

# PUTESTRUKTURER, SANDSTENSGANGER, KULLBLENDE ETC. I ROMBEPORFYR- LAVA VED SØNSTERUD, TYRIFJORDEN

**Pillow structure, Sandstone dykes, Coal  
blend etc. in Permian Rhomb porphyry  
Lava at Sønsterud, Tyrifjord, Oslo Region.**

BY

JOHANNES A. DONS

Riksveien Oslo—Hønefoss passerer Krokskogens lavafelt i en mengde gode skjæringer. Ved Sønsterud ses nydelige snitt i den laveste av rombeporfyrene,  $RP_1$ ; og her er også grensen mot den underliggende basalt  $B_1$  blottet. Lokaliteten som ligger ved den sydøstlige gren av Tyrifjorden har tidligere spilt en viktig rolle i geologisk utforskning av Oslofeltet. Kjerulf har således i flere avhandlinger gjen-gitt profiler herfra, hvor han påviser det som nå kan kalles den subpermiske diskordans (bl.a. KJERULF 1865).

Senere fremholdt Brøgger gjentagne ganger i sine publikasjoner (bl.a. BRØGGER 1890) at Kjerulf ga en feil tydning av forholdene. Med bl.a. Sønsterud som et av eksemplene hevdet han generelt at det langs alle lavaåsene var forkastninger, og at disse forårsaket det observerte forhold — nemlig at lavadekkene ikke alltid lå i kontakt med den dntonske sandsten.

Etter nye undersøkelser blant annet ved Sønsterud i 1912 og 1921 (BRØGGER 1931) erklærte Brøgger seg uforbeholdent enig med Kjerulf. Da hadde allerede K. Rode, en elev av H. Cloos i 1930 publisert resultater av sine undersøkelser i 1925 av profilet langs Tyrifjorden, hvor han slutter seg helt til Kjerulfs oppfatning på dette punkt. Rode beskriver også i detalj lagfølgen og forkastningene ved Sønsterud, (RODE 1930).

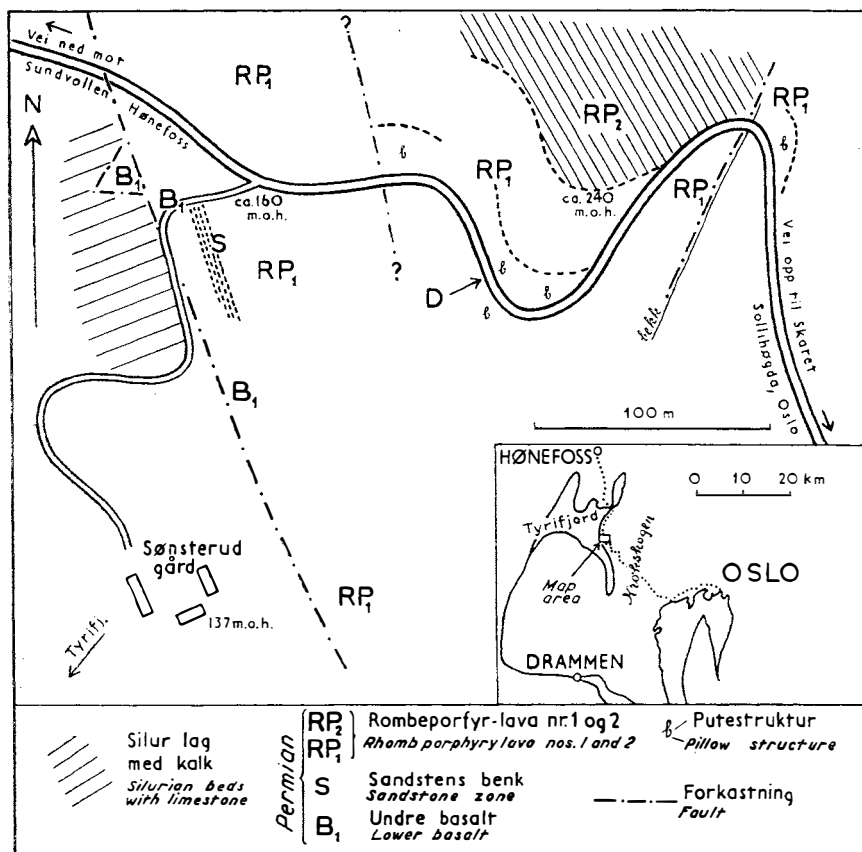


Fig. 1.

På student-ekskursjoner har vi ofte stanset ved Sønsterud for å se bunnen av lavaserien og den sub-permiske diskordans, uten egentlig å få ordentlig klarhet i forholdene. Undersøkelser foretatt i 1953 og 1954 har vist at lokaliteten enda kan gi nye bidrag til forståelse av de skiftende forhold i permtiden. 1) I silurkalk finnes det et tilsynelatende isolert felt av basalt. 2) Det er en sandstensbenk over basaltlavaen. 3) Det er kullblende i basalt, sandsten og den overliggende rombeporfyrlava. 4) Rombeporfyrlavaen har en markert putestruktur og tallrike sandstensganger. Undersøkelsene er utført med bidrag fra Nansenfondet.

1) *Isolert felt av basalt i silur-kalk.*

Foldet silur-kalk grenser inn til basalt  $B_1$ . Dette sees i gårdsveien som fra hovedveien Oslo—Hønefoss fører ned til Sønsterud gård, se fig. 1. Perm-sedimentene, inklusive kvartskonglomeratet som skulle finnes under basalten mangler nær hovedveien på grunn av en NNW—SSE gående forkastning. Det er grunn til å tro at det blant annet er denne forkastning som har fått Brøgger til å hevde teorien om forkastninger langs lava-åsene. Kalken, tilhørende etg. 7—9 er foldet og danner her en synklinal med foldningsakse NE. På vestsiden av gårdsveien ses tydelig virkningen av kjemisk oppløsning på kalkstensoverflater. Det er fremkommet et karstlandskap i miniatyr.

I kalken, nær forkastningen ble det under en ekskursjon funnet et felt, ca. 15 m<sup>2</sup>, av en finkornet basisk bergart. Grenseforholdene mot forkastningen var ikke synlig på grunn av overdekning. Vår første tanke var at det her forelå et snitt gjennom en tilførsels-kanal for basaltlavaen. Det viser seg nå ved senere undersøkelser at feltet i horisontalsnitt er trekantet og begrenset av breksiert kalk med blant annet spor av nydannet plagioklas. Bergarten, en basalt av samme type som basaltlavaen  $B_1$  like ved, antas å grense inn til hovedforkastningen, og dens beliggenhet forklares som fremkommet ved uregelmessigheter i forkastningssonen.

2) *Sandstensbenk over basaltlavaen.*

I Kolsås-profilet følger rombeporfyrlavaen  $RP_1$  direkte over basaltlavaen  $B_1$ . I området øst og nordøst for Oslo er det et kvartsrikt sediment mellom de to lavaer. Tilsvarende sediment er nå funnet her i vest. Observasjonene skriver seg fra Sønsterud ved stedet merket S på kartskissen fig. 1. I den dype kløften hvor bekken Asdøla fra Krokskogen kommer ned, til Lierdalen 3 km S for Sylling fant jeg tilsvarende forhold, altså en sandstensbenk av varierende mektighet.

Basalten ved Sønsterud er etter makroskopisk bestemmelse, av den ikke porfyriske type. Slip viser pyroxen, oligoklas og pseudomorfoser etter olivin i en finkornet grunnmasse. Lavaoverflaten er skrukket og blæret. Blærerommene er fylt med kalkspat og til dels kvarts. Tett hematitt (påvist ved røntgen etter forutgående magnetisk separasjon) farger overflaten rød og fyller mindre hull og sprekker i den

aller øverste del av lavabenken. Hematitt er også bindemidlet i de underste par millimetre av sandstens-benken over. Denne anrikning av hematitt kunne tydes som en utfelling på overflaten under lavaens størkning. Antakelig skyldes det imidlertid en intens oksydasjon av lavaens jernholdige mineraler i tiden før sanden ble avsatt. Liknende jernoksydrike lavaoverflater med sandsten er observert i Nitte-dal, f.eks. mellom RP<sub>1</sub> og RP<sub>2</sub> og mellom RP<sub>7</sub> og RP<sub>8</sub> (SÆTHER 1946).

Sandstenen ligger som en gråsvart  $\frac{1}{2}$ —1 m mektig benk. Kvartskorn, 0.1—0.5 mm i diameter, utgjør den vesentlige del av bergarten, Fig. 7. En del korn består av flere kvarts-individer. Undulerende utslukning er alminnelig. Feltspatkornene (perthit, oligoklas-andesin og mikroklin?) er av samme størrelse som kvartskornene. Noe granat er påvist. Feltspat- og kvartskornene er av formene subangular — subrounded. Enkelte større kvarts- og feltspatkorn er meget vel rundet. Bindmassen er finkornet og består til dels av nydannet kvarts og feltspat. I sandstenen finnes også runde klumper (ca. 1 mm i diameter) av basalt med meget hematitt. Orienteringen av plagioklaslistene i disse klumpene tyder ikke på at det er lava-dråper, men bruddstykker av basaltoverflaten. Bergarten med både lokalt stoff og materiale fra sikkert fjerntliggende steder kan ha eolisk opprinnelse, men kan også være vann-transportert.

### 3) *Kullblende.*

Det er tidligere beskrevet kullblende i rombeporfyren ved Sønsterud (KRISTOFFERSEN 1938). «Mineralet», som av utseende likner antrasit, har sammensetningen: C = 93.2 %, H = 3.7 %, S = 0.4 %, N = 0.2 %, O = 2.5 %. Det finnes her i blærerum og på sprekker sammen med kalkspat og flusspat. Kristoffersen antar at kullblenden utgjør de siste tungt flyktige bestanddeler av en opprinnelig jordolje eller bitumen. Omtrent samtidig ble det beskrevet funn av kullblende sammen med epidot og prehnit i basaltlavaen B<sub>1</sub> ved Semsvik (BUGGE og NEUMANN 1938). Forfatterne av notisen antyder muligheten av at kullstoff-forbindelsen kan skrive seg fra permtidens vegetasjon, men det er også nevnt at den kan stamme fra forbindelser i basaltmagmaet.

Ved Sønsterud er det nå funnet kullblende foruten i rombeporfyr også i de underliggende lag av sandsten og basaltlava. Spektrografisk

undersøkelse utført ved Sentralinstituttet for industriell forskning, Blindern; viser at kullblenden er vanadiumholdig. Uran er ikke påvist. At kullblenden på dette sted forekommer både i rombeporfyr, sandsten og basalt, tyder på at den ble dannet etter at rombeporfyren var kommet på plass, og det utelukker for så vidt ikke den tidligere antakelse om et utgangsmateriale i permisk vegetasjon.

Under fortsatt arbeide med kullblende har jeg sett på materiale fra andre beskrevne forekomster av samme mineral. Det gjelder bl.a. Kongsberg (NEUMANN 1944) og Grønnsæter i Hol (REUSCH 1919). I Museets samlinger finnes også prøver fra 6—8 andre steder. Særlig pent er det materialet som jeg etter opplysning fra landbruksskolebestyrer Heldal, kunne samle inn våren 1955 ved Åmot i Modum. Etter det som nå er kjent finnes kullblende en rekke steder i Sydøst-Norge i så vel grunnfjell og kambrosilur som i permiske sedimenter og lavaer. Observasjoner og analysemateriale tilrettelegges nå for en egen artikkel.

#### 4) *Putestruktur og sandstensganger i rombeporfyrlava.*

Grenseforholdene mellom de enkelte strømmene av rombeporfyrlava, liksom de enkelte lavaers utseende og mineralogiske sammensetning, er nå for en stor del kjent, særlig ved Chr. Oftedahl arbeider (OFTEDAHL 1954, HOLTEDAHL og DONS 1955,). På Krokskogen er det f.eks. en 0.3 m tykk agglomerat-konglomeratbenk mellom  $RP_2$  og  $RP_3$ ;  $RP_3$  er todelt ved en 2 m mektig benk av tuffitisk sandsten; mellom  $RP_3$  og  $RP_4$  er det agglomerat og konglomerat, og mellom  $RP_4$  og  $RP_5$  er det en rød sandstensbenk 0.5—1 m tykk. Rombeporfyrene er trachy-andesitter med  $SiO_2$  innhold ca. 50 %. FenokrySTALLENE er antiperthitiske med plagioklas-fase av sammensetning 30—40 % An.

Muligens vil et møysommelig regionalt studium av flytestrukturere innen  $RP_1$  kunne bringe nye opplysninger om hvorledes den ca 150 m tykke lavastrøm har avansert. Det kunne da også være mulig nærmere å lokalisere beliggenheten av de spalter som lavaen vel har flytt ut av. De observerte putestrukturere og sandstensgangene som beskrives nedenfor gir muligens et bidrag til forståelse av hvorledes lavaen var da den fløt ut.

Rombeporfyren  $RP_1$  i veisvingen ovenfor Sønsterud ser på avstand bollet, valket, pute-aktig ut, med uregelmessig avrundete enheter hvis vertikale snittflater er en til flere kvadratmeter, fig. 2 og 3. Veiskjæringen har to vertikale eruptivganger (ikke tatt med på kartskissen, vises heller ikke på fig. 2) som er tydelig yngre og uten forbindelse med putestrukturen. Stort sett danner putene en tilnærmet flattliggende benkning. Det er ingen felles, regelmessig form på «bollene». De fleste er flattrykete og vridd med konveks eller konkav overside. Bolleutviklingen avtar oppad i profilet mot en utvitret horisont. De øverste ca. 20 m av  $RP_1$  er av vanlig forholdsvis «massiv» karakter med steile oppsprekningsflater. Grensen mot  $RP_2$  ses inne i neste veisving. Det er bare spor av sediment på grensen mellom  $RP_1$  og  $RP_2$ . På det trykte geologiske kart 1 : 100 000 (BRØGGER—SCHETELIG 1917) er grensen mot  $RP_2$  lagt atskillig lenger nord. Etter å ha passert en forkastning i bekkedalen, hvor den vestre blokk er sunket ca. 50 m i forhold til den østre, treffes pute-utviklingen i  $RP_1$  igjen. Idet veien stiger overleires den av normal  $RP_1$  som står i alle veiskjæringene opp til Homledal (1.5 km), hvor  $RP_2$  overleirer den. Pute-utviklingens øvre begrensingsflate heller mot NE omtrent parallelt med grenseflaten mellom  $RP_1$  og  $RP_2$ . Undergrensen av «putesonen» er ikke funnet på grunn av overdekning. Pute-utviklingen er antakelig 30—40 m mektig og når således ikke bunnen av lavastrømmen. Den horisontale utbredelse er lite kjent.

Et nøyere studium viser at bollene er begrenset av lett forvitrende skall, 5—40 cm tykke, bestående av rombeporfyre. I skallene er det en gjennomført orientering av phenokrystallene parallelt med begrensningen av de hardere og derfor utstående rombeporfyrebollene. Det er ingen knivskarp grense mellom skall og boller. De siste har også utpreget parallellorientering av sine phenokrystaller i de perifere deler. Blærom er mest utpreget nær bollenes yttersider. I mange snitt begrenses bollene fullstendig av smuldrende skall, i andre tilfelle bare delvis, idet flere boller henger sammen. På grunn av den forvitrede karakter kan det ikke avgjøres om skallenes grunnmasse har hatt en annen struktur enn bollenes. Det kan tenkes at grunnmassen i skallsonene opprinnelig har vært glass.

Pute-utvikling av den type som rombeporfyren viser er et alminnelig trekk hos basaltiske lavaer (pahoe lava og pillow lava). *En nødvendig betingelse for utvikling av slike valkete og bolleaktige former*

*er at lavaen beholder sin lettflytende tilstand gjennom en relativ lang kjølingsperiode og at den blir sterkt viskos innen et lite temperaturintervall umiddelbart før den stivner helt.*

Studier over pillowlavaer (LEWIS 1914) viser at det praktisk talt bare er lavaer av basaltisk sammensetning som størkner på denne måte. Sjelden er slike strukturer observert i så sure lavaer som rombeporfyre. Lewis hevder at de karakteristiske pære- eller løk-aktige former dannes ved knoppskytning på eller i en størknende lavafront. Ved knoppskytningen vil hvert voksende legeme ha en forbindelseskanaal til den helt flytende lavamassen det gikk ut fra. Gjennom kanalen tilføres det stadig materiale under trykk. Størkningsshinnen, som ofte er glassaktig, vil da strekkes, i en del tilfelle sprekke — og en ny knopp kan bli dannet. Strukturene inne i bollene vil bli parallelle med den ytre begrensning; det gjelder phenokrystaller, blærerom, osv. En kontraksjon under den videre størkning anses tilstrekkelig for å avsnøre forbindelseskanaalene hvorved isolerte pillows blir dannet. Pahoe-hoe-lava og pillow-lava blir etter dette ved overgangsledd nær beslektet. Med den foreliggende struktur skulle *rombeporfyren her kunne karakteriseres som relativt sur pahoe-hoe-lava eller pillow-lava*. Bollenes form gir ikke grunnlag for å bedømme hvilken retning lavastrømmen hadde.

Putestrukturen avtar som nevnt oppad mot en utvitret horisont. Det antas at putene er utviklet i en forholdsvis steil fremadskridende lavafront, og at slike strukturer i mindre grad ble utviklet i lavastrømmens aller øverste del og på dennes overflate. Senere kom så en ny strøm og dannet det øverste 20 m tykke lag av mer massiv rombeporfyre. Vi har altså trekk som tyder på at  $RP_1$ , som inntil nå har vært betraktet som en enkelt strøm, *her er sammensatt av minst to like strømmer*.

Uregelmessige sandstensganger, grå, hvite eller røde, 1 cm—1 m tykke, finnes i skallsonene. En del smale sandstensårer forgrener seg også uregelmessig fra skallsonene inn i bollenes rombeporfyrmasse hvor de ofte skjærer parallellstrukturen i bollene (fig. 5). I flere tilfelle er det således observert 2 mm—1 cm brede ganger som to-deler phenokrystaller.

Lagdelling er observert i flere av gangene (fig. 4). Den følger gang-grensene, og er derfor sjelden horisontal.

Sandstensgangenens kvarts- og feltspatkorner er gjennomgående noe

mindre rundet enn tilfelle var i sandstenen over basalten, de er oftest også mindre (fig. 6). Det er funnet enkelte korn av frisk oligoklas, og av pyroxen. Grunnmassen er grøtet. En del slip viser at fintfordelt kalkspat kan utgjøre opptil 50 % av gangene. På lagflater er det ofte tett av glimmerskjell. Hvor lagdeling er synlig viser preparater at det er størrelsen på kornene og mengden av mellom-massen (ves. kalkspat) som gir lagdelingen. For øvrig er sandstengangene fra sted til sted svært varierende både når det gjelder forholdet mellom mineral-komponentene og forholdet mellom vel rundete korn og uregelmessig begrensede mineralfliser. Enkelte slip viser stor likhet med sandstenslaget over basalt. En del av kornene kan ikke være dannet av lavaens mineraler. De må være tilført fra mer fjerntliggende områder.

Det viste seg at da en først begynte å lete etter ganger eller uregelmessige partier av sandsten, var de slett ikke så sjeldne. De finnes således en rekke steder sydover langs Tyrifjorden. Hittil er de imidlertid bare observert i RP<sub>1</sub>. På en del av de stedene hvor sandstengangene er sett, f.eks. ca. 1 km N for gården Toverud i skjæring langs riksveien Skaret—Sylling er det antydning til puteutvikling i lavaen. Det synes å foreligge flere vesentlig forskjellige muligheter for disse dannelser. 1) Sand kan være tilført ovenfra gjennom sprekker. Som nevnt er det ofte sandholdige sedimenter mellom de overliggende lavastrømmene, hvorfra sandkorn gradvis kunne falle eller bli ført av overflatevann ned i sprekker. En skulle da imidlertid kunne vente at lagdelingen i sandstengangene var mere horisontal. Når sandstengangene er særlig hyppige i bollelaget (de finnes sjeldnere i de 20 metrene rombeporfyr over dette) skulle det kunne forklares ved at det her muligens var rikelig med åpne rom som kunne fylles. Andre steder hvor sandsten forekommer som uregelmessige ganger eller partier er rombeporfyren imidlertid så kompakt og homogen at det er vanskelig å tenke seg at det kan ha vært passasjer ovenfra som var tilstrekkelig store til at sandkornene kunne passere. Det er mulig at noen ganger er dannet på denne måte, men stort sett synes den annen dannelsesmåte mer sannsynlig.

2) Sand var til stede da lavaen fløt utover og bollene ble dannet. Lavaen kan således ha rotet opp i et til dels lagdelt sandlag. Det er nærmest en betingelse for pillowlava-utvikling at det er rikelig med fuktighet til stede, enten sterkt fuktig luft, sumpet terreng, eller sjø som lavaen strømmer ut i. Dette siste er det vanligste. RP<sub>1</sub> lavaen



kan da ha strømmet ut i vann hvor det nevnte sandlag over basalten var bunnfeldt, og kan ha rotet opp i dette halvt konsoliderte sediment og inkorporert noe av det under sin videre fremtreden, omtrent som sneballer tar opp gruslag når de rulles på en grusvei med tynt snedekke. Hvis utbredelsen av sandstengangene i  $RP_1$  var bedre kjent kunne det tillegges mere betydning at sandstengangene bare er funnet der hvor det er sandstenslag under  $RP_1$ , og det kunne tolkes som en indikasjon på at sandmaterialet var opptatt i lavaen under dennes fremtreden.

Som en tredje mulighet nevnes at sandlagene kan være avsatt på den fremtredende lava ved hjelp av vann eller vind.

I vestsiden av Grefsenåsen har Høltedahl beskrevet særegne deformasjons-strukturer, nærmest folder, på grensen mellom sandstenslag (der kvartsitt) og den overliggende rombeporfyrlava  $RP_1$  (HØLTEDAHL 1935, HØLTEDAHL og DONS 1955). Deformasjonen, som har karakter av en mer eller mindre isoklinal foldning, oppbrytning og skyvning, forklarer Høltedahl som dannet under den nærliggende nordmarkitts størkning. Mange ting tyder på at dette er riktig. En annen forklaring, som Høltedahl nevner men avviser som umulig, er at «foldningen» skyldes den flytende lavaens bevegelse over sandlag. Etter å ha sett utviklingen ved Sønsterud kan jeg ikke helt se bort fra at den siste mulighet kanskje kan være riktig.

#### SUMMARY.

The Sønsterud locality situated at the eastern border of the Krok-skogen (Permian) lava area, near Tyrifjorden (see keymap in fig. 1) has often been cited in connection with the interpretation of the geological history of the Oslo Region, e.g. the sub-Permian denuddation and the Permian faulting. (KJERULF 1865, BRØGGER 1890 & 1931, RODE 1930). New investigations recently carried out by the author have shown that the locality can throw more light on the history of this region.

1) A small area of basalt found in the Silurian limestone (fig. 1) was at first assumed to represent a feeding channel for the basalt lava,  $B_1$ , nearby. It turned out, however, to be a detached block of basalt in a NNW—SSE running Permian fault zone. The same fault also hides the Permian sediments, (including a quartz congl-

merate located between the Permian basalt,  $B_1$ , and Silurian limestone).

2) In the central eastern part of the Oslo Region there is a bed of quartz sediment, between basalt,  $B_1$  (below) and rhomb porphyry,  $RP_1$  (above). The same sediment was now found in the central western part of the Oslo Region, but it has never been reported from the area between. At Sønsterud where the bed of sandstone is  $1/2$ —1 m thick it covers a red-looking, hematite-rich, weathered surface of basalt. The main mineral in the sandstone is quartz, often with undulating extinction. The grains of feldspar (perthite, oligoclase-andesine, microcline?), and the few grains of garnet observed have the same shape (sub-angular to subrounded) and the same size as quartz (0.1—0.5 mm in cross section). Small rounded pieces derived from the underlying basalt are also found in the sandstone (fig. 7). The composition of the sandstone with both local and foreign material and the shape of the grains might possibly indicate an æolian origin, but transport and sedimentation in water seems more likely.

3) «Coal blend», an antracite-like coal-«mineral» has earlier been reported from the rhomb porphyry at Sønsterud, where it can be found in vesicles and narrow fissures together with calcite and fluorite (Kristoffersen 1938). What is new at this locality is that the coal blend was also found in the underlying beds of sandstone and basalt. Very little is known about the origin of the material. The composition is: C = 93.2, H = 3.7, N = 0.2, S = 0.4, O = 2.5. Newspectrographical investigations have shown that the material contains small amounts of vanadium. During his study, the writer became aware of new and better occurrences of coal blend and also undescribed museum specimens from Precambrian and Cambro-Silurian, as well as Permian areas of south-east Norway. Further investigations have been carried out and the results will be published in a later number of this journal.

4) As most of the rhomb porphyry lava streams with rather constant andesitic composition and with very small variations in thickness cover huge areas, it has been assumed that the viscosity has been low. In the road section at Sønsterud (exact location marked D in fig. 1) the rhomb porphyry shows pillow-like structures (fig. 2 and 3) closely resembling those of true pillow lavas. This should strengthen the former assumption that the relatively acid rhomb porphyry ( $SiO_2 =$

50—53 per cent) during its outflow and solidification had physical properties corresponding to those of basaltic lavas.

The thickness of the pillow-lava bed is 30—40 meters as a minimum. It most probably does not reach the bottom of the  $RP_1$  lava bed. Upwards the pillow structure gradually disappears as it approaches a now weathered surface, which again is surmounted by a bed, 20 m thick, of normal  $RP_1$ . Then follows, without any sedimentary layer in between, the second rhomb porphyry lava,  $RP_2$ . The length of time corresponding to the weathered surface is unknown. Together with the pillow structures it indicates that the rhomb porphyry  $RP_1$  at this place is composed of two or more streams of equal mineralogical composition.

Partly stratified sandstone «dykes» occur between, and to some extent also in, the pillows, fig. 4, 5 and 6. The incorporation of sandy material which possibly took place in a body of water may to some extent have favoured the formation of pillows in the advancing lava front.

The sandstone «dykes», according to few and scattered observations, would seem to develop only in  $RP_1$ , and to be limited to areas where a bed of sandstone is found at the base of  $RP_1$ . This could indicate that the sandy material in «dykes» was picked up by the lava from below. In other places with sandstone «dykes» the  $RP_1$  is very massive and homogeneous; this seems to exclude the possibility that the sandy material came from one of the sedimentary layers which separate higher RP-streams.

The local occurrence of «folded» sandstone (quartzite) under rhomb porphyry  $RP_1$  in Grefsenåsen (Holtedahl 1931) should be mentioned. Holtedahl does not think that the folded structures were produced by the lava, while moving along above the sand beds. His interpretation is that the magmatic mass (now a nordmarkite situated close to the folds) during a downward movement produced a dragging effect giving rise to folding of isoclinal character, fracturing and thrusting. The present author, after having seen the locality in Grefsenåsen several times and now that of Sønsterud, can not definitely rule out the possibility that the folds do represent primary features, produced by the moving lava.

Universitetets Mineralogisk-Geologiske Museum.

Oslo, januar 1956.

## LITTERATUR

1865. KJERULF, T. Veiviser ved geologiske Excursioner i Christiania Omegn. Universitetsprogram.
1890. BRØGGER, W. C. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der süd-norwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kryst. und Min. 16, p. 94.
1914. LEWIS, J. V. Origin of Pillow Lavas. Geol. Soc. Am. Bull. 25.
1917. BRØGGER, W. C. og J. SCHETELIG. Geologisk kart Hønefoss, 1:100 000. Norges Geol. Undersøkelse.
1919. REUSCH, H. H. En liten forekomst av kuls substans i Hallingdal. Norsk Geol. Tidsskr. 5, 1920.
1930. RODE, K. Die Unterlage der Effusiva im Kristiania-gebiet. Centralbl. f. Min. Geol. und Paläont. Abt. B.
1931. BRØGGER, W. C. Die Explosionsbreccie bei Sevaldrud zwischen Randsfjord und Sperillen. Norsk Geol. Tidsskr. 11.
1935. HOLTEDAHL, O. Tectonic Disturbances connected with Plutonic Bodies in the Oslo Region. Am. Journ. of Science, vol. 29.
1938. BUGGE, J. og H. NEUMANN. Et fund av kullblende i essexitlava, Semsvika, Asker. Norsk Geol. Tidsskr. 18.
1938. KRISTOFFERSEN, K. Kullblende i rombeporfyr. Norsk Geol. Tidsskr. 18.
1944. NEUMANN, H. Silver Deposits at Kongsberg. Norges Geol. Undersøkelse Nr. 162.
1946. SÆTHER, E. Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region VII. The Area of Lavas and Sediments in Nittedal. Vidensk.-Akad. Skrifter I.
1952. OFTEDAHL, CHR. Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region XII. The Lavas. Vidensk.-Akad. Skrifter I.
1955. HOLTEDAHL, O. og J. A. DONS. Geologisk fører for Oslotrakten. Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo.

Manuskript mottatt 23. januar 1956.

Trykt juni 1956.

PLATE I

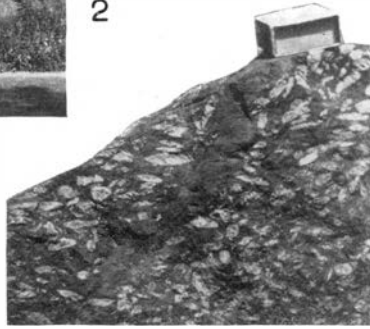
## PLATE I

- Fig. 2. Putestrukturer i veiskjæring nær Sønsterud, Tyrifjorden.  
*Pillow-like structures in roadcut near Sønsterud, Tyrifjord lake, W of Oslo.*
- Fig. 3. Puter av rombeporfyr med lett forvitrende skall av rombeporfyr.  
*Pillows of rhomb porphyry with easily weathering shells of rhomb porphyry.*  
*(Originally with groundmass of glas?)*
- Fig. 4. Lagdelt sandstensgang mellom rombeporfyrlava-puter.  
*Stratified sandstone dyke between pillows of rhomb porphyry lava.*
- Fig. 5. Sandstensgang i rombeporfyr-pute (mørkt bånd på skrå nedad fra fyrstikkeskens nedre venstre hjørne).  
*Sandstone dyke in pillow of rhomb porphyry (dark band from lower left hand corner of match-box).*
- Fig. 6. Tynnslip av sandstensgang i rombeporfyr-pute. Det mørke nedre venstre hjørne er en phenokrystall i lavaen, x nic. 30 x.  
*Thin section of sandstone dyke in pillow of rhomb porphyry. Dark corner lower left is a phenocryst in the lava. x nic. 30 x.*
- Fig. 7. Tynnslip av sandstenen som ligger mellom basalt  $B_1$  og rombeporfyr  $RP_1$ . Et stykke av basalten ses i venstre halvdel av bildet. x nic. 30x.  
*Thin section of the sandstone found between basalt  $B_1$  and rhomb porphyry  $RP_1$ . Note especially the piece of basalt, left-centre. x nic. 30 x.*



4

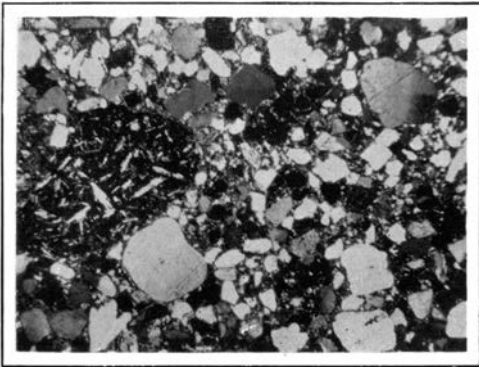
2



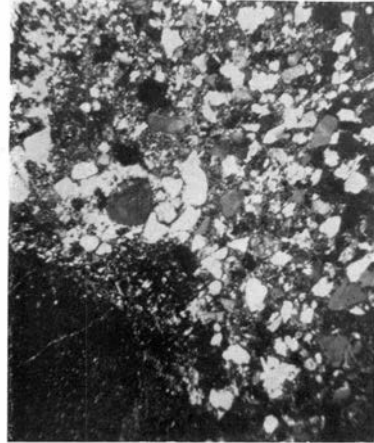
5



3



7



6