

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 159

**ET GNEIS-AMFIBOLITT-
KOMPLEKS I GRUNNFJELLET
I VALDRES**

SUMMARY:

A COMPLEX OF GNEISSES AND AMPHIBOLITES
IN THE ARCHAEOAN OF VALDRES,
SOUTHERN NORWAY

AV

TRYGVE STRAND

MED 14 FIGURER I TEKSTEN



OSLO 1943

I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

E. V. G. M.

Innhold.

	Side
Innledning	5
Beskrivelse av bergartene	9
Kartbladet Slidre	9
Det søndre grunnfjellsvindu vest for Slidrefjorden	9
Det nordre grunnfjellsvindu mellom Øyangen og Fleins- endin	14
Kartbladet Aurdal	19
Alminnelig del	39
Litteratur	53
English Summary	54

Fortegnelse over beskrevne og omtalte bergarter.

Gabbroide bergarter.

Gabbroer: E31ø 373 s. 9, E31ø 379 s. 9. Hornblendegabbro (gang) F32v 618 s. 24. Doleritt F32v 508 s. 36. Saussurittgabbroer: E31ø 302 s. 14, E31ø 334 s. 15, F32v 506 s. 36.

Amfibolitter: E31ø 374 s. 9, E31ø 304 s. 15, E31ø 226 s. 16, F32v 510 s. 25, F32v 649 s. 26, F32v 638 s. 30 (analyse), F32v 635 s. 33, F32v 514 s. 37.

Anorthosittiske og ultrabasiske bergarter.

Anorthositter: E31ø 396 s. 13, F32v 511 s. 25, F32v 580 s. 38. Hornblende-peridotitt: E31ø 314 s. 16.

Kvartsdiorittiske bergarter.

Kvartsdioritter: E31ø 370 s. 11, E31ø 333 s. 15, F32v 615 s. 19 (analyse), F32v 616 s. 23.

Plagioklasgneiser: F32v 512 s. 24, F32v 647 s. 26, F32v 619 s. 27 (analyse), F32v 621 s. 29 (analyse), F32v 326 s. 36, F32v 576 s. 37, F32v 543 s. 39, F32v 623 s. 39.

Plagioklasgranittiske og -aplittiske bergarter.

Plagioklasgranitt: E31ø 298 s. 15. Lyse plagioklasgneiser: E31ø 196—97 s. 16, E31ø 317 s. 18, F32v 490 s. 35. Mylonittskifrige bergarter: E31ø 201—02 s. 18, F32v 327 s. 36.

Aplitter: F32v 617 s. 23, F32v 648 s. 26, F32v 639 s. 34.

Granittiske og pegmatittiske bergarter.

Mikroklinførende gneiser: E31ø 224 s. 18, F32v 484 s. 34. Mylonittskifrig mikroklinførende bergart: F32v 542 s. 39. Pegmatitt: F32v 488 s. 34.

Ekstremt kvartsrike bergarter.

F32v 636 s. 35, F32v 581 s. 38.

Innledning.

På kartbladet Aurdal er fjellgrunnen utelukkende grunnfjell i den sydøstlige delen, mot nord blir grunnfjellet dekket av kambrisk skifer og overliggende alloktone bergarter tilhørende den kaledoniske fjellkjede. Som det sees av oversiktskartet strekker grunnfjellet seg oppover gjennom Begnas dalføre nesten opp til kartbladets nordvesthjørne og et kortere stykke opp gjennom Etnas dal i øst. På kartbladet Slidre kommer grunnfjellet i dagen i to vinduer, et nordre som strekker seg fra den nordlige del av Øyangen nordvestover til Fleinsendin og et søndre som strekker seg vestover fra vestenden av Slidrefjorden og som skjæres av kartbladets vestgrense og først dukker under mot vest ved den østlige delen av Vangsmjøsi. På kartbladet Gol (C. Bugge 1939) har grunnfjellet en lignende utbredelse som på bladet Aurdal østenfor.

Grunnfjellsbergartene på kartbladene Aurdal og Slidre kan deles i følgende grupper i rekkefølge fra eldre til yngre etter det man vet eller må anta om den innbyrdes alder (se fig. 1).

1. Mylonittgneis, som stryker over Begnadalføret ved Bagn og som viser seg å kile ut noen kilometer mot sydvest herfra, mens den mot nordøst finnes igjen i Etnas dal. Bergartene er mylonittgneiser og mylonittskifrer, dels med ren breksjestructur. De er delvis utviklet som vakre øyegneiser med runde, opptil valnøttstore, røde mikroklinøyne. Det er blant mylonittene funnet rester av en grålig grovkornet halvporfyrisk granitt.

2. Suprakrustalbergarter. På nordvestsiden av mylonittgneisen på østsiden av dalen i Bagn stikker det ut en linse av skifrige og båndete, finkornete bergarter, som kiler ut mot sydvest og derfor ikke når ned til dalbunnen. Etter sin mineral-sammensetning er disse bergarter for en del alminnelige sedimenter med kvarts, glimmer, granat osv. og underordnet feltspat

(plagioklas), dels er de rike på plagioklas og har en mineral-sammensetning som svarer til en eruptivbergart. At disse bergarter delvis er lavaer er bevist ved funn av en kvartskeratofyr med vel bevarte albittinnsprengninger, i et annet tilfelle ved funn av blærerom. Sannsynligvis er imidlertid hovedmassen av dem tuffer eller tilsvarende sedimenter oppstått ved forvitring av vulkanske bergarter. De viser nemlig en utpreget bånding som best kan tydes som lagdeling, og har således noen likhet med de tuffer som Dorothy Wyckoff har beskrevet fra Gausta-strøket.

I grunnfjellsvinduet ved Øyangen er det en nord—syd strykende stripe av alminnelige sedimentbergarter, dels kvartsrike glimmerskifer, dels tynnbenkete glimmerrike kvartsitter. I dette sedimentstrøk er det en forekomst av klebersten sammen med kloritt-aktinolitiskifer, antagelig derivater av ultrabasiske intrusiver.

Aldersforholdet mellom mylonittgneisen og de tilstøtende suprakrustalbergarter i Bagn er det vanskelig å treffe noen sikker avgjørelseom.

3. De nevnte suprakrustalbergarter grenser til og ligger helt eller delvis innesluttet i et kompleks av gneiser, amfibolitter og delvis masseformete eruptivbergarter som skal beskrives nærmere i det følgende.

4. I den sydøstlige del av kartbladet Aurdal er det en gneisgranitt, som med nordøstlig til nordnordøstlig retning grenser til mylonittgneisen og i sydvest til bergartene i foregående avdeling. Som inneslutninger i Flågranitten (se nedenfor) er den kjent over praktisk talt hele den sydlige delen av kartområdet. Den er overalt i dette område planstruert, men veksler fra nesten massiv til utpreget skifrig. Foruten planstruktur viser den ofte også bånding med »lag« av noe vekslende mineralinnhold og farge. Den er lys grå eller svakt rødlig. Mineralinnholdet er kvarts, plagioklas (An 25—30), mikroklinperthitt, biotitt, i noen tilfelle også muskovitt, sjelden hornblende. I de fleste undersøkte tynnslip er plagioklasen overveiende over mikroklin, og det er like mange med utelukkende plagioklas som med overveiende mikroklin. Denne gneisgranitt må regnes til Telemarksgranitten, som er de store masser av granitt som omgir Telemarksformasjonen og som er yngre enn denne (se A. Bugge 1928, ss. 31 ff.). Den må også svare til de granittiske bergarter

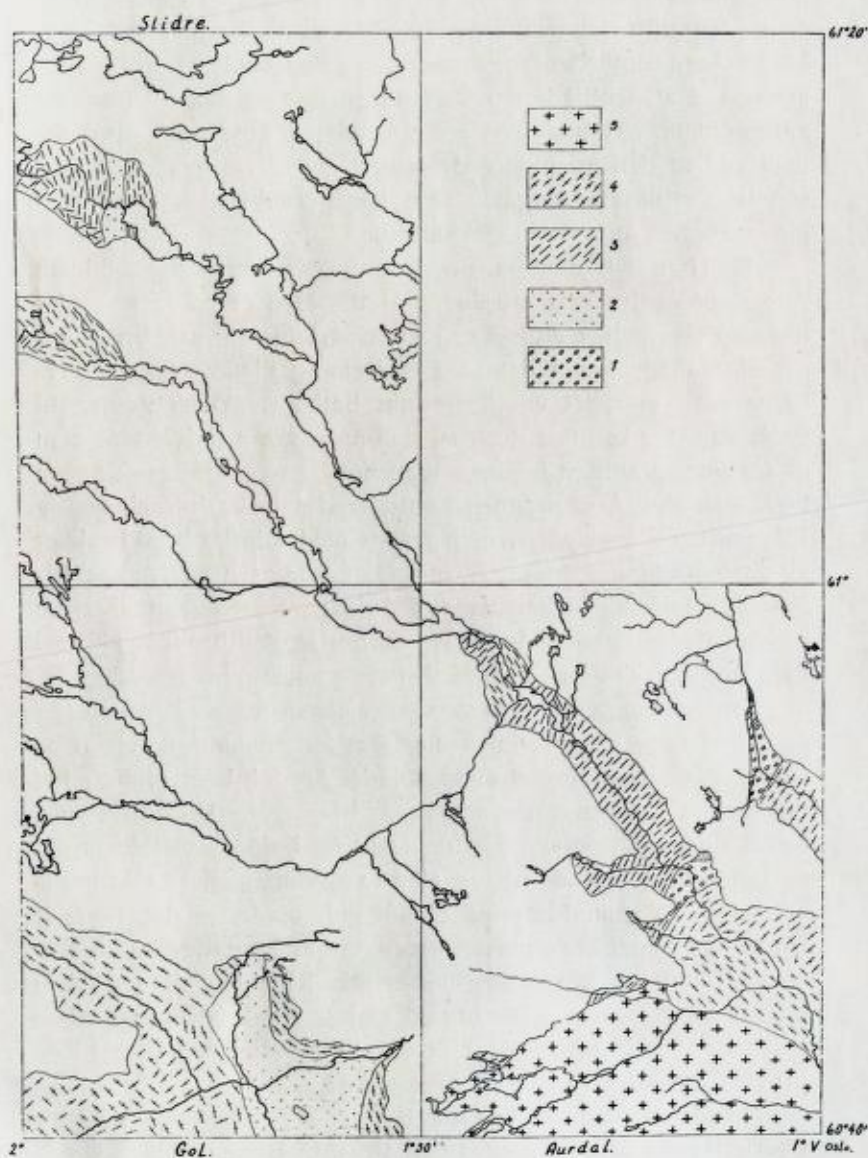


Fig. 1. Oversiktskart over grunnfjellet på kartbladene Gol, Aurdal og Slidre. Målestokk 1 : 515 000. Hvitt er kaledoniske bergarter, 1.—5. svarer til numrene i teksten.

på kartbladene Hemsedal og Gol som er betegnet som »granitt og gneisgranitt« og »gneis, granittisk« av C. Bugge. På kartbladet Aurdal blir den yngre alder av gneisgranitten gjort sannsynlig ved at den både mot mylonittgneisen og mot gneisene og amfibolittene (3) har utviklet en særskilt grensefacies og dessuten ved at den er mindre deformert enn disse hva de mikroskopiske strukturer angår. Den har granoblastisk struktur, i alminnelighet uten spor av kataklase.

5. Uten tvil den yngste grunnfjellsbergart på kartbladet Aurdal er en lys masseformet granitt. Den er nå kjent under navnet Flågranitt, men ble av Kjerulf opprinnelig kalt Sperillens granitt. Flågranitten danner i motsetning til de eldre eruptivbergarter i området en diskordant batholit. Dens grense til gneisgranitten kan ikke trekkes som noen skarp linje. Går man ut fra gneisgranitten kommer man inn i en overgangssone som først kan sies å være gneisgranitt med tallrike intrusjoner av Flågranitt og som går over i granitt med tallrike bruddstykker av gneisgranitten. Man har som Olaf Andersen sier om de tilsvarende forhold på kartbladet Flå sønnenfor en eruptivbreksje i kjempeformat. Som før nevnt er gneisgranittbruddstykkene i Flågranitten ikke innskrenket til grensesonen.

Gneisene og amfibolittene som er sammenfattet i gruppe (3) ovenfor finnes i Begnadalen nordvest for mylonittgneisen oppover mot nordvesthjørnet av kartbladet Aurdal, hvor grunnfjellet dukker under de overliggende yngre bergarter. De finnes også i et mindre område sydvest for dalen og i sideelven Reinas dal og i et mindre område i Etnedalen i strøkførlengelsen mot nordøst. I de to grunnfjellsvinduer på Slidrebladet er det, bortsett fra sedimentene, både masseformete eruptivbergarter og gneiser og amfibolitter. Bergartene her er ikke helt identiske med dem på Aurdalsbladet, men de har så mange trekk felles med disse i mineralinnhold og struktur at de alle må sammenfattes til en provins av eruptivbergarter.

I tidligere litteratur er grunnfjellsbergartene i Valdres omtalt i korte reisenotater (Reusch 1884, 1894, C. Bugge 1929). Goldschmidt har leilighetsvis gitt noen bidrag til disse bergarters petrografi i sitt kjente arbeide »Konglomeraterne inden Høifjeldskvartsen« (1916, s. 24, s. 49).

Beskrivelser av bergartene.

Det skal i dette avsnitt gis beskrivelser av noen typer av disse bergarter i topografisk orden.

Kartbladet Slidre.

Det søndre grunnfjellsvindu vest for Slidrefjorden.

I dette området er det i den nordlige delen, i dalbunnen og nordenfor, stripe- og utpreget planstruerte amfibolitter, innsluttet i disse er en stor linse av mer eller mindre omvandlet anorthositt, på sydsiden av dalen finnes det også masseformete bergarter.

E310 373¹ ved gården Brekkebakkan nedre er mørk gabbro med enkelte megaskopisk synlige lyse feltspater, den har benking og antydning til skifrihet. Mineralene er: Plagioklas med tynne tvillingstriper etter (010) og (001) med utslukning $\alpha' \wedge (010)$ $24-28^\circ \perp [100]$, An 45—50. Monoklin pyroksen, $c \wedge \gamma \sim 40^\circ$, $2V +$ omkr. 60° . Hypersthen tydelig opt. \div , pleokroisme svak, γ grønnlig, β , α rødlig, i noen korn knapt merkbar. Begge pyroksener har mørke innleiringer parallell c-aksen, som er kraftigst utviklet hos den monokline. Det finnes også brunlig hornblende, jernets og apatitt. Plagioklasen er noe saussuritisert og også pyroksenen delvis sterkt omvandlet. Kornbegrensningene er noe uregelmessig etter svakt bølgende linjer, enkelte større rektangulære plagioklaser har dog en tilnærmet idiomorf utvikling. Jernertsen danner uregelmessige lappete korn omgitt av små polygonale hornblendekorn. Kornstørrelse omkring 1 mm, opptil 2—3 mm for de store plagioklaskorn. Pyroksen, hvorav overveiende hypersthen, utgjør over halvparten av bergarten.

E310 374 er en grovkornet svart-hvitt spettet amfibolitt tatt ikke langt fra foregående gabbro. Den består av overveiende blågrønn hornblende sammen med plagioklas (An 40—50), inneholder også litt kvarts og titanitt.

E310 379 ved stien ned fra Torpestølene omkring 700 m o. h. nær kartområdets vestgrense er en lignende gabbro som

¹ Håndstykkets nummer i N. G. U.s samling.

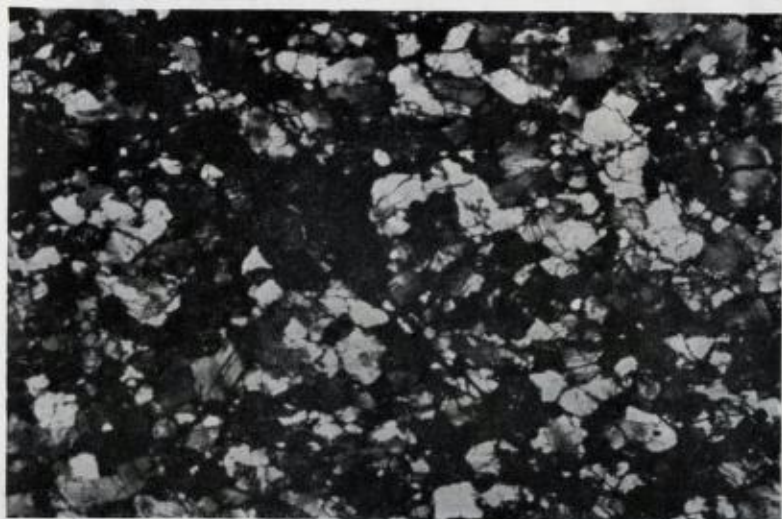


Fig. 2. Gabbro, E310 379. $\times 9$, nic. +.

373. Plagioklasen mangler for det meste tvillingstripning, i de korn hvor den finnes er den uregelmessig med utkilende lameller så at enkelte korn kan få et helt mikroklinlignende utseende. Den kan bare bestemmes ved at den er merkbart opt. +, hva som svarer til en sammensetning omkring An 50. Monoklin pyroksen er grønnfarget, hypersthen har kraftig pleokroisme. Det er videre gulbrun, for en mindre del også blågrønn, hornblende og jernerts. Kornene i denne gabbro har ingen antydning til idiomorf begrensning, men grenser til hverandre etter uregelmessige linjer som om de skulde være klemt inn mot hverandre. Plagioklaskornene er ofte langstrakt i snitt med en antydning til parallell anordning. Kornstørrelsen er 0.5—1 mm for plagioklasen, noe mindre for pyroksenene. Plagioklasen er frisk bortsett fra litt saussurittisering etter korngransene, derimot er pyroksen delvis omvandlet. I denne bergart er plagioklas overveiende over de øvrige mineraler. Bergarten viser flere trekk som må tydes som virkning av stress under intrusjon og størkning og således må regnes som protoklastiske, selv om det ikke er skjedd noen egentlig oppknusing. Foruten bergartens kornstruktur er det undulerende utslukning hos plagioklasen. Denne har ingen rela-

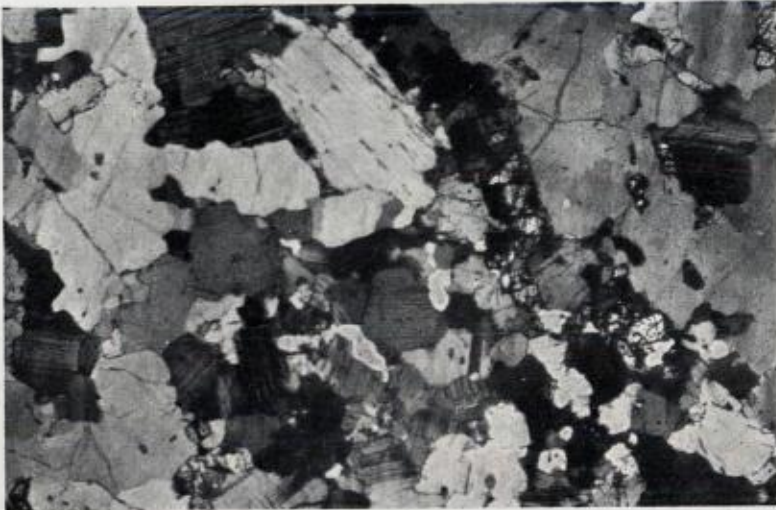


Fig. 3. Kvarsdioritt E31ø 370. Øverst til høyre et linseformet parti av kvarts med inneslutninger av bergartens øvrige mineraler.
× 20, nic. +.

sjon til korn grensene og kan således ikke være sonarbygning, den minner om den kjente undulerende utslukning hos kvarts. Bergarten er også gjennomvannet av uregelmessige årer som inneholder et filter av et grønt stengeligg som kan antas å være hornblende da det står i forbindelse med hornblendepartier i bergarten.

E31ø 370 ved veien på sydsiden av Begna omkring 1 km vest for brua over Begna ved vestenden av Slidrefjorden, er en svart-hvitt spettet og stripet kvartsførende bergart, som på blottningen sees å være tydelig inhomogen og veksel i kornstørrelse og mineralinnhold. Mineralene i denne er: Kvarts. Plagioklas med utslukning $\alpha' \wedge (010) 18-20^\circ \perp \alpha$ og $\perp [100]$, An 35. Den har tynne, delvis utkilende tvillinglameller av mikroklinaktig type. Et av de større plagioklaskorn i det undersøkte tynnslip er antiperthitt, idet det inneholder kantete omkring 0.02 mm store inneslutninger av et klart mineral med tydelig lavere lysbrytning enn plagioklasen. Hypersthen med pleokroisme γ lys grønnlig $< \beta$ rødlig $< \alpha$ rødlig, $\gamma - \alpha \sim 0.015$, $2V \div 55^\circ$. Hornblende med γ brunaktig grønn, β gulbrun, α lys gulaktig. Biotitt kastanjebrun. Dessuten jernerts, apatitt og antagelig også spredte små korn

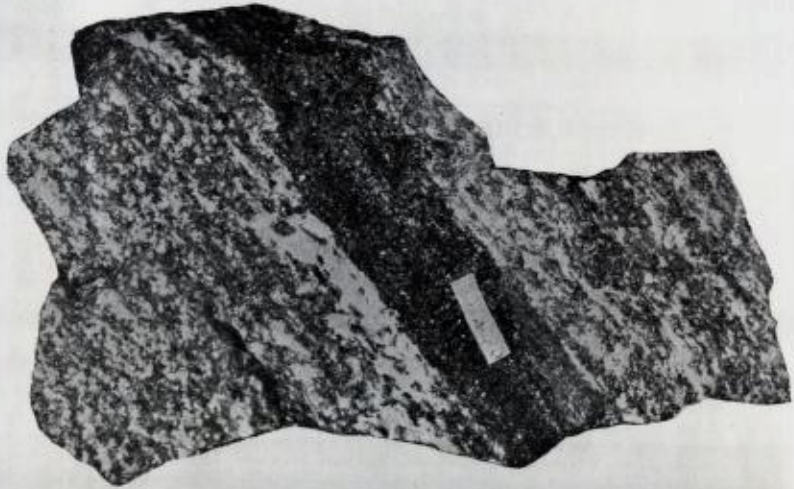


Fig. 4. Håndstykke av stripet amfibolitt, ved sidevei til Hurumbygden, E31ø 390. $\times \frac{1}{2}$.

av zirkon. Strukturen er xenomorf med uregelmessige lappede korngrenser. De mørke mineraler har en tendens til å samle seg i grupper. Hornblende forekommer i kontakt med hypersthen, men kan også danne større selvstendige korngrupper. Kvartsen samler seg i tilnærmet linseformete partier og inneslutter de øvrige mineraler, den viser undulerende utslukning. Kornstørrelse vekslende, alminnelig omkring 0.5—1 mm, men også med mindre korn. De mørke mineraler kan anslåes til å utgjøre omkring 10 % av bergarten.

Amfibolittene som er de kvantitativt fremherskende bergarter kan sees i lett tilgjengelige blotninger etter riksveien vestover fra Slidrefjorden. De er utpreget planstruerte bergarter oftest med vekslende mørke og lyse bånd og striper (fig. 4). De er alminnelig gjennomført av forgrenete lyse årer av applittisk sammensetning. Alle amfibolitter har plagioklas og grønn, i noen tilfeller brunlig, hornblende som hovedbestanddeler. Mineralene ellers er kvarts, biotitt, granat, epidot, jernerts, apatitt, titanitt. De veksler i sammensetning fra kvartsfri utpreget gabbroide til kvartsførende diorittiske til kvartsdiorittiske typer. Et gjennomgående trekk ved alle disse amfibolitter er kraftig saussurittisering



Fig. 5. Anorthositt med delvis saussurittisert plagioklas, E31ø 396.
× 20, nic. +.

av plagioklasen. Også hornblendene kan i noen tilfeller være avbleket og omvandlet. Epidot kan finnes i større korn og er iallfall i de fleste tilfeller sekundær. De lyse applittiske årer i amfibolittene er sammensatt av oligoklas og kvarts.

Innesluttet i amfibolittene på nordsiden av dalen er en opptil 2 km bred linse av anorthositt, som for det meste er sterkt omvandlet. Den har retning WNW og kiler ut mot ESE innenfor kartområdet, mens den avskjæres av kartgrensen i vest.

E31ø 396 i høyda syd for vestenden av Laglim-vatnet omkring 660 m o. h. er omtrent uomvandlet anorthositt. Den er lys svakt grønlig og viser antydning til planstruktur ved at hornblende forekommer rikelig i enkelte striper. Mineralene er plagioklas og hornblende. Plagioklasen har på spalteflak etter (010) utslukning $\alpha' \wedge (001)$ 23—25° og lysbrytning $\gamma' > 1.565 > \alpha'$, omkring An 65. Måling av utslukningsvinkler i tynnslip ga høyere verdier for An-innholdet (70—75). Plagioklasen har jevne brede tvillinglameller etter (010) og (001). Hornblendene har svake absorpsjonsfarger γ svakt blågrønn, β lyst grønlig, α nesten fargeløs, $c \wedge \gamma$ 18°, 2V 90°. Plagioklasen som utgjør omkring 90 % av bergarten viser en struktur som best kan kalles

granoblastisk med kornstørrelse 0.5 til 1 mm. Hornblendekorn, av størrelse omkring 0.5 mm, finnes dels i hjørnene mellom plagioklaskornene, dels som inneslutninger i disse. I ett tilfelle viste et hornblendekorn innesluttet i plagioklas krystallbegrensning etter spaltbarhetsprismaet. Plagioklasen er i spredte begrensede partier sterkt saussurittisert og en del av hornblenden er omvandlet til aggregater av et kortfibrig svakt dobbeltbrytende mineral med noe karbonat. Lignende aggregater finnes også uten rester etter hornblende eller noe annet mineral. Bergartens struktur viser at hornblenden er dannet samtidig med og delvis tidligere enn plagioklasen, og det er intet ved hornblenden som tyder på at den er pseudomorf etter en tidligere eksisterende pyroksen. En enkel forklaring på dette er vel at anorthositten som de omgivende amfibolitter er krystallisert (eller fullstendig omkrystallisert) i amfibolittfacies.

Det er innsamlet et ganske stort materiale som viser de forskjellige grader av anorthosittens omvandling. I noen tilfeller er det bare saussurittisering av plagioklasen, i andre er et hvert spor av plagioklasen forsvunnet, det er grå, finkornete, meget seige skifrige bergarter med zoisitt som dominerende mineral sammen med albitt og muskovitt.

Det nordre grunnfjellsvindu mellom Øyangen og Fleinsendin.

I dette område, mellom de to vatn Øyangen og Fleinsendin, er mørke bergarter, etter det innsamlete materiale mest gabbroide, overveiende i den sydvestlige delen og likeså i den nordvestlige delen nærmest Fleinsendin. I disse mørke bergarter er det intrusjoner av lyse plagioklasgranitter. De øvrige deler av området opptas av utpreget skifrige og tynnbenkete lyse gneiser. I disse er det partier av gabbroide bergarter, mest som forholdsvis tynne amfibolittbenker.

E31ø 302 ved stien mellom Gjipastøl og Holustøl er en grovkornet saussuritt-uralitt-gabbro med opptil 5 mm store korn, strukturen er karakteristisk ved at plagioklas og pyroksen danner noe uregelmessige hakeformete korn som er innvokset i hverandre. I pseudomorfosene etter pyroksen finnes en rest av hypersthen. Bergarten inneholder forholdsvis meget rikelig apatitt i opptil 2 mm lange prizmer, dessuten jernerts, sterkt brun biotitt

og litt kvarts i kroker mellom de andre korn. Som reaksjons-mineral omkring pyroksen finnes en sterkt blågrønn hornblende, som også danner spredte selvstendige korn i bergarten.

E31ø 334 øst for sørenden av Fleinsendin er grovkornet gabbro med rektangulære cm-store saussurittiserte plagioklaser med uralittiserte pyroksener i mellom, foruten jernerts, biotitt og apatitt.

Alle gabbroer som det er tatt prøver av fra dette område er som de ovenfor beskrevne saussurittisert og uralittisert.

E31ø 304 i høgde 1093 vest for Holustøl er en svart-hvitt spettet millimeterkornet amfibolitt. Mineralene i denne er en blass grønnlig hornblende og klar albitt med tallrike vel avgrensede omkring 0.1 mm store korn av zoisitt eller klinozoisitt og noe muskovitt. Ved sine store og vel individualiserte inneslutninger skiller dette aggregat seg fra den vanlige saussuritt og må vel ansees som oppstått ved omkrystalliseringen av bergarten og ikke ved en rent sekundær omdannelse av en kalkholdig plagioklas.

E31ø 333 i lia øst for Raftestøl er en svart-hvitt spettet kvartsdioritt. Mineralene i denne er: Kvarts. Plagioklas med utslukning $\alpha' \wedge (010) 15^\circ$ i snitt $\perp \alpha$, omkring An 30. Av hornblende finnes både en sterkt blågrønn og en lys aktinolitisk. Biotitt, sterkt gråbrun. Jernerts og i forbindelse med denne et rødt stoff som også er spredt rundt i bergarten og som antagelig er jernoksyd. Plagioklasen utgjør hovedmassen av bergarten i opptil 2 mm lange korn med tilnærmet rektangulære snitt forlenget etter (010) men med uregelmessig buklet begrenning. Kvartsen fyller mellomrommene mellom disse. Hornblenden forekommer i ganske små uregelmessige korn, ofte i forbindelser med aggregater av fibrige mineralkorn, som iallfall for en del er hornblende. Disse aggregater forekommer i minst like stor mengde som den tydelig individualiserte hornblende og er muligens pseudomorfoser etter pyroksen.

E31ø 298 i bøgde 1084 syd for Gjipastøl er en lys svart-spettet bergart som er intrudert i en mørk gabbroid bergart. Mineralene i denne er kvarts, plagioklas (omkring An 25), mikroclinperthitt, biotitt og jernerts og litt epidot, muskovitt og titanitt. Plagioklasen finnes både som omkring 2 mm store tilnærmet

rektangulære innsprengninger og som omkring 0.5 mm store korn i mellommassen. I denne inngår også mikroklinperthitt og ganske sparsomt med kvarts. Andre lignende bergarter med samme forekomstmåte er meget kvartsrikere.

I Blåhøvd nordvest for Øyangen er det partier av gabbroide bergarter i de fremherskende lyse gneiser. I vesthellinga er det således massiv saussurittgabbro (E31ø 228). E31ø 226 i den nordøstlige topp, høgd 937, er en skifrig amfibolitt med hovedbestanddeler hornblende med pleokroisme γ blågrønn, β brunaktig grønn, α lys gulaktig og plagioklas, omkring An 40, i omkring 0.5 mm store korn. Bergarten inneholder også noen korn av monoklin pyroksen, dels som inneslutninger i hornblendens. Det er dessuten en del store uregelmessige korn av sterkt saussurittisert plagioklas og sammen med disse partier av lyst grønlig aktinolittisk hornblende, som kan være omvandlingsprodukt etter pyroksen. Disse store plagioklaskorn må være relikter fra et gabbrostadium likesom pyroksenene.

Det er også ultrabasiske bergarter i små mengder sammen med gneiser og amfibolitter. E31ø 314 ved tjernene på flaten vest for toppen av Raudhorn er en mør bergart som er en linse i lyse gneiser. I denne er det olivin ($2V \div 80^\circ$) i opptil 2—3 mm store rundete korn, alltid mer eller mindre serpentinisert. Omkring olivinkornene er det en mellommasse med sterkt vekslende kornstørrelse og uregelmessig struktur av et lyst mineral med stor negativ aksevinkel og midlere dobbeltbrytning og et annet med pleokrisme γ rødbrun, β noe svakere rødbrun, α lys, nesten fargeløs, $2V \div 88^\circ$. Tydelig spalteriss er ikke sett i disse, men det er liten tvil om at de to mineraler er henholdsvis lys aktinolittisk hornblende og antofyllitt.

E31ø 196 og 197. Som eksempel på de lyse gneiser skal beskrives to prøver tatt ved bekken Tvørå ved veien mellom Beito og Lykkja. Den ene av disse er en lys noe gulaktig fin-kornet gneis med mørke streker som bare viser seg parallell strekningsretningen. Mineralene er kvarts, plagioklas, muskovitt, som bare finnes som inneslutninger i plagioklasen, epidot, biotitt med grønnbrun farge og nesten helt mørk parallell spalteretningen og granat. Plagioklasen er en saussuritt med grunnmasse av albitt, med β tydelig $< cb$, som fører rikelig inneslutninger av epidot

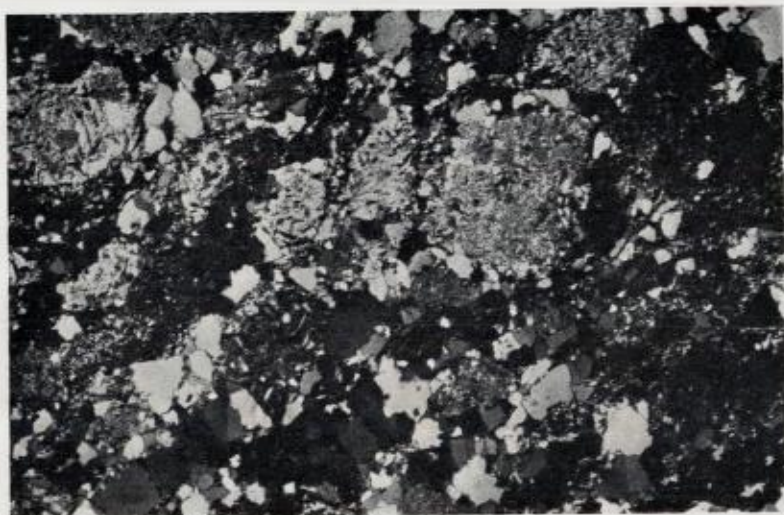


Fig. 6. Gneis E31ø 196. $\times 20$, nic. +.

og til dels også muskovitt. De større inneslutninger måler fra omkring 0.02 til 0.06 mm eller noe mindre, dessuten er hele massen full av inneslutninger av størrelse omkring 0.002 mm. Som det sees ved sterk forstørrelse er også disse små inneslutninger klart skilt ut fra grunnmassen og danner ingen sammenfiltret masse. Epidot finnes også som selvstendige korn utenfor plagioklasen, sammen med slike epidotkorn kan det finnes små korn av klar albitt. Plagioklasen danner runde omkring 1 mm store korn, mellom disse ligger kvarts i 0.2—0.4 mm store korn med pflasterstruktur. Biotitten er ordnet i striper. Kvartspartier i bergarten er på enkelte striper gått over til en fingrynet masse ved senere pressvirkning. Biotitten utgjør mindre enn 10 % av bergarten, av resten er omtrent halvparten kvarts og halvparten plagioklas. Granat forekommer sparsomt.

Den annen prøve er en meget finkornet gråaktig gneis uten fremtredende skiffrighet. Mineralbestanden er den samme som i foregående. Plagioklasen er meget nær ren albitt med utslukning $\alpha' \wedge (010)$ omkr. 15° i snitt $\perp \alpha$, $\gamma \sim cb$, β , $\alpha < cb$, tydelig opt.+. Inneslutningene i denne er vesentlig muskovitt i korn av samme størrelsesorden som de større inneslutninger i foregående bergart.

Partier med de meget fingrynete inneslutninger finnes for det meste bare i kornenes kjerne og er omgitt av en rand med helt klar albitt. Plagioklaskornene er av størrelse omkring 0.5 mm og er omgitt av kvartskorn av størrelse omkring 0.2 mm med uregelmessig struktur og kornomriss. Biotittflak er spredt rundt i bergarten likesom kornene av epidot og granat. Mengdeforholdet mellom mineralene er omtrent som i foregående bergart, men granaten opptrer rikeligere.

E31ø 317 på vestsiden av Rauddøla ved stien omkring 1 km nord for de nordligste Kjosastøler er en finkornet grå gneis. Mineralene i denne er: Kvarts. Plagioklas med utslukning $\alpha' \wedge (010) 3^\circ$ i snitt $\perp [100]$ således nær An 20. I plagioklasen er det tallrike forholdsvis store og vel individualiserte inneslutninger av zoisitt eller klinozoisitt og muskovitt. Biotitt med plekroisme blågrønn og lys gulaktig, således med helt hornblendelignende farger, enakset opt. \div . Granat opptrer sparsomt. Det er dessuten jernerts og i forbindelse med denne litt sterkt dobbeltbrytende epidot. Bergarten har uregelmessig struktur og kornomriss, alminnelig kornstørrelse 0.2—0.5 mm, kvarts kan også finnes i større korn. Biotitten utgjør etter anslag omkring 10 % av bergarten, resten er omkring halvparten kvarts og halvparten plagioklas med inneslutninger.

På østsiden av sedimentstripen nord for Øyangen er det forholdsvis grovkornete lyse gneiser, blant disse finnes også bergarter med kalifeltspat. E31ø 224 ved veien sydøst for Beito er lys gneis med omkring 0.5 mm store porfyroklaster av mikroklinperthitt og saussurittisert plagioklas, det meste av plagioklasen er eller granulert og videre omvandlet under utskillelse av epidot i større korn. Kvarts med pflasterstruktur danner en mosaik omkring feltspatene. Dessuten inneholder bergarten biotitt. Kalifeltspaten er alltid kvantitativt underordnet plagioklas i disse bergarter.

Som ovenfor nevnt er det spor av mylonittisasjon med dannelse av fingrynet kvarts i gneisene ved Tvørå. Andre bergarter nordenfor denne lokalitet (E31ø 201 og 202) er finkornete mylonittgneiser eller mylonittskifrer, hvori all kvarts er gått over til å danne en »flytende« fingrynet masse. Mylonittskifrer finnes også som begrensede soner i de lyse gneiser, de fører ofte svovel-

kis og er derfor sterkt rødforvitret (herav navnene Rauddalen, Rauddøla og Raudhorn). I en mylonittskifer på toppen av Raudhorn er det også et lite linseformet parti med rikelig av kopperkis og sinkblende (Raudhorn skjerp, I 83 på Foslies malmkart over Sør-Norge). I fortsettelsen av strøket i nærheten av malmlinsen er det spredte korn av sinkblende i mylonittskiferen.

Kartbladet Aurdal.

På kartbladet Aurdal består den nordvestlige del av grunnfjellsområdene overveiende av kvartsdiorittiske gneiser, som i sydøst grenser til mylonittgneisen (1). De har sin hovedutbredelse etter Begnas dal og ved sideelven Reina og finnes også i Etnedal i strøkforlengelsen mot nordøst. Likeså forekommer de sydvest for Begnas dal, her grenser de i sydøst til gneisgranitten (4) og avskjæres i vest av Flågranitten (5). Sammen med de diorittiske gneiser er det overalt noe amfibolitt, som sjeldenhet forekommer også anorthosittiske benker. Større masser av amfibolitt finnes vest for Fløafjorden i det bratte berget som veien Leira—Gol går oppover i skjæringene.

De kvartsdiorittiske gneiser har forskjellig struktur og mineralutvikling i de forskjellige deler av området.

I den nordvestligste del av kartbladets grunnfjellsområder, omkring Leira jernbanestasjon, er det overveiende grovkornete uregelmessig stripete gneiser med lyse til grønne plagioklasrike vekslende med brunlige biotittrike striper.

F32v 615 på sydsiden av Begna ved Faslefossen ved veien ovenfor den elektriske kraftstasjon er masseformet kvartsdioritt som forekommer som en liten inneslutning i de parallellstruerte gneiser. Bergarten er megaskopisk grønlig grå med helt friskt utseende, kvarts og feltspat er noe lysere enn de mørke mineraler, men skiller seg heller ikke skarpt ut fra disse. Såvidt det kan sees av håndstykkene er bergarten masseformet, men den inneholder noen biotittrike slirer.

Mineralbestanden er kvarts, plagioklas, delvis med anti-perthittiske inneslutninger av orthoklas, monoklin pyroksen, hypersthen, biotitt, hornblende, jernerts, apatitt og antagelig også zirkon.

Kvartsen viser undulerende utslukning, men ikke av den type som er karakteristisk for sterkt pressete bergarter med meget skarpe striper etter c-aksen. Foruten oppdeling etter c-aksen viser kvartsen i denne bergart også en oppdeling etter retning loddrett på c-aksen, hvorved det fremkommer et sjakkbrett-mønster.

Plagioklasen bestemmes til omkring An 43 ved utslukningen $\alpha' \wedge (010)$ i snitt $\perp [100]$ som varierer mellom 22 og 27° (An 40—47). Den viser tvillinglameller etter (001) og (010), lamellene er smale og utkilende og skiller seg derved fra den vanlige form av tvillinglameller hos plagioklasen. Korn som har denne karakter sterkt utviklet får et helt mikroklinlignende utseende. De antiperthittiske inneslutninger har tydelig lavere lysbrytning enn den omgivende plagioklas. I snitt $\perp [100]$ (hos plagioklasen) er inneslutningene for det meste forlenget etter (010) med størrelse 0.1×0.01 mm og mindre. En del større inneslutninger, omkring 0.15×0.10 mm, er uttrukket etter (001), hos disse er begrensningen rettlinjert etter (010), mens den er uregelmessig hakket etter (001). I snitt loddrett β (hos plagioklasen) sees inneslutningene å være uttrukket i retningen α , dvs. i a-aksens retning. I et snitt av antiperthitt nær loddrett $[100]$ viser en antiperthittisk inneslutning spalteriss etter (001) (forutsatt parallell orientering med vertsplagioklasen). Hos denne inneslutning sees bisektrix α i sentrum av synsfeltet med en aksevinkel $2V \div$ omkr. 50° og akseplan parallell (001). Etter dette er inneslutningen orthoklas.

Den monokline pyroksen er svakt grønlig uten lett merkbar pleokrisme. Optiske data: $\gamma \sim 1.720$, $\gamma - \alpha \sim 0.025$, $c \wedge \gamma 42^\circ$, $2V + 55 - 63^\circ$, med merkbar aksedispersjon $r > v$, omtrent like sterk for begge akser. Etter Winchells¹ diagram passer denne pyroksen inn i diopsid-hedenbergittrekken med sammensetning di60 he40.

Hypersthenen har pleokroisme γ lys grønlig, β svakt rødlig, α tydelig rødlig, $\gamma \sim 1.720$, $\gamma \div \alpha \sim 0.016$, $2V \div 55 - 60^\circ$. Etter Burri² svarer dette til sammensetningen en 55 fs 45.

¹ Am. Min. 1935, s. 567.

² Schweiz. min. petr. Mitt. 21, h. 2, 1941, s. 177.

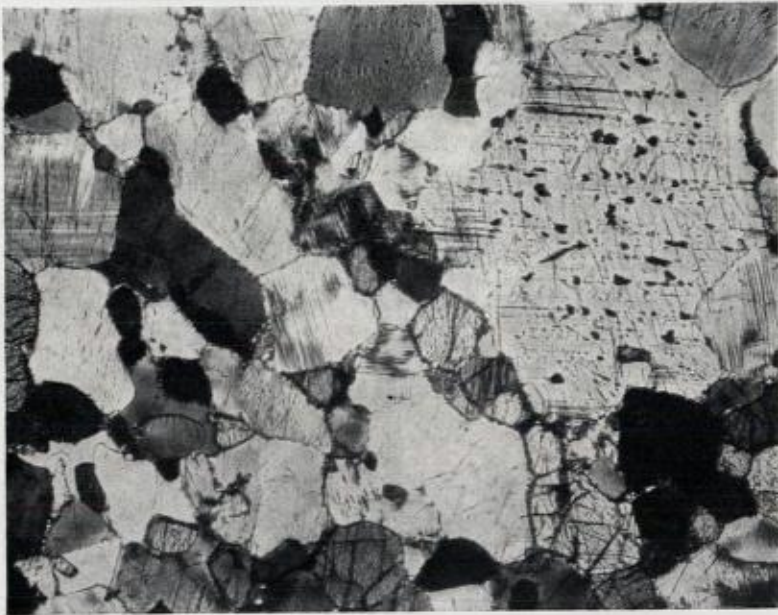


Fig. 7. Pyroksen-kvartsdioritt, F32v 615, med et stort korn av antiperthitt. $\times 20$, nic. +.

Hornblenden har pleokroisme γ skittengrønn, β gulbrun, α lys gulaktig, merkbart opt. \div . Det finnes også litt av en lyst blågrønn hornblende.

Biotitten er kastanjebrun med $n \sim 1.660$ på spalteflak.

Jernerts finnes i uregelmessig begrensede korn, apatitt i avrundete prismer. Zirkon finnes meget sparsomt.

Bergartens struktur utmerker seg ved at alle mineraler, unntatt apatitt, mangler idiomorf kornbegrensning og har til dels meget uregelmessige grenser, særlig er dette tilfelle med plagioklasen. De mørke mineraler har tendens til å samle seg i grupper. Hornblenden danner sjelden større selvstendige korn, men finnes omkring jernerts og ved biotitt og pyroksen. Kvarnen samler seg i særskilte partier og fyller tilsynelatende mellomrommene mellom de andre mineraler. Plagioklasen finnes dels som større korn, størrelse 2—4 mm, som alltid fører inneslutninger av orthoklas, resten av plagioklasen finnes i korn av størrelse omkring 0.2—

1.0 mm, samme størrelse som de mørke mineralers korn, disse mindre plagioklaskorn mangler som oftest inneslutninger.

De store korn av antiperthitt er ikke porfyriske innsprengninger. De har meget uregelmessige omriss og sees ofte å sende utløpere inn mellom mindre korn som ligger ved deres rand, dessuten inneholder de inneslutninger av bergartens øvrige mineraler. De store antiperthitter må derfor være blant de siste korn som ble dannet i bergarten, og de antiperthittiske inneslutninger kan best tolkes som dannet ved samtidig utkrystallisasjon av plagioklas og orthoklas på et stadium da konsentrasjonen av kali var øket. Det sees også ofte at orthoklasinneslutninger bare finnes i randen av de store korn.

Som tegn på pressvirkning under bergartens dannelse må nevnes undulerende utslukning hos plagioklasen. Dessuten er det uregelmessige sprekker i plagioklaskornene, sprekkeene er fylt av et grønlig mineral, som antagelig er hornblende.

Bergartens kjemiske sammensetning og mineralsammensetning fremgår av tabellen.

Bergartens modale mineralsammensetning ble bestemt ved måling av mengden av de mørke mineraler i 4 forskjellige tynnslip og utregningen av vektmengdene etter antatte spesifikke vektorer. Mineralsammensetningen viste noen variasjon i de forskjellige slip, særlig utpreget for den monokline pyroksen som fantes i en mengde i vol.pst. av henholdsvis 0.9, 3.7, 0.3 og 3.4 i de forskjellige slip. Da de enkelte verdier er for divergerende til å kunne ventes å gi en pålitelig gjennomsnittsverdi og da denne syntes høy etter bergartens sammensetning ble mengden av monoklin pyroksen anslått til 1 % og mengden av de øvrige mørke mineraler ble satt i overensstemmelse med målingene. Ved kontrollregning stemmer analysens MgO- og FeO-mengder meget nær overens med denne mineralsammensetning når biotitten regnes etter en analyse av biotitt fra granodioritt¹ og hornblendene etter den teoretiske sammensetning $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Resten gir da kvarts og feltspat uten Al-overskudd. Det er riktig nok regnet med en meget Al-rik hornblende, men på den annen side er det mulig at en del Al kan gå inn i pyroksenene. Analysen

¹ Tsuboi, Jap. Journ. of Geogr. and Geol. 12, s. 112, analyse (6).

Pyroksen-kvartsdioritt.

Faslefoss ved Leira jernbanestasjon, Valdres. F32v 615.

Analytiker: E. Klöver.

Vektpst.	Mol. kvot.	Norm.	Mode.
SiO ₂ 62.39	1.0388	Q . . . 17.06	Kvarts 19.0
TiO ₂ 0.61	76	or . . . 6.96	Plagioklas (An41 Ab54 Or5) 58.4
Al ₂ O ₃ 17.51	1718	ab . . . 32.04	Orthoklas i antiperthitt . . . 1.5
Fe ₂ O ₃ 0.91	57	an . . . 27.32	Monoklin pyroksen 1.0
FeO 4.73	658	Σ sal 83.38	Hypersthen 8.6
MnO 0.07	10		Hornblende 3.7
MgO 2.55	632		Biotitt 5.4
CaO 5.73	1022	en . . . 6.34	Jernerts 2.0
BaO 0.05	3	fs . . . 7.06	Apatitt 0.4
Na ₂ O 3.79	611	mt . . . 1.32	
K ₂ O 1.18	125	il . . . 1.15	
H ₂ O+ 0.02		ap . . . 0.44	
H ₂ O+ 0.26		Σ fem 16.31	
P ₂ O ₅ 0.18	13		
CO ₂ neppe spor			
S 0.02			
100.00			100.0

II, 4, 3, 4.

Niggli: si 211, al 35 fm 29 c 21 alk 15, mg 0.45, k 0.17.

stemmer således overens med den observerte mineralsammensetning. Mengden av orthoklasinneslutninger i antiperthitten ble målt til 1.7 vol.pst. i et tynnslip.

Den masseformete kvartsdioritt er som før nevnt bare en linse med noen meters mektighet og går på sidene over i en parallelstruert bergart med helt samme mineraler (F32v 616).

I nærheten av lokaliteten for kvartsdioritten 615 er det store løssprengte blokker etter anlegget av kraftstasjonen. To gangbergarter i kvartsdioritt skal beskrives herfra. F32v 617 er en gang av lys grovkornet plagioklasaplitt i mørk utydelig planstruert kvartsdioritt. Som det sees av fig. 8 inneholder den lyse aplitt kantete bruddstykker av kvartsdioritten. Grensen mellom de to bergarter er ikke rettlinjert og heller ikke hårskarp, idet små partier med lys feltspat av aplittens type går inn i kvartsdioritten på tvers av grensen. Kvartsdioritten er sammensatt av kvarts, plagioklas (omkring An 28) med samme undulerende utslukning og samme type av tvillinglameller som i den masseformete kvarts-



Fig. 8. Gang av lys grovkornet plagioklasaplitt i planstruert kvartsdioritt. Faslefoss ved Leira.

dioritt 615, dessuten gulbrun biotitt, jernerts og noe epidot, kloritt og lys grønn hornblende. Kornstørrelsen er 0.3—0.5 mm, struktur og kornomriss uregelmessige. Biotitten forekommer meget rikelig og ujevnt fordelt, den finnes også som inneslutninger i plagioklasen. Aplitten består av plagioklas i opptil 5 mm store korn med en mellommasse av kvarts. Plagioklasen (omkring An 28) inneholder fine antiperthittspindler og viser i mange korn idiomorf begrensning etter (001) og 010) og også etter flater som avskjærer disse. Den har smale og jevne, normalt utviklete tvillinglameller. Plagioklaskornene er delvis gjennom-satt av uregelmessige sprekker, etter disse er det skjedd for-skyvninger som det viser seg på utslukningen.

F32v 618 er mørk finkornet amfibolitt eller hornblende-gabbro som forekommer som ganger eller slirer i kvartsdiorittisk bergart. Den består overveiende av plagioklas (omkring An 50) og hornblende ($2V$ nær 90° , pleokroisme γ skittengrønn, β gul-brun, α gulaktig) i omkring 0.5 mm store korn med granoblastisk struktur. Det finnes noe monoklin pyroksen og hypersthen, for det meste innesluttet i hornblendekorn, dessuten jernerts og apatitt.

F32v 512 fra høgda på sydøstsiden av Fløafjorden skal be-skrives som type på gneisene omkring Leira, den er i motsetning til de vanlig forekommende fri for saussurittisering av plagio-klasen og andre senere omdannelser. Den er utpreget gneis-

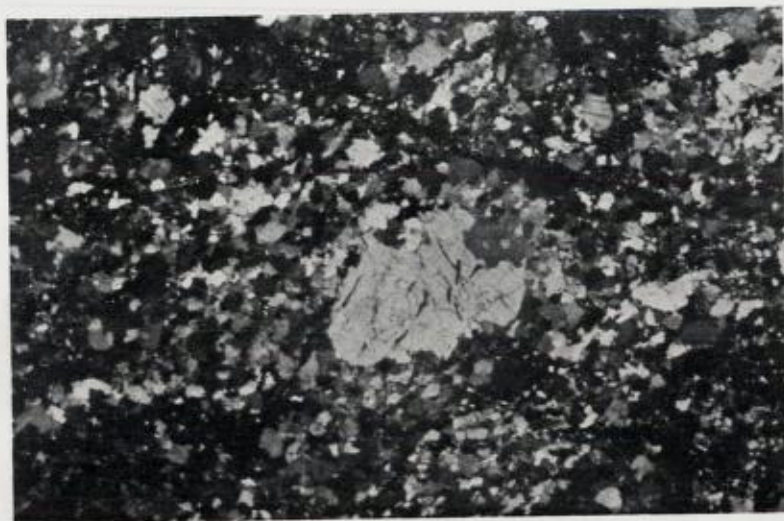


Fig. 9. Kvartsdiorittisk gneis, F32v 512, med et større korn av antiperthitt.
× 9, nic. +.

struert med brune biotittrike striper vekslende med lyse striper og linser med feltspat. Hovedmassen av bergarten er plagioklas (omkr. An 40) av samme type som i kvartsdioritten 615, noen korn har også antiperthittiske innleiringer. Noe av plagioklasen forekommer som korn av opptil 2 mm's størrelse, som tydelig sees å være oppknust i kantene, det meste finnes i små korn av størrelse 0.5 mm og nedover. Kvarts med pflaster-struktur finnes på striper og linser. Det finnes videre grønn hornblende, kastanjebrun biotitt og noen granatkorn. Også hornblendene og biotitten finnes som små korn. Videre finnes et korn av hypersthen i tynnslipet. Endelig inneholder bergarten også jernerts og apatitt.

Ved elven ved utløpet av Fløafjorden fantes i gneisene foruten en benk av amfibolitt (F32v 510) med bevarte relikter av pyroksen også en benk av en hvit bergart (F32v 511), som viste seg å være en anorthositt med sterkt omvandlet plagioklas.

De grovstripete gneiser ved Leira kan følges så langt mot sydøst som til nordenden av Aurdalsfjorden. Sydøst for sørenden av Aurdalsfjorden er det gode blotninger av gneiser av en annen type som skal beskrives i det følgende avsnitt. De gode blotninger er åpnet ved en vei under bygning som går sydøstover på



Fig. 10. Veiskjæring like syd for Sundvoll. Mørk kvartsdiorittisk gneis med lyse bånd av aplittisk gneis og svarte bånd av amfibolitt.

sydvestsiden av elven fra brustedet ved sørenden av Aurdalsfjorden. Hovedbergarten ved veien på stykket nærmest sydøst for brustedet er grå biotitt- og til dels også granatførende kvartsdiorittiske gneiser som inneholder rikelig med bånd og til dels også noe større partier av ofte granatførende amfibolitt. Likeså finnes det lyse aplittiske bånd og noe av granittiske gneiser og pegmatitter. De kvartsdiorittiske gneiser er utpreget stripete, idet mengdeforholdet mellom de lyse og de mørke mineraler veksler. Bergartene er dog, betraktet i noe større deler, homogene og er skarpt begrenset mot de mørke og lyse bånd. I alminnelighet er de innleirete bånd helt konkordante, men det er sett amfibolitt som skjærer de øvrige bånd under spisse vinkler. I snitt tvers på strøkretningen har gneisene med de innleirete bånd stor likhet med typiske båndgneiser (fig. 10), dog er båndene her ikke meget utholdende i strøkretningen, men synes å ha sin lengste utstrekning i foldningsaksens retning eller strekningsretningen.

F32v 647—49, bergartene i skjæringen fig. 10 har sterkt saussurittiserte plagioklaser og kan derfor ikke bestemmes nærmere. Hovedbergarten er en mørk kvartsdiorittisk gneis med



Fig. 11. Granat-biotitt-plagioklasgneis, F32v 619.
× 9, nic. +.

granat og rikelig biotitt, de lyse bånd er en plagioklasaplitt med noe klorittisert biotitt og muskovitt, kornstørrelse omkring 0.5 mm og de mørke bånd er amfibolitt med mineralene hornblende, zoisitt og kvarts.

F32v 619. Omkring 2 km sydøst for brua ved sørenden av Aurdalsfjorden er det blottet en grå stripet gneis ved veien. Bergarten er noe inhomogen med vekslng av mørke biotittrike og lysere feltspatrike striper og bånd. Foruten vel utviklet planskiffrighet er det også tydelig lineærskiffrighet eller strekningsstruktur, i snitt loddrett på denne er stripningen mindre utpreget. Bergarten sees ved veikanten å ligge foldet i en liten antiklinal med foldingsakse, sammenfallende med strekningsretningen, hellende bratt mot nordvest.

Den er sammensatt av følgende mineraler:

Kvarts.

Plagioklas med tvillinglameller etter (001) og (010). For utslukningsvinkelen $\alpha' \wedge (010)$ i snitt $\perp [100]$ ble funnet verdier mellom 13° og 19° (An 30—35). Indikatrixmåling viste omkring An 35, $2V \div -88^\circ$.

Granat-biotitt-plagioklasgneis.

Ved veien på sydvestsiden av Begna omkr. 2 km sydvest for brua ved sydenden av Aurdalsfjorden, Aurdal, Valdres. F32v 619.

Analytiker: E. Klüver.

Vektpst.	Mol. kvot.	Norm.	Mode.
SiO ₂ 64.93	1.0811	Q ... 19.68	Kvarts 24.0
TiO ₂ 0.56	70	or ... 11.64	Plagioklas (An ₃₂ Ab ₆₃ Or ₅) 54.7
Al ₂ O ₃ 17.26	1693	ab ... 34.45	Klinozoisitt 1.5
Fe ₂ O ₃ 0.62	39	an ... 20.52	Biotitt 15.7
FeO 3.77	525	C ... 0.91	Granat 3.0
MnO 0.07	10		Jernerts 0.5
MgO 1.76	437	Σ sal 87.20	Titanitt 0.2
CaO 4.33	772		Apatitt 0.4
BaO 0.09	6	en ... 4.39	
Na ₂ O 4.07	657	fs ... 5.62	
K ₂ O 1.97	209	mt ... 0.91	
H ₂ O+ ... 0.04		il ... 1.06	
H ₂ O+ ... 0.42		ap ... 0.41	
P ₂ O ₅ 0.17	12		
CO ₂ spor		Σ fem 12.39	
S 0.01			
100.07			100.0

I—II, 4, 3, 4.

Niggli: si 246, al 39 fm 24 c 17 1/2 alk 19 1/2, mg 0.42, k 0.24.

Biotitt er nøttebrun. Granat er isotrop, rødlig, $n \sim 1.780$. Klinozoisitt kjennes på den store aksevinkel (omkr. 90°) og på de sonarbyggete korn med blålige interferensfarger stigende opp til hvitt. Videre finnes apatitt (som kjennes fra klinozoisitt ved den lave, rent grå interferensfarge), titanitt og jernerts.

Bergarten har granoblastisk struktur med noenlunde runde plagioklaskorn, opptil millimeterstore. Kvartsen har svake pressstriper og viser mer uregelmessige lappete kornomriss. Biotitten finnes i tilnærmet parallellordnete flak og granaten danner fra 0.5 opptil 2 mm store porfyroblaster. Klinozoisitten danner omkring 0.3 mm store korn som dels er uttrukket parallell mineralets spalteredning. Den forekommer ofte sammen med biotitt eller med apatitt og titanitt, men finnes også spredt blant bergartens øvrige korn. Plagioklasen er noe saussurittisert, uten at dette kan sees å ha noen sammenheng med klinozoisittens opptreden, og biotitten er til dels svakt klorittisert.

Biotitt-muskovitt-plagiklasgneis,

Ved veien på sydvestsiden av Begna omkr. 1½ km sydøst for brua ved sydenden av Aurdalsfjorden, Aurdal, Valdres. F32v 621.

Analytiker: E. Klüver.

Vektpst.	Mol. kvot.	Norm.	Mode.
SiO ₂ 66.37	1.1051	Q . . . 21.64	Kvarts 26.7
TiO ₂ 0.58	73	or . . . 11.70	Plagioklas (An26Ab69Or5) 54.8
Al ₂ O ₃ 17.14	1681	ab . . . 37.64	Epidot 1.5
Fe ₂ O ₃ 0.58	36	an . . . 16.63	Biotitt 15.0
FeO 3.14	437	C . . . 1.57	Muskovitt 1.0
MnO 0.03	4	Σ sal 89.18	Jernerts 0.3
MgO 1.39	345		Titanitt 0.2
CaO 3.57	637		Apatitt 0.5
BaO 0.12	8	en . . . 3.46	
Na ₂ O 4.45	718	fs . . . 4.38	100.0
K ₂ O 1.99	211	mt . . . 0.84	
H ₂ O+ 0.03		il . . . 1.11	
H ₂ O+ 0.53		ap . . . 0.45	
P ₂ O ₅ 0.20	14	Σ fem 10.24	
CO ₂ spor			
S 0.02			
100.14			

I, 4, 3, 4.

Niggli: si 269, al 41 fm 2l c 15½ alk 22½, mg 0.40, k 0.23.

Bergartens kjemiske sammensetning og modale mineralinnhold fremgår av tabellen. For å sikre at analysematerialet best mulig skulde svare til bergartens gjennomsnittlige sammensetning ble flere store stykker sendt til analyse. Mineralinnholdet ble beregnet på den måten at P₂O₅ ble beregnet som apatitt, klinozoisitt, granat (med antatt sammensetning Ca₂₀Mg₂₆Fe₅₅), jernerts (antatt magnetitt) og titanitt ble anslått å forekomme i de oppgitte mengder. De øvrige mineraler ble derpå beregnet etter de vilkårlige forutsetninger av 5 % Or i plagioklasen og 35 % SiO₂ i biotitten, dennes sammensetning blir da: SiO₂ 35.1, TiO₂ 3.1, Al₂O₃ 17.0, Fe₂O₃ 1.3, FeO 19.8, MnO 0.4, MgO 11.2, K₂O 9.6, H₂O 2.5, Σ 100.0.

F32v 621. Vel 1 km syddover fra brua går veien over et myrdrag med en bekk innenfor en vik i Begna (Pølevik), i den tredje blotning syddover fra bekken er det et noen meter tykt parti av

homogen og massiv lyst grå gneis på sidene omgitt av sterkt stripete bergarter.

Den lysegrå gneis er sammensatt av følgende mineraler:
Kvarts.

Plagioklas med tvillinglameller etter (001) og (010), utslukningsvinkelen $\alpha' \wedge (010)$ i snitt $\perp [100]$ 10° , An 27.

Biotitt, kastanjebrun, muskovitt med $2V \div$ omkr. $35\text{--}40^\circ$

Klinozoisitt og sterkere dobbeltbrytende epidot, som ofte har en kjerne av et brunaktig mineral, antagelig orthitt-epidot.

Det finnes dessuten apatitt, noe titanitt og litt jernerts.

Bergarten har med hensyn til kvarts, plagioklas og biotitt (kornstørrelse 0.5—1 mm) samme mikroskopiske strukturbilde som foregående. Muskovitten danner millimeterstore porfyroblaster som er fliket i endene og ofte gjennomhullet. Klinozoisitt og epidot er assosiert med biotitt. Plagioklasen er svakt saussurittisert.

Bergartens kjemiske sammensetning og modale mineral-sammensetning fremgår av tabellen. Mineralberegningen ble for apatitt, epidot, muskovitt, jernerts og titanitt utført som for foregående bergart. Biotittens mengde ble målt i et tynnslip til 12.7 vol.pst. og ble ved beregningen satt til 15 % vekt og det ble antatt 5 % Or i plagioklasen. Etter dette får biotitten sammensetningen: SiO_2 31.5, TiO_2 3.3, Al_2O_3 21.1, Fe_2O_3 2.1, FeO 20.4, MnO 0.2, MgO 9.2, K_2O 9.2, H_2O 3.0, Σ 100.0.

Amfibolittene finnes for det meste som ganger eller bånd i gneiser av de typer som er beskrevet ovenfor. De to bergarter som her skal beskrives som typer på amfibolittene finnes som noe større sammenhengende masser, som til dels viser seg noe inhomogene og er blottet ved veien uten at deres forhold til sidebergartene kan sees av blotningene.

F32v 638. Et stykke syd for lokaliteten for den lysegrå gneis (621) finnes mørk amfibolitt. Den er megaskopisk svart med spredte hvite spetter. Planskifrihet er lite fremtredende, men det er tydelig lineærskifrihet med tendens til parallell-ordning av hornblendene.

Bergarten inneholder følgende mineraler:
Kvarts.

Plagioklas med tvillinglameller etter (010), den maksimale verdi av utslukningsvinkelen $\alpha' \wedge (010)$ i sonen $\perp (010)$ fantes mellom 15° og 22° , i middel $17-18^\circ$, An 35.

Zoisitten kjennes ved høyt relieff, $\gamma-\alpha \sim 0.005$ og liten positiv aksevinkel, antagelig p. g. a. den sterke dispersjon kan aksevinkelen ikke bestemmes nærmere. Mange korn viser tydelige spalteriss parallell lengderetningen. Snitt $\perp \gamma$ og \perp spaltbarheten viser dels α og dels β parallell spalterisset og kornenes lengderetning, zoisitten er således for en del α -zoisitt og for en annen del β -zoisitt (eller muligens klinozoisitt).

Hornblenden har svak lysabsorpsjon med γ, β gråaktig grønn, α lys gulaktig, $2V \div 86^\circ, 88^\circ$ (2 målinger), $c \wedge \gamma 16\frac{1}{2}^\circ$, $\alpha \sim 1.640$, $\beta \sim 1.650 +$, $\gamma-\alpha \sim 0.026$.

Andre mineraler er ikke påvist, bortsett fra sekundære omvandlingsprodukter.

Hornblenden som danner hovedmassen av bergarten finnes i langstrakte subparallele korn av størrelse opptil 3×1 mm, alminnelig omkring 1.5×0.5 mm eller mindre. Zoisitten danner for det meste langstrakte subprismatiske korn av størrelse opptil $1 \times 0,3$ mm, alminnelig omkring 0.5×0.2 mm. Zoisittkornene har en tendens til å samle seg i grupper. Plagioklas og kvarts har korn av samme størrelsesorden som zoisitten. Kvarts finnes som små korn som fyller mellomrommene mellom hornblendene, en del av kvartsen i bergarten finnes også på millimetertykke sprekker.

Plagioklasen er delvis sterkt saussurittisert. Det er også observert en omvandling av hornblende til epidot, som har foretrengt deler av enkelte hornblendekorn, i nærheten av disse finnes også uregelmessige små korn av jernerts, som ellers ikke er funnet i bergarten. Bergartens innhold av karbonat, som ikke er observert i tynnslip, må også antas å være oppstått ved denne omdannelse av hornblenden, det er etter meddelelse fra hr. ingeniør Klüver magnesiakarbonat.

Zoisitten finnes i denne bergart i rikelig mengde sammen med en forholdsvis kalkrik plagioklas og dens struktur og forekomstmåte tyder på at den er dannet samtidig med og likeberettiget med de øvrige mineraler. Det eneste som kunde tyde på en sekundær dannelse er at mineralet i noen tilfeller finnes

Plagioklas-zoisitt-amfibolitt.

Ved veien på sydvestsiden av Begna vel 1½ km sydøst for brua ved sydenden av Aurdalsfjorden, Aurdal, Valdres. F32v 638.

Analytiker: E. Klüver.

Vektpst.	Mol. kvot.	Norm.	Mode.
SiO ₂ 51.52	.8578	Q . . . 2.53	Kvarts 10.1
TiO ₂ 0.31	39	or . . . 4.68	Plagioklas(An35) 5.8
Al ₂ O ₃ 15.57	1527	ab . . . 12.37	Zoisitt 7.2
Fe ₂ O ₃ 1.32	83	an . . . 33.58	Hornblende . . . 76.8
FeO 8.41	1171	Σ sal 53.16	Apatitt 0.1
MnO 0.08	11		
MgO 8.57	2126		100.0
CaO 10.38	1851	wo . . . 7.39	
BaO spor		en . . . 21.34	di 14.79
Na ₂ O 1.46	236	fs . . . 13.98	hy 27.92
K ₂ O 0.79	84	mt . . . 1.89	
H ₂ O+ . . . 0.02		il . . . 0.60	
H ₂ O+ . . . 1.32		ap . . . 0.07	
P ₂ O ₅ 0.03	2	Σ fem 45.27	
CO ₂ 0.12			
99.91			

III, 5, 4, 3—4.

Niggli: si 119, al 21 ½ fm 48 c 26 alk 4½, mg 0.62, k 0.26.

som inneslutninger i sterkt saussurittiserte plagioklaskorn, mens den aldri er funnet i friske. Imidlertid er de zoisittkorn som finnes i plagioklas av samme form og størrelsesorden som de øvrige i bergarten, og det er ingen tegn på en tilsvarende utskillelse av albitt fra plagioklasen. De saussurittiske plagioklaser er mørke i gjennomfallende lys, hva som må skyldes tallrike små inneslutninger som virker til totalrefleksjon. Den sekundære omvandling av plagioklasen har således ikke ført til dannelse av store zoisittkorn. Forholdet med zoisitt som inneslutninger i lignende saussurittisert plagioklas er også iaktatt i andre bergarter fra nærliggende lokalitet. Det kan tydes på den måten at tilstedeværelsen av zoisittkorn i plagioklasen har fremmet saussurittiseringsprosessen. Den tilstedeværende plagioklas i bergarten er også i alt for liten mengde til å kunne gi opphav til zoisitten, og den epidot som er observert som omvandlingsprodukt etter hornblende skiller seg skarpt fra bergartens zoisitt.

Bergartens kjemiske sammensetning og modale mineralinnhold fremgår av tabellen. Mineralsammensetningen ble bestemt ved måling i to preparater som viste noe varierende verdier. Bestemmelsen av kvartsmengden er noe usikker da en del av kvartsen som nevnt finnes på sprekkefyllinger. Ved beregning av hornblenden ble plagioklasen regnet uten kali og zoisitten etter en analyse av zoisitt fra amfibolitt av Grip¹. Den resulterende sammensetning av hornblenden er: SiO₂ 46.2, TiO₂ 0.4, Al₂O₃ 15.3, Fe₂O₃ 1.6, FeO 10.9, MnO 0.1, MgO 11.1, CaO 10.6, Na₂O 1.3, K₂O 1.0, H₂O 1.5, Σ 100.0.

F32v 635, plagioklasrik amfibolitt er megaskopisk svartgrå med lyse spetter og striper av feltspat og fører spredte centimeterstore rødbrune granatporfyroblaster. Den har både planskifrihet og lineærskifrihet, loddrett på skifrihetsplanene og parallell strekningsretningen er den stripet, derimot ikke loddrett på begge.

Bergarten inneholder følgende mineraler:

Kvarts.

Plagioklas med tvillinglameller etter (001) og (010), for utslukningsvinkelen $\alpha' \wedge (010)$ i snitt $\perp [100]$ fantes verdier 17° til 25°, alminnelig omkring 20°, An 37.

Hornblenden har svak lysabsorpsjon med γ , β gråaktig gulgrønn, α lys gulaktig. Flere målinger av aksevinkelen gir verdier av $2V \div 85-90^\circ$, $c \wedge \gamma 14^\circ$, $\beta \sim 1.660$, $\gamma - \alpha 0.022$.

Biotitt er lyst nøttebrun, granat svakt rødaktig, $n \sim 1.775$.

Zoisitt (eller klinozoisitt) er påvist ved blålige anomale interferensfarger og ved lysbrytning større enn hornblende. Sammen med biotitten finnes også en sterkere dobbeltbrytende epidot. Disse mineraler spiller kvantitativt ingen rolle. Videre finnes apatitt (lys brytning mindre enn hornblende), jernerts og et serkt dobbeltbrytende uklart mineral som må antas å være titanitt.

Plagioklas og kvarts danner et granoblastisk grunnvev i bergarten, dette avbrytes av striper av noenlunde parallelle langstrakte korn av hornblende og biotitt. Alminnelig kornstørrelse er 0.5 til 1.5 mm. Plagioklasen er noe saussurittisert, sjeldnere er biotitten kloritisert.

¹ Bull. Ups. 22, s. 292.

En geometrisk analyse av denne bergart viste omregnet til vektprosent: Kvarts 6.1, plagioklas 36.0, hornblende 49.3, biotitt 1.8, granat 6.2, jernerts 0.5, titanitt 0.2, Σ 100.1. Da bergarten er grovkornet og antagelig heller ikke helt homogen og det bare er gjort målinger i ett preparat er dette ikke noen sikker gjennomsnittsverdi, en utregning av den kjemiske sammensetning, idet mineralene antas å ha samme sammensetning som i andre her beskrevne bergarter, viser seg å svare til en gabbro eller gabbrodioritt med 54 % SiO_2 , utregnet i Niggli-tall er den: si 136, al 28, fm $39\frac{1}{2}$, c 23, alk $9\frac{1}{2}$.

Amfibolittene som det også finnes flere andre forekomster av i veiprofilet tilhører en av de to typer som er beskrevet ovenfor. Mineralsammensetningen er enten kvarts, plagioklas, zoisitt og hornblende, i noen mangler plagioklas. I andre tilfeller mineralsammensetningen kvarts, plagioklas, granat og oftest også biotitt. I disse finnes det som regel også zoisitt (eller klinozoisitt) men da bare i forsvinnende liten mengde. Målinger av lysbrytning og aksevinkler i en rekke hornblender fra disse amfibolitter er fremstillet grafisk på fig. 12.

Bergarter med kalifeltspat er i det hele sjeldne i hele vårt bergartskompleks. Ved veien i nærheten er granat-biotitt-plagioklasgneisen 619 forekommer en lys noe biotittstripet gneis (F32v 484) som ved geometrisk analyse viste seg å ha følgende mineralsammensetning (vol.pst.): Kvarts 25.7, plagioklas (omkr. An 20) 38.0, mikroklinperthitt 30.0, myrmekitt 1.5, biotitt 4.3, muskovitt 0.5, Σ 100.0. Det er således en ganske normal granittisk gneis. Plagioklas og kvarts danner omkring millimeterstore runde korn mens de større korn av mikroklinperthitt er mer lappete. Plagioklasen er for det meste saussurittisert og biotitten klorittisert.

Dessuten finnes finkornet pegmatitt (F32v 488) som likesom de øvrige bergarter er skifrige og presset og som er intrudert konkordant med skifriheten. De består av kvarts, muskovitt og mikroklin med gråblå farge. Disse pegmatitter finnes bare i liten mengde, men er også iaktatt i andre deler av området.

De lyse aplittiske bånd er allerede omtalt fra skjæringen syd for Sundvoll. Den lyst grå gneis (621) er gjennomsatt av et bare 5 cm bredt bånd av en grovkornet aplitt (F32v 639) som består av plagioklas (omkr. An 25) i opptil 2 mm store rundete

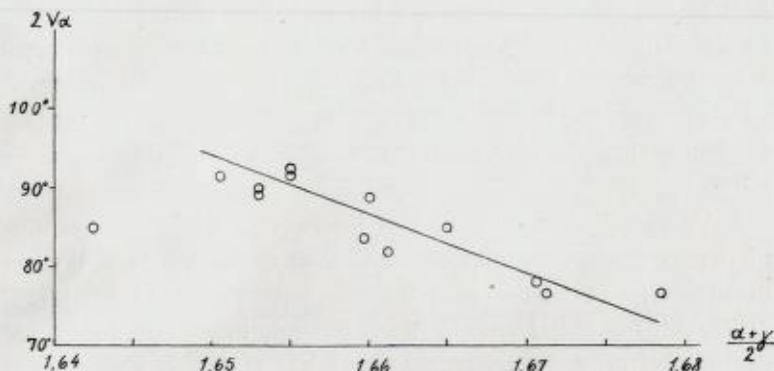


Fig. 12. Lysbrytning og aksevinkler hos hornblender i amfibolitter fra veiprofilet på sydvestsiden av Begna. Prosjeksjonspunktene samler seg om en linje som heller nedover mot høyre, hva som etter Du Rietz (1938) viser at Al-innholdet er nær overensstemmende i de forskjellige hornblender.

korn sammen med rikelig kvarts og litt muskovitt, titanitt og klinozoisitt. I den plagioklasrike amfibolitt (635) finnes et tydelig avgrenset lyst parti som består av en kvartsrik gneisaktig bergart (F32v 636). Etter målinger består den av i volumforhold omkring 10 % plagioklas, utslukning i snitt $\perp \alpha \gamma' \wedge (001) 17^\circ$, $\beta > \omega$ kv., omkr. An 35, 10 % granat, 1.5 % zoisitt og tilsammen omkring 2 % biotitt og hornblende, og muskovitt, kloritt, jernerts og karbonat, resten er kvarts. Som man ser inneholder denne bergart de samme mineraler som sidebergarten med tillegg av muskovitt, kloritt og karbonat, men mineralene forekommer i et helt annet mengdeforhold.

Etter et dekket område blir det igjen gode blotninger i høgda Stormyrhaugen og sønnenfor, hvor veien er sprengt inn og har åpnet gode profiler. Her er lyse muskovittførende plagioklasgneiser hovedbergarten. En slik lys gneis fra Stormyrhaugen (F32v 490) har utpreget lineærskiffrighet med brunaktige biotittstriper. En geometrisk analyse i tynnslip av denne bergart viste følgende mineralsammensetning (vol.pst.): Kvarts 38.7, plagioklas (An 35) 54.1, zoisitt 3.6, biotitt 2.6, muskovitt 1.0, Σ 100.0. Bergarten har granoblastisk struktur med opptil millimeterstore avrundete plagioklaskorn og mer lappete kvartskorn. Zoisitt

finnes som mindre prismatiske korn av helt samme type som i zoisittamfibolitten 638. Bergarten er etter sin sammensetning en plagioklasgranitt med særlig kalkrik plagioklas. En utregning av den kjemiske sammensetning viser 73 % SiO_2 , sammensetningen er uttrykt i Niggli-tall: si 370, al $47\frac{1}{2}$, fm 5, c 26, alk $21\frac{1}{2}$.

Ved jernbanen nord og syd for Bjørgo stasjon er det blotninger av gneiser og amfibolitter. Som eksempel på en kvartsdiorittisk gneis herfra skal tas en gneis ved gården Bjørgan (F32v 326) som har tydelig lineærskifrihet og inneholder opptil centimeterstore hvite feltspatøyne. Disse viser seg å være av en sterkt saussurittisert plagioklas med forholdsvis store inneslutninger av klinozoisitt. Omkring plagioklasøynene er det en mellommasse med kornstørrelse omkring 0.2 mm av hovedsakelig kvars, plagioklas og hornblende. Kvartskornene samler seg i linser og striper. Granat danner omkring millimeterstore porfyroblaster.

Sammen med slike grovkornete bergarter er det også fin-kornete og utpreget skifrige, rent kvartsskiferlignende. En slik bergart ved plassen Knutslie (F32v 327) er megaskopisk hvitgrå med mørke striper med utpreget planskifrihet og vel synlig lineærskifrihet. Mikroskopisk viser den seg å bestå av kvarts ordnet i 0.2 til 0.5 mm tykke striper, mellom kvartsstripene er det en grøtet masse av saussurittisert plagioklas med noe granat og biotitt. Granat danner utvalsete og oppdelte porfyroblaster, delvis omvandlet til kloritt og muskovitt, samme omvandling finnes hos biotitten.

Disse lyse bergarter inneholder bånd av skifrige zoisittførende amfibolitter med samme mineralutvikling som i veiprofilet syd for Sundvoll. Sammen med disse amfibolitter er det funnet gabbrobergart med monoklin pyroksen sammen med sterkt saussurittisert plagioklas (F32v 506). Ennå mer bemerkelsesverdig er en doleritt som står ved jernbanelinjen omkring 4 km syd for Bjørgo stasjon (F32v 508). Den består av omkring 1 mm lange, i snitt listeformete sonarbyggete korn av plagioklas (omkring An 50) og mellom disse korn av monoklin pyroksen ($2V+$ omkring 35°) det er dessuten jernerts og hornblende som reaksjons-



Fig. 13. Kvartsdiorittisk gneis i skjæring ved riksveien Bagn—Bjørge nedenfor Jukam-gårdene.

mineral omkring ertskornene. Bergarten viser ingen tydelige tegn på pressing.

I skjæringene ved riksveien oppover fra Bagn er det stort sett homogene lyst grå stripete gneiser (fig. 13) med enkelte amfibolittbånd med boudinage-struktur. F32v 576 er en utpreget planskifrig grå gneis med biotittglinsende skifrihetsflater som også viser lineærskifrihet. Den inneholde enkelte synlige større feltspatøyne. Mineralsammensetningen er kvarts og plagioklas (An 25—30) og noe klinozoisitt, muskovitt, biotitt og granat. Kvarts og feltspat er hovedmassen av bergarten, kornene har uregelmessige lappete omriss med størrelse omkring 0,2, opptil 0,5 mm. Plagioklasen er delvis saussurittisert, ellers er bergarten helt frisk. Denne gneis skiller seg fra gneisene ved veien sør for Aurdalsfjorden (619 og 621) ved mer utpreget skifrihet og mindre kornstørrelse og mer uregelmessige kornomriss.

F32v 514 ved jenbanelinjen øst for Brenn (pkt. 631), et stykke nordvestligere enn de sist beskrevne bergarter, er skifrig granatførende amfibolitt. Mikroskopisk sees hornblende med samme svakt grålige farge som i amfibolittene 638 og 620. Det er dessuten kvarts, plagioklas (omkring An 23) og zoisitt (med

liten positiv aksevinkel). Hornblenden utgjør hovedmassen av bergarten i omkring 0.5 mm store og mindre korn.

I setertraktene på sydvestsiden av dalen omkring seterveien Bagn—Høvresli sr. finnes diorittgneiser tilgrenset av gneisgranitten i sydøst så langt sydvestover som til elven Bøvi, hvor begge avdelinger avskjæres av Flågranitten.

Bergartene i dette strøk er grå utpreget skifrige gneiser, ofte med muskovittglinsende skifrighetsflater, og finkornete amfibolitter. Mikroskopisk viser de grå skifrige gneiser seg som kvartsdiorittiske gneiser med mineralsammensetningen kvarts, plagioklas, biotitt, ofte også muskovitt i store porfyroblaster og til dels granat. De er dels finkornete bergarter, men også for en del grovkornete med flere millimeterstore porfyroblaster av plagioklas med kvartsmosaik omkring, og er således av lignende type som gneisene ved Leira. Alle viser sterke sekundære om-dannelser, saussurittisering av plagioklas, klorittisering av biotitt og granat, derimot er epidot eller zoisitt i større tydelig iakttagbare korn meget sjeldne. Hos amfibolittene er det ofte sekundær omvandling og blekning av hornblende med utskillelse av karbonat. I dette som i andre strøk av området er de finkornete skifrige bergarter ofte meget kvartsrike og går over i bergarter som kunde betegnes som feltspatførende kvartsitter eller kvarts-skifrer.

F32v 581 ved veien nedenfor Island sr., en lys skifrig mørkspettet bergart, består overveiende av kvarts i tilnærmet polyedriske korn av størrelse 0.1—0.3 mm. I kvartsgrunnmassen er det innstrødd korn av sterkt omvandlet feltspat med inneslutninger av muskovitt eller et lignende mineral, dessuten muskovitt i større selvstendige korn, kloritt og jernerts. En geometrisk analyse viste nær 85 vol.pst. kvarts, omkring 10 feltspat, $2\frac{1}{2}$ kloritt og 1 av hvert av muskovitt og jernerts.

F32v 580, en benk av lys flinthard bergart i en høgd på nedsiden av seterveien ovenfor Island sr., mellom høydelinjene 750 og 780 m, viser seg mikroskopisk som en anorthositt sammensatt av omkring millimeterstore korn av plagioklas (omkr. An 25). Plagioklasen er for det meste saussurittisert, av sekundære mineraler finnes muskovitt og klinozoisitt i større korn.

I Etnedalen finnes det nord for mylonittgneisen grå finkornete gneiser sammen med amfibolitt.

En lys skifrig bergart herfra som danner et bånd i amfibolitt (F32v 542) inneholder opptil 5 mm store korn av mikroklin og svakt saussuritert plagioklas som ligger i en lepidoblastisk skifrig grunnmasse av kvarts og feltspat, kornstørrelse omkring 0.05 mm, med parallellorientert muskovitt.

En finkornet grå bergart (F32v 543) viser en ren mylonittstruktur med 0.2 til 0.5 mm store linseformete korn av saussuritert plagioklas som »omflytes« av kvarts og feltspat og finkornet biotitt. Også granat finnes i uttrukne linser.

F32v 623, en finkornet grå skifrig bergart, har mineral-sammensetningen kvarts, albitt, klinozoisitt-epidot, muskovitt, kloritt og biotitt. Albitten danner dels 1 til 1.5 mm store korn med inneslutninger av muskovitt og klinozoisitt, dels finnes den i grunnmassen (dennes kornstørrelse 0.05—0.03 mm) sammen med de øvrige mineraler. I kloritten er det enkelte partier av biotitt som går over i den uten synlig grense, den har ikke det utseende som er alminnelig for klorittisert biotitt. Kloritt og klinozoisitt forekommer særlig rikelig på enkelte striper i bergarten.

Alminnelig del.

Bergartene som er beskrevet i det foregående finnes i tre områder som er skilt ved dekkende yngre dannelser. De to grunnfjellsvinduer på Slidrebladet ligger meget nær til hverandre, fra de sydvestligste deler av disse til de nordvestligste deler på Aurdalsbladet hvor grunnfjell går i dagen er det en avstand på 30 km. Det er en rekke trekk ved bergartene i de tre skilte områder som viser at de tilhører en naturlig sammenhengende gruppe. Det er i sin alminnelighet et nært samband mellom de gabbroide og de surere og sure bergarter i hvert enkelt område. De danner feltgeologisk en enhet og de forskjellige bergarter kan ordnes i rekker av den art som vanlig antas fremkommet ved magmatisk differensiasjon. De kan også gis gode grunner for at denne sammenheng mellom bergartene kan utstrekkes over alle de tre områder. Disse er:

1. Den kjemiske og derav følgende mineralogiske sammen-
setning først og fremst karakterisert ved lave gehalter av kali
også i de sure og sure bergarter. Bergartenes kaliinnhold
danner biotitt og antagelig også en del kalifeltspat som går inn
i plagioklasen derimot som regel ikke selvstendig kalifeltspat.
Unntagelsene tjener bare til å bekrefte regelen, idet kalifeltspat-
førende bergarter finnes i liten mengde, og i de fleste av dem
spiller kalifeltspaten også en kvantitativt underordnet rolle. Det
finnes dessuten anorthositter, også i det sydlige område på
Aurdalsbladet, her riktignok i lite mektige benker.

2. Også med hensyn til tektonikk og mineralfacies er det
overensstemmelse mellom bergartene i de skilte områder. Det
er i nord større områder med massive bergarter, men disse går
over i utpreget planstruerte og båndete bergarter som er her-
skende over største delene av området. Som det skal behandles
nærmere i det følgende er bergartene i alle områder karakterisert
ved en sterk veksel av mineralfacies fra høye til lave. En over-
ensstemmelse av mer spesiell art er forekomsten av kvartsdioritter
med pyroksen og antiperthittisk plagioklas både i nord ved vest-
enden av Slidrefjorden og i syd ved Leira.

Ved de nevnte karakterer er det behandlede bergartskompleks
også skilt fra de øvrige avdelinger i grunnfjellet på Aurdals-
bladet. Noen likhet er det med gneisgranitten (4, s. 6), som
også er helt gjennom planstruert. Denne er ensartet grov-
krystallin og synes å ha samme mineralfacies overalt. Den mang-
ler også de utpregete petrografiske vekslinger som er karakteri-
stisk for gneis- amfibolittkomplekset og veksler bare mellom
granittisk til plagioklasgranittisk mineralsammensetning. Et
hovedtrekk ved den kjemiske sammensetning av bergartene i det
behandlede kompleks er som nevnt de lave innhold av kali og
den tilsvarende sparsomme forekomst av selvstendig kalifeltspat.
Det er således meget utpreget kalk-alkalibergarter, eller kalk-
natronbergarter, i virkeligheten av de mest utpregete som i det
hele finnes. Dette fremgår av en jevnføring med Burris stati-
stiske oversikt over alle kjente eruptivbergarter i det pasifiske
område med oppdeling i stammetyper (Burri 1926). Den
stammetype som viser de pasifiske karakterer mest utpreget er
etter Burri typen Pelée—Lassen Peak med en c-alk-indeks 250

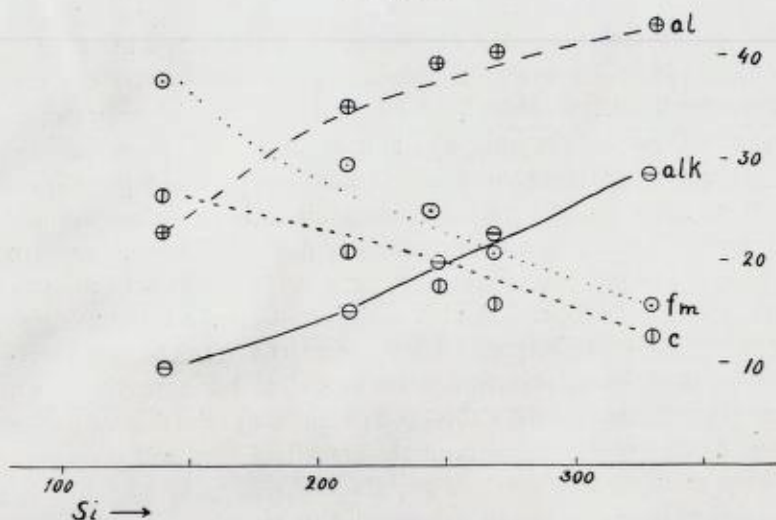


Fig. 14. En del av variasjonsdiagrammet for stammetypen Pelée-Lassen Peak etter Burri med inntegnede projeksjonspunkter for de her beskrevne kvartsdiorittiske bergarter F32v 615, 619 og 621.

(etter Niggli-systemet). Dennes normaldiagram er gjengitt i fig. 14 med inntegnede projeksjonspunkter for de tre her offentliggjorte analyser av kvartsdiorittiske bergarter. Som det sees av figuren faller disse bergarters projeksjonspunkter meget nær inn på normaldiagrammet, de viser dog noe lave *c*-verdier og høie *fm*-verdier. Karakteristisk for typen Pelée—Lassen Peak er også sparsomt innhold av femisk kalk som følge av de høye aluminiuminnhold. Mineralogisk viser dette seg ved forekomst av rhombisk pyroksen overveiende over monoklin. Det samme viser seg også i bergartene i vårt område, hos bergarter i amfibolittfacies kommer det samme frem ved rikelig innhold av granat. Også ved en direkte sammenligning med de analyser som finnes i Washingtons tabeller under avdelingene yellowstonose og tonalose finnes det mange som står nær til analysene av kvartsdiorittiske bergarter fra vårt område. En så godt som fullstendig overensstemmelse er det således mellom kvartsdioritten fra Leira og en andesitt fra Mt. Shasta, California (Washington nr. 72, s. 379), den sistnevnte skiller seg vesentlig ved å ha noe diopsid i normen.

Bergartene i området kan ordnes i en rekke hvis mest fremtredende ledd er gabbro¹-kvarsdioritt-plagioklasgranitt. Det finnes dessuten ultrabasiske bergarter, om enn bare i liten mengde, og anorthositter, vesentlig i et større område. De sureste ledd i rekken, plagioklasgranittene fra det nordre vindu på Slidrebladet, må etter mineralsammensetningen være bergarter med omkring 75 % SiO₂, som kjemisk står nær trondheimittene. En utpreget kalkrik plagioklasgranitt er den lyse gneis fra Stormyrhaugen (F32v 490, s. 35) med omkring 40 % An i normplagioklasen. Lignende bergarter er representert i Washingtons tabeller (s. 105) bl. a. ved vulkanske bergarter fra pasifiske strøk.

Det finnes videre kalifeltspatførende granittiske bergarter som danner overgang til normale granitter, som også er påvist i liten mengde sammen med pegmatitter.

Bergartene er for en del eruptivbergarter med masseformet tekstur og mineralbestand karakteristisk for slike (særlig ved forekomst av pyroksen). Noen av dem viser også størkningsstrukturer med mer eller mindre idiomorf utvikling av plagioklasen. Andre som f. eks. pyroksen-kvartdioritten ved Leira viser ingen slike strukturer og er karakterisert som eruptivbergart bare ved den masseformete tekstur og mineralbestanden. Mineralutviklingen med pyroksen, antiperthittisk plagioklas og for kvartsdioritten ved Leira også det megaskopiske utseende stiller en del av disse bergarter i klasse med charnockittene. Med dette passer også assosiasjonen med anorthositter. Sammenligningen med charnockittene gjelder for mineralfacies, ikke for den kjemiske sammensetning. Det er i den henseende f. eks. ingen likhet mellom våre kvartsdioritter og Bergen-Jotunstammens bergarter. Mineralutviklingen i charnockittiske bergarter stemmer nær overens med granulittfacies (Eskola 1939), forskjellen er for de her beskrevne bergarter at det opptreer biotitt i stedet for granat. Likesom granulittene er utpregete tektonitter, har charnockittiske bergarter i dette område, som i andre kjente områder, protoklastiske strukturer som viser at de er dannet under stress med bevegelser i de størknende bergartsmasser. Det mest påfallende

¹ Eruptivbergartsbetegnelsen er her for lettvinthets skyld også brukt om tilsvarende omkrystalliserte bergarter.

protoklastiske trekk som vises av både gabbroer og kvartsdioritter er den undulerende utslukning hos plagioklasen. Muligens kan den mangel på idiomorfi som er karakteristisk for mange av disse bergarter ha samme årsak. Den lille linse av masseformet kvartsdioritt ved Leira er som nevnt omgitt av samme bergart i parallellstruert drakt, likeså er kvartsdioritten ved vestenden av Slidrefjorden (s. 11) parallellstruert.

Som neste trin i rekken kommer gneisene ved Leira som viser utpregete oppknusingsstrukturer. Den opprinnelige anti-perthittiske plagioklas er oppmalt, men har ellers ikke gjennomgått noen omvandling, det samme er tilfellet med biotitten. Derimot er de øvrige mørke mineraler omkrystallisert, idet vi istedenfor pyroksen får hornblende og granat. Da vi får dannet granat, kan vi si at vi er kommet over i amfibolittfacies heller enn i hornblendegabbrofacies, men under forhold som dem vi har her blir skillet mellom magmatiske og metamorfe facies mindre skarpt. Disse gneiser ved Leira viser nemlig at omkrystallasjonen har gått i ett med og som en videre fortsettelse av reaksjonene under størkningen. Det er grunn til å oppfatte alle gneiser vi her har å gjøre med som protoblastiske primære gneiser i motsetning til de egentlige metamorfe gneiser, som engang har vært ferdig størknet som eruptivbergarter (Eskola 1939, s. 396).

Det neste trin i den nedgående faciesrekke er amfibolitter med granoblastisk struktur, som således er blitt fullstendig omkrystallisert. Slike bergarter har vi i et sammenhengende område i den nordlige delen av det søndre grunnfjellsvindu på Slidrebladet. Hovedmineralene er her plagioklas og hornblende, det er vesentlig gabbroide bergarter det dreier seg om, til dels også kvarts, biotitt og granat.

I bergartene ved veien på sydvestsiden av Begna (s. 26) er mineralinnholdet som for amfibolittfacies med den forskjell at det i mange bergarter opptrer zoisitt sammen med ganske kalkrik plagioklas med 35—40 % An. For zoisittens opptreden i amfibolitter er det her den regel (etter undersøkelse av tynnslip av 13 forskjellige amfibolitter) at det alltid finnes zoisitt i de amfibolitter som ikke har andre femiske mineraler enn hornblende. Enkelte av disse er også helt uten plagioklas. I amfibolitter som fører granat eller biotitt, eller begge, er også zoisitt (eller kline-

zoisittepidot) påvst i de fleste tilfelle, men da i forsvinnende liten mengde. I alle amfibolitter som fører rikelig zoisitt viser plagioklasen, for så vidt den fines og er frisk nok til å kunne bestemmes, en An-gehalt på 35—40 %. I de øvrige finnes også mindre kalkrik plagioklas. Den regelmessighet i zoisittens opptreden i forhold til granat og biotitt, som synes å gjelde for de her beskrevne bergarter, må være betinget av deres spesielle kjemiske sammensetning. Regelen gjelder derfor sikkert ikke for amfibolitter i sin alminnelighet. I ikke hornblendeførende bergarter finnes det også zoisitt sammen med plagioklas med samme An-innhold omkring 35—40, således i den lyse gneis fra Stormyrhaugen (F32v 490, s. 35).

De to analyserte plagioklasgneiser inneholder, den ene klinozoisitt og plagioklas omkring An 33, den annen epidot og plagioklas omkring An 28. Iallfall for sistnevnte bergart ligger plagioklasens kalkinnhold under den grense som ovenfor ble nevnt. Epidoten her kan være en mer tilfeldig bestanddel. Også i eruptivbergarter kan det finnes noe epidot i tilknytning til biotitt eller omkring orthitt-kjerner. Eskola har beskrevet slik forekomst av epidot i Orijärvi-granittene og har diskutert dannelsesmåten (1914, s. 43—44).

Det synes således å være en regel for mineralinnholdet i disse bergarter, i avhengighet av den kjemiske sammensetning, at det er et maksimalt innhold av An i plagioklasen på 35—40 % og det overskytende innhold av An-molekylet danner zoisitt i den utstrekning det ikke går med til dannelse av hornblende eller andre mineraler. Ellers svarer mineralinnholdet til amfibolitt-facies.

I den sydlige del av området i Begnadalen finnes amfibolitter og gneiser med klinozoisitt eller zoisitt sammen med plagioklas omkring An 20. Det synes her å være samme regel for mineral-sammensetningen med den forskjell at plagioklasens An-innhold ligger lavere. Samme mineralkombinasjon har gneisen E31ø 317 (s. 18), i den forekommer zoisitt (eller klinozoisitt) som inneslutninger oligoklas. Dette er en slags saussuritt med oligoklas-grunnmasse, som opprinnelig kan ha vært en An-rikere plagioklas.

Spørsmålet om bergarter som de her beskrevne med zoisitt og An-holdig til forholdsvis An-rik plagioklas skal betraktes som

tilhørende en egen facies avhenger, etter Eskolas definisjon, av om mineralinnholdet er lovmessig bestemt ved den kjemiske sammensetning, derimot ikke av det teoretiske spørsmål om det også foreligger virkelige likevektsassosiasjoner. Den regel som må gjelde i dette tilfelle er at det er en øvre grense for plagioklasens An-innhold. Når denne grense er nådd kan zoisitt (eller klinozoisitt-epidot) komme til, derimot kan de ikke finnes sammen med plagioklas med lavere An-innhold. Denne regel synes bekræftet ved det her fremlagte materiale, men den trenger selvsagt å prøves videre før den kan sies å være fullt bekræftet. Det er i beskrivelsen av plagioklas-zoisittamfibolitten F32v 638 (s. 30) fremlagt beviser for at zoisitten ikke kan være sekundær i forhold til plagioklasen. Vi får således etter alt å dømme en glidende overgang mellom amfibolittfacies og epidot-amfibolittfacies med alibitt, hvori hvert trin er karakterisert ved en bestemt øvre grense for plagioklasens An-innhold.

Bergarter med lignende mineralinnhold har tidligere vært beskrevet og omtalt i litteraturen. Således sier Becke i en omtale av facies-klassifikasjonen (1921, s. 224): »Es gibt auch Amphibolite mit Epidot und Oligoklas. Dabei ist Epidot nicht pathologisches Neubildungsprodukt. Es tritt vollkommen gleichberechtigt neben den anderen Gesteinsgemengteilen.« Carstens har beskrevet en analysert glimmerskifer med zoisitt og oligoklas fra Skrikhø, Trollheimen (1928). Barth har i et arbeide om skarnbergarter ved Kristiansand beskrevet opptreden av zoisitt (eller epidot) sammen med plagioklas (blant andre mineraler) og regnet de beskrevne assosiasjoner til en egen facies (Epidot-Kalkgesteine). I diagramform er dette gjentatt ved en senere anledning (1936, s. 825).

Th. Vogt har i sitt Sulitelmaarbeide beskrevet metamorfe mergersedimenter med klinozoisitt og plagioklas med An-innhold mellom 16 og 34 %, således den analyserte Skjønstå-gneis (1927, s. 213). Vogt har også diskutert disse bergarters stilling med hensyn på faciesklassifikasjonen. Han kommer til det resultat at klinozoisitten er et sekundært produkt i forhold til plagioklasen oppstått ved tilførsel av kalk fra kalkspat eller hornblende. Følgelig kan han ikke anerkjenne mineralassosiasjonen som noen facies. Han er i dette blitt fulgt av Eskola i »Die Entstehung der

Gesteine«. Som foran fremhevet kan Vogts tolkning ikke anvendes på de her beskrevne bergarter, hvor zoisitt med Beckes uttrykk er likeberettiget med plagioklas og de øvrige mineraler.

Epidotamfibolittfacies er representert ved den finkornete kvartsdiorittgneis fra Etnadalen (s. 39), likeså ved de lyse plagioklasgranittiske gneiser fra ved Tvørå (s. 16), disse inneholder albit med inneslutninger av muskovitt og zoisitt. Disse må opprinnelig ha vært An-holdige plagioklaser og viser at bergarten tidligere har vært på et stadium hvor kalkholdig plagioklas kunde dannes.

En særskilt fase i bergartenes mineralomdannelse er saussurittisering av plagioklas, uralittisering av pyroksen, klorittisering av biotitt og granat, i noen tilfelle også omdannelse av hornblende med utskillelse av karbonat. Dette er prosesser som er sekundære i forhold til bergartenes omkrystallisasjon og som kan treffe bergarter på forskjellige faciestrin.

Det er en korrelasjon mellom mineralfacies og struktur og kornstørrelse hos bergartene. I amfibolittfacies er det typisk granoblastisk struktur med kornstørrelse omkring millimeter, mens kornstørrelsen avtar og strukturen blir mindre regelmessig ved overgang til epidotamfibolittfacies. Foruten de vanlige krystallisasjonsstrukturer er det påvist protoklastisk struktur med relikter fra det magmatiske stadium i de grovstripete gneiser ved Leira (F32v 512, s. 24) i amfibolittfacies. I bergarter av de laveste facies finnes mylonittskifrige strukturer med oppmalt fin-grynet kvarts.

Noen steder kan bergarter av forskjellig facies finnes like i nærheten av hverandre, særlig synes dette å være tilfellet i det nordre grunnfjellsvindu på Slidrebladet. Her er de lavere facies i det hele overveiende, særlig i de lyse gneiser. I de andre områder ser det ut til at en bestemt facies finnes i større områder og det er også antydning til faciessoner. I det søndre grunnfjellsvindu på Slidrebladet er det således overveiende amfibolittfacies (bortsett fra senere omdannelse ved saussurittisasjon) med partier av gabbroer i syd. I profilet etter Begnadalen på kartbladet Aurdal er det i nordvest amfibolittfacies med små rester av pyroksenførende eruptivbergarter. Syd for Aurdalsfjorden opptrer den facies som ovenfor er diskutert karakterisert ved zoisitt

sammen med plagioklas An 35—40 (den kunde kalles zoisitt-andesinamfibolittfacies), mens det videre sydover finnes plagioklas omkring An 20 samen med zoistt, mot nordøst i Etnedalen også bergarter i epidotamfibolittfacies med albitt. Her synes det å opptre lavere facies i retning sydøstover mot den innleirete linse av suprakrustallbergarter.

Det er således en hel faciesserie som de her beskrevne bergarter viser oss. Overgangen mellom de forskjellige facies har gått fra høyere til lavere. Dette vises klart av amfibolitter av forskjellige faciestrin hvor det ofte finnes pyroksen som relik, den relikte natur er klar hvor pyroksenen er omgitt av hornblendepanser. Overgangen fra høyere til lavere faciestrin vises også ved forekomst av saussurittplagioklaser i gneisene E310 196 og 197 og 317 (s. 16). Disse skiller seg som nevnt s. 17 fra de helt sekundære saussuritter ved sine større vel individualiserte innleiringer og kan best tolkes ved å anta at det på et tidligere trin i bergartens omdannelse har kunnet dannes An-rikere plagioklaser.

Som før nevnt kan vi anse alle de her beskrevne gneiser og amfibolitter som protoblastiske eller primære. Utgangsstadiet for deres dannelse er det magmatiske og i en periode har bergartene under dannelse bestått av mineralkorn med en omgivende veske som har kunnet reagere med de utskilte mineraler. De forskjellige mineralfacies som fremkommer betyr at reaksjonene er blitt brakt til ende ved at hele bergarten er blitt fast, enten på et magmatisk stadium eller på et høyere eller lavere metamorft. Protoklastiske strukturer må være oppstått på dette overgangsstadium med mineralkorn og omgivende veske, likeså den blanding og stripning som er så karakteristisk for området bergarter.

De fysikalske forhold hos et system bestående av faste korn omgitt av veske er behandlet av Mead (1925). Så lenge veskemengden er stor så kornene ikke kommer i berøring med hverandre vil det hele være bevegelig som en veske, annerledes når kornene kommer i berøring med hverandre og til slutt kommer i en anordning av den tettest mulige pakning. Da vil det hele oppføre seg som et fast stoff og sprekke opp ved påkjenninger.

Mead har i det anførte arbeide gitt en forklaring på den alminnelige forekomst av lyse applittiske årer i mørke bergarter

ut fra de samme forhold. Sprekker som oppstår i en delvis størknet eruptivbergart antas å bli fylt med den gjenværende veske mellom kornene, som vil ha karakteren av en sur restmagma og ved størkning gi opphav til lyse applittiske bergarter. Aplittiske årer sannsynligvis dannet på denne måten er alminnelige i amfibolittene i det søndre grunnfjellsvindu på Slidrebladet. Til samme gruppe kan regnes de aplittiske bergarter F32v 617 og 639 (s. 23, s. 34).

En annen type bergarter er kvartsittiske gneiser som er ganske alminnelige i den søndre del av området på kartbladet Aurdal. Disse inneholder de samme mineraler som de omgivende gneiser, men skiller seg ved å være ytterst kvartsrike med 80—90 % kvarts. Etter mineralsammensetningen kunde man anta dem som derivater av sandstener. De er i alminnelighet ikke skarpt skilt fra de andre bergarter. Et eksempel på disse bergarter er F32v 581, s. 38.

Den kvartsrike gneisaktige bergart som gjennomsetter amfibolitt (F32v 636, s. 35) er egnet til å kaste lys over dannelsen av disse bergarter. Dens mineraler er de samme som finnes i amfibolittene som den gjennomsetter (med tillegg av muskovitt, kloritt og karbonat), således også plagioklas med samme An-innhold som amfibolittens. Den kan på grunn av sin sammensetning neppe forklares som en intrusiv eruptivbergart, og vil man betrakte den som en senere hydrothermal dannelselse, blir det umulig å finne grunn for at den består av de samme mineraler som den bergart den gjennomsetter. Derimot blir dens dannelselse meget tilfredsstillende forklart hvis vi går ut fra at det på en sprekk i bergarten er blitt avsatt mineraler av den veske som fantes mellom bergartens mineralkorn og som var i likevekt med disse og måtte avsette de samme mineraler. Denne veske må ha vært rik på kiselsyre og kvarts må ha utskilt seg av den på et sent stadium og derfor blitt sterkt anriktet på sprekkefyllingen. Med dette stemmer også at kvartsen i mange av de omgivende bergarter gir inntrykk av å være senere dannet enn de andre mineraler, ofte finnes den således gjennomsettende på sprekker som er fylt med løsrevne stykker av bergartens øvrige mineraler.

Samme dannelsesmåte kan vi også anta for de ovenfor nevnte meget kvartsrike bergarter som finnes blant plagioklas-

gneisene. Forskjellen fra aplittene er at mens disse oppstod på et magmatisk stadium, ble de kvartsrike bergarter dannet på et metamorft stadium da mellomromsvesken var en vandig kisel-syrerik oppløsning.

Tektonikken er karakterisert ved fall av skifrihetsflater, foldningsakser og strekningsretninger overveiende mot vest til nordvest. Strøkretningen er ellers vekslende, i det søndre vindu på Slidrebladet er det overveiende vest-nordvestlig strøk med steiltstående skifrihetsflater. Etter strukturene er det grunn til å slutte at massenes bevegelsesretning har vært fra vest mot øst til fra nordvest mot sydøst.

De beskrevne bergarter kan betraktes som tilhørende en stor konkordant batholit. På området mellom de sydøstre deler på Slidrebladet og de nordvestre deler på Aurdalsbladet vet vi selvsagt ikke om det er sammenheng eller om det er større eller mindre stykker av sedimenter eller av andre bergarter i mellom. De to felter med suprakrustalbergarter og med molynittgneisen i syd blir da å betrakte som deler av batholittens tak som er blitt stikkende i de optrengte masser. Det hele kan også oppfattes som en fjellkjede med store masser av optrengte eruptivbergarter. De kraftige bevegelser i massene har ikke bare gitt største delen en utpreget skifrihet, men har også holdt metamorfe reaksjoner i virksomhet, så at de for delers vedkommende først er blitt ferdige på lave faciestrin, muligens også på et ganske høyt nivå i jordskorpen. Gabbroide intrusjoner er også blitt utsatt for en så rask avkjøling at de er størknet som doleritter med pyroksen med mindre aksevinkel enn den vanlige gabbropyroksen (F32v 508, s. 36).

Det blir således utpregete synorogene eller primorogene bergarter, og med dette er de kjemiske karakterer i full overensstemmelse. Etter Wahl (1937) kan det blant fennoskandiske grunnfjellsgranitter skilles mellom kalifattige primorogene og kalirike serorogene.

Hva angår muligheten av å forklare området kvartsdiorittiske og plagioklasgranittiske gneiser som produkter av »granittisering« eller homogenisering av et preeksisterende suprakrustal-kompleks, skal det bare sies at det ikke er større grunn til å gå ut fra en slik dannelsesmåte for de her beskrevne gneiser enn for

tilsvarende masseformete eruptivbergarter i sin alminnelighet. Det er allerede ovenfor gjort rede for at utgangspunktet for det hele har vært et stadium med magmatisk mineraldannelse. Det er ikke funnet relikte strukturer av noen art fra mulige stadier eldre enn det magmatiske.

Suprakrustalbergartene i Bagn (2, s. 5) som sammen med mylonittgneisen danner sydøstgrensen for hele komplekset, har en mineralsammensetning som kommer nær til diorittgneisenes. De kan tolkes som vulkanske bergarter som genetisk står i sammenheng med disse. Lignende forhold mellom dagbergarter og dypbergarter er alminnelig i mange grunfjellsområder. Kleberstenen og kloritt-talkskiferen i sedimentene i det nordre vindu på Slidrebladet, som best tolkes som omvandlete ultrabasiske intrusiver, kan også oppfattes som genetisk samhørende med de eruptiver som sedimentene ligger innesluttet i. De kan bringes inn under kategorien ofiolitter i fjellkjedesoner.

Det er i det foregående gitt en oversikt over de beskrevne diorittiske gneisers kjemiske karakter og det er vist at de har stor overensstemmelse med unge eruptivbergarter i pasifiske fjellkjedesoner. Også i det norske og øvrige fennoskandiske grunnfjell er det kjent bergarter med overensstemmende kjemisk og mineralogisk sammensetning, hva som vil fremgå av nedenstående tabell.

	si	al	fm	c	alk	mg	k
1	199	24 ^{1/2}	42	26 ^{1/2}	7	0.48	0.08
2	211	35	29	21	15	0.45	0.17
3	217	35 ^{1/2}	25 ^{1/2}	22	17	0.63	0.20
4	239	36 ^{1/2}	26 ^{1/2}	21	16	0.26	0.17
5	246	39	24	17 ^{1/2}	19 ^{1/2}	0.42	0.24
6	260	40	24	16	20	0.56	0.19
7	269	41	21	15 ^{1/2}	22 ^{1/2}	0.40	0.23
8	355	37	22 ^{1/2}	16	24 ^{1/2}	0.25	0.18

Kjemisk sammensetning av kvartsdiorittiske bergarter fra fennoskandisk grunnfjell. 1, 4, 8. Kongsbergfeltet C. Bugge 1917. 2, 5, 7. Aurdal, Vadres. 3, 6. Østerbotten, Finland E. Mäkinen 1916.

I Lesjas jernmalmfelt (Carstens 1928, s. 72 ff.) er hovedbergarten en kvartsdiorittisk (eller plagioklasgranittisk) gneis med hovedmineralene plagioklas (An 22—25), kvarts og biotitt. I denne finnes det i underordnet mengde og forbundet ved overganger gabbroide og anorthosittiske bergarter. Til de sistnevnte er jernmalmen knyttet. I grunnfjellsområdet vest for Trondheimsfeltet er det også forekomster av anorthosittiske gangbergarter som Carstens anser for sannsynligvis å stå i genetisk forbindelse med lignende diorittiske bergarter som i Lesja. Plagioklasen i disse anorthositter har (normativt) omkring 50 % An. Den diorittiske gneis fra Lesja står nær de lyse plagioklasgranittiske gneiser i det nordre grunnfjellsvindu på Slidrebladet. Forekomsten av anorthositt sammen med kvartsdiorittiske bergarter er en betydelig petrografisk likhet med Valdresområdet.

I Kongsbergfeltet og ellers på områdene for kartbladene Flesberg og Eiker (C. Bugge 1917, A. Bugge 1937) er det en rekke kvartsdiorittiske gneiser med stor utbredelse, som kjemisk er av samme type som de analyserte bergarter fra Aurdal. Den mest iøynefallende likhet er de lave kaliinnhold, så det i begge områder er overveiende plagioklasbergarter. Kvarts-biotitt-dioritt fra Kongsbergfeltet er også analog med de plagioklasgranittiske gneiser i Valdresområdet. Blant diorittgneisene finnes ifølge A. Bugge også pyroksenførende typer. I tektonisk henseende er det også likhet mellom Kongsbergfeltet og Valdresfeltet, idet det i begge områder er suprakrustallbergarter som ligger innklemt konkordant blant gneisene.

I Arendalfeltet har J. Bugge (1940) beskrevet en rekke bergarter, fra basiske (noritter) til sure, som har likhet med enkelte av bergartene i Valdres i den henseende at de har charnockittisk facies, bl. a. med antiperthittisk plagioklas. De er utpreget plagioklasbergarter med lave innhold av kali, men viser kjemisk en tydelig forskjell fra bergartene i Kongsbergfeltet og i Valdres ved at de er ekstremt natronrike, men til gjengjeld ganske kalkfattige. J. Bugge har for disse bergarter hevdet en metasomatisk genesis, bl. a. av den grunn at han har påvist i dem en overgang fra lavere til høyere facies.

I Midtre Østerbotten i Finland har Mäkinen (1916) beskrevet en serie av eruptivbergarter som foruten basiske ledd omfatter kvartsdioritter, mikroklinførende kvartsdioritter og granodioritter. Disse finnes som konkordante batholittiske intrusjoner i botniske suprakrustallbergarter. Kvarsdiorittene er som det sees av tabellen kjemisk meget nærstående til bergartene fra Valdres. Også fra Lavia-området vest for Tammersfors har Mäkinen (1915) beskrevet en lignende serie bergarter, kvartsdiorittene er her noe kalirikere (med k -verdier omkring 0.30).

Til slutt skal aldersspørsmålet for de beskrevne bergarter fra Valdres berøres ganske kort. Vi har her bare petrografiske analogier å holde oss til, og disse sier i sin alminnelighet bare at vi har bergarter med samme geologisk-tektoniske stilling. Ved sammenligningen med Kongsberggneisene har vi riktignok også den korte avstand mellom feltene og den strukturelle likhet med omtrent samme hovedstrøkretning. Det er derfor en stor sannsynlighet for at kvartsdioritt-gneisene og med dem sammenhørende bergarter i Valdres er samtidig med de tilsvarende bergarter i Kongsbergfeltet. Etter A. Bugges fremstilling er det i Telemarksformasjonens område vest for den store rivningsbreksje enkelte forekomster av bergarter som hører til de antatt eldre dannelser i Kongsberg-Bamleformasjonen øst for breksjen. Områdene i Valdres er imidlertid større enn de hitil kjente felter.

Om anorthosittene i Valdres kan det sies at de er de eneste i Norge hvis grunnfjellsalder er utenfor enhver diskusjon.

Det er ellers ennå ikke leilighet til å sette Valdresområdets bergarter inn i sin sammenheng med det øvrige sydnorske grunnfjell. Dertil er for store områder ennå lite kjent. I dette arbeide er det forhåpentlig lyktes å legge frem materialet fra et mindre område for å gi et fragment til et fremtidig helhetsbilde.

Litteratur.

- ANDERSEN, O. 1921. En kort meddelelse om geologiske iakttagelser på kartbladet Flå. N. G. T. 6, s. 277.
- BARTH, T. F. W. 1928. Kalk- und Skarngesteine im Urgebirge bei Kristiansand. Neues Jahrb. f. Mineral., Geol., Paläontol., Beil.-Bd. 57, Abt. A (1928), s. 1069.
- 1936. Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. Part II: Petrology and metamorphism of the Paleozoic rocks. Bull. Geol. Soc. Am. 47, s. 775.
- BECKE, F. 1921. Zur Facies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. Tschermarks min. petr. Mitt. 35, s. 224.
- BUGGE, A. 1928. En forcastning i det syd-norske grunnfjell. N. G. U. Nr. 130.
- 1937. Flesberg og Eiker, beskrivelse til de geologiske gradavdelingskarter. N. G. U. Nr. 143.
- BUGGE, C. 1917. Kongsbergfeltets geologi. N. G. U. Nr. 82.
- 1929. Meddelelser om geologiske undersøkelser i Hallingdal og Valdres. N. G. U. Nr. 133, s. 70.
- 1939. Hemsedal og Gol, beskrivelse til de geologiske gradteigs-karter. N. G. U. Nr. 153.
- BUGGE, J. 1940. Geological and petrographical investigations in the Arendal district. N. G. T. 20, s. 71.
- BURRI, C. 1929. Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jung-eruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. min. petr. Mitt. 1926. 6, s. 115.
- CARSTENS, C. W. 1928. Petrologische Studien im Trondhjemgebiet. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr. 1928. Nr. 1.
- DU RIETZ, T. 1938. The injection metamorphism of the Muruhatten region. S. G. U. ser. C Nr. 416 (Årsbok 32 (1938) Nr. 6).
- ESKOLA, P. 1914. On the petrology of the Orijärvi region in SW Finland. Bull. comm. géol. de Finlande Nr. 40.
- 1939. Die metamorphen Gesteine. I Barth, Correns, Eskola: Die Entstehung der Gesteine.
- GOLDSCHMIDT, V. M. 1916. Konglomeraterne inden Høifjeldskvartsen. N. G. U. Nr. 77.
- MEAD, W. J. 1925. The geologic rôle of dilatancy. Journ. of Geol. 33, s. 685.

- MÄKINEN, E. 1915. Ein archaisches Konglomeratvorkommen bei Lavia in Finnland. *Geol. Fören. Förh.* 37, s. 385.
- 1916. Översikt av de prekambrisk bildningarna i mellersta Österbotten. *Bull. comm. géol. de Finlande* Nr. 47.
- REUSCH, H. 1884. Geologiske optegnelser fra Valdres. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.* 28, s. 153.
- 1894. Mellem Bygdin og Bagn. *N. G. U.* Nr. 14, s. 15.
- VOGT, TH. 1927. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. *N. G. U.* Nr. 121.
- WAHL, W. A. 1937. The granites of the Svecofennian Archaean mountain chain. *Bull. comm. géol. de Finlande* Nr. 115 s. 489.
- WYCKOFF, D. 1933. Geology of the Mt. Gausta region in Telemark, Norway. *N. G. T.* 13, s. 1.

English Summary.

A Complex of Gneisses and Amphibolites in the Archaean of Valdres (Southern Norway).

The present paper deals with Archaean rocks in the map areas Aurdal and Slidre (see outline map fig. 1). In fig. 1 areas covered by Caledonian rocks are left white, (1) = mylonitic gneisses of granitic derivation, (2) = various supracrustal rocks, (4) = gneissic granite and (5) = a light massive granite, the Flå granite. The object of the present paper is to describe the rocks of division (3) in fig. 1: a series of rocks ranging from gabbros to quartz diorites and plagioclase granites and metamorphic equivalents. Chemically the rocks are characterized by lime and soda strongly dominating over potash, potash feldspar thus being absent in most of the rocks. The rocks make up a series characterized by a very high lime-alkali index, amounting to about 240 in the Niggli system. The rock series fits well into the so called Pelée-Lassen Peak type of Pacific rock series of Burri (1926). Fig. 14 on p. 41 shows a part of Burri's variation diagram with inserted projection points of the three analysed quartzdioritic rocks from the present area.

Some of the rocks mapped are massive gabbros and quartz diorites with a mineral development of igneous rocks, but more common are amphibolites and gneisses belonging to a series of mineral facies from amphibolite facies to epidote amphibolite facies with albite as the only plagioclase. The intermediate facies

are very interesting in that they carry zoisite (or clinozoisite-epidote) together with a rather calcic plagioclase. There exists in these facies an upper limit of the anorthite-albite ratio of the plagioclase; and it can be demonstrated that if the anorthite molecule is available in excess of this ratio, zoisite (or equivalent clinozoisite-epidote) will form.

The gneisses and amphibolites are distinctly foliated, streaked, and somewhat inhomogeneous. In quartzdioritic gneisses there are dark bands of amphibolite and light bands of aplitic composition. See fig. 10 on p. 26 and fig. 13 on p. 37.

The gabbroid rocks are normal gabbros and amphibolites, often with plagioclase saussuritized and pyroxene uralitized. Fig. 2 on p. 10 shows a gabbro with undulating extinction of the plagioclases, considered as a protoclastic structure. Analysis, norm and mode of a zoisite amphibolite are tabulated on p. 32. The zoisite of this rock, occurring together with an andesine plagioclase, is clearly not a secondary product formed at the expense of the plagioclase.

In the southern Archaean area of the Slidre map area there is a field of anorthosite up to 2 km wide, surrounded by amphibolites. The anorthosite in fig. 5 on p. 13 consists of plagioclase (An 65) and some amphibole with granoblastic structure. For the greater parts the anorthositic rocks are metamorphosed into tough schists rich in zoisite.

Analyses, norms and modes of quartzdioritic rocks are found on p. 23 (fig. 7), p. 28 (fig. 11) and p. 29. The first of these is a massive pyroxene quartz diorite with antiperthitic plagioclase, according to mineral development and megascopical appearance it is a charnockitic rock. The two others are plagioclase gneisses with granoblastic structure. In close field connection with the pyroxene quartz diorite are streaked gneisses of the type exhibited in fig. 9 on p. 25, which contain the same antiperthite as the diorite, the grains of which are granulated, showing structures to be classed as protoclastic, while the dark minerals are recrystallized to amphibole and garnet.

A light plagioclase gneiss has the composition: Quartz 38.7, plagioclase (An 35) 54.1, zoisite 3.6, biotite 2.6 and muscovite

1.0. This rock corresponds to a plagiocase granite very rich in lime.

The most acid rocks in the series are light gneisses. Judging from the mineral composition these rocks correspond to plagioclase granites with about 75 per cent silica and with about 20 to 30 per cent anorthite in the normative plagioclase (fig. 6 on p. 17).

Microcline-bearing gneisses and pegmatites with greyish blue microcline occur in small quantities.

Tectonically the whole rock complex forms a concordant batholith, in which are included tectonic lenses of supracrustal rocks. The chemical character of the rocks distinguishes them as primorogenic, i. e. formed in the beginning of an orogenetic epoch. The gneisses and amphibolites must be regarded as protoblastic, having passed from the magmatic stage directly to various metamorphic stages; this is indicated by the protoclastic structures and by the occurrence of relics from higher facies, such as pyroxene in amphibolites. Movements in the masses may have upheld reactions between mineral grains and interstitial liquid until they were brought to an end, either in the magmatic stage or in higher or lower metamorphic stages.

