisen går alltid ut fra granitmassivet“ (Kjerulf 1871). Fallet i gneisen ved Trondheim-feltets vestgrense er sydøstlig, nord for Ingdal-graniten er fallet altså mer eller mindre nordlig. (Se oversiktskart og hovedprofiler bakerst i avhandlingen.)

Carstens sier om denne gneisen at det er en „gneis av typus Uddu, Rissa“.

På en oversiktsreise mellom Orkdal og Kirkseterøra ble jeg klar over at man nettopp har den samme bergart i denne gneissonen som i gneisen nord for Skaugdalen (Uddu).¹

¹ Se bemerkning side 152.

b. GNEISEN MELLOM UDDU OG HASSÉLVIK

Som typus for gneisen skal jeg bl. a. omtale gneisen mellom Skaugdal og Stjørnfjorden.

Den direkte kontakt mellom Skaugdal-amfiboliten og gneisen i nord er ikke skarp slik at man kan „legge hånden på grensen“. Grenseområdet består av en heterogen åregneis.

Lyse, granitiske drag veksler med mørke biotitrike slirer, boudinageformede amfibolittinnleiringer og gjennomtrengende pegmatitårer. Sjelden har den lyse komponent øyeutvikling. En småøyet gneis forekommer f. eks. på vestsiden av Trondheimsfjorden ved Åremmen og ved Stoum ca. 2—3 mil opp i Skaugdalen. Etter Kjerulf er øyegneis en utbredt bergart i grensen mellom amfibolit-skiferen og gneisen ved Værrafjorden (kartbladet Stjørna 1871).

Langs vegen fra Uddu til Hasselvik er gneisen vakkert blottet. Den står i skarpe vertikale folder (fig. 4). Foldningsaksen faller mer eller mindre mot N, ca. 65° Ø. Gneisen er hele vegen meget heterogen. Særlig ser en ofte boudinageformede amfibolitdrag innleiret i den. Overalt setter pegmatitganger gjennom skifrihetsplanene eller følger disse. Som regel er det hornblendeholdige pegmatiter. I det hele tatt er hornblende meget alminnelig mineral innen gneissonen. Vanlig grov-porfyroblastisk øyegneis forekommer ikke, her og der finner man derimot en meget småøyet gneis med feltspatporfyroblaster på maksimum 1 centimeters diameter.

Avbrutt av Årlut-graniten kommer den samme sterkt pressede heterogene gneisen fram i den nordlige del av profilet. Mindre kroppar av rød masseformig granit av samme type som er omtalt tidligere, finner man ofte intrudert mellom gneisens skifrihetsplan.

Lengst nord i profilet, ved Hasselvik, forekommer enkelte pressede gabbrokupper i gneisen.

Grenseforholdet mellom gneisen og skifer-kalkkomplekset ved Hasselvika er tydelig blottet (fig. 15). Selve skiferkomplekset er tydeligvis innbeddet i gneisen, med gneisen som den yngste bergart.

Rent makroskopisk kan man dele gneisen minst i tre hovedkomponenter. 1. De eldre innleirede boudinageformede amfibolitdrag og biotitrike slirer. 2. En lys granodioritisk, ofte meget grovkornig og homogen, sterkt presset gneis. 3. Gjennomsettende hornblendepegmatitårer.

Boudinageformen av amfibolitinnleiringene må sees i sammenheng med de veldige strekningskrefter som har hersket her under regionalmetamorfosen. Jeg har flere ganger før nemnt at amfibolitene er gjennomført av tverrsprekker i alle størrelsesordener. Amfibolitene er tydeligvis betydelig sprødere bergart enn så vel gneisen som skifer og kalkstein. De smale, ufordøyete amfibolitdragene i gneisen har under utpresningen ikke kunnet føye seg plastisk etter stresskreftene. De har sprukket opp tvers på strekningsretningen, og gneisen som tydeligvis har vært mere plastisk, har føyet seg etter trykket og presset seg inn mellom sprekkene i amfibolitslirene (fig. 3). Boudinagene kan på denne måte oppfattes som „fossile“ tverrsprekker. De viser at sprekkssystemene allerede ble utviklet eller iallfall anlagt under metamorfosens høydepunkt. De er altså ikke resente dannelser.

De innleirete amfibolitdrag er alltid mere eller mindre biotitisert i grensen mot selve den lyse granitiske gneisen. Forøvrig later det til at amfibolitene motstår forgneisingen meget bedre enn glimmerskiferen. Grensen mellom den siste og gneisen kan være fullstendig overgangsmessig slik at man i grenseregionen vanskelig kan si om man har skifer eller gneis for seg. Innleiringer i den lyse gneis av bergarter som man med tydelighet kan kjenne igjen som granatglimmerskifer har jeg aldri påtruffet. Selvsagt kan biotitrike slirer skrive seg fra skiferrester, men overganger mellom slike biotitrike slirer og amfibolitrester viser at slirene iallfall for en stor del skriver seg fra sterkt biotitisert amfibolit.

Den lyse rød-grå granitiske komponent av gneisen utgjør kvantitativt sett størsteparten av bergarten. Den kan være utviklet på forskjellig måte. Ved Hasselvika har den en meget karakteristisk habitus. Det er en grovkrystallinsk, sterkt skifrig plagioklas- og mikroklinrik bergart. På en eiendommelig måte er den helt gjennomvevet av mindre pegmatitårer. Disse er av størrelsesorden 20—50 cm lengde, 2—3 cm bredde. Pegmatitårene er alltid ordnet parallell skifrihetsplanet. Mineralene i pegmatitårene er utelukkende mikroklin og kvarts nesten uten glimmer.

Slip av den lyse gneiskomponent viser at en andesin av sammensetning $An_{88}Ab_{67}$ kvantitativt er mikroklinen overlegen.

Myrmevit og sjakkbrettalbit er meget alminnelige mineraler.

Epidot opptrer som selvstendige avrundete korn.

Biotiten er den samme som i granitene, med mørk grønn absorpsjon i γ .

Teksturen er utpreget skifrig, strukturen granoblastisk mørtelstruktur.

Denne varietet av gneisen opptar store områder av bergartene ved Hasselvika. Mellom Selva og Agdenes er den hovedbergarten. Den utgjør f. eks. det ytterste lag i antiklinalen med granitkjernen som jeg har omtalt tidligere (fig. 12).

c. GNEISEN VED NESVATN

Ved Nesvatn i Hemne (V på oversiktskartet) forekommer et amfibolit—skifer—kalksteinskompleks helt analogt Hasselvik-komplekset. Det står med ca. 70° fall mot N 25° V (fig. 22). Hovedkomponenten av gneisen er den samme pegmatitrike lyse gneis som beskrevet fra Hasselvik. Hele skiferdraget er mer eller mindre impregneret av pegmatitisk materiale.

En granatglimmerskifer som forekommer i komplekset er på sine steder så full av småkornige pegmatitårer parallell skifriheten at den vanskelig kan skilles fra den omtalte gneiskomponent. Mikroskopisk har den dog enu sitt karakteristiske sedimentogene preg i form av en typisk fiolettbrun biotit med innesluttete avrundete zirkonkorn.

Amfibolitdrag som står vekselaget med skiferen og gneisen er betydelig mindre angrepet av granitiseringen enn skiferen. Bare sjelden ser man pegmatitårer i den. Det later til at amfibolit er betydelig mere motstandsdyktig mot granitisering enn glimmerskifer.

Slip av forholdsvis homogen, men pegmatitrik og grov hornblendegneis viser følgende mineralparagenese: kvarts, plagioklas — ofte som myrmekit — friske små mikroklinkorn, hornblende og biotit. Epidot sees sjelden.

Hornblenden holder små avrundete zirkonkorn med pleokroitisk ring som ellers er så karakteristisk for de sedimentogene metamorfe hornblender fra andre deler av feltet.

Biotiten er ofte å finne sammenvokset med amfibol. Med hensyn til dens utseende i mikroskopet er den meget lik biotiten fra granitene og den homogene komponent av Agdenes-gneisen. Pleokroismen er grønbrun til lys gul. Den fører inneslutninger av små avrundete korn av et fargeløst til gult mineral som jeg ikke sikkert kan si er zirkon. Pleokroismen rundt kornene er i så fall betydelig svakere enn rundt zirkonkornene i den mørk brune biotit fra skifrene.

d. GNEISEN PÅ RØSTØY

På Røstøy i Hemne (VI på oversiktskartet) forekommer også amfibolitiske bergarter, kalksteiner og glimmerskifre som er innleiret i finkornige hornblenderike granodioritiske gneiser (fig. 16). Vi skal her merke oss hvorledes en plagioklas-epidotporfyroblastskifer direkte, med ganske skarp grense går over i en lys granitisk gneisbergart, mens den opprinnelige struktur opprettholdes. Slirer eller drag av av amfibolit er ikke funnet i gneisen i nærheten av skiferkomplekset.

På den sydlige del av øya forekommer en eiendommelig flasrig gneis med cm.-store muskovit-porfyroblaster.

Strukturen er grovkornig, flasrig med små linsener av kvarts og feltspat. Om disse er det grove biotit- og muskovitskjell. Ofte sees store muskovitporfyroblaster som pseudomorfoser etter disten.

Mineralene er: Andesin, mikroklin, muskovit, biotit, myrmekit, kvarts og titanit.

Plagioklasen er full av små muskovitflak.

Biotiten er av den grønne varietet som forekommer i den lyse „magmatiske“ komponent av gneisen så mange steder, f. eks. i Hasselvik. Men det er tydelig å se zirkon-korn med pleokroitisk ring. Pleokroismen er betydelig svakere om zirkonen her enn i de brunfiolette biotiter fra skifrene.

Myrmekit er alminnelig i grunnmassen.

e. GNEISEN VED RØDBERG

I dette avsnitt er det på sin plass å nemne den kvartsiten som i hovedprofilet er avmerket som paragneis like nordvest for Rødberggraniten syd i profiltegningen (fig. 53). Den består vesentlig av rekrystalliserte kvartskorn, litt biotit og epidot og er således en sedimentogen kvartsit.

Den viser bl. a. spor etter opprinnelig lagning, nu er denne delvis utvisket av den sekundære skifriheten.

Enkelte partier av bergarten er tydelig granitisert idet den er gjennomtrengt av pygmatiske pegmatitårer og linsener av pegmatitisk materiale. Såvel linsene som de foldete pegmatitårer er på en egen måte i sin orientering avhengig av både opprinnelig lagdeling og sekundær forskifring (fig. 13).

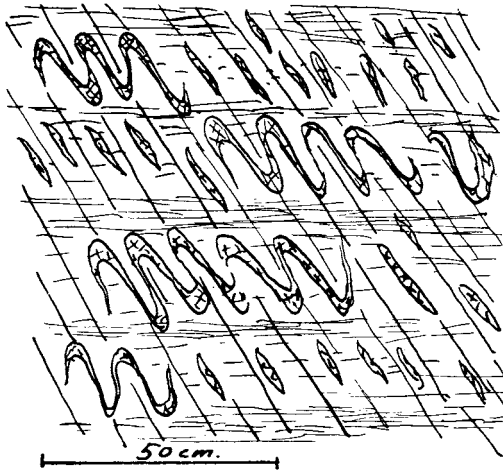


Fig. 13. Migmatit-struktur fra Brødreskift, Stadsbygd. Primær skiffrighet (lagning) ligger vannrett. Den påtrykte forskifring ligger diagonalt. Vi ser hvorledes pegmatitårer og linser er orientert i en viss relasjon til begge disse.

er eldre enn de omtalte masseformige intruderte graniter.

På den annen side viser den utpregede tektoniske konformitet mellom gneis og amfibolit—skifer, at de er synorogenetiske. Også granitene har sikkert deltatt iallfall i den siste del av stress-deformasjonen.

Gneisen kan tenkes oppstått på flere forskjellige måter. Jeg vil her ta i betraktning følgende: 1. Dannet ved omkrystallisering av opprinnelige granitiske bergarter. 2. Oppstått som primær magmatisk. 3. Dannet ved delvis injeksjon av magmatisk materiale i de eldre bergarter. 4. Eller gneisen kan endelig oppfattes som migmatitisk i Wegmann'sk forstand, altså at den er framkommet ved hydrotermal, eventuelt pneumatolytisk $K_2O - SiO_2$ metasomatose av de eldre krystallinske skifre.

Vi skal se nøyere på hva de ovenfor omtalte områder fra gneisen kan fortelle om dens genesis.

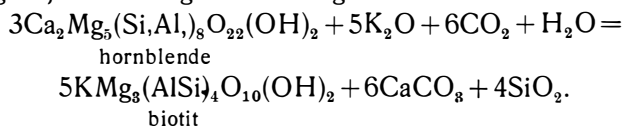
Alle grenseområder mellom gneisen og amfibolit-skiferdragene viser at gneisen må ha vært i meget lett bevegelig tilstand under feltets orogenese. Den har vært så lettflytende eller i så fullstendig oppløsning at den har trengt seg fram langs skiffrighetsplanet i skifer-amfibolitpakkene og delvis omdannet disse i så høy grad at det er meget vanskelig å gjenkjenne de primære bergarter selv i mikro-

I denne forbindelse kan jeg minne om den forholdsvis rikelige opptreden av granitiske lagerganger i amfiboliten i nærheten. Langs sjøkanten fra denne paragneisen og noen kilometer henimot Rissa ser man meget ofte injeksjerte smale granitganger.

f. GNEISENS GENESIS

Gneisen, i sin nuværende form, er etter disse iakttagelser tydeligvis yngre enn amfibolit—skiferkompleksene. Den

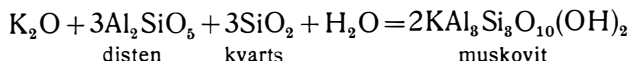
skopet. Enkelte steder som ved *Nesvatn* har det dog vært mulig å finne trekk i gneisen som viser at den må ha vært primære glimmer-skifre eller amfiboliter. I de forgneisede amfiboliter er hornblendene i stor utstrekning omdannet til biotit. Denne omdannelse må man tenke seg skje etter følgende likning:



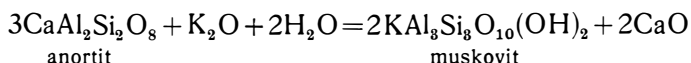
For en slik omdannelse kreves det altså metasomatisk tilførsel av kalium.

Røstøyas gneiskompleks viser egenskaper som har interesse for forståelsen av reaksjonene ved gneisens dannelse. Den grove muskovitporfyroblastgneis antar jeg er en omdannet distensklifer av samme type som opptrer i det uforgneisede sedimentogene kompleks på øya. Her må disten være omdannet til muskovit. Det er også interessant å merke seg at plagioklasen, på tross av den høge temperatur som må ha hersket der, har vært gjenstand for intens muskovitisering.

Reaksjonene kan tenkes som følger:



For muskovitiseringen av plagioklasen velges følgende reaksjon, idet jeg antar at det vesentlig er anortiten som reagerer:



Det frigjorte CaO kan i sin tur f. eks. reagere med kalifeltspat under myrmekitdannelse.

Det er å merke at temperaturen har vært meget høy i Røstøygneisen (se Røstøy-kalken senere i avhandlingen), muskovitiseringen er altså ikke på nogen måte å betrakte som den vanlige diaforetiske muskovitisering av plagioklas.

Endel av gneisen er altså tydeligvis dannet under forholdsvis ren $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ metasomatose av eldre bergarter som ovenfor vist.

Vi skal nu gå tilbake til *Hasselvik-gneisen*.

Av profilet over sedimentkomplekset og nærmeste sidebergarter (fig. 15), ser man at »hovedmarmordraget« er skilt fra den homogene pegmatitgneis ved et 70 m mektig amfibolit-skiferdrag. Det nordligste smale marmordrag er derimot praktisk talt i direkte kontakt med

tilsynelatende magmatogen gneis, bare 10—20 cm pegmatitimpregneret skifer skiller de to bergarter.

De to kalkdragene viser liten forskjell i metamorfosetemperatur. Hoveddraget har, som vist under kapitlet: „Metamorfofen“, vært opphøyet til en temperatur som såvidt har overskredet diopsidens undre stabilitetsgrense under de gitte P-forhold. I det smale drag er det atskillig rikeligere dannelse av diopsid i skarnet, men vanlige kontaktmineraller er ikke utviklet. Hverken vesuvian eller grossular-holdig granat som fins i de regionalmetamorfe kalker i den ytre sone, forekommer. Flusspat og andre pneumatolytiske kontaktmineraller som er så typiske f. eks. rundt Oslo-feltets graniter (Goldschmidt 1912), har jeg heller ikke funnet.

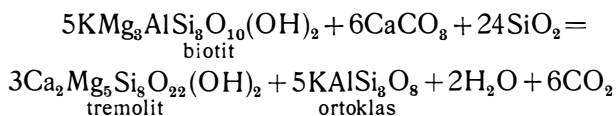
I tilfelle av at de mest homogene og tilsynelatende „magmatiske“ gneiskomponenter virkelig skulde ha trengt fram som magma i vanlig forstand, så har dette altså ikke på langt nær hatt den temperatur eller det innhold av pneumatolytiske reagenser som i alminnelighet foreligger i granitiske magmaer.

Heller ikke hypotesen om at gneisen er regionalmetamorf rekrystalliserte eldre granitiske bergarter tilfredsstillende av observasjonene. Det skulde da ikke være grunn til at temperaturen overhodet var noget høyere i den lyse gneis-komponent enn i skiferbergartene i nogen avstand fra den. Også for den mest homogene komponent av gneisen vil jeg derfor anse hypotesen om metasomatisk opprinnelse som best i overensstemmelse med observasjonene.

K. Hauan, som i flere somre har bereist Veststranden, er også av den oppfatning at gneisen er yngre enn amfibolite og skifrene, men han antar gneisen for direkte magmatisk. (Dagbok 1867.)

Sjakkbrettalbiten, myrmekiten og hornblendepigmatitårene som gneisen er så rik på, er meget interessante forhold som godt kan forklares ved den metasomatiske forgneisnings-prosess.

En av de primære reaksjoner som må tenkes å ha foregått under forgneisingen av de opprinnelige amfibolitiske bergarter, er biotitisering av hornblende. Dette er som kjent en reversibel reaksjon. Ved CaO-metasomatose går biotit, ved temperaturer som svarer til tremolitmarmor eller høyere, over til amfibol og kalifeltspat.



Det er høyre side av likningen som er stabil ved de P,T-betingelser som gneisen er metamorfosert under.

At biotit ikke er stabil i kalkoverskudd har bl. a. H. v. Eckermann vist fra Tennberg-graniten (1923). Graniten er intrudert i kalkstein. p. g. a. diffusjon av CaO inn i granitmagmaet omdannes biotit (og klorit) til amfibol.

I kalksteinenes reaksjonsskarn har jeg overalt, der temperaturen er så høy at amfibol overhodet er stabil, iaktatt det samme, d. v. s. her er det glimmer i glimmerskifre regionalt omdannet sammen med kalkstein som gir hornblende og ortoklas.

Det må derfor sannsynligvis være overskudd av kali i forhold til det som trenges til feltspaten for at reaksjonen skal gå mot biotit-dannelse. Muskovitiseringsen av anortit og disten fra Røstøy viser at det tilførte materialet nettopp delvis har hatt et K_2O/Al_2O_3 forhold større enn 1.

Etter som hornblendene i amfibolitene omdannes til biotit under migmatiseringen, vil porevæsken nødvendigvis bli stadig rikere på kalk, tilslutt kan hornblendens oppløselighetsprodukt overskrides og den krystalliserer ut som mineral i selve gneisen eller, som det så ofte er tilfellet, sammen med kalifeltspat i pegmatitårer. Det blir på dette vis vanskelig å få bukt med hornblendene, og det er da også utallige eksempler på at amfibolitene er langt mer motstandsdyktig mot forgneisningen enn glimmerskifrene.

Vi har sett at myrmekit og sjakkbrettalbit er vesentlige mineraler overalt i gneisen. Selvsagt vil den mer eller mindre kalkrike poreløsning under passe P,T-betingelser kunne reagere med kalifeltspat og gi disse to mineraler. De samme reaksjoner er alminnelige i reaksjonsskarnet i kalksteinsgrensene. (Se „Reaksjonsskarn“ side 80).

Selvsagt er det ingen ting i veien for at store deler av gneisområdet opprinnelig kan ha vært mer eller mindre granitiske bergarter. Men under feltets tektoniske regionalomdannelse har eventuelt også disse vært så plastiske at de har blitt påtrykt et helt nytt granoblastisk „ansikt“.

Det er forøvrig meget sannsynlig at et nøyere studium av gneisen måtte kunne bringe for dagen relikttstrukturer også i selve den lyse homogene komponent i gneis-komplekset.¹

¹ Senere undersøkelser viser at den mest homogene granitiske komponent i gneiskomplekset øyensynlig er migmatiserte og dels bare rekrystalliserte sparagmiter.

Eklogit-amfibolit fra Røstøy.

Lengst syd på Røstøya forekommer en egenartet melanokratisk bergart. Den ligger linseformig innleiret i grove flasrige gneisbergarter, bl. a. i den nettopp beskrevne muskovit-porfyroblastgneis. Grensen er skarp. Utvalsingen av linsen parallell gneisens forskifring viser at de begge har deltatt i samme tektoniske deformasjon. For så vidt er de syngenetisk. Det har ellers ikke vært mulig å finne aldersfølgen ved breksjering, innleiring av bruddstykker eller andre kritika.

Grovstrukturen er svakt sliret parallell sidebergartens forskifring. Mikrostrukturen er derimot fullstendig masseformig porfyroblastisk.

Grunnmassen består av en granoblastisk finkornig sammenvoksing av hornblende, biotit, kvarts og litt plagioklas. Som $\frac{1}{2}$ til 1 millimeter store porfyroblaster opptrer granat.

Hornblendene opptar ca. 60% av bergarten. Kornstørrelsen er $\frac{1}{10}$ til $\frac{1}{20}$ mm. Den er utviklet med merkelig ekvidimensjonal habitus. I forhold til grunnmassens lyse mineraler er den hypidioblastisk.

Makroskopisk er hornblendene lys grøn av farge, betydelig lysere enn tilfellet er med de vanlige „alminnelige amfiboler“ i denne facies.

Følgende pleokroisme er observert:

α : lys gul—fargeløs.

β : skitten grå grøn. $2V$ ca. — 80° , distinkt dispersjon $r > v$

γ : klar blå-grøn. c/γ : 18°

Også ved sin klare blå pleokroisme skiller hornblendene seg fra den som er utviklet i amfibolitene som er beskrevet fra den ytre gneissone under „Amfibolitene“ tidligere i arbeidet.

Granat forekommer i stor mengde som lys-brune små porfyroblaster. Allerede fargen viser at den ikke er alminnelig amfibolit-almandin. En lysbrytningsbestemmelse resulterte i: $n=1,775$. Etter Eskolas bestemmelsesmetode hvor det tas hensyn til forekomstmåte ved siden av lysbrytning blir sammensetningen:

45% almandin, 25% grossular og 30% pyrop. (Eskola 1921.)

Det er altså en ekte eklogit-granat av pyrop-grossular-almandintypen.

Biotit finnes som små brunviolettede flak orientert sammenvokset med hornblendene. Den holder ikke zirkonkorn. Her og der er den noget kloritisert.

Plagioklaskornene er såvidt små at en skikkelig bestemmelse av deres sammensetning har vært umulig.

Kvarts utgjør sammen med plagioklas ca. 15% av grunnmassen. Opake erts-mineraler forekommer i mindre mengde. Bergartens sp. v. 3,085.

Den forholdsvis høge spesifikke vekt, den masseformige struktur og bergartenes innhold av typisk eklogitgranat samt av en smaragditisk amfibol berettiger til å skille denne ut fra de vanlige amfiboliter i gneissonen. Jeg kan ikke finne nogen annen måte å klassifisere den på enn som en mellomting mellom eklogit og amfibolit.

I samme forbindelse kan nemnes at pyroxen-eklogiter i det Romsdalske grunnfjell ofte er omgitt av en sone hvor pyroxenen er uralisert.

Liknende eklogitoide bergarter er etter K. M. Hauans dagbøker funnet flere steder i Trøndelagskystens gneissone.

Trondhjemit intrudert i Botten-amfibolitene.

Omtrent 1 km sydøst for Kvithyllneset i Rissa, finner man en lys granodioritisk bergart. Formen av kroppen er langstrakt parallell strøket, nærmest som en steiltstående linse hvorav den sydvestlige halvpart er avkappet av Trondheimsfjordens store bruddsone. Linsens tykkeste parti er et par hundre m bred, og dens lengde ca. 1,5 km.

Grensen mot amfiboliten er skarp uten spor av kontaktvirkning eller injeksjon. Bergarten er tydelig forskifret konformt omgivende amfibolit. I et steinbrudd sees bruddstykker av amfibolit i dioriten. Selv om bruddstykkene tildels er fullstendig kloritisert og biotitisert, ser man at kjernen i de større inneslutninger ennå har bevart hornblendens frisk.

Diorit og bruddstykkene er forskifret konformt slik at glimmerflakene i den lyse bergart er parallell grensen av inneslutningene når disse er linseformig utpresset.

Slip av dioritens sentrale deler viser en skifrig tekstur med de få biotitflak parallell-orientert. Strukturen er noget granoblastisk. Mineralene er: *Kvarts*, oligoklas, litt biotit og et og annet korn kalifeltspat, samt her og der et korn av rød granat.

Mot grensen blir tekturen mer skifrig, mens oligoklasen epidotiseres. Samtidig går biotiten over til muskovit og en karakteristisk klorit med sterk grasgrøn-gul pleokroisme og anomal brunviolettt interferensfarge. Etter Winchell blir dette proklorit.

Den friskeste del av bergarten holder ca:

- 50% kvarts
- 40% oligoklas-albit
- 2% biotit
- 4% mikroklin
- 4% erts

Som man ser er dette mineralselskap meget likt trondhjemitens. Jeg utførte derfor kisel- og alkali-bestemmelse for å få en kjemisk karakteristikk av bergarten.

Planimetrisk mineralbestemmelse ga følgende resultat:

Biotit: 1,5%

Ertstmin.: 4,0%

Plagioklasens sammensetning ble bestemt til $An_{12}Ab_{88}$ etter utslukningsskjevhet i a-snitt og dessuten β : 1,537. Idet all natron ble antatt å gå inn i plagioklasen kunde jeg, på basis av analysen og den planimetriske bestemmelse av biotiten og ertsmineralene, regne ut mineralenes mengdeforhold og også kalkulere kalsium, aluminium, magnesium og jerninnholdet av bergarten. Resultatet sees av tabell V.

Til sammenlikning har jeg ført opp analyser fra Goldschmidts arbeide over de kaledonske magmabergarter (1916).

Tabell VI a er trondhjemit fra Utsira, analytiker: Sollied.

Tabell VI b er trondhjemit-aplit fra Guldfjellet, Bergen, analytiker: Hiortdahl og Irgens.

Tabell V.

Partiell Trondhjemit-analyse fra Rissa.

	Vekt %	Mol. verdi		Beregnet mineral %
SiO ₂	78,62	1310	Bestemt.	Ortoklas 3,90 %
Al ₂ O ₃	9,28	91	} Beregnet.	Albit 33,54 %
MgO	} 0,48	12		Biotit 1,55 %
FeO		18		Kvarts 50,76 %
CaO	1,01			Ertstmin. 4,00 %
				H ₂ O..... 1,34 %
Na ₂ O	3,95	64	} Bestemt.	Sum..... 100,00 %
K ₂ O	0,89	09		
Rest.....	5,77			
Sum.....	100,00			

Analytiker:
Hans Ramberg.

Tabell VI.

Trondhjemit-analyser (data etter Goldschmidt).

	a	b
	Vekt%	Vekt%
SiO ₂	76,94	75,81
Al ₂ O ₃	12,60	12,33
MgO.....	0,23	0,09
CaO.....	3,50	2,74
Na ₂ O.....	4,23	3,98
K ₂ O.....	0,25	0,97

Det er å merke at jeg ikke har ført opp de oksyder som ikke framkommer i min beregningsanalyse og således ikke har interesse for sammenlikningen.

Allerede disse to analyser representerer sure ledd av trondhjemitstammen og Rissa-trondhjemiten blir altså å betrakte som et ekstremt surt ytterledd.

Den beregnede mineralogiske sammensetning av Rissa-bergarten stemmer godt med Goldschmidts definisjon av trondhjemiter hentet fra hans nettopp nemnte arbeide side 77:

„Ich definiere die Trondhjemit als leukokrate saure Tiefengesteine, deren wesentlichste helle Bestandteile ein natronreicher Plagioklas (der Oligoklas-oder Andesin-Reihe) und Quartz sind, während Kalifeldspat entweder fast ganz fehlt oder doch eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Unter den meisten spärlichen, oft sehr spärlichen, dunklen Mineralen ist Biotit das wichtigste, zum kleineren Teil manchmal ersetzt durch Amfibol (selten) oder noch seltener durch einen diopsidischen Pyroxen.“

8. Dioriten ved Uddu.

En enkel forekomst av presset, antakelig magmatisk hornblendediorit er iaktatt i den nordligste del av Botten-feltet. Den bygger opp en ganske lav åsrygg fra Uddu kai i Rissa og noen hundrede meter nord-østover langs strøket. Grensen mellom den lyse diorit og de mørke hornblenderike amfiboliter i sydøst, er tilsynelatende overgangsmessig, idet dioriten får et stadig rikere innhold av hornblende.

En mikroskopisk undersøkelse viser at teksturen er sterkt plan-skifrig, strukturen er granoblastisk.

Mineralene er:

- Ca. 10% hornblende
- 5% biotit
- 40% kvarts
- 45% andesin
enkelte ertskorn.

Hornblenden er av omtrent samme type som i Botten-amfibolitene, men fargen er noget mørkere. Den er tydelig metamorf med poikiloblastisk innesluttete kvartskorn. γ : blågrøn. α : lys gul. c/γ : 16° . $2 V$: -80° .

Biotiten er av en mørk grøn-brun farge. γ : grøn-brun. α : lys gul.

Plagioklasen er sonarbygget med kjerne av sammensetning $An_{50}Ab_{50}$ bestemt ved utslukningsskjevhet i a-snitt = 28° .

Kvartsen er tildels undulerende utslukkende.

Epidot og *apatit* forekommer aksessorisk.

Den overgangsmessige grense mot amfibolitene gir inntrykk av at bergarten, som må ansees for magmatisk, er dannet ved direkte magmatisk differensiasjon „in situ“.

Kalksteinene.

KALKSTEINENES GEOLOGISKE OPPTREDEN

Kalkstein, eller marmor, er meget utbredt bergart både i Skaugdals-amfibolitene og de dragvis anordnede amfibolit-skiferflak som forekommer spredt utover innen hele den ytre gneissone. Kalksilikatglimmerskifrene syd for Skaugdal—Botten-amfibolitene inneholder derimot såvidt meg bekjent ikke kalkstein.

Flere er såvidt store og rene at de kan ha praktisk interesse.

De her undersøkte kalksteiner opptrer geologisk sett analogt. På samme måte som skiferkompleksene de er innleiret i, viser kalksteinen stor utholdenhet i strøkretningen i forhold til mektigheten. De er også knyttet til bestemte drag innen skiferkompleksene, slik at den ene kalkstein følges av den annen i strøkretningen avbrutt av amfiboliter eller skifre. En slik opptreden er sannsynligvis i første rekke forårsaket av den primære sedimentasjon. Kalken er avsatt som lite mektige, men vidstrakte sedimenter. Men vi skal heller ikke se bort fra virkningen av de sekundære forskiftingsprosesser. Under disse kan kalken bli plastisk flytende når trykk og temperatur er høge nok og en utpresning i tynne plater er mulig.

Kalkenes nærmeste sidebergarter er amfiboliter, kalksilikatglimmerskifre, kvartsiter og no og da distensskifre. Enkelte steder er disse bergartene så nøye sammenknyttet at de opptrer direkte veksellaget, som f. eks. i Hasselvik-kalkkomplekset, Nesvatn-kalken og Røstøy-kalken m. m.

Den hyppige opptreden av kalkstein i selv de små flak av eldre skifer innen gneissonen, viser at kalkstein har vært meget utbredt i dette eldre forgneisede amfibolit-skifer-kompleks.

Under den nærmere beskrivelse har jeg funnet det hensiktsmessig å dele kalksteinene inn etter deres metamorfosegrad.

Gruppe 1. omfatter de lavest metamorfe kalksteiner fra Storlia i Leksvik. Etter Eskolas klassifisering henregnes disse til kvartsmarmorene (Eskola 1922).

Gruppe 2. inneholder talk- og aktinolit-kalkene rundt Botten, Rissa.

Gruppe 3. er diopsidkalker som forekommer i Hasselvika, Selva, Krokvatnet (ca. 1,5 mil SØ for Rødsjø) og ved Lillelia i Rødsjø.

Gruppe 4. omfatter de høyeste metamorfe kalksteiner som jeg overhodet har funnet innen feltet. Det er kalksteiner på øyene langs kysten fra Røstøy i sydvest til Almenningøy i nordøst. Det første sted ligger i Hemne på rektangelbladet Terningen, det annet ved Roan på Bjørnørkartet. Den siste gruppe settes mellom diopsidkalkene og wollastonitkalkene. Vesuvian og en noget grossularholdig granat viser at temperaturen har vært høyere enn i den lavere del av diopsidmarmorens stabilitetsområde.

Mellom disse gruppene har vi flere overgangsledd, men da det her ikke kommer inn nye mineraler som distinkt indiserer temperaturen, kan man foreløpig ikke sette opp mellomgrupper. På den annen side kan man se at mellomgruppene har rikelig utvikling av de mineraler som karakteriserer hovedgruppen like under. Eksempel på dette er forholdet mellom Nesvatn- og Hasselvik-kalken. Mens diopsiden såvidt er utviklet i den siste og altså viser at den nettopp har blitt utsatt for en temperatur bare såvidt over diopsidens undre temperaturgrense ved de gitte trykkforhold, så er diopsidreaksjonskarnet i Nesvatn-kalken meget vel utviklet.

På den annen side finnes ikke den overliggende gruppes indexmineraler, vesuvian eller granat, i Nesvatn-kalken.

a. GRUPPE I

Storlikalken.

Geografisk-geologisk oversikt. I Storlia mellom Leks- vika og Skaugdalens øverste del (I på oversiktskartet fig. 56) fore- kommer enkelte benker på opptil et par meters mektighet av forholds- vis uren marmor. De ligger i fylliter og grønsCIFre med svevende lagstilling. Skifrene er på det geologiske kart Stjørna avmerket som Trondheim-skifre, mens de omliggende bergarter skal være grunnfjell. Jeg har ikke kunnet finne nogen diskordans eller noget tydelig brudd i metamorfosegraden som kan berettige til å skille mellom to så vidt for- skjellige formasjoner. Derimot viser det seg at de samme bergartene som er avmerket som Trondheim-skifre kan følges langt innover i de områder som etter det geologiske kart Stjørna er grunnfjell. Riktignok står her ofte mer amfibolitiske bergarter av typus Botten —Rissa. Det kan ha vært disse mer amfibolitiske bergarter som man har antatt for å være grunnfjell. I analogi med Botten-feltet, hvor lav- metamorfe aktinolit-grønsCIFre finnes sammen med noget høyere metamorfe epidot-amfiboliter i konform forskifring og begge er en og samme bergart (kaledonske basalter), utsatt for en liten forskjell i metamorfosegraden, kan man også betrakte Storli-bergartene som noget forskjellig metamorfoserte deler av en og samme bergartstype.

Mineralene i kalkens umiddelbare sidebergarter er klorit, epidot, sur albit (An_{10}) og kvarts. Det er altså ekte grønsCIFre. Enkelte steder kan man som sagt ha en del aktinolit i paragenesen og vi får da epidot-amfiboliter eller aktinolit-grønsCIFre etter Vogt.

Selve kalken er utviklet som en uren grå marmor. Strukturen viser at den er omkrystallisert. Den er forholdsvis grovkornet med opptil en mm store korn. Kornbegrensningen er småkurvet. Tvilling- striper er utviklet i de fleste korn.

Enkelte steder sees primær lagdeling som delvis er utvisket av den nye skifriighet.

En analyse av kalken viser at det er en ren kalkspatmarmor med bare 1,5 % magnesium- og jernkarbonat (tabell VIII A).

Mineralogisk beskrivelse. Følgende mineraler er funnet i kalken: muskovit, som tynne skjell på skifriighetsplatene, en ufarget klorit, undulerende utslukkende kvarts, grumsete korn av leukoxen, små runde apatitkorn og endelig enkelte korn av klinozoisit. Para- genesen viser at vi har en lavmetamorf marmor foran oss.

Kloriten er en ualminnelig lys type. Den viser ingen pleokroisme uten rundt enkelte små innesluttede zirkonkorn. Den har negativ elongasjon, liten dobbeltbrytning, er optisk toakset positiv med liten aksevinkel og har en lysbrytning på ca. 1,58. Etter Winchell svarer disse data til en amesitrik klorit. Grøn klorit har jeg ikke funnet i marmoren.

b. GRUPPE 2

Berg—Modal-kalken.

I den lavmetamorfe del av Botten—Skaugdal-amfibolitene forekommer flere marmordrag av samme type som Storli-marmoren (II på oversiktskartet). Kalksteinene finnes dragvis fra Berg gård like sydøst for Botten parallellt strøket langs SØ-lia av Skaugdal i retning mot Værran.

Marmorene står vekselaget med kloritskifre og de tidligere omtalte aktinolit-grønskifre. Talk, zoisit, leukoxen, apatit, svovelkis, kvarts og oligoklas-albit forekommer som forurensninger i kalken. Det har vært umulig å konstatere om små muskovitflak er til stede eller ikke.

Baustad—Kvithyll-kalken.

Geografisk-geologisk oversikt. Ganske mektige steiltstående drag av grovkrystallinsk marmor forekommer innen de noget høyere metamorfe Botten-amfibolitene (III på oversiktskartet).

Langs Botten nordvest-bredd mellom Baustad og Halvspannet står et ca. 150 meter mektig drag av meget ren, hvit marmor. I strøkretningen mot sydvest er det samme draget blottet flere steder, bl. a. i Søndre Kvithyllneset.

Sidebergartene er de før omtalte Botten-amfibolitene. Den umiddelbare grense mellom marmor og amfibolit utgjøres som regel av glimmerskifer av varierende mektighet. I Kvithyllneset hvor sidebergartene er godt blottet, er f. eks. denne grenseskiferen ca. $\frac{1}{2}$ meter mektig (fig. 14).

Analysen av Botten-marmoren viser at den i likhet med Storli-marmoren også er en praktisk talt ren kalkspatmarmor (tabell VIIIB).

Mineralogisk beskrivelse. Kornstørrelsen er en halv til en mm. Begrensningen av det enkelte korn er noget kurvet, men

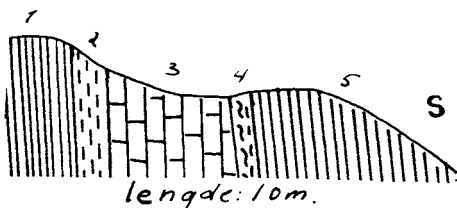


Fig. 14. Profil over Baustad—Kvithyllmarmoren ved Naustneset, Rissa. 1: epidot-amfibolit. 2: glimmerskifer. 3: marmor. 4: hornblendeskifer. 5: amfibolit.

ikke fingerformet inngripende slik det er vanlig for regional-metamorf marmor. Tvillingstriper forekommer i alle korn.

Reaksjonsmineralene er få. De finnes sammen med de klastiske urene mineraler som er samlet i drag parallell skifriheten.

Talk, epidot, aktinolit, kalifeltspat, titanit, svovelkis, kvarts og albit er funnet. Klorit og muskovit forekommer ikke til forskjell fra gruppe 1.

Talken er lys ufarget, optisk negativ med liten aksevinkel. Den forekommer i paragenese med epidot, kvarts og kalifeltspat.

Epidoten er det mest utbredte reaksjonsmineral. Sammensetningen varierer fra ren klinozoisit til jernrik epidot med opptil 25 Mol.-prosent jernepidot. Små atskilte korn av epidoten viser seg ofte å tilhøre en og samme krystall, idet de slukker samtidig.

Titanit opptrer i klare, dråpeformige korn. Enkelte kan være pleokroitiske med rødlig absorpsjon. Tvillingstriper er alminnelig.

Ortoklas ser en flere steder i kalken i form av årer av lyserødt krystallaggregat. Mikroskopisk er kornene alltid mer eller mindre grumset. En finner dem sammen med talk, kvarts og epidot. Siden det ikke er muskovit i paragenesen i Botten-kalkene, mens denne derimot var et hovedmineral i de lavmetamorfe Storli-kalkene, er det sannsynlig at muskoviten har reagert med kalsit under epidotdannelse og utskillelse av ortoklas.

Aktinolit er sjelden utviklet. Enkelte, opptil en kvart centimeter store mørkegrøne aktinoliter er funnet i marmoren ved Kvithyllneset. De forekommer i paragenese med epidot, kvarts og talk. Følgende optiske konstanter er observert:

γ : 1,655

α : 1,633 \pm 0,002

2 V: ca. -80° . c/γ : 17° .

γ : blågrøn, α : gul til fargeløs. Etter Winschel blir dette en hornblende av aktinolit—tremolitrekken med følgende sammensetning: 37 Mol.-prosent ferrotremolit og 63 Mol.-prosent tremolit.

Svovelkis er det eneste kismineral som er funnet.

Aktinoliten viser at temperaturen her til dels har oversteget hornblendens undre stabilitetsgrense ved det trykk som har hersket

under metamorfosen. Marmoren må altså settes i samme gruppe som Eskolas tremolitmarmor. Da aktinoliten forekommer så sjelden i marmoren, vil jeg henregne den til nedre del av tremolitmarmorfacies.

Når man tar i betraktning at de omliggende amfiboliter er meget rike på hornblende som til og med holder høy prosent av aluminium, er det ganske merkelig at hornblende ikke er rikeligere utviklet i marmoren. En må gå ut fra at de samme PT-betingelser har hersket i marmoren og de nærmeste sidebergarter under regionalmetamorfosen. Den rikelige utvikling av talk viser at det heller ikke kan være den kjemiske sammensetning (mangel på MgO) som har hindret tremolitreaksjonen.

Under avsnittet om metamorfosen (side 96) skal vi se at det er ting som taler for at kalk og sidebergart begge har nærmet seg det nuværende metamorfostrinn fra samme side, d. v. s. de er begge dannet ved progressiv metamorfose. Silikatbergartenes hornblende kan altså ikke regnes som relikv av høyere facies.

Den tilsynelatende uoverensstemmelse i facies mellom kalken og silikatbergartene lar seg forklare ved at de to bergartene har forskjellig MgO/FeO-forhold. Jeg har behandlet problemet inngående under „Metamorfosen“ senere i avhandlingen.

c. GRUPPE 3

Hasselvik-kalken.

Geografisk-geologisk oversikt. Hasselvika ligger like syd for innløpet av Stjørnfjorden (IV på oversiktskartet). Det tidligere omtalte amfibolit—skifer—kalksteinsdrag følger parallelt selve Hasselvika på sydsiden av denne.

Fra Trondheimsfjorden strekker skiferkomplekset seg i strøkretning 5 km mot nord 70° øst. Fallet av hele komplekset er 60°—70° mot syd-sydøst. Marmoren står innleiret i amfibolitene og skifrene som en planparallell skive på 10—15 meters mektighet. Lengden av selve marmoren er omtrent 4 kilometer.

På vestsiden av Trondheimsfjorden, ved Hamboranaset kommer draget i dagen nøyaktig i Hasselvik-marmorens strøkretning. Her strekker det seg 3 kilometer fra fjorden mot vest-sydvest. Avbrutt av den store tverrbruddsone som utgjør den ytre del av Trondheimsfjorden, blir dragets utstrekning i strøket omtrent 1,5 mil. Dette er en anselig utstrekning i forhold til den ubetydelige mektighet.

Fig. 15 viser et profil over skiferkomplekset ved Hasselvika.

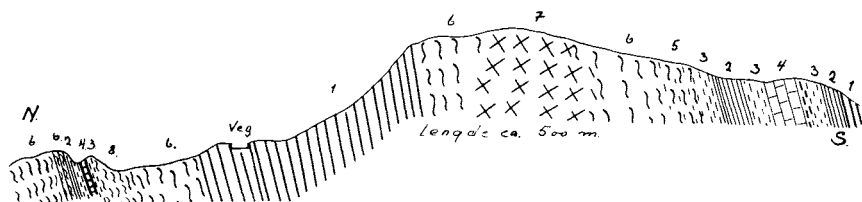


Fig. 15. Profil over Hasselvik-komplekset.

- 1: grov amfibolit. 2: finkornet skifrig amfibolit. 3: finkornet granat-glimmerskifer.
 4: hovedmarmorlaget. 5: åregneis. 6: lys, mer homogen gneis.
 7: gneis-granit. 8: pegmatitrik gneis.

Mineralogisk beskrivelse. Marmoren i hoveddraget er en hvit, meget grovkornig kalsit-marmor. Den er meget løs og smuldrer i overflaten. Det smale drag i profilets nordlige del er en lys brunrød varietet.

Strukturen er masseformig plasterstruktur. Kornene er ganske retlinjet avgrenset, og det er dette som gir marmoren den løse karakter.

De enkelte korn er tett gjennomsett av tvillingstriper som tildels er tektonisk deformert.

Kalken er forholdsvis fattig på fremmede mineraler. Dette har flere årsaker. Den har øyensynlig vært fattig på opprinnelige sedimentære forurensninger og den inneholder lite magnesium og jern som karbonat som det framgår av analysen, (tabell VIII C). Dessuten har temperaturen vært forholdsvis lav. Stort sett har den holdt seg under diopsidens nedre temperaturgrense ved de her herskende trykkbetingelser. Endelig har det ikke vært merkbar pneumatolytisk virksomhet tilstede ved metamorfosen.

Reaksjonsmineralene opptrer på forskjellig måte i kalken. Enkelte korn av tremolit, skapolit og tildels flogopit forekommer spredt jamt fordelt. Parallelt skifriheten opptrer de urene mineraler dragvis. Små linseformige pegmatitaktige partier med grove skapoliter, mikrokliner og andre mineraler sees her og der. Endelig finner man antydning til reaksjonsskarn utviklet i grensen mellom silikatbergart og marmor.

Dette reaksjonsskarnet er tydeligere utviklet i den smale marmoren i nord som er innbeddet i direkte kontakt med gneisen.

Følgende mineraler forekommer i Hasselvik-marmoren: tremolit, diopsid, skapolit, zoisit, mikroklin, talk, andesin, biotit, flogopit, kvarts, titanit, apatit, svovelkis, koppermis og magnetkis.

Tremolit. Denne forekommer som opptil 2 centimeter lange prismatiske, hvite korn. Oftest opptrer den som enkeltkorn i den

rene kalsit. Her og der er den i kalsitgrensen omdannet til diopsid. Tremolitens c-akse er orientert i marmorens skiffrighetsplan, som regel i en retning som svarer til de omgivende amfibolitters strekningsretning. Kornene viser tydelig spaltbarhet etter (110), tildels er de fibrig utviklet etter c-aksen. Talkovertrekk er alminnelig, rimeligvis er dette diaforetisk dannelse.

I preparat er den helt fargeløs, uten pleokroisme. Den viser følgende optiske forhold.

$$\begin{aligned} \gamma: 1,635 \\ \alpha: 1,610 \quad c/\gamma: \text{ca. } 19^\circ. \quad 2V \text{ ca. } -80^\circ. \end{aligned}$$

Etter Winchell svarer disse optiske data til en meget jernfattig hornblende av tremolit—aktinolit-rekken med følgende sammensetning: 90 Mol. % tremolit og 10 Mol. % aktinolit.

Diopsid. I hovedmarmordraget forekommer meget sjelden en lys-grøn diopsidisk pyroxen i grensen mellom marmor og silikatbergart. I det smale, noget sterkere metamorfe marmordrag som er innbeddet i gneisen nord i profilet, er det derimot rikelig utvikling av diopsid i reaksjonsskarnet mellom sidebergart og marmor. Også i Selva-marmoren over på andre siden av Trondheimsfjorden har jeg nu og da funnet flere centimeter store diopsidkrystaller i pegmatitaktige linser i marmoren. Det er forøvrig ikke noget som taler for at metamorfosetemperaturen skulde ha vært noget vesentlig høyere i Selva-marmoren enn i Hasselvik-marmoren. Og som vi har sett tilhører disse to ett og samme marmordrag.

Makroskopisk er diopsiden lys-grågrøn, i tynnslip er den fargeløs. Den viser følgende optiske data:

$$\begin{aligned} \gamma: \text{ca. } 1,705 \\ \alpha: \text{ca. } 1,680 \quad c/\gamma: 39^\circ, \quad 2V: \text{ca. } +60^\circ. \end{aligned}$$

Disse data viser at vi har for oss et magnesiumrikt ledd av diopsid-hedenbergitrekken. Sammensetningen blir da: $\text{Di}_{80}\text{He}_{20}$.

Skapolit. Store, opptil 10 centimeter lange prismatiske skapolitkrystaller er alminnelig mineral i de linseformige pegmatitpartier i marmoren. De finnes her sammen med store mikroklin-krystaller og kvarts. Fargen og glans er meget lik vanlig kvarts, men den tydelige stripning på prismeplatene parallell c-aksen er karakteristisk og gjør at en lett kjenner skapoliten og kan skille den fra kvarts. Ofte er det ytterste lag av de store skapolitkornene omdannet til et hvitt kaolinaktig aggregat. Også talkblad er alminnelig som sekundær omdannelse av skapoliten. Sjeldnere ser en små korn av skapolit i

grensen mellom marmor og silikatbergart. Kornene er da avrundete og uten krystallform, størrelsen er ca. 2—3 mm. De opptrer gjerne i paragenese med diopsid, kalsit, og sur plagioklas. Mens de store skapoliter i pegmatitpartiene sannsynligvis er krystallisert primært ut av hydrotermale oppløsninger som har absorbert CaCO_3 , er de små skapolitkorn i grensereaksjonsskarnet typiske synantectiske mineraler dannet ved reaksjon mellom sidebergartenes, f. eks. amfibolitenes, plagioklas, og kalkspat.

Skapolitene viser liten variasjon i optiske forhold og i habitus. De aller fleste er basiske karbonatskapoliter. Følgende brytningsindekser er meget alminnelig utbredt, ikke bare for denne marmorforekomsts skapoliter, men for alle de her undersøkte marmor.

$$\begin{aligned} \omega: & 1,583 \pm 0,002 \\ \varepsilon: & 1,548 \pm 0,002 \\ d: & 2,7125. \end{aligned} \quad \text{Optisk negativ en-akset.}$$

Etter brytningsindeksene blir dette en blandkrystall bestående av 60 Mol-% meionit og 40 Mol-% karbonatmarialit.

En klorbestemmelse resulterte i 0,13% klor. Det er altså ikke utelukkende karbonat-skapolit, også noe vanlig klor-marialit er isomorft tilblandet, men som klorbestemmelsen viser må marialit-komponenten bestå av karbonat-marialit i stor overvekt.

Barth har funnet at skapolitene i skarnforekomster i det sørsørnorske grunnfjell ikke holder klor-marialit overhodet. (Barth 1924).

Zoisit. Dette mineral har jeg funnet bare et enkelt sted i kalken. Den opptrer som vakre velutviklede krystaller opptil en halv cm store. Fargen er lys grønn, gjennomsiktig. Kornene er uttrukket etter b-aksen og i slip får de et rektangulært utseende. Spaltbarheten etter (010) er god, basis-spaltbarheten er mindre tydelig. Den viser rett utslukning med delvis negativ, delvis positiv elongasjon. Akseplanet blir altså parallell basis. Det er følgelig en såkalt β -zoisit vi har for oss.

Dispersjonen er ualminnelig liten, den viser overhodet ikke anomale interferensfarger i tynnslip. Også aksedispersjonen er meget liten.

$$\begin{aligned} \gamma: & 1,703 \pm 0,002 \\ \alpha: & 1,693 \pm 0,002 \\ r > v & \text{ (svakt).} \end{aligned} \quad 2V: \text{ ca. } +60^\circ.$$

Flogopit. Enkelte skjel av en lys-brun glimmer er funnet spredt i marmoren, i direkte kontakt med kalkspat. Brytningsindeksene er bestemt til:

γ : β : $1,568 \pm 0,002$. $2 V$: meget liten, negativ. Etter Winchell svarer disse optiske data til nesten ren flogopit.

Biotit. I de urene drag i marmoren er biotit et alminnelig mineral. Også som enkeltflak finnes den spredt i marmoren. Det er en mørk, sortbrun vanlig biotit med brunviolettt absorpsjon i γ .

Mikroklinperit. Vakre, hvite, tildels også klare krystaller av kalifeltspat forekommer i pegmatitlinsene i marmoren. I tynnslip viser den seg å være en tildels grov mikropertit.

Andesin. I de samme pegmatitlinser forekommer velutviklede, flere cm store andesinkrystaller. Fargen er lys gulbrun. En lysbrytningsbestemmelse av γ resulterte i $1,553 \pm 0,002$. Andesinen har altså følgende sammensetning: $An_{30-33}Ab_{70-67}$.

Talk opptrer ofte som diaforetisk produkt på flere av de andre omtalte mineralene som f. eks. tremolit, skapolit, andesin. Oftest er den helt ufarget, sjeldnere sterkt grønfarget. Den er utformet på en karakteristisk måte som små rosetter med diameter på ca. $\frac{1}{2}$ cm. Lysbrytningen viser seg å være den samme for både den grønne og den ufargede talk.

γ : β : ca. $1,582 \pm 0,002$. $2 V$: ca. 10° , negativ.

Titanit. Dette mineral opptrer rikelig i grensesonen mellom kalken og sidebergarten, særlig der reaksjonsskarnet er best utviklet, f. eks. i det nordlige, smale marmorlag er titanit i form av opptil en cm store flate, brune krystaller alminnelig mineral sammen med diopsiden og skapoliten i reaksjonsskarnet. Også her og der i den rene marmor finnes små millimeterstore dråpeformede titaniter utviklet.

Apatit. I slip ser man nu og da små avrundete apatitkorn.

Kvarts. Som undulerende utslukkende småkorn opptrer kvartsen i den rene kalk. Dessuten finnes kvarts som større masser i pegmatitlinsene.

Svovelkis, kopperkis og tildels magnetkis er de vanlige ertsmineraler. De siste har jeg funnet meget sjelden.

Uidentifiserte mineraler. Sammen med zoisiten har jeg funnet et enkelt korn bestående av to mineraler som det ikke har lyktes å bestemme. Kornets størrelse var som et knappenålshode, fargen var makroskopisk meget mørk. I pulver kunde jeg skille mellom to forskjellige mineraler, på mange måter var disse meget like, men likevel distinkt forskjellige.

Mineral a. I pulverpreparat er fargen gul-grøn med tydelig pleokroisme. Det mest karakteristiske ved mineralet er den store

dispersjon. Av denne grunn slukker mineralet ikke i nogen stilling. Dobbeltbrytningen er meget liten. Middlere lysbrytning er bestemt til ca. 1,620. Det er optisk toakset med meget liten aksevinkel ca. 10° . Utpreget aksedispersjon med $r > v$. Pleokroismen er: α : grøn-gul, γ : gul. Spalteriss kan vanskelig observeres. I enkelte korn kunde jeg se antydninger til slike, i forhold til disse var utslukningsvinkelen 30° — 40° .

Mineral b. Sammen med nettopp beskrevne mineral forekommer enkelte korn i pulverpreparat av et annet mineral som det heller ikke er lykkes å bestemme. I pulver er det mørkt grønt. Det er klarere og ser friskere ut enn det foregående. Brytningsindeksen er større enn 1,705. Dobbeltbrytningen er svak. Dispersjon er ikke merkbar. Jeg har ikke kunnet se spalteriss.

På grunn av den helt ubetydelige størrelse av det korn som inneholdt disse to mineraler har jeg ikke kunnet utføre videre undersøkelse av disse.

d. GRUPPE 4.

Under denne gruppe har jeg sammenfattet de høgmetamorfe kalksteiner som forekommer i den ytterste kystzone. Jeg har undersøkt tre forskjellige forekomster som alle må henregnes til samme gruppe. På den annen side er de så forskjellig mineralogisk sett at jeg i det følgende skal omtale alle tre.

Røstøy-kalken.

Geografisk-geologisk oversikt. Røstøya ligger mellom Hitra og Hellandsjø på rektangelbladet Terningen. (VI på oversiktskartet.)

Største delen av øya bygges opp av mer eller mindre granitiserte amfibolitiske bergarter og forskjellige skifre. Enkelte av disse er beskrevet under avsnittene om „Gneisen“ og „Kalksilikatskifrene“. Fallet i bergartene er stort sett slakt mot nord-nordvest.

Midt etter øya ligger et drag høgmetamorfe suprakrustale bergarter bestående av bl. a. distenskiere og kalkdrag. Såvel i liggen som i hengen av dette forholdsvis lite mektige drag står sterkt granitiserte bergarter, men draget selv er ikke påvirket av granitiseringen.

Profilskissen fig. 16 gir inntrykk av suprakrustalkomplekssets geologiske bygning.

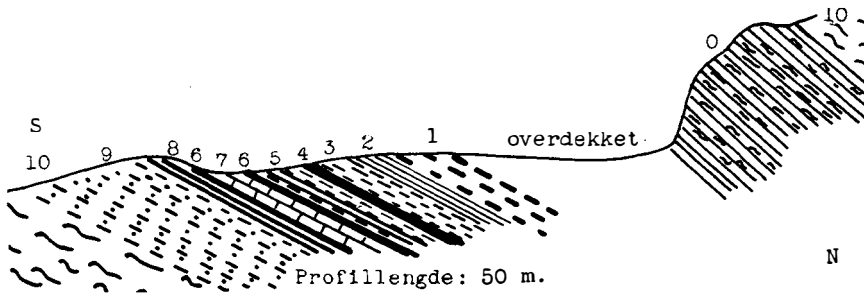


Fig. 16. Profillskisse over Røstøy-kalken. 0: åregneis — tildels kvartsitisk. 1: distenporfyroblastskifer. 2: amfibolit. 3: granat-glimmerskifer. 4: diopsid-gneis. 5: blandingsbergart av 3 og 4, hornblendeskifer etc. 6: skarn. 7: marmor. 8: amfibolit. 9: plagioklas-epidot porfyroblastskifer. 10: granitisk gneis.

Marmorens og reaksjonsskarnets mineralselskap. Selve marmordraget har en mektighet på bare ca. 30 cm. Det er en hvit grovkornet kalkspatmarmor meget rik på reaksjonsmineraler. I kontakten mellom kalk og silikatbergarter er det alltid et velutviklet reaksjonsskarn.

Reaksjonsskarnet mellom skiferen i hengen og marmoren er meget interessant utviklet. Den nederste del av skiferen er en biotitrik plagioklasskifer. Innen en bare 2 cm bred grensesone ser man følgende reaksjonsserie mellom silikater og kalk: Biotiten går først over i mørk grønn alminnelig hornblende som oppbygger, sammen med plagioklas, et ca. 1 cm tykt bånd. Nærmere marmoren utvikles diopsid som holder pleokroitiske rester av amfibol. Helt inn mot kalkkontakten reagerer også plagioklasen og vi får en ganske smal sone bestående av diopsid og skapolit (se fig. 17). Parallellt med omdannelsen av biotit gjennom hornblende til diopsid skjer en stadig rikeligere utskillelse av titanit.

Biotiten er av den ordinære sedimentogene metamorfe med brunviolet absorpsjon i γ og med rikelig innhold av små avrundete zirkonkorn omgitt av pleokroitiske ringer.

Hornblendene inneholder ofte rester av biotit. Den er av samme type som hornblendene i kalksilikatglimmerskiferne fra andre steder i feltet (side 30), den har samme pleokroisme og er rik på zirkoninneslutninger.

Enkelte korn kalifeltspat kommer tilsyne i hornblendebåndet. De er i sin tur tildels oppspist av sjakkbrettalbit.

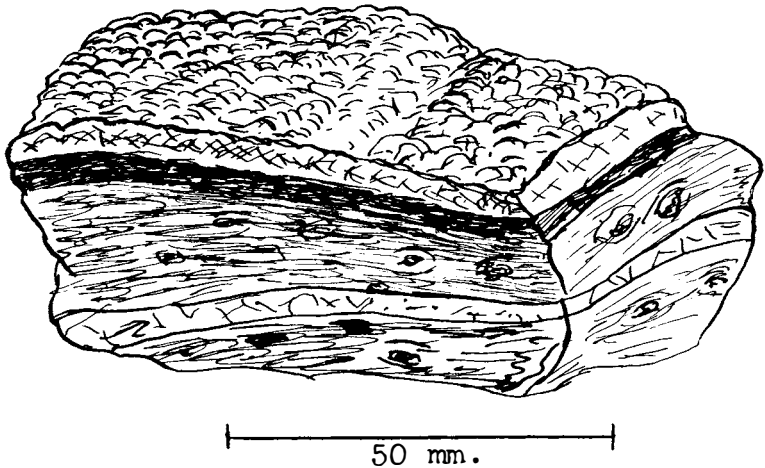


Fig. 17. Reaksjonsskarn mellom marmor og granatglimmerskifer, Røstøy. Øverst sees diopsid—skapolit—epidot-skarn som har vendt inn mot kalken. Den mørke sone under dette er hornblenderikt skikt, som går jamt over i selve granatglimmerskiferen. Midt etter denne sees en kvartsåre.

Den omtalte reaksjonsserie kan enten oppfattes som dannet ved at CaO er diffundert noen cm fra kalken inn gjennom silikatbergarten og har reagert med silikatene, eller som opprinnelig kalkholdig sediment med en gradvis anrikning av kalk henimot den rene marmor. Resultatet vil i begge tilfelle bli det samme.

Et ca. 5 cm mektig skikt av reaksjonsskarn er utviklet i kalkens underste grense mot skiferen i liggen. Skarnet er her masseformig uten retningsstruktur. Det viser ikke spor av hverken strukturelle eller mineralogiske egenskaper felles med sidebergarten. På en eien-dommelig måte gir det inntrykk av å ha vokset svulstaktig ut fra silikatbergarten inn i marmoren.

Mineralene er vesentlig jernfattig epidot og lys grågrøn diopsid. Også sterkt sonarbygget plagioklas og vakre små titanitkorn er viktige bestanddeler av skarnet. Epidotkornene og tildels diopsidkrystallene er utviklet idiomorft inn mot kalken.

Som små korn i selve kalken forekommer: Diopsid, epidot, klinozoisit, skapolit og flogopit.

Diopsid. Makroskopisk er fargen grå-grøn, noget varierende. Også de optiske egenskaper varierer noget. Små lyse korn strødd i selve marmoren har følgende brytningsindekser:

$$\begin{aligned} \gamma: & 1,710 \\ \alpha: & 1,687 + -0,002 \quad 2V: +60^\circ. \quad c/\gamma: 39,5^\circ. \end{aligned}$$

Tydelig aksedisersjon. $r > v$. De optiske data svarer til en diopsid av sammensetning: $Di_{72}He_{28}$.

I epidot-diopsidreaksjonsskarnet finnes en mørkere varietet.

Mikroskopisk er den fargeløs.

$$\begin{aligned} \gamma: & >1,720 \\ \alpha: & \text{ca. } 1,700 \quad 2V: +60^\circ. \quad c/\gamma: 43^\circ. \end{aligned}$$

Det er øyensynlig en diopsidisk pyroxen. Dersom den var et led i diopsid—hedenbergitrekken, så vilde brytningsindeksene svare til en jernrik hedenbergit, og den burde følgelig ha vært ganske annerledes mørkfarget i tynnslip.

Mellomled mellom disse to er iaktatt. F. eks. har jeg målt følgende brytningsindekser:

$$\begin{aligned} \gamma: & 1,718 \pm 0,002 \\ \alpha: & 1,697 \pm 0,002 \quad 2V: +60^\circ. \end{aligned}$$

Aksedisersjon distinkt. $r > v$.

Led med høyere brytningsindekser viser svakere aksedisersjon.

Epidot. Velutviklete, flaterike krystaller av jernfattig epidot er et av de alminneligste reaksjonsskarn-mineraler.

$$\alpha: 1,717 \pm 0,002. \quad 2V: \text{ca. } 90^\circ.$$

Det er altså en epidot med bare 5% jernepidot.

Flogopit. Flere steder i marmoren ser man korn av en brun glimmer i direkte kontakt med kalsit.

$$\beta: \gamma: 1,604 \pm 0,002. \quad 2V: \text{negativ ca. } 0^\circ.$$

Dette svarer til en glimmer bestående av ca. 25 Mol.-% jernglimmer og ca. 75 Mol.-% magnesiaglimmer.

Skapolit. Skapolitkorn forekommer rikelig. De er fargeløse til svakt gulbrune. De er lett kjennelig ved silkeglans på den noget forvitrede overflate. Etter dobbeltbrytningen består den av ca. 60% mejonitt og 40% karbonatmarialit.

Albit. I direkte kontakt med kalsit finnes ofte $An < 10$.

Jeg vil samtidig nemne at den mest basiske plagioklas som er funnet i reaksjonsskarnet (ikke i kontakt med kalsit) har en brytningsindeks $\alpha: 1,563 \pm 0,002$ og altså har sammensetningen $An_{67}Ab_{33}$.

Røstøykompleksets genesis. Hele det her omtalte kompleks med distenskihre, diopsid-plagioklas gneiser, kalksilikatglimmerskihre og endelig rene marmorlag er å oppfatte som sedimentogene, regionalmetamorfe bergarter. Den eiendommelige plagioklas- og epidot-

porfyroblastskifer som er beskrevet tidligere, er øyensynlig primært en tuff. Gneisen må i alle fall delvis oppfattes som metasomatiske omdannede suprakrustalbergarter. Forgneisningen er altså ikke nådd helt gjennom skiferkomplekset.

Almenningøyas marmordrag.

Geografisk-geologisk oversikt. Innleiret i den sterkt pressete røde granitiske gneisen som bygger opp Almenningøya på Bjørnørkysten (VIII på oversiktskartet) forekommer et forholdsvis mektig drag av grov-krystallinsk, hvit dolomitmarmor veksellaget med amfiboliter og kalksilikatglimmerskifre. Skiferkomplekset utgjør nesten hele den sydligste halvparten av øya. Strøket i skifer og gneis er som vanlig NØØ. Fallet er noe variende mot NNV.

Selve marmoren er en meget grovkornet melkehvit dolomit. Den inneholder adskillig urenheter i form av reaksjonsmineraller. Dessuten er den til dels utviklet som tynne plater veksellaget med „gråberg“. Den har en eiendommelig søyleformig tekstur idet den spalter opp etter to plan nogenlunde perpendikulær på hinannen. Det ene faller sammen med de omgivende skiferbergarters skiffrighetsplan, det annet faller parallelt foldningsaksen. Denne har ca. 25° fall mot SV. Den eiendommelige søyleformige utvikling av marmoren har gjort den godt skikket som bygningsten. Trondheims domkirke har f. eks. hentet meget av sin marmor herfra i gamle dager.

For å få et inntrykk av den forholdsvis brokete veksling av de forskjellige bergarter som forekommer sammen med marmoren, vil jeg støttet til profiltegningen (fig. 18) i korthet beskrive bergartene.

Lengst i syd ligger et broket kompleks av grove, forgneisede plagioklas-glimmerskifre, mørke heterogene amfiboliter, tynne kvartssitdrag og noget marmor. Det er betegnet med nr. 1 i figuren.

Amfibolitene er alltid mørke med sort hornblende. Til dels er de grovkornede, masseformige, til dels utpreget forskifrede. Ofte inneholder de konkresjoner av magnetkis. Hele komplekset er mer

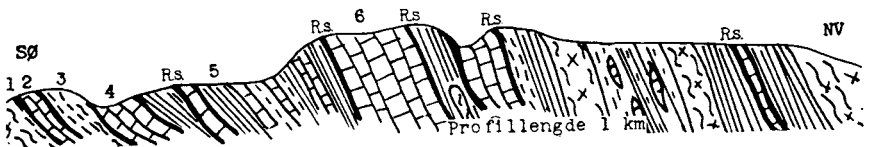


Fig. 18. Profilskisse over Almenningøy. Forklaring i teksten.

eller mindre gjennomtrengt av pegmatit- og kvartsårer parallelt forskifningsplanene. Mektigheten er omkring 20 m.

Nr. 2 på figuren er en sterkt forskifret og gjennombeveget marmor. Den er rik på grågrøne reaksjonsmineraler, sannsynligvis er det hornblende og diopsid. Nord for dette forekommer bergarter av samme type som de først beskrevne.

Vi kommer så over i et 40 meter mektig marmordrag. Dette er meget rikt på forskjellige reaksjonsmineraler som skapolit, diopsid og cummingtonit.

Det later til at reaksjonsmineralene opptrer på to forskjellige måter; nemlig enten som reaksjonsskarn mellom sidebergart, eventuelt sedimentære urenheter, og dolomiten, eller i nogen eiendommelige lagerganger i marmoren. Disse gangene er boudinageformete (fig. 19). De er mange meter lange og ca. $1/2$ meter brede i de bredeste partiene. Hovedmineralet i dem er en snehvit diopsid. Videre forekommer lys cummingtonit, talk, zoisit og skapolit. De kan tenkes å være av samme opprinnelse som kvarts- og pegmatit-årene i silikatbergartene ved siden. Kvartsen har da reagert med dolomiten under dannelse av praktisk talt jernfri diopsid. Lyse grønne cummingtoniter m. m. forekommer i små druseformede partier spredt i marmoren.

Mellom dette kalkdraget og hoveddraget lenger nord består bergartene av veksellagete pegmatitimpregnerte plagioklas-glimmerskifre, amfiboliter og mindre mektige marmordrag (nr. 5).

Nr. 6 er hovedmarmoren. Den har en mektighet på 40 meter uten gråfjellinnleiringer. Her er den omtalte søyleformete utforming tydelig.

Videre mot nord bygges bergartene opp på samme vis som her forklart. Jeg vil bare nemne enkelte forhold av større interesse.

Det er tydelig å se at marmoren har vært fullstendig plastisk under metamorfosen og de tektoniske bevegelser. Den oppfører seg som en ekte magmabergart som flyter inn i sprekker i sidebergarten,



Fig. 19. Foto av dolomit med boudinageformete „ganger“ av reaksjonsmineraler (like ovenfor hammeren).



Fig. 20.

Fig. 20. Den lyse bergart på fotoet er marmor som har flytt plastisk inn mellom silikatbergartene (Almenningøy).



Fig. 21.

Fig. 21. Dolomitmarmor fra Almenningøy. Man ser bruddstykker av silikatbergarter (mørke) i den lyse marmor.

danner flytestruktur rundt inneslutninger og bryter opp sidebergarten under breksjering (fig. 20 og 21). Videre kan nemnes en egenartet bergart som forekommer som inneslutning i kalken. Den består nesten utelukkende av sort hornblende og rikelig med opptil centimeterstore velutviklede titaniter. Lengst nord i profilet forekommer et meget smalt drag av en rød kalkspat-marmor. Nord for dette fortsetter skifrene og amfibolitene over i en rød sterkt skifrig granitisk gneis. R.S. på fig. 18 betegner reaksjonsskarn.

Det framgår av det foregående at disse bergarter er på god veg mot fullstendig granitisering. Opprinnelig må de i alle fall for en stor del ha vært sedimentære, muligens kan amfibolitene f.eks. ha vært effusiver av liknende type som ved Botten, Rissa. De har under feltets forgneising kommet innenfor migmatitfronten, men da de selv er bergarter med kjemisk og mineralogisk sammensetning liggende langt fra vanlige graniter, har de krevet lang tid for å bli omdannet. I overensstemmelse med dette ser vi at de biotitrike skifrene først får gneispreg, mens amfibolitene ennå er lite påvirket og marmoren overhodet ikke forgneiset. Det er også mulig at en del av amfibolitene som ligger vekselaget med marmoren er metasomatiske dannelser av denne på samme måte som Barth har

påvist det for enkelte av grunnfjellsamfibolittene ved Kristiansand (Barth 1930).

Av tabell VIII D sees at marmoren i hoveddraget på Almenningøya er nesten ren dolomit. Kalkspatmarmor forekommer bare i et smalt drag lengst nord i profilet.

Mineralogisk beskrivelse. På tross av Almenningøy-forekomsten er betydelig intensere granitisert enn de tidligere behandlede forekomster, så er det heller ikke her funnet spor av kontaktpneumatolytiske mineraler som f. eks. flusspat eller kondroit. Selv om de granitiske gneiser ikke er sett i direkte kontakt med marmoren, så er dog avstanden mellom de to bergarter ikke større enn at eventuelle magmatiske gasser måtte ha nådd fram til marmoren. Man må derfor anta at slike ikke har vært til stede. Det blir reaksjonsskarnmineralene som er framherskende.

Følgende mineraler er funnet: Forskjellige led av diopsid—hedenbergit-rekken, diopsidisk pyroxen, cummingtoniter, grossularholdig almandin, skapolit, alminnelig hornblende, grafit, epidot, zoisit, spinell, magnetkis og molybdenglans.

Diopsid. Jeg har før omtalt at marmoren (dolomiten) syd i profilet holder praktisk talt ren diopsid i noen karakteristiske lager-ganger. Små mengder av cummingtonit, skapolit og rombisk zoisit er diopsidens mineralselskap.

Makroskopisk er diopsidens farge helt snehvit. Mineralkornene er flere cm store. Flatene er dårlig utviklet. Spaltbarheten etter (110) er meget god.

I tynnslip er den helt fargeløs. Spalterissene i prismesonen sees tydelig. Polysyntetiske tvillinger er utviklet etter (100) og etter basis. Små hulromminneslutninger, avlange med lengdeaksen parallelt c-aksen er alminnelig. Følgende indeks er bestemt:

$$\begin{aligned} \gamma: & 1,697 \pm 0,002 & 2V: & + 60^\circ. & c/\gamma: & 40^\circ. \\ \alpha: & \text{ca. } 1,670 & & & & \\ d: & 3,175 & & & & \end{aligned}$$

Stor aksedispersjon $r > v$. Lysbrytningsdispersjonen er også meget stor. α og γ gjelder de gulrøde lysbølger i dagslys. Etter Winchell svarer disse til en diopsid med bare 8 Mol % hedenbergit.

Jeg har ikke funnet tilnærmelsesvis så ren diopsid i de andre her undersøkte marmorforekomster. Grunnen ligger rimeligvis i den ting at kalkspatmarmorens diopsider har fått sin magnesia fra sedimentære urenheter, eventuelt fra sidebergartenes glimmer eller amfibol

hvor det også samtidig har vært mer eller mindre FeO og Al₂O₃ tilstede. Diopsiden i Almenningøy-dolomiten er derimot dannet under reaksjon mellom kvarts og ren dolomit hvor det forekommer lite jern.

Hedenbergit. Enkelte steder i dolomiten forekommer granat-hedenbergitskarn. Pyroxenen er makroskopisk nesten sort av farge. I slip er den grønn uten pleokroisme. Tvillingstriper fins ikke. Spalterissene etter (110) er ikke så godt utviklet som hos diopsiden.

$$\begin{aligned} \gamma &> 1,720 \\ \alpha &: 1,700 \end{aligned} \quad 2 V \text{ ca. } + 60^\circ \quad c/\gamma: 43^\circ$$

Såvel akse- som lysbrytningdispersjon er betydelig svakere enn hos den rene diopsid. Av Winchells skjema svarer indeksene til følgende blandingsled: Diopsid₅₂ Hedenbergit₄₈.

Diopsidisk pyroxen. Grågrøne pyroxen-korn er det alminneligste reaksjonsmineral i marmorens urene partier eller i reaksjonsskarnet mot sidesteinen. Deres brytningsindekser har omtrent samme verdi som hedenbergitens og noget lavere. Da de varieteter som har like høy lysbrytning som hedenbergiten ikke på langt nær viser så sterk grønn farge i tynnslip som denne, kan en gå ut fra at det er et innhold av Al₂O₃ som gir den høge index og at det dreier seg om sesquioksydholdige diopsider.

Cummingtonit. Av interesse er forekomster av forskjellige varieteter av monoklin kalk- og sesquioksydfri amfibol. I dolomitmarmoren er lysgrøne cummingtoniter å finne i diopsid-paragenesen og som druseminerale sammen med spinell. Kalken nord i profilet er fri for cummingtonit. Makroskopisk er mineralene vakkert lysgrøn til mørk grå-grøn farget. Tildels er de ganske klare. Prismesonens flater er velutviklet. Kornene er uttrukket etter c-aksen. De blir opp til 2—3 cm lange.

De optiske egenskaper varierer med fargen slik at de mørke har høyere indeks enn de lyse. De lyseste led er fullstendig fargeløs i slip, de mørkeste derimot svakt pleokroitiske med noget større absorpsjon i γ enn i α . De har positiv elongasjon med ca. 20° utslukning. Spaltbarheten etter (110) er godt utviklet. De mørkeste varieteter viser en meget høy interferensfarge i tynnslip.

Lys grønlig varietet:

$$\begin{aligned} \gamma &: 1,653 \pm 0,002 \\ \alpha &: 1,633 \pm 0,001 \end{aligned} \quad 2 V \text{ ca. } + 70^\circ, \quad c/\gamma: 21^\circ$$

Noget mørkere varietet:

$$\alpha: 1,638 \pm 0,002 \quad 2 V \text{ ca. } + 70^\circ, \quad c/\gamma: 22^\circ$$

Mørk grågrøn varietet:

γ : $1,667 \pm 0,002$ 2 V ca. $+75^\circ$, c/γ : 21°
 α : $1,643 \pm 0,002$

Pleokroismen er svak, men distinkt: $\gamma > \alpha$.

De her angitte brytningsindekser og optiske konstanter forøvrig tyder på at vi har å gjøre med magnesiumrike led av cummingtonitrekken. Det er av interesse at den lyseste type ligger noget utenfor skjemaet for cummingtonitene etter Winchell 1924. Den ligger litt for nær kupferiten, og skulde altså inneholde mere MgO enn de hittil kjente led av cummingtonit—kupferitrekken.

Sundius har i et arbeide over antofylliter og kupferiter funnet at MgO og FeO bare til en viss grad er isomorft blandbar i cummingtonit-kupferitrekken og i antofyllit—ferroantofyllitrekken. I naturen skal det ikke kunne forekomme cummingtoniter med mer enn meget nær 60 Mol. % Mg-silikat. Monokline magnesarikere led er altså ikke stabile. Mg-rikere led opptre utelukkende i rombisk modifikasjon som antofylliter. På den annen side kan antofylliten ikke oppta mer enn 38 Mol. % Fe-silikat. Jernrikere led er altså alltid identisk med monoklin cummingtonit. Blandingsled med mellom 60 og 62 Mol. % $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$ skal ifølge Sundius overhodet ikke forekomme i naturen.

Den mest MgO-rike led i cummingtonitrekken har optiske konstanter som:

γ : 1,6639
 β : 1,6468 2 V: $+68^\circ$ c/γ : 20° .
 α : 1,6386

(Sundius 1933). Disse data svarer til 60 Mol. % $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$ og 40 Mol. % $Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$.

Ved å ekstrapolere for indeksene skulde mine lyseste cummingtoniter ha en sammensetning som: 70 Mol. % magnesiumsilikat og 30 Mol. % ferrosilikat. Den er altså betydelig magnesiumrikere enn den som Sundius setter opp som det MgO-rikeste led som overhodet er stabil i monoklin modifikasjon.

Det er sannsynlig at isomorfien mellom FeO og MgO i cummingtonit—antofyllitrekken er avhengig av trykk og temperatur, slik at de PT-betingelser som hersket under metamorfosen av Almenningøydolomiten har tillatt større MgO-mengde å tre inn cummingtonitenes gitter uten at dets monokline symmetri forandres, enn tilfellet har vært ved Sundius' CaO-fri amfiboler. I et senere arbeide (1938) oppgir A. N. Winchell følgende optiske konstanter for Mg-rik cummingtonit,

som altså blir noget rikere på magnesiumsilikat enn den lyseste varietet fra Almenningøy:

α : 1,6261

β : 1,6358 c/γ : 18°. 2 V: 78°.

γ : 1,6508.

Zoisit. I paragenese med de ovenfor omtalte cummingtoniter og diopsider har jeg funnet små korn av en rombisk zoisit. I snitt nogenlunde loddrett den optiske akse viser den en intens blåfiolett anomal interferensfarge i motsetning til zoisiten fra Hasselvik-marmoren. De har negativ elongasjon. Akseplanet er parallell (010) 2 V er positiv ca. 30°.

Aksedispersjonen er ekstrem, $v > r$.

Det er altså såkalt α -zoisit eller helt Fe_2O_3 -fri zoisit.

Spinell. Vakre blågrøne små oktaederformete krystaller av spinell sitter ofte på cummingtonitdrusene.

Granat. Sjelden forekommer en brunrød granat i masseformig mineralaggregat sammen med hedenbergit i skarnet. Undersøkelser viser at den er fattig på grossular til å være kalkmineral.

n: 1,774

d: 3,870.

Av Philipsborn's granatdiagrammer (1928) kan granat med disse data variere mellom yttergrensene: 30 % grossular, 25 % pyrop, 45 % almandin og 0 % andradit; og 0 % grossular, 48 % pyrop, 44 % almandin og 8 % andradit.

Siden granaten forekommer i utpreget kalkmiljø og da det dessuten, etter de andre mineraler å dømme, ikke har vært tilførsel av jern, må det være tillatt å anta den grossular-rikeste og andradit-fattigste mulighet som den sannsynligste. Altså granatens sammensetning er:

Grossular: 30 %

Pyrop: 25 %

Almandin: 45 %

Skapolit. Rikelig mengde av samme type karbonatmizzonit som beskrevet fra Hasselvik og Røstøy forekommer i reaksjonsskarnet sammen med diopsidisk pyroxen.

Alminnelig amfibol. En sortgrøn hornblende er alminnelig reaksjonsskarnmineral. Den er i alminnelighet skilt fra selve kalsiten eller dolomiten ved en synantetisk dannet diopsidisk pyroxen. Dersom det ikke forekommer andre mineraler ved siden av amfibol og karbonat hender det at det ikke er skjedd diopsidisering i grensen.

Plagioklas. I direkte kontakt med kalsit fins bare en praktisk talt ren albit. Ellers har jeg iaktatt basisk plagioklas i diopsidskarnet og sammen med amfibol. Helt opp til 65% anortit er funnet. Alminnelig er $An_{40}Ab_{60}$ — $An_{45}Ab_{55}$.

Valsøy-kalken.

Geografisk-geologisk beskrivelse. Valsøya ligger ved Valdresund på Trøndelagskysten noen mil syd for Åfjorden. (VII på oversiktskartet).

Den ca. 3 km lange øya bygges opp av forskjellige amfiboliter, granat-glimmergneiser, kvartsiter og kalksteiner. Hele komplekset er sterkt presset og har sikkert vært utsatt for sterk omkrystallasjon. Typisk granitisering med impregnering av granitisk materiale er i grunnen ikke så utbredt i kalkens umiddelbare omgivelser.

Mineralogisk beskrivelse. Marmoren er meget uren med rikelig opptreden av reaksjonsmineraler. Som i de andre omtalte skarnparageneser viser heller ikke Valsøy-kalkens mineralparagenese tegn som tyder på vanlig pneumatolyse eller kontaktmetamorfose hverken hva tilførsel av mineralisatorer eller temperatur angår. Fluorholdige mineraler som kondrodit, flusspat m. m. forekommer ikke. Selv hornblenden holder uvanlig lite fluor. Heller ikke mineraler som tyder på metasomatisk jerntilførsel som f. eks. andradit er funnet. Høgtemperaturmineraler som wollastonit eller ren grossular er ukjent.

Følgende mineraler forekommer: Hornblende, diopsidisk pyroxen, biotit, skapolit, plagioklas, mikroklin, epidot, granat og magnetkis.

Amfibol. En sort hornblende er det mest utbredte mineral. Den forekommer som opptil 1 cm store korn i direkte kontakt med kalsiten og i paragenese med granat, diopsidisk pyroxen, plagioklas og mikroklin. Dens brytningsindekser er uvanlig høge.

$$\begin{aligned} \gamma &: 1,703 \pm 0,002 \text{ mørk grasgrøn} \\ \beta &: 1,693 \pm 0,002 \text{ gulgrøn. } 2V: -80^\circ \\ \alpha &: 1,680 \pm 0,002 \text{ lys gul} \quad c/\gamma: 19^\circ \end{aligned}$$

Disse optiske konstanter tyder på at hornblenden er meget rik på jern og aluminium, noget som bekreftes av analysen: tabell VII.

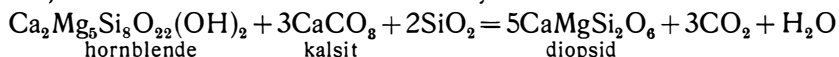
Et interessant trekk ved hornblenden er at den ofte finnes i direkte kontakt med kalsiten uten å omdannes til diopsid til tross for

Tabell VII.
Skarnhornblende fra Valsøy.

	Vekt, pst.
SiO ₂	39,61
TiO ₂	1,04
Al ₂ O ₃	14,12
Fe ₂ O ₃	3,55
FeO	18,31
MnO	0,02
MgO	5,66
CaO	11,16
Na ₂ O	1,74
K ₂ O	1,56
F	0,16

Analytiker: Hans Ramberg.

at diopsiden er det stabile mineral av de to i kalkoverskudd. Ved reaksjonen fordres overskudd av kiselsyre:



Vanligvis holder alminnelig hornblende ca. 45% SiO₂. Det at Valsøy-hornblendens så ofte undrar seg diopsidisering i kontakt med kalsit kan derfor forklares ved at den, på grunn av sitt ualminnelige lave silisiuminnhold, krever rikelig med overskudd av fri kiselsyre til nemnte reaksjon. I virkeligheten viser det seg at nettopp diopsidiseringen har foregått i de urene partier av marmoren, der en kan vente at kvarts har vært tilstede i overskudd.

Titanit. Meget pene, tildels centimeter-store krystaller av lys brun titanit forekommer i de urene partier i marmoren. Mikroskopisk ser man ofte polysyntetiske tvillingstriper. Som regel er den ufarvet, sjeldnere har den pleokroisme fra fargeløs til svak rød-brun. Den viser følgende brytningsindekser:

$$\gamma: 2,043 \pm 0,025$$

$$\beta: \text{ca. } 1,906 \quad 2V: \text{ca. } +30^\circ \text{ aksedisersjon ekstrem.}$$

$$\alpha: 1,890 \pm 0,015$$

Skapolit og *diopsid* opptrer på helt samme måte som i de foregående beskrevne kalksteiner. Skapolitens høyeste brytningsindeks er: $\omega: 1,582 \pm 0,002$. Etter Winchell har den sammensetningen 60% Me 40% Kma.

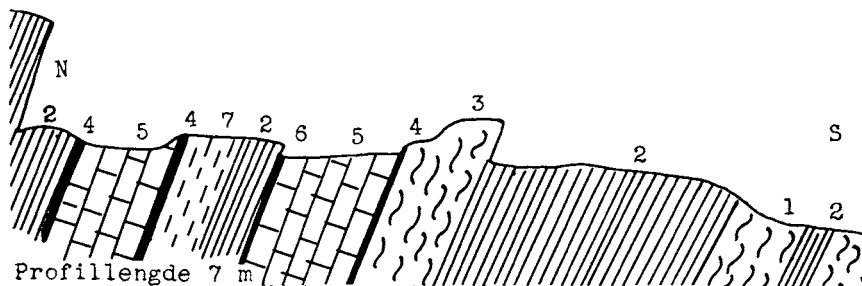


Fig. 22. Profillskisse over Nesvatn-komplekset.

- 1: gneis. 2: amfibolit. 3: forgneiset glimmerskifer. 4: skarn. 5: marmor.
6: skarn. 7: granatglimmerskifer.

Av større interesse er *kalifeltspaten*. Store korn av enkeltmikro-
klin er alminnelig mineral i reaksjonsskarnet sammen med hornblende
og diopsid. Det later ikke til at denne kalifeltspaten er migmatitisk
idet som nemnt virkelig granitisering ikke forekommer i selve kalken
eller dens nærmeste sidebergarter. Jeg antar for meget sannsynlig
at den er utskilt som „biprodukt“ samtidig som biotit er omdannet
til hornblende eller pyroxen i reaksjon med kalsit (side 87).

Plagioklas. I pyroxen, amfibol og skapolitiskarnet er en basisk
plagioklas alminnelig. Dens sammensetning kan nå opp i $An_{70}Ab_{30}$.
I kontakt med kalsiten er den alltid skapolitisert eller zoisitisert.
I siste tilfelle under utskillelse av sur albit.

Granat. En liknende granat som den som er funnet på Almenning-
øya forekommer i paragenese med amfibol, diopsid, biotit og kalsit.
Dens brytningsindeks er 1,775 d.: 3,899. Idet man tar hensyn til at
mineralet opptrer i kalkmiljø, blir sammensetningen etter Phillipsborn:

grossular:	28 %
pyrop:	22 %
almandin:	50 %

Nesvatn-kalken.

Geografisk-geologisk beskrivelse. Etter dette arbeides
inndeling av kalksteinene i grupper basert på metamorfosegraden,
kan som før nemnt Nesvatn-kalken ikke regnes til en egen gruppe.
Den kommer inn under gruppe 3 sammen med bl. a. Hasselvik-kalken.
Men metamorfosetemperaturen må ha vært merkbart høyere uten
dog å ha nådd undre grense for stabilitetsområdene av gruppe 4's

indeksmineraler (vesuvian og grossular). Under behandlingen av metamorfosen kommer jeg flere steder inn på mineralparageneser som forekommer i Nesvatn-kalken og for oversiktens skyld anser jeg det derfor for nødvendig å omtale marmoren og dens sidebergarter i korthet.

Nesvatnet ligger i Hemne omtrent midt mellom Kirkseterøra og og Hellandsjø på kartbladet Terningen. (V på oversiktskartet).

Selve marmoren står i et kompleks av vekselagete amfiboliter, kalksilikatglimmerskifre og gneiser like sør for vatnet. Draget faller bratt mot nordvest og stryker som vanlig i Vestranden ca. N65°—70°Ø. Hele komplekset er innleiret i gneis av samme type som den pegmatitrike gneis som omgir Hasselvik-kalken. Fig. 22 viser et profil av komplekset. Analogien av den geologiske oppbygging av de to drag er iøyenfallende, og man kan være fristet til å tro at de tilhører en og samme horisont i den opprinnelige sedimentære formasjon. De ligger også i hinannens strøkretning som det fremgår av oversiktskartet fig. 56.

Amfibolit-skifer-kalkkomplekset er mer eller mindre gjennomsyret av granitmateriale. Amfibolitene er av den samme type som de homogene biotitfattige varieteter beskrevet tidligere (side 27). Det er å merke at epidoten praktisk talt er forsvunnet og at plagioklasens sammensetning varierer innen andesin-intervallet.

Kalksilikatskifrene er som regel sterkt forgneiset, men i den minst granitiserte del av komplekset har de beholdt sin uomtvistelige sedimentogene karakter (side 44).

De tre kalkleier er mindre enn en m. mektig, utstrekningen i strøket er flere km (fig. 23). I grensen mot sidebergarten er det utviklet reaksjonsskarn av diopsid og skapolit.

Mineralogisk beskrivelse. Følgende mineraler forekommer: skapolit, diopsid, sesquioxsydholdig amfibol, titanit, biotit, kvarts og magnetkis.

Av *skapoliten* som er en vakker gul varietet, har jeg tatt en Cl bestemmelse med resultat 0,19% Cl.

ω : 1,584.

ε : 1,550.

Det skulde således bli en blanding av 60% Me. og 40% Kma, hvor dog noget CO₂ er substituert av Cl. Den forekommer både som synantetisk mineral mellom plagioklas og kalsit og som opptil 10 cm store vakre krystaller i små pegmatitlinser i selve marmoren.



Fig. 23. Foto av Nesvatn-kalken. Den sees tilhøre i forgrunnen og videre i bakgrunnen like til høyre for fossen.

Den rene tremolit eller aktinolit er ikke funnet. Derimot forekommer *Al*-holdig *amfibol*. I Hasselvik-kalken var tremoliten det mest utbredte femiske reaksjonsmineral. Her består de små lysegrøne mineralkorn som finnes spredt i selve kalken alltid av *diopsid*.

Det har også sin interesse at jeg bare har funnet magnetkis i marmoren, mens Hasselvik-kalken alt overveiende holdt svovelkis.

Av tabell VIII E sees kalkens sammensetning.

Tabell VIII.

Kalksteins-analyser fra Vestranden.

	A	B	C	D	E
Funnet.	%	%	%	%	%
Uoppløselig	2,70	5,55	1,10	7,30	0,90
CaO	54,40	53,13	54,78	29,73	55,08
MgO	0,48	0,37	0,71	19,65	0,37
FeO	0,25	0,32	0,37	1,09	0,24
Beregnet.	%	%	%	%	%
CaCO ₃	97,09	94,88	97,77	50,36	98,31
MgCO ₃	1,01	0,74	1,49	41,99	0,78
FeCO ₃	0,40	0,52	0,60	1,70	0,38
Uoppl.	2,70	5,55	1,10	7,30	0,90
Sum	101,20	101,96	100,76	100,45	100,37

Analytiker: Hans Ramberg.

III. PETROLOGI

1. Reaksjonsskarn.

a. ALMINNELIG OVERSIKT OVER REAKSJONSSKARN MED SÆRLIG HENSYN TIL DETS UTVIKLING I FOSEN-FELTET

Under regionalmetamorfose av kalksteiner og silikatbergarter i kontakt med hinannen, vil kalsit kunne reagere med silikatene i grensen og danne en skarnsone av kalksilikater. Et slikt skarn er av Magnusson blitt kalt for reaksjonsskarn i motsetning til det vanlige skarn som dannes ved kontakt-metasomatose av kalksteiner (Magnusson 1930).

Reaksjonsskarnet er bare avhengig av trykk og temperatur-betingelsene samt av sidebergartenes mineralsammensetning. Det holder derfor sjelden typiske pneumatolytiske mineraler uten at det samtidig har vært stofftilførsel utenfra. Ved høgtemperatur-regionalmetamorfose vil reaksjonsskarndannelse kunne skje innenfor migmatitfronten, og skarnet blir da utviklet på en karakteristisk måte som nærmest er å betrakte som en mellomting mellom vanlig reaksjonsskarn og kontakt-pneumatolytisk skarn. Hvis temperaturen i migmatitområdet har vært meget høg, og den sirkulerende poreløsning samtidig har ført rikelig med mineralisatorer, vil reaksjonsskarnet kunne få karakter av kontakt-skarn med utvikling av høgtemperatur-mineraler, f. eks. vesuvian og grossular, og pneumatolytiske mineraler som flusspat og kondrodit. Den regionale utbredelse av slike skarn og den karakteristiske strukturelle og mineralogiske utvikling det får på grunn av de spesielle P,T-betingelser de er dannet under, vil likevel kunne fortelle at det ikke dreier seg om vanlig kontakt-dannelse (Barth 1928).

Mine marmor er regionalmetamorfosert under høgst forskjellige trykk- og temperaturbetingelser. Særlig har temperaturintervallet vært meget stort. Det viser seg at virkelig reaksjonsskarn ikke utvikles før metamorfosen har nådd migmatitiseringsstadiet.

Ved de lavere metamorfoserte kalker (Storlia, Botten) er det skjedd visse reaksjoner mellom kalkspat og urenheter i marmoren som prinsipielt er reaksjonsskarndannelser. Men reaksjonene skjer bare i liten grad uten å trenge inn gjennom sidesteinen, det er bare de enkelte mineraler i direkte kontakt med kalsiten som reagerer.

Først ved en temperatur som er representert av diopsid-marmoren ved Hasselvika og de høgere metamorfe kalker, utvikles tydelig reaksjonsskarn mellom kalk og sidebergart eller mellom urenheter i marmoren og denne. Hornblende, biotit og plagioklas som kommer i kontakt med kalsit omdannes til diopsid, skapolit og epidot. Det er nettopp disse tre mineraler som er de karakteristiske reaksjonsskarnmineraler i marmoren som ligger innleiret i gneisen. I diopsid-marmorens temperaturintervall varierer reaksjonsskarnet i de undersøkte kalkforekomster kvantitativt med temperaturen fra en mektighet på få mm, slik at det neppe kan sees med det blotte øye (Hasselvik) til en mektighet opptil 10 cm (Almenningøy). Kvalitativt er reaksjonene derimot i hovedsaken de samme. Det er mineraler som ikke utgjør hovedbestanddelen i skarnet som tjener som indeks-mineraler i dette temperaturintervall. Der den granitiske poreløsning trenger inn i selve marmoren og de nærmeste sidebergarter under granitiseringen av disse, vil reaksjonsskarnet kunne utvikles i betydelige mektigheter og utgjøre virkelige bergartsmasser. Dette må sikkert sees i sammenheng med den større diffusjonshastighet i bergarter rikelig gjennomfuktet av porevæske (Barth 1928).

Til tross for at Fosen-feltets marmor er for en stor del ligger innenfor migmatitsonen, er de tilfeldigvis blitt beskyttet mot gjennomgripende migmatisering. I de tilfeller jeg har undersøkt er hverken marmoren eller de nærmeste sidebergarter gått over til granitiske gneiser. Bare sjelden er sidebergarten rikelig impregnert av granitiske pegmatitårer. Jeg antar dette kommer av at marmorens sidebergarter i stor utstrekning består av meget basiske, hornblenderike metamorfiter, som etter erfaringen øver stor motstand mot granitisering. Migmatitfronten har altså i de fleste tilfeller ikke maktet å bryte gjennom de motstandsdyktige amfiboliter inn mot marmorene. Derimot later det til at temperaturen har vært den samme stort sett i kalk-skiferkomplekset som i selve migmatiten i nærheten. Dette gjelder selvsagt under de forbehold at avstanden mellom marmoren og gneisen ikke har vært for stor. I de få tilfeller hvor den granitiske poreløsning har nådd helt fram til kalken og krystallisert som pegmatitpartier i denne, er det heller ikke utviklet mineraler som inneholder mineralisatorer. Flusspat og kondroit er som vi har sett fremmed for mineralskapet. Mineraler som skapolit og hornblende som kunde tenkes å inneholde fluor og klor viser seg å være meget fattig på disse stoffer. (Se F-bestemmelsen av Valsøy-hornblendens tabell VII

og Cl-bestemmelsen av skapolit fra Hasselvik og Nesvatn.) Bare flogopit er utviklet enkelte steder.

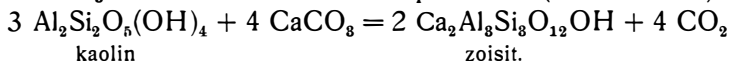
Reaksjonsskarnet i de her undersøkte marmorforekomster er altså utviklet som en synantectisk dannelse mellom silikatbergart og marmor uten tilførsel av fremmed stoff i vesentlig grad, unntatt der granitisingen har trengt helt fram til selve kalken. Heller ikke i det tilfelle er det dannet spor av pneumatolytiske, gassholdige mineraler eller pneumatolytiske ertsmineraler.

b. DANNELSEN AV ENKELTE MINERALER I CaCO₃-KONTAKT

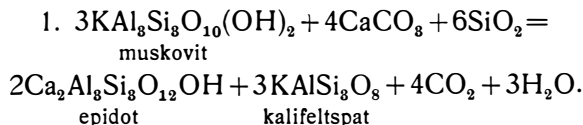
De viktigste mineraler som er dannet i reaksjon med karbonat er: epidot, skapolit, tremolit, alminnelig hornblende, diopsid, titanit, kalifeltspat, granat og vesuvian (sjelden).

Epidot.

Dette mineral dannes på flere forskjellige måter i kalkkontakt alt etter den temperatur som har hersket og arten av utgangsmaterialene. Epidot er et av de aller første silikater som dannes i en uren marmor under progressiv metamorfose. Allerede før kloriten og muskoviten begynner å reagere med kalkspat, vil enkelte korn av epidot eller klinozoisit være å finne i paraganesen. Det må øyensynlig være leirmineralene, eksempelvis kaolin, som er ustabile sammen med CaCO₃ selv ved disse lave temperaturer (Storli-kalken).



Ved noget høyere temperatur, representert ved Botten-marmorene, vil hverken muskovit eller klorit være stabil i CaCO₃-overskudd, i begge fall dannes epidot som synantectisk mineral, i første tilfelle under utskillelse av kalifeltspat som „biprodukt“, i annet fall enten under utskillelse av jernrik aktinolit eller talk, alt etter bergartenes (kloritens) FeO/MgO-forhold.



1. Epidot holder hydroksyl som neppe kan utbyttes med CO_2 .
2. Epidot kan oppta rikelig treverdig jern i stedet for Al, mens skapoliten praktisk talt er Fe_2O_3 -fri.
3. Skapoliten holder vesentlig CO_2 , men kulsyren kan til en viss grad substitueres av hydroksyl.
4. Skapolit kan inneholde klor og/eller fluor, mens epidoten neppe inneholder disse elementer. Halogen er dog ikke nødvendig for skapolitens dannelse.
5. Skapolit er en isomorf blanding av mejonit og, i dette tilfelle, karbonatmarialit, mens epidotens CaO ikke kan substitueres av Na_2O .

Det er få iakttagelser å bygge på når det gjelder å klargjøre hvorledes variasjonen i den kjemiske sammensetning med hensyn på vann, kullsyre, treverdig jern og halogen influerer på dannelsen av skapolit henholdsvis epidot. En ting synes sikkert, nemlig at skapoliten ubetinget krever rikelig med kulsyre for å dannes på epidotens bekostning. I silikatbergarter, hvor det ikke er grunn til å anta at det har vært vesentlig kulsyre tilstede, er alltid epidot det eneste av de to mineraler, selv om vi befinner oss i skapolitens fysikalske stabilitetsfelt (epidotamfibolittene i Rødsjødalen og epidotplagioklas-porfyroblastskiferen på Røstøy m. m.). Når derimot CO_2 er tilstede (i kalkoverskudd), later det til at skapoliten er det hyppigste reaksjonsmineral ved høyere temperatur. Men også her er epidot og klinkzoisit meget alminnelige mineraler side om side med skapoliten.

Det er spørsmål om skapoliten tar det overskuddet av Na_2O som er bundet til klor eller kulsyre i marialiten fra feltspatens albit, eller om den får natron utenfra. Det er påfallende at albitutskillelsen ved skapolitiseringen av selv sur plagioklas ikke er merkbar i de undersøkte skarnforekomster. Skapoliten fra Fosen-kalkene holder ca. 60 % mejonit, mens feltspaten ofte holder bare 30 % anortit. Det burde altså blitt overskudd av albit ved reaksjonen dersom ikke albiten kan tenkes å reagere med kalsit under dannelse av karbonatmarialit og anortit som så i sin tur gir mejonit etter følgende skjema:

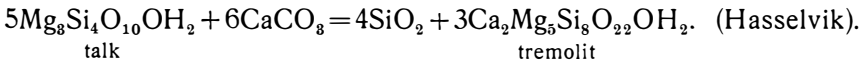


Etter denne reaksjon vil en $\text{An}_{80}\text{Ab}_{70}$ kunne gå over til en $\text{Me}_{60}\text{Ma}_{40}$.

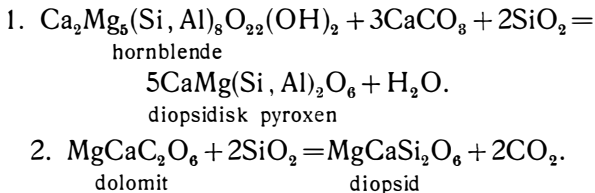
Aktinolit og tremolit.

Aktinolitens synantectiske dannelse av klorit og kalsit er allerede omtalt under epidot.

Ved noget høyere temperatur vil den rene talk kunne reagere med kalsit og gi jernfattig tremolit:

*Diopsid.*

Hovedmineralet i alle skarnbergartene innen gneissonen er en lys grønn diopsidisk pyroxen. Foruten som synantectisk mineral mellom kalsit og femiske mineraler med mindre CaO/MgO forhold enn diopsid, dannes den også ved reaksjon mellom dolomit og kvarts. (Almenningøy.) I første tilfelle er mineralet noget sesquioksydholdig, i siste tilfelle derimot meget fattig på aluminium og treverdige jern, og også nesten FeO-fritt:



I kvartsunderskudd går ikke reaksjonen mellom hornblende og kalsit. Jo fattigere hornblendene er på kiselsyre, desto vanskeligere har reaksjonen for å gå. Eksempel på dette er hornblendene i Valsøykalken som tilsynelatende er stabil i kalsitkontakt til tross for at temperaturen ligger langt over diopsidens laveste grense. Er det derimot rikelig med andre urenheter, som f. eks. kvarts, tilstede i hornblendens umiddelbare nærhet, ser man hvorledes diopsideringen trenger inn gjennom hornblendekornene.

Som bl. a. Eskola har vist er ikke alltid diopsidparageneser bevis for at vi er ved temperaturer som ligger høyere enn hornblendens stabilitetsområde. De viser bare at vi befinner oss innenfor diopsidens, men utenfor hornblendens kjemiske stabilitetsområde. Selv i den øverste del av Fosen-feltets diopsidmarmor er sesquioksydrisk amfibol stabil når bare den kjemiske sammensetning tillater dens utvikling. Derimot er ikke den rene tremolit-aktinolit stabil ved de temperaturer som har hersket f. eks. under metamorfosen av Almenningøy-marmoren.

Titanit.

Rikelig titanitutskillelser er alltid knyttet til reaksjonsskarnet. Det samme er iaktatt i liknende områder (Barth 1928, Eckermann 1922).

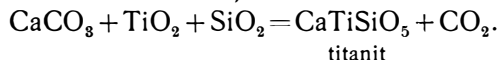
En kan være fristet til å tro at store mengder av TiO_2 er blitt tilført utenfra. Men titanitens petrografiske opptreden i Fosenfeltets skarnbergarter gjør det vanskelig å anta at det vesentlig skyldes TiO_2 -metasomatose. Titaniten er knyttet til den smale kontaktsone — reaksjonsskarnet mellom kalk og silikatbergart. I selve marmoren der det ikke er rikelig med sedimentogene reaksjonsmineraler, forekommer ikke titanit. Det vil være et merkelig treff dersom tilført TiO_2 - SiO_2 vilde ha reagert med kalsiten bare nettopp i den smale reaksjonssone i grensen eller akkurat der de sedimentogene metamorfe, urene mineraler er samlet i marmoren. Det vil da være rimeligere om titaniten er dannet nettopp under de samme betingelser under hvilke de andre mineraler er framkommet, nemlig ved reaksjon mellom sidebergartenes silikater eller opprinnelige sedimentære urenheter og marmoren selv.

Det later til at titanit er knyttet til reaksjonen mellom de femiske mineraler og kalsit. For eksempel i Røstøyas reaksjonsskarn er det tydelig å se hvorledes titanit utskilles med store krystaller parallellt med at biotit omdannes til hornblende, og at denne i sin tur omdannes til diopsid henimot kalsitgrensen. Biotit-skiferen er fri for titanit. Hornblendesonen holder enkelte små korn av titanit, diopsid-skarnet er derimot meget rikt på vakre krystaller av en lys brun titanit. Det samme fenomen gjør seg gjeldende overalt der jeg har hatt anledning til å undersøke reaksjonsskarnet.

Biotit holder som kjent ofte meget titan. Amfibolen holder også rikelig TiO_2 . Analyser av Barth og Eckermann viser at amfibolen sjelden holder mindre enn 1 % TiO_2 . Ser vi på diopsid-analyser fra reaksjonsskarndiopsider er det påfallende at TiO_2 -gehalten oftest er 0,00 % eller bare spor. Den mest titanrike reaksjonsskarn-diopsid jeg har sett publisert holder 0,43 % TiO_2 . (Black Pargas diopsid, Eckermann 1922, s. 354.) Biotiten og hornblendens titan vil altså under diopsidiseringen reagere med kalsit og kiseltsyre under dannelse av titanit.

Det er vanskelig å uttale seg med sikkerhet om hvorvidt grunnen til at titaniten utskilles ved denne reaksjon er at diopsid ikke kan oppta TiO_2 isomorft i gittret i samme grad som amfibol eller biotit, eller grunnen er en stor affinitet mellom CaO og TiO_2

i SiO₂-overskudd. Et trekk som kunne tyde på at det siste er hovedårsaken, er titanitutskillelse under biotitiseringen av hornblende. Her går ved kalimetasomatose reaksjonen den motsatte veg av hva den gjør i kalkkontakt, likevel utskilles titanit. Under biotitiseringen frigjøres kalsium av hornblendens. Det kunne da tenkes at det frigjorte kalsium har så stor affinitet til titan-syren, som sannsynligvis aktiveres under reaksjonen, at titanit vil falle ut til tross for biotiten kan oppta mer titan enn amfibolen. Reaksjonen blir:

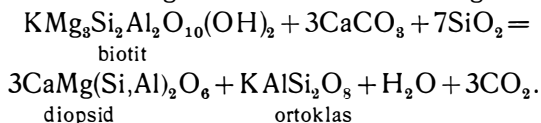


(Som kjent er ofte augiter fra alkalibergarter meget rike på TiO₂, hvilket skulde tyde på at det er en stor affinitet mellom CaO og TiO₂ som er hovedgrunnen til titanitutskillelsen.)

Kalifeltspat.

Allerede ved ganske lav temperatur dannes kalifeltspat som ortoklas eller enkelmikroclin under reaksjon mellom muskovit og kalsit, som f. eks. tilfellet er i Botten-marmoren (side 82). Den samme reaksjon, eventuelt idet zoisiten substitueres av skapolit, vil selvsagt skje ved høgere temperatur.

På liknende vis opptrer kalifeltspat som „biprodukt“ ved diopsidiseringen eller amfiboldannelsen av biotit. I Røstøy-skarnet og Valsøy-skarnet er store korn av enkel-mikroclin utskilt sammen med diopsid og hornblende i grensen mellom biotitrik gneis og kalsit.



Plagioklas.

Under CaO-metasomatose vil plagioklas oppføre seg på tre forskjellige måter:

Den kan enten omdannes til epidot under utskillelse av albit, eller til skapolit, eller den kan bli mer basisk, altså få et rikere innhold av anortit. De to første tilfeller er behandlet. At det siste også skjer, har jeg hatt anledning til å iakta i skarnbergarter som ikke ligger i direkte kontakt med kalsiten. Store plagioklasporfyroblaster, ofte invers sonarbyggete, forekommer alminnelig i de høgere metamorfe kalkskiferkomplekser i den ytre sone. For at anortitkomponenten

skal kunne anrikes i plagioklasen ved kalsium-metasomatose, må for det første de fysikalske betingelser for en mer basisk plagioklas være tilstede, dessuten må de sirkulerende poreløsninger ha tilstrekkelig konsentrasjon av Al_2O_3 . Vi har sett at plagioklaser i direkte kontakt med kalsit omdannes til epidot, her har poreløsningen rimeligvis hatt stort overskudd av CaO, og, idet epidoten holder mere kalsium i forhold til aluminium enn tilfelle er for anortiten, vil, etter massevirkningsloven, stor konsentrasjon av kalsium i poreløsningen resultere i at anortit oppbrukes til fordel for epidot, mens stor aluminium-konsentrasjon vil forskyve reaksjonen til fordel for anortit.

Antar vi at epidot og ren anortit kan være stabile under samme P,T-betingelser, er det klart at det er den kjemiske sammensetning som avgjør hvilket av de to som skal dannes. Fig. 24 er siden mellom C og A i et ACF-diagram. Punktet Ep. betegner epidot og An. anortit. Er kalsiumgehalten beliggende mellom C og Ep. så vil

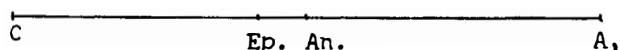


Fig. 24.

epidot opptre. Tilsvarende forholdet $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ en verdi som ligger mellom Ep. og An. så vil begge mineraler være stabile sammen. Og endelig er anortiten det stabile mineral, dersom aluminium opptrer i overvekt. Vi skal senere se at det samme resonnement også kan overføres på blandkrystallen plagioklas. Det er bare den som fysikalsk sett kan være stabil under samme betingelser som epidot.

I reaksjonsskarnet er sjakkbrettalbit og myrmekit hyppige mineraler. Anortiten (som blandkrystal med albit) dannes her på bekostning av kalifeltspat under utskillelse av kvarts og frigjørelse av kali.

Granat.

Den rene grossular er ikke stabil selv i de høgest metamorfe kalker som behandles her. Derimot er en grossularholdig almandinpyrop-granat stabil. Det er lite trolig at granaten er dannet på samme vis som kontakt-andraditene under kontakt-metasomatose. Andraditgehalten er nemlig meget liten.

På tross av at grossularkomponenten forekommer i forholdsvis fortynnet fast løsning i granaten, ca. 30%, så er den stabil sammen med kalsit og pyroxen. Det later til at den vanlige almandinpyrop-

granat under de fysikalske betingelser som har hersket under metamorfosen av Valsøy- og Almenningøy-kalken ikke reagerer med kalsit under dannelse av hornblende eller diopsid som det skulde framgå av A,CF-diagrammet for amfibolitfacies, men at den vil reagere med kalsiten under dannelse av noget grossular. Når så grossularkomponenten er blitt tilstrekkelig konsentrert i granaten, later det til at denne blir stabil i kontakt med kalsit og/eller pyroxen.

Granatens sammensetning er av vanlig eklogit-karakter. Det viser at den er dannet under fysikalske betingelser hvor almandin, pyrop og grossular i stor utstrekning har vært isomorf blandbare. Etter Eskolas antakelse er en slik utpreget isomorf blandbarhet mellom granatkomponentene betinget blant annet av høgt trykk.

Vesuvian.

Den enkle vesuvian som er funnet i den ytre sone, nemlig i Røstøy-kalken, har ikke frambudt muligheter for nærmere studium av vesuvianens dannelsesreaksjoner.

2. Metamorfosen.

a. BETRAKTNINGER OVER REGIONALMETAMORFOSE I SIN ALMINNELIGHET

Studiet av bergartenes metamorfose vil alltid by en dobbeltoppgave. Det gjelder: 1. å søke å fastslå de fysikalske P,T-betingelser som har hersket under metamorfosen. 2. å lære de forskjellige mineralers fysikalske og kjemiske stabilitetsområder å kjenne.

Ved tilstrekkelig kjennskap til mineralenes stabilitetsforhold, kan de P,T-betingelsene som har hersket under metamorfosen, direkte leses ut av bergartenes mineralparageneser. Målet for metamorfosestudiet må da bli det fulle kjennskap til mineralenes absolutte stabilitetsbetingelser. Dessverre ser det ut for at et slikt mål blir meget vanskelig å nå, ikke minst på grunn av at nettopp syntese av metamorfe mineraler er et av de vanskeligste kapitler i den eksperimentelle petrologi. Kjennskapet til de relative stabilitetsbetingelser er derimot et mål som ligger nærmere og kan oppnåes ved direkte mikroskopiske og kjemiske observasjoner i de metamorfe bergarter.

Takket være de senere års arbeider i samme retning som Eskola har trukket opp ved sitt mineralfaciesprinsipp, er man blitt

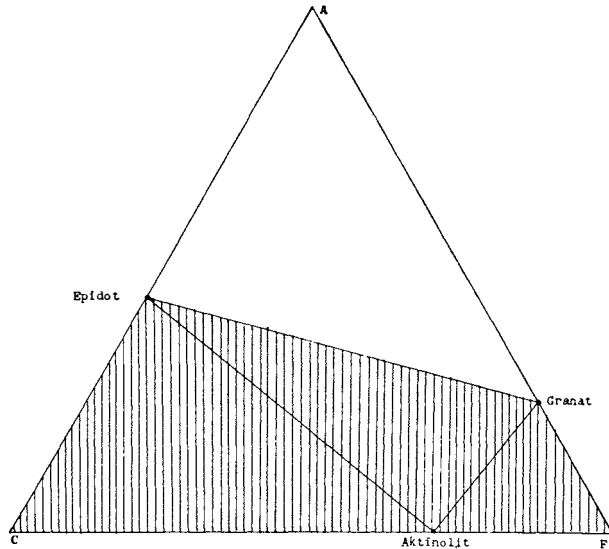


Fig. 25. A,CF-diagram over epidotamfibolitfacies. Det skraverte felt viser hornblendens kjemiske stabilitetsområde. Innenfor dette område vil hornblenden kunne dannes i denne facies.

fortrolig med de relative stabilitetsområder for en stor del av de viktigste bergartsdannende mineraler.

Under studiet av metamorfosen og dens innflytelse på mineralreaksjonene har det vist seg at problemene lettest lar seg løse, dersom mineralene betraktes som oppløselig i en poreløsning, som til enhver tid er i stabil likevekt med de enkelte mineraler den kommer i berøring med.

Av vesentlig betydning for forståelsen av metamorfosen er altså kjennskap til mineralenes stabilitetsforhold. Ved et minerals stabilitetsområde kan man forstå to vesensforskjellige begreper. 1. Det fysiske stabilitetsområde er et felt i P,T-diagrammet innen hvilket et mineral er stabilt og kan dannes dersom mineralselskapets kjemiske gjennomsnittssammensetning ligger innenfor mineralets kjemiske stabilitetsområde. 2. Det kjemiske stabilitetsområde for et mineral er det område som et mineralselskaps gjennomsnittssammensetning ikke må overskride for at mineralet skal kunne dannes og være stabilt.

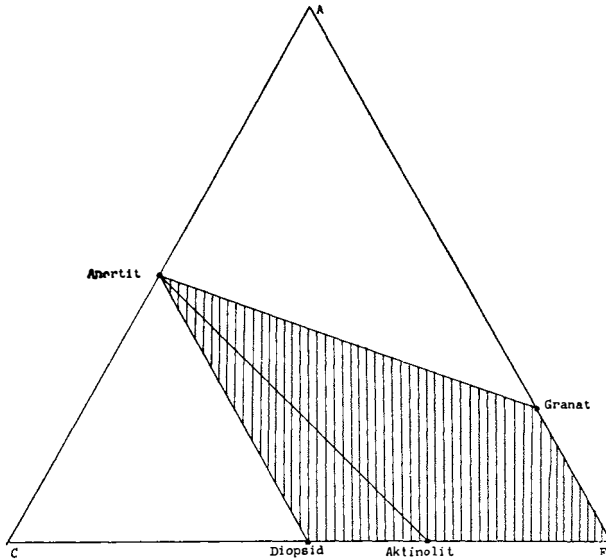


Fig. 26. A,CF-diagram over amfibolifacies. Det skraverte felt er hornblendens kjemiske stabilitetsområde i denne facies. Bare innenfor dette kan overhode hornblende dannes i amfibolifacies.

Det fysikalske stabilitetsområde er bare avhengig av mineralets art, mens det kjemiske stabilitetsområde varierer med P,T-betingelsene. Et godt eksempel på dette siste er f. eks. hornblendens forskjellige kjemiske stabilitetsområder i epidot—amfibolit-facies og i amfibolit-facies (fig. 25 og 26).

b. DEN PROGRESSIVE REGIONALE METAMORFOSE I FOSEN-FELTET

Innledende oversikt.

Observasjonsmaterialet ved metamorfosestudiet er vesentlig hentet fra de spredtliggende marmordrag og disses amfibolitiske sidebergarter. Uren kalkstein er som bekjent det beste kontinuerlige geologiske termometer og barometer som forekommer. Også de basiske gabbroide amfiboliter er meget ømtålige for P,T-variasjoner.

Det har framgått av den petrografiske beskrivelse at det alt overveiende er regionalt utbredte, kontinuerlig varierende P,T-betingelser,

som har hersket under omdannelsen av bergartene. Det er mulig at en kan påvise kontaktmetamorfose rundt enkelte graniter i den indre skifer—amfibolit-sone, men i den ytre migmatitsone er en eventuell kontaktvirkning rundt granitene helt utvisket av regionalmetamorfofen. Dette arbeide behandler kun de regionalmetamorfe bergarter.

Metamorfofen i skifer—amfibolit-sonen i sydøst er rent regional uten stoff-tilførsel. Det samme gjelder de fleste større amfibolit—kalkstein-drag som ligger innbeddet i den ytre gneissone. Stort sett må ellers den ytre nordvestlige sone betraktes som et regionalt granitiseringsområde, hvor det er tilført bergartene granitisk materiale i form av hydrotermale eller pneumatolytiske løsninger, alt etter som temperaturen har vært under eller over poreløsningens kritiske temperatur. Reaksjonsmineralene i kalksteinsforekomstene viser at det ikke har vært merkbar tilførsel av mineralisatorer og at temperaturen ikke på langt nær har nådd de høyder som er vanlig for graniters kontaktsoner. Bortsett fra tilførselen av granitiske safter som vesentlig holder elementene K_2O — SiO_2 og eventuelt Na_2O — CaO — Al_2O_3 , så er metamorfofen i de to områder ikke vesensforskjellig, hva P,T-betingelser angår. De høgmetamorfe bergarter i de ytterste kyststrøk er forbundet med Storlifeltets grønskifre gjennom kontinuerlig varierende overgangsled.

Basert på de forskjellige indeks-mineraler fra Eskolas mineralfacieslære (Eskola 1939) som representanter for forskjellige temperaturintervaller, har det lyktes meg å påvise en stor variasjon i temperaturen som har hersket under metamorfofen av Fosen-feltets bergarter. På den annen side har den kontinuerlige P,T-variasjon gitt rikelig anledning til å studere stabilitetsområdene for mineraler med mindre karakteristisk opptreden.

Den kjemiske likevekt mellom mineralene er praktisk talt alltid oppnådd. Der likevekt etter tidligere anvendte betraktningmåter ikke skulde foreligge, som f. eks. ved visse epidot- og plagioklasparageneser (Eskola 1939, Vogt 1927) har det vist seg at det er betraktningmåten som ikke har ført fram. I det følgende har jeg i størst mulig utstrekning gått ut fra som gitt at de foreliggende mineralparageneser er i stabil kjemisk likevekt og under denne forutsetning forsøkt å forklare paragenesene ved fysiko-kjemiske lover. Dette er lyktes uten i noget tilfelle å ha måttet ty til forklaringer ved kjemisk ulikevekt.

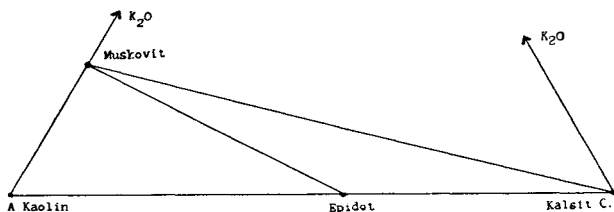


Fig. 27. ACK-diagram over laveste del av grønskiferfacies.

Storli-feltets metamorfose.

Kalksteinenes parageneser. I direkte kontakt med kalkspat er følgende mineraler alminnelig: Muskovit, amesit, klinozoisit, kvarts og albit.

Silikatbergartenes parageneser: Følgende parageneser er alminnelig: 1. Muskovit, epidot eller klinozoisit, kvarts og albit ($An < 10$) alle i kontakt med kalsit. 2. Muskoviten kan ofte erstattes av en lysbrun biotit. 3. Her og der kommer små nåler av aktinolit inn i den muskovitfri paragenesen.

Talk har jeg ikke funnet i bergartene.

Diskusjon av paragenesene. Det er av interesse at muskoviten er i stabil likevekt med kalsit, på tross av at epidoten eller klinozoisiten også er stabil under de her herskende P,T-betingelser. Som K₂O-holdig mineral er det ikke tillatt å plasere muskoviten i A-hjørnet i et A,CF-diagram. Det mineral som sannsynligvis bør stå i A-hjørnet er kaolin i SiO₂ overskudd. Ved progressiv metamorfose vil, når epidotens eller klinozoisitens fysikalske stabilitetsområde er nådd, det mineral som står i A-hjørnet, sannsynligvis kaolin eller andre leirmineraler (andalusit er neppe stabil i så lav facies), reagere med kalsiten under dannelse av zoisit. Da muskoviten ikke reagerer på samme måte, kan dette bare forklares ved å anta at muskovitens metningskonsentrasjon med hensyn på Al₂O₃ er mindre enn for kaolin. Den vil derfor ikke bringe så meget Al i løsningen i porevesken at epidotens løselighetsprodukt overskrides i løsninger som samtidig er mettet med hensyn på CaCO₃.

Hvis vi nytter et diagram hvor hjørnene representerer 100% Al₂O₃, CaO, og K₂O, vil følgende parageneser opptre i den facies som representeres av Storli-bergartene (fig. 27).

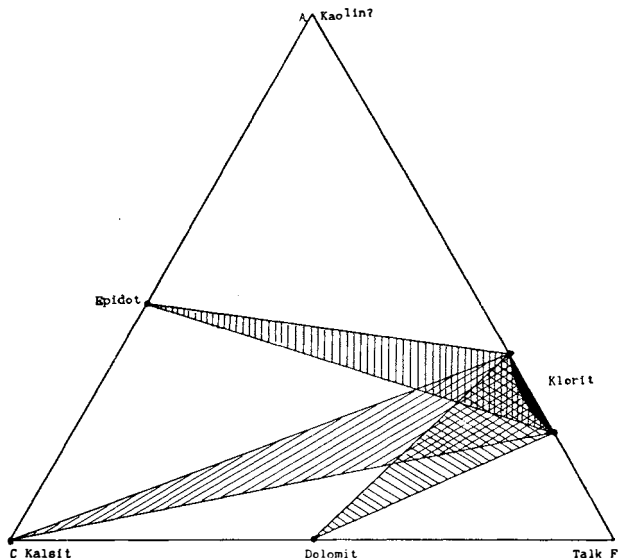


Fig. 28. A,CF-diagram over laveste del av grønskiferfacies.

Kalsitt og kaolin (eller andre leirmineraler) er ikke stabile sammen, derimot er muskovitt og kalsitt stabil sammen og i paragenese med epidot. Videre skal vi merke at kalsitt og kloritt, til og med en Al_2O_3 -rik amesitt, er stabil sammen uten at de reagerer og gir talk og epidot slik de vanlige forbindelseslinjer mellom mineralene i Eskolas A,CF-diagram over grønskifer-facies skulde vise. (Eskola 1939.) Jeg vil derfor i likhet med Th. Vogt (1927) ikke trekke grenselinjen epidot—talk, men derimot linjer mellom kloritt og kalsitt og dolomit i A,CF-diagrammet for den lavere del av grønskiferfacies som Storli-bergartene åpenbart tilhører. I denne facies er altså talk bare stabil sammen med kloritt og/eller dolomit (fig. 28).

Bergartene som holder de første spor av aktinolit tilhører en noget høyere facies som blir omtalt nedenfor.

Modal—Berg-dragets metamorfose.

Kort oversikt. Bergartene langs sydøst-åsen av Skaugdalen er metamorfosert under en litt høyere temperatur enn Storli-bergartenes laveste facies.

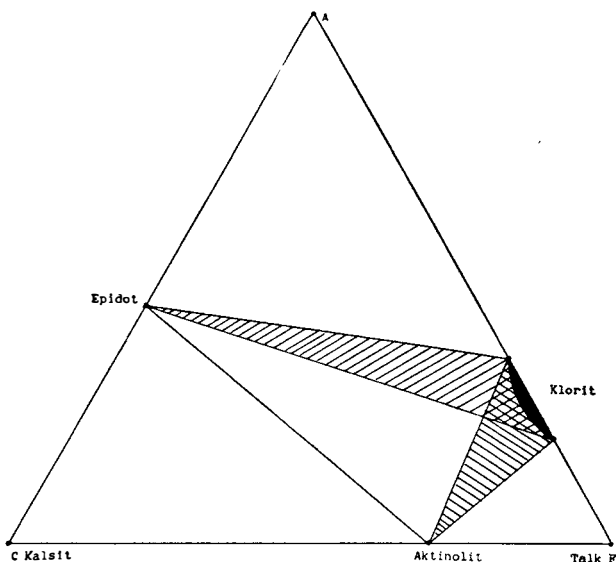


Fig. 29. A,CF-diagram over granatfri epidotamfibolitifacies eller aktinolitgrønskiferfacies.

Enkelte av bergartene er ekte grønnskifre med samme paragenese som Storli-bergartene, men alt vesentlig holder de en aktinolit som indiserer en høyere temperatur.

Bergartene sydøst for Botten, ved Modal og Berg, Rissa er best undersøkt.

Kalksteinenes parageneser. Talk, epidot, albit og kvarts er funnet som hovedmineraller i direkte kalsitkontakt. Derimot har det ikke vært mulig å avgjøre om muskoviten fremdeles er stabil i paragenese med kalsit.

Silikatbergartenes parageneser. De omliggende sidebergarter er vesentlig de før omtalte uralit-porfyrer og sedimentogene klorit-aktinolitskifre. Hovedminerallerne er epidot, (klinozoisit), aktinolit (Al_2O_3 -fri eller -fattig), sur oligoklas ($An_{10}Ab_{90}$) og endelig klorit.

Paragenesene uttrykt ved A,CF-diagram. Bergartenes paragenese er i overensstemmelse med Vogts aktinolit-grønnskiferfacies eller med Eskolas epidot-amfibolitifacies, idet vi ser bort fra det forholdsvis uvesentlige innhold av anortit i plagioklasen. Til forskjell fra den følgende facies mangler granat (fig. 29).

Baustad—Kvithyll-bergartenes metamorfose.

Kort oversikt. Langs nordvestbredden av Botten står bergarter hvis mineral-selskap indiserer en høyere temperatur. Det samme kan sies om amfibolitene syd for Modal—Berg-draget, mellom dette og Statsbygdas kalksilikatskifte.

Kalksteinenes parageneser. Bottenmarmorene ved Baustad holder mineralene: Talk, epidot, kalifeltspat og albit (kvarts) i stabil likevekt med kalsit.

I Kvithyll-kalken er her og der funnet en jernrik aktinolit, (37 Mol % Ferro tremolit) ellers opptrer de samme mineraler også her.

Silikatbergartenes parageneser. Al_2O_3 -rik hornblende som dog ved sin pleokroisme og lysbrytning viser trekk som skiller den ut fra alminnelige hornblender i høyere facies, plagioklas (An_{15-20}) epidot, granat og klorit er hovedmineralene i kalkens sidebergarter. (Biotiten utvikles ikke på grunn av ekstrem K_2O -fattigdom.)

Konklusjoner av paragenesene. Det er granaten og den Al_2O_3 -rike amfibol (se „mode“ beregning tabell III) som i første rekke berettiger oss til å anta at temperaturen har vært noget høyere under metamorfosen her, enn den har vært i Berg—Modal-kalken.

Vi må kunne betrakte kalksteinene og deres nærmeste sidebergarter som omdannet under samme P,T-betingelser. Under regional-metamorfosen er det usannsynlig å anta at P,T-betingelsene har variert stort innen områder på få meter. Av dette følger den interessante slutning at kloriten i kalksteinen har reagert med kalsit under dannelse av epidot og talk under samme P,T-betingelser som silikatbergartenes klorit har reagert med kalsit under dannelse av epidot og en jernrik aktinolit eller til og med en Al_2O_3 -holdig amfibol. Talken er altså stabil sammen med kalsit i kalksteinene. Den FeO_2 -fattige tremolit forekommer ikke, derimot forekommer, rent sporadisk, en FeO -rik aktinolit også i kalken.

Jeg vil derfor anta at bergartenes FeO/MeO -forhold er det avgjørende for hvilket av de to mineraler talk og aktinolit, som ved progressiv metamorfose skal dannes først på bekostning av klorit i $CaCO_3$ -overskudd. Talk kan som kjent ikke oppta mer enn ca. 2% FeO , mens FeO og MgO kan erstatte hinannen helt diadoch tremolit—aktinolit-rekken. Det vil si: poreløsningen kan mettes både av FeO og MgO med

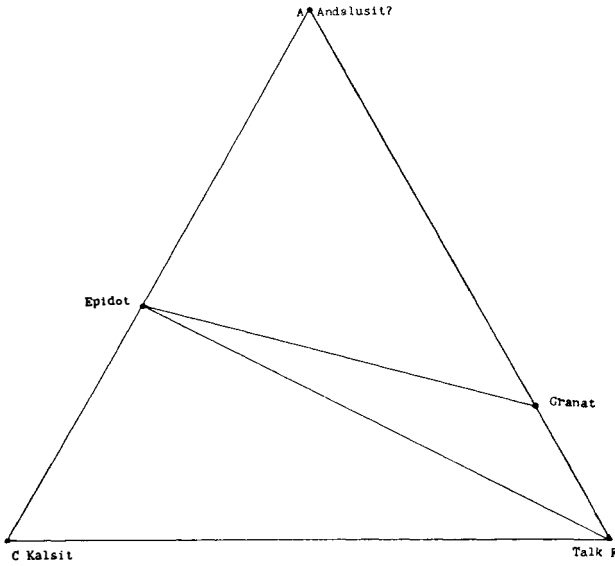


Fig. 30. A,CF-diagram over bergarter med meget lite Fe/Mg-forhold omdannet i granatførende diopsidfri epidotamfibolitfacies.

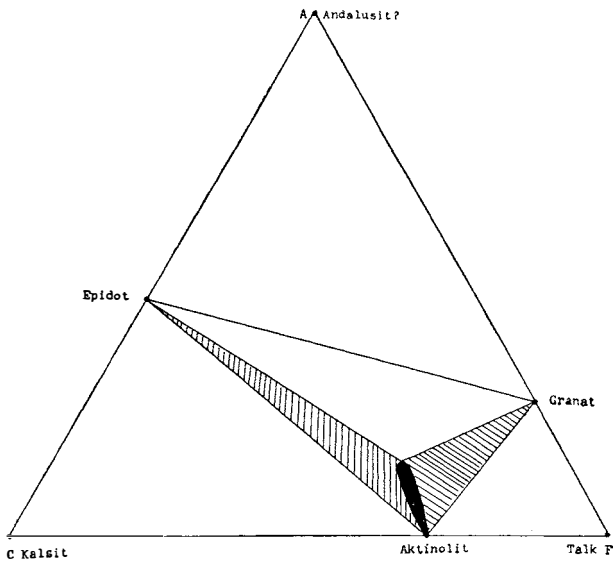


Fig. 31. A,CF-diagram over bergarter med vanlig Fe/Mg-forhold tilhørende samme facies som fig. 30.

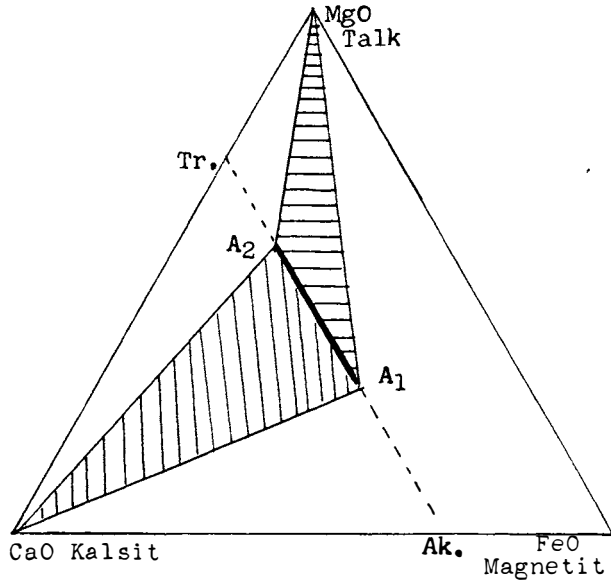


Fig. 32. Mg,Fe,Ca-diagram over diopsidfri epidotamfibolitfacies.

hensyn på aktinolit—tremolit, mens bare MgO kan mette poreløsningen med hensyn på talk.

Det er da naturlig at i FeO-holdige bergarter en FeO-rik aktinolit vil dannes ved lavere temperatur eller i alle fall ved samme temperatur som den hvorunder talk dannes i FeO-fri eller -fattige bergarter i CaCO_3 -overskudd. Botten-kalken og dens sidebergarter viser videre at aktinoliten kan oppta en forholdsvis høy $\%$ Al_2O_3 før talk reagerer med CaCO_3 under dannelse av tremolit. For én og samme facies får man altså to forskjellige A,CF-diagrammer alt etter Fe/Mg-forholdet i bergartene (fig. 30 og 31).

Fig. 32 viser et trekantdiagram med Mg,Fe,Ca-hjørner. Det må bare oppfattes som kvalitativt idet begrensningen av linjen A-A, som representerer de stabile aktinoliter, ikke er kjent. (Dog skulde A_2 etter aktinoliten i Kvithyll-kalken tilsvare 37 Mol% Fe-tremolit.) A_1 kan derimot muligvis flyttes helt ned til ren Fe-tremolit. Det er dog usikkert om dette mineral overhodet forekommer i naturen.

Av dette diagram framgår det at kalsit kan opptre i direkte kontakt med talk i Fe-fri eller -fattige bergarter, mens aktinolit kommer inn som tredje mineral ved høyere Fe/Mg kvotient og at talk over-

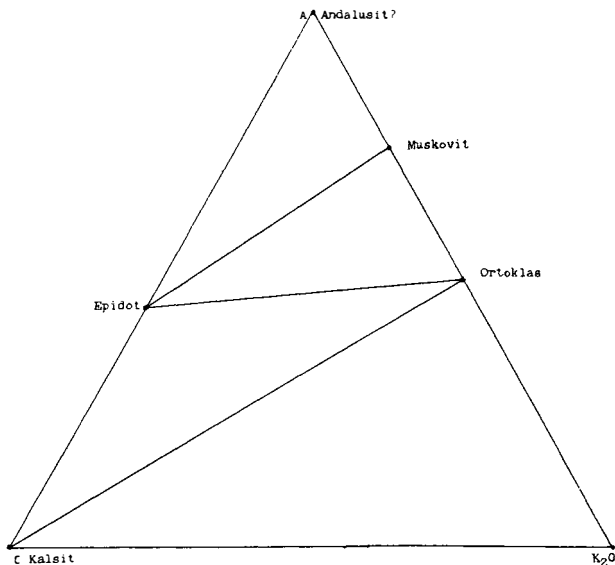
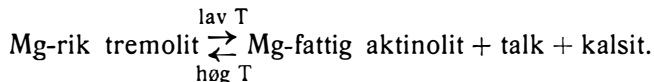


Fig. 33. ACK-diagram over samme facies som uttrykkes ved fig. 30, 31 og 32.

hodet ikke er stabil sammen med kalsit ved større Fe/Mg-forhold enn det som representeres av linjen Ca-A₂-Mg.

I denne facies er altså ikke MgO-rikere aktinolit enn en med ca. 65 Mol % tremolit stabil, i nestfølgende facies er derimot også den rene tremolit stabil. Dette, i forbindelse med det som er sagt om aktinolit-tremolitenes og talkens løselighetsforhold antar jeg kan forklares best ved å anta at punktet A₂ nærmer seg den rene tremolit kontinuerlig med stigende temperatur idet vi beveger oss fra Bottenfeltets facies til Hasselvik-bergartenes facies (se nedenfor). Etter min mening skulde man i aktinolitenes sammensetning i talk—kalsit-paragenesen derfor ha et kontinuerlig geologisk termometer.

Vi kan sette opp følgende reaksjonslikning helt i analogi med epidot—plagioklas-likevekten (se side 121):



I den foreliggende facies er ikke muskovit lenger stabil ved siden av kalsit, men reagerer og gir epidot under utskillelse av kalifeltspat, som vist under: „Dannelsen av enkelte mineraler i CaCO₃-kontakt“.

I trekantdiagram med Al_2O_3 -, CaO - og K_2O -hjørner blir paragenesene som fig. 33 viser.

De her omtalte bergarter må etter dette henregnes til epidot-amfibolitfacies, som først ble innført av Barth og senere opptatt av Eskola. Vi skal senere diskutere plagioklasens opptreden i denne facies.

Hasselvik—Rødsjø-bergartenes metamorfose.

Kort oversikt. Mineralselskapet i amfibolitene, kalksteinene og skifrene fra de nemnte drag viser at alle disse bergarter har vært utsatt for praktisk talt de samme P,T-betingelser under metamorfosen.

Kalksteinenes parageneser. Hovedmineralene i Hasselvik- og Selva-marmoren er: Tremolit, diopsid, skapolit, zoisit, albit og kvarts. De er alle funnet i direkte kalsitkontakt. Tremoliten er en meget FeO-fattig varietet. Den er hovedreaksjonsmineralet i Hasselvik-kalkens hoveddrag. Bare sjelden er den ustabil i CaCO_3 -kontakt. Diopsid er da dannet som synantectisk mineral mellom de to. Heller ikke amfibolen i sidebergarten, eller dennes biotit, er alltid omdannet til diopsid i kalksteinskontakten. Metamorfosetemperaturen vil jeg derfor anslå til så vidt å ha nådd diopsidens laveste temperaturgrense ved de herskende trykk.

Silikatbergartenes parageneser. De amfibolitiske sidebergarter til Hasselvik-kalken holder mineralene: Plagioklas ($\text{An}_{28-30}\text{Ab}_{72-70}$) og amfibol. Kalkskiferen holder: plagioklas ($\text{An}_{25}\text{Ab}_{75}$), biotit og almandin.

I kontakt med gneisen forekommer dessuten porfyroblaster av disten i skifrene. Selve den granitiske gneis holder dertil epidot.

Rødsjødalens amfiboliter holder plagioklas ($\text{An}_{80}\text{Ab}_{70}$), amfibol, epidot og diopsidisk pyroxen eller granat.

Kalksilikatskifrenes mineralselskap er det samme som i Hasselvik. Her og der er det dog funnet staurolit, mens disten derimot aldri er funnet.

Konklusjoner av paragenesene: Etter Eskolas facies-inndeling skulde den-forholdsvis basiske plagioklas berette til å parallellisere Hasselvik—Rødsjø-bergartene med hans amfibolitfacies. På den annen side viser epidotens opptreden som hovedmineral at de fysikalske metamorfosebetingelser ikke helt har vært identisk med de som betinger parageneser overensstemmende med ekte amfibolitfacies. Foreløpig skal vi bare fastslå at temperaturen har vært høyere

enn i Botten-feltet og forsøke å klargjøre de mineralogisk forandringer som den høgere temperatur bringer med seg.

For kalksteinens vedkommende viser det seg at talk ikke lenger er stabil i CaCO_3 -kontakt, men at de to vil reagere med hinannen og danne FeO-fattig tremolit. Der temperaturen har vært høgest under metamorfosen er heller ikke amfibol stabil sammen med CaCO_3 , men reagerer synantectisk til diopsid. Nettopp ved denne temperatur, eller en noget lavere (se Gølja-feltets metamorfose nedenfor) inntre skapolit som synantectisk mineral mellom plagioklas og kalsit. Plagioklasen er mer basisk enn i foregående facies): den kan holde mer An i fast oppløsning uten at den saussuritiseres. Hornblenden later også til å ha undergått en viss karakteristisk forandring, idet den har mørkere makroskopisk farge og pleokroisme.

I enkelte bergarter er staurolit, biotit og granat de eneste femiske mineraler. I andre er disten stabil sammen med biotit og granat. Etter Vogt (1927) skal staurolit være stabil ved noget lavere temperatur enn disten, og den forskjellige opptreden av de to mineraler er således betinget av en faciesforskjell. Barth (1936) anser derimot bergartens H_2O -gehalt for å være det avgjørende, idet stauroliten er H_2O -holdig i motsetning til disten. Det har ikke vært mulig å finne avgjørende beviser for riktigheten for hverken det ene eller det annet synspunkt i mine bergarter.

Tar vi i betraktning at staurolit er praktisk talt rent Fe-mineral som kun kan oppta små mengder MgO i gittteret, mens det hersker utstrakt isomorfi mellom FeO og MgO i granaten, så kan mange av de tilsynelatende uoverensstemmelser med faseregelen som så ofte foreligger i staurolitparageneser forklares etter samme prinsipp som jeg har benyttet ved aktinolit—tremolit—talk-parageneser ovenfor.

I diagram fig. 34 representerer linjen G— G_1 blandingsledene innen almandin—pyrop-rekken som er stabil ved visse P,T-betingelser. S— S_1 representerer staurolit. Selv om nu staurolit er stabil under samme P,T-betingelser som disten og almandin—pyrop, så er det ifølge diagrammet teoretisk intet i veien for at granat kan foreligge i stabil kjemisk likevekt med disten uten staurolit i paragenesen. Det er også mulighet for at granat, staurolit og disten alle tre er i stabil likevekt; eller at endelig staurolit danner kjemisk grensemineral mellom granat og disten slik at stauroliten bare er stabil sammen med det ene av de to andre mineraler alt etter $(\text{FeO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ -forholdet i bergarten.

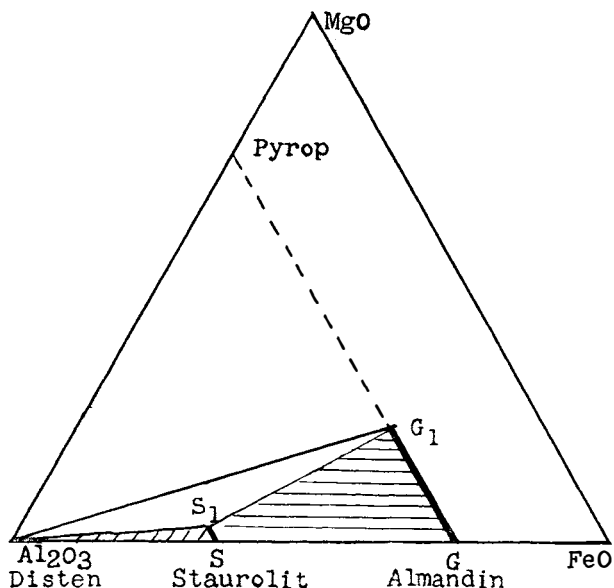


Fig. 34. Al,Mg,Fe-diagram som skjematisk gir inntrykk av disten—staurolit—granat-parageneser

I litteraturen foreligger ofte beskrivelse av bergarter med paragenesen: disten (andalusit), staurolit og granat (Vogt 1927, Eskola 1939) uten at det later til at det har vært forsøkt å forklare paragenesene etter dette prinsipp, derimot er det søkt til kjemisk ulikevekt som forklaring.

Setter vi foreløpig epidoten ut av betraktning så vil paragenesene kunne uttrykkes ved følgende A,CF-diagram (fig. 35). Diagrammet blir ikke helt i overensstemmelse med de virkelige forhold, idet den rene anortit ikke er stabil, bare en albitholdig plagioklas ($An_{80}Ab_{70}$). For Na_2O -holdige bergarter er det fullt brukbart.

I den laveste del av denne facies faller diopsiden og kanskje distenen bort. Til forskjell fra forrige facies vil derimot FeO-fri tremolit være typomorf, mens klorit ikke er stabil. Jeg skulde anta at F-hjørnet i alle fall i den laveste diopsidløse facies utgjøres av talk. Senere kommer antofyllit inn.

Nesvatn-bergartenes metamorfose.

Uten at det opptrer nye mineraler som distinkt viser at temperaturen i Nesvatn-bergartene har vært høyere enn i Hasselvik—Rødsjødraget, er det visse reaksjoner som tydelig viser at så er tilfelle.

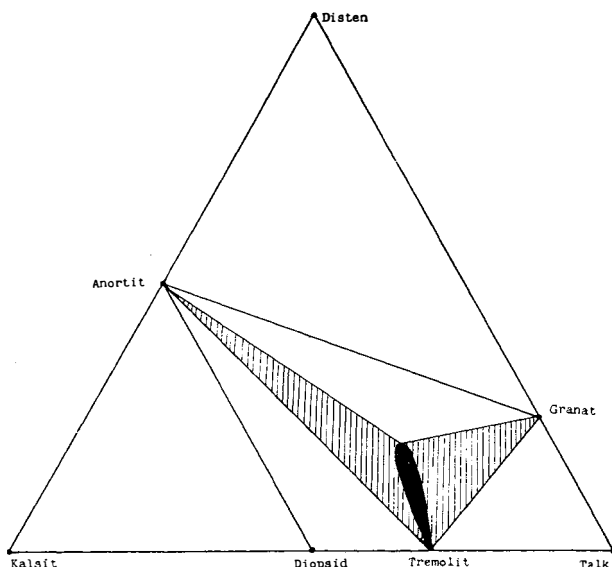


Fig. 35. A,CF-diagram over facies utviklet ved Hasselvik, Rødsjø mm.

Reaksjonsskarnet er tydeligere utviklet. Hornblenden i grensbergartene mot marmoren er alltid, så sant det også er kvarts tilstede, omdannet til diopsid. Mens tremoliten opptrådte som strøkrystaller i Hasselvik-kalken, er alltid de små korn av femiske mineraler i Nesvatn-kalken diopsid. Hvorvidt den ting at Nesvatn-marmoren utelukkende holder magnetkis, mens Hasselvik-kalken vesentlig holder svovelkis, kan taes som bevis for høgere temperatur er usikkert.

På den annen side forekommer hverken grossularholdig granat eller vesuvian, mineraler som ofte opptrer som indeksmineraler i den ytre sonens skarnbergarter.

Silikatbergartene holder de samme mineraler som Hasselvik—Rødsjø-bergartene, med den forskjjel at epidot mangler i Nesvatn-paragenesen. Videre merkes at plagioklasen kan være så vidt basisk som $An_{50}Ab_{50}$ uten saussuritisering.

Etter dette kan bergartene reknes til ekte amfibolitfacies, og A,CF-diagrammet blir identisk med det foregående.

*Metamorfosen i Røstøyas, Valsøyas og
Almenningøyas bergarter.*

Oversikt. Bergartene som bygger opp den ytterste del av kysten langs Fosenlandet og en del av øyene, viser tegn på at de har gjennomgått en mer gjennomgripende omdannelse enn noen av de hittil omtalte bergarter. Den grove struktur og framfor alt reaksjonsskarnets mektighet og utvikling ellers indiserer allerede makroskopisk at metamorfosen har nådd et videre stadium.

Som distinkte indikatorer for metamorfosetemperaturen opptrer høgreionalmetamorfe mineraler som er fremmed for lavere isograder.

Kalksteinenes og dolomitens parageneser. Diopsid og skapolit er fremdeles hovedmineralene i reaksjonsskarnet i direkte kontakt med kalsit. Av større petrologisk interesse er opptreden av vesuvian og grossularholdig granat. Interessant er også at epidot og zoisit opptrer som hovedmineraler i skarnet i kalsitkontakt. Albit ($An_{<10}$) er også her den plagioklasvarietet som opptrer i $CaCO_3$ -kontakt.

Granat som holder opptil 30% grossular forekommer i direkte kontakt med kalkspat eller med diopsid-hedenbergit eller endelig med alminnelig hornblende.

Silikatbergartenes parageneser. Mineralselskapet i marmorenes sidebergarter er ikke vesentlig forskjellig fra Rødsjø—Nesvatnbergartenes mineralselskap. Plagioklas, Al_2O_3 -rik alminnelig hornblende og granat er hovedmineralene i amfibolite. I skifrene faller amfibolen bort og i aluminiumsrike varieteter kan disten utvikles. Sillimanit er ikke funnet, disten må derfor antas å være det stabile aluminiumssilikat i denne facies.

I dolomitskarnet forekommer cummingtonit sammen med rombisk zoisit og diopsid. Sesquiksydfri hornblender av tremolit—aktinolitrekken er ikke funnet i de undersøkte skarnbergarter.

Diskusjon av paragenesene. Plagioklasen er meget varierende. Rent lokalt i reaksjonsskarnet, innen områder på få kvadratmillimeter, kan anortitkonsentrasjonen i plagioklasen nå ca. 60%. I de homogene amfiboliter, kalksilikatskifre og dioritiske gneiser er sammensetningen vanligvis $An_{40-50} Ab_{60-50}$.

Hornblenden er så vidt man kan avgjøre ved mikroskopisk hjelp av samme type som hornblenden fra forrige facies.

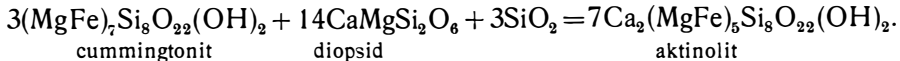
Epidot er ikke lenger et av hovedmineralene i amfibolite slik den var det i Rødsjødalens bergarter. Under de her herskende P,T-

betingelser har plagioklasen stort sett kunnet absorbere bergartenes hele $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$ -gehalt som anortit. På den annen side viser kalksteinparagenesene at epidot og zoisit fysikalsk sett er stabile under de her gitte P,T-betingelser. Det er da spørsmål om hvilken plagioklasvarietet epidoten er i stabil likevekt med. Er også den rene anortit stabil ved disse fysikalske betingelser slik at epidot i bestemt kjemisk miljø vil kunne forekomme i paragenese med ren anortit?

Paragenesen epidot, $\text{An}_{45}\text{Ab}_{55}$ og biotit i den tidligere beskrevne eiendommelige tuffaktige porfyroblastskifer fra Røstøya tyder på at plagioklasen ikke kan absorbere ubegrenset mengde av CaO og Al_2O_3 i form av anortit, men at derimot overskuddet over den mengde som tilsvarer en bestemt plagioklassammensetning går med til dannelselse av epidot.

Granaten er tildels av eklogitaktig pyroprik karakter.

Paragenesen cummingtonit, diopsid og zoisit fra dolomitskarnet på Almenningøy viser, at hornblender av tremolit—aktinolit-rekken ikke kan være stabile i den her behandlede facies. Cummingtoniten og diopsiden burde i motsatt fall ha reagert med hverandre under dannelselse av aktinolit:



Som vi har sett har jeg heller ikke kunnet finne sesquioksydfri kalsiumholdige hornblender. Alminnelig sesquioksydholdig hornblende er derimot alminnelig mineral i de her omhandlede bergarter.

Den ovenfor omtalte paragenese skulde, dersom den kan antas å være stabil, vise at kun de hornblender, hvis projeksjonspunkt i A,CF-diagrammet ligger over forbindelseslinjen mellom epidot og cummingtonit, kan opptre under de her gitte fysikalske metamorfosebetingelser.

Etter de ovenfor omtalte iakttagelser må de rene aluminium, jern, magnesium og kalsiumførende idealbergarter henføres til følgende A,CF-diagram (fig. 36). Da de aller fleste alminnelige bergarter holder mer eller mindre natron vil diagrammet virke misvisende for disse. Det er to viktige mineralers stabilitetsforhold som forskyves ved natroninnholdet. Albit vil først og fremst dannes, og derved gis det også mulighet for at en del av epidoten absorberes i form av anortit. Dette forhold skal omtales mer inngående i et senere avsnitt. Her skal bare trekkes fram de konsekvenser dette har for hornblendens stabilitetsområde.

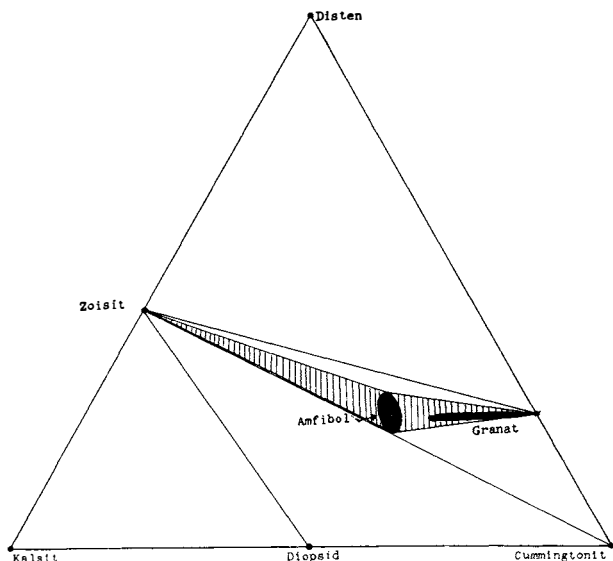


Fig. 36. A,CF-diagram over Na_2O -fri parageneser tilhørende høgeste del av epidotamfibolitfacies.

I og med at anortiten kommer inn i paragenesen vil grenselinjen som går fra cummingtonit-hjørnet forskyves fra epidot mot anortit. Det blir således sjanser for at linjen tangerer eller skjærer hornblendefeltet slik at cummingtonit, eventuelt antofyllit, skilles kjemisk fra zoisit og plagioklas ved alminnelig hornblende. I samme retning virker sannsynligvis også den ting at natrium kan erstatte kalsium til en viss grad i hornblendens. Derved vil kalsiumholdig hornblende i parageneser som holder noe natron mettes og felles ut av porevesken ved mindre kalsiumkonsentrasjon enn dersom paragenesen var helt natronfri. Et tilskudd av natron forskyver altså grenselinjen som går fra F-hjørnet i A,CF-diagrammet fra A-hjørnet (fra Ep. til An.). Det vil også bevirke at hornblendefeltet får en øket utbredelse mot C-hjørnet. Om disse forskyvninger er tilstrekkelig til at grenselinjen cum.—ep. kommer til å skjære hornblendefeltet slik det er vist i fig. 37 er det umulig å si noe bestemt om idet også bergartenes Al/Fe^{++} forhold vil komme til å spille rolle. I hornblendens er Al og Fe^{++} diadoch, mens Fe ikke kan erstatte Al i plagioklasen. Følgelig må Fe^{++} gehalten i bergartene virke som om hornblendefeltet blir forskjøvet mot A-hjørnet i forhold til anortit. Forholdet Mg/Fe^{++}

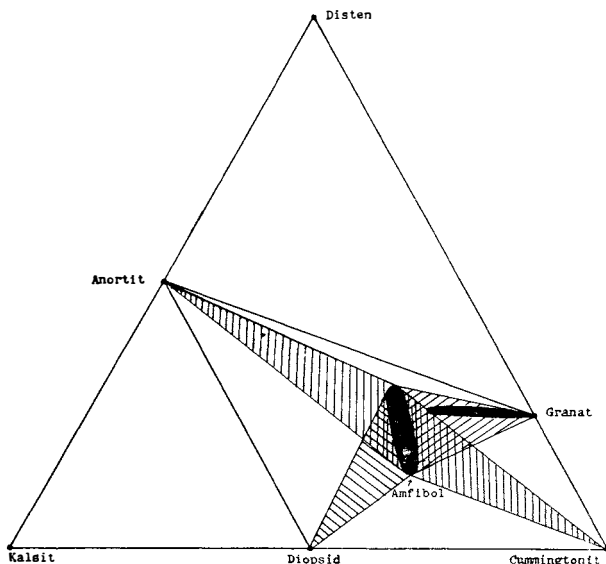


Fig. 37. A,CF-diagram over Na_2O -førende bergarter tilhørende samme facies som fig. 36.

vil selvsagt være av stor betydning. Alle de nemnte forskyvninger av grensene i A,CF-diagrammet vil tilsammen i alle fall bevirke at grenselinjen fra F-hjørnet vil skjære hornblendefeltet.

Av dette framgår at A,CF-diagrammet vil få en ganske annen utforming for natron- og Fe_2O_3 -holdige bergarter også hva hornblendefeltets begrensning angår. Natriumets innflytelse på paragenesene vil bli diskutert inngående senere. Jeg vil for oversiktens skyld sette opp det A,CF-diagram som gjelder for de alminneligste bergarter med et visst natron- og Fe_2O_3 -innhold metamorfosert i denne facies (fig. 37).

Vesuvian forekommer i den høgste del av denne facies som kjemisk grense-mineral mellom epidot og kalsit. Da den er meget sjelden, er det rimelig å anta at temperaturen bare rent sporadisk har nådd vesuvianens dannelses-temperatur, og den kommer ikke med som karakteristisk mineral i diagrammet.

Grossular har jeg ikke funnet forsvarlig å plasere på A,C-siden i A,CF-trekanten, men derimot er grossularens tilstedeværelse betegnet ved innførelse av et granatfelt fra alm.—pyr.-punktet mot den rene grossular.

Gøljafeltets metamorfe facies.

Etter Th. Vogt (1924) er det synklinalformete drag av amfiboliter og kalksteiner som forekommer ved Gøljavatn nord for Stjørnfjorden av kaledonsk alder. Det blir altså etter min mening å sidestille med de kalk-skiferdrag som dette arbeide omfatter. Dets metamorfose-utvikling har således betydelig interesse.

Jeg har hatt anledning til å undersøke endel tynnslip av selve kalksteinen. Det er en lavmetamorf marmor. Reaksjonsmineralene er aktinolit og skapolit. Diopsid har jeg ikke funnet. Skapoliten viser at temperaturen under omdannelsen har ligget noget høyere enn for Botten-kalkene. Mangelen av diopsid (og tremolit) setter temperaturgrensen under Hasselvik-marmoren.

Metamorfosetemperaturen ligger altså lavere enn det en jamn kontinuerlig stigning utover i gneissonen skulde tillate.

De kaledonske lavaer på Smøla som ligger i dette drags forlengelse mot sydvest—vest, er etter Carstens' undersøkelser praktisk talt upåvirket av regionalmetamorfofen (1924).

c. TEMPERATUREN UNDER METAMORFOSEN

Fastsettelsen av bergartenes absolutte dannelsesstemperatur er alltid basert på indirekte metoder. Etter Eskolas spilitreaksjon vil jeg anta en omdannelsesstemperatur for de lavest metamorfe grøn-skifre til ca. 330° (Eskola 1935).

Barth har beskrevet bergartene fra det Sørnorske grunnfjell (1928) som har en meget stor likhet med mine bergarter fra den ytterste kystrand. I begge tilfeller opptrer f. eks. vesuvian, som kritisk mineral for endel skarnbergarter hvor metamorfosetemperaturen har nådd klimaks. Med Barth antar vi en temperatur for disse vesuvianholdige bergarter av ca. 500°.

d. TRYKKET UNDER METAMORFOSEN

Det er ting som tyder på at trykket under omdannelsen av Vestrandens bergarter delvis har vært større enn vanligvis under regional-metamorfose.

Bergartenes utpregede krystallasjonsskifrihet viser at trykket vesentlig har vært av ensidig karakter, stress. På den annen side er kataklaser lite utbredt, i hvert fall for de noget høyere metamorfe bergarters vedkommende. Under metamorfofen har altså bergartene

vært så vidt metamorf plastiske at trykket, til tross for at de krefter som primært har forårsaket dette har vært ensidig rettet, også for en stor del har fordelt seg hydrostatisk i bergartskompleksene.

Forekomsten av eklogit-amfibolit (Røstøya) og eklogitaktig granat flere steder i skarnbergarten (Valsøy, Almenningøy) kan, i samsvar med de enkelte teorier om eklogitens og eklogitgranatens dannelsesbetingelser, oppfattes som indisium på at trykket har vært høgt. Den meget sjeldne opptreden av selv småøyet øyegneis blant migmatitbergartene taler også for at trykket har vært høgt, idet øyegneisens feltspatøyner etter de nyeste teorier nettopp dannes ved lavt trykk. (I. Rosenquist 1941.)

Det høge trykk tar jeg også til inntekt for stabiliseringen av epidot- og zoisit-mineralene ved så høg temperatur som det her er tale om for den ytterste kystsones vedkommende.

e. EN OVERSIKT OVER STABILITETSFORHOLDENE MELLOM DE VIKTIGSTE FOREKOMMENDE MINERALER I SKARNBERGARTENE, AMFIBOLITENE OG GLIMMERSKIFRENE I FOSENFELTET

For oversiktens skyld har jeg samlet en del av de forskjellige mineraler som er behandlet i det foregående, i et temperatur-trykk-diagram som angir den relative stabilitetstemperatur mellom dem (fig. 38).

I korrelasjon har jeg ført opp plagioklassammensetningene som er funnet i paragenese med de forskjellige mineraler. Linjen c representerer plagioklaser med maksimal basisitet i epidotfri paragenese. a omfatter plagioklaser med maksimal basisitet funnet i paragenese med epidot eller zoisit og et eller to av de mineraler som den er ført opp i korrelasjon til. b er plagioklaser i kontakt med kalsit.

Plagioklassammensetningen 1 er den som er funnet i den lavmetamorfe del av Skaugdal-amfibolitene. Som det framgår av diagrammet er mineralene aktinolit, klorit, talk og epidot stabile under samme temperaturbetingelser og kan altså forekomme sammen med $An_{10}Ab_{90}$.

Plagioklas 2, $An_{17}Ab_{83}$ forekommer i den mest høgmetamorfe del av Skaugdal-amfibolitene. Nettopp ved denne temperatur går klorit over til granat, ellers er de samme mineraler stabile.

Plagioklas 3 finnes i Rødssjø- og Hasselvik-bergartene. Ved samme temperatur er tremolit, granat, diopsid og skapolit stabile, dessuten

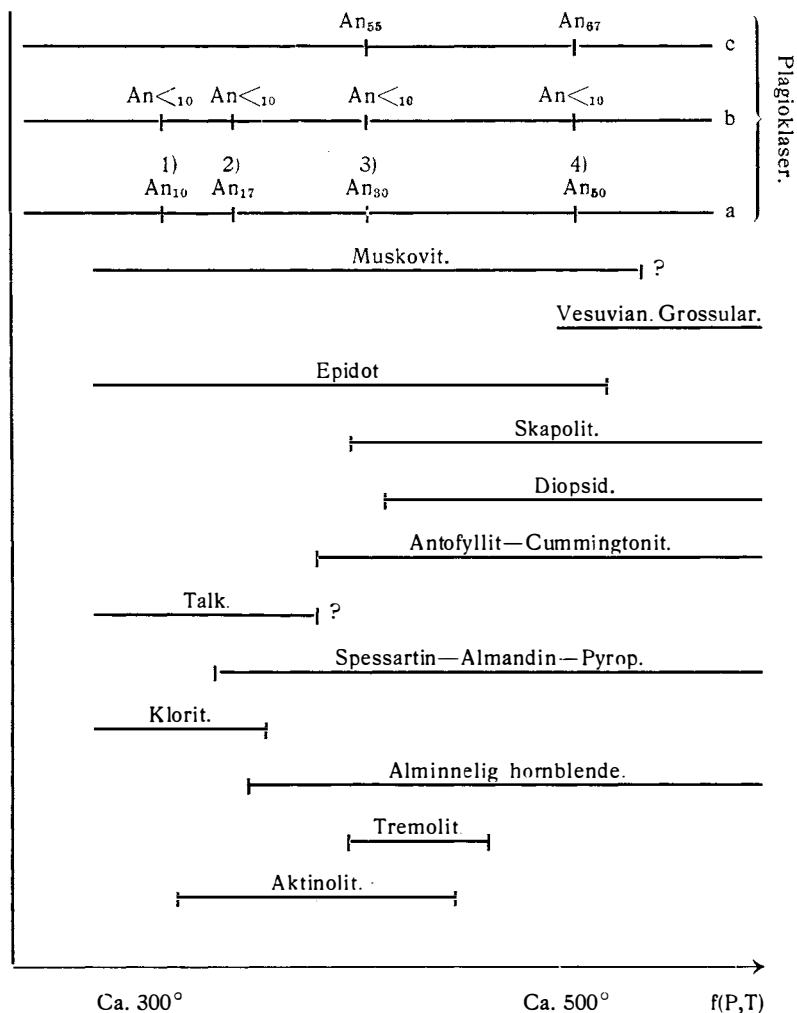


Fig. 38. Tabell over enkelte av Fosen-feltets mineralers stabilitetsområde.

også fremdeles epidot. Det har vært umulig med det observasjonsmateriale som har stått til rådighet å avgjøre om talk fremdeles er det stabile mineral i F-hjørnet eller om temperaturen innenfor antofyllit og cummingtonits stabilitetsområde. På grunn av at Fe^{2+} og Mg er diadoch i hornblendene, mens talk er det rene Mg mineral, må, etter det samme resonnement som er nyttet under diskusjon av stabilitets-

forholdet mellom talk og aktinolit (Baustad—Kvithyll-bergartenes metamorfose), temperaturgrensen mellom talk og antofyllit-cummingtonit variere med paragenesens Mg/Fe-kvotient. Dersom oppløselighetsproduktet for hornblendene er nogenlunde uavhengig av dens Mg/Fe-forhold, så er det klart at talk er stabil ved høyere temperatur i FeO-fri eller fattige bergarter enn i FeO-rike bergarter: De jernrike ledd av de CaO-fri amfiboler er stabile ved lavere temperatur enn de MgO-rike ledd, helt analogt forholdet ved aktinolit—tremolit-rekken.

Endelig er plagioklasen av sammensetning 4 stabil sammen med sesquioksydrik amfibol (Almenningøy), almandin, eklogit-granat og vesuvian ved siden av de mineraler som var stabile sammen med plagioklas 3. Her er dog beviselig cummingtonit stabil og dessuten er ikke $(Al,Fe)_2O_8$ -fri amfibol stabil.

f. DIAGRAMMATISK FRAMSTILLING AV BERGARTER MED PLAGIOKLAS OG EPIDOT SOM HOVEDMINERALER I SAMME PARAGENESE

Regionalmetamorfe bergarter som holder epidot, plagioklas og et eller to av mineralene diopsid, amfibol, granat, (klorit eller biotit) og disten (muskovit) som hovedmineraler er av flere forfattere beskrevet fra forskjellige steder (Barth 1928 og 1936, Vogt 1927, Becke 1922, Thurner 1933). Det har visse vanskeligheter med å få enkelte av paragenesene med epidot og plagioklas til å stemme med faseregelen. Også plasseringen av de omtalte parageneser i A,CF-diagram har vist seg umulig å gjennomføre tilfredsstillende. Av disse grunner har enkelte forskere bl. a. Eskola og Vogt, valgt å betrakte parageneser med epidot og plagioklas sammen for ustabile, hvor enten epidot antas for ustabil reliket fra lavere facies, eventuelt for rent sekundært mineral, eller plagioklasens anortit-gehalt blir betraktet som reliket fra høyere facies. Andre forfattere f. eks. Barth og Thurner er derimot av den oppfatning at epidot og plagioklas er stabile sammen.

Asosiasjonen epidot og plagioklas er så alminnelig forekommende i Fosen-feltets bergarter at jeg vanskelig kan anta den for ustabil.¹

La oss betrakte en del eksempler på parageneser av den ovenfor behandlede type og se hvorvidt de strider mot faseregelen. I Rødsjø-

¹ Under trykningen har det kommet ut et arbeide av T. Strand, som også viser at nemnte paragenese er stabil. (T. Strand 1942.) Senere har I. Rosenqvist utgitt et arbeid som behandler epidot-plagioklas-bergarter inngående i N. g. t. 22, 1942.

amfibolittene er asosiasjonene 1. epidot, plagioklas, diopsid og hornblende og 2. epidot, plagioklas og amfibol og 3. epidot, plagioklas, amfibol og granat, meget alminnelig. Fra Røstøy har vi paragenesen 4. epidot, plagioklas og biotit.

Skal de omtalte parageneser komme til uttrykk i et A,CF-diagram, må man se bort fra plagioklasens albitinnhold. Derved faller altså Na_2O bort som komponent og man får altså tilsynelatende 4 faser dannet av bare 3 komponenter. Fasene er: 1. epidot, anortit, diopsid og amfibol (eksp. 1 ovenfor), 2. epidot, anortit, amfibol og granat (eksp. 3 ovenfor), komponentene er CaO , $(\text{Fe,Mg})\text{O}$ og $(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3$.

Annerledes stiller saken seg om det viktigste blir, ikke å stille bergartene opp i A,CF-diagram, men å finne de fysiko-kjemiske forklaringer til problemet. Om man tar hensyn til natron og tar albit med under benyttelsen av faseregelen, ikke som selvstendig mineral, men derimot slik den virkelig forekommer — som plagioklas, en homogen fast løsning av albit og anortit, — så vil parageneser som består av 4 mineraler være i full overensstemmelse med den mineralogiske faseregelen. I dette tilfelle har man komponentene: Na_2O , CaO , $(\text{Fe,Mg})\text{O}$, og $(\text{Al, Fe})_2\text{O}_3$ og følgende faser:

epidot, plagioklas og 2 femiske mineraler:

4 komponenter=4 faser.

Teoretisk er det forøvrig ikke noget i veien for at epidot og også den rene anortit kan forekomme sammen i natronfri paragenese uten at det strider mot faseregelen. Forutsetningen må i dette tilfelle være at de to mineralers stabilitetsområde i P,T-diagrammet overlapper hinannen, samt at paragenesenes kjemiske gjennomsnittssammensetning ligger innenfor begge mineralers kjemiske stabilitetsfelt i A,CF-diagrammet. Etter faseregelen kan det ikke inngå flere enn 3 mineraler i en slik paragenese. En slik asosiasjon framgår f. eks. av det A,CF-diagram som Barth har oppstilt for epidotamfibolit-facies, slik den er utviklet i en del av de sør-norske grunnfjell (Barth 1928) (fig. 39). Av dette diagram framgår at epidot og anortit (eller plagioklas) bare er stabil sammen ved siden av et eneste femisk mineral, nemlig amfibol. Diagrammet kan derimot ikke tilfredsstillende de ovenfor omtalte parageneser med 4 mineraler eller paragenesene med 3 mineraler hvor enten biotit eller diopsid forekommer sammen med plagioklas og epidot. Det krever videre en meget spesiell kjemisk gjennomsnittssammensetning av bergartene for at epidot—plagioklas-paragenesen

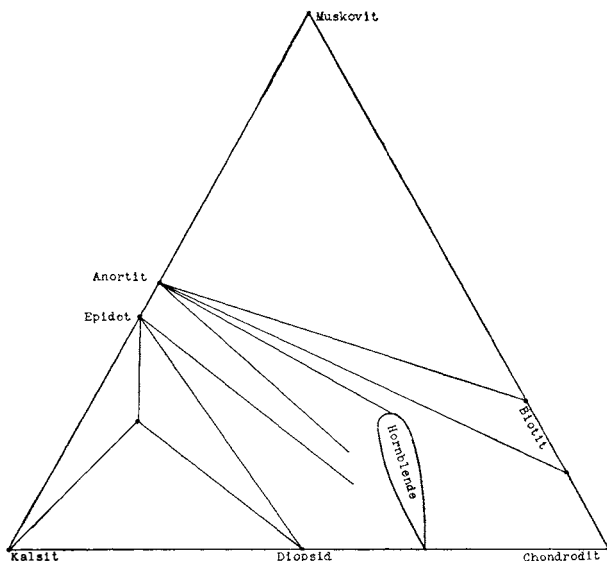


Fig. 39. A,CF-diagram over epidotamfibolit facies etter Barth.

skal utvikles, nemlig en sammensetning som ligger innenfor trekanten epidot—anortit—amfibol.

Paragenesene i naturen viser at epidot og plagioklas langt fra bare er knyttet til den sammensetning som er representert ved omtalte trekant, men derimot at kjemien varierer langt utenfor trekanten. Så vidt meg bekjent er heller ikke den rene anortit funnet sammen med epidot i naturlige parageneser og det ser således ut til at de to mineraler rent fysikalsk ikke er stabile sammen. Derved er forutsetning for å stille opp rene A,CF-diagrammer over metamorfe facies hvor epidot og plagioklas forekommer sammen, ikke tilstede.

Som grunnlag for et diagram som skjematisk skal uttrykke mulig epidot og plagioklasholdige parageneser skal jeg summere opp følgende iakttagelser som er hentet fra foreliggende arbeide:

1. Epidot og plagioklas er meget alminnelige mineraler sammen med en eller to av mineralene diopsid, amfibol, granat, klorit (biotit) disten eller muskovit.

2. En paragenese med 4 hovedmineraler av dem som er nemnt i punkt 1 strider, som vi nettopp har sett, ikke mot faseregelen.

3. Når plagioklas og epidot forekommer sammen med diopsid og amfibol, amfibol alene eller amfibol og granat (biotit) viser erfaringen

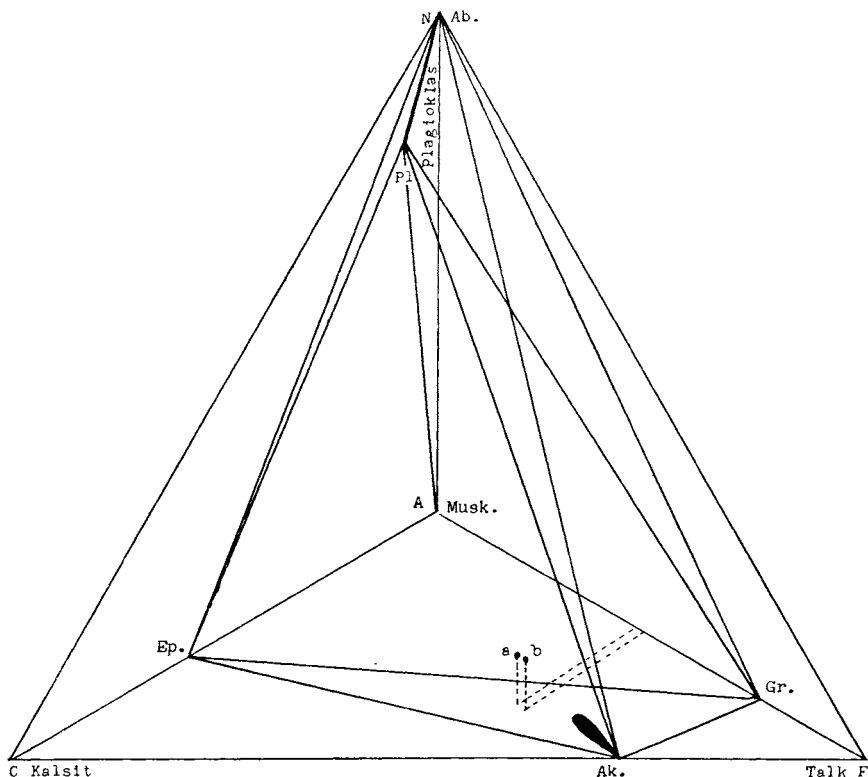


Fig. 40. ACFN-diagram over diopsidfri, granatførende epidotamfibolitfacies for parageneser med vanlig Fe/Mg-forhold.

at plagioklasens anortitinnhold stiger med temperaturen. I epidotfri paragenese derimot er plagioklassammensetningen bare avhengig av bergartens kjemiske sammensetning.

4. I direkte kalsitkontakt er plagioklas ustabil og reager til epidot (skapolit) og albit, selv om en basisk plagioklas er stabil ved de samme fysiske betingelser i CaO-fattigere miljø.

5. Den rene anortit er ikke iaktatt sammen med epidot. Det vil også stride mot faseregelen dersom anortit og epidot forekom sammen med 2 av de femiske mineraler som er nemnt i punkt 1.

Da det altså bare er blandkrystallen plagioklas, som etter faseregelen og erfaringen kan være stabil sammen med epidot under de ovenfor behandlede forhold, må natron være en nødvendig

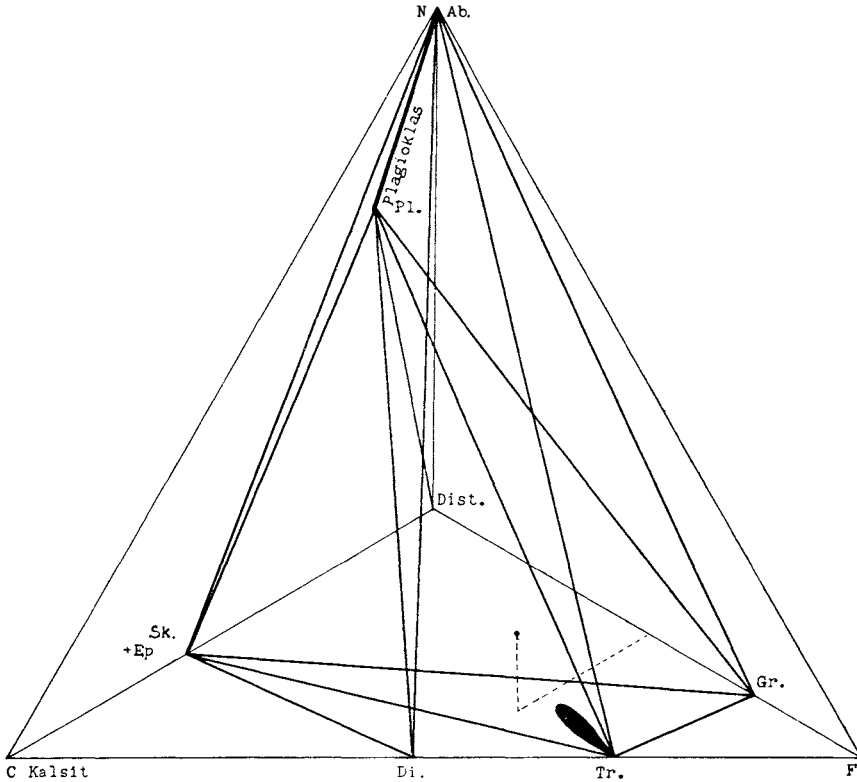


Fig. 41. ACFN-diagram over laveste del av diopsidførende epidotamfibolittfacies.

komponent å ta hensyn til under oppstillingen av diagrammer som skal uttrykke de virkelige mineralkombinasjoner.

Jeg har funnet det hensiktsmessig å nytte tetraeder-diagram hvor grunnflaten består av et vanlig A,CF-diagram. Det fjerde hjørne representerer albit.

Diagram 40 uttrykker paragenesene i Botten-feltets epidotamfibolitter hvor diopsid ennå er ustabil (FeO-rik paragenese). Diagram 41 omfatter Rødsjødalen- og Hasselvik-bergartene, hvor diopsid er kommet inn, men hvor fremdeles tremoliten er stabil. Diagram 42 uttrykker da endelig den ytre facies'parageneser hvor aktinolit og tremolit ikke er stabile. For oversiktens skyld har jeg i dette diagram ikke tatt med vesuvian og grossularholdig granat.

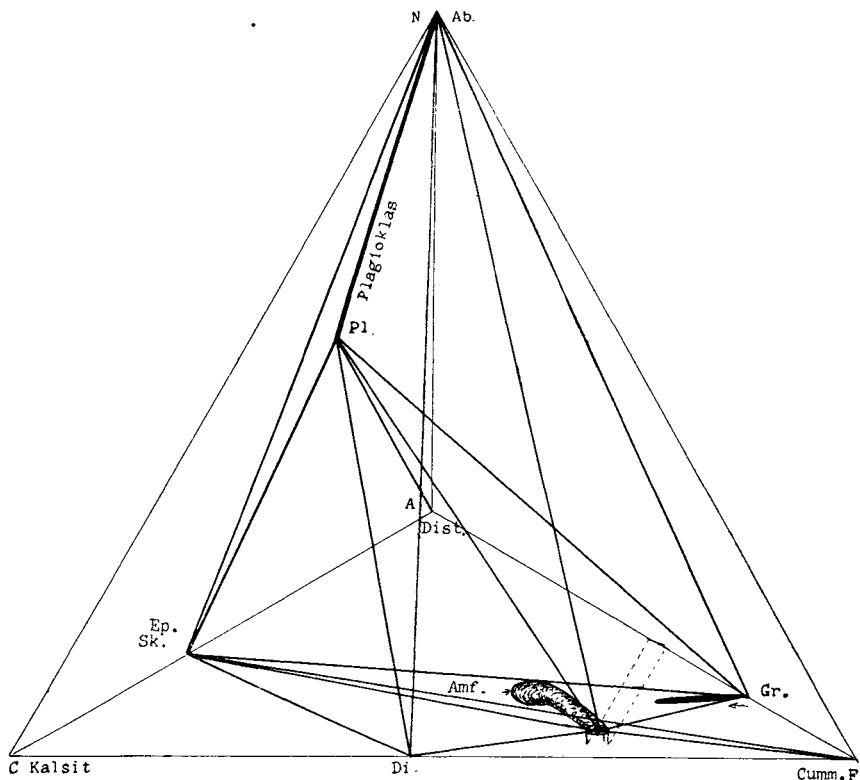


Fig. 42. ACFN-diagram over høyeste del av av diopsidførende epidotamfibolittfacies.

Grunnflaten i diagram 40 tilsvarer epidotamfibolittfacies' A,CF-diagram med den forandring at kloriten for en stor del substitueres av granat, eventuelt biotit. (Eskola 1939.) Angående MgO/FeO-forholdets innflytelse på diagrammet se under: „Baustad—Kvithyllbergartenes metamorfose“.

Grunnflaten i diagram 41 skiller seg fra Eskolas epidotamfibolittfacies ved at diopsid opptrer, den er derimot meget lik Barths epidotamfibolittfacies' A,CF-diagram.

Grunnflaten i diagram 42 er på mange måter lik Eskolas amfibolittfaciesdiagram, men jeg kan ikke anta at den rene anortit i noget tilfelle kommer inn her. Det har vist seg at det er zoisiten eller epidoten som er stabil i natronfri paragenese. Vi har også sett at Al_2O_3 -fattig amfibol er ustabil. Grunnflaten i 42 er identisk med fig. 36.

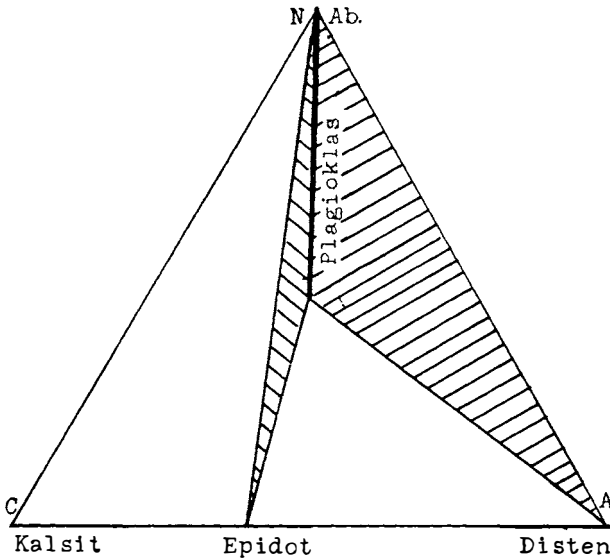


Fig. 43. ACN-diagram over epidotamfibolittfacies.

Punktet Pl. i alle tre diagrammer betegner den plagioklas som er stabil sammen med epidot og et eller to av mineralene diopsid, hornblende, granat, disten. Punktet varierer med stigende temperatur fra ren albit i grønskiferfacies til ca. $An_{50-60} Ab_{50-40}$ i den ytre kystsones facies. I diagram 40 representerer punktet Pl. en plagioklas av sammensetningen An_{15-20} . Punktet Pl. i diagram 41 tilsvarer omtrent en plagioklas av sammensetningen An_{25-35} og endelig vil jeg anta etter observasjonene at Pl. i diagram 42 ligger ved ca. An_{50} og mer basisk. I hvert enkelt diagram betegner punktet Pl. den mest basiske plagioklas som er stabil i den betraktete facies.

Punktet Ep. representerer epidot eller i diagram 41 og 42 også mejonit.

Vi kan kalle diagrammene ACFN-diagrammer. Ved de plan som kan trekkes gjennom mineralpunktene framkommer skjeve tetraedre. Bergarter hvis analyseprosjeksjonspunkter faller innenfor et av disse, holder da nettopp de fire mineraler som ligger i tetraedrets hjørner, i stabil paragenese. Dette gjelder ikke de tetraedre hvis ene side utgjøres av linjen Pl.—Ab., idet denne side representerer plagioklasblandet i den utstrekning disse er stabile ved den betraktete P,T-betingelse. Bergarter hvis projeksjonspunkt faller innenfor de sistnevnte tetraedre holder altså bare maksimum tre

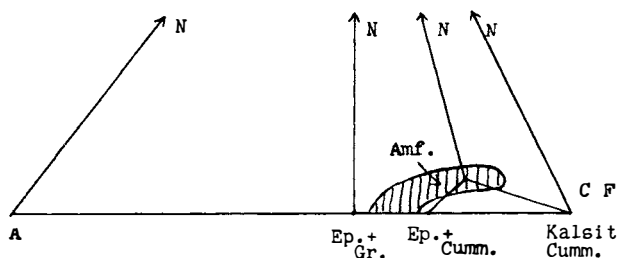


Fig. 44. Vertikalsnitt gjennom linjen AN og hornblendefeltet i diagram fig. 42.

mineraler hvorav det ene er en plagioklas hvis sammensetning avgjøres av bergartenes kjemiske sammensetning.

Ettersom analysepunktene faller i et plan eller på en linje, er tre, henholdsvis to mineraler stabile sammen.

Overensstemmende med observasjonene er C-hjørnet skilt fra plagioklas-punktet ved epidot og albit. Fig. 43 viser flaten CAN. Det kommer her fram at plagioklasen vil reagere med kalsit under epidotdannelse og utskillelse av albit.

I facies som er representert ved diagram 41 og 42 inngår også skapolit som alminnelig bergartsdannende mineral ved tilstrekkelig CO_2 -gehalt uten forutsetning av pneumatolyse og diagrammet får da en noget annen utforming. Skapoliten opptrer på mange måter analogt med epidot og zoisit i kalsitkontakt, men på grunn av dens egenskap som blandkrystall vil reaksjonen mellom plagioklas og kalsit gi skapolit uten vesentlig albitutskillelse (side 84). Dette er under forutsetning at Pl. ikke er for sur, idet det later til at bare basisk ($\text{Me}_{>60}$) skapolit er stabil ved disse P,T-betingelser i kalsit-kontakt (Barth 1928). Ved reaksjon mellom kalsit og sur plagioklas vil også her albit skilles ut.

Fig. 44 er et vertikalsnitt gjennom nedre del av diagram 42 gjennom hornblendefeltet for å vise dets beliggenhet. Ifølge det som er diskutert tidligere i avhandlingen vil hornblendefeltet ikke nå ned til grunnflaten i ACFN-diagrammet innenfor trekanten $\text{Ep}(\text{Sk})$ — Di — Cumm. Natronfri hornblende med så lavt $(\text{Al, Fe})_2\text{O}_8$ -innhold er nemlig ikke stabil i denne facies. Derimot er det mulig at hornblendefeltet kan være natronfri ved høyere Al-innhold, og at den tangerer grunnflaten i Gr. — Cumm. — $\text{Ep}(\text{Sk})$ -feltet. Paragenesene fra Almenningøya har bevist at sesquioksydfri aktinolitisk hornblende ikke er stabil

ved Fosen-feltets høyeste facies. Hvorvidt natronrik sesquioksydfri hornblende er stabil, er usikkert. Jeg lar derfor hypotetisk hornblendefeltet ikke nå fram til flaten CFN.

For å forenkle diagrammene har jeg ført forbindelseslinjene mellom de andre mineraler og hornblendefeltet til et enkelt punkt i dette. Herved må forstås at grenselinjene kan forskyves over hele hornblendefeltet alt etter variasjonen i paragenesenes kjemiske gjennomsnittssammensetning på samme vis som det er antydnet ved de skraverete felt i A,CF-diagrammene tidligere i avhandlingen.

For alle tre diagrammer gjelder det at parageneser hvis projeksjonspunkt ligger mellom grunnflaten og planet Pl. Di, Gr. (Ak) og disten, holder epidot og plagioklas med maksimal anortitgehalt ved den betraktete P,T-betingelse. Faller projeksjonspunktet over det omtalte plan, utelukkes epidot fra paragenesen og plagioklas blir surere. I rommet Ab. Di. (Ak) Ep. Pl, er også plagioklasens anortitinnhold mindre enn den som maksimalt er stabil (en del av anortiten er reagert med kalsit under epidotdannelse). Endelig faller plagioklasen helt bort i rommet Ab. Ep. Di. C idet anortitgehalten kvantitativt er omdannet til epidot (eller skapolit) selv ved så vidt høy temperatur som diagram 42 representerer.

De mulige parageneser som kan utledes av diagrammene stemmer helt med de virkelig observerte i bergartene. Jeg har overhodet ikke iaktatt asossiasjoner som ikke kan føres inn i et av diagrammene. Dog har jeg ikke funnet alle asossiasjoner som kan utledes av diagram 42 virkeliggjort i mine bergarter.

Nedenfor er summert opp en del eksempler fra Fosen-feltets bergarter:

1. Rissa-amfibolite holder amfibol, epidot, $An_{15}Ab_{85}$, klorit og/eller almandin.
2. Marmoren i Botten-feltet: kalsit, epidot, talk og albit (Passer i diagram som kan utledes av ACF-diagram for epidotamfiboliter med stort Mg/Fe-forhold.)
3. Grensefacies av trondheimit, Skaret, Rissa: epidot, klorit, muskovit og $An_{14}Ab_{86}$.
4. Rødsjø-amfibolite: a. amfibol, $An_{80}Ab_{70}$, epidot og almandin.
b. amfibol, $An_{80}Ab_{70}$, epidot og diopsid.
5. Hasselvik-marmoren: kalsit, epidot, skapolit, albit og diopsid.
6. Distenskifer, Hasselvika: disten, $An_{27}Ab_{73}$, biotit og granat.
7. Amfibolit, Hasselvika: amfibol, $An_{27}Ab_{78}$ og almandin.

8. Tuffmetamorfit, Røstøya: biotit, $An_{45}Ab_{55}$ og epidot.
 9. Reaksjonsskarn, Røstøya: a. diopsid, $An_{40}Ab_{60}$ og amfibol.
b. diopsid, sur plagioklas, zoisit og/eller skapolit. c. diopsid, kalsit, albit, zoisit eller skapolit.
 10. Skarn fra dolomiten, Almenningøy: cummingtonit, diopsid og zoisit.
- Fra cummingtonitamfibolite fra Orijärvitrakten kan nemnes følgende parageneser (Eskola 1914):
1. Cummingtonit, plagioklas og alminnelig amfibol.
 2. Plagioklas, cummingtonit og biotit.

g. TEORETISKE BETRAKTNINGER OVER EPIDOT-PLAGIOKLASLIKEVEKTEN

I det foregående kapitel er det bevist at epidot, plagioklas og et eller to femiske mineraler er parageneser i full overensstemmelse med den mineralogiske faseregulering. Ved siden av det faktum at bergarter med epidot og plagioklas som hovedmineraler er meget utbredt i naturen, rettfærdiggjør dette en mer inngående teoretisk behandling av de omtalte parageneser.

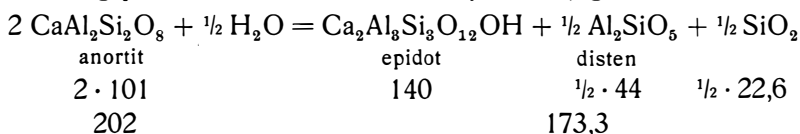
En i øynefallende og interessant eiendommelighet ved serier av regionalmetamorfe bergarter som holder epidot og plagioklas samtidig, er variasjonen i plagioklassammensetningen med metamorfosegraden. Thurner har funnet å kunne påvise en kontinuerlig variasjon i plagioklasens anortitinnhold fra praktisk talt ren albit til oligoklas med stigende temperatur. Oligoklasen opptrer et sted inne i granatsonen. Ved høyere temperatur derimot later det til, etter Thurner og Barth (1933—1936) at plagioklassammensetningen er uavhengig av metamorfosegraden og bare er en funksjon av bergartenes gjennomsnittssammensetning. Ved disse temperaturer er samtidig epidot falt ut av paragenesen. Iakttakelser fra Fosen-feltets bergarter viser at det foreligger en kontinuerlig variasjon i plagioklasens sammensetning helt opptil en så vidt basisk plagioklas som $An_{40-50}Ab_{60-50}$. Her er også epidot stabil ved siden av plagioklas av nemnte varietet.

Fig. 38 viser hvorledes plagioklasen varierer i forhold til de indeksmineraler som er nyttet som temperaturindikatorer.

En slik variasjon i plagioklassammensetningen med metamorfose-temperaturen der plagioklas forekommer sammen med epidot kan

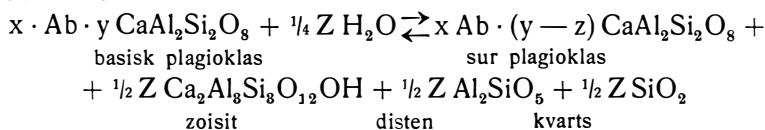
best forklares ved å anta at det hersker en reversibel kjemisk likevekt mellom plagioklasens anortitinnhold og epidot. Erfaringsmessig vil temperaturstigningen forskyve likevekten mot basisk plagioklas eller i reaksjonen nedenfor, mot anortit. Mol.-volumene som jeg har ført opp under reaksjonen viser ifølge Clausius-Clapeyrons lov, at trykkforhøingen vil føre reaksjonen mot epidotdannelse.

Følgende reaksjon mellom anortit og epidot faller naturlig å nytte. Men det vil sikkert være mer i overensstemmelse med de virkelige forhold dersom vi lot kali delta i reaksjonen slik at disten går over til muskovit. Nettopp denne reaksjon er alminnelig saursuriseringsprosess. For oversiktens skyld ser jeg bort fra kali.



I H₂O-overskudd vil en varierende likevekt mellom disse mineraler være i strid med den mineralogiske faseregulering. En likevekt som varierer med trykk og temperatur vil forutsette at alle de tre ovenfor nemnte mineraler samt kvarts, kan forekomme sammen i stabil paragenese. Komponenttallet, når vann og kiseltsyre finnes i overskudd, så man kan se bort fra disse, er lik 2, nemlig CaO og Al₂O₃. Flere enn to mineraler kan da vanligvis ikke opptre i stabil assosiasjon. Hvis anortit er det stabile mineral, så må reaksjonen gå helt mot venstre inntil epidot, eventuelt aluminiumsilikatet, er brukt helt opp. Er omvendt epidot det stabile mineral så er det ingen grunn til at reaksjonen ikke skal gå kvantitativt mot epidotdannelse inntil hele anortitmengden er oppbrukt. Bare ved en ganske begrenset gjennomsnittskjemi, nemlig ved de CaO/Al₂O₃-forhold som er representert av linjestykket mellom epidot og anortit i C,A-siden i A,CF-diagrammet, kan anortit og epidot være stabile sammen (fig. 45).

Helt annerledes stiller reaksjonene seg når albiten føres inn.



Når som jeg før har omtalt, blandkrystallen plagioklas betraktes som én fase, kan man her ha alle tre mineraler: plagioklas, epidot

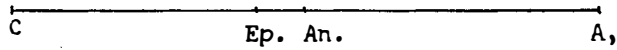


Fig 45.

og disten (kvarts), sammen i stabil likevekt idet komponenttallet er lik 3, nemlig natron, kalk og leirjord.

Da det således både etter erfaring fra petrologiske observasjoner og etter den mineralogiske faseregulering bare er blandkrystallen albit—anortit som kan tenkes forekomme sammen, og i stabil likevekt med epidot, må årsaken til en slik likevekt ligge i plagioklasens egenskaper som blandkrystall.

Hvis man tillater seg å benytte fysikalsk-kjemiske lover og analogislutninger fra lettløselige salter viser det seg at en varierende kjemisk likevekt mellom en blandkrystall av varierende sammensetning og et enkeltmineral hvis sammensetning ligger nær opp til det ene ytterled av blandingsrekken, nødvendigvis må finne sted. Vi må da i første rekke godta at ethvert mineral besitter en viss dampspenning som stiger med temperaturen. Dampspenningens variasjon med trykket er avhengig av hvorvidt dette virker bare på den faste fase eller også på gassfasen.¹ Det er forøvrig unødvendig å gå nøyere inn på trykkets innflytelse på mineralenes absolutte metningsspenning, derimot er det nødvendig å få forståelse av variasjonen med trykket av de relative dampspenninger mellom mineralene. Vi skal komme tilbake til dette senere.

Det er ukjent hvorledes partiklene i mineralenes dampsfære er sammensatt. Men det er innlysende at dampen delvis må være disosiert i atomer. Man kan således anvende atomeprodukt-operasjoner på dampen, noe som har vist seg meget fruktbart.

Ved kun å operere med mineralenes dampspenning undgår man helt vanskelighetene ved begrepene: fluid fase—løst fase idet vi bare betrakter mineralenes relative stabilitet og ikke tar hensyn til reaksjonsformidlingsmediet.

Vi skal se hva vi kan slutte om dampspenning og oppløselighet av epidot og plagioklas.

All petrografisk—mineralogisk erfaring viser at dampspenningen over epidot stiger sterkere med temperaturen enn dampspenningen over andre Ca—Al-mineraler som anortit, grossular og vesuvian. Ved lavere

¹ I et ennu upublisert arbeid har jeg bevist at dampspenningen for alle stoffer også må stige med det ytre trykk som virker på stoffet.

temperaturer (under ca. 500°C) ligger epidots metningstrykk under anortit, grossular og vesuvian, ved høyere temperatur derimot høyere.

Likningen mellom epidot og anortit som er satt opp ovenfor, viser derimot at epidotens stabilitetsfelt utvides ved økende trykk under konstant temperatur. Det vil altså si at epidotens dampspenning avtar i forhold til anortitens metningstrykk ved stigende trykk.

For epidots vedkommende kan vi altså slutte så vidt sikkert om dens damptrykk på grunnlag av dens stabilitet i forhold til mineraler med nærliggende sammensetning. Vanskeligere blir det å kunne danne seg et bilde av dampspenningen over albit i forhold til anortit. Men vår noværende erfaring kan gi gode holdepunkter. Meget kunne tyde på at anortit er langt lettere løselig enn albit ved lavere temperaturer i alle fall. I vandig løsning vil f. eks. anortit løses under felling av aluminiumhydroksyd, mens albiten er inaktiv. Liknende gjelder for syreløsninger. Ved forvitring kaoliniseres anortit lettere enn albit. Videre har vi jo muskovitiseringen, epidotiseringen og kalsitisering av anortit og basisk plagioklas. Sur plagioklas later til å undra seg disse reaksjoner.

Men på den annen side er det ting som med tvingende vekt taler for det motsatte, nemlig at albiten er lettere løselig og i hele tatt mobilere enn anortit. Ved lavere temperatur er albit et hyppig mineral i årer som rimeligvis er dannet ved metamorf differensiasjon etter løsningsprinsippet. Ved høyere temperaturer er albit og sur oligoklas alltid å finne i granitpegmatiter, mens basisk plagioklas er fremmed for paragenesen. Det kan, etter min mening, ikke være tvil om at hovedprinsippet ved dannelsen av granitpegmatiter i migmatitsonen er metamorf differensiasjon. Det er således uomtvistelig at albit må være lettløselig, ha et høgt (relativt) damptrykk og ha stor mobilitet innen et stort P,T-interval.

Ser vi nu nøyere på de reaksjoner som tilsynelatende indiserte lettere løselighet og høyere dampspenning over anortit enn over albit, så viser det seg at de alle kan forklares ut fra de to mineralers forskjellige sammensetning. Per mol. har anortit akkurat dobbelt så mange Al-ioner som albit. Det er da innlysende at konsentrasjonen av Al i dampfasen over de to mineraler må bli dobbelt så stor som Ca-konsentrasjonen over ren anortit, men bare lik Na-konsentrasjonen over albit. Selv om således Ca-, henholdsvis Na-konsentrasjonen for de mineraler er like (ved samme P og T) så kan anortitens tilsynelatende lettere oppløselighet forklares ved dens sterkere Al-konsentrasjon

i damp — eventuelt oppløsningsfasen. Kaolinisering, hydrolyseringen i laboratoriet og muskovitisering kan nettopp forklares ved at det er Al som tar del i reaksjonene. Kalsitisingen og epidotisingen kan derimot ikke gi noget pek i retning av dampspenningen over albit— anortit idet vi ikke har analoge tungtløselige Na-mineraler.

Etter denne diskusjon mener jeg vi er berettiget til å anta at partialspenningen av $\text{Ca}\cdot\cdot$ over anortit omtrent tilsvarende $\text{Na}\cdot$ partialtrykket over albit ved samme P,T-betingelser. Ja, smeltepunktene kunne til og med tale for at albiten har noget høyere dampspenning enn anortit, særdeles ved høyere temperaturer. Men for å forenkle utviklingen går vi ut fra et nogenlunde nærliggende metningstrykk. Det kan dog bemerkes at det kun spiller kvantitativ rolle for resultatet.

Det blir no av avgjørende betydning å finne partialtrykket av $\text{Ca}\cdot\cdot$ over de forskjellige plagioklaser. Tilnærmet kan vi finne det maksimale $\text{Ca}\cdot\cdot$ -trykk som en gitt plagioklas kan besitte for overhodet å være stabil.

An's ioneprodukt kan settes $C_{\text{Ca}} \cdot C_{\text{Al}}^2 \cdot C_{\text{Si}}^2 = K_{p,t}$. Albitens ioneprodukt: $C_{\text{Na}} \cdot C_{\text{Al}} \cdot C_{\text{Si}}^3 = K_{p,t}$. For å lette regningen settes de to produkter like store. Idet vi no ikke tar hensyn til det forskjellige mengdeforhold mellom Si og Al i Ab og An men setter $C_{\text{Si}} + C_{\text{Al}} = X$, så får vi:

1. $C_{\text{Ca}} \cdot X^4 = K_{p,t}$ (for An)
2. $C_{\text{Na}} \cdot X^4 = K_{p,t}$ (for Ab).

Over ren anortit er metningstrykket av X (Al og Si) fire ganger så stort som Ca-partialtrykket. Likning (1) må selvsagt være oppfylt. Over et hvilket som helst blandingsled er derimot X-partialtrykket større, nemlig fire ganger lik summen av Ca- pluss Na-konsentrasjonen i den mettede dampsfære. Da må Ca-partialtrykket over det betraktete blandingsled være minst så meget mindre som likning 1 tilsier, idet vi setter $X = 4 \cdot (C_{\text{Ca}} + C_{\text{Na}})$. Var Ca-konsentrasjonen større så vilde jo ioneproduktet for det rene anortit være overskredet og blandkrystallen vilde blitt spaltet i ren anortit og surere plagioklas. (Dette er ikke helt riktig idet vi også må ta hensyn til at $K_{p,t}$ øker noget med det totale gasstrykk eventuelt ionetrykk i systemet. Men ved en slik grov utvikling som dette tar vi ikke hensyn til det.) Ved å velge bestemte Na/Ca-forhold i dampsfæren og nytte likningene idet man setter X lik $4 \cdot (C_{\text{Ca}} + C_{\text{Na}})$ så skulle vi få den maksimale dampspenning av Ca-ioner som ethvert blandled kan ha. Denne konsentrasjon blir uttrykt som brøkdeler av $K_{p,t}$. Likeså kan vi finne partialtrykket av Na og summen av Ca- og Na-

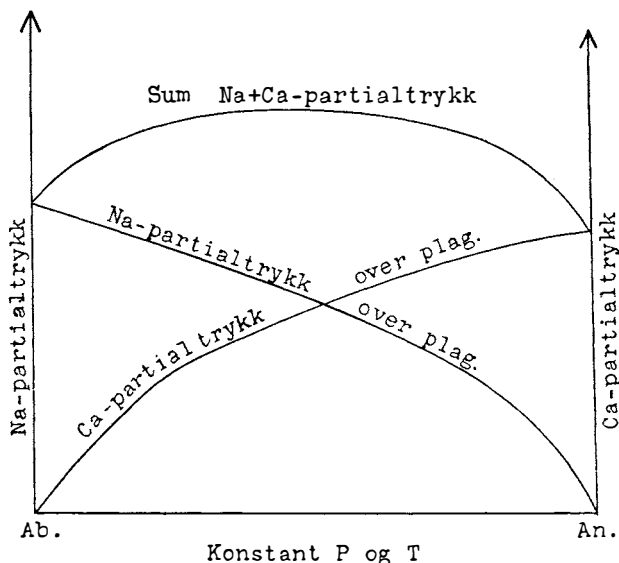


Fig. 46. Skjematisk diagram over metningstrykkene av Ca og Na over plagioklaser.

partialtrykkene slik jeg har gjort på fig. 46. Dersom ioneproduktet for albit er nogenlunde lik ioneproduktet av anortit, så må de forskjellige trykk på fig. 46 representere de maksimale trykk som blandeddene kan ha. Det er ventelig at f. eks. det partielle Ca-trykk er mindre enn det fig. 46 og denne foregående utregning viser. Men for oss gjelder det først å vise at partialtrykket av Ca over en plagioklas er mindre enn over ren anortit, samt at dette trykk stiger kontinuerlig fra sur plagioklas til basisk.

La oss no se på epidotens ioneprodukt. Dette kan settes: $K_{ep} = C_{Ca}^2 \cdot C_{Al}^8 \cdot C_{Si}^8$. Settes også her $C_{Al} + C_{Si} = X$, får man: $K_{ep} = C_{Ca} \cdot X^8$.

I en mettet epidot-løsning eller -gass som bare holder epidot oppløst, er Ca-partialtrykket selvsagt bare anhengig av P,T-betingelsene.

Som vi har diskutert tidligere er epidotens dampspenning mindre enn anortitens ved lavere temperatur (under 500° ?). Dette må også være tilfellet med Ca-partialtrykket. Derfor er jo anortiten ustabil ved så lave temperaturer. Men som vi nettopp har diskutert varierer plagioklasens Ca-partialtrykk kontinuerlig ved én og samme P,T-verdi fra 0 over ren albit til et maksimum over den rene anortit. Det siste

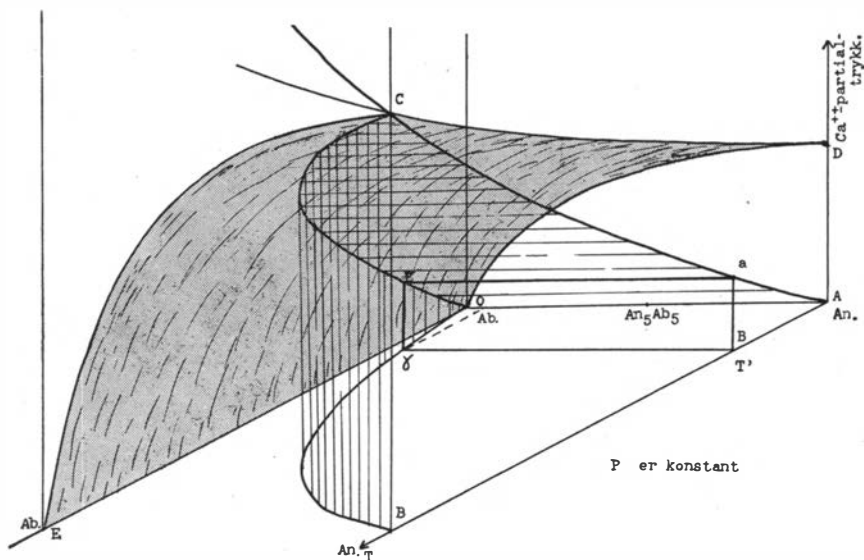


Fig. 47. Skjematisk diagram over plagioklas's og epidots Ca²⁺-metnigstrykks variasjon med temp. Det er basert på teoretiske betraktninger.

er avhengig av trykk og temperatur. Det må således alltid være en bestemt plagioklasvarietet som har samme Ca-partialtrykk som epidot så lenge vi befinner oss nedenfor stabilitetsfeltet for ren An. Og nettopp denne plagioklasvarietet er stabil sammen med epidot.

Er plagioklasen for sur, så har den lavere Ca-spenning enn epidot og Ca og Al vil diffundere fra epidot til plagioklas. Denne blir derved mer og mer basisk og får følgelig et høyere Ca-trykk. Diffusjonen vil selvsagt opphøre når de to mineralers dampspenning er lik. Ved en for basisk plagioklas må, på grunn av at denne har høyere Ca-spenning enn epidot, anortitsubstans diffundere mot epidot og felles som epidot mens plagioklasen blir surere. Likevekt må så innstille seg når plagioklasen er blitt så sur at den har et like lavt Ca-partialtrykk som epidot. Vi har her holdt oss innen ett bestemt P,T-interval.

For å få klarhet over likevektens variasjon med temperatur og trykk, har jeg ført opp tredimensjonale diagrammer hvor det taes hensyn til An/Ab forholdet og T eller P variasjonen. I fig. 47 er den krumme flate CDOE plagioklasenes Ca-partialtrykkflate. Ca-trykket

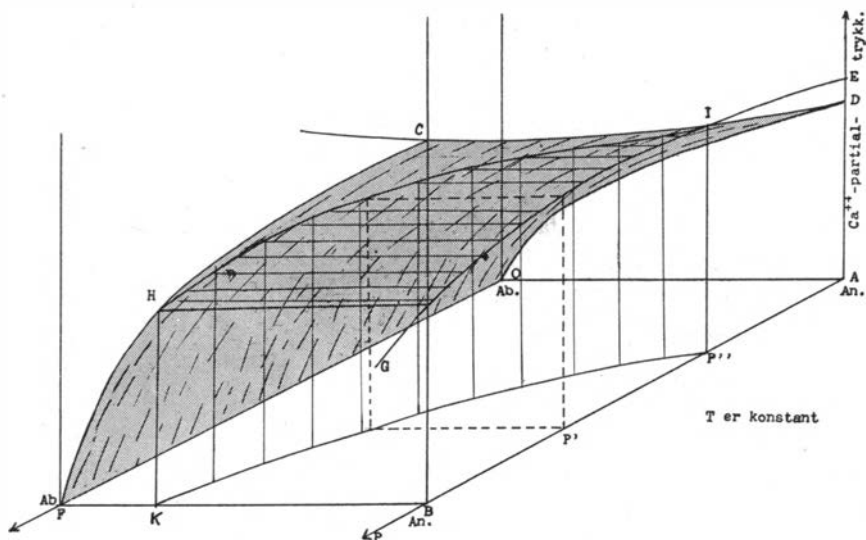


Fig. 48. Skjematisk diagram over plagioklas's og epidots Ca⁺⁺-metningsstrykks variasjon med trykk.

øker sterkt med An-konsentrasjonen, mindre med temperaturen. Linjen CD representerer da Ca-trykket over den rene anortit. Linjen AC er epidotens Ca-partialtrykkurve. Flaten ACO er parallell med linjen OA og går gjennom epidotens partialtrykkurve. Linjen CεO er videre skjæringslinjen mellom den nettop omtalte flate og plagioklasenes partialtrykkflate CDOE. Linjen BγO er horisontalprojeksjonen av CεO.

Ved enhver temperatur under skjæringspunktet mellom anortitens og epidotens partialtrykkurve er det en ganske bestemt plagioklas som har samme Ca-partialtrykk som epidot ved denne temperatur. Metningsdampen over de plagioklaser som er i likevekt med epidot ved forskjellige temperaturer, har en sammensetning (An/Ab-forhold) som representeres av linjen BγO. Antakelig har også de faste faser omtrent samme Na/Ca forhold som dampen. Det må i alle fall være et lovmessig forhold mellom dampens- og blandkrystallens sammensetning.

Skal vi ha tak i den plagioklas som er i stabil likevekt med epidot ved temperaturen T', så legges et plan loddrett T-aksen i dette punkt. I dette plan er det selvsagt bare en plagioklas som har samme

Ca-partialtrykk som epidot. Ved T' har f. eks. plagioklasen av sammensetning γ samme partialtrykk som epidot og er således den søkte plagioklas.

Ved saussuritisering er det primære at temperaturen synker og følgelig epidotens dampspenning avtar. Da må plagioklasen avkalkes inntil den er blitt så sur, at dens partialtrykk er lik det lavere damptrykk som epidoten har fått ved den lavere temperatur.

Som jeg har nemnt tidligere vil trykket virke motsatt av temperaturen på epidotens dampspenning. Trykkøkning senker dampspenningen i forhold til anortitens dampspenning. Fig. 48 viser hvorledes epidotens Ca-partialtrykk og plagioklasens Ca-partialtrykk varierer med trykket under konstant temperatur. Selvsagt er diagrammet meget skjematisk. Linjen EG er Ca-partialspenningskurven for epidot, DC det samme for anortit. Planet CDOF er plagioklasenes Ca-partialtrykkflate. Linjen HI er vertikalprojeksjonen av epidotens dampspenningskurve på flaten CDFO. $P''K$ er horisontalprojeksjonen av HI.

Det fremgår av dette diagram at plagioklas vil kunne avkalkes ved stigende trykk når temperaturen er konstant.

Under regionalmetamorfose vil P og T variere nogenlunde parallellt og det faktiske forhold blir en kombinasjon av diagram 47 og 48.

Fig. 49 viser skjematisk variasjonene i Ca-partialspenningene over epidot og plagioklas slik vi finner det utviklet i Fosen-feltet. Figuren representerer loddrette snittplan gjennom forskjellige plagioklassammensetninger i et kombinasjonsdiagram av 47 og 48. Planene står altså parallell P,T-aksen. De forskjellige snitt er tenkt projisert inn på ett og samme plan.

Epidotens Ca-trykk vil selvsagt være uavhengig av hvilket snitt man har. Dens partialtrykk representeres følgelig av en enkelt linje. Ca-partialtrykket over plagioklasen vil derimot svare til flere nogenlunde parallelle linjer alt etter hvilken plagioklassammensetning snittet er lagt gjennom. Formen av Ca-partialtrykkflaten for plagioklas slik den framgår av fig. 47, 48, forårsaker den stadig avtakende avstand mellom partialtrykkkurvene i fig. 49 idet anortitinnholdet stiger. Langs P,T aksen har jeg ført opp enkelte indeksminerale som er funnet i Fosen-feltet. Her gjelder da samme som for de to andre diagrammer, nemlig, at til et bestemt Ca-partialtrykk over epidot svarer et like stort Ca-trykk over plagioklas eller at plagioklasens sammensetning,

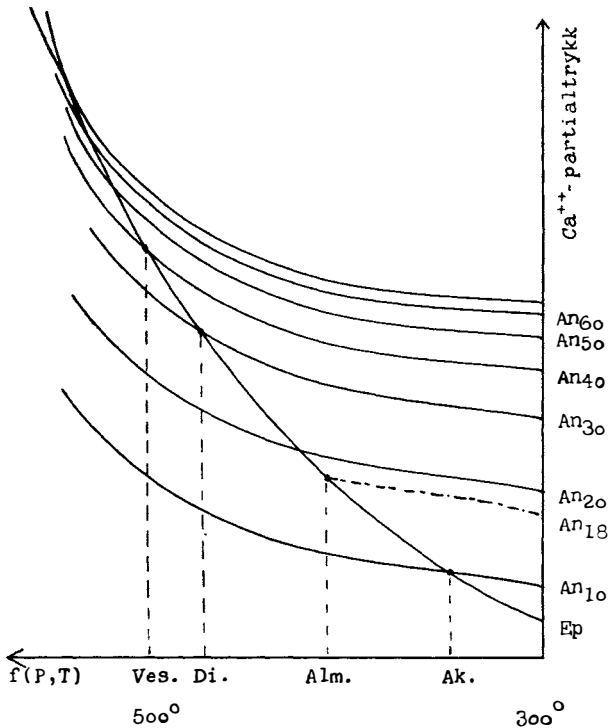


Fig. 49. Vertikalsnitt parallell P,T-aksen i et kombinasjonsdiagram av fig. 47 og 48 slik det er utviklet i Fosen-feltet.

når vi er under anortitens stabilitetsfelt og når vi har epidot tilstede, kun er bestemt av P,T-betingelsene.

Det er ganske interessant at laboratorieforsøk — Eskolas spilitreaksjon (1937) — viser at det foreligger en reversibel kjemisk likevekt mellom plagioklasvarieteter og et kalsiummineral. I dette tilfelle er det ikke epidot, men kalsit eller dolomit som danner det annet led i likevekten. Under ca. 330° er den rene albit stabil, over denne temperatur får man derimot plagioklas opp til andesinrekken.

Den kjemiske sammensetnings innflytelse på likevekten.

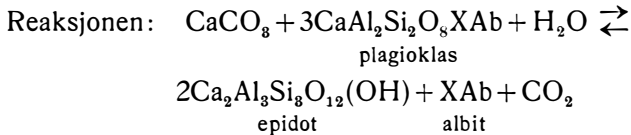
I det foregående har jeg vesentlig sammenliknet Ca-partialtrykkene over epidot, henholdsvis plagioklas og direkte nyttet disse for å avgjøre stabilitetsforholdet mellom de to mineraler. Eller rettere, jeg har

sluttet meg til Ca-partialtrykkene ut fra geologisk erfaring, de få laboratorieforsøk vi har og fysiko-kjemiske teoretiske betraktninger. Men det er klart at forutsetningen for at vi kan nytte partialtrykkene av enkle elementer i mineralene som stabilitetsindikatorer ved direkte sammenlikning, er at mineralenes kjemiske sammensetning er identisk. Men, desto mer sammensetningen avviker, jo mindre brukbar er en slik sammenlikning. No er sammensetningen av epidot og anortit meget nærliggende hva Ca/Al forholdet angår. Si-innholdet og likeledes H₂O-innholdet spiller i disse tilfeller liten rolle idet vi har med kvartsførende bergarter å gjøre og som således må tenkes å ha et Si-partialtrykk i poreløsningen (gassen) som kun varierer med P og T uavhengig av sammensetningen. H₂O tenkes også å være tilstede i overskudd under vanlig regionalmetamorfose.

Vi gjør altså ikke vesentlige feil ved bare å nytte en sammenlikning av Ca-partialtrykket over epidot-plagioklas. Men siden no epidot er litt rikere på Ca enn anortit og denne er rikere enn epidoten på Al, så er det å vente at vi får en forskyvning av likevekten under forhold som betinger en særlig sterk konsentrasjon i poregassen av enten Ca eller Al. Og det på en slik vis at sterk Ca-konsentrasjon forskyver likevekten mot epidot og sur plagioklas, mens høy Al-konsentrasjon i poregassen forskyver likevekten mot basisk plagioklas. Nu er det klart at poreløsningens Al- henholdsvis Ca-konsentrasjon er en funksjon av bergartens mineraler idet vi antar konstant P,T-betingelser. Vi må nødvendigvis godta at Ca-rike mineraler besitter et høyere Ca-partialtrykk enn Ca-fattige mineraler. Av denne grunn har f. eks. kalsit høyere Ca-partialtrykk enn diopsid, dolomit og epidot, hornblendø og sur plagioklas (av den sammensetning som representeres av plagioklas—epidot-likevekten ved de betrakte P,T-forhold) ved konstant P,T-betingelser. På den annen side har Al-rike mineraler høyere Al-partialtrykk enn Al-fattige. Disten må f. eks. ventes å ha høyere Al-dampspenning enn granat og andre Al-fattigere mineraler.

Idet vi under utviklingen av epidot—plagioklas-likevekten alltid gikk ut fra at vi hadde å gjøre med poreløsninger (gasser), som kun inneholdt epidot og plagioklas, kunde vi med full rett si at likevekten utelukkende var avhengig av P,T-betingelsene. Betrakter vi naturlige bergarter så må vi vente å finne at likevekten forskyves ved konstant P,T-forhold alt etter de mineraler vi har i paragenese med epidot og plagioklas.

Sålenge vi befinner oss i centrale deler av nedre halvdel i mine ACFN-diagrammer — altså i alminnelige parageneser — kan jeg ikke finne nogen merkbar forskyvning av likevekten parallellt med mineralskapet. Likevekten er uavhengig av hvorvidt diopsid, hornblende, granat og biotit opptrer i paragenesen. Epidot—plagioklas-likevekten i alminnelige bergarter er således en ypperlig entydig P,T-indikator for metamorfe bergarter.



forløper nesten fullstendig til høyere mot albit—epidot selv ved de høyeste temperaturer som jeg har funnet i Fosen-feltet. Ved disse temperaturer er likevekten innstilt på ca. An₅₀ i vanlige kalkfattige bergarter. Denne reaksjon viser nettop at likevekten forskyves mot epidot i Ca-rik poreløsning slik vi er kommet til ovenfor ved teoretiske betraktninger. Av mine ACFN-diagrammer framgår denne reaksjonen distinkt (fig. 43).

Det er vanskeligere å observere Al-konsentrasjonens innflytelse på likevekten. Men det er sannsynlig at virkningen av økende Al-innhold i poreløsningen må være en jamn forskyvning av likevekten mot mer basisk plagioklas på bekostning av epidot. Som bekjent er jo distensklifre nesten alltid fri for epidot selv om det etter faseregelen ikke skulle være noe i veien for en slik paragenese som ACFN-diagrammene viser.

Jeg har dog ikke hatt anledning til å konstatere om distensklifre kan føre mer basisk plagioklas enn den som skulde være i likevekt med epidot under samme P,T-betingelser i granat, hornblende eller diopsidførende bergarter. Men jeg antar det, og det skulde være meget interessant å få beviser på dette.

Etter dette er det rimelig at PI-punktene på mine diagrammer (ACFN) ikke er helt fiksert, men at de derimot forskyves nedover mot ren anortit idet vi går fra diopsidparageneser, over granatparageneser til distenparageneser. Denne forskyvning er ubetydelig innen området: diopsid, hornblende, granat, biotit. Det later til å være en sterkere forskyvning idet disten kommer inn.

K₂O vil også rimeligvis virke forstyrrende på likevekten mellom epidot og plagioklas, idet særlig ved lavere temperatur, vil aluminium-

silikat føres bort fra likevekten i form av muskovit, hvis løselighetsprodukt erfaringsmessig er mindre enn distenens.

Det kan heller ikke være tvil om at bergartens $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ -kvotient spiller rolle for likevekten idet i epidot er Fe_2O_3 og Al_2O_3 diadoch i høg grad, mens Fe_2O_3 bare som spor kan gå inn i anortiten.

Porevæsken vil kunne mettes med hensyn på anortit (i plagioklas) bare av Al_2O_3 . I Fe_2O_3 -rike bergarter må derfor likevekten være forskjøvet mot epidot i forhold til Fe_2O_3 -fattigere isograde bergarter. Nettopp dette er tilfelle ved den flere ganger omtalte epidot—plagioklas—biotit-paragenese fra Røstøy. Epidoten er meget Fe_2O_3 -rik. Derfor er den mindre skikket til å fastlegge punktet Pl. i diagrammet over den ytre sonens facies, og Pl. er sannsynligvis noget mere basisk enn $\text{An}_{45}\text{Ab}_{55}$ som omtalte paragenese viser (fig. 42).

h. SKJEMATISK FRAMSTILLING AV KALIHOLDIGE PARAGENESER

De foregående diagrammer gjelder kali-fattig eller -fri bergarter idet det er disse som er gjort til gjenstand for metamorfosestudiet i det undersøkte felt. Paragenesene er hentet fra praktisk talt kalifrie amfiboliter og skarnbergarter som meget sjelden inneholder selvstendige kalimineraler. På den annen side har også den mikroskopiske undersøkelse av biotit-skifrene, kaliholdige skarnbergarter og framfor alt migmatitene og granitene gitt data nok til å oppstille paragenesediagrammer over disse K_2O -holdige bergarter.

Med K_2O kommer en femte hovedkomponent til og dermed foreligger tekniske vanskeligheter ved den skjematisk framstilling. Denne har jeg forsøkt å overvinne ved å ta hensyn til isomorfen mellom Ca og Na i plagioklas og la ett og samme hjørne i diagrammet betegne Ca og Na. Grunnflaten i diagrammene fig. 50 og 51 består av trekantdiagrammer hvor hjørnene representerer 100% $(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$, $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ og $(\text{Ca}, \text{Na})\text{O}$. På grunn av natron-innholdet kommer plagioklas med i grunnflaten på tross av at den rene anortit ikke er stabil. De forskjellige skjeve tetraedres hjørner som ligger ved „Pl. + Ep.“ på diagrammene, representerer derved plagioklas og epidot. Mengdeforholdet mellom plagioklas og epidot kommer ikke fram av diagrammene idet det er en funksjon av forholdet mellom Na og Ca

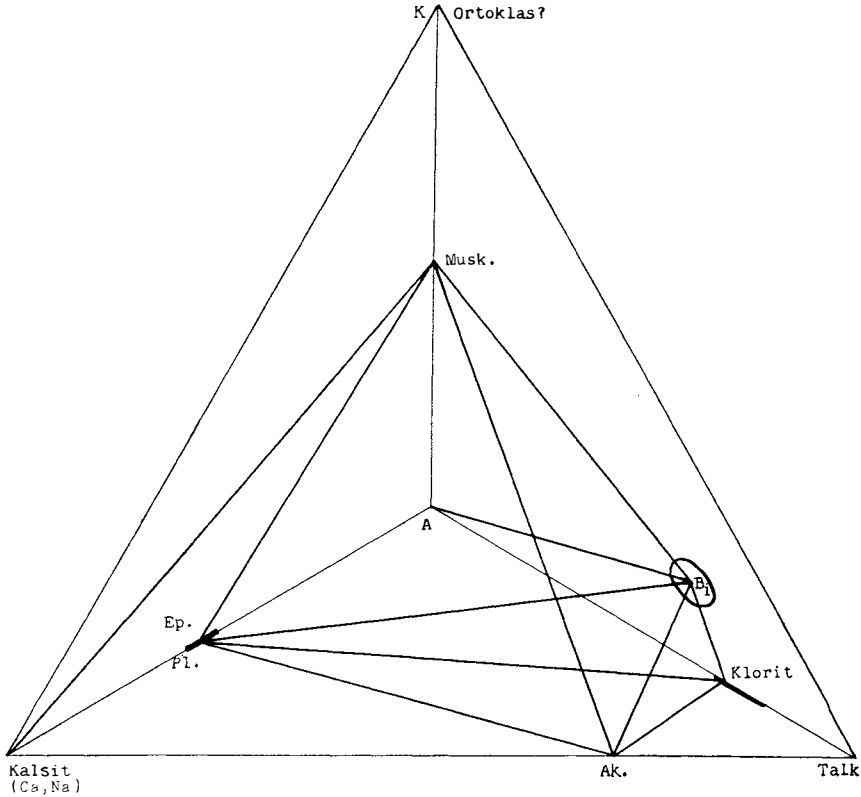


Fig. 50. A (Ca, Na) FK-diagram over laveste del av epidotamfibolitfacies.

i paragenesen samt av epidot—plagioklas likevekten ved de betraktete P,T-betingelser. Av det som er behandlet tidligere vil det framgå at „Pl. + Ep.“-hjørnet representerer albit + epidot for tetraedret nærmest kalsithjørnet. For parageneser innen planet „Pl. + Ep.“, diopsid og kalifletspat (diagram 51) representerer punktet en surere plagioklas enn den som maksimalt er stabil, og epidot. Det samme gjelder planet „Pl. + Ep.“, aktinolit og muskovit for diagram 50. For de skjeve tetraedre inne i diagrammene representerer hjørnet „Pl. + Ep.“ den maksimalt basiske plagioklas og epidot. Ved overskudd av Na faller epidot bort bare i de sistnevnte tetraedre. Ved høy temperatur kan epidot substitueres av skapolit som tidligere omtalt.

Diagrammet fig. 50 uttrykker paragenesene ved laveste metamorfosegrad i Botten-feltet hvor fremdeles kalsit og muskovit er stabil

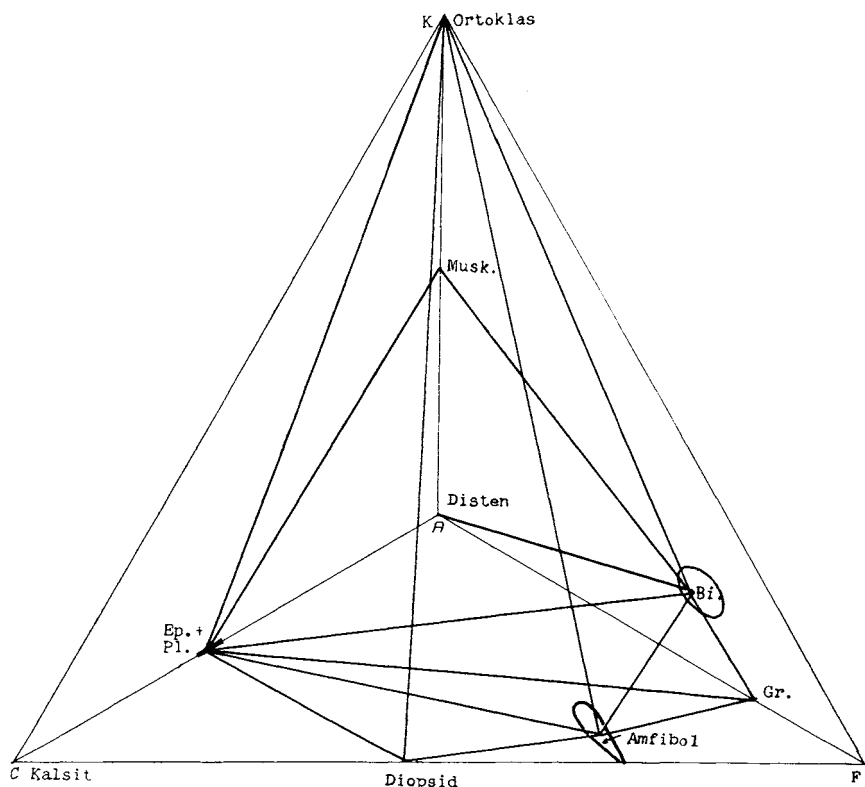


Fig. 51. A(Ca,Na)FK-diagram over laveste del av epidotamfibolitfacies.

sammen. Om kalifeltspat overhodet er stabil i dette temperaturnivå, kan ikke avgjøres med de parageneser som er funnet utviklet.

Diagrammet fig. 51 representerer assosiasjonene funnet innen temperatur-trykkintervalet fra Hasselvik-isograden til Almenningøy-isograden.

Nedenfor er nemnt noen av de assosiasjoner diagrammene bygger på:

Diagram fig. 50:

1. Muskovit, aktinolit, albit, epidot og kalsit (grønskifer, Storlia).
2. Biotit, aktinolit, klorit og plagioklas (aktinolit-biotitskifer, Stadsbygda).
3. Muskovit, plagioklas, epidot og biotit (grønskifer, Storlia).
4. Biotit, plagioklas, epidot og aktinolit (skifer, Botten).

Diagram fig. 51:

1. Disten, biotit, granat og plagioklas (skifer, Hasselvik og Røstøy).
2. Biotit, granat, hornblende og plagioklas (skifer, Rødsjø).
3. Biotit, hornblende, plagioklas, epidot og kalifeltspat (gneisen ved Hasselvik og Nesvatnet og skarn ved Røstøy).
4. Hornblende, diopsid, kalifeltspat, plagioklas og epidot (skapolit) (skarn, Røstøy, Valsøy).
5. Kalifeltspat, biotit, plagioklas og muskovit (gneisen på Røstøy).
6. Kalsit, diopsid, kalifeltspat, plagioklas og epidot eller skapolit (skarn, Røstøy og Valsøy).

Kalifeltspat og muskovit er utelukkende funnet sammen med de mineraler som det framgår av diagrammene (og de mulige assosiasjoner som framkommer ved å innføre kali i de andre tidligere behandlede facies-diagrammer som f. eks. Storli-feltets grønskiferfacies-diagram). Biotiten later derimot til å kunne opptre i direkte kontakt med kalsit i mange tilfeller, noget som strider mot assosiasjonene etter diagrammene. Det samme gjelder kanskje i enno høyere grad flogopiten. Barth nemner det samme fenomen fra Kristiansands-kalkene, og forklarer forholdet ved SiO_2 -underskudd (1928).

Av diagram 50 framgår at den alminnelige lavtemperatur-paragenese aktinolit + muskovit er stabil. Dette kan som bekjent ikke forklares ved vanlig A,CF-diagram.

Det kunde innvendes mot mitt diagram (fig. 51) at granat og kalifeltspat er kjemisk adskilt i dette mens paragenesen kalifeltspat—granat er et faktum fra utallige graniter, gneiser og pegmatiter. No er, ifølge litteraturen, bl. a. W. I. Wright (1938), granit- og pegmatitgranater alltid meget spessartinrike varieteter som ikke kan likestilles med almandin—pyrop-granatene som representeres i diagrammet. Granit-granatene må derimot betraktes som spesifikke mangan-mineraler. Idet biotiten som bekjent praktisk talt ikke fører MnO , vil nemlig spessartinholdig granat ikke kunne reagere fullstendig med kalifeltspat til biotit (+ muskovit + disten).

SAMMENDRAG AV DE VIKTIGSTE KONKLUSJONER OM METAMORFOSEN

Resultater av lokal feltgeologisk interesse.

Av paragenesutviklingene som foreligger i kalk—amfibolit-dragene fra forskjellige deler av feltet, framgår det at Fosen-feltets bergarter kan deles i distinkte metamorfe soner eller isograder.

I amfibolit—skifersonen i syd-sydøst foreligger de mest lavmetamorfe bergarter langs et drag fra sydøstbredden av Botten langs syd-sydøståsen av Skaugdalen til Storlia. Bergartene tilhører ekte grønskiferfacies eller aktinolit-grønskiferfacies.

Nord-nordvest for dette lavmetamorfe drag er amfibolitene og kalksteinene som grenser mot gneissonen omdannet i epidot-amfibolitfacies. Temperaturen har øket kontinuerlig fra Storli-bergartene til gneisgrensen.

Mot syd-sydøst fra Bottens sydøstbredd stiger metamorfosegraden på samme vis.

I de forskjellige kalk—amfibolit-drag som er innleiret i gneissonen har metamorfosebetingelsene variert betydelig. Metamorfofen i Hasselvik og Rødsjø har vært lavere enn metamorfosen i bergartene langs den ytterste kystrand. Samtidig har temperaturen og trykket i Hasselvik vært høyere enn i Botten-feltet.

Også temperaturen i selve den granodioritiske gneis later til å ha vært høyere langs kysten (Røstøy, Almenningøy), enn i Hasselvik og henimot grensen til den syd-sydøstre skifer—amfibolitsone.

Men mellom Hasselvik—Rødsjødraget og Valsøy—Almenningøy forekommer Gølja-kalken som oppviser parageneser som må tydes som at temperaturen under omdannelsen har vært lavere enn i Hasselvik.

Langs strøket er det en merkbar stigning av metamorfosetemperaturen fra nordøst-øst til sydvest-vest. Dette kommer fram av metamorfosegraden slik den er utviklet i Hasselvik og Rødsjø og i Nesvatn og Røstøy. Dragene ligger i hinannens strøkretning, de vestligste punkter, Nesvatn og Røstøy, er betydelig høyere metamorfosert enn Hasselvik og Rødsjø.

Resultatet av de foregående betraktninger blir altså at P,T-gradienten under regionalmetamorfofen har pekt nogenlunde tvers på strøket ut fra to minima-soner som selv følger parallelt strøket. De to minima-soner er langs Skaugdalsens sydøstlige side og langs Smøla—Gølja-draget.

Metamorfosebetingelsene i de lavmetamorfe strøk (Botten) er analog med betingelsene for vanlig regionalmetamorfose slik den f. eks. er utviklet i Trondheim-feltets regionalmetamorfe skifre. (Goldschmidt 1915). De høgmetamorfe bergarter innen gneissonens ytterste strøk viser derimot mange trekk felles med grunnfjellbergarter. (Barth 1928, Eskola 1914).

De to ytterled er dog som allerede nemnte under innledning til dette kapitel, forbundet med overganger.

Metamorfosevariasjonen tvers på strøket kommer klart fram av den skjematiske profiltegnning fig. 55.

De diaforetisk omdannede skifrene nordøst for Stadsbygd er ikke behandlet under metamorfosen, da jeg antar at diaforeten er postorogen i forhold til utforming av feltet i sin helhet. Angående deres petrologi henvises til beskrivelsen under „Kalksilikatskifrene“.

Resultater av generell petrologisk og fysiko-kjemisk interesse.

Fosen-feltets bergarter har vært omdannet under vidt forskjellige P,T-betingelser.

Storli-bergartene representerer den laveste grad av dynamo-termal metamorfose, mens bergartene langs den ytterste kystrand er omdannet under P,T-betingelser som må antas å tilsvare høyeste grad av dynamo-termal metamorfose. At metamorfosebetingelsene i kyststrøket virkelig har ligget nær P,T-forholdet ved maksimal dynamo-termal metamorfose, viser den ting at bergartene er på god veg mot fullstendig granitisering. Granitiseringen ligger jo som kjent utenfor normal regionalmetamorfose, idet den foregår under delvis „oppsmelting“ eller rettere intens oppløsning av den opprinnelige bergart.

Under forfølgelse av bergartenes mineralogiske utvikling gjennom dette forholdsvis store P,T-interval, mener jeg å ha kommet til resultater av generell betydning for studiet av regional-metamorfe bergarter.

Studiet av Storli- og Botten-bergartene viser at Eskolas A,CF-diagram for grønskiferfacies ikke tilfredsstillende de funne parageneser, dersom disse a priori skal antas for stabile. Jeg mener å kunne skille mellom to forskjellige facies hvor den laveste er karakterisert ved at klorit og kalsit er stabile sammen, og at altså grenselinjen mellom talk og epidot enno ikke foreligger (fig. 28).

Først ved høyere temperatur vil kloriten være ustabil i kalsitkontakt og reagere til epidot og talk, da får A,CF-diagrammet det utseende som i Eskolas grønskiferfacies (Eskola 1939). Dette siste skjer bare i FeO-fattige bergarter. Er det FeO tilstede så vil aktinolit dannes ved samme lave temperatur. Av dette følger at Eskolas grønskiferfacies og den laveste del av epidot-amfibolit-facies er identisk. Det er bare den kjemiske sammensetning,

FeO/MgO-forholdet, som avgjør hvilke mineralkombinasjoner som skal utvikles (side 94—98).

Ved ytterligere stiging av temperaturen vil den rene tremolit dannes ved reaksjon mellom talk og kalsit. Før dette skjer, er det allerede mulig for aktinoliten å oppta rikelig Al.

Under de høyeste P,T-betingelser som er representert i Valsøy, Almenningøy, m. m. er sesquioksydfri Ca-holdig hornblende ikke lenger stabil. Sesquioksydrisk eller natronholdig amfibol er derimot enno stabil.

Fig. 38 gir oversikt over forskjellige mineralers stabilitetsforhold.

Det interessanteste problem som de metamorfe bergarter jeg har undersøkt byr fram, er paragenesene med plagioklas og epidot. Under hele P,T-intervallet som har hersket under regionalmetamorfosen er både epidot og plagioklas stabil. Epidoten er stabil sammen med indeksminerale som representerer betydelig høyere temperatur (diopsid, vesuvian, grossular, pyrop) enn den som etter Eskola (1939) må forstås som epidotens øvre temperaturgrense. Denne stabilisering av epidot ved høy temperatur, antar jeg kommer av at trykket har vært betydelig høyere enn under vanlig regionalmetamorfose.

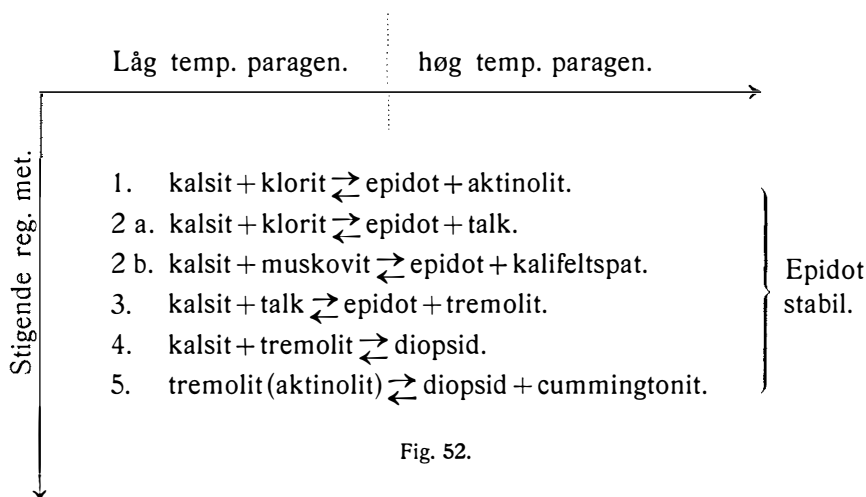
På grunn av epidotens opptreden ved så vidt høye temperaturer har jeg hatt rikelig anledning til å studere dens parageneser og særlig er likevekten som er funnet å måtte herske mellom anortit-komponenten i plagioklas og epidot, diskutert inngående.

Alle mine 3 ACFN-diagrammer er representanter for forskjellige subfacies av epidot-amfibolitfacies. Denne facies' kritiske mineral, epidot, opptrer som man ser i alle diagrammer. Det er godtgjort at det foreligger et betydelig temperatur (trykk)-sprang mellom diagram 40 og 42. Spranget er så stort, det omfatter jo praktisk talt hele faciesserien som utvikles ved dynamo-termalmetamorfose, at det synes meg lite hensiktsmessig å henregne hele dette P,T-intervall til en enkel facies.

Epidot-amfibolitfacies er utforsket av flere forskere bl. a. Barth (1928—36), Becke (1922), Vogt (1927), Turner (1933) og opptatt senere av Eskola som et led i hans faciesserie. Eskola (1939) har definert epidot-amfibolitfacies under den forutsetning at epidot er lavtemperatur-, „modifikasjonen“ av anortit og at anortitens stabilitetsområde ikke avhenger av albit-innholdet. Etter Eskolas mening blir det et skarpt skille mellom epidots og anortitholdig plagioklas' stabilitetsområde. Under den forutsetning vil epidot-amfibolitfacies kunne få

et begrenset og skarpt område i P,T-diagrammet. Men ved den glidende overgang mellom epidotens og plagioklasens stabilitetsområde, som det i dette arbeide er påvist foreligger, er det klart at mineralene epidot og plagioklas vil bli ukonsise indeksmineraller for facies.

Innen det store P,T-området hvorunder den nemnte likevekt mellom epidot og plagioklas foreligger, har man, som vist i foreliggende arbeide, mange typiske mineraler som kan nyttes som distinkte indeksmineraller for en faciesinndeling. Jeg vil her henvise til fig. 38, til mine metamorfosedigrammer og til følgende reaksjoner: (fig. 52)



På den annen side er epidot—plagioklas-likevekten ideel som geologisk P,T-indikator. Ved tilstrekkelig kjennskap til likevektens forskyvning med P og T, vil den med stor nøyaktighet bestemme den ene variable når den annen er kjent. Det gjelder å bestemme den mest basiske plagioklas som kan eksistere ved de gitte P,T-betingelser. Av diagrammene 40, 41 og 42 framgår det at den finnes i rommet Ep. Ak. Gr. Musk. Pl. og Ep. Di. Amf. Gr. Dist. Pl. I de fleste tilfeller er det slik at den maksimalt anortitholdige plagioklas forekommer sammen med epidot. Men vi skal være oppmerksom på at bergarter med det begrensede kjemiske innhold som representeres av rommet Ep. Di. Ab. Pl. i fig. 41 og 42 og Ep. Ak. Ab. Pl. i fig. 40 har epidot og en surere plagioklas i stabil paragenese.

Ved å fastlegge enkelte punkter i epidot—plagioklaslikevekten i forhold til mer eller mindre kjente indeksminerale, mener jeg å ha begynt på den veg som fører til den beste forståelse av likevektens forløp i P,T-diagrammet sålenge en er forhindret fra å hente data fra forsøk i laboratorium.

IV. FOSEN-FELTETS FORHOLD TIL DEN KALEDONSKJE FJELLKJEDE

Et karakteristisk trekk av stor betydning for forståelsen av Fosenfeltets genesis og dets formasjonsmessige plasing, er den tektoniske konformitet som foreligger mellom de forskjellige bergarter innen feltet.

Ved detaljstudium av de to hovedprofiler (fig. 53—54) langs ytre Trondheimsfjorden og de spredtliggende kalksteinsforekomster rundt i området, har jeg alltid funnet at bergartenes forskifring er konform. Større oversiktsreiser har heller ikke gitt grunn til å skille mellom flere tektoniske enheter.

Tidligere har jeg flere steder nemnt at tverrsprekkene i Fosenfeltets bergarter må være anlagt som svakhetssoner allerede under orogenesisen. Da flere av disse tverrbruddsoner, f. eks. Haugsdalen, strekker seg tvers over hele Vestranden gjennom alle dens forskjellige bergarter, viser dette tydelig at vi har med en tektonisk enhet å gjøre.

Bergartene som er behandlet i dette arbeide må altså oppfattes som tilhørende en og samme tektoniske enhet eller foldingsperiode.

Selv om Fosenfeltets bergarter på dette vis må regnes som syngenetiske med hensyn til sin sekundære regionalmetamorfe utvikling, er det mulig å bestemme en viss aldersfølge når det gjelder den primære danning.

Diskusjonen om feltets formasjonsmessige plasing gjelder nettopp denne tektoniske enhet som jeg har omtalt, og som utgjør det som bør defineres som Vestranden.

Allerede Th. Kjerulf var klar over den tektoniske konformitet innen Trøndelagskystens fjellgrunn. Det er han som først skiller Vestranden ut som en egen geologisk enhet. Geografisk avgrenser Kjerulf Vestranden til en landstripe som rekker fra Kristiansund til grensen mellom Nord-Trøndelag og Nordland fylker. Bredden av landstripen er fra kysten ca. 3—4 mil inn i landet. Den sydligste halvdel grenser i sydøst mot det Romsdalske grunnfjell eller Nordvest-

tavlen. Lenger nord grenser Vestranden mot Trondheim-feltets skifre (Kjerulf 1870—71).

De områder som jeg behandler blir altså en mindre del av Vestranden, og for å overføre konklusjonene nedenfor på hele Vestranden, må det forutsettes at denne over alt har samme geologiske bygning og altså faktisk er en geologisk enhet.

De yngre downtonske og devonske formasjoner som bygger opp Ørlandet og deler av øyene langs Trondheimsleden ligger øyensynlig diskordant over den omtalte enhet og må skilles ut fra denne. Det samme gjelder eventuelle yngre, upressede eruptiver (f. eks. de magmatiske bergarter på Smøla) og eldre basalbergarter som måtte være påvirket av den tektoniske deformasjon som har sveiset Vestrandens bergarter sammen.

Oppfatningen av Vestrandens alder har vært divergerende. Dette skyldes i første rekke at det ikke er funnet fossiler eller foretatt direkte aldersbestemmelse ved radioaktive mineraler. Men man skal være oppmerksom på at uenigheten for en stor del skyldes meget mangelfulle geologisk-petrografiske undersøkelser.

J. Schetelig, H. Reusch og Th. Vogt har besøkt feltet i forbindelse med studier av Trondheim-feltets sandstein—konglomeratserie. C. W. Carstens berører flere steder Vestranden i sine publikasjoner over Trondheim-feltet. Endelig har C. E. Wegmann bereist deler av Trøndelagskysten, og kommer inn på dets interessante tektoniske utforming i enkelte av sine publikasjoner.

Den første som overhodet har beskrevet deler av Vestrandens geologi er Keilhau i „Gæa Norvegica“ 1850. Han oppfattet Fosenhelvøya som en fortsettelse mot syd-vest av den „nordlandske gneisgruppe“. Denne var på den tid ansett som arkeisk.

Th. Kjerulf har uten tvil de fleste og fullstendigste feltiakttagelser å bygge sine teorier på. Kjerulf skiller mellom tre avdelinger i Vestranden. 1. Eldst er grå gneis av grunnfjellsalder. 2. Yngre er fliker av Trondheim-skifre som er presset i lange drag mellom gneisen og den yngste gruppe nemlig 3. røde graniter som bryter gjennom såvel grunnfjellet som Trondheim-skifrene i lange „tog“.

Den Törnebohmske oppfatning at Vestrandens graniter var eldre enn skifrene, de siste ble av ham oppfattet som tilhørende sparagmiten eller sevegruppen, er uholdbar etter senere undersøkelser over granitene. (Törnebohm 1896). Carstens er for eksempel klar over at graniten er yngre enn Trondheim-feltets laveste gruppe, og diskuterer mulig-

heten for at Trondheim-feltets yngste avdeling, Hovinggruppen, til og med skal være eldre enn granitene (Carstens 1919).

I et arbeide i N. g. u. har J. Schetelig trukket fram det gamle Keilhauske syn på Vestranden som en fortsettelse av bergartene i Nordland. I mellomtiden er disse siste blitt nøyere undersøkt og bestemt til å være av kaledonsk alder, og Scheteligs oppfatning av Vestranden blir altså at den er kaledonsk (Schetelig 1913). Året etter framholdt H. Reusch på det bestemteste at Vestranden måtte betraktes som grunnfjell, uten på nogen måte å kunne motbevise Scheteligs påstand. (Reusch 1914).

Striden i oppfatningen av Vestrandens alder står altså mellom grunnfjell og kaledonske bergarter. Det er det samme stridsspørsmål som i senere tid har reist seg vedrørende Trondheim-feltets vestgrense lenger syd i traktene omkring Opdal. Her har deler av „grunnfjellet“ blitt identifisert som omdannet kambro-silur og sparagmit (Holtedahl — Barth 1938). Basert på iakttakelser derfra og litteraturstudium, har Holtedahl (1938) i sitt oversiktskart over kaledonidenes utbredelse i Skandinavia også tatt Vestranden med i de høgmigmatitiserte soner av fjellkjeden.

Begrepet „grunnfjell“ vil ha en noe tåket begrensning når det gjelder basalbergarter i dype foldningssoner. Under aktivisering av sedimentenes underlag vil det bare være gradsforskjell mellom det virkelig udeformerte grunnfjell selv og nydannet högaktivert „grunnfjell“. I det følgende forstår jeg ved grunnfjell prekambriske (prekaledonske) bergarter som ikke er plastisk deformert i høyere grad enn at de kan kjennes igjen ved diskordans, relikststrukturer eller mer alminnelig geologisk utvikling som basalkonglomerat eller liknende.

Angrepspunktene for avgjørelsen om Vestranden må betraktes som virkelig grunnfjell eller kaledonske bergarter, blir grenseområdene mellom sikre Trondheim-skifre og „grunnfjells-gneisen“ i Vestranden. Langs Trondheim-feltets vestre grense sydvest for Orkdal har man for eksempel rikelig anledning til å studere grenseforholdene mellom Trondheim-feltets laveste gruppe, Røros-skiferen og gneisbergartene i vest. Også „inngående flige“ av Trondheim-skifre i Vestrandens „grunnfjell“ frambyr interessante og avgjørende grensefenomener. Et av disse drag har jeg hatt anledning til å undersøke nærmere, nemlig Skaugdal—Botten-draget.

Kjerulf nemner også Gølja-feltet i Ørlandets forlengelse som eksempel på en „inngående flig“ av Trondheim-skifer. Foruten

disse to sikre kaledonske drag er Kjerulf klar over at flere av kalk—amfibolit-dragene som forekommer innleiret i gneissonen f. eks. Almenningøy-kalken og forekomster ved Åfjorden, meget godt kan være omdannede kaledonske sedimenter.

Skaugdal—Botten-draget er etter Kjerulf fulgt sammenhengende i marken fra Rissa til sikre Trondheim-skifre ved Værrabotten. Det samme gjelder Storli-feltets grønsteiner og kalkforekomster. (Kjerulf 1871).

De feltgeologiske, kjemiske og mineralogiske observasjoner som er gjort i dette arbeide av Botten-feltets amfiboliter bekrefter fullt ut Kjerulfs bestemmelser av omtalte bergarter.

Vi har sett at Botten-amfibolitene på grunn av relikstukturer (blastoporfyriske), kjemisk sammensetning og tilknytning til typiske sedimentogene metamorfiter er identifisert som opprinnelige basalter avsatt under vatn eller senket under havet senere. Geologisk er Trondheim-feltets grønsteiner i Bymark-gruppen analogt utviklet. Av interesse er et funn av sur kvartsdioritisk dypbergart som må klassifiseres som trondheimit. Den er intrudert i amfibolitene og inneholder bruddstykker av disse, men er presset konformt amfibolitene.

Etter C. W. Carstens mikroskopiske beskrivelse av Trondheim-feltets grønsteiner fra Bymark-gruppen, er deres mineralassosiasjoner identisk med de mest lågmetamorfe av Botten-feltets amfiboliter (Carstens 1918). Den samme blassgrøne uralit er hovedmineral i begge bergarter. Videre er epidot, zoisit, oligoklasalbit og klorit de vesentlige mineraler såvel i Botten-amfibolitene som i Trondheim-feltets grønsteiner. Biotiten er derimot sjelden utviklet i begge. Nedenfor skal vi se at dette skyldes bergartenes lave K_2O -innhold. Det er således typisk at biotitsonen innen Botten-feltet ikke kommer til utvikling i amfibolitene, men at kloriten holder seg stabil helt opp til granatsonen.

Jeg vil sitere Carstens uttalelser om hornblendene i Trondheim-feltets grønsteiner for å vise at de er helt identiske optisk sett med den hornblende som jeg har beskrevet fra Botten-amfibolitene. „Det alminneligste mineral i grønsteinsavdelingene er hornblende. Den viser ofte zonarstruktur med lysegrøn kjerne og sterkere grøn randzone. β : grøn. γ : blågrøn. c/γ : 14° — 15° . $2 V$: 75° — 80° . Hos de zonarbyggede hornblender synes kjernen sterkest dobbeltbrytende“. „I hornblendeporfyritene er formen bredere, farven også i alminnelighet svakere grøn.“ (Carstens 1918 p. 21—22).

Tabell IX.
Amfibolit og grønsteinanalyser.

	a	b	c	d	e
SiO ₂	46,92	47,11	46,71	45,97	47,15
TiO ₂	-	-	-	0,15	1,56
Al ₂ O ₃	15,15	19,75	18,15	15,42	15,11
Fe ₂ O ₃	-	2,30	1,23	3,75	2,84
FeO	12,85	4,59	8,39	6,81	9,31
MgO	9,84	7,73	10,43	10,98	7,73
CaO	11,81	11,77	11,24	11,72	11,53
Na ₂ O	2,60	2,80	2,35	2,55	2,51
K ₂ O	0,90	0,80	0,35	0,42	0,52
P ₂ O ₅	-	0,10	0,02	0,02	0,19
SO ₂	-	0,10	-	-	-
H ₂ O	-	0,07	0,08	1,75	0,07
H ₂ O	-	1,72	1,55	-	1,46
	99,96	99,41	100,50	99,59	99,98

- a: Saussurit-gabbro fra Hestekletten, Røros.
 b: Hornblendegrønstein fra Stavangerfeltet. Finnøy. } Kaledonske lavaer.
 c: Epidotamfibolit fra Reinskloster, Rissa.
 d: Uralitgabbro fra Selnes, Lensvik. } Fosen-feltet.
 e: Amfibolit fra Rødsjødalen.

a og b er hentet fra Goldschmidts arbeid over de kaledonske eruptivbergarter (Goldschmidt 1916). c, d og e er hentet fra foreliggende arbeid.

Tilslutt skal jeg trekke fram de store overensstemmelser i kjemisk sammensetning av Trondheim-feltets grønsteiner og de omtalte amfiboliter. I tabell XI er stilt opp analyser av Trondheim-feltets grønsteiner og Fosen-feltets amfiboliter.

Analysen av saussuritgabbro fra Trondheim-feltet er meget lik min analyse av uralitgabbro fra Selnes (a og d). Analysen av hornblendegrønnskifer fra Stavanger er også praktisk talt identisk med min analyse fra Reinskloster. Jeg kan bemerke at analyser av N. H. Kolderup fra Bergensbuenes grønnskifer som også er kaledonske er om mulig enno mer lik mine fra Fosen (1940). Spesielt merker man at K₂O/Na₂O-forholdet er meget likt i alle analysene. Likeledes er kiselsyreprosenten låg. I forhold til gjennomsnittssammensetningen for gabbrobergarter og basalter er det nettopp ved disse to eiddommeligheter Trondheim-feltets grønsteiner skiller seg fra vanlig basalt.

Etter de her framlagte fakta, kan vi slå fast, at amfibolitene langs Skaugdalen og rundt Botten, Rissa er en flik av Trondheim-feltets Bymark-gruppe som

har sine røtter i selve Trondheim-feltet ved Værrabotten i nordøst-øst.

Grensebergartene i nord og syd for det omtalte drag er i alminnelighet reknet som grunnfjell. Men det er en viss usikkerhet i betegnelsen av dette „grunnfjell“ på Kjerulfs gamle karter over Trondheim og Stjørna, idet det er slått sammen med „forvandlede deler av Trondheim-skifre“. Hvis det virkelig ligger gammelt upåvirket grunnfjell under Bymark-gruppen som vesentlig bygger opp den omtalte flik, burde grensen mellom så vidt forskjellige formasjoner være markert sterkt i marken. Under kartlegning av Botten-feltet og inntegning av profil fra Stadsbygd til Stjørna, har jeg ikke iaktatt noe som kunde tyde på grense mellom grunnfjell og yngre bergarter, hvis man da ikke skal rekne petrografisk ulikhet som bevis for forskjellige formasjoner.

I syd grenser amfibolitene (Bymark-gruppe) skarpt, men med fullstendig tektonisk konformitet og kontinuerlig metamorfosesammenheng mot underliggende kalksilikatglimmerskifre. Dette forhold mellom Botten-amfibolitene og de omtalte skifre i syd tyder på at disse siste må oppfattes som identisk med Trondheim-feltets Røros-gruppe. Skifrenes mineralogiske sammensetning tyder nettopp på at de har vært mer eller mindre kalkholdige leirsedimenter som under fjellkjededannelsen har fått sin nuværende metamorfe drakt. Beskrivelsen av Stadsbygd-skifrene tidligere i arbeidet er i god overensstemmelse med Goldschmidts beskrivelse av Trondheim-feltets kalksilikatglimmerskifre fra Røros-gruppen. (Goldschmidt 1915).

La oss nu se hva en slik oppfatning av Fosenhalvøyas sydvestre hjørne får som konsekvens på motsatt side av Trondheimsfjorden.

Amfibolitene mellom Lensvik og Åremmen som er en direkte fortsettelse av Skaugdals-amfibolitene, blir altså identisk med Bymark-gruppens grønsteiner. Granat-glimmerskifrene og hornblendeskifrene i syd, mellom amfibolitene og gneisen nord for Ingdal-graniten, blir å betrakte som en fortsettelse av skifrene ved Stadsbygda, de nettopp omtalte Røros-skifre.

Mellom disse skifrene og Trondheim-feltets vestgrense syd for Orkdal trer det fram et bredt drag av heterogen gneis, intrudert av Ingdal-graniten. Fallet i gneisen er etter Kjerulf „ut fra graniten på begge sider“. D.v.s. nord for graniten faller gneisen mot nord og syd for graniten mot sydøst. Skiferen syd for amfiboliten ved Lensvik blir således liggende over gneisen. (Se fig. 54.)

Det samme forhold foreligger mellom gneisen og Røros-skiferen i den direkte kontakt mellom de to bergarter langs vestgrensen av Trondheim-feltet. Røros-skiferen ligger no med fall mot sydøst tektonisk konformt over Veststrandens „grå gneis“. C. V. Carstens finner ikke alene at det er tektonisk konformitet mellom de to formasjoner, men han gjør det også klart at Røros-skiferen petrografisk går jamt over i gneisen. Det er bare mineralenes mengdeforhold som forskyves gradvis fra skifer til gneis (Carstens 1919).

Etter de observasjoner som jeg har diskutert ovenfor, delvis utført av meg selv og delvis hentet fra Kjerulf og Carstens, blir resultatet at Ingdal-graniten er å oppfatte som kjernen i en stor antyklinal med foldningsaksen liggende parallelt Trondheim-feltets vestgrense. Hyllen i antyklinalen er innerst grå gneis, over denne Røros-skifer og endelig Bymark-gruppens grønnsteiner ytterst. (Se profiler og kart fig. 53—56.)

Det er ikke tvil om at gneisen i antyklinalen er tektonisk syngenetisk med Trondheim-feltets foldede skifre. Spørsmålet om den analogt gneisen nord for Skaugdal kan oppfattes som en yngre metasomatisk dannelselse av skifrene eller eventuelt deres underlag under foldningsbevegelsene, kan ikke med sikkerhet avgjøres. Men idet gneisens petrografiske utforming etter all sannsynlighet er den samme som for gneisen nord for Skaugdalen, vil jeg anse det for rimelig at gneisen også her er yngre enn skifrene. Carstens oppfatter Ingdal-gneisen som av samme type som gneisen nord for Skaugdalen. Det er „en gneis av typus Uddu, Rissa“, sier han i sitt arbeide over Trondheim-feltet i 1919. Etter oversiktsreiser gjennom Ingdalen er jeg helt av samme oppfatning.

På nordøst-øst siden av Trondheimsfjorden er det bare den nordvestlige halvdel av den omtalte antyklinal som er synlig. Rødberg-graniten som er å betrakte som den ytterste spiss av Ingdal-graniten, er overleiret av flattliggende skiferbergarter. Mot nord får de stadig brattere fall nordover. Mot syd derimot er det hele avskåret av Trondheimsfjordens dyp.

Det er ikke stort å finne igjen av gneisen under skifrene her. Det er dog rimelig at en granitisert kvartsitisk bergart som ligger nord for Rødberg-graniten ved Brødreskift er spor etter gneishyllen rundt graniten. Granitiske lagerganger som kan sees i sjøkanten langs profilet fra Stadsbygd mot Skaret, Rissa anser jeg også for å være spor av det mektige gneiskompleks ved Ingdal.

Hindrem-granitens beliggenhet i Ingdal—Rødberg-granitenes strøketretning kan kanskje også sees i sammenheng med den omtalte granitfylte antiklinal.

Går vi tilbake til Botten-amfibolitene og betrakter deres forhold til gneisen i nord, så har vi altså sett tidligere (side 42) at gneisen her må betraktes som yngre enn amfibolitene eller i alle fall som så sterkt aktivert under metamorfosen at den i høy grad har vært i oppløsning og virket migmatiserende på amfibolitene. Grenseområdet mellom de to bergarter består av båndgneis med boudinaginleirede amfibolitdrag og lyse granitiske årer som ofte er utviklet som øyegneis. Gneisen og Botten-amfibolitene er tektonisk konform.

I avsnitt om „Gneisen“ har jeg også vist at gneisen må oppfattes som yngre enn de forskjellige innleirede amfibolitdrag utover i gneissonen, idet relikter viser at gneisen delvis er dannet ved kali og kiselmetasomatose av de omtalte amfiboliter. Hvis de forskjellige kalk-amfibolitdrag som er behandlet i dette arbeide alle kan henføres til kambro-silur i likhet med Botten-feltet, er det altså bevist at gneisen ikke alene er tektonisk syngenetisk med Trondheim-skifrene, med at den til og med stofflig sett dels er yngre enn Trondheim-skifrene. Følgende punkter taler for at de forskjellige kalk—amfibolit-drag er rester etter Trondheim-skifre:

1. Alle i dette arbeide undersøkte drag opptre i identisk petrografisk miljø. Et miljø som også finnes igjen i Botten-amfibolitene og deres kalkdrag (se beskrivelsen i den petrografiske del).

2. Kjemisk analyse av Rødsjø-amfibolitene viser at disse er av samme kjemiske natur som Botten-amfibolitene og Trondheim-feltets grønsteiner (tabell IX). Som det framgår av analysene er det nettopp det lave K_2O -innhold, samt lav SiO_2 prosent som kjemisk karakteriserer Bymark-gruppens grønsteiner. Den mineralogiske sammensetning av de homogene, magmatogene amfiboliter i den ytre sone viser, ved sin fullstendige mangel på biotit og andre kalimineraler og sin fattigdom på fri SiO_2 , at også disse har den samme kjemiske karakteristikk.

3. Kalksteinenes kjemiske sammensetning er alle unntaken Almenningøy-kalken karakteristisk ved sitt ubetydelige innhold av MgO og FeO , noe som de har felles med Trondheim-feltets marmor.

4. Aldersforholdet mellom gneisen og de enkelte drag er alltid det samme, med gneisen som den yngste bergart.

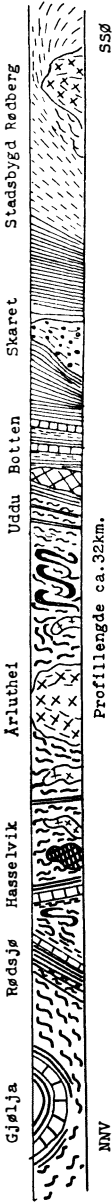


Fig. 53. Profil langs NVV-siden av Trondheimsfjorden.

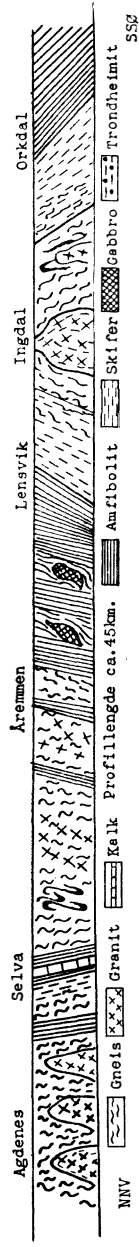


Fig. 54. Profil langs SØØ-siden av Trondheimsfjorden.

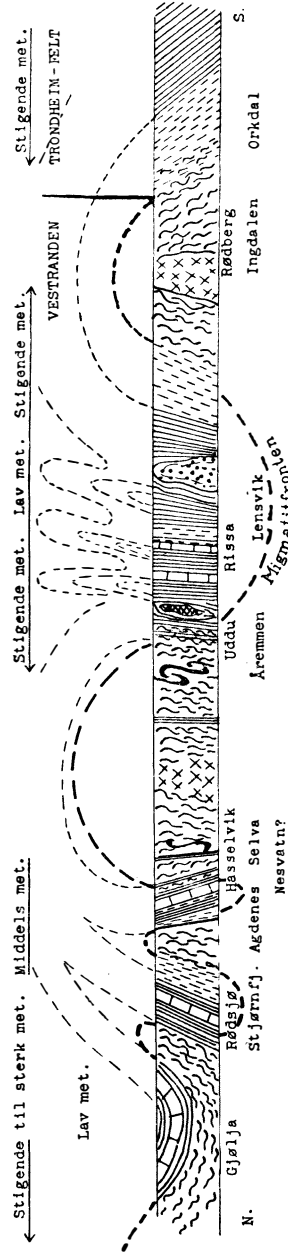


Fig. 55. Profil over Vestranden langs Trondheimsfjorden som uttrykker forfatterens oppfatning av forholdene.

5. Mellom Botten-amfibolitene og de forskjellige amfibolitdrag som ligger innleiret i den ytre gneissone, er det en jamn kontinuerlig metamorfosesammenheng som best kan forklares ved den lovmessighet som er utviklet innen forskjellige soner i en fjellkjede. Noe skarpt brudd i metamorfosen som skulle skille de omtalte drag i to formasjoner, grunnfjell og kambro-silur foreligger ikke.

Det er lite trolig at drag som har alle de felles trekk som ovenfor nemnt og som ligger i en og samme gneisformasjon, skal tilhøre flere forskjellige formasjoner, noen grunnfjell og noen Trondheimfeltets ordoviciske bergarter. Jeg vil derfor betrakte alle de av meg undersøkte kalk-amfibolitdrag som tilhørende kambro-silur.

Det er således klart at Fosen-feltet (Vestranden) blir å betrakte som dannet i kaledonsk tid, idet kambro-siluriske bergarter er blitt sterkt foldet og samtidig store deler av sedimentene og effusivene er blitt utsatt for intens migmatitisering.

Konsekvensene av dette blir bl. a. at de underordoviciske bergarter som bygger opp øyene langs Trondheimsleden og Gølja-feltet som ligger i øyrekkenes fortsettelse mot nordøst-øst, også må henregnes til Vestranden. Undersøkelser av C. W. Carstens (1924), Th. Vogt (1924), J. Schetelig (1913) og Reusch (1914) viser at enkelte av disse ordoviciske bergarter er meget lavmetamorfe. På Smøla er til og med en del av effusivene primære basalter uten tydelig spor av regionalmetamorfose. Selv har jeg undersøkt endel slip av Gølja-kalkene og funnet at de representerer en metamorfosegrad som ligger tydelig lavere enn Hasselvik-marmoren og Rødsjø-marmoren i syd. Men samtidig er metamorfosen høyere enn Botten-feltets bergarter.

Sammen med det bilde som jeg har gitt av metamorfosen basert på undersøkelsene som er omtalt tidligere i arbeidet, vil den lave metamorfose i Smøla—Gølja-draget føre til at metamorfosen ikke varierer jamt progressivt fra Storli- og Botten-feltets grønskefjelle til Almenningøyas høgmetamorfe marmor, men at metamorfosen har bølgende variasjon. På profiltegningen fig. 55 har jeg antydning av denne variasjon i metamorfosen.

I forbindelse med en bølgende migmatitfront slik den foreligger i Fosen-feltet, er det nettopp å vente at metamorfosens sonare fordeling viser en slik eiendommelig variasjon som omtalt, med sterkest metamorfe partier der migmatitfronten når høgst og de lavest metamorfe partier der migmatitfronten danner synklinaler.

Likheten mellom Fosen-feltets profil langs Trondheimsfjorden og Wegmanns generelle fjellkjedefprofil er iøyenfallende. (W. 1935.)

Det har vært hevdet at Trondheim-feltets regionale metamorfose har en slik sonarutbredelse at Trondheims-mulden kan betraktes som enstydende med den kaledonske foldningsgrøft. V. M. Goldschmidt mener således å ha funnet at fjellkjedens sentrale sone er langs Trondheim-feltets midtakse på grunn av en forholdsvis høy metamorfose som er utviklet her og avtar gradvis mot øst og vest. Sammenlikner man derimot Goldschmidts metamorfosekart med Carstens' stratigrafiske kart over Trondheim-feltet (G. 1915 — C. 1919), viser det seg at metamorfosens sonare fordeling i Trondheim-feltets vestlige halvdel er betinget av stratigrafien. Går man vestover fra den ovenfor omtalte høgmetamorfe sentralsone i Trondheim-feltet, kommer man nemlig i stadig høyere (yngre) horisonter. I en smal stripe langs vestgrensen av Trondheim-feltet, ser vi videre at metamorfosen er betydelig høyere enn langs østgrensen. Det later derfor til at metamorfosen i virkeligheten stiger kontinuerlig fra øst mot vest over hele Trondheim-feltet når den følges i samme stratigrafiske horisont. Fordelingen av den regionale metamorfose i Trondheim-feltet taler således også for at Vestranden må betraktes som en direkte fortsettelse av kaledonidene mot vest.

Den intense granitisering og den høge regionalmetamorfose som jeg har påvist i de ytterste kyststrøk langs Trøndelagskysten, viser at vi her ute og kanskje enda lenger mot vest, kan vente å finne kaledonidenes dypeste røtter.

For å nytte den Wegmannske terminologi, kommer en fra Trondheim-feltets vestgrense i det man går mot vest først inn i en oppstikkende fold av „Unterbau“ eller migmatitsonen. I dennes sentrale deler er det trengt fram graniter (Ingdal-graniten). Mellom denne migmatitfrontantiklinal og hovedmigmatitsonen, som ligger vest for Skaugdal eller Åremmen, later det til at „Unterbau“ ligger dypere og at „Überbau“ eller rettere „overgangssonen“ mellom „Überbau“ og „Unterbau“ blottes i profilet. Etter Wegmann er overgangssonen området for regionalmetamorfosen (1935).

For uten de små høgmetamorfe umigmatitiserte flak av „Überbau“ som ligger innleiret i „Unterbau“ mot vest, forekommer langs Trondheimsleden (Smøla—Gølja) en sone som representerer en ny neddukking av „Unterbau“ (migmatitfrontsynklinal).

I de sterkt migmatitiserte strøk er metamorfosen betydelig høyere enn noen steder innen selve Trondheim-feltets regionalmetamorfe bergarter. Mineraler som vesuvian og grossularholdig granat viser at temperaturen har nådd høyere enn ved vanlig regionalmetamorfe bergarter. På den annen side har ikke temperaturen i selve migmatiten nådd granitenes smeltetemperatur. Migmatiten må antas å være dannet ved oppløsninger og ikke smelter.

Trykket under metamorfosen later også til å ha nådd høyere enn innen Trondheim-feltet. Derved er epidot blitt stabilisert ved høyere temperatur enn vanlig.

Metamorfosen er for den ytterstes kystsones vedkommende meget lik den facies som er utviklet i grunnfjellet f. eks. i deler av Bamble-formasjonen (Barth 1928 og 1930).

Såvel migmatitiseringen som metamorfosen er av regional karakter. Inntrengingen av de yngre graniter er også vesentlig knyttet til migmatitsonen. Jeg er derfor tilbøyelig til å anta at det er P,T-stigingen som er det primære og at migmatitiseringen er grepet inn som en regional „ultrametamorfose“. Granitene som er trengt fram er ikke på nogen måte årsaken hverken til migmatitiseringen eller den sterke metamorfose. Alle tre fenomener, regionalmetamorfosen, granitiseringen og endelig framtrengingen av graniter er derfor rimeligvis virkning av en og samme årsak, nemlig den stigende temperatur og det økende trykk under den kaledonske foldningskjedes historie.

* * *

Under trykningen har feltgeologiske undersøkelser vist at store deler av gneissonen rundt Ingdal-graniten består av kvartsit og høg-metamorfoserte arkosebergarter. Disse bergarter som ligger umiddelbart under Røros-gruppen, konkordant med denne, må oppfattes som tilhørende sparagmit-formasjonen. Det er altså ting som i høg grad taler for at store deler av Veststrandens gneis er metamorfe og migmatitiserte sparagmiter.

English Summary.

Introduction.

In this paper I discuss the geological and petrological problems met with in the coastal area to the north and south of the mouth of the Trondheim fjord. The local geographical name of this area is the Fosen-district. It includes the Fosen peninsula to the north of the Trondheim fjord and the coastal district between the Trondheim fjord and the smaller Hemnefjord farther to the south-west. Fig. 56 shows the district.

Geologically, the Fosen-district is a part of the so-called Vestrand which is the name given by Norwegian geologists to the long but narrow strip of crystalline schists and intruded granites running coastwise from Kristiansund N. to Namsos. To the north-east the Vestrand is bounded by the sea. In the east, the southern part of it borders on the so-called „North-West Table“ of pre-Cambrian rocks, and the northern part borders on the cambrian-silurian rocks in the Trondheim-district.

The geological definition of the Vestrand is more doubtful because of the insufficient field observations and because of the lack of microscopical and chemical investigations of the rocks of the district. The name „Vestrand“ may be regarded as the geological name of this particular part of Norway, with only indistinct geographical borders. I have later given a more distinct geological definition of it.

The object of this task is to try to solve two different problems:

1. The age and formational position of the rocks of the Vestrand, and
2. The physico-chemical problems encountered in the different rocks, especially in the limestones and in the reaction-skarn rocks.

With the first problem in view I have mapped a profile along the Trondheim- and the Stjørnfjord from Stadsbygd to Rødsjø. This profile crosses rocks of Caledonian age as well as such that hitherto have been taken for pre-Cambrian basement rocks (Fig. 53).

With regard to the second problem, some of the numerous occurrences of limestone in the area were investigated.

Morphology and Tectonic.

Morphologically, the Fosen-district, and also the Vestrand are exceptionally simply developed. Long valleys run in the strike direction N. abt. 60° E. along amphibolites, schists and limestones, between which higher mountains of gneiss and granites exist. At a rather constant angle of intersection, transverse valleys extend in the north-south direction. These features are clearly shown in the topographic maps of the area.

Such a development of the morphology is, of course, caused by a homogeneous tectonic. The strike of the crystalline schists does not vary much from the direction N. 60° E. Along most of the profile from Stadsbygd to Rødsjø, occupying more than half of the cross-section of the whole Vestrand, the dip of the schistosity only varies up to 25° on both sides of the vertical. But in the southern part of the profile, the mica-garnet schists around Rødberg lie almost horizontally, making here a great anticline. Coastwards to the north the dip also in the gneiss region is more horizontal.

The regularity of the strike is caused by the conformity of the folding axes, which dip about 10° — 30° to N. 60° E.

Transverse fissures of all sizes are another characteristic tectonical phenomena of the area. They occur in every degree of development from the finest microscopical fissures in the mineral units to the long cross valleys. These fissures are preferably developed in the amphibolites because of the greater brittleness of these rocks compared with the mica schists and gneissous rocks. Because of the same property, the amphibolitic layers in the heterogeneous gneiss very often are boudinage formed (Fig. 3).

Based on the tectonical properties explained in this chapter, showing that the rocks examined are folded together during a period of orogeny, I define the Vestrand geologically as the tectonical unit developed during this orogeny. Thus eventual older bed-rocks not influenced by the said orogeny are not included in the Vestrand. The same applies to the younger sedimentary formations which may lie unconformably above the tectonical unit and to any younger undeformed plutonic rocks.

An undeformed basement has never been seen in the district, but an unconformable sedimentary facies of Downtonian and Devonian age is developed above the investigated formation. It is found on the islands in the strike direction from the Ørland to the south-west and on the Ørland itself. On the same islands (Hitra and Smøla) quite undeformed postorogenic igneous rocks are also found. This paper does not deal with them.

Petrographical and Mineralogical description.

Petrographically, the district may be divided into two main zones. (1) A gneiss-zone consisting of gneiss and granites with included complexes of amphibolites, schists and marbles, and (2) an amphibolite-schist-zone consisting of the same rocks as found in the complexes embedded in the gneiss.

The gneiss-zone is developed in the remotest N.N.W. part along the coast. The other zone occupies, on the Fosen peninsula itself, the area to the south-east of the former (Fig. 56). On the west side of the Trondheim fjord, the gneiss-zone, also crops out south-east of the amphibolite-schist-zone, between this and the Trondheim-district.

All the rocks of this area are more or less dynamothermally metamorphosed. Not only the amphibolites and schists are highly schistose, but also the plutonic rocks are, towards the boundaries, foliated conformably with the adjacent schists.

The Amphibolites

Amphibolites occupy the greatest area of the main amphibolite-schist-zone. They occur here on both sides of the Trondheim fjord (Fig. 56). Amphibolitic rocks are also very common in intimate connection with the limestones and schists of the relatively small complexes within the gneiss-zone.

The area around Lake Botten, Rissa, mainly consists of relatively low-grade epidote amphibolites, followed in the field by the caledonian Trondheim schist around Værran. They stand vertically, striking about north-east to east. The width of the amphibolite-zone is nearly 7 km. The amphibolites alternate with schists, quartzites and thick layers of limestone.

The main component of the complex consists of a typical schistose, fine-grained amphibolite rich in hornblende. The texture is schistose nematoblastic with the hornblende-needles orientated parallel to the folding axis which dips 10° — 30° to N. E. Microscopically, the structure is always blastoporphyritic with $\frac{1}{2}$ —1 mm grains of uralite scattered in a groundmass consisting of hornblende-needles, sodic plagioclase, epidote, chlorite and or garnet. The last-mentioned mineral always developed in porphyroblasts.

The hornblende is more or less actinolitic, showing a characteristic bluish-green to light-yellow pleochroism. Macroscopically, the hornblende is light-green and gives the whole rock a colour like that of the common green-stones.

The plagioclase varies from oligoclase-albite An_{10} to a more basic oligoclase An_{18} .

In contact with the sodic plagioclase and the actinolitic hornblende, chlorite occurs instead of garnet.

Uralite-gabbros occur as inclusions in the fine-grained amphibolites in tectonical conformity with the adjacent hornblende schists.

Table Ia gives the chemical composition of the fine-grained type. Table Ib shows the uralite-gabbro.

The association with true sediments, the blastoporphyritic structure and the chemical and mineralogical properties indicate, in my opinion, that the schistose fine-grained amphibolites are metamorphic submarine lavas of basaltic or spilitic character. Into the lavas plutonic rocks of probably the same magma have been intruded. Subsequently, during a period of orogeny, all the above-mentioned rocks have been subjected to a regional metamorphism.

The map (Fig. 56.) shows that amphibolites occur in the Rødsjø valley also. Further, we find amphibolites at Hasselvik and Selva on either side of the mouth of the Trondheim fjord, at Nesvatn i Hemne, and in various places along the coast. The occurrences mentioned above are of the same geological type as the Botten amphibolites. Limestones and various schists occur in intimate connection with the amphibolites. Of interest is the conformity between the gneiss and the amphibolite-schists-complexes. The last-mentioned amphibolites are more coarse-

grained and show a more gneissose structure than those of the Botten area. No relic structures are found (Fig. 7).

The Rødsjø amphibolites contain the following minerals: common hornblende, plagioclase, epidote and garnet or diopside. The last mentioned two minerals never occur together. The hornblende is of a dark green variety. The indices of refraction are higher than those exhibited by the Botten hornblende, and the pleochroism is not of the characteristic bluish found in the Botten actinolite, but grass-green to yellow. The plagioclase has the composition: An_{28-32} . Epidote occurs as independent grain.

Table III shows the chemical composition of a typical amphibolite from Rødsjø. It does not differ much from the two Botten analyses.

The mineral assemblages of the other above-mentioned amphibolite-occurrences, are nearly the same as those of the Rødsjø rocks. Epidote, however, is less common, and plagioclase is somewhat more basic, varying from An_{80} to An_{60} .

The Lime Silicate Schists.

As already mentioned, various schists carrying plagioclase occur in association with the amphibolites. Plagioclase is a characteristic constituent of them. Further, they consist of biotite, garnet and quartz. Some of them carry cyanite or staurolite, others hornblende and diopsidic pyroxene. The varieties carrying pyroxene often develop scapolite and epidote instead of, or along with, plagioclase. The pyroxen-carrying rocks are also characteristic by the lack of mica.

In the low-grade types, biotite and garnet are replaced by chlorite, the common hornblende by actinolite, and cyanite by muscovite. Neither does diopside occur in the low-grade schists, but breaks up in actinolite and calcite.

Such rocks undoubtedly are of sedimentary origin. They must have been sediments of more or less marly composition, now deformed under dynamo-thermal conditions to different grades of metamorphic schists.

The largest area consisting of lime silicate schists lies south of the Botten amphibolites in direct contact with them. Tectonically, the two rocks are conformable. Along the contact they dip to the north-west. Farther towards the south-east the dip gradually becomes horizontal.

The main type of the lime silicate schists is an intermediate variety consisting of andesine, quartz, biotite and almandine-garnet. Often a common hornblende is found, more seldom some flakes of muscovite. Embedded between the schists stand quartzites, and intruded as sills we find granitic and amphibolitic rocks.

Almost similar schists occur south of the Rødsjø amphibolites. Here staurolite is developed in some types.

At Hasselvik, Nesvatn, Røstøy, Valsøy and Almenningøy analogous schists occupy much of the place in the amphibolite-schist-limestone complexes. In the schists at Hasselvik and Røstøy, porphyroblasts of cyanite are developed.

The schist-limestone complex at Røstøy is of great interest, especially for the study of mineral-reactions in high-grade dynamo-thermal metamorphism. Within a layer, only a few metres thick, the rocks vary from cyanite-porphyroblast schist through hornblende-mica-garnet schist to pyroxene-scapolite-epidote gneiss, the series ending at the monomineralic calcite marble. Fig. 9 shows how the chemical composition varies in the A,CF diagram.

An essential constituent of the calcareous varieties is sphene.

Vesuvianite is developed as a 2—3 cm large porphyroblast in the above-mentioned schist-complex. The optical property of it is stated on page 34.

Characteristic of all schists mentioned are the inclusions of small round grains of zircon in both biotite and hornblende. The inclusions are surrounded by a pleocroic halo. The biotite has a dark-brown absorption contrary to the green biotite developed in the magmatic or migmatic gneisses. Again, the pleocroism of the metamorphic sedimentary hornblende is of a characteristic greyish-green to yellow type in contradistinction to the bluish-green colour of the actinolitic hornblende from the Botten greenstone and the grass-green colour of the hornblendes from the magmatic amphibolites in the main gneiss-zone.

The Epidote-plagioclase Porphyroblast Schist from Røstøy.

Below the lime silicate schists at Røstøy, dealt with in the foregoing chapter, lying between these and the granodioritic gneiss, we find a few metres thick layer consisting of a peculiar schist. It is a dark schist containing some mm large porphyroblasts of plagioclase and epidote scattered in a groundmass consisting of small flakes of mica, quartz and plagioclase. The plagioclase is heterogeneously developed, the most basic of it being about An_{45} .

The epidote is ortitic in the core, gradually growing richer in ferric-epidote towards the rim.

No zircons have been observed in the biotite.

I have suggested a tuffaceous origin of this rock.

The Granites.

Especially in the gneiss-zones, granites are abundantly developed. A rather large granite-massive — the Ingdal granite — occurs as an oblong body in the central parts of the gneiss-zone which lies in direct contact with the Trondheim-district (Fig. 56). The same granite also appears on the opposite side of the Trondheim fjord. (The Rødberg granite.)

In the gneiss-zone, between Skaugdalen and Stjørnsfjord—Rødsjødal, numerous smaller and greater bodies of red potash granites are distributed. At Agdenes, the west point of the mouth of the Trondheim fjord, a number of long, but narrow ridges of granites are intruded as laccoliths or phacoliths in the gneiss and amphibolites. (Fig. 11—12.) The same can be said of the petrography of the gneiss-region farther to the north-west (Fig. 56).

In the amphibolite-schist-zone, granites do not usually occur. I have already mentioned the Rødberg granite, which occurs in the lime silicate schist of the Stadsbygd area. In the strike direction to the N. E. the great Hindrum body is intruded in the same schists.

All the granites found in the investigated area are of the same character. Most often they occur as oblong bodies parallel to the strike, usually forming ridges in the landscape. Very often the granites fill the anticlines of the gneiss and the amphibolite (Fig. 11 and 12). The age of the granite is younger than both the gneiss and the amphibolite as well as the schist. According to the well developed schistosity in the granite bodies, conformable with that of the adjacent rocks, they are certainly older than the last orogenic period of the area. I look upon them as being synorogenic because of the occurrence as tectonically deformed phacoliths or laccoliths filling the anticlines and intruding along plans of schistosity of the surrounding rocks.

Mineralogically, the granites consist of red potash-felspar, quartz, oligoclase- often developed as myrmekite-, biotite, a few grains of hornblende, often epidote and almost always a little sphene. The content of potash-felspar usually is greater than that of oligoclase. Table IV shows the chemical composition of a granite from Agdenes.

The Gneiss.

The geographical boundaries of the gneiss-zones have been discussed. For the greater part the gneiss-zones consist of various gneissous rocks of granitic and granodioritic composition. The name „Gneiss“ here used comprises various types which demand a detailed study. But, broadly speaking, the different varieties of the gneiss are bound together by so many common properties that I have found it expedient for this task to deal with the gneiss as a single, but highly heterogeneous rock.

The gneiss lies in intimate contact with the westerly border of the Trondheim schists. According to the publications of C. W. Carstens, the gneiss lies concordant below the Røros schists which is the lowest group of the Trondheim schists. Further, Carstens writes that the two different rocks are bound together by gradual transition in the mineral developments. Along the boundary just dealt with, the dip in both „formations“ is to the east (Fig. 54&55). North of the intruded Ingdal granite, the dip in the gneiss is north-westerly. Overlying the gneiss here, we find the same lime silicate schists as found in the Stadsbygd area on the opposite side of the Trondheim fjord. Farther northwards, the ground is composed of epidote amphibolite, which is a continuance of the Botten—Skaugdal amphibolites on the opposite side of the fjord. Then running farther to the north, the main coast gneiss-region occurs.

The geological feature of the gneiss along the western border of the Trondheim area explained above, is to be interpreted as a great anticline with the axis lying almost horizontally parallel to the border. The core of the anticline is occupied by the Ingdal granite, thereafter comes the

gneiss itself, and as the outermost shell comes lime silicate schist (Røros-group), and at last epidote amphibolite (Bymark-group). No doubt the gneiss and the Caledonian schists in the Trondheim-district are synorogenic. In other places, I have been able to demonstrate that the gneiss is younger than the embedded schists, and that it is formed metasomatically by granitic solutions.

Along the main road from Botten to Stjørnfjord, the gneiss-zone is beautifully uncovered. It is a heterogeneous rock (or collection of rocks) consisting of more or less assimilated, often boudinage-formed amphibolitic layers, a greyish relatively homogeneous „common gneiss“, and cross-cutting pegmatite veins commonly containing hornblende. The boundary between the Botten-Skaugdal amphibolites and the gneiss shows tectonical conformity and the dip stands nearly vertical. Along Skaugdal a migmatite-zone between the two rocks occurs. Here the gneiss is the youngest rock, penetrating the others along plans of schistosity and carrying shadowy vestiges of more or less assimilated amphibolite. Augen-gneiss is also here and there developed. Exactly the same development is found in the other amphibolite-schist complexes embedded in the gneiss-region. Profiles of the limestones (Fig. 14, 15, 16, 18) give the best understanding of the intimate relations between the gneiss and the sedimentary rocks. Observations on the gneiss in connection with studies of the abundantly distributed limestones indicate a metasomatic origin of the gneiss.

At Nesvatn (Fig. 56) we find a gradual transition from mica-garnet carrying lime silicate schists, through pegmatite-rich schist to a relatively homogeneous granitic gneiss, the sedimentogen origin of which is betrayed by the characteristic dark-brown mica, carrying zircon. Here we also find gneisses with mineral assemblages showing connection with amphibolites. Some of the hornblendes are transformed into biotite. Further, growing grains of microcline and greather amounts of quartz than found in the „frech“ amphibolites are a characteristic feature of the gneiss.

At Røstøy one variety of the gneiss is of special interest. It is a coarse schistose rock consisting of the main granodioritic minerals, and much muscovite in pseudomorphoses after cyanite. Also the smaller muscovite flakes included in the plagioclase are to be noticed. This rock, in my opinion, must be explained as primarily a cyanite-porphyroblast schist now metasomatically altered by potassium-rich solutions. In this connection we may remember that the schist-complex in the neighbourhood also contains cyanite-carrying schists not attacked by granitisation.

The features explained above can hardly be explained otherwise than strongly suggestive of a metasomatic origin of at least parts of the great gneiss-region.

From a mineralogical point of view, the most homogeneous igneous-like component of the gneiss does not exhibit properties suggesting a metasomatic origin. But, the geological feature taken in view, this one also may be explained as a migmatite. Especially the temperature during the formation of it is of interest. The numerous embedded limestone-complexes carefully studied by me testify to high temperatures for a pure

regional metamorphism. But the temperature during the metamorphism of the limestone is not high enough to explain an igneous origin of even the most homogeneous gneiss variety.

According to these explanations, I consider the gneiss as having developed by metasomatic replacement of the older rocks by potassium and silica in a form of dilute solutions of not very high temperature. An injection, along planes of schistosity, of more igneous granitic materials may occur, but it is certainly a more rare phenomenon. Finally, one cannot overlook the possibility that some of the gneiss might be older granitic or granodioritic rocks only re-crystallised to a high degree.¹

The Eclogite-amphibolite from Røstøy.

Embedded in the Røstøy gneiss I have found a peculiar basic rock. It is a fine-grained granoblastic rock almost without any trace of schistosity. But, along the margin towards the surrounding gneiss it is somewhat stressed conformable with the latter. The mineral association is as follows: pyrope-rich garnet occurs as some mm large porphyroblasts in a ground-mass consisting of quartz, hornblende, biotite and some plagioclase. Of special interest are the garnet and the hornblende. The garnet is light-brown, contrary to the red almandine found in the common amphibolites elsewhere in the gneiss. A optical determination gives $n:1,775$, indicating a garnet as follows: 45% almandine, 25% grossularite and 30% pyrope. This is a regular eclogite-garnet.

The hornblende also seems somewhat different from the common hornblende which is usual in this facies. Megascopically, it is light-green and the pleochroism is blue-green to yellow.

In my opinion, we have before us an eclogitic amphibolite. According to other investigators, eclogites are developed in other places within the gneiss-region.

Trondheimite intruded in the Botten amphibolites.

As an oblong vertical lenticle, the writer has found an acid quartz-rich diorite about 1 km south of Botten. The rock is distinctly foliated parallel to the adjacent schistose amphibolites. But inclusions of the latter in the former tell of the undoubtedly younger origin of the quartz-diorite.

The mineral association is: quartz: 50,76%, plagioclase: 38,45%, orthoclase: 3,90%, biotite: 1,55% and erts: 4,0% partially observed, and partially calculated from an alkali and silica determination. The plagioclase is a sodic oligoclase: An_{15} (Table V).

This rock is similar to the most acid varieties of the Trondheimites found along the whole Caledonian chain in Norway.

¹ Later investigations of the writer seems to prove that great parts of the most homogeneous light granitic gneiss are re-crystallized or migmatized arenaceous sediments of the sparagmitian formation.

The Limestones.

In intimate connection with the amphibolites and lime silicate schists, limestone layers very often occur. Along the north and south border of Lake Botten, Rissa (Fig. 56), two different marbles stand embedded in amphibolites and various schists. In the strike direction of them, farther to the north-east, limestones also occur in various places. At Storli (I) about half-way between Botten and Værran, some occurrences of marble are found a few km south of Skaugdalen. The writer has also found and investigated limestones or marbles at the following places: Hasselvik (III), Selva, Rødsjø, Hulvatn, Gølja, Nesvatn (IV), Røstøy (V), Valsøy (VI) and Almenningsøy (VII) (the numbers signify the positions on the map, fig. 56). According to K. Hauan and others, numerous other occurrences of marble are distributed all over the gneiss-region.

All marbles treated with in this paper are of one and the same type. They form layers alternating with amphibolites, lime silicate schists, and often also with granitic gneiss. In consequence of the fact that the marbles belong to different metamorphic isogrades, I have found it expedient to distinguish between 4 main groups:

Group I consists only of one limestone occurrence, namely the marble at Storli (I). It is a low-grade regional marble containing only few reaction minerals. The surrounding rocks are green-schists consisting of low-grade minerals. According to older geological maps, the area belongs to the Trondheim schists.

The following minerals are found in the limestone: muscovite, amesitic chlorite, zoisite and clino-zoisite, albite, quartz, a few grains of sphene, and apatite.

Group II contains the marbles around Lake Botten (II). The Berg—Modal marble runs as a vertical layer along the south border of Botten. It is an impure limestone containing much aluminous and siliceous material. The rocks in the immediate vicinity are actinolite-carrying green-schists and the uralite-blasoporphyritic amphibolites mentioned in the description of the Botten amphibolites (page. 155).

The minerals of the marble are: epidote, albite, talc, quartz, sphene and apatite. At the low-grade part of it, chlorite exists as an essential mineral.

From a petrological point of view, the Baustad—Kvithyll marble along the north side of Lake Botten is of more interest. Here the mineral reactions, dividing Group II from Group I, have taken place completely. The intimate adjacent rocks are garnet-carrying epidote amphibolites and mica-hornblende schists.

In this marble the first trace of reaction-scarc occurs in which epidote and actinolite or talc are developed.

The following minerals occur in the limestone: epidote, talc, potash-felspar, a few grains of actinolite, quartz and some grains of sphene. Neither muscovite nor chlorite exist in direct contact with calcite.

Belonging to Group III we have marbles at Selva, Hasselvik, Rødsjø and Hulvatn (Nesvatn). Apart from the last-mentioned one, all the

occurrences are of exactly the same metamorphic grade. In consequence of that fact, only the Hasselvik marble is given a wide description in this paper.

The Hasselvik marble is re-crystallized under distinctly higher T, (P) conditions than those treated with in the previous groups. The surrounding rocks are relatively coarse-grained amphibolites and mica-garnet schists.

Fig. 15 shows a cross-section of the Hasselvik-complex. The reaction minerals found in the marble are tremolite, diopside, zoisite, scapolite, microcline, andesine and more sodic plagioclase, biotite, phlogopite, talc, sphene, pyrite and chalkopyrite.

The minerals — especially scapolite, diopside and zoisite — occur along the margin of the marble, between it and the contact rocks. They thus make a reaction-scarn.

The tremolite is a Mg-rich variety. It is the most abundant reaction mineral found as small grains scattered in the marble. Scapolite and diopside, along with zoisite and sodic plagioclase, form synantectic minerals in the intimate contact between calcite and minerals as hornblende and biotite.

(All the minerals here mentioned are given a description on page 60—64).

In Group IV the Røstøy, Valsøy and Almenningøy marbles are placed.

Here we find highly metamorphic marbles lying in a region intensely attacked by migmatitisation. But the marbles themselves are not much attacked by the granitic pore-liquids, most certainly because of the resistant armour consisting of amphibolite which is hardly attacked by the granitic „ichor“. The reaction scarn between marble and contact silicate-rocks is beautifully developed, with a thickness of up to 10 centimetres, consisting of diopside, scapolite, epidote and sodic plagioclase and sphene. I have, also found a vesuvianite on Røstøy and grossularite- and pyrop-rich garnet on Valsøy and Almenningøy. Of interest are different varieties of cumingtonites found in the scarn around the dolomite on Almenningøy. Tremolite or other sesquioxide-poor calcium-carrying hornblendes are not found, but hornblende, rich in Al and Fe, is an essential constituent of some of the scarn rocks.

(The optical properties of most of the minerals mentioned are found on page 67—77).

All the marbles investigated by the writer are dynamo-thermally metamorphosed without any pneumatolytic effect, as no minerals containing F or Cl or other elements of a pneumatolytic origin are found. Some occurrences in the gneiss region have been penetrated by granitic solution during the migmatitisation of the area, but this process was unable to induce any essential difference in the mineral assemblage. The only minerals which possibly carry some pneumatolytic elements are scapolite and hornblende. Chlorine determinations in two scapolites gave 0,13 and 0,10% Cl. In connection with the optical determination, defining the

scapolites to about $Me_{60}Ma_{40}$, this classifies the scapolite as a mixcrystal of mejonite and carbonate-marialite containing only very little Cl. A determination of fluorine in a hornblende from Valsøy resulted in 0,19% F.

Reaction-scarn.

The numerous limestone deposits widespread all over the investigated area have been re-crystallized under diverging dynamo-thermal conditions. I have thus had the opportunity of studying the development of reaction-scarn through highly different steps of regional metamorphism. True reaction-scarn does not occur at lower temperature than that represented by the stability field of diopside and scapolite. The scarn at Hasselvik is not more than a few mm thick, and often difficult to see with the naked eye. But in the more intensively metamorphosed limestones in the coast region, the scarn is developed in up to 10 cms thick zones between marble and silicate-rocks. In places where the granitic pore-liquid has been able to press forward, reaching the marble itself and its intimate adjacent rocks, the scarn-zone is making greater rocks. This is because of the great mobility of the atoms in a soft rock rich in pore-liquid. It is of interest that no typical pneumatolytic minerals, such as fluorite and condrodite, are developed in spite of the fact that granitic and metasomatic rocks exist in intimate contact with marbles. Most generally, the granitic pore-liquid did not reach the marble itself, probably because of the relatively thick layers of amphibolites which protect the marbles themselves from migmatitisation. The amphibolites are, as already mentioned, very resistant to granitisation.

The following minerals have been studied more accurately from a genetical point of view: epidote, scapolite, tremolite, actinolite, common hornblende, diopside, sphene, potash-felspar, rarely vesuvianite and plagioclase. (page 82—89)

Epidote is formed as one of the first minerals during progressive metamorphism of impure limestones. Kaoline reacts with calcite forming epidote. (page 82). At some higher temperature, represented by the Botten marbles, muscovite and chlorite are no longer stable in direct contact with calcite, but react to form epidote, potash-felspar and talc (in Mg-rich environment), or actinolite (in Fe-rich environment), (page 82). During the whole temperature interval by which the limestones under consideration are re-crystallized, plagioclase may react with calcite forming epidote, according to the equation on page 83.

Scapolite is a mineral of the scarn, which in its manner of occurrence is in many ways equal to epidote. The mineral is not stable at the lowest part of the stability-field of epidote. It occurs in the parageneses of the diopside-marbles. Plagioclase and calcite at that temperature often develop scapolite as synantectic mineral, as shown on page 83—84. Scapolite and epidote occur side by side, and the physico-

chemical environments encouraging the one mineral in preference to the other are not easy to understand. In my opinion, especially the content of CO_2 in scapolite, and the water content in epidote may be the cause of a chemical parting between the two minerals in regard to the genesis of them during the reactions treated with above. As no albite-liberation is observed in the scapolite reaction, the albite itself may react with calcite forming carbonate-marialite, as shown on page 84.

Actinolite and tremolite may appear as already explained. Also by direct reaction between talc and calcite, the Fe-free tremolite may occur (page 85).

Diopside is formed as a sesquioxide-carrying diopsidic pyroxen by reaction between calcite and minerals with lower $\text{Ca}/(\text{Mg}, \text{Fe})$ ratio than the diopside itself. An almost pure diopside is developed in the dolomite-marble on Almenningøy, as a product of reaction between dolomite and quartz (page 85).

Sphene is a very abundant mineral in the reaction-scarn. Sphene appears in a gradually increasing amount going from the biotite- or hornblende-rich contact rocks to the diopside-carrying reaction-scarn. Such a manner of occurrence indicates that the sphene is produced by the same reactions as those which produce the reaction-scarn. Chemical analyses of diopside found in reaction-scarns show a very small amount of TiO_2 . But analyses of hornblende usually show, according to Barth and Ecker-mann, more than 1%, and, as commonly known, biotite is able to catch a great amount of titanium in its lattice. Thus, a great amount of sphene in the narrow scarn-zone, not found in other places in the limestones, does not demand any metasomatic conveyance of titanium, but it is fully explained by reactions between the existing minerals. Another question is, whether sphene is excreted as a result of the impossibility of diopside absorbing TiO_2 , or whether the reason is an extreme affinity between CaO and TiO_2 in excess of silica. The secretion of sphene associated with biotitisation of hornblende during granitisation, speaks for the latter possibility. Here the new-formed mineral: biotite, is able to catch more TiO_2 than the reacting hornblende; in spite of this fact, sphene is developed. Parallel with the formation of biotite, the calcium of the hornblende is set free, being able to react with the titanium, which possibly is made active by the biotitisation.

Potash-felspar occurs already at a relatively low temperature as a product of reaction between muscovite and calcite (equation page 82). The mineral is also developed as a bi-product by reaction between biotite and calcite at higher temperature (page 87).

Plagioclase may react in three different ways in contact with calcite: 1. It may form epidote by liberation of albite. 2. It may give scapolite as synantectic mineral, and 3. the plagioclase may become more basic. The two first possibilities are treated with above. Now we are going to look at the last one. The reaction demands physico-chemical conditions at which a more basic variety than the original plagioclase is stable. Further, it demands a pore-liquid relatively rich in alumina, so

that the conveyed calcium can react with alumina (and silica) forming anorthite-molekule, which forms mix crystals with the original plagioclase. In a chemical environment poor in Al, an eventual calcium-metasomatism only results in epidotisation or scapolitisation.

Garnet and vesuvianite are formed in calcite contact at the highest temperature developed in the studied area.

The Metamorphism.

The study of metamorphosed rocks will offer the geologists two different problems to solve. 1. The temperature and pressure conditions during the deformation of the area under discussion must be fixed in order to arrive at an understanding of the genesis of the area. 2. One has to define the physico-chemical stability of the different minerals as accurately as possible. The former problem is of local field geological interest, the latter of more main petrological interest. Knowing the stability of all minerals, we also know the reaction of them at different chemical and physical conditions. During my study of the metamorphism in the Fosen area I have tried to solve both problems.

By means of index-minerals of more or less known stability in regard to the temperature, and less accurately, in regard to the pressure, I have been able to determine the relative variation in P,T conditions during the metamorphism of the district. The materials studied have also been very suitable in fixing the stability conditions of some of the occurring minerals.

The Lowest grade of metamorphism is developed along the strike from the southern border of Lake Botten (Fig. 56) to north-east. We may distinguish between two different isogrades within that zone. The lowest-grade rocks are found at Storli. The limestones contain muscovite and chlorite in stable chemical equilibrium with calcite. Further occur epidote or zoisite and albite in direct contact with calcite. To explain the paragenese: epidote, muscovite and calcite, I have drawn an A,CK-diagram (Fig. 27). In an A,CF projection representing this facies, we are not allowed to place muscovite in the A,-corner. Here undoubtedly must be placed kaoline or another clay-mineral. As fig. 28 shows, I cannot agree with P. Eskola with regard to the boundary lines in his A,CF diagram representing green-schist-facies (P. Eskola 1939).

No more basic feldspar than An_{10} is observed.

To the north and south of this low-grade strip, the mineral assemblages of the rocks distinctly show that the metamorphism has been somewhat higher. Actinolite occurs as reaction mineral between calcite and chlorite. Northwards, towards the gneiss-region at Uddu (Fig. 56) the following variations in the mineral reactions are observed: the actinolite gradually turns more like „common hornblende“, the plagioclase becomes more and more basic, up to An_{18} , and the chlorite disappears leaving its place to the garnet.

Muscovite is no longer stable in intimate contact with calcite, but reacts, forming epidote and potash-feldspar (Fig. 33).

The writer has found that talc is in stable equilibrium with calcite in the Fe-poor marbles (seldom an Fe-rich actinolite is found here) at the same P,T conditions as an actinolite, or a „common hornblende“ is in equilibrium with calcite in the Fe-rich silicate-rocks. This is explained by the fact that hornblende is a mixed-crystal consisting of both Fe and Mg silicates, and that talc is unable to take more than about 2% Fe-silicate in solid solution. Because of these phenomena, the ferrous pore-liquid is saturated in respect of Fe-rich actinolite by calcareous environments at the same temperature, or perhaps at a lower temperature than that at which talc is stable together with calcite in a Fe-poor pore-liquid. The Mg-rich tremolite is also, in my opinion, unstable at these low temperatures. Fig. 30 and 31 are thus two different A,CF diagrams representing the same P,T conditions, the one representing Mg-rich rocks and the other showing Fe-rich parageneses.

Coastwards, through the gneiss-region, there occur numerous amphibolite-limestone complexes very suitable for the study of varying metamorphism. The next step in the metamorphic grade are the tracts at Hasselvik, Selva and Rødsjø. As a distinct temperature index-mineral, diopside occurs. In the highest part of this isograde, hornblende and other minerals with lower Ca/Mg relations than that of diopside react with calcite, forming diopside. Further, directly in contact with calcite, occur scapolite, epidote or zoisite, and sodic plagioclase. Talc is no longer able to exist side by side with calcite. The two minerals react, forming tremolite (or further to diopside). It is to be noted that only albite (An_{10}) exists along with calcite. But in association with epidote and hornblende, and/or biotite, occurs an andesine (An_{82}). As the alumina-silicate of this facies cyanite is to be placed. Staurolite is found in the same isograde. Perhaps it is only stable at the lowest temperatures of the isograde.

Regardless of epidote and scapolite, the A,CF diagram of the facies developed at Hasselvik etc. is shown in fig. 35. In distinction to the amphibolite facies diagram of Eskola, my diagram does not carry wollastonite.

The highest grade of regional metamorphism is developed by the amphibolite-limestone layers embedded in the gneiss along the coast from Røstøy to Almenningøy. Vesuvianite indicates high temperature, and grossularite rich in pyrop and almandine indicates high pressure during the metamorphism of the district. The well-developed reaction-scarn zones between marbles and silicate-rocks also give proof of a stronger metamorphism. Still diopside, scapolite and epidote are the most common scarn minerals. Common hornblende is stable, but sesquioxide-free actinolite or tremolite seem to be unstable. The assemblage: zoisite, diopside and cummingtonite, found at Almenningøy, give positive evidence of the unstability of sesquioxide-free hornblende. According to the assemblage mentioned which is free from sodium we are able to draw an A,CF projection not affected by Na_2O (Fig. 36). As only a plagioclase of andesine-labradorite composition, and more sodic,

is stable without saussuritisation, sodium will have a very great effect on the diagram. At first An has to get its place in it (as mixed-crystal with albite). Further, the hornblende field is removed from the A corner towards the C corner because of the possibility of substituting for CaO by Na₂O in hornblende. The result of the removal of the boundary lines is seen in fig. 37, which represents Na₂O-carrying rocks.

The temperature during the orogenic development of the Fosen district may be determined to about 350 degrees in the green-schist of the Storli area according to the spilite-reaction (Eskola 1935). According to the analogy between the metamorphic facies developed within the outermost coastal region, and the facies developed in the archæan rocks of southern Norway studied by Barth, (1922), the highest temperature may be somewhat around 500 degrees.

The pressure during the metamorphism is more difficult to determine. But according to the occurrence of garnet rich in pyrope, and the stability of epidote at an uncommonly high temperature, the pressure — at least in the outermost coastal zone — might have been higher than common in most dynamo-thermal metamorphic areas.

The field-geological results of the study of the metamorphism are that the area can be divided into zones of different degrees of dynamo-thermal metamorphism. The zones are usually parallel with the strike. Going from the lowest zone at Botten and Storli (Fig. 56) the metamorphism increases towards the gneiss-boundary at Uddu. Also in the gneiss-region itself, the metamorphism varies wave-formed transverse to the strike. The best understanding of this varying is given in profile Fig. 55.

The stability of many of the minerals investigated is seen in fig. 38. The vertical axis represents the increasing temperature and pressure. It is of special interest that epidote occurs all over the P,T interval, and that plagioclase in association with epidote (calcite-free paragenese) gradually becomes more and more basic at increasing temperature (line *a* in fig. 38). Further, we must notice that plagioclase is not stable in contact with calcite but reacts, forming epidote and setting albite free (line *b* in Fig. 38).

The common occurrence of epidote and anorthite-rich plagioclase in stable equilibrium with each other, not only in the area dealt with by the writer, but also in numerous other areas described by many writers, leads to the AC FN tetrahedron diagrams (Fig. 40, 41 and 42). As only a more or less sodic plagioclase is stable at the physical conditions developed in the area dealt with, sodium is not only a constituent which adventitiously occurs, but it is a highly important component of the rocks deciding the development of plagioclase. Taking Na₂O as a component, and looking at the plagioclase as one phase — a homogeneous solid solution of anorthite and albite — none of the parageneses containing plagioclase and epidote and 2 femic essential minerals must be looked upon as unstable on a phase-rule point of view. The components are Na₂O, CaO, (Al, Fe) ₂O₃ and (Mg,Fe)O, the phases are for example

plagioclase, epidote, hornblende and garnet or diopside. 4 components equal to 4 phases.

Rocks, the projection point of which is lying in one of the distorted tetrahedron in the A CFN diagrams, contain the 4 minerals represented by the corners of the tetrahedron. This cannot be accepted according to the tetrahedrons, the one side of which is the line: Pl-Albite. The line mentioned represents one mineral, namely the mixed-crystal: plagioclase. Accordingly, the last mentioned tetrahedron represents only three-mineral parageneses. The A CFN diagram (Fig. 40) gives the stable 4-mineral parageneses developed under P,T conditions found at Botten. Fig. 41 represents the facies developed at Hasselvik, etc., and fig. 42 gives the sodium-parageneses at P,T environment developed in the outermost coast-zone. Fig. 43 is the plan A CN of an A CFN diagram. We see that no anorthite-carrying plagioclase is stable in intimate connection with calcite. The hornblende-field in diagram 42 is of some interest. In my opinion, the hornblende-field is only in contact with the A CF-plan between the line epidote-garnet and the line cummingtonite-epidote. Nearer to the CF-line, the hornblende is lying somewhat above the A CF-plan indicating a content of sodium in the hornblende. How far towards the CFN-plan the hornblende-field may reach is not possible to determine because of the lack of observations. Fig. 44 shows a vertical section along the hornblende-field in diagram 42.

From a theoretical, physico-chemical point of view, we are now going to consider the parageneses containing epidote and plagioclase. No doubt an equilibrium must exist between epidote and anorthite-molekule in the plagioclase. Considering the equation on page 121 showing how anorthite may be decomposed to epidote, alumina-silicate and quartz, we see that all four minerals cannot exist together in a stable equilibrium.

In excess of silica and water, only two minerals may occur side by side with quartz, according to the phase-rule. But, considering albite, the equation is as mentioned on page 121. Here basic plagioclase decomposes to a more sodic variety and epidote under liberty of cyanite. Now plagioclase, epidote and cyanite may exist together without any opposition to the physico-chemical laws.

As all experiences prove, the vapour pressure of epidote increases with the temperature more rapidly than that of anorthite. This is proved by the relative stability of the two minerals. In the mixed-crystal: plagioclase, the partial vapour pressure of the anorthite-molekule decreases with an increasing amount of albite-molekule in the solid-solution. This result is arrived at in physico-chemical considerations.

At low temperature epidote is stable and anorthite unstable, that is to say: the vapour pressure of epidote is lower than the vapour pressure of pure anorthite. We must notice that the chemical composition of epidote and anorthite does not differ much. Epidote and anorthite are also stable together when their vapour pressures are equal. Since the partial vapour pressure of anorthite-molekule of a plagioclase decreases gradually with an increasing amount of albite in the plagioclase, it must

always be a plagioclase-variety which has the same vapour pressure as epidote (considering temperature below the stability of pure anorthite). Exactly this plagioclase-variety is stable along with epidote.

And as the vapour pressure of both epidote and plagioclase varies with P and T, the composition of the plagioclase, which is in stable equilibrium with epidote, also varies with the P and T conditions. At decreasing temperature a gradually more sodic plagioclase is stable in contact with epidote.

Fig. 47 shows the variations in the vapour pressure of plagioclase and epidote at varying temperatures and composition of the solid phase. The surface C D O E is the anorthite-partial vapour pressure of the plagioclase. A C is the vapour pressure of epidote. At temperature T, for instance, the plagioclase of the composition γ has the same vapour pressure as epidote, and so forth.

In fig. 49, the vapour pressure of some plagioclase varieties is projected in the vertical plan parallel to the P or T-axes in fig. 47 and 48. In relation to the plagioclase varieties which are in equilibrium with epidote, some index-minerals are placed.

Potassium-minerals are also widely distributed in the investigated rocks, but, because of the insensitiveness of minerals such as microcline and biotite to variations in the physical environment, potassium parageneses has not been studied so minutely by me. Nevertheless, according to observations in the granodioritic and granitic gneiss and the potassium-carrying scarn-rocks, I am able to draw diagram fig. 50, representing the associations found in the lowest grade of the Botten facies, and diagram fig. 51 showing the possible associations of minerals under circumstances developed in the P, T-interval lying between Hasselvik and Almenningøy.

In order to avoid the difficulty of geometric illustration of rocks consisting of five components, I have had in mind the isomorphism of Na and Ca in the plagioclase, and used a tetrahedron, the four corners of which represent 100% (Ca, Na₂), O, (Al, Fe)₂O₈, (Mg, Fe) O and K₂O respectively. When considering the Na, all the distorted tetrahedrons, the one corner of which is identical to the Pl + Ep-point, may on a maximum represent five essential minerals. Now, when the rocks are so rich in sodium that a plagioclase with a deficiency of anorthite in respect to that which on a maximum develops, epidote is not chemically stable and the rocks only consist of four essential constituents. In calcareous rocks, regardless of any excess of sodium, the Pl + Ep-corner represents, in as much as they contain some amount of sodium at all, epidote and/or scapolite and albite. Intermediate rocks develop epidote and/or scapolite and the maximum anorthite-carrying plagioclase at the Ep + Pl-corner.

Epidote amphibolite facies have been studied by many a researcher: Barth, Vogt, Turner, Becke and later by Eskola and included by him in his mineral-facies series. According to the facts explained in the previous pages, epidote is not any very suitable mineral used

as index-mineral representing any facies. It has a very wide range of stability — perhaps the whole range of P, T conditions represented by dynamo-thermal metamorphism (regional metamorphism) — and as seen before, it stands in variable chemical equilibrium to plagioclase, one of the most essential rock-forming minerals. A so wide-reaching facies must be divided into numerous subfacies represented by minerals with a smaller field of stability. For instance, we may distinguish between the sub-facies which do not carry garnet (almandine) and the sub-facies in which garnet is stable. Further, in the garnetiferous facies, we may use diopside as an index-mineral. Within the diopside-carrying facies it is possible to distinguish between more temperature-steps by means of the stability of grossularite, of tremolite-actinolite and of vesuvianite. At the high temperature represented by the diopside-carrying epidote amphibolite facies, does not epidote often occur because of the possibility of the plagioclase carrying relatively much anorthite in stable solid-solution; and, in spite of the stability of epidote at those P, T conditions, it is a rare rock-forming mineral. Here we have the uppermost boundary of the epidote amphibolite facies, but, theoretically, the facies mentioned reach up to a temperature at which the epidote is unstable, leaving its place to other Ca, Al minerals, such a grossularite, vesuvianite and pure anorthite.

The Fosen area seen in relation to the Trondheim district.

The district investigated in this paper is of great interest for the understanding of the western limitation of the Caledonian chain. Up till to-day, the Fosen area, most certainly owing to the lack of field-observations and of chemico-microscopical data, is considered mostly to consist of older pre-Cambrian basement with interfolded schist of Caledonian age, and, in the general opinion, of intruded granites of a younger age. In recent years, interesting views on the more southerly west-boundary of the Trondheim-district have also had some influence on the opinion as to the age and „stratigraphic“ placing of the Vestrand. Holtedahl, for instance, in his map of the Caledonian chain in Scandinavia looks upon the Vestrand as consisting of deep-seated, highly migmatic Caledonian rocks. Already Kjerulf regarded some of the relatively low-grade metamorphic amphibolites and limestones as Trondheim schist of Caledonian age. Thus, the epidote amphibolites along Skaugdal and at Botten have been shown by Kjerulf to represent a direct continuation of the Trondheim schists around the Værran fjord. In endeavouring to arrive at a clear idea of the relation between the presumed archæan basement and the Caledonian rocks, the boundary between the afore mentioned tracts of Trondheim schist and the gneiss itself must be investigated. Also the contact between the Trondheim district and the „pre-Cambrian“ gneiss west of it, at Ingdal (Orkdal), is a critical area of attack. I have specially dealt with the Botten—Skaugdal area (Fig. 56). These different rocks are previously widely described. The geological observations, the chemical analyses, and the mineral assemblage all point in the same direction, namely

that the epidote amphibolite here is identical to the green-stones of the Bymark-group. The chemical analyses of the Botten amphibolites are compared with analyses of some green-stones belonging to the „green-lavas,, of the Trondheim district. Tables XI a & b are from Botten and c & d are Trondheim schist. The occurrence of a Trondhemite intruded in the amphibolite is a fact of considerable interest. After the fixing of the Botten amphibolite as identical to the Bymark-group of the Trondheim district, we must look at the adjacent rocks. To the south lies lime silicate schist concordant under the amphibolites. The mineral assemblage of this schist is the same as of the schists belonging to the Røros-group of the Trondheim district, and, especially in respect to the stratigraphic position, I cannot but identify them to the Røros-group. The Rødberg granite is intruded into the core of the half-developed anticline formed by the schist mentioned. Some traces of granitisation are observed around the granite. Going to the opposite side of the Trondheim fjord, the anticline is symmetrically developed along the western border of the Trondheim district. The whole gneiss-zone makes the core of the anticline. The westerly flank of the anticline consisting of amphibolites and lime silicate schists, lies within the Vestrand (Fig. 55 and 56.) The easterly, unmigmatized flank lies within the Trondheim district and is named Røros schist (or Bymark group). The conformity and the gradual transition between the gneiss and the schist are dealt with previously. (page 158—160)

Now, we go back to the north boundary of the Botten area. Here we find the main gneiss-zone in contact with the amphibolites. The boundary is tectonical conform. Further, the gneiss shows a migmatic development with boudinages and more or less assimilated remnants of amphibolite. The writer has, under the description of the gneiss, given evidences of the migmatic origin of parts of the gneiss. It is synorogenic with the amphibolites and also with the different schists and limestones.

It is of considerable interest to define whether or not the numerous smaller embedded marble-amphibolite-complexes in the gneiss are of the same primary age as the Botten rocks. Many facts strongly speak for all be of the same age. Geologically they are equal to each other and to the Botten amphibolites. The only difference is the various grades of metamorphism under which they are re-crystallized. Chemically the limestones of the different complexes are very analogous, containing a small amount of Mg and Fe, exactly as the limestone met with in the Trondheim-district. Only one marble is almost pure dolomite. Further, the relation between the gneiss and the different complexes is exactly the same, with the former as the youngest metasomatically formed rocks. A fact which must not be overlooked is the gradual varying grade of metamorphism developed in the various layers. The metamorphism binds the complexes together. The possibility of having so analogous complexes belonging to different primary formations interbedded in the same gneiss-formation seems to be beyond all belief.

With regard to the facts explained in the foregoing, I have no room left for any undeformed basement rocks. I do not, by any

means, overlook the possibility of great parts of the gneiss being older, pre-Cambrian basement rocks, now in a high degree re-crystallized and completely devoid of their primary feature. The schematic profile 55, shows a very similar feature to that of Wegmann (1935). Going from the western boundary of the Trondheim district, we meet with a zone of „Unterbau“ in which granites have been intruded (the Ingdalgneiss and granite). Passing then coastwards, the migmatite-frontier lies deeper below the Botten—Lensvik amphibolites, laying „Überbau“, or, better still, the zone between „Unterbau“ and „Überbau“, bare. Farther to the north-west, the „Unterbau“ again crops out (the main gneiss-zone), and after a further syncline in the migmatite-frontier along the Gølja—Smøla tract, the „Unterbau“ occupies most of the area in the outermost coast area. I thus consider having explained that the Vestrand is none other than a continuance of the Caledonien chain developed in the Trondheim district, to the north-west. The metamorphism varies from very low, green-schist facies to the highest grade of regional metamorphism. The former facies is often found in younger chains, but the latter mentioned high grade of regional metamorphism is usually met with in the pre-Cambrian rocks only. This is in conformity with the recent view on folding chain. According to this view the deep roots of every folding chain are exposed to the same physico-chemical environments as existing in most of the pre-Cambrian rocks during their deformation.

All the features — the high grade of metamorphism developed in the rocks unaffected by migmatitisation, the migmatitisation itself and the intrusion of granite — are, in my opinion, properties resulting from the high temperature and the high pressure developed during the orogeny of the Caledonian chain.

Litteraturliste.

- Barth, Tom F. W.: Kalk und Skarngesteine im Urgebirge bei Kristiansand N. J. Min. Beilage-Band 57 Abt. A. 1928 S. 1069.
- Om oprinnelsen av enkelte grunnfjellsamfiboliter i Agder. Norsk geol. tidsskr. Bd. XI 1930 s. 219.
- Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. Part II: Petrology and metamorphism of the Paleozoic rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 47. 1936 p. 775.
- Progressiv metamorphism of sparagmite rocks of Southern Norway. Norsk geol. tidsskr. Bd 18. 1938 s. 54.
- Carl W. Correns, Pentti Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
- On Contact Minerals from Pre-Cambrian Limestones in Southern Norway. Norsk geol. tidsskr. Bd. VIII 1924 s. 93.
- Becke, Friedrich: Zur Facies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. Tschermaks min. petr. Mitt. Bd. 35, 1922, S. 215.
- Bugge, Jens: Geological and petrographical investigations in the Arendal District. Norsk geol. tidsskr. Bd. 20. 1940.
- Carstens C. W.: Zur Frage der Genesis der Eisenerzvorkommen von Fosen, Norwegen. Zeitschrift für praktische Geologi 1925, S. 94.
- Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. Norges geol. unders. Nr. 83. Årbok 1918—1919 s. 50.
- Oversikt over Trondhjemsfeltets bergbygning. Det Kongl. Norske Vid. Selsk. Skr. Trondhjem 1918—1919.
- Der unterodovicische Vulkanismus auf Smølen. Skr. Vid.-selsk. Kristiania. Mat.-Nat. Kl. 1924. Bd. 2. No. 19.
- Eckermann, Harry von: The Rocks and Contact Minerals of the Mansjø Mountain. Geol. för. i Stockholms förh. B. 44. 1922 s. 203.
- The Rocks and Contact Minerals of Tennberg. Geol. för. i Stockholm förh. Bd. 45. 1923 s. 465.
- Eskola, Pentti: Om Sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning o. s. v. Bull. Comm. geol. Finland. No. 44. 1914.
- On the Eclogites of Norway. Skr. Vid.-selsk. Kristiania. 1921. Mat.-Nat. kl. No. 8.
- U. Vuoristo, K. Rankama: An experimental illustration of the spilite reaction. Bull. Comm. geol. Finland. No. 119. 1937 p. 61.
- On Contact Phenomena Between Gneiss and Limestone in Western Massachusetts. Journ. Geol. Vol. 30 No. IV 1922 p. 265.
- Tom. F. W. Barth, C. W. Correns: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
- Goldschmidt, V. M. Die Kalksilikatgneise und die Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebiets. Skr. Vid.-selsk. Kristiania Mat.-Nat. kl. 1915 No. 10.
- Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Skr. Vid.-selsk. Kristiania Mat.-Nat. kl. 1916 No. 2.
- Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Skr. Vid.-selsk. Kristiania. Mat.-Nat. kl. Bd. I. 1911 No. 1.
- Hauan M. Dagbok for 1897. Norges geol. unders. arkiv.

- Holtedahl, Olaf, and Baily, E. B.: Northwestern Europa, Caledonides. Regionale Geologie der Erde. Bd. 2 Abs. II Leipzig 1938.
- Kort meddelelse om geologiske iakttagelser —. Norsk geol. tidsskr. Bd. 18. 1938.
- Keilhau, B. M. Gæa Norvegica, Kristiania 1850.
- Kjerulf, Th. Om grundfjeldets og sparagmittfjeldets mægtighed i Norge. Univers. prog. første halvår 1870. Kristiania 1871.
- Kolderup, C. F. and Kolderup, N. H. Geology of the Bergen Arcs System. Bergens Museums skr. nr. 20 1940.
- Magnusson, N. H. Långbans malmtrakt, geologisk beskrivning. Sveriges geol. unders. Serie Ca. 1930. No. 23.
- Philipsborn, H. von. Beziehungen zwischen Lichtbrechung etc, Sächs. Akad. Wiss., Mat. Phys. Klasse 40. 1928.
- Reusch, Hans. Nogen bidrag til Hitterens og Smødens geologi. Norges geol. unders. No. 69. 1914.
- Rosenqvist, Ivan Th. Om Øiegneisdannelse i fjellkjeder. Norsk. geol. tidsskr. Bd 21. 1941 s. 165.
- Schetelig, J. Hitteren og Smølen. Norsk geol. tidsskr. Bd. II no. 10, 1913.
- Törnebohm, A. E. Grundragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Stockholm. 1896.
- Turner, F. J. Oligoclase in schists. Geol. Mag. Vol. 70. 1933, p. 539.
- Sundius, N. Über die Mischungslücken zwischen Antophyllit-Gebiet, Cummingtonit-Grünerit und Tremolit-Aktinolith. Tschermaks min. petr. Mitt. Bd. 43, 1933, S. 422.
- Vogt, Th. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. Norges geol. unders. 1927. No. 121.
- Norges geol. unders. 1924. No. 122 s. 94.
- Wegmann, C. E. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundsch. Bd. 26. 1935.
- Winchell A. N. The Anthophyllite and Cummingtonite Grünerite series. Am. Min. Vol. 23. 1938 p. 329.
- Optical Mineralogy. 1924.
- Wright W. I. The compositions and occurrence of garnet. Am. Min. Vol. 23. 1938 p. 436.