

Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser.

Av

BRYNJULF DIETRICHSON

Med 17 tekstfigurer og 3 plansjer.

Utdrag.

Under kompletterende kartlegging på gradteig F30V Vinstra, som forf. kjenner inngående, samledes i juli 1952 prøver av pseudotachylit i Rutenområdet, Espedalen. De beskrives med illustrasjoner og analyser, og gir anledning til vidtgående hypoteser.

På oversiktskartet fig. 1 betegner nr. 1 en liten pseudotachylitåre som forf. fant i 1941 og beskrev (1945 A, 1945 B), og som foranlediget V. M. Goldschmidt (1943) til å ta opp undersøkelse av materiale han hadde samlet tidligere (Dovre, 1916) og anbefale pseudotachylittenes gåtefulle dannelsesbetingelser til nærmere behandling. Forekomstene nr. 2 og nr. 3 fra 1952 skaffet rikeligere og mere instruktivt materiale enn nr. 1, og også enn tidligere analyserte pseudotachylitter verden over. Nr. 2 forekommer i sterkt metamorf Valdressparagmit, og påvises med overveiende sannsynlighet å være dekomponert og delvis smeltet biotit, utsatt for opphetning til 840° C eller mer. Nr. 3 forekommer i breksiert, mylonitisk jotun-norit og mangerit, har noritsammensetning, viser et fullstendig neovulkansk utseende (pseudo-diabas-porfyr) uten senere metamorf påvirkning. På grunnlag av plagioklasene bestemmes en krystallisasjonstemperatur på minst 1330° C. Det geologiske miljø beskrives inngående, spesielt Valdressparagmitt, idet dens opptreden i Rutenområdet p. gr. av den nesten gneisaktige metamorfose først er definitivt påvist av forf. — 3 atskilte kaledoniske orogene perioder med forskjellige tektonik kan utskilles i dette område, pseudotachylitdannelsen må høre til den siste, Svalbardiske orogene periodes slutfase.

Støttet til beskrivelser av innenlandske og utenlandske pseudotachylit-forekomster, hvor for øvrig ikke betegnelsen

pseudotachylit er konsekvent anvendt (litteraturliste), samt til tidligere og også her dokumenterte eksempler på opptreden av høymetamorf fasies i samme bergarter og samtidig med pseudotachylittene i vårt område, fremholdes at deres dannelse må tilskrives et tillegg av friksjonsvarme under breksiering av på forhånd regionalt opphetede bergmasser. I vårt område må dette ha vært km-tykke skyvemasser av Bergen-Jotunstammens bergarter, som under orogenesisene er brakt opp fra dypere nivå og frem mot SE på et underlag som derved og ved isostatisk nedtrykning ble utsatt for regionalmetamorfose. I vårt område betegner pseudotachylittdannelsen en ekstrem utvikling av denne, men det antydes at i Hemsedalsområdet (C. Bugge 1939) har vi rimeligvis kaledonsk, orogen oppsmeltning av større dimensjoner. Det neste skritt blir da å overføre resultatene fra Kaledonidene på eldre fjellkjededannelser. —

Innledning.

Forfatteren har tidligere (1945 A. p. 28) gitt en kort beskrivelse og mikrofoto av pseudotachylit fra skyveplansbreksje innenfor det store anortosit-norit-flak (J. H. L. Vogt brukte, f. eks. i »Sulfid: Silikatschmelzlösungen 1917 betegnelsen »labrador-norit«) som bygger opp Gråhøene — opptil 1440 m o. h. — i Espedalen, Vestre Gausdal og Nord-Fron.

Det var professor dr. Ivar Oftedal, da konservator ved Geologisk Museum, Oslo, som i 1942 elskverdig lot meg mikroskopere mine innsamlinger på sitt kontor der, og da gjorde meg oppmerksom på at min prøve, som i sin helhet gikk med til tynnslip, under mikroskopet kunne identifiseres med prøver av den glassbergart fra Fokstua på Dovre som V. M. Goldschmidt hadde samlet et rikeligere materiale av 1913/14 og oppbevart ved Museet.

Mitt funn foranlediget Goldschmidt (1943) til nærmere omtale av dette materiale. — Tidligere hadde han (1916 A, p. 121) under avsnitt »Postkaledonische Eruptivgesteine im Faltengebirge« bare nevnt, at »Schmale Gänge eines nicht näher studierten glasigen Gesteins finden sich in den metamorphen Schiefen bei Fokstuen, Dovrefjeld.« Imidlertid hadde Goldschmidt under sin landflyktighet i Stockholm i 1943, da han leverte sin oppsats »Friksjonsglass (Pseudotachylit) i fjellkjeden« som foredrags-

referat, ikke adgang til sitt materiale, men nevner at en analyse er utført av ingeniør E. Klöver. Ved henvendelsen til sivilingeniør Emil Klöver, Staten Tollaboratorium, Oslo, fikk jeg opplyst at denne ble foretatt i mai 1942, og han meddelte meg (febr. 1953) velvillig resultat av den fullstendige analyse av »Glassbergart, Fokstua« utført for professor V. M. Goldschmidt. Jeg gjengir den nedenfor s. 59 med normberegning, men anser meg foreløpig ikke berettiget til ytterligere å utnytte Goldschmidts ikke publiserte arbeider, idet jeg i 1942 bare rent tilfeldig fikk kjennskap til at han lot utføre noen mikrofotografier av denne »glassbergart«, og for øvrig ikke er satt inn i hans resultater.

Goldschmidts karakteristikk av »glassbergarten« 1943, er for en stor del gyldig også for det materiale forf. oppdaget under kartlegningsarbeidet for N. G. U. på gradteig F30V Vinstra, juli 1941.

Goldschmidt benevner bergarten »friksjonsglass« og antyder ikke noen annen varmekilde enn friksjonen. I en oppsats i N. G. T. (1945 B, p. 53—69) gjorde jeg oppmerksom på den høy metamorfe faciesutvikling av bergartene i nærheten av pseudotachylit-forekomst nr. 1, og uttalte at en så sterk opphetning av et større område som det der måtte ha funnet sted, krevet en mer regional opphetning av bergmassene enn den som med rimelighet kan tilskrives friksjon under den konstaterte lokale breksiering. Dengang kunne jeg imidlertid ikke finne noen annen varmekilde enn mulige kaledonske intrusioner, og tegnet inn på oversiktskartet fig. 1 de nærmeste forekomster av de nå synlige av disse, nemlig Trondhjemit-ganger. Det samme kart bruker jeg også til denne avhandling som fig. 1. Som det sees ligger de nærmeste av disse Trondhjemitganger over 20 km fra nr. 1, som betegner pseudotachylit-funnet fra 1941. 2 og 3 betegner pseudotachylit-forekomstene fra 1952, som skal beskrives nedenfor. Ellers er det ikke gjort noen forandringer på kartskissen, bortsett fra en mindre korleksjon av bergartgrensen mellom Espedalsvann og Breisjøen, det mindre vann i NW, og inn-tegning av Vinstra kraftanleggs vanntunnel; samt for betegnelsen »Eldre flysj«, hvorom nedenfor. —

Goldschmidt karakteriserte (1943) pseudotachylittenes »dannelsesbetingelser som ennå så gåtefulle at problemet kan

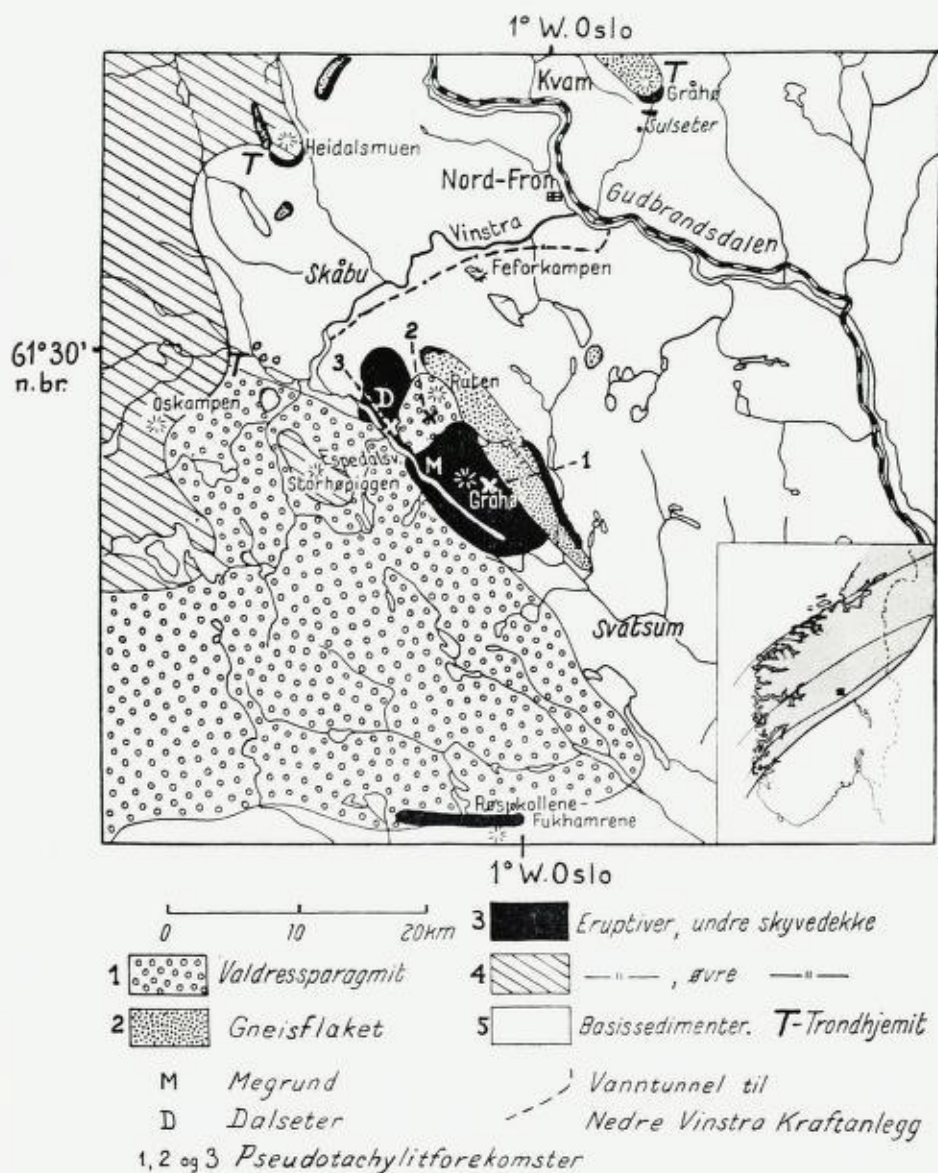


Fig. 1. Geological sketchmap of Espedal and surrounding districts. Scale about 1:570 000. Inset show location of area in Scandinavia and distribution and chief resulting structures of the Caledonides.

anbefales til geologenes oppmerksomhet.« Betydningen av en mere inngående undersøkelse ligger naturligvis i muligheten for å bruke resultatene som »geologisk termometer«. Jeg har derfor under mitt kartlegningsarbeide stadig vært på utkikk etter bedre materiale, men ikke funnet annet lignende pseudotachylit enn en sannsynligvis stedlig løs blokk med svart, tett ultramylonit ved Fisktjernknausen, Valdresflya, på E30 Ø, Sjødalen, (1° 53' W. Oslo, 61° 23½' n. br., 28/7. 1945, tynnslip N° 83-II-45) inntil jeg fant forekomstene nr. 2 og nr. 3 i Espedalen i juli 1952.

Geologisk miljø.

Gneisflaket og undre skyvedekkes anortosit-noritmasser.

På fig. 1 i denne avhandling er det prikkete område betegnet med »gneisflaket«, den samme betegnelse som jeg brukte på berggrunnskart, gradteig Vinstra til N. G. U. nr. 163 (1945 A), mens jeg i avhandlingen 1945 B brukte betegnelsen »Eldre flysj« for det samme område. Som beskrevet i nevnte avhandlinger har det en meget heterogen oppbygning og inkluderer høyst tektoniserte og metamorfe bergarter såvel av sedimentær som eruptiv-krystallin opprinnelse. De sistnevnte er imidlertid kvantitativt så overveiende at betegnelsen »eldre flysj« ikke bør opprett-

←

1. Valdresparagmite: arkoses and conglomerates; light coloured boulders of metamorphic acid rocks of the Bergen-Jotun-kindred, green matrix metamorphic gabbrodetritus; increasing degree of metamorphism from SW to NE as far as the gneiss in Ruten. — 2. Gneiss-nappe: strongly tectonized and metamorphic crystalline rocks of the Bergen-Jotun-kindred with remaining sedimentary rocks, probably Cambro-Ordovician of eugeosynclinal origin. — 3. Lower thrust-nappe: anorthosite-norites of the Bergen-Jotun-kindred, primary structures relatively intact. 4. Upper thrust nappe: Jotunites : Jotun norite, syenite mangerite, hypersthene granites etc. structures often entirely intact. 5. Basement sediments — Cambro-Ordovician of miogeosynclinal origin.

T = Trondhemite dykes.

1, 2 and 3 on map: Pseudotachylytes.

— — — : Tunnel for Vinstra Hydroelectric Power Plant.

Numbers of geological units, presented on map are explained on page 27.

holdes. Etter senere undersøkelser tilhører de Bergen-Jotunstammen, og må nærmest sidestilles med Gjelsviks (1946) »Rudihø krystalline kompleks«, jfr. også kartet til Strands avhandling (1951). Rester av opprinnelig påhvillende sedimenter («Heidal-serie»?) som mest rimelig blir å henføre til eokambrium med nesten kontinuerlig overgang til marin kambrium av eu-geosynklinal lagfølge, jfr. Strand, 1951 p. 16, motsvarende Törnebohms (1896 p. 83). Brekkskifergruppe i Trondheimsfeltet, (jfr. også korrelasjonsskjema, Dietrichson, 1950 p. 84). Disse sedimenter som ga anledning til min betegnelse »Eldre flysj« (1945 B) er ført med på et underlag av Bergen-Jotunstammens krystallinske masser, som i gneisflaket er tektoniserte, metamorfe jotunnoritter og mangeritter tildels hypersthengranit (øverst) med anortositmylonit i et smalt bunnlag i NE, forskjellig fra de mer intakte anortosit-noritter i Espedals-Gråhøene lenger SW, som i fig. 1 er betegnet »eruptiver, undre skyvedekke«.

Fordeelingen av bergmassene her står i den nøyeste sammenheng med den isoklinale overfoldning med akser NW—SE av lagpakkene og deres betydelige forskyvning fra NE mot SW, som danner hovedemnet for min avhandling »Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen« (1950). Sommeren 1952 har jeg oppnådd ytterligere klarhet i dette spørsmål ved nye observasjoner, og sammenstillet dem i en preliminær meddelelse hvis trykning er blitt noe forsinket.¹ Et vesentlig forhold av interesse for vårt område, er den *varierte tektonisering og metamorfose* som de forskjellige deler av de samme lagpakker blir utsatt for, alt ettersom de bare er båret frem på ryggen av andre lagpakker, eller de også er blitt invertert, og er kommet under flattliggende lagpakker under skyvning videre mot SW. Det er særlig ved hjelp av en rekke alunskiferforekomster på Vinstrabladet jeg kan dokumentere dette forhold. Metaforisk kunne den varierte tektonisering etter Goldschmidt karakteriseres ved at passasjerene på et jernbanetog (som jo heldigvis som regel kommer frem i god behold) ville massakreres på det forferdeligste hvis toget i sin helhet foldes sammen, tippes over og de kommer under det

¹ Brynjulf Dietrichson: Regular fracture of rocks (the Sialic shell of Earth) due to tectonical stress.

bærende materiel ved videre forskyvning i fartsretningen. Sammenligningen passer særlig på våre isoklinale overfoldninger der det er rent unntagelsesvis at noe av en lagpakke kommer forholdsvis uskadt frem, videre er i behold blant det erosjonen har levnet, og så endelig finnes blottet for overdekning idag. Alle grader av tektonisering forekommer under slike forhold; men i vårt gneisflak har det gått særlig voldsomt, også varmt for seg, under dannelse av ortit-epidot, amfibolit og almandin som i sin tur ble oppknust.

I grensen mellom gneisflaket og eruptiver av undre skyvedekke ved pseudotachylitforekomst nr. 1 i fig. 1 faller lagene steilt mot NE. Gneisflakets masser antas her å representere en invertert pakke av lagete masser, som har avlastet en del av sine høystliggende lag på det undre skyvedekke, som består av anortosit-norit. De avlastede masser skiller seg tydelig ut fra dette, og er inntegnet på detaljkartet fig. 4 til avhandlingen 1945 B og betegnet med fyllit, arkose og jotungranit. Dessuten er pseudotachylitforekomsten nr. 1 avmerket på dette detaljkart. Bemerkelsesverdig er at pseudotachylit ble funnet i grovbreksiert mørk norit, og denne breksiering synes å ha oppstått på grunn av et kraftig trykk fra NW (jfr. 1945 B, p. 61) altså *senere* enn avlastningen av materialet fra den inverterte lagpakke, som kom fra NE.

Vi kan altså her skille mellom 3 epoker av kaledonske over-skyvninger:

1. Den som har bragt det undre skyvedekkes anortosit-norit-masser på sin plass ovenpå forlandets kambro-ordovisiske basissedimenter av miogeosynklinal serie (Strand 1951, p. 13 ff.).
2. Den som ved isoklinal overfoldning fra NE har forflyttet dette med påhvilende sedimenter av eugeosynklinal serie og avlastet masser ovenpå mere intakte deler av det undre skyvedekke i SW.
3. Den som har breksiert og forflyttet skyvemassene i sin helhet, i den kaledonske fjellkjedes hovedbevegelsesretning i vårt land, nemlig fra NW mot SE.

Hvorvidt disse kan korreleres med: (jfr. Th. Vogt 1928).

1. Trondhjems-orogenese
2. Ekne-orogenese
3. Svalbard-orogenese

skal ikke diskuteres nærmere i denne avhandling.

Valdressparagmit og undre skyvedekkes anortosit-noritmasser.

Mens pseudotachylit-forekomst nr. 1 ligger nær grensen mellom det undre skyvedekke og gneisflaket, ligger nr. 2 og nr. 3 nær grensen mellom det førstnevnte og Valdressparagmit (se fig. 1), nr. 2 innenfor Valdressparagmittens sterkt utpressete masser av metamorfe arkoser med gabbrodetritus-grunnmasse og gabbrokonglomerater, nr. 3 i småbreksierte norit.

Identifikasjonen av kvartsglimmerskifer-massene her i Rutenområdet (etter det høyeste fjell Ruten, 1513 m o. h.) på NE-siden av Espedalen, med Valdressparagmit, er nå så definitivt som den kan bli uten fossilfunn, og muligheten for sådanne er, som det vil forstås av nedenstående, uhyre små.

I sin avhandling »Høifjeldskvartsens nordøstlige udbredelse« (1893) gir K. O. Bjørlykke en utmerket petrografisk beskrivelse (l. c. p. 63) av bergarten som han benevner »Rutenfjelds yngre gneis«, men skriver nedenfor siterte i et resyme (p. 73) om Valdressparagmittens som dengang inkludertes i »Høifjeldskvarts« eller »Høifjeldsetagen«; (etter Th. Kjerulf 1879, p. 164). Disse betegnelser ble lenge brukt om den kaledonske flysj, Valdressparagmittens:

»Ved Langfjeldenes dannelse har derefter etagen undergået en betydelig regionalmetamorfose; den mindst metamorfoserede er Dokfjeldstrøgets sparagmit og konglomerat, den mest Rutens gneis«, og så kommer hans fotnote: »Efter de indtryk, jeg fik på min sidste sommerreise (1893), har jeg fået mine tvivl om, hvorvidt Rutens gneis lader sig parallelisere med Dokfjeldstrøkets sparagmit. Sikkert turde det være, at det vanskeligste arbeide i det centrale Norge vil blive at udskille de forskjellige gabbrovarieteteters skifrige grænsefaciesdannelser fra de sedimentære lagrækker.«

Jeg vil ikke nekte at også jeg har hatt mine anfektelser av samme natur som K. O. Bjørlykke, men er nå i den heldige stil-

ling at jeg ved feltfotografier og mikrofotografier ved siden av den petrografiske dokumentasjon kan rydde bort enhver tvil på dette punkt.

I sin berømte avhandling »Konglomeratene inden Høifjeldskvartsen« (1916) bruker V. M. Goldschmidt »Dokkfjellstrøkets sparagmitt« for typebeskrivelse av gabbrokonglomeratene i Valdressparagmitt. Han beskriver og diskuterer også (l. c. p. 16) de sterkt metamorfe forekomster på SW siden av Espedalsvann med den innviklede tektonik, men befatter sig ikke med forekomstene på NE-siden av samme d. v. s. »Rutenfjeldets yngre gneis«. Men gjemt er ikke glemt: »— — — det vil kunne utredes ved en mere detaljeret karttegning, hvortil rektangelbladet Espedalen vil gi et fortrinlig topografisk underlag« (l. c. p. 16). I 1941 het kartbladet F30V Vinstra, og jeg ble sendt.

Jeg har tidligere (1950, p. 113) på en rekke steder sitert Goldschmidts petrografiske undersøkelser fra Dokkfjellstrøkets typeområde, og skal her bare nevne det han på flere steder konstaterer, at de lyse, granitoide rullestener, som overalt i feltet fremtrer så karakteristisk i den grønne grunnmasse av gabbrodetritus, »viser i de fleste tilfælder mere eller mindre sterk presning, som er ældre end indleiring i konglomeratet« (l. c. p. 23). Videre må nevnes den meget alminnelige bestanddel av gabbrokonglomeratets grundmasse — »en lys rødlig eller farveløs granat« — »utvilsomt klastiske bruddstykker« — »åpenbart dannet før indleiringen i konglomeratet« (l. c. p. 18). M. h. t. gabbrorullestenenes og gabbrodetritus' hjemsted finner Goldschmidt at saken er klar i Dokkfjellstrøket: alle typer fra de stedlige gabbroområder (Fukhammer-Røsjøkampen) er kjent, derimot konkluderer han med at spørsmålet om granitrullestenenes hjemsted ikke kan besvares med sikkerhet.

Her kan jeg nå komplettere Goldschmidt, ved å presentere mikrofotografier av gabbrokonglomeratets granitoide rullestener fra området tett ved Espedalsvannet på SW-siden, like overfor Rutenområdet. (Mikrofoto fig. 2 og fig. 3). De viser umiskjennelige relikte jotunpertitter med avkalket i plagioklas, samt oppknust, kloritisert granat, som ikke finnes i konglomeratets grunnmasse her, men altså som klastiske bruddstykker i Dokkfjellstrøket konglomerat. — Dessuten vises mikrofoto fig. 4 av

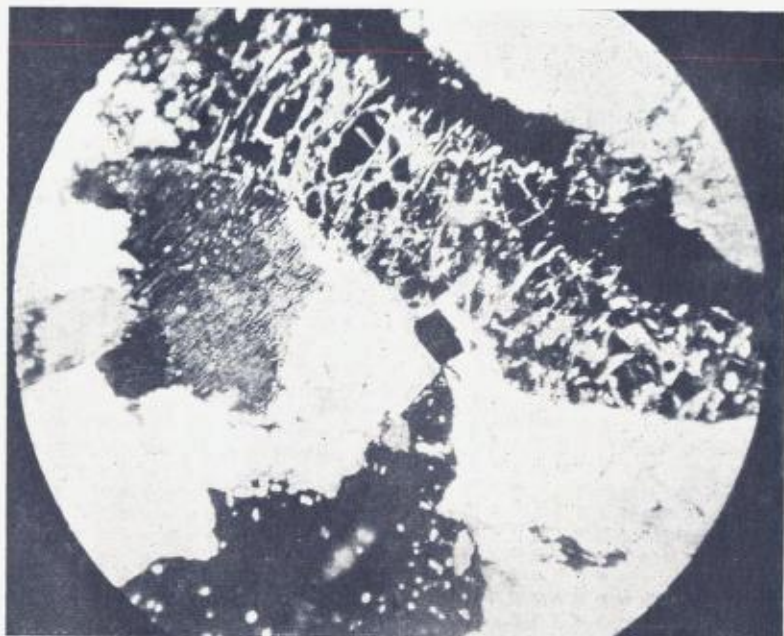


Fig. 2. Tynnslip nr. 6—1—F30V. Fot. forf. $\times 50 + n$.
Prøve nr. 86 F30V, 2/8 1952 — av 35 cm lang granitoid rullesten i Valdres-
sparagmittens gabbrokonglomerat, Stylskarkampen, Espedalen.
*Thin section of an elongated boulder in the gabbro conglomerate of the
Valdresparagmite, Stylskarkampen, SW of Espedalsvann.*
(1° 10' W Oslo, 61° 23' N.)

*Garnet with core of monoclinic pyroxene. (latter not visible in photo-
graph). tectonised and chloritised in orogeny 2 (Ekne). Also decalcified
Jotun-micropertite and small pseudomorph of hematite (after pyrites)
towards middle of photograph.*

V.M. Goldschmidts egne tynnslip B. Dv. II-nr. 14 av hans prøve fra SE-enden av Dokkvann: granitoid rullesten, upresset etter innleiringen i Dokkvannskonglomeratet. Den viser karakteristisk finspindlet jotunpertit (her ike avkalket, så den sees v. hj. av forskjellen i lysbrytning tydelig i parallelt polarisert lys.)

Forklaringen av det hele forhold blir da som følger:

Den orogene fase nr. 2 (Ekneorogenesen) i vårt område ble innledet ved regional foldning av lagpakken med akser NW—SE, så der ble dannet et utpreget relief med antiklinaler og syn-

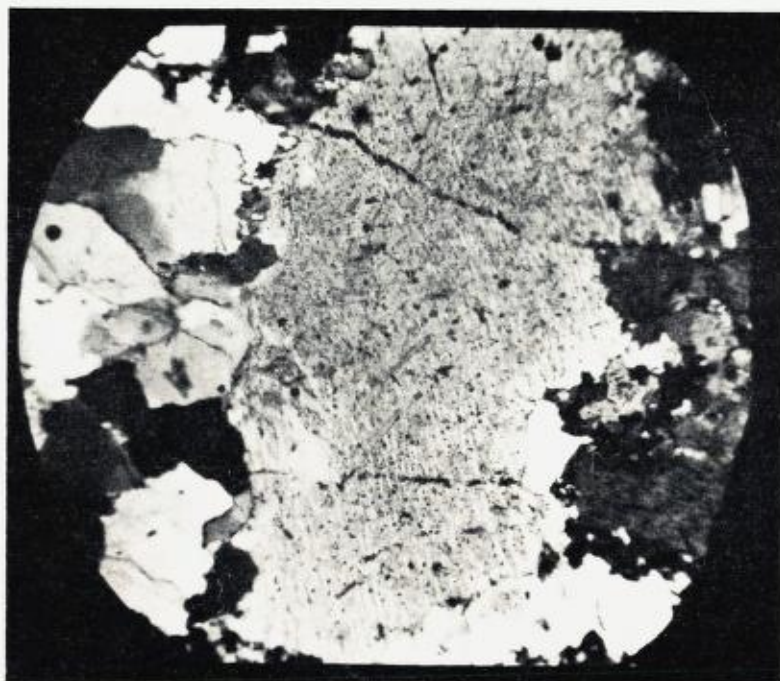


Fig. 3. Tynnslip nr. 15—I—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 50 + n$.
Prøve nr. 56 F30V 22/7 1952 av granitoid rullesten i Valdressparagmittens
gabbrokonglomerat «972 m høyden» Vænlien, Espedalen.

*Thin section of granitic boulder in the gabbro conglomerate of the
Valdressparagmite, "972 m hill" Vænlien, S of Verket, Espedalen
1° 13½' W Oslo 61° 25' N.*

*Decalcified Jotun-micropertthite in the boulder of metamorphic
Jotun-granite.*

klinaler i denne retning. Dette relief skapte forutsetninger for en kraftig erosjon med avsetning av arkoser («sparagmit») og konglomerater, tildels fanglomerater, i de NW—SE løpende dalstrøk, som rimeligvis var utarbeidet langs antiklinalene. Den utpregete erosjonsdiskordans konstateres regionalt i det sentrale Norge (Strand 1951, p. 34—35). Men samtidig skred den isoklinale overfolding fra NE videre frem mot SW, Valdressparagmittens fikk sitt detritusmateriale fra de for det meste sterkt tektoniserte skiver av det undre eruptivskyvedekke, med opprinne-

lig påhvilende sedimentserier, for de para-autochtone områders vedkommende med Mellsennavdelingens sandstenspakker på toppen, som under erosjonen ble redusert eller fjernet. Eruptiv-skyvedekkets undre »lag« (skiver) er levnet i Espedalens anortosit-norit, men dets øvre »lag« (skiver) besto av mangeritiske og granitiske ledd av Bergen-Jotun-stammens masser, som vi i dag har representert i gneisflaket, og i de granitflak som er veltet oppå — avlastet — på anortosit-norit-underlag langs Espedals-Gråhøenes NE-helling (jfr. fig. 4, Dietrichson 1945 B) sammen med sedimentrester.

Det meste av Valdressparagmittens lagpakker ble »overkjørt« av de mot SW fremskridende masser, og altså tektonisert forholdsvis nær den daværende overflate, slik som påvist av Goldschmidt (1916 B) Dokkfjellstrøket som ligger lengst mot SW ble relativt skånet. Forholdet ble tilsløret ved den — iallfall i her omhandlede strøk — *korte men voldsomme* bevegelse fra NW mot SE, under vår overskyvningsepoke nr. 3 som later til å ha omfattet hele skyvedekket ned til hovedskyveplanet på basis-sedimentene.¹ En naturlig forutsetning for en langstrakt, jevn overskyvning av store masser synes et utjevnet relief med gode smøre-horisonter som alunskiferen på det subkambriske peneplan å ha dannet ved orogenese 1, mens relieffet under orogenese 3 (Svalbardorogenesen?) sikkert bød sterkere motstand og friksjon også fordi de beste smøre-horisonter var bortslitt under tidligere bevegelser. —

Beliggenhet og topografi i relasjon til tektoniske retninger.

Rutens gneis = Valdressparagmit.

Adkomsten til pseudotachylitforekomstene nr. 2 og 3 er lettest fra Megrund-grenda, (M på kartet fig. 1), som vel har navn etter grunnene litt NW for midten av det 12 km lange og opptil 1/2 km brede Espedalsvann, 717 m o. h. Dalrennen fortsetter mot NW og WNW, først med den 5 km lange Breisjøen,

¹ Etter all sannsynlighet er det dette preg av korte »forskyvninger« som allerede *K. O. Bjørlykke* konstaterte som et så gjennomgående trekk at han konkluderte med (1905, p. 13) å *forkaste overskyvningshypotesen i de norske Kaledonider.*

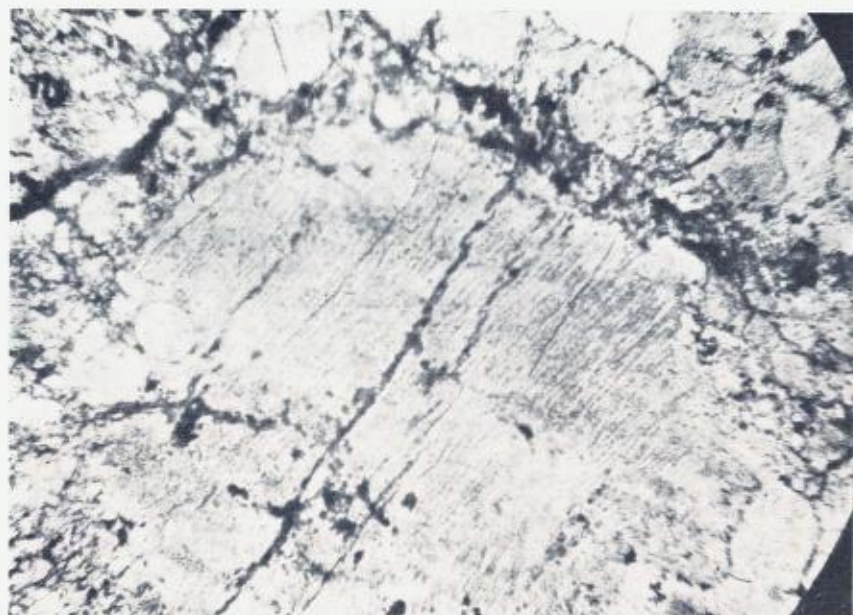


Fig. 4. Tynnslip B. Dv. II nr. 14 Geol. Museum, Oslo. Fot. B. Mauritz $\times 80 \pm$ lys. Prøve V. M. Goldschmidt Geol. Museum, Oslo, mrk.: »Rullesten i diabaskonglomerat SE ende av Dokkvann«.

Jotun microperthite in boulder from Gabbro conglomerate in Valdres-sparagmite of the Dokkfjell area.

(som dog ikke er bredere enn Espedalsvann), 708 m o. h. og så renner den 1 km lange Espa fra denne ut i den sydlige delen av Olstappen 646 m o. h., hvor også Øvre Vinstras vannmasser kommer ut, etter først å ha fått tilskudd fra Slangen 653 m o. h. Det er tallrike vidnesbyrd om at Øvre Vinstras vannmasser fulgte Espedalen og Gausdal inntil de, rimeligvis under avsmeltingen av siste isdekke, brøt seg vei gjennom Skåbus mektige morenemasser og tok løpet mot NNE, til Kvikne, hvor de av mer motstandsdyktige lagpakker ble tvunget i en skarp sving mot E til utløp i Gudbrandsdalslågen ved nåværende Vinstra stasjon. Disse retninger — også hele Espedalens retning NW—SE er betinget av overskyvningstektonikken, i første rekke av den isoklinale overfoldning under orogene periode nr. 2 med foldningsakser NW—SE til WNW—ESE, og den lovmessige oppsprek-

ning av bergmassene NNE—SSW omtrent vertikalt d. e. loddrett på foldningsaksene og overfoldningsplanene.¹ Tydelig vidnesbyrd om skyvning fra NW mot SE under den orogene periode nr. 3 sees især over viddenivået ca. 1 000 m o. h. og i selve hovedskyveplanet mot basis-sedimentene.

De storslagne ingeniørarbeider som for Nedre Vinstra er utført til utnyttelse av Vinstras vannmasser bl. a. ved en 23½ km lang tunnel med 33 kvm tverrsnitt, og som for Øvre Vinstra nylig er begynt, skaffer geologene en mengde nye snitt i bergmassene der kartlegningsresultatene kan verifiseres. Samtidig omskaper de disse tidligere avsidesliggende bygder, kommunikasjonsmessig, økonomisk og kulturelt. De mange gode turisthoteller og fjellstuer gjør vårt felt tilgjengelig selv for de mest forvente reisende. Tre »fjellstuer« ligger ca. 900 m. o. h. ved Dalseter (D på fig. 1) ca. 7 km NW for våre lokaliteter. Espedalen var i den norske turisttrafikks barndom hovedveien til Jotunheimen, og etter åpningen av den nye bilvei langs Espedalsvann og Breisjøen med rutebiltrafikk fra Lillehammer til Skåbu blir den det sikkert igjen. Som det vil forstås er det meget å se her i Jotunheimens forgårder både for geologer, geomorfologer og andre.

Fig. 5 viser utsikten fra Gammelseter ca. 850 m. o. h., et par km SE for Megrund på Espedalsvannets NE-side, sett mot NW, med steile anortosit-norit-flåg til høyre, Espedalsvannet 150 m lavere med Grasgardliseter på SW-siden. Bakom denne sees Vænhø-ryggen bestående av sterkt tektonisert og metamorf norit, som først under mikroskopet identifiseres med Espedals-noriten: den har i motsetning til den sistnevnte vært utsatt for »overfoldningstektonisering« fra NE (orogenese 2). Den markerte høyde i samme retning er »972 m høyden« W for Vænli-seter med Valdressparagmittens gabbrokonglomerat som altså har fått sin detritus og rullestener fra de overfoldete eruptivlagpakker (jfr. tynnslip fig. 3). Lenger bakom sees Agnsjøhø—Storhø-

¹ Den regionale, dyptgripende karakter av tektoniseringen under orogenese 2 fremgår mot SE av K. O. Bjørlykkes beskrivelse til rektangelbladet Gausdal (1893) der bl. a. NNE-lig, loddrett oppsprekning av Elstadparagmitter omtales (p. 6) se forøvrig: B. Dietrichson: »Regular fracturing . . . etc.«

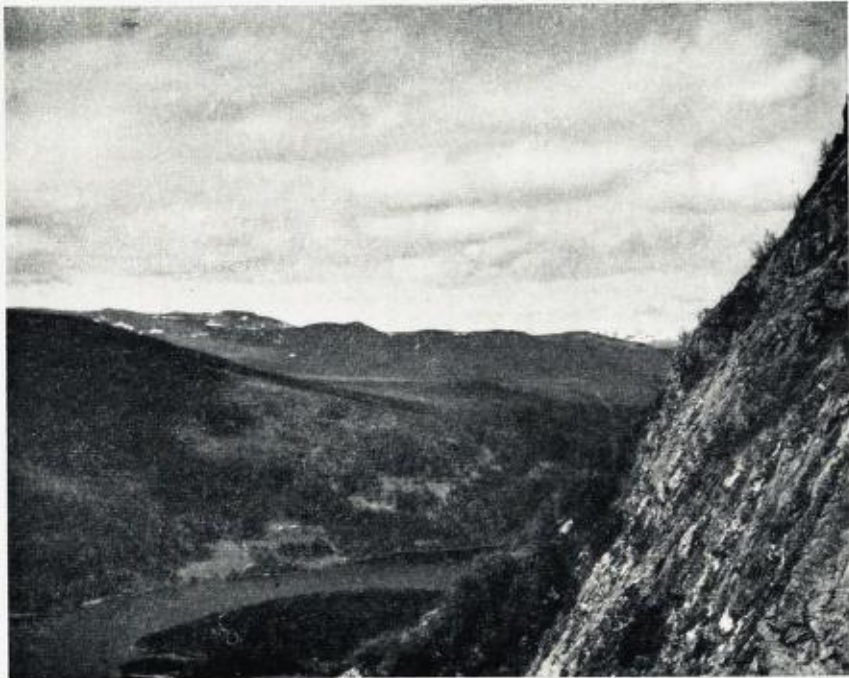


Fig. 5. Forklaring i teksten.

View from Gammelseter (near Megrund) towards the North West showing anorthosite-norite in the right foreground. Espedalsvann stands 150 metres lower down. Ridge of tectonized anorthosite. Behind the ridge stands gabbro conglomerate (fig. 3) forming a hill 972 metres high. Further behind appears the front of the upper nappe of the Bergen-Jotun series with the main Jotunheim mountains in the distance.

komplekset som tilhører det her lite pressete øvre skyvedekke med Bergen-Jotunstammens bergarter av Mangerit-Jotunit-karakter, som tydelig er skjøvet fra NW under orogenese 3. I den fjerne bakgrunn ruver »Storfjelli«, hovedmassene av samme i det sneklede Jotunheimen.

Pseudotachylit-forekomst nr. 2.

Fra Megrund ved Espedalsvannet har man 350 m stigning langs en 1 km lang setervei til viddennivået her ca. 1100 m o. h. Dette danner en vid, flat fjelldal mellom Espedals—Gråhøene



Fig. 6. Forklaring i teksten.

Gabbro conglomerate in Valdressparagmite showing boulders drawn out in the direction N 50° E and dipping steeply to the NW.



Fig. 7. Presset konglomeratblokk i Ryta, Rutens NW helling.

*Valdressparagmite conglomerates in the stream Ryta, north of Ruten
1° 12' W Oslo, 61° 28' N.*

med anortosit-norit i ESE og en omtrent 2 km N—S løpende rygg av presset Valdressparagmit med konglomerat i W som topper seg i Sprennpiggen 1327 m o. h.). Den ligger et par km fra Rutentoppen (1513 m o. h.). Sprennpiggen er gjerne målet for formiddagstur og Rutentoppen for »dagstur« for Dalsetergjestene.



Fig. 8. Del av blokken — til høyre i fig. 7.
Close-up of a portion of the Valdresparagmite shown in Fig. 7.

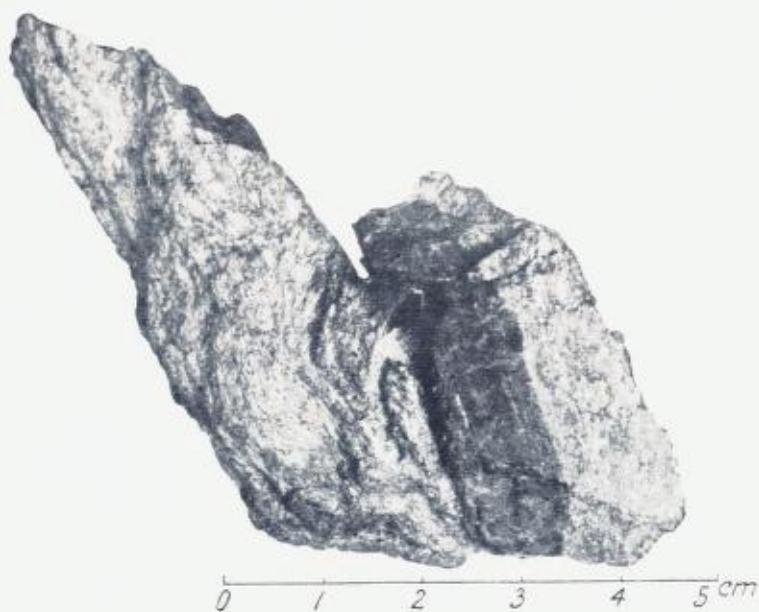


Fig. 9. Stuff-fotografi av pseudotachylitgang nr. 2 — prøve nr. 13.
Pseudotachylite, dyke no. 2, sample 13, in Valdresparagmite.

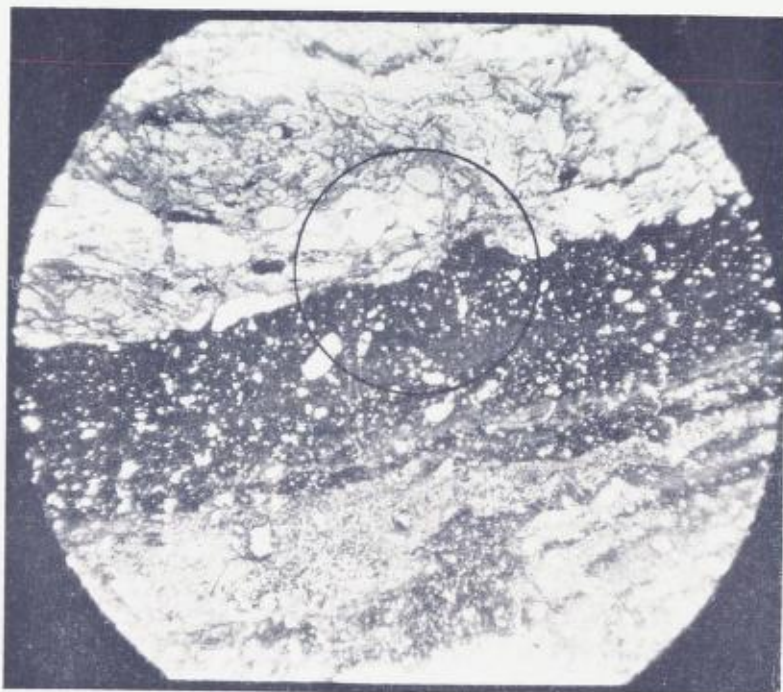


Fig. 10. Tynnslip nr. 1—1—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 12 +$ lys.
Prøve nr. 13—F30V 7.7—1952.

Photomicrograph of pseudotachylite (sample No. 13) in Valdressparagmite. $\times 12$, Plane Polarized light. Circle shows area covered in Fig. 11.

Den vide fjelldalen er dekket med løsavleiringer, og Sprenna — om sommeren en ubetydelig bekk, avløp for en gruppe vann, Sprenntjernene, — slynger seg bortover »vidda« før den styrter seg — forbi ørnereir — ned i Botn ved Espedalsvannet ca. 300 m lavere. NW for toppen ca. 950 m o. h. står tektonisert Valdressparagmit, — SE og under, anortosit-norit-mylonit, skilt fra Valdressparagmitten ved en ca. 50 m mektig skyvesone, fallende mot NW.

Fig. 6 viser presset gabbrokonglomerat i Valdressparagmit med strøk $N50^{\circ}E$, her steilt fall mot NW, sett mot NE i Sprennas bekkedal 1075 m o. h. For å rydde bort enhver skepsis m. h. t. »Rutens yngre gneis« resp. »Kvartsglimmerskiferens« identitet med Valdressparagmitten og dens gabbrokonglomerat, tar jeg

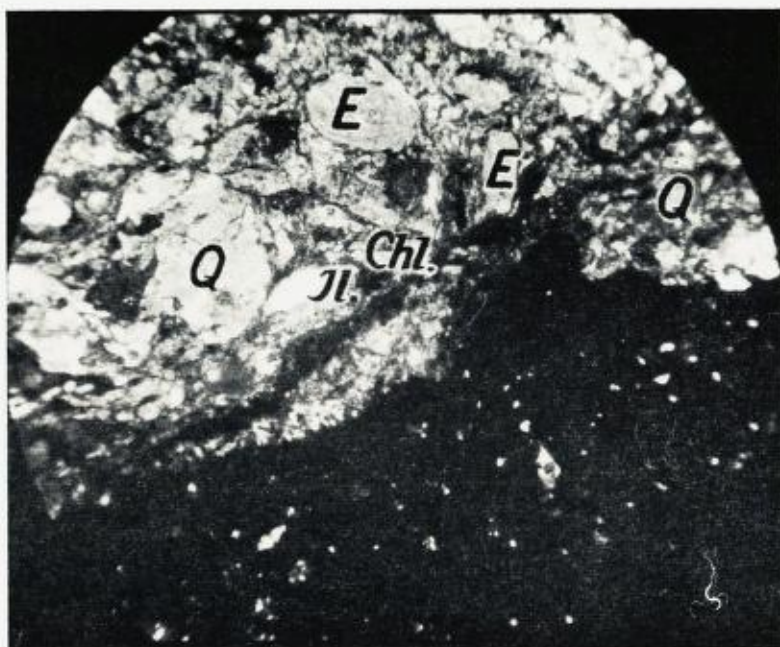


Fig. 11. Tynnslip nr. 1—1—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 50$, + n.
Prøve nr. 13 F30V 7/7 1952.

*Close-up showing constituent minerals of Valdresparagmite
(Q = quartz, E = epidote, Chl. = chlorite, Il. = iron ore.)
 $\times 50$. Crossed nicols.*

med et feltfoto (fig. 7) av en lokalitet, Ryta (-bekken) i Rutens NW-helling ca. 1100 m o. h. NE for Sprennpiggen, samt fig. 8 foto av stoff slåt lengst til høyre på blokken fig. 7. I snitt tvers på skifriheten ser bergarten ut som jeg har vist i fig. 2 og fig. 3, p. 56—57 (1945 B). Den er klistret og utgnidd under inversjon på underlagets anortosit-norit.

Den vide fjelldalen er tydelig utmodellert etter skyvesonen mellom den underliggende anortosit-norit og Valdresparagmitens paraautoktone arkose. Fra en enkelt lokalitet her, har jeg tidligere (1945 A, fig. 12, p. 35) vist tynnslip av denne med relativt godt bevart kornstruktur. I ryggen nordover mot Sprennpiggen står derimot meget sterkt utpresset grovere arkose og konglomerat, disse mere kompetente lag er meget hårdere

medtatt under forskyvningene, sannsynligvis først under orogenese 2 — overfoldning fra NE, og siden under orogenese 3, den voldsomme, dyptgripende men kort skyvning fra NW. Foruten ved tektonikken sannsynliggjøres dette forhold som vi skal se ved pseudotachylittenes petrologi.

Det var under oppstigning langs ryggen nordover mot Sprengpiggen jeg fant prøve nr. 13 — F30V — 7/7 1952, som jeg etiketterte »cm bred gang av svart, tett pseudotachylit ? i arkose«. En av prøvene er fotografert i stoff fig. 9. Ved min retur til Oslo i sept. fikk jeg straks utført tynnslip nr. 1—1—F30V—1952, som bekreftet min formodning. Et mikrofoto gir oversiktsbilde fig. 10 ($\times 12$) samt samme fig. 11 ($\times 50$). Senere fikk jeg tynnslip nr. 29—1—F30V, utskåret av den fotograferte stoff fig. 9, og av det samme tverrsnitt av den 10 m/m brede gang, ble der tatt ut analyseprøve. Analysen utført ved N.G.U.'s kjemiske laboratorium av sivilingeniør Brynjolf Bruun, dat. 11/12 1952, gjengis her med CIPW normberegning: av Prøve nr. 13—F30V 7/7—1952:

Tabell 1.

	Vekt%	Kation %	Ap	li	Mt	Or	Ab	An	Hy	C	Q
SiO ₂	54.08	52.5	-	-	-	36.3	0.9	2.2	7.8	-	5.3
TiO ₂	1.52	1.1	-	1.1	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	15.76	18.0	-	-	-	12.1	0.3	2.2	-	3.4	-
Fe ₂ O ₃	4.99	3.6	-	-	3.6	-	-	-	-	-	-
FeO.....	4.77	3.8	-	1.1	1.8	-	-	-	0.9	-	-
MnO.....	0.05	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO.....	4.77	6.9	-	-	-	-	-	-	6.9	-	-
CaO.....	1.40	1.5	0.4	-	-	-	-	1.1	-	-	-
Na ₂ O.....	0.16	0.3	-	-	-	-	0.3	-	-	-	-
K ₂ O.....	9.72	12.1	-	-	-	12.1	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.22	0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O = 110° ..	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O + 110° ..	2.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	99.86	100.0	0.6	2.2	5.4	60.5	1.5	5.5	15.6	3.4	5.3

Sp.v. ble også bestemt av Brynjolf Bruun til 2,81. Videre utførte jeg sammen med ham med liten permanentmagnet uttrekning av sterkt magnetisk stoff, sannsynligvis magnetitt, i analysepulveret, (som var under 40 mesh).

Niggli molekylarverdier for nr. 13:

al	29	si	175	k	0,98
fm	46			mg	0,48
c	5			Qz	+ 407
alk	20				

K₂O innholdet på nær 10 % er iøynefallende, og forekommer sammen med det høye innhold av femiske mineraler ikke i noen frisk eruptivbergart. En lignende sammensetning har jeg heller ikke funnet i Washingtons tabeller over omvandlede bergarter.

Det var *Shand* (1916, p. 199) som foreslo betegnelsen *pseudotachylit* »in recognition of the fact that these rocks have a great similarity to *tachylyte*, (No. 387 = basalt-glass Trøger, 1935), also that such rocks have been mistaken for trap and tachylyte in Scotland and India as well as in South-Africa», og ga en beskrivelse av forekomstene ved Vaalelven i Oranjeristaten. I alle de 3 typer han adskilte ved mikroskop-undersøkelse, nevner han magnetit i små oktaedre eller som »skyer« (p. 206), og forklarer dens dannelse (p. 208): »In view of the evidence of high temperature shown by the melted felspar, this becomes intelligible: »biotite is decomposed by moderate heat, and its decomposition has furnished the abundant magnetite of the base of the rock.« Sin kunnskap herom synes *Shand* å ha fra *V. M. Goldschmidt*,¹ idet *Shand* i sin lærebok (1949, p. 61) angir biotittens spaltningstemperatur til 840°C »eller mer«, under henvisning til *Goldschmidt* (1911), som ved petrografisk undersøkelse av lavabergarter fra Nordvest-Spitsbergen i prøver innsamlet av *Hoel* og *Holtedahl* (1911), konstaterte at biotit i granitineslutninger i basiske lavaer, var spaltet under dannelse av et brunt glass og magnetit, og verifiserte dette ved glødeforsøk med samtidig innsamlet prøve av den friske granit fra feltet. (*Goldschmidt* l. c. p. 13.)

Det lå etter ovenstående nær å undersøke om *pseudotachylit* nr. 2 vesentlig representerer oppsmeltet biotit, så meget mer som jeg tidligere (18. august 1941) hadde samlet prøve av nesten nevestore biotitaggater i tynn kvartsgang på *Ruten-*

¹ Jfr. for øvrig også *Winchell* (1933, pp. 275—276).

toppen i utpresset Valdressparagmit.¹ Kvartsgangen er av den vanlige type epiorogene kvartsganger og linser som opptrer i området tektoniserte lagpakker, især i basissedimentenes fyllitt, og som forøvrig finnes i alle overskyvningsstrøk. Biotitkvartsgangen i Ruten oppfattes som epirogen etter orogenese 2, som et biprodukt ved den gabbrodetritusførende Valdressparagmits metamorfose. (Under denne orogenese ble anortit i jotunpertitene avkalket, granat dannet (fig. 2 og 3), jfr. Goldschmidts klastiske granat i gabbrodetritus fra Dokkfjellstrøket.)

Biotits sammensetning er som kjent ytterst varierende. Hintze (2. Bd, 1897, p. 576 ff.) oppfører henimot 200 analyser med K₂O innhold fra noen få til over 10 %. Winchell oppfører (Part. II 1951, p. 373) den alm. formel K₂(OH)₄(Mg, Fe, Al)₆(Si, Al)₈O₂₀ og empiriske formler for »biotitsystemets«: flogopit, eastonit, siderofyllit og annit, med henholdsvis 11,3, 9,8, 9,2 og 9,1 % K₂O respektive 43,2, 31,7, 30,0 og 35 % SiO₂. Vår pseudotachylit-analyse synes nærmest å svare til biotit-sammensetning mellom flogopit og annit, når der foretas fradrag for kvartsbiter m. m. i glassmassen — hvorom nedenfor, mens bestemmelsene i Ruten-biotitten svarer til annit (Mg, Al og Fe er ikke bestemt).

Betrakter vi nå nærmere mikrofoto fig. 10 (× 12) sees glassmassenes strømningsstruktur med lysgrå, lys brune og opake bånd, som danner gangens randsone. I alle bånd er der mer og mindre resorberte fragmenter, hvorav en hel del ved sterkere forstørrelse identifiseres som *kvarts*, for det meste med forstøvet randsone. I de lysbrune bånd sees korsformede krystallskjeletter delvis ørsmå oktaedre som må være *magnetit*. I de opake bånd sees en del hematitkorn. Sidestenen (fig. 11) viser

¹ Denne forekomst har jeg nevnt (1950 p. 104) idet jeg fikk bestemt biotittens innhold av Rb₂O spektrografisk til 0,045 %. 30. mars 1953 fikk jeg resultatet av flg. bestemmelser — i biotit-prøven, utført ved N. G. U.'s kjemiske laboratorium:

SiO ₂	36,11 %	} bestemt ved flammefotometer.
Na ₂ O	0,40 »	
K ₂ O	8,40 »	

Resultatet gir tydelig indikasjon på, at det er en lignende biotit som var råmaterialet til pseudotachylit nr. 2.

relikt klastisk struktur med oppknuste, linseformige kvartsrullestener, avkalket plagioklas, epidot, klorit, litt ertsmineral d. v. s. den vanlige metamorfe gabbrodetritus i Valdressedparagmittens NE-område.

Fig. 1 — Plansje I er mikrofoto ($\times 12$) av tynnslip nr. 29, utskåret av gangen som sees på fig. 9. På samme sted er analyseprøven tatt. Gangen er ca. 10 mm bred, har utpreget strømingsstruktur med lysgrå, lysbrune og opake bånd, de siste $\frac{1}{2}$ —1 mm brede, på hver side.

Fig. 1 ($\times 160$) Plansje II er mikrofoto av det rektangulære utsnitt merket på Pl. I. Her sees de korsformige magnetitkrystallskjeletter i de lysbrune bånd. I fig. 2, Plansje II er det avmerkede rektangulære parti på fig. 1, Pl. II forstørret til $\times 550$. Som det sees er størrelsesorden for aksekorsene 0,01 mm. Til høyre på fig. 1 Pl. II i lysgrå bånd er det ikke krystallskjeletter men en vrimmel av magnetitoktaedre av tversnitt 0,001 mm (1 μ) som sees tydelig med immersjonsobjektiv ($\times 1200$). Krystallskjelettene er bygget opp av oktaedre av denne størrelsesorden. Magnetitkrystallene ligger tildels i lange, smale striper, som kan være pseudomorfoser etter biotitblader.

De mer og mindre resorberte lyse fragmenter består for det meste av undulerende kvarts, enkelte plagioklaskorn sees også. Etter CIPW-normen er $Q = 5,3$, ved integrasjonsbord fant jeg 18 % lyse fragmenter og 82 % grunnmasse. For å få et skjønn over grunnmassens sammensetning brukes normens tall på følgende måte:

Ap+Il+Mt = 8,2 %	Or = 60,5 %	
C = 3,4 »	Ab = 1,5 »	
Q = 5,3 »	An = 5,5 »	
16,9 %	Hy = 15,6 »	67,5 %
	Grunnmasse:	83,1 % med 81 % feltsp. og 19 % Hy

Feltspatkomponenten består av 90 % Or og 10 % $Ab_{20}An_{80}$. Det må antas at dens smelte- og krystallisasjonsforhold ikke avviker vesentlig fra slik vi etter Bowen m.fl. kjenner dem (Barth 1952, p. 98) d.v.s. inkongruent smelting av $KAlSi_3O_8$ ved $1150^\circ C$

ved 1 atm. »Frikjonsglasset« må imidlertid være dannet under trykk, som f. eks. i $1\frac{2}{3}$ km dyp er 500 atm. Stresset kan antagelig lokalt nå større høyde enn det statiske trykk. Videre må der tas hensyn til H₂O-innholdet som i analysematerialet var over 2 %. Høyt trykk og H₂O-innhold betinger nedsettelse av temperaturen for smelteområdet (og oppmykningsområdet, noe som manifesterer seg i skyveplansbergartene, f. eks. i de utpresete konglomerater, som diverse fotos fra vårt område viser).

Under henvisning til de av Barth publiserte diagrammer for »tørr« og »våt« smelting under trykk av $KAlSi_3O_8$ (l. e. p. 98) supponeres en temperaturnedsettelse til under 1120° C av smelteområdet for vår glassmasses feltspatkomponent.

Hypersthenkomponenten med 88,5 % $MgSiO_3$ og 11,5 % $FeSiO_3$ (altså egentlig broncit) smelter også inkongruent ved 1 atm. (Barth 1952, p. 107.) Sannsynligvis må også her regnes med temperaturnedsettelse av smelteområdet ved høyt trykk og H₂O innhold. Supponeres også her en nedsettelse på 30°, kommer vi til 1085° for vår hypersthenmasses begynnende smelteområde.

Kvartsbitene i glassgangen er åpenbart fragmenter av kvartsgangen med biotit, og kvartsen har ikke vært smeltet ved de temperaturer vi har hatt (smlg. Barth 1952, p. 92). Ved de trykk vi sannsynlig kan regne med (500—1000 atm.?) må den pre-eksisterende lav- og høy-kvarts ha vært nær omdannelsesgrensen mot tridymit. Større betydning for resorbsjonsfenomene som iakttas i kvartsbitenes randsoner i tynnslipene, tør massens H₂O innhold (i analysen vel 2 %) ha hatt.

De forskjellige fargede bånd i vår prøve er interessante, idet de lysgrå med salisk masse må være stivnet (resp. krystallisert) først, de lysbrune med mest magnetit-krystaller tilhører et mellomstadium under temperaturfall, mens de sorte, opake bånd, vesentlig i randsonen representerer det femiske residuum med den laveste smeltetemperatur. Dette forhold belyses nærmere under omtalen av pseudotachylit-forekomst nr. 3.

Det kan i denne forbindelse være opplysende å sitere Goldschmidt (1911, p. 13) om granit-inneslutningene i lava fra Nordvest-Spitsbergen: »Der Feltspat und Quarz des ursprünglichen Granits sind einigermassen intakt, der Biotit ist aber völlig

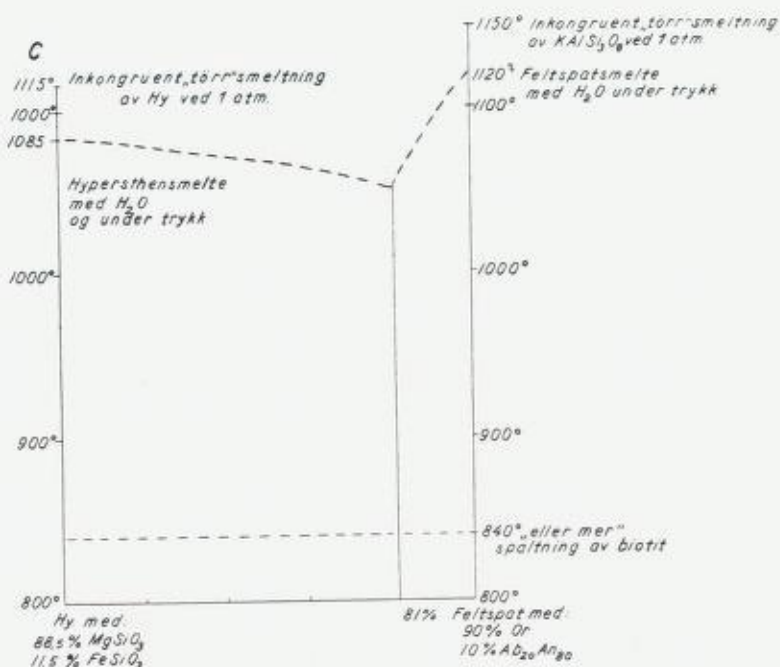


Fig. 12. Skjematisk krystallisasjonsdiagram for pseudotachylt No. 2.
 Schematic crystallisation diagram of pseudotachylitic dyke No. 2.

umgewandelt. Auf seine Kosten ist ein hellbraunes Glas gebildet (Lichtbrechung niedriger als die von Canadabalsam) das zahlreiche winzige Prismen von rhombischen Pyroxen¹ umschliesst. In sehr bedeutende Menge ist Magnetit entstanden, oft bildet er geradezu Pseudomorphosen nach etwas aufgeblätternen Biotit-tafeln.«

Denne smelte har altså ligget i »pyroxenfeltet« (jfr. Barth 1952, p. 123) og krystallisert ved grensen mellom klinopyroxen og ortopyroxen, d.v.s. ca. 1100°C for vanlig hypersthen.

I pseudotachylit nr. 2 er pyroxenkrystaller ikke konstatert under mikroskopet.

I sin pseudotachylit-type 2, konstaterte Shand (1916, p. 206) ørsmå krystaller av grønn hornblende i store mengder ved siden av »skyer« av magnetitkorn og også en del biotitkorn. Horn-

¹ Uthevet av denne avhandlings forf.

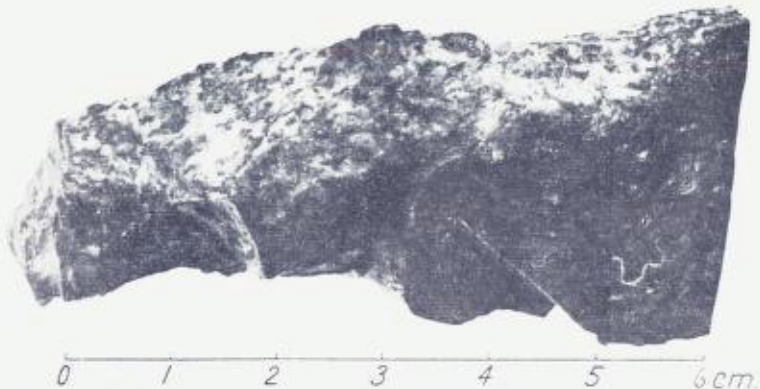


Fig. 13. Stuff-foto av pseudotachylitforekomst nr. 3, prøve nr. 23, 11/7 1952.

Photograph of pseudotachylite No. 3, Sample 23. Dark = pseudotachylite. Light = norite-mylonite.

blendekrystallene var så små at de unndro seg en nøyere undersøkelse. Temperatur og krystallisasjonsforhold ved pseudotachylitforekomst nr. 2 er resymert i diagrammet *fig. 12*, som naturligvis må oppfattes som tilnærkelse til de virkelige forhold.

Pseudotachylit-forekomst nr. 3.

Som det fremgår av kartskissen *fig. 1*, ligger denne innenfor det undre eruptivskyvedekke like ved Breisjøen og Espedalsvannet. For beskrivelsen av de lokale forhold, kan jeg i dette tilfelle ordrett sitere min felt-dagbok:

»11. juli (1952).

Sydlig storm. Gikk nordover landeveien (fra Megrund). Det faste fjell ved Verket (nå »Aгнаosen« Turisthytte) er eruptiv-mylonit-skifer med forskifring parallell sjøens lengderetning N40°W—S40°E) og ca. 45° fall mot NE. Noen hundre meter lenger NW langs Breisjøen står overmåte oppknaust, tett gabbrobergart gjennomsett med glideslepper. I knaus — kanskje stor løs blokk — i veiskjæringen ca. ½ km fra Breisjøens SE-ende 1° 13½' W. Oslo 61° 26½' n.br. prøver nr. 22 og nr. 23 av mylonit med formodete pseudotachylit-årer, av lignende art som funnet på Sprennpiggbandet (7. ds.). Veien går her få meter over Breisjøens nivå, som regel i grusmasser med lite finmateriale.

Prøve nr. 24 fra en større fjellknaus ovenfor veien, som likeledes er så gjennomsatt av glideslepper at det er vanskelig å få ut en hel prøve.

Lenger NW ved veien langs Breisjøen spettet »Vænhøgabbro«, gjennomsatt av den tette, sorte gabbro.«

»Vænhøgabbro« var min feltbetegnelse på den bergart som viste seg å være identisk med Espedals-Gråhøenes anortosit-norit, men så metamorfosert og tektonisert til ukjennelighet under overfoldningen fra NE — orogenese 2 — at den på mitt berggrunnskart (1945 A) ble utskilt som »saussuritgabbro-grønnsten«.¹ Lettere var identifikasjonen mellom tilsvarende upresset og presset norit for Christofer Oftedahl (1944) som fra Sulseterfeltet, N. Fron viser stuff-fotografier (fig. 1 & 2, p. 194) identiske med Espedalsfeltets.

Fig. 13 viser stuff-fotografi av prøve nr. 23: den sorte pseudotachylit med lyse fragmenter og sidestenen, den pressete »Vænhøgabbro«. Som det forståes er pseudotachylit-gangene ved forekomst nr. 3 tykkere enn ved nr. 2. Under utsagning av tynnslip-emne viste pseudotachylitten seg å ta politur i høy grad — som vanlig ved porfyritter, et forhold tilsvarende det Shand nevner (1916, p. 205) for sine prøver fra Oranje-fristaten. Før vi går over til beskrivelse av tynnslip av prøve nr. 23, skal vi imidlertid se litt nærmere på tynnslip av prøve nr. 22 (Tynnslip nr. 25). I oversiktsbilde fig. 14 ($\times 12$) sees en lysere ultramylonit og en opak pseudotachylitåre, begge med lyse bergartsfragmenter vesentlig kvarts og skarpe grenser mot sidestenen. Den oppknuste sidesten viser som det fremgår av mikrofotografi fig. 15 ($\times 50$) atskillige korn med »dråpepertite« (jfr. Goldschmidt 1916 A, Taf. II & III) som den opptrer i de mer mangelrigitiske ledd av Bergen-Jotunstammen. Da jeg også tidligere (1945 A, fig. 4, p. 19) i nærheten av pseudotachylit-lokaliteten (på den andre siden av Espedalsvannet $1^{\circ} 14' W$ Oslo, $61^{\circ} 25\frac{1}{2}'$ n.br.) har funnet prøver med relikter av Bergen-Jotunstammens

¹ En liten forekomst av oppsprukket klebersten ved Vænliseter $1^{\circ} 13' W$ Oslo, $61^{\circ} 25' n.br.$ — allerede nevnt av K. O. Bjørlykke (1905, p. 442) tilhører dette kompleks, omdannet av anortosit-norittenes peridotit; og ble feilaktig tatt som indisium på *kaledonske* intrusionsmasser under nærværende forfatters kartlegging 1945.

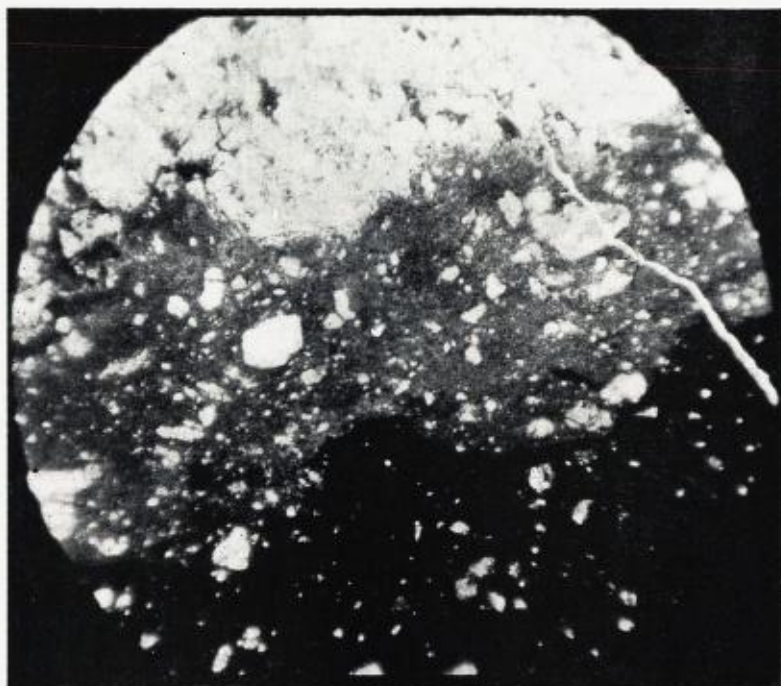


Fig. 14. Tynnslip nr. 25—I—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 12 \pm$ lys.
Prøve nr. 22 F30V, 11/7 1952.

Grey and black pseudotachylite against wall rock of mylonitized mangeritic Jotun rock. $\times 12$. Plane Polarized light.

surere ledd, ser det ut til at flak av sådanne enten er ført med ved overfoldningen fra NE, som fremhevet ved pseudotachylitforekomst nr. 1 eller vi har her en eruptivlagpakke fra overgangen mellom anortosit-norit og mangerit.

Tynnslip nr. 26—F30V—I—1952 av prøve nr. 23 (vist i stuff-foto fig. 13) er imidlertid mer interessant hva selve pseudotachylitten angår. Fig. 1 — Plansje III viser oversiktsbilde ($\times 12$) med breksje av eldre pseudotachylit eller »pseudodiabas-porfyritt« i resorberte biter i en grunnmasse av mørk, opak pseudotachylit.

I virkeligheten er dette tynnslip vel så bemerkelsesverdig som den blokk på ca. 1 tonn *Shand* viser bilde av (1916, pl. XVII, fig. 2). Den er en del av en bred pseudotachylitgang så

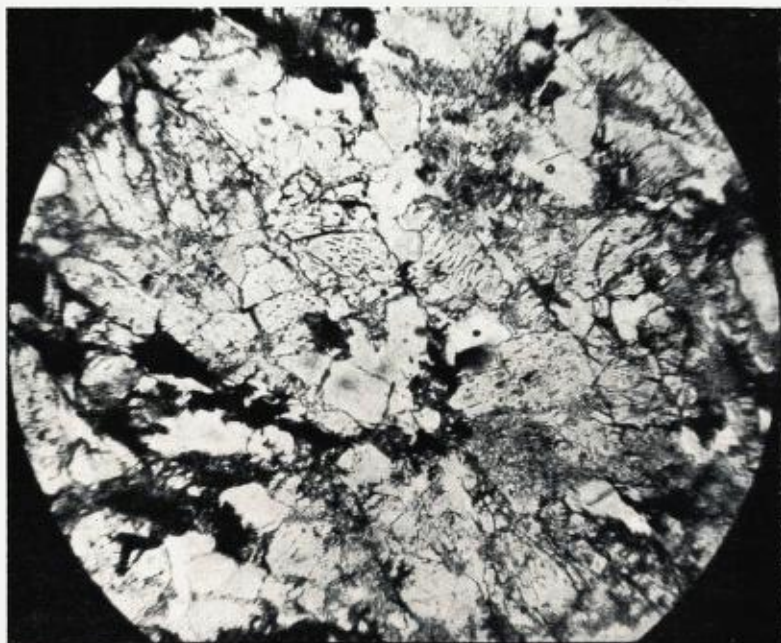


Fig. 15. Tynnslip nr. 25—1—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 50 \pm$ lys.
Prøve nr. 22 F30V, 11/7 1952.

*Wall rock to pseudotachylyte in Fig. 14 showing mylonitized Jotun Mangerite contains several grains of Jotun-micropertchite with Tropfenform, (See Goldschmidt, 1916. Taf. III.)
 $\times 50$, Plane Polarized light.*

full av resorbsjonsrundete blokker av sidestenens gneisgranit »that the rock resembles in appearance sedimentary conglomerate« — »despite its weight one would like to see it removed entire to a museum (1.c. p. 200).

Etter nærværende forfatters oppfatning ligger størst betydning i begge prøvers manifestasjon av resorbsjonsvirkning, som kunne fortolkes som følgen av smeltepunktsnedsettelse ved betydelig trykkminskning under bevegelse (jfr. v. Eckermanns Kenningitganger 1938). De minner oss om de karakteristiske resorberte krystallbegrensninger vi finner i tynnslip av charnockitiske bergarter enten de er fra Jotunheimens øvre skyvedekke (V. M. Goldschmidt 1916 A, Taf. II), fra Madrasområdet i India (Thomas H. Holland, 1900, Plate VII—VIII), eller i

lagdelte krystallinske bergarter av beslektet karakter, som på Øst-Grønland (L. R. Wager & W. A. Deer, 1939, Plates 15 ff.)

Som kjent var det Holland, som under navn av »Trapshotten gneis« (l.c. 1900, 198 ff.) først beskrev tachylit-liknende ganger, som etter Shand (1916) nomenklatur må regnes som pseudotachylit. På grunnlag av parallelisering med de sistnevnte forfatteres beskrivelser med vårt område, fremsettes den hypotese at *pseudotachylit-dannelsen må ansees fremkalt ved friksjonsopphetning under breksiering av bergmasser, som har vært utsatt for orogene bevegelser i opphetet, men ikke smeltet tilstand.* Denne hypotese kunne også anvendes på »flinty-crush-rock«-dannelsen ved Glen Coe — Calderaen, Skotland (Clough, Maufe & E. B. Bailey, 1909), samt på de av C. Bugge (1939) fremlagte data fra Hemsedal, som jeg siterer nedenfor.

Vi vender nå tilbake til *fig. 2* — Plansje III av tynnslipnr. 26 ($\times 50$, + n) av prøve nr. 23. Som det sees er det rikelig med snitt av idiomorfe plagioklaskrystaller. Jeg kom til en max. utslukningsvinkel, $\perp 010$ (»PM-snitt«) på $+ 43^\circ$ svarende til An_{74} , etter vanlige kurver (Winchell 1951), men fant det tryggest å anmode professor dr. Ivar Oftedal om en uttalelse, som han velvillig sendte meg under 7. februar 1953, og som her gjengis i sin helhet:

»B. Dietrichson. Slip merket No. 26—1—F30V—52, 11/7. Pseudotachylit.

Struktur som en diabasporfyrit.

De større plagioklaskrystallene ligger forholdsvis spredt.

Flertallet av dem viser listeform og dimensjoner fra ca. 1 mm \times 0,2 mm og nedover. Enkelte snitt er nær rektangulære med dimensjoner fra 0,3 mm \times 0,2 mm og nedover. Dette tyder på at krystallene er virkelige lister (ikke tavler).

Grunnmassen viser rikelig plagioklaslister av lignende form, men med dimensjoner ca. 0,1 mm \times 0,01 mm; dessuten store mengder opake korn (jernerts?) og en del korn med høyere interferensfarger. Disse siste er så små at jeg ikke har kunnet bestemme dem; rimeligvis er det vesentlig en monoklin pyroxen.

Plagioklaskrystallene er tvillinger, til dels sammensatte. Det iakttas tvillingdannelser etter karsbader-, albit- og periklinloven, muligens også etter andre lover.

Til bestemmelse av plagioklasen ble benyttet den symmetriske utslukning av albit-tvillinglameller i snitt $\perp 010$. Et større

antall snitt (av meget forskjellig størrelse) viste seg brukbare til slike målinger, og det må antas at de største iaktatte utslukningsvinkler ligger nær maksimum for sonen. (Gode snitt \perp både 010 og 001 ble ikke funnet.) Iaktatt ble symmetriske utslukningsvinkler på opp til 36° — 38° , slik at den maksimale verdi kan antas å ligge ved ca. 40° . Når den vanlige kurve benyttes gir dette omtrent An_{70} . Imidlertid er det vel sannsynlig at plagioklasen her foreligger i høytemperaturform. Benyttes kurven for høytemperatur-plagioklaser,¹ gir utslukningsvinkelen 40° omtrent An_{60} . An-fattigere enn dette kan plagioklasen neppe være. (Også Beckes linje viser at plagioklasen er An-rik.) Noen stor nøyaktighet kan man ikke vente av denne bestemmelse: en del plagioklas-snitt viser også tydelig sonarbygning, uten at de forskjellige sonenes sammensetning har kunnet bestemmes nærmere. Et enkelt plagioklas-snitt viste en optisk akse sentralt men meget diffust. Den optiske karakter synes å være positiv. Hvis dette er riktig kan An-gehalten ikke ligge så høyt som 70, og heri ligger da et sterkt indisium for at plagioklasen er i høytemperaturform.«

Som det sees bekrefter professor Oftedal oppkomsten av høytemperatur-plagioklas med under An_{70} v. hj. av bestemmelse av opt. karakter.

Ved å anta plagioklas med minst An_{60} skulle vi være helt på den sikre siden. Dette motsvarer en krystallisasjonstemperatur på 1330° C (jfr. Barth 1952, p. 95).

Analysen av prøve nr. 23—F30—11/7 1952 er også utført 22. februar 1953 ved N. G. U.'s kjemiske laboratorium ved sivilingeniør Brynjolf Bruun. Til sammenligning oppføres den gjennomsnittlige sammensetning for noritt etter Daly, sitert etter J. H. L. Vogt (1917, p. 62).

Den sp. v. ble også bestemt av Bruun til 3,07. På samme måte som analysepulveret til prøve nr. 13—F30V—7. august 1952 ble også analysepulveret til nr. 23 (40 mesh) behandlet med permanentmagnet, men i dette tilfelle uten å få noe uttrekk. Det normative ilmenit-innhold i nr. 23 er dobbelt så høyt som i nr. 13, mens Mt er 1,06 % lavere. Oftedal angir store mengder jernerts? i nr. 23. At vi ikke fikk noe uttrekk med den svake magnet beror da rimeligvis på intim sammenvoksning mellom

¹ Se f. eks. W. E. Tröger: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart, Stuttgart, 1952.

Tabell 2.
CIPW-norm for nr. 23.

	Vekt % Gj.snitt norit	Nr. 23 F3OV. 1952	Kation %	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Di		Hy	Ol
										Wo	Hy		
SiO ₂	50.6	45.74	44.0	-	-	-	2.7	14.1	12.6	3.2	3.2	5.8	2.4
TiO ₂	1.4	3.14	2.2	-	2.2	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.8	16.10	18.2	-	-	-	0.9	4.7	12.6	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	2.4	3.45	2.5	-	-	2.5	-	-	-	-	-	-	-
FeO	9.0	10.40	8.3	-	2.2	1.3	-	-	-	-	1.0	2.2	1.8
MnO	0.1	0.22	0.2	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-
MgO	6.3	6.00	8.7	-	-	-	-	-	-	-	2.0	3.6	3.0
CaO	8.0	9.78	10.0	0.5	-	-	-	-	6.3	3.2	-	-	-
Na ₂ O	2.6	2.54	4.7	-	-	-	-	4.7	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.7	0.70	0.9	-	-	-	0.9	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.2	0.45	0.3	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O = 110°	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O + 110°	-	1.44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	100.1	99.99	100.0	0.8	4.4	3.8	4.5	23.5	31.5	6.4	6.4	11.6	7.2
(omregnet vannfri)				9.0			59.5			12.8		31.5	

magnetit og ilmenit (jfr. Beyschlag-Krusch-Vogt 1914 — I, p. 275).

Som det sees av oppstillingen viser vår prøve nær den gjennomsnittlige norit (resp. gabbro-basalt) sammensetning. SiO₂ og Al₂O₃ er omtrent 1/10 lavere, TiO₂ og P₂O₅ det dobbelte, Fe₂O₃ + FeO (+ MnO) og CaO omtrent 1/5 høyere enn »normalt« for norit.

I denne forbindelse kan det ha interesse å merke seg (se bemerkning p. 47) at vår analyse av prøve nr. 23 kommer meget nær analyse V av prøve M487 av olivinfri *dolerit* i Gjelsviks nylig utkomne arbeide over metamorfe doleriter fra Sunnmøres gneisområde (1952, pp. 80—82) med normativt 9,5 % Ap+Il+Mt, 55 % plag. Ab₄₀An₅₀Or₁₀ 35,5 % pyrox.+olivin. Modalt, med integrasjonsbord, finner imidlertid Gjelsvik bare rester av de normative 7,4 % olivin, tilsvarende at vi i tynnslip av prøve nr. 23 ikke ser de normative 7,2 % olivin, og kunne føre et lignende resonnement som Gjelsvik (p. 82). Vår normative plagioklas blir Ab₃₈An₅₄Or₈.

Omregnes Ab, An, Di og Hy på 100 (jfr. Barth 1952, p. 123) fåes for nr. 23: $ab' + 2 di' + 2,3 hy' = 93,4$. Det tilsvarende tall for Gjelsviks prøve M487 blir 107,6, mens den teoretiske grense mellom plagioklasfeltet og pyroxenfeltet ligger på 123.

Vår prøve nr. 23 viser sammensetning som betinger først utkrystallisasjon i plagioklasfeltet. Overensstemmende hermed fant professor Oftedal en høytemperaturplagioklas med ikke under An_{60} , svarende til en krystallisasjonstemperatur på $1330^{\circ} C$ (jfr. Barth 1952, p. 95) fulgt av sonarbygde plagioklaser med mer albitrik randzone, (jfr. Goldschmidt 1916 A, p. 77—78, Barth 1952, pp. 96, 117, 149) plagioklaslister i grunnmassen av størrelsesordenen omtrent $\frac{1}{10}$ av de større plagioklaser, og endelig »rimeligvis monoklin pyroxen« (svarende til Bergen-Jotun-stammens diallag?).

Den normative Di med 50 % $CaSiO_3$ og 50 % (Mg, Fe, Mn) SiO_3 krystalliserer ved ca. 1000° (Barth 1952, p. 108).

Den normative Hy med 62 % $MgSiO_3$ og 38 % $FeSiO_3$ smelter inkongruent ved 1000° .

Den normative Ol (Mg, Fe) $_2SiO_4$ lar seg som nevnt ikke konstatere i tynnslip.

Som ved prøve nr. 13, pseudotachylit-forekomst nr. 2 må det antas at den sorte opake glassmasse, som de mer og mindre resorberte bruddstykker av den først krystalliserte »pseudodiabas-porfyr« ligger i, representerer et femisk residuum med lavere smelte- resp. krystallisasjonstemperatur enn de først utkrystalliserte saliske komponenter. Vi har godtgjort at temperaturen har vært minst ca. $200^{\circ} C$ høyere og avkjølingen langsommere enn ved pseudotachylitforekomst nr. 2, hvor den lavere smeltende $KAlSi_3O_8$ -masse ikke krystalliserte, men vesentlig stivnet som glass. Forekomst nr. 3 ligger idag ca. 400 m lavere enn forekomst nr. 2 (og nr. 1). Den alminnelige geotermiske temperaturforskjell (ca. 12°) kan neppe ha hatt betydning. Friksjonsvirkningen under breksieringen ved den større forekomst nr. 3 tør kanskje ha vært større, men størst betydning kan det ha hatt, om avstanden til et overliggende opphetet dekke her stort sett med fall mot NW, strøk NE—SW men med noe bølgende skyveplan har vært kortere ved den sistnevnte lokalitet.

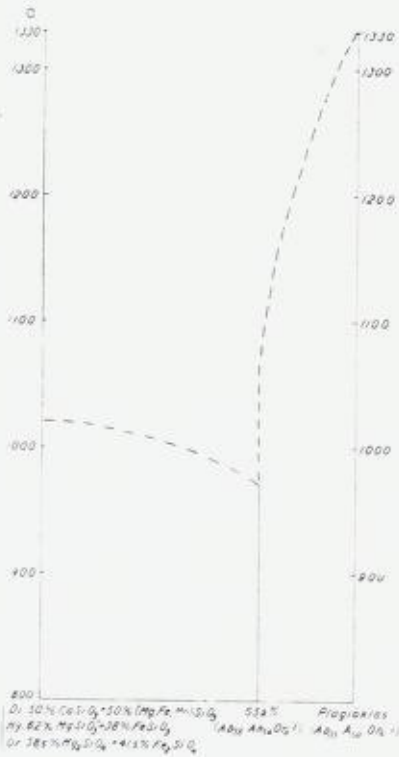


Fig. 16. Skjematisk krystallisationsdiagram for pseudotachylitforekomst nr. 3.
 Schematic crystallisation diagram of pseudotachylite dyke No. 3.

Konstantene for prøve nr. 23 resymeres i diagrammet fig. 16, til sammenligning med diagrammet for prøve nr. 13, fig. 12, og må likeledes oppfattes som en tilnærming.

Datering av Espedals-pseudotachylittene nr. 1, 2 og 3.

Under henvisning til allerede siterte bemerkninger av *Shand* (1916, p. 199) der han gjør oppmerksom på at pseudotachylit så vel i India (Holland, 1900) som først av ham selv i Syd-Afrika (*Shand*, Proceedings of Geological Society, London, Nov. 1914) og som også tidligere i Skotland ble beskrevet som virkelig trap eller tachylit, og videre til at diverse forekomster i de Lombardiske alper først ble tatt for permiske vulkanitter

(de Sitter, 1949), kan det kanskje være på sin plass å rydde bort enhver mistanke om en lignende forveksling i Espedalen.

K. O. Bjørlykke omtaler (1905, pp. 445—446) en 5—6 m mektig gang av diabas med ofitisk struktur ved Erlandshusom (Vis-Knuts heim), nær Espedalsvannets SE-ende: »bergarten selv (er) kun lidt opsprukken, omtrent som Kristianiatraktens diabasgange; man kunde derfor fristes til at formode, at denne gangbergart ikke har deltaget i fjeldkjededannelsen, men er yngre enn denne». I N. G. U. nr. 163 (1945 A) har nærværende forf. i egne og Bjørlykkes prøver identifisert denne diabas, og prøver av smalere nærliggende ganger (Goldschmidt 1916 A, p. 53) som *permiske Oslo-essexitganger* (bestemmelsen ble bekreftet av Goldschmidt selv, på grunnlag av de typiske titan-angitter med karakteristisk farge av 3-verdig titan), intrudert i den nordligste del av det N—S-løpende permiske sprekkesystem med Oslo-essexitganger, som fra Tonsåsen fortsetter over Nordre Etnedalsbladet hvor de er kartlagt av Strand (1938). Denne fortsettelse av permisk sprekke-dannelse — (N—S) — er kommet med på det nye oversiktskart som diabasganger (N. G. U. nr. 164).

En forveksling mellom pseudotachylittene og de »grønne gabbrogange» som K. O. Bjørlykke omtaler fra Espedalen sammesteds (1905, pp. 445—446) skulle være ennå mindre sannsynlig. Jeg har mikroskopert en rekke prøver av slike, bergarten er overalt saussuritisert til en ubestemmelig masse.

Det gjelder jo alle de 3 pseudotachylitforekomster jeg har beskrevet, at glassmassen respektive diabasporfyritten har et fullkomment neovulkansk utseende. *De må derfor være dannet ved avslutningen av den siste orogenese av betydning*, nemlig vår orogenese 3, (Svalbard- orogenesen) hvilket for øvrig de anførte feltmessige observasjoner bekrefter. De Sitters argumentasjon mot en »ordinær« permisk-basaltisk opprinnelse av pseudotachylittene i de Lombardiske alper (1949, p. 86 ff.):

»It seems very improbable that of all the strongly altered rocks of Permian series only this glass substance should have been excepted from metamorphism and remained perfectly fresh« — vil jeg, med dateringsmodifikasjon, gjøre til min, mot dem som hevder en tidligere dannelse enn under den siste betydelige

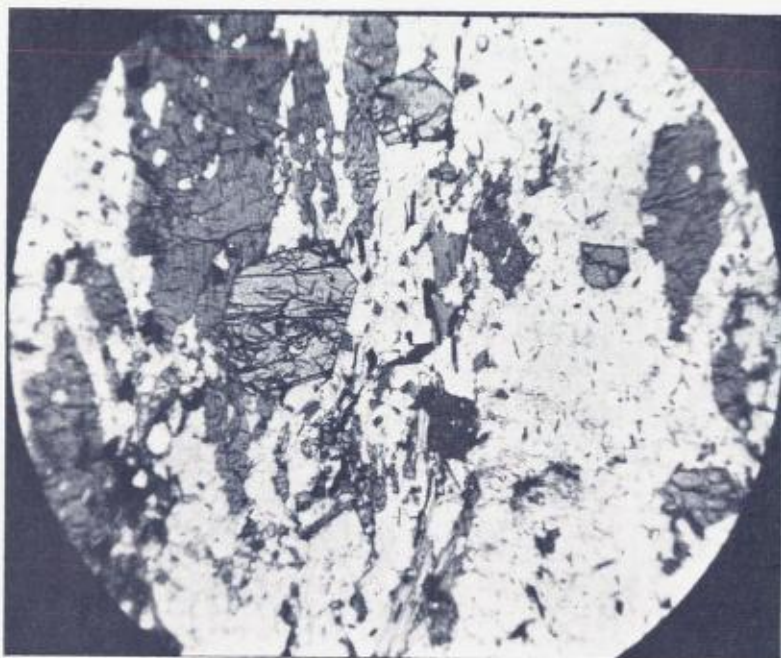


Fig. 17. Tynnslip no. 8 — 1 — F30V. Fot. B. Mauritz. $\times 30$. \pm lys.
Prøve no. 137 F30V. 22. august 1952.
*Hornblende-bearing gneiss, probably metamorphosed Valdresparagnite
with unaltered idioblastic garnets. SE slope of Runhø. F30V — $1^{\circ} 13'$
W Oslo, $61^{\circ} 28 \frac{1}{2}'$ N. $\times 30$. Plane Polarized light.*

kaledonske orogenese av pseudotachylittene nr. 1, 2 og 3 i Espedalen. Som eksempel på termometamorfe dannelser under orogenese 3 viser Fig. 17 mikrofoto av hornblendeførende gneis — rimeligvis metamorf nokså grov arkose dvs. Valdresparagnit — med intakte idiomorfe granater — fra Rundhø 4 km NNE for pseudotachylit nr. 2 dvs. i strøkretningen for skyveplanet under orogenese 3, men litt høyere over underlaget (anortosit-norit) enn nr. 2, jfr. også fig. 16 og fig. 17 av granater i min avhandling 1950.

En annen sak er at eldre pseudotachylitter — om dannelsesbetingelsene for øvrig da har vært tilstede, sikkert ville blitt fullstendig metamorfosert ved senere »gjennombevegelse« av bergmassene. —

Andre norske pseudotachylit-føremøster — alle i det sydlige Norges kaledonske fjellkjedestøk.

V. M. Goldschmidts »glassbergart« fra Fokstua på Dovre er allerede nevnt. Her gjengis analysen av denne, utført av Emil Klüver i mai 1942, med min beregning av CIPW-norm, og uten annet kommentar enn fremhevelse av det høye H₂O-innhold.

Tabell 3.

	Vekt %	Kation %	Il	Mt	Or	Ab	An	Hy	C	Q
SiO ₂	57.48	56.6	-	-	10.2	10.5	7.8	11.3	-	16.8
TiO ₂	0.81	0.6	0.6	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	15.44	17.8	-	-	3.4	3.5	7.8	-	3.1	-
Fe ₂ O ₃	2.06	1.5	-	1.5	-	-	-	-	-	-
FeO	6.72	5.5	0.6	0.8	-	-	-	4.1	-	-
Cr ₂ O ₃	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	4.87	7.2	-	-	-	-	-	7.2	-	-
CaO	3.70	3.9	-	-	-	-	3.9	-	-	-
BaO	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	1.87	3.5	-	-	-	3.5	-	-	-	-
K ₂ O	2.74	3.4	-	-	3.4	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.063	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂ spor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O + 110°	0.48	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O + 110°	3.76	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	100.233	100	1.2	2.3	17.0	17.5	19.5	22.6	3.1	16.8
+O for S: (FeS)	0.03				54.0					
					(15 Or + 39 Ab ₆₀ An ₅₀ Or ₅ ?)					
	100.203									

I forbindelse med videre bearbeidelse av materialet til denne forekomst, som oppbevares ved Geologisk Museum, Oslo, nevnes at der i K. O. Bjørlykkes samling fra det sentrale Norge, som likeledes er innlemmet i Museets samlinger, under betegnelsen Jo-ga (= Jotun-gabbro) finnes som nr. 27 et slip av »Glassdiabas, nordligste rand av Kvernhøs topp«, som ikke kan sees å være omtalt i noen publikasjon. I begge tilfelle bør en bearbeidelse skje i forbindelse med utredning av det geologiske miljø.

H. Cloos nevner (1936, p. 326) uten nærmere beskrivelse pseudotachylitforekomster ved Bygdin. Sammesteds (l. c.) finnes for øvrig komplette internasjonale litteraturhenvisninger.

C. Bugge (1939, p. 45) viser et mikrofotografi fig. 17 »Breksjen ved Grunntjenn«, som utvilsomt fremstiller en pseudotachylit. Det må være den »meget finkornige, glassaktige masse« (l. c. p. 46) »Når kornene ikke er altfor små, ser man smale plagioklaslister« (jfr. vår pseudotachylit-forekomst nr. 3). Videre siteres Bugge: »Grunntjenns-grønnstenen utgjør som nevnt grunnmassen i den breksje, som er den vanlige bergart omkring Grunntjenn. Grønnstenen er ofte så full av små bruddstykker av forskjellige mineraler at den må betegnes som en finkornet breksje« — og p. 47: »videre undersøkelser kan vise at disse typer er mer utbredt enn anført på kartene. Jeg har nemlig flere steder, navnlig omkring Storbotskarvet, Grunnanfjell og Skogshorn, sett antydning til årer av lignende bergarter i den vanlige grønnsten. Litt lenger nede: »det er allikevel påfallende at både gabbroen og breksjen viser mindre pressfenomener enn den vanlige grønnsten; i marken får man inntrykk av at hele Grunntjennfeltet er forholdsvis lite presset«. Litt lenger nede på samme side antydes: »Det kunde tenkes at man her ved Grunntjenn har rester av en kraterstilk, altså en med forskjellige eruptiver og breksjer fylt tilførselskanal til en høyereliggende, nu borterodert vulkan«. Til slutt i dette kapittel uttaler Bugge at han »også har været inne på spørsmålet om de upressede eller mindre pressede eruptivmasser, som man til dels støter på inn imellom de øvrige sterkt pressede bergarter, kan tenkes utkrystallisert av en regenerert magma, dannet ved omsmeltningsprosesser under foldningene og skyvningene.«

Den sammesteds av Bugge offentliggjorde analyse av typisk finkornig grønnsten fra Storkarnosis vestside i nordvestre del av Hemsedal viser meget liten avvikelse fra den her publiserte analyse av pseudotachylit nr. 3, den siste har litt mer Fe + Ti. Bugges korrelasjon med Goldschmidts analyse av saussuritamfibolit fra sydenden av Tyin må også has i mente, om det kunde vises at såvel denne som Gjelsviks før omtalte doleriter (p. 54) skulle representere oppsmeltningsbergarter.

Ved studium av Bugges karter, E32V & Ø, eventuelt også av E31Ø's tilgrensende SW del (Slidre, Strand 1951) forstås at i dette område av fjellkjeden i tilfelle er oppsmeltningsfenomener av en ganske annen størrelsesorden enn for de hittil

beskrevne forekomster av »friksjonsglass«. Man måtte tenke seg analoge breksieringer og oppsmeltning på større dyp, og kommer ikke forbi at en regional opphetning av massivene har vært hovedfaktor. Vi føres da over i studiet av dannelsesbetingelsene for en gruppe normalgabbroide eruptiver, som Goldschmidt hadde vanskeligheter med å føye inn i Bergen-Jotunstammen (Goldschmidt 1916 A, p. 26 ff.)

Utenlandske pseudotachylit-forekomster.

Ovenfor har jeg allerede kommet inn på den s. k. »Trapshotten-gneis« i Madrasområdet Charnockit-masser (Thomas H. Holland 1900, p. 198 ff.), men mest referert *Shand* (1916) som i sin beskrivelse fra Oranje-fristaten foreslo betegnelsen pseudotachylit. Her finnes den til da foreliggende litteratur kommentert. Mest interessant for sammenligning med våre forekomster burde de skotske forekomster være. Korrelasjonen med forekomstene i det tertiære vulkanitområde på Skye (A. Harker, 1904) går imidlertid via de allerede omtalte lagdelte dyperuptivmasser på Østgrønland (*Wager & Deer*, 1939) idet hele det geologisk miljø må studeres. Bemerkelsesverdig er at opptreden av »flinty crush rock of felsitic type« i »North-Western Highlands of Scotland« (*Peach m. m. fl.*, 1907, p. 248 ff.) er av »pre-Torridonian« alder (»pre-eokambrisk« for å parallellisere med Skandinavia), som også de øvrige skotske »flinty crush rock« forekomster, altså ikke »post-Cambrisk« (Kaledonsk). Det klassiske overskyvningsstrøk med overfoldninger og imbrikasjon med akser parallell »the Moine-thrust« NNE—SSW med bevegelse fra ESE mot WNW blir etter nærværende forfatters oppfatning nærmest å parallellisere med de isoklinale overfoldninger under orogenese 2 (Ekneorogenesen) i vårt område, med akser NW—SE og bevegelse fra NE mot SW i relativt høytliggende nivåer, som ikke betinget pseudotachylitdannelse, hvor den nødvendige opphetning ikke var tilstede.

Hva endelig pseudotachylit-forekomstene ved Glen-Coe-kalderaen med sine varierte vulkanitter angår (*Clough, Maufe, Bailey*, 1909) kunne man her være tilbøyelig til å føre pseudotachylit-dannelsen tilbake til opphetning ved denne vulkanisme

som forutsetning. Om denne i seg selv kunne parallelliseres med Hemsedalsområdets mulige oppsmeltninger på større dyp bør diskuteres på grunnlag av mer grundige studier av de respektive geologiske miljø-forhold, helst i marken.

Under et besøk i Oslo i nov. 1952 henledet Dr. Th. H. F. Klompé min oppmerksomhet på *de Sitters* (1949, p. 86) behandling av pseudotachylit-forekomster i de Lombardiske alper, i et kapittel betegnet »Mylonites«. Så vel her som i Shands avhandling finnes analyser, som burde behandles konformt, sammen med her publiserte analyse fra Fokstua, og etter lignende synsvinkler som her brukt for pseudotachylit-forekomsten nr. 2 og nr. 3 i Espedalen. Jeg gjentar imidlertid at det er nødvendig med et grundigere kjennskap til de respektive geologiske miljøer enn det jeg hittil har kunnet skaffe meg.

Tilføyelse under trykkingen:

Under feltarbeidet sommeren 1953 og pågående bearbeidelse av materialet fra de nordlige deler av E30Ø, Sjødalen, ble det meg klart at betegnelsen »pseudotachylit« blir for snever for *de kjemisk mangeartede oppsmeltningsbergarter* vi åpenbart har å gjøre med i mylonitiseringssonene under fjellkjedefoldninger.

I dette syn er jeg blitt bestyrket ved nærmere studium av direktør dr. Hammers¹ meget instruktive beskrivelser av mylonit og pseudotachylit fra Østalpene. I den første avhandling (1914) gis den inngående beskrivelse av det geologiske miljø som jeg ovenfor fremholder som påkrevet. Forfatteren hadde da (1914) ikke kjennskap til Shands arbeider (1916) og bruker betegnelsen *pseudo-eruptiver* om noen av de »tette gang-mylonitter«, som opptrer i store mengder i dette område. Senere (1930 s. 571) fremholder han: »Es steht zu erwarten, daß bei genauerer Durchmusterung der Störungzone im Kristallin der Alpen noch manche weiteren Vorkommen gefunden werden.«

Etter å ha deltatt i ekskursjoner under geologkongressen i Pretoria 1930 og gjennomgått materiale publisert av Hall og Molengraaf² samt Nel³ brukte Hammer Shands momenklatur »pseudotachylit« i sin avhandling 1930. Såvel av denne som av Hammers første avhandling fremgår oppsmeltningsbergartenes

kjemiske variabilitet med sidestenen, noe som også synes å fremgå av de av meg her publiserte analyser; men som det er av betydning å få verifisert.

I Murudalen — (NE del av E30Ø) — har jeg i sommer iaktatt utbredt oppsmeltning av pyroxenit, som i form av hornblendit (jfr. Shand 1949 p. 156, p. 287) fyller mellomrommene i kolossalbreksjer, hvor store flak av kaledonsk Trondhjemit er lette å identifisere. (Fotografier foreligger og vil senere bli publisert.)

Av særlig interesse fra Hammers avhandling 1914, er en fotnote p. 562, hvor forf. beretter at professor F. Becke under trykningen av nevnte avhandling hadde demonstrert for ham et tynnslip av prøve fra Fimbartal (Silvretta-massivet, nær Fluchthorn, Tirol, ved den sveitsiske grense): »welcher Zweifellos ein basisches Eruptivgestein (Diabas?) mit unversehrt erhaltener primärer Erstarrungsstruktur zeigt«. — »Makroskopisch ist das Material des Schliffes von den sicheren Mylonitadern nicht zu unterscheiden«. — Es sind also doch auch echte Ganggesteine mit diesen Mylonitadern verquickt, wenn auch nach dem bisherigen Schliffmaterial selten. Die gute Erhaltung der Erstarrungsstruktur (Feldspatskelette!) wird sich schwer mit der Annahme einer passiven Verschleppung vereinen lassen, wenn man auch die Randzone vielleicht als Mylonitrand auffassen könnte. Am Ötztaler Gneisrand treten ja zahlreiche Diabasgänge auf (welche aber mit Myloniten nicht zu verwechseln sind) . . .«

De sistnevnte diabasganger i skyveplanet beskrives detaljert. De opptrer bare i den overskjøvne gneis, ikke i basissedimentene. Disse diabasganger har med få unntagelser bevart sin opprinnelige »magmatiske« struktur.

Spørsmålet er da om slike diabasganger i sin alminnelighet kunne tenkes å skrive seg fra masser regenerert på noe dypere nivå. For de høyere nivåers vedkommende blir metoden for identifikasjon av disse finkornige bergarter å skaffe sammenlignende analyser av sidesten og *pseudo-eruptiver*, en betegnelse jeg nå ville foretrekke for Shands »pseudotachylit«.

For såvidt mulig å gjøre litteraturlisten komplett henvises til slutt til A. Wurms⁴ oversikt (1935), der Erich Kaisers⁵ betegnelse »*tektoniske oppsmeltningsbergarter*« (»smelte-mylonitter« antydes også) anvendes for denne bergartsgruppe »die für unsere magmatischen wie tektonischen Vorstellungen besondere Bedeutung hat«. (l.c.p. 99).

- ¹ Hammer, Wilhelm: »Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal«. Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien. LXIV Bd. 1914, p. 443—566, spesielt 549 ff., 554—564.
Hammer, Wilhelm: Über Pseudotachylit in den Ostalpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt LXXX, Wien. Bd. 1930, p. 571—585.
- ² Hall, A. L. & Molengraaf, G. A.: »The Vredefort Mountain Land in the southern Transvaal and the northern Orange Freestate. Verhand. d. Koninkl. Akademie v. Wetenschappen te Amsterdam. 24 Bd. n. 3. Amsterdam 1925, s. 93—113.
- ³ Nel, L. T.: »The Geology of the Country around Vredefort.« Explanation of the geol. map. Geol. Surv. Pretoria 1927, s. 92—99.
- ⁴ Wurm, A.: »Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung«. Zeitschrift für Vulkanologie, p. 98—119. Bd. XVI, 1935.
- ⁵ Kaiser, Erich: »Referat über die Arbeit von Hall und Molengraaf«, N.J.f.Min. 1927 II Bd. Alt. B. s. 34—39.

*Pseudotachylitenes forhold til ultramylonit
og »flinty crush rock«.*

Shand har behandlet dette spørsmål, og bearbeidelsen må selvsagt fortsettes, når vi nå har nye data fra nye felter. Jeg har tidligere publisert noe av resultatene fra mylonit-undersøkelser i Espedalsområdet (1945 A, pp. 18—19) og har adskillig nytt materiale, samlet under hensyntagen til de i samme felt opptredende pseudotachylit-forekomster, idet der utvilsomt i visse henseender kan påvises en kontinuerlig overgang mellom ultra-mylonitter og pseudotachylitter. Det er sannsynlig at en betraktningssmåte som tar sitt utgangspunkt i pseudotachylitenes smelte- og krystallisasjonsforhold, idet man søker å følge de forskjellige komponenters inkongruente smelteområder, samt tar hensyn til H₂O-innholdet under trykk, så vidt mulig uttrykt tallmessig, vil være fruktbringende for løsningen av mylonit-problemene.

Jeg minner igjen om Goldschmidts karakteristikk av pseudotachylittenes dannelsesbetingelser som gåtefulle, og kan tilføye fra diskusjonen i Geological Society etter Shands foredrag (1916, pp. 220—221) *Dr. A. Holmes'* anvisning på »to throw more light on the origin of this most puzzling of rocks«.

Summary.

Pseudotachylytes on the Thrusting Zones SE of Jotunheimen, in Espedal, Northern Gudbrandsdal, Norway. General Suppositions for the Formation of Pseudotachylytes.

On the geological sketch-map (Fig. 1) with annexed key-map of the South-Scandinavian Caledonides, are marked the situations of the pseudotachylyte-dykes no. 1, 2 and 3 in Espedalen, quadrangle F30V, Vinstra, Northern Gudbrandsdal.

The old tourists thought of the district as an anterior court to the Jotunheim mountainrange, and this designation also applies in a geological sense. We here find exposed the basement parts in front of the heavy thrust-masses which advanced from the NW during the 3rd of 3 distinct periods of Caledonian orogeny pointed out in our district and probably corresponding to: 1. The Trondhjem-orogeny. 2. The Ekne-orogeny. 3. The Svalbard-orogeny (Th. Vogt, 1928). The 2nd period is characterized by successive folding, overfolding and imbrication advancing from NE(NNE) to SW(SSW) with axes NW(WNW) to SE(ESE), particularly distinct impressed in the topography of our district as appears from the map fig. 1. The striking feature is further treated below.

The pseudotachylites and the suppositions for their genesis are considered by prominent geologists in this country and abroad (V. M. Goldschmidt and A. Holmes) as most puzzling.

Their enigmatic character must logically be due to our general defective knowledge of fundamental mechanical, thermodynamical and physico-chemical principles reigning during the periods of mountain chain-folding and thrusting, a statement not surprising when it is borne in mind that the rise, manner

of activity and transformation of the moving forces in the various parts of the sial shell still is an unsolved problem.

The geological milieu of the district in question, studied in detail by the writer (1945 A, 1945 B, 1950, see also the important paper of Strand 1951) is therefore first treated at some length, especially the arkoses and conglomerates of the Caledonian (Ordovician) flysch-formation (see explanations to illustrations — Figs. 2—8) — the Valdresparagmite.

It is pointed out that this formation in our district is derived from rocks of the Bergen-Jotun-kindred in the lower nappe "thrust on place" during orogeny 1 on a basement of Cambro-Ordovician sediments of miogeosynclinal origin. The Eastern parts of the lower nappe carried on its back Eocambrian and Cambro-Ordovician sediments of eugeosynclinal origin, and the whole nappe was folded — later thrust with the development of isoclinal imbrication structure, from NE to SW, with axes NW—SE during the intense 2nd period of Caledonian orogeny, the uneven relief thus formed favoured a rapid erosion and settling of the flysch masses.

By further advance of the overfolding from NE to SW, the flyschmasses were tectonized and metamorphosed to epidote-almandine-facies in the upper parts of the sial-shell.

It seems to the writer that these movements are analogous to the classic thrusting in the North-Western Highlands of Scotland.

In Southern Norway, however, the structures resulting from the second period of Caledonian orogeny were exposed to and affected by the third (Svalbardian) period of orogeny where the forces acted from NW to SE. The upper (Jotunheim) nappe, W and NW of our district covers these structures, which however are occurring far to the W, where exposed by erosion. Probably due to the uneven relief caused by the crossfolding the forces brought about in deep downfolding in the central parts (The Jotunheim Faltungsgaben) and relatively short lateral movements in the marginal parts of the mountainchain, as is in our district, the masses advancing from NW were dammed, under violent brecciation and outrolling of the rocks, in a way corresponding to their nature and composition.

A photomicrograph of the *pseudotachylytic* dyke no. 1, discovered by the writer in 1941, was shown and briefly mentioned in his papers published in 1945 (1945 A, Fig. 9, p. 28, 1945 B).

This statement prompted V.M. Goldschmidt to reinvestigate samples of pseudotachylite collected by himself at Fokstua, Dovre (Central Norway) in 1916 (See Goldschmidt, 1916 A, p. 121 and 1943). An analysis of this rock, carried out in 1943 is published for the first time in this paper (p. 59).

The pseudotachylytic dykes no. 2 and no. 3 discovered in 1952 furnished more abundant and enlightening information than dyke no. 1, or any of the other pseudotachylytic dykes known to the writer.

The *pseudotachylytic dyke no. 2* in metamorphic Valdres-sparagmite is shown in Fig. 9, with photo-micrographs Figs. 10, 11 and Plate I—II (Magnification from $\times 12$ to $\times 550$). The analysis with CIPW norm calculation is on p. 42, and a schematic diagram of crystallization Fig. 12.

It may be regarded as safely proved that this pseudotachylytic dyke no. 2 consists of decomposed and partly melted biotite, with abundant minute magnetite-octaëdrons (size about 1μ) in the photomicrographs shown building crossformed crystal-skeletons (size about 10μ). The light fragments consist chiefly of quartz, and the rawmaterial is evidently furnished from a biotite-quartz-vein, similar to one from the top of Ruten in the vicinity of no. 2; samples of the latter were collected by the writer in 1941. A determination of SiO_2 , K_2O and Na_2O in biotite from this vein (p. 44) shows a similar composition to pseudotachylyte no. 2. The biotite-quartz-vein is regarded as epi-orogenic after orogeny 2, while the pseudotachylyte no. 3 (as no. 1 and no. 2 as well) is entirely unaffected by strain later than its time of congealing (crystallization) and was therefore formed during the last period of orogeny of importance in our district, that is probably the 3rd (Svalbardian) period of Caledonian orogeny in Scandinavia. —

The pseudotachylytic dyke no. 3 sample no. 23 in brecciated Jotun-norite-mylonite is shown in Fig. 13. — Another sample

no. 22 from this locality has wallrock consisting of mangeritic Bergen-Jotun-rocks, as shown in the photomicrographs Figs. 14 and 15 of thin sections.

Figs. 1 and 2 Plate III are photomicrographs of sample no. 23 (shown in Fig. 13). Showing *pseudodiabase-porphyrite* of two generations, the younger finegrained brecciating the somewhat older, and more coarsegrained rock of entirely neovulcanic appearance. Studies of the geological milieu prove however that the formation of the porphyrite must be due to remelting during brecciation of the wallrock.

The determination of the prismatic plagioclase-crystals was confirmed by professor dr. Ivar Oftedal in his report (p. 52) to contain at least An_{60} . —

On p. 54 the analysis of sample no. 23 with CIPW norm calculation is presented — for comparison, the average norite-composition (after J. H. L. Vogt-Daly) is added.

A schematical diagram of crystallization is shown in Fig. 16. The temperature must have exceeded 1330° C. —

Other pseudotachylytic deposits in the Caledonides of Southern Norway are briefly mentioned; here the analysis of V. M. Goldschmidts "glassy rock" of Dovre is presented. The deposits of Hemsedal may represent remelted rocks of wide extent due to brecciation during Caledonian orogeny, as indicated in the description by C. Bugge (1939) though he does not use the term pseudotachylyte.

Concerning the foreign deposits of pseudotachylytes reference is made to the list of literature.

As the term pseudotachylyte was proposed by S. James Shand in 1916, neither older descriptions nor all newer descriptions of similar deposits use the term, the transition to ultramytonites and flinty-crush-rocks seemed confusing. However, it seems obvious that we have to deal with rockmaterial of different composition, remelted or disintegrated by incongruent melting due to frictional heating, coming as a surplus in considerable heated rockmasses of regional extent. In some cases the regional heating may be due to vulcanic activity, (Glen Coe), but in our case and in several other cases the source of heat

PLANSJER

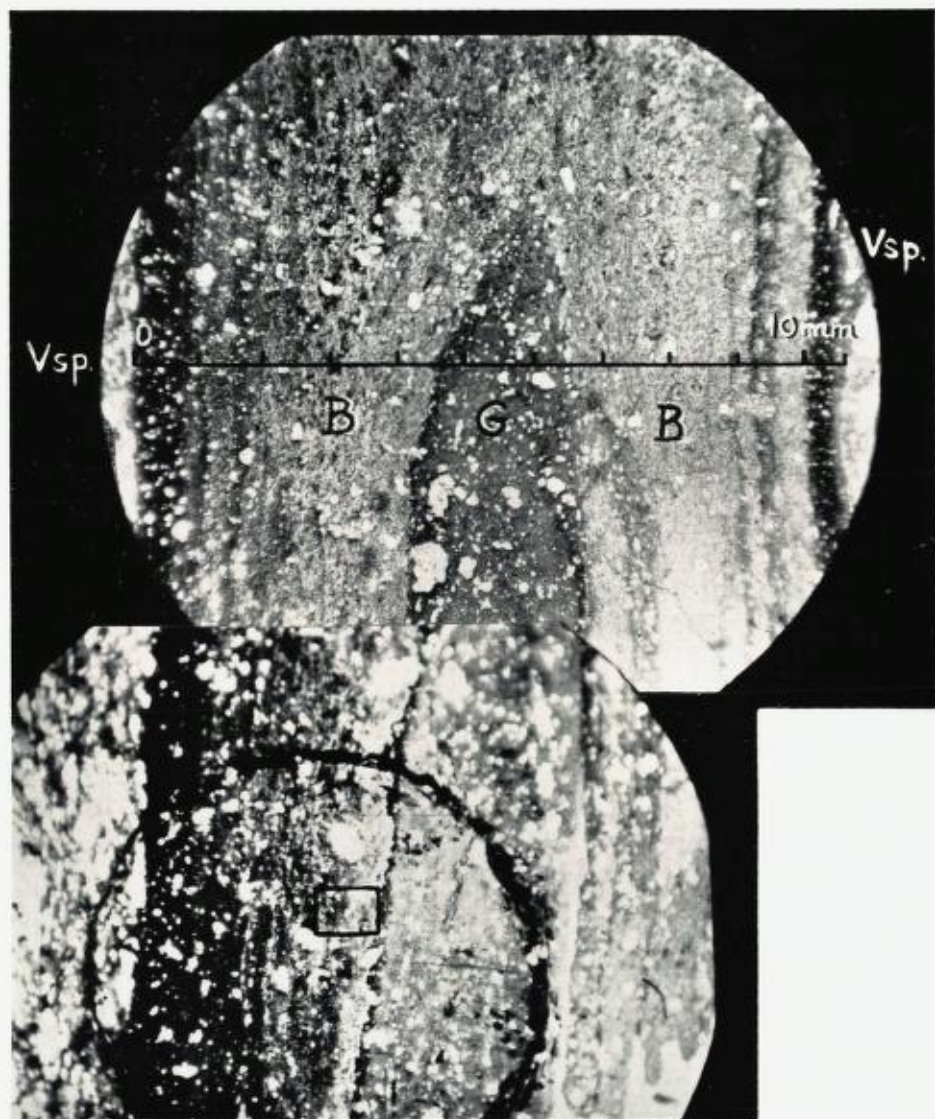
Plansje 1. Tynnslip nr. 29—1—F30V. Fot. B. Mauritz og forf. $\times 12$
 \pm lys. Prøve nr. 13 F30V, 7. juli 1952. Beskrivelse i teksten.

Close up of psudotachylyte dyke nr. 2, Sample 13, shown in Fig. 9.
12 \times . Plane polarized light.

G = grey coloured glassy material.

B = brown coloured glassy material.

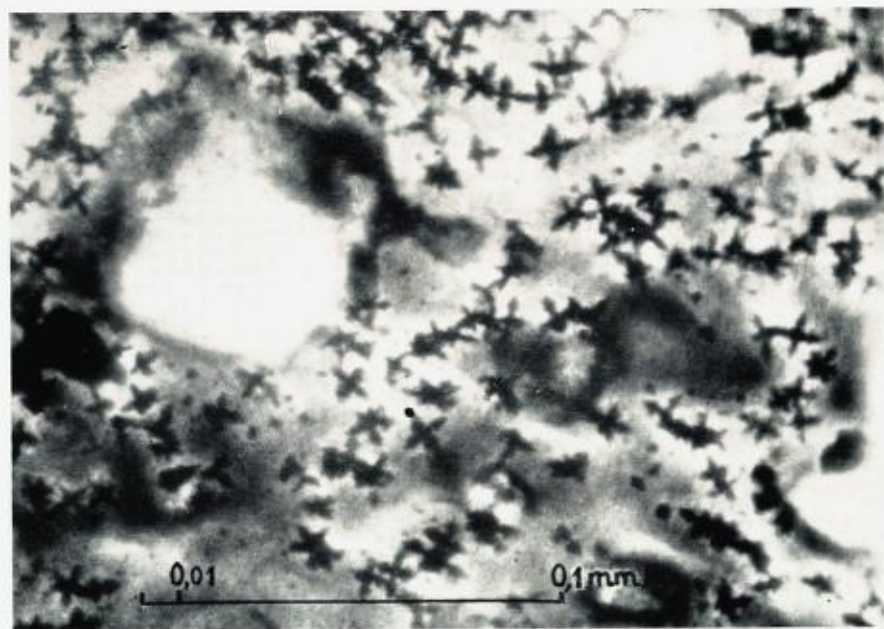
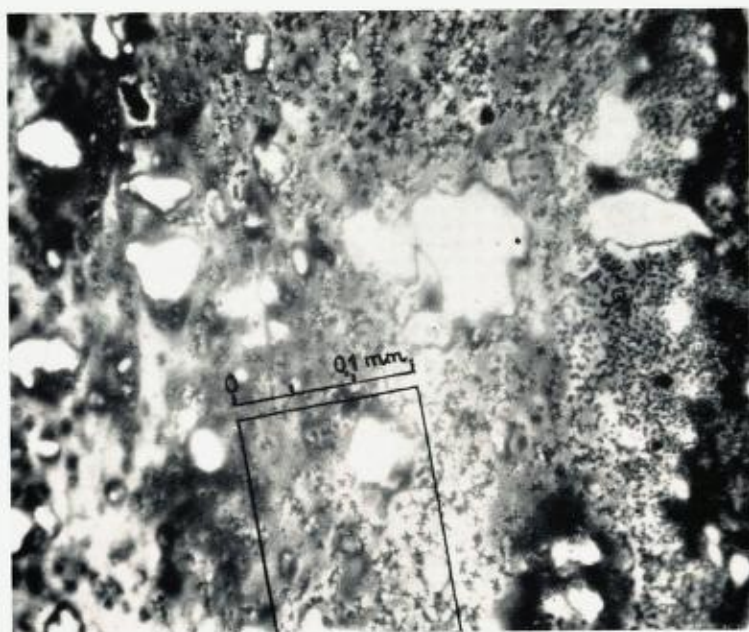
*V.sp. = Valdresparagmite wall rock. Rectangle (inside circle)
shows area covered in Fig. 1, Pl. II.*



Plansje II, fig. 1. Tynnslip nr. 29—1—F30V, Fot. B. Mauritz. $\times 160$.
 \pm lys. Prøve nr. 13 F30V, 7. juli 1952. Beskrivelse i teksten.

Part of pseudotachylyte dyke shown in Pl. I. $160\times$. Plane polarized light. Tiny crosses are of magnetite. Rectangle shows area covered in Pl. II, Fig. 1.

Plansje II, fig. 2. Forstørret (rektangelmerket) parti av pl. II, fig. 1.
The rectangular area shown in Pl. II, Fig. 1 enlarged to 550 times natural size. Tiny crosses composed of octahedra of magnetite about $1\ \mu$ diameters.

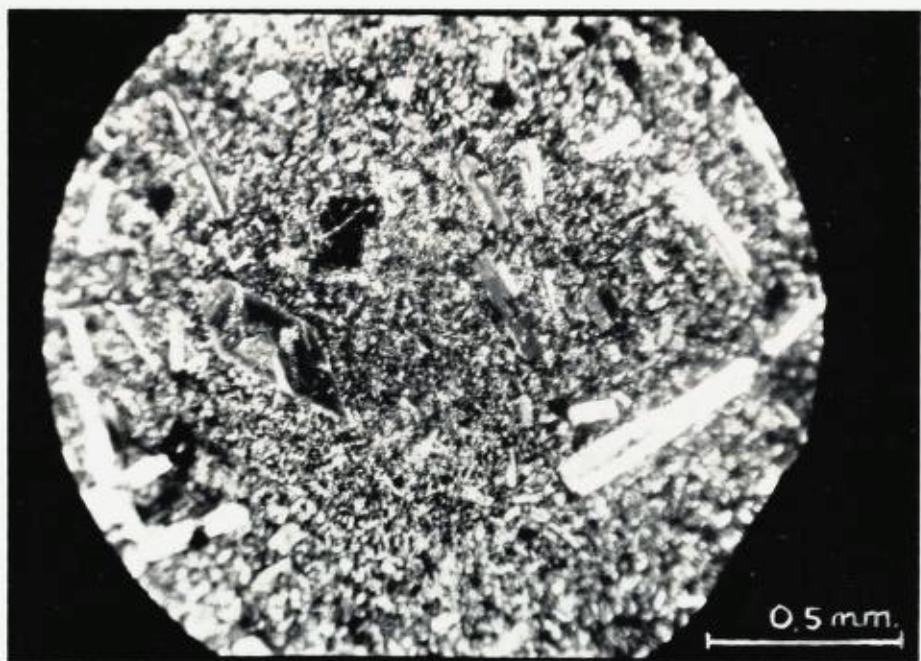
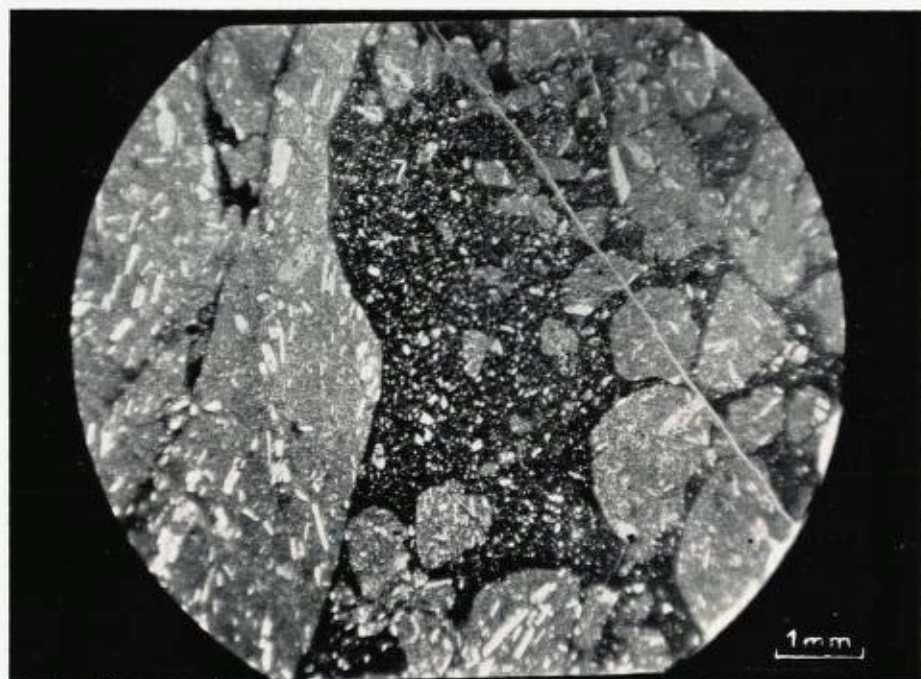


Plansje III, fig. 1. Tynnslip nr. 26—I—F30V. Fot. B. Mauritz. $\times 12$.
 \pm lys. Prøve nr. 23 F30V. 11. juli 1952. Beskrivelse i teksten.

Pseudotachylyte nr. 3, Sample nr. 23. Pseudo-diabase porphyrite brecciated and partially resorbed in later pseudotachylyte. 12 \times . Plane polarized light.

Plansje III, fig. 2. Tynnslip nr. 26—I—F30V. Fot. B. Mauritz. $\times 50$.+n.
Prøve nr. 23 F30V. 11. juli 1952. Beskrivelse i teksten.

Pseudotachylyte (or pseudo-diabase porphyrite) shown in Pl. III, fig. 1. Prismatic plagioclase ($> An_{60}$), some crystals with zonal structure. Matrix of finer-grained plagioclase and -probably monoclinic pyroxene. 50 \times , crossed nicols.



may be sought in hot rockmasses often of anorthositic-noritic (charnockite) character, brought upwards from deeper parts of the sial-shell and forwards on to a basement isostatical depressed, which in this way was exposed to regional-metamorphism. —

Litteratur.

- Forkortelser: N. G. U. = Norges geologiske undersøkelses skrifter.
(Abbreviations) N. G. T. = Norsk geologisk tidsskrift.
Vid.sk.selsk. = Vitenskapsakademiet, Oslo.
- Barth, Tom. F. W.: Theoretical Petrology, New York-London. 1952.
- Beyschlag, F., Krusch, P., Vogt, J. H. L.: Die Lagerstätten d. nutzbaren Mineralien u. Gesteine. Stuttgart 1914.
- Bjørlykke, K. O.: Gausdal. N. G. U. nr. 13. 1893.
— Høifjeldkvartsens nordøstlige udbredelse. N. G. U. nr. 14. 1893.
— Det centrale Norges fjeldbygning. N. G. U. nr. 39. 1905.
- Bugge, Carl: Hemsedal og Gol. N. G. U. nr. 153. 1939.
- Cloos, H.: Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
- Clough, C. T., Maufe, H. B. and Bailey, E. B.: The Cauldron-subsidence of Glen Coe, and the Associated Igneous Phenomena. The Quart. Journ. Geol. Soc. of London. Vol. LXV, pp. 611—678. 1909.
- Dietrichson, Brynjulf: Geologiske undersøkelser i Espedalen. N. G. U. nr. 163. 1945 A.
— Sedimentene på det undre skyvedekke i Gudbrandsdalen. N.G.T. Bd. 25, p. 53—89. 1945 B.
— Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen. N. G. T. B. 28, p. 65—143. 1950.
— Regular Fracturing of Rocks. (The Sial-shale of Earth) due to tectonical Stress. 1953 (i manuskript).
- Eckermann, H. v.: The Anorthosite and Kenningite of the Nordingrå-Rødø-Region. Geol. För. Förh. Stockholm 1938.
- Gjelsvik, Tore: Anorthositkomplekset i Heidal. N. G. T. Bd. 26, p. 1—58. 1946.
— Metamorphosed Dolerites in the Gneiss Area of Sunnmøre on the West Coast of Southern Norway. N. G. T. Bd. 30. 1952.
- Goldschmidt, V. M.: Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von Nordwestspitzbergen. Vid. sk. selsk. skr. Matem. Naturv. kl. No. 9. 1911.
— Geol. petr. Studien im Hochgebirge des südl. Norwegens. IV. Vid. sk. selsk. skr. I. Matem. Naturv. Kl. No. 2. Kristiania. 1916 A.
— Konglomeratene inden høifjeldskvartsen. N. G. U. nr. 77. 1916 B.
— Om friksjonsglass (pseudotachylit) i fjellkjeden. Geolog. För. Förh. Bd. 65, p. 83. Stockholm 1943.

- Harker, A.: The Tertiary Igneous Rocks of Skye. Mem. Geol. Survey, p. 167. 1904.
- Hintze, Carl: Handbuch der Mineralogie. 1897.
- Hoel, A. et Høltedahl, O.: Les nappes de lave, les volcans et les sources thermales- dans les environs de la baie Wood au Spitsberg. Vid. sk. selk. skr. I. Matem. Naturv. Kl. No. 8. 1911.
- Holland, Thomas H.: The charnockite Series, a Group of Archæan hypersthene Rocks in Peninsula India. Mem. of the Geol. Surv. of India. Vol. XXVIII. Part 1. 1900.
- Oftedal, Christoffer: En presset norit ved Sulseter, N. Fron. N. G. T. Bd. 23. 1944.
- Peach, B. N. & others: The geological Structure of the North-West Highlands of Scotland. Mem. Geol. Survey. 1907.
- Shand, S. James: The Pseudotachylite of Parijs (Orange Free State) and its Relation to »Trappshotten Gneis and Flinty Crush-Rock. Quart. Journ. p. 198. London. 1916.
- Eruptive Rocks. London-New York. 1949.
- Sitter, L. U. de, and Sitter-Koomans, C. M. de: The Geology of the Bergamasc Alps. (Lombardia, Italy). Leidse Geologische Mededelingen. Deel XIX B. Uitgave van het Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie te Leiden). 1949.
- Strand, Trygve: Nordre Etnedal. N. G. U. nr. 152. 1938.
- The Sel and Vågå Map Areas. N. G. U. nr. 178. 1951.
- Slidre N. G. U. nr. 180. 1951.
- Tröger, W. E.: Spezielle Petrographie der eruptiven Gesteine. Berlin 1935.
- Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. (Schweizerbart). Stuttgart 1952.
- Törnebohm, A. E.: Grunddragen af det centrala Skandinaviens Bergbyggnad. Kgl. Vit. ak. bd. 28, nr. 5 1896.
- Vogt, J. H. L.: Die Sulfid: Silikatschmelzlösungen. N. G. T. Bd. 4. 1917.
- Vogt, Thorolf: Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie. N. G. T. Bd. 10, p. 95. 115. 1928.
- Wager, L. R. & Deer, W. A.: Geol. Invest. in East Greenland. Part III: The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdtugssuaq. Medd. om Grønland. Bd. 105. Nr. 4. København 1939.
- Washington, H. S.: Chemical Analyses of Igneous Rocks (»Tables«). U. S. Geological Survey. 1917.
- Winchell, A. N.: Optical Mineralogy. New York. 1951.