



Norges Geologiske Undersøkelse

Nr. 228

ÅRBOK 1963

Bjørn G. Andersen: Har Jæren vært dekket av en Skagerak-bre? Er «Skagerak-morenen» en marin leire?	5
Ole Fredrik Bergersen: Løsmateriale og isavsmelting i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal	12
Olaf Anton Broch: Age determination of Norwegian minerals up to March 1964	84
Boye Flood: A copper-zinc mineralization in Trolldalen, Lofoten, Northern Norway	114
Sven Føyn: Den tillittførende formasjonsgruppe i Alta – en jevn- føring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark	139
Per Holmsen: Om glasiasjonssentra i Sør-Norge under slutten av istiden. En sammenligning mellom et østlig og et vestlig område	151
Per Jørgensen: Kvartærgeologiske undersøkelser i Randsverk- området, Jotunheimen	162
Ottar Jøsang: En mikroskopisk undersøkelse av en del av Røros- malmene	180
Norman J. Page: The sulfide deposit of Nordre Gjetryggen Gruve, Folldal, Norway	217
Scott B. Smithson: The Geological Interpretation of the Slidre Positive Gravity Anomaly	270
Trygve Strand: Otta-dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen	280
Trygve Strand: Geology and structure of the Prestberget area..	289
Årsberetning for 1963	311
Fortegnelse over publikasjoner og kart	341

OSLO 1964

UNIVERSITETSFORLAGET

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 228

ÅRBOK

1963

UTGITT VED
HARALD BJØRLYKKE
DIREKTØR

OSLO 1964
UNIVERSITETSFORLAGET

Redaktør:
statsgeolog Fredrik Hagemann

A.W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S - OSLO

Innhold

Bjørn G. Andersen: Har Jæren vært dekket av en Skagerak-bre? Er «Skagerakmorenen» en marin leire?	5
Ole Fredrik Bergersen: Løsmateriale og isavsmeltning i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal	12
Olaf Anton Broch: Age determination of Norwegian minerals up to March 1964 .	84
Boye Flood: A copper-zinc mineralization in Trolldalen, Lofoten, Northern Norway	114
Sven Føyn: Den tillittførende formasjonsgruppe i Alta – en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark	139
Per Holmsen: Om glasiassjonssentra i Sør-Norge under slutten av istiden. En sammenligning mellom et østlig og et vestlig område	151
Per Jørgensen: Kvartergeologiske undersøkelser i Randsverk-området, Jotunheimen	162
Ottar Jøsang: En mikroskopisk undersøkelse av en del av Røros-malmene	180
Norman J. Page: The sulfide deposit of Nordre Gjetryggen Gruve, Folldal, Norway	217
Scott B. Smithson: The Geological Interpretation of the Slidre Positive Gravity Anomaly	270
Trygve Strand: Otta-dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen	280
Trygve Strand: Geology and structure of the Prestberget area	289
Årsberetning for 1963	311
Fortegnelse over publikasjoner og kart	341

Har Jæren vært dekket av en Skagerak-bre? Er «Skagerak-morenen» en marin leire?

Av
BJØRN G. ANDERSEN

Abstract.

Jæren is a low plain on the coast of southwestern Norway. This plain is covered with relatively thick Quaternary deposits including a very bouldery Würm till on top of calcareous clays and stratified sand and gravel. In some areas the calcareous clay contains stones from the Baltic and the Oslofjord regions, and crushed shells. The clay has therefore previously been interpreted as a till deposited by a Skagerak-glacier which moved westward from the Oslofjord and the Baltic regions during the Riss Glaciation.

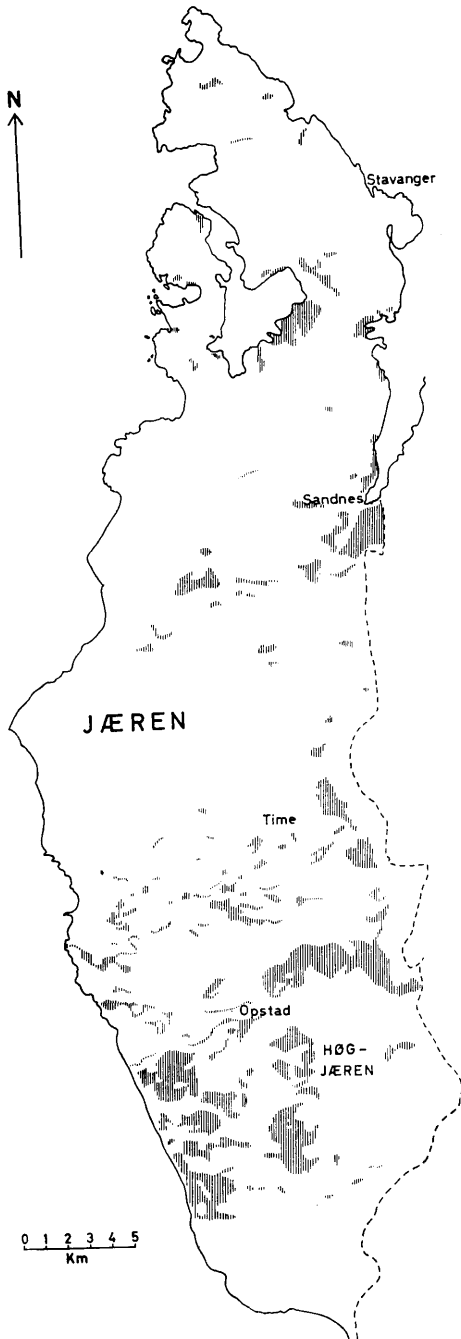
Information obtained during reconnaissance investigations and through a thorough study of the literature suggests that "the Skagerak till" is more likely a marine (glacio-marine) clay deposited during the late part of the Riss Glaciation (or the Göttweiger Interstadial) when sea level at Jæren was at least 200 m higher than today. The stones in the clay were most likely ice rafted, and the shells were crushed by the overriding Würm ice sheet which also imbedded marine clay in its till.

Så tidlig som i 1885 fremsatte Helland (1885 s. 40) teorien om en Skagerak-bre som gikk langs kysten rundt Lindesnes og skjøv morenemateriale innover Jæren. Siden har en rekke forskere sluttet seg til denne teorien (Reusch, 1895 s. 226; Brøgger, 1900–1901 s. 226; Bjørlykke 1908; Isachsen, 1942, osv.). Helt frem til idag har det vært den rådende teori, og det har vært reist liten kritikk mot den.¹

I en årrekke har jeg nå foretatt observasjoner under rekognoserings-turer på Jæren og omkringliggende områder, og etterhvert er det blitt klart for meg at teorien om en Skagerak-bre på Jæren står meget svakt.

Hva blir teorien om en Skagerak-bre på Jæren bygget på? Over store deler av Jæren ligger det en kalkholdig leire, en mergelleire. Noen steder

¹ Etterat dette manuskriptet var innlevert, har dr. Feyling-Hanssen i en prøveforelesning kritisert teorien.



ligger denne leiren blottet i dagen (se fig. 1), mens den på andre steder er dekket av fluviale (glacifluviale) lag og en blokkrik morene. Den blokkrike morenen inneholder i det vesentlige flyttblokker fra fjellområdene i øst (nordøst), og den er utvilsomt avsatt av en bre fra disse områdene. I mergelleiren er det funnet knuste skjell, stein ifra Oslo-feltet, flint, kritt og kullbiter o.s.v. På grunn av steininnholdet har mergelleiren vært tolket som en moreneleire avsatt av en Skagerak-bre som fulgte Norskerennen mot vest. De knuste skjell antok man at breen hadde ført med seg fra havbunnen i Skagerak. Mergelleiren med det langtransporterte materialet er funnet på Høg-Jæren til en høyde av minst 200 m o. h., og dette har også vært ført som argument for at den må være skjøvet opp av en bre. Den marine grense (MG) ligger nemlig bare 8–10 m o. h. på sydlige Jæren, og det syntes vanskelig å forene dette med en tidligere havstand på over 200 m o. h.

Finnes det så noe brukbart alternativ til teorien om en Skagerak-bre på Jæren? Svaret på dette spørsmål må bli et ubetinget ja. Mergelleiren kan være avsatt i havet på Jæren i

Fig. 1. Jordbunn med leirjordkarakter på Jæren. Etter A. Grimnes (1910), noe forenklet. De skraverte feltene på Syd-Jæren representerer stort sett områder hvor man har ment at «Skagerak-morenen» ligger blottet.

en periode da havnivået sto minst 200 m høyere enn idag. Det langtransporterte steinmateriale i leiren kan være ført med isfjell (drivis) langs kysten, og de funne skjell kan representere en fauna som levde i havet på Jæren under arktiske til boreoarktiske forhold. I en følgende periode rykket innlandsisen fra fjellområdene i øst (nordøst) utover Jæren og avsatte den blokkrike unge morenen, samtidig som den forstyrret øvre del av de marine avsetningene, knuste skjellene og tildels knadde sin egen bunnmorene sammen med øvre del av de eldre marine avsetningene.

Tolkningen av leirene som går under betegnelsen «Skagerak-morenen» må bli et av hovedpunktene i diskusjonen om hvilken teori man vil foretrekke. Ved gjennomlesning av litteraturen kommer det tydelig frem at bare øvre sone av «Skagerakmorene-leirene» har tydelig morenekarakter. I denne sonen er det funnet usortert moreneleire og sterkt foldete marine lag. Blokkinnholdet er her dominert av flyttblokker fra fjellområdene i øst. Det foreligger også beskrivelser av dypere skjæringer i «Skagerak-morenen», og disse peker stort sett i retning av at nedre del består av marin leire og ikke av moreneleire. Bjørlykke (1908, s. 26) beskriver «Skagerak-morenen» i leirtaket på Opstad på følgende måte: «Leret inneholder enkelte gruskorn og smaastene, men er dog i almindelighed et fint ler, der kan anvendes til teglsten uden harping; i den lavere del blir det end mere seigt og rent; nærmest overflaten inneholder det enkelte spredte blokke». Videre blir det opplyst at leiren er kalkholdig, skjellførende (bruddstykker) og at det er funnet langtransportert stein i den. Grimnes (1910, s. 11) beskriver leiren fra samme sted på følgende måte: «Leren er ulaget, dog iagttages like ved verket et mindre parti med tydelig regelmessig lagning – halvcentimeter tykke lag bestaaende av graa og brunfarvet ler». Den leiren som her er beskrevet er mest sannsynlig en marin leire. Også fra andre områder på Jæren er det beskrevet «Skagerak-morener» som består av forholdsvis ren leire. F. eks. er det i et leirtak ved Time (Aasland teglverk) funnet en kalkholdig, skjellførende leire som Bjørlykke beskriver slik: «Leret er meget fint og plastisk og synes ikke at indeholde stene; det gaar lige op i overflaten hvor det øverst er lidt sandholdigt». Fra traktene omkring Time har også jeg observert forholdsvis rene leirer i flere grøfteskjæringer. Ved Sandnes ligger det en leire som har vært tolket som en marin leire avsatt i en kald fase sannsynligvis av siste interglacial tid (Isachsen, 1944). Denne leiren inneholder hele skjell av bl. a. *Portlandia arctica*, og den kan derfor vanskelig tolkes som noe annet enn en marin leire. Bortsett fra de hele skjellene og en fauna med et noe kaldere preg enn faunaen i «Skagerak-morenen», så skiller imidlertid Sandnesleiren seg

lite ut fra leiren i «Skagerak-morenen». Også Sandnesleiren er kalkholdig, inneholder langtransporterte blokker, er påvist høyt over MG, og øvre del er sterkt foldet av en overskridende bre. Videre er «Skagerak-morenen» påvist i områder forholdsvis nær Sandnes. Den enkleste og mest rimelige tolkning for Sandnes-leiren synes derfor å være at den hører til samme kompleks som leiren i «Skagerak-morenen», men at den kan være avsatt i en noe kaldere fase.¹

Det er tydelig at innholdet av spredte stein i leiren på Jæren har vært brukt som et bevis for at den er en morene-leire. Men spredte stein, ofte med noe sand og grus, i marine leirer er karakteristisk for de glaci-marine leirene. Det er leirer som er avsatt i havet utenfor breene, og grus og stein er blitt transportert med isfjell (drivis) og avsatt i leirene. De beskrivelser som er gitt av mange av leireforekomstene i «Skagerak-morenen» på Jæren stemmer fullkomment med den vanlige karakteristikk for glaci-marine leirer, og det langtransporterte steinmateriale kan være ført med isfjell (drivis) langs kysten. Det er f. eks. kjent fra de sen-glaciale avsetningene at det har foregått en betydelig transport av Oslo-blokker o. s. v. langs kysten i siste del av siste istid (Holtedahl, 1953 s. 721).

Den forstyrrede øvre del av «Skagerak-morenen» med et innhold av knuste skjell kan enklest forklares ved at breen fra fjellene i øst (nordøst) har gått utover de marine avsetningene. Det er nemlig meget vanskelig å tenke seg at de forholdsvis godt bevarte, riktignok noe knuste, skjellene kan være ført over store avstander med en Skagerak-bre. Videre er det vanskelig å forestille seg at breen fra Oslofjord-Østersjø-området kan ha vært så meget større enn breen over det sydligste Norge at den har klart å trenge inn over Jæren. Det har heller ikke lyktes å finne skuringsmerker eller fjellformer etter en Skagerak-bre langs kysten av sydvestligste Norge. Skuringsstriper i NNV-lig retning på Utsira nord for Jæren har riktignok vært tolket som dannet av en Skagerak-bre, men de kan like gjerne være dannet ved f. eks. en avbøyning av nordlige del av en Ryfylke-bre.

Hvordan er det så med Den norske renne, er ikke den utformet av en Skagerak-bre? Den norske renne er utvilsomt i vesentlig grad glacial-erodert, og formen og beliggenheten passer forsåvidt godt med at den kan være erodert av en Skagerakbre. Men formen og beliggenheten av rennen avhenger først og fremst av svakhetslinjer (forkastningslinjer)

¹ Under feltarbeidene sommeren og høsten 1964 ble det påvist marine avsetninger under et øvre morenedekke flere steder på sydlige Jæren. Syd for Varhaug ligger skjellførende sandlag under en 5-15 m tykk «Skagerak-morene», ca. 30 m o. h.

langs kysten (Holtedahl 1953, s. 592), og det er ikke mulig å avgjøre med sikkerhet om det er breer ifra sydligste Norge eller breer ifra Oslofjord-Østersjø-områdene som har utført erosjonen. Selv om det har gått en bre langs kysten i Den norske renne så er det sannsynlig at denne breen har fått betydelige tilskudd fra innlandsisen over sydligste Norge, og det er lite sannsynlig at brestømmer fra Oslofjord-Østersjø-områdene kan ha trengt innover Jæren.

Det foreslåtte alternativ til teorien om en Skagerak-bre på Jæren krever at havnivået på Jæren var mer enn 200 m høyere enn idag, dengang de kalkholdige leirene ble avsatt, og man må derfor spørre om det virkelig er mulig at havet kan ha stått så høyt. Det foreligger faktisk ganske mange observasjoner som viser at havnivået engang må ha vært meget høyt, og betydelig høyere enn de høyeste sen- og postglaciale marine nivåene (MG), i det sydvestligste Norge.

Ved undersøkelser av leirene på Høg-Jæren trakk Grimnes (1910, s. 93) den slutning at de måtte være marine. Han skrev: «Det har staat for mig, at disse lermasser maa, som det før ble nævnt, være avsat i et hav, der gik 200 m eller noget mer høiere end det nuværende, at lergrænsens høide over havet maa vise en gammel strandlinje. – Paa Høj-jæderen gaar leren i det store og hele tat overalt op til samme høide, 200 m o. h.». Grimnes trakk denne slutningen tiltrods for at han selv aksepterte teorien om Skagerak-breen og at leiren på Høg-Jæren tidligere var tolket som en Skagerak-morene.

En marin *Portlandia arctica*-førende leire ved Sandnes ligger ifølge Isachsen (1942, s. 24) opptil 60–65 m o. h. og viser at havnivået må ha vært minst 60–65 m høyere enn idag dengang leiren der ble avsatt. Den marine grense ved Sandnes er ca. 20 m o. h.

Ved Åna-Sira, sydøst for Jæren, ligger den velkjente Brufjell-strandlinjen ca. 20 m o. h., mens den marine grense like ved Åna-Sira (på Lista) er 8–10 m o. h. (Andersen, 1960, s. 81). Forøvrig er det på flere steder langs sydvestkysten av Norge påvist høytliggende terrasser som kan være gamle marine terrasser. F. eks. på Lista ved Elle, Stave, Vere ligger store tydelige terrasseavsatser 20–50 m o. h. Øyen (1926) antok at disse terrassene var marine og senglaciale. Men terrassene er dekket av morene-materiale og f. eks. Danielsen (1912, s. 342) antok at de var interglaciale. Fjellsiden hvor terrasseavsatsene finnes vender ut mot åpent hav, så forholdene ligger meget gunstig til for dannelser av abrasjonsterrasser under en eventuell høy havstand. Den marine grense på Lista er 8–10 m o. h.

Hva er så den mest sannsynlige tid for en eventuell høy havstand i

sydvestlige Norge? Morenen som ligger oppå de marine avsetningene på Jæren viser klart at de må være eldre enn det siste store brefremstøtet. En radiologisk datering av skjell fra en moreneleire på Karmøy nord for Jæren ga alderen $34\ 000 \pm 3\ 000$ år. Dr. Hans Holtedahls kommentar til denne dateringen var følgende: "the age of the shell fragments imbedded in the till is not late-glacial as earlier assumed, but probably interstadial. The till was deposited by a glacier which moved in a westerly direction" (i Nydal 1960, s. 89). Forutsatt at den radiologiske datering ga en noenlunde riktig alder på skjellene, så må Karmøy-området ha vært isfritt for omlag 34 000 år siden, og i så fall er det grunn til å tro at også Jæren var isfritt på den tid. Det er derfor mulig at Jæren var isfritt under den store Göttweiger interstadial-perioden 47 000–30 000 før nåtid (Gross 1960, s. 99) og at leiren på Jæren kan være avsatt i denne perioden.

Men det er også mulig å peke på forhold som tyder på at leiren på Jæren kan være avsatt i slutten av nest siste istid, Riss-istiden. Innlandsisen over Skandinavia hadde nemlig en meget stor utbredelse i Riss-istiden, mens isutbredelsen i første halvdel av siste istid, perioden før Göttweiger-interstadialen, sannsynligvis var liten (Wright, 1961, s. 960, Woldstedt, 1960, s. 148). Det er derfor grunn til å tro at den isostatiske landsenkningen, p. g. a. istrykket, var meget stor i sydvestligste Norge ved slutten av Riss-istiden (begynnelsen av Eem-interglacialen), og at den var relativt liten i Göttweiger-interstadialperioden. Også Isachsen (1944, s. 23) antok at leiren ved Sandnes mest sannsynlig ble avsatt ved slutten av Riss-istiden.

I det foregående er det forsøkt å vise at det på grunnlag av de beskrivelser som foreligger og de enkle feltundersøkelser som jeg selv har utført, ikke har lyktes å påvise noe som krever en slik løsning som er foreslått i teorien om en Skagerak-bre på Jæren. Det er tvert imot påvist mange forhold som passer dårlig med denne teorien. Som en alternativ teori er det foreslått at de kalkholdige leirene på Jæren er avsatt i en periode da havet sto minst 200 m høyere enn idag og at morenene er avsatt i en følgende periode av en bre fra fjellområdene i øst (nordøst). Den mest sannsynlige tid for et høyt havnivå er slutten på Riss-istiden, eventuelt Göttweiger-interstadialperioden i siste istid. De fleste forhold som hittil er påvist på Jæren synes å passe best med denne teorien.

Til tross for at det er skrevet mange betydelige publikasjoner om Jærens kvartæravsetninger, står ennå meget igjen å undersøke. Det er mot denne bakgrunn at jeg, sammen med hovedfagsstudenter ved

Institutt for geologi, Blindern, skal begynne et større kartleggingsarbeide på Jæren sommeren 1964. Kartleggingen vil bli utført for Norges Geologiske Undersøkelse som et ledd i den nye store kartleggingsplanen.

Blindern 25. mai 1964.

Litteratur-liste.

- Andersen, B. G.* (1960). Sørlandet i sen- og postglacial tid. NGU 210.
- Bjørlykke, K. O.* (1908). Jæderens Geologi. NGU, 48.
- Brøgger, W. C.* (1900–1901). Om de sen-glaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. NGU, 31.
- Danielsen, D.* (1912). Kvartærgeologiske streiftog paa Sørlandet. Nyt Mag. f. Naturvid., 50.
- Grimnes, A.* (1910). Jæderens Jordbund, NGU, 52.
- Gross, H.* (1960). Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würm-Eiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart, 11. s. 99.
- Helland, A.* (1885). Om Jæderens løse afleiringer. Meddelelser fra den Naturhistoriske Forening i Kristiania.
- Holtedahl, O.* (1953). Norges Geologi, Bd. II. NGU, 164.
- Isachsen, F.* og *Horn, G.* (1944). Et kullfund i Skagerrak-morenen på Jæren. N. Geol. T. 22.
- Nydal, R.* (1960). Trondheim Natural Radiocarbon Measurements II. American Journal of Science. Radiocarbon Supplement. 2. s. 89.
- Reusch, H.* (1895). Hvorledes er Jæderen bleven til. Naturen 1895, s. 225.
- Woldstedt, P.* (1960). Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. Eiszeitalter und Gegenwart, 11. s. 148.
- Wright, H. E.* (1961). Late Pleistocene Climate of Europe: A Review. Geol. Soc. of America Bull., 72, s. 933.
- Øyen, P. A.* (1926). Fjeldgrund og jordbund. «Bygdebok for Lista» ved A. Berge.

Løsmateriale og isavsmelting i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal.

Av
OLE FREDRIK BERGERSEN

Innhold.

Innledning	13
Mål	13
Historikk	14
Orientering om egne undersøkelser	15
Berggrunns morfologisk oversikt	16
Granulometriske og morfometriske undersøkelsesmetoder.....	17
Kornfordelingsanalyser	17
Steintellinger	18
Rundethetsanalyser (Morfometri)	22
Autoktont morenemateriale	26
Utbredelse og former	26
Materialet	30
Genesis	30
Autoktont glacifluvialt materiale	31
Smeltevannspor og glacifluvialt materiale på vidda.....	32
Glacifluvialt materiale i dalsidene	35
Vestad	36
Vifteformete akkumulasjoner i Gudbrandsdalen	37
Våla	37
Tromsa	41
Frya	42
Genesis for løsmassene ved Våla, Tromsa og Frya	42
Brynsåene i Øyer	45
Andre avleiringer med autoktont glacifluvialt materiale	47

Alloktont materiale	49
Klare glacifluviale avleiringer	49
Dalneset ved Fåvang stasjon	50
Tretten	52
Øyer	54
Hovemoen	56
Usikre glacifluviale avleiringer	57
Alloktion morene	58
Gausdal – Oversikt over løsmaterialet og Gausas dreneringshistorie	61
Sammendrag av isavsmeltningsforløpet og de forskjellige glacifluviale avleiringer i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal	65
Summary	66
Litteratur	70
Tabeller	72

Innledning.

Siden 1959 har jeg hver sommer foretatt kvartærgeologisk kartlegging for Norges geologiske undersøkelse under ledelse av statsgeolog, dr. philos. Gunnar Holmsen og statsgeolog Per Holmsen, og det er en del av resultatene av denne kartleggingen som her legges fram.

Også Norges almenvitenskapelige forskningsråd har gitt økonomisk støtte til feltarbeidet.

Det undersøkte området omfatter nedre Gudbrandsdalen, men det er foretatt supplerende studier i dalføret Østre Gausdal, som omfatter Østre Gausdal og Gausdal, se fig. 1.

Det nære samarbeid jeg har hatt med cand. real. Jan Mangerud, som har arbeidet nord for meg i Gudbrandsdalen, har betydd mye for de resultatene som legges fram.

Per Holmsen har under arbeidet vist stor interesse for mine problemer, og stadige diskusjoner med ham har vært inspirerende og utviklende.

Begge disse skylder jeg stor takk.

For forskjellig hjelp og støtte under arbeidet takker jeg også professor, dr. philos. Just Gjessing.

Mål.

Målsettingen for arbeidet har vært:

1. Å anvende noen granulometriske og morfometriske metoder for å få en objektiv og kvantitativ materialbeskrivelse.

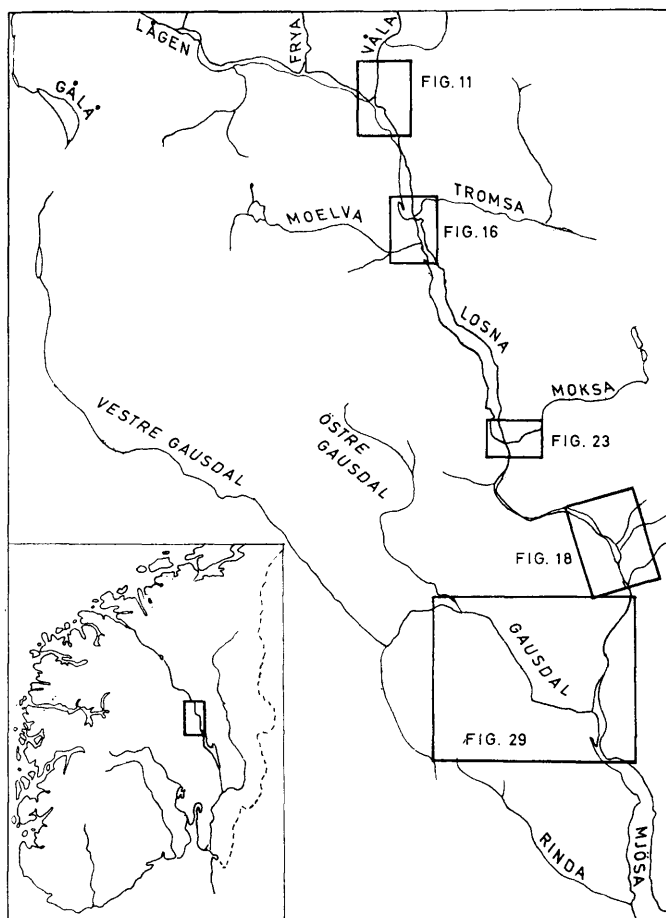


Fig. 1. Nøkkelkart over det undersøkte område.

Key map of the investigated area.

2. Gi en genetisk klassifikasjon av det glacigene løsmaterialet i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal, bygd på metodene som er nevnt under pkt. 1 med støtte i formstudier.
3. Klarlegge isavsmeltningsforløpet i nevnte områder.

Historikk.

Det som tidligere er skrevet om løsmaterialet i Gudbrandsdalen, behandler i første rekke isavsmeltingen.

REKSTAD (1895, 1896, 1898) så løsavsetninger som han tolket som endemorener opp gjennom dalen, og ut fra skuringsobservasjoner og flyttblokkstudier fant han at isen hadde beveget seg ut fra Jotunheimen, og dels på skrå over Gudbrandsdalen. Også WERENSKIOLD (1911) antar en aktiv tilbaketrekking av innlandsisen og tolker større løsmasseakkumulasjoner som sidemorener eller endemorener. Det samme gjør VOGT (1943). I oversiktsarbeidene til O. HOLTEDAHL (1953, 1960) hevdes de samme oppfatninger, og Hortedahl, som RAMSLI (1947), antar at Gudbrandsdalen hadde aktive breer etter at andre fjellområder lå under firngrensen. Jotunheimens store nedbør og høyde skulle tilsi dette.

Undersøkelser på vidda Ø og V for Gudbrandsdalen har brakt for dagen karakteristiske dødisfenomener som viser at avsmeltningen her, stort sett, foregikk som omkring Østerdalen lengre Ø (MANGERUD 1963, HOLMSEN 1960, GJESSING 1955, 1960, RAMSLI 1948, LUNDE 1956, BALTESKARD 1958, SUNDE 1954, MOLDEKLEIV 1952, SAMUELSEN 1953, o. fl.). I selve Gudbrandsdalen påpeker GJESSING (1955) at de tidligere antatte endemorener har fluvial karakter. MANGERUD (1963) finner ingen spor etter aktiv avsmeltning i midtre Gudbrandsdal, tvertimot, de eksisterende former tolker han som spor etter en død avsmeltning, i tråd med MANNERFELTS (1945) og GJESSINGS (1960) synspunkter for andre områder.

Heller ikke jeg tolker større løsavleiringer i dalen som rand-dannelser. Avsetningene som Rekstad o. a. regnet for endemorener og sidemorener, er glacifluviale avleiringer, og disse vil i det følgende bli tolket som eskers og vifter dannet subglacialt.

Orientering om egne undersøkelser.

Løsmaterialet i Gudbrandsdalen – særlig i dalbunnen – er komplekst både med hensyn til sammensetning og genesis. Formene er utydelige, og ofte forekommer det motsetning mellom ytre form og materialets tekstur. De resultater om løsmassene som her legges fram, bygger derfor først og fremst på materialstudier og i mindre grad på formene.

Gudbrandsdalens løsmasser deles i avleiringer bygd opp av lokalt = autoktont materiale og avleiringer som inneholder en betydelig del fremmed = alloktont materiale. Begrepene defineres statistisk ut fra enkle steintellinger, mens rundethetsanalyser har utfylt og støttet inndelingen (se s. 22). Det har vært praktisk å bruke forholdet jotundekkebergarter – sparagmitt (omfatter alle sedimentære bergarter utenom Valdressparagmitt) som det beste mål for dette:

Autoktont materiale inneholder i de undersøkte områder under 3 % jotundekkebergarter.

Alloktont materiale har betydelig mer, som regel over 10 %.

Berggrunns morfologisk oversikt.

Praktisk talt hele det undersøkte området ligger i sparagmitt-avdelingen. Mot V og N er kambro-ordoviciske sedimentbergarter, og på mindre partier i NØ fins rester av undre jotundekke. Området er altså, bortsett fra de små jotundekke-restene, kun bygd opp av sedimentære bergarter (fig. 3). For mine undersøkelser og tolkninger av løsmaterialet i Gudbrandsdalen betyr imidlertid tilførte bergarter knyttet til jotundekkene lengre V og NV svært mye.

Sparagmittens strøkretning langs Gudbrandsdalen er stort sett Ø-V, med et svakt fall mot N. Bergartene har skifrihet som kan være vanskelig å skille fra primær lagdeling, og med karakteristisk oppsprekking langs lagflatene og i retninger omtrent loddrett på denne. Området er gjennom-satt av en mengde sprekker, evt. forkastninger med retning N-S til NØ-SV.

Det er åpenbar sammenheng mellom disse geologiske betingelser og anlegget av dalene. Selve Gudbrandsdalen følger dels forkastninger, dels strøkretninger og dels synes anlegget epigenetisk. Sidedalene derimot, er alle anlagt langs de dominerende sprekkeretningene, med unntak av noen få strøkdaler.

Gudbrandsdalen er en typisk iserodert dal, hvor lengdeprofilet viser en rekke trinn med traue og terskler, og tverrprofilet U-form – ofte med dalhyller, som er tolket som rester etter eldre dalbunner. Sidedalene er alle fluvialt formet, utgravet vesentlig i interglaciale tider og hengende i forhold til hoveddalen. Geomorfologiske studier av hoveddal og sidedaler antyder en maksimal senkning av Gudbrandsdalens dalbunn på opptil 100 m under siste istid (MANGERUD 1962, BERGERSEN 1963).

Dalene er dypt nedskåret i vidda, den andre geomorfologiske storform som området naturlig inndeles i. Viddeområdet befinner seg mest mellom 900 og 1000 m o. h., og de relative høydeforskjeller overgår sjelden 200 m. Mens dalene har fått sin vesentlige utformning i kvartær tid, har nok vidda beholdt sitt prekvartære, sannsynligvis tertiære utseende.

Granulometriske og morfometriske undersøkelsesmetoder.

Granulometriske og morfometriske undersøkelsesmetoder omfatter etter KØSTER (1960) kornfordelings- og rundethetsanalyser, såvel som steintellinger og lengdeakseorienteringer.

Av slike metoder nyttet i det foreliggende arbeid betyr kornfordelingsanalyser, rundethetsanalyser og steintellinger mest. Metodikken og resultatene av disse metodene skal derfor kommenteres nærmere.

Kornfordelingsanalyser.

Metodikken som er fulgt, ligger svært nær den SELMER-OLSEN (1954) arbeidet etter.

Det er forsøkt samlet prøver etter følgende retningslinjer:

1. Prøvene skal være et representativt utvalg for løsmaterialet i dalen,
2. – dog slik at hovedvekten er lagt på morene- og glacifluvialt materiale.
3. Avleiringer med mye stein-blokk-materiale er unngått.
4. I sorterte avleiringer er det samlet prøver av de best sorterte og de dårligst sorterte partier.

Korn større enn 20 mm har vært holdt utenom analysene. Denne delen er forsøkt anslått i prosent av hele materialet. Det viser seg at dersom denne delen utgjør mer enn ca. 30 %, bør de utregnede parametre Md og So ikke sammenliknes.

Ved de fleste prøver er det anvendt en kombinasjon av sikting (kvadratiske maskeåpninger) og hydrometeranalyse, og i grenseområdet for disse – omkring 0,06 mm – oppstår en diskontinuitet. Resultatet av analysene er likevel trukket opp som kontinuerlige kurver, da de to kurvegreinene oftest møtes pent. Analysene er tegnet kumulativt med utregnet Median (Md) og Sortering (So) etter Selmer-Olsens definisjoner: $Md = Q_{50}$, $So = \log Q_{75}/Q_{25}$.

Alle analysene er samlet i tabell 2 og sammenstilt i et Md–So diagram (fig. 2). I samme diagrammet er inntegnet Selmer-Olsens begrensninger for variasjoner i Md og So hos forskjellige sedimenttyper.

Mitt materiale er for lite til å ta opp alvorlig diskusjon over detaljer i Selmer-Olsens inndeling, men enkelte hovedtrekk kan påpekes:

1. Md–So punktene fordeler seg utover diagrammet i grupper på de samme steder som hos Selmer-Olsen.
2. De grenser Selmer-Olsen trekker opp for de forskjellige sediment-

typer faller oftest sammen med det materialet jeg har samlet, men det fins betydelige avvik:

- a. Mange av materialprøvene jeg har klassifisert som morene-materiale faller utenfor Selmer-Olsens grenser for morene.
- b. Også noen av prøvene fra lokaliteter jeg oppfatter som klare glaci-fluviale avleiringer, faller på grensa eller utenfor hans inndeling for slike.

Analyseresultatene er anvendt på følgende måte:

1. Kurver er brukt som hjelpemiddel til beskrivelse av løsmaterialet.
2. Kurver er også brukt for å påvise likheter og variasjoner innen de akkumulasjonstyper løsmaterialet inndeles i.
3. Analysene har ofte kunnet avgjøre om det foreliggende materiale er (glaci-)fluvialt eller uutvasket morene. I slike tilfeller er analysene brukt som støtte for klassifiseringen.
4. Endelig er samtlige analyser brukt i et samlet diagram som skulle vise løsmassenes variasjon i kornstørrelse og sortering (fig. 2). Kornfordelingsanalyser forkortes K 1-73.

Steintellinger.

Da opphavsmaterialet i forskjellige avleiringer i Gudbrandsdalen åpenbart er svært forskjellig, har jeg utført statistiske steintellinger for:

1. Å skille ut avleiringer med karakteristiske bergartsammensetning og
2. å finne ut noe om transportretning (-strekning) for materialet.

Dette benyttes til belysning av materialtransporten gjennom dalføret under siste del av nedisningen.

Ved tellingene er følgende metodikk fulgt:

Den mest undersøkte fraksjonen har mellomakse 2-8 cm, men noen kontrolltelling er foretatt på blokker. Det er plukket ut tilfeldige stein fra et så konsentrert område som mulig. Antallet har alltid vært 100. Blokkene er tallet en og en til 100 er nådd.

Av to grunner er det valgt en enkel inndeling av bergartene:

1. Oftest består en løsmasseakkumulasjon i det undersøkte område av bare lokalt materiale, eller det er en høy frekvens helt fremmede, åpenbart langtransporterte bergarter.
2. Det er meget vanskelig å bestemme sikkert opphavslokalitetene for de forskjellige sparagmitt- og kvartsittbergarter. Residualkvarts kan

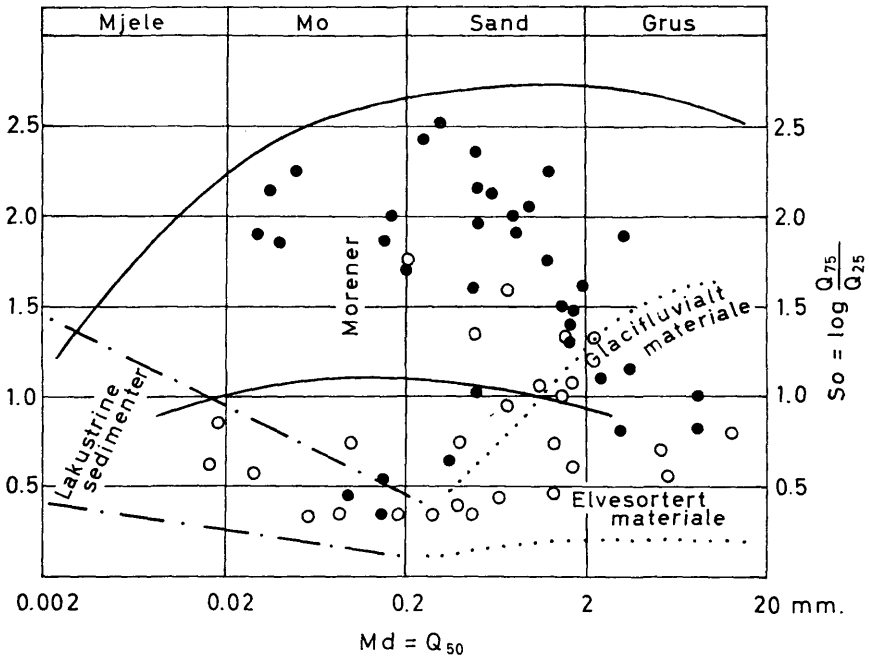


Fig. 2. Median-Sortings (Md-So) – diagram over kornfordelingsanalyser. Inndeling av sedimenttyper forenklet etter Selmer-Olsen (1954). Åpen ring = glacifluvialt materiale, fylt ring = morenemateriale.

Md-So – diagram of samples. Areas of the various sediment types according to Selmer-Olsen (1954), simplified. Open rings = fluvioglacial material, points = till.

sjelden skilles ut som sparagmitt eller ordovicisk bergart. Blant de fremmede, langtransporterte bergarter opptrer et uendelig antall forskjellige typer fra jotundekken og tilstøtende områder (jotungabroer, trondhemitter, Valdressparagmitter, øyegneiser o. a.). Noen av disse kan nok lett skilles ut, men sikkert opphavssted er nesten alltid vanskelig å angi.

Inndelingen som er valgt for de fleste tellinger, faller da av seg selv:

1. Sparagmitter og kambro-ordoviciske bergarter. Disse blir her kalt sparagmitter.
2. Jotundekkebergarter. Disse blir kalt jotunbergarter.
3. Usikre (sannsynligvis sjelden sparagmitt). Disse blir på figurene regnet sammen med jotunbergartene.

På enkelte av tellingslokalitetene ville utvilsomt resultatene blitt mer frapperende dersom det var skilt ut langtransporterte sparagmitter, men dette viste seg å være meget tidkrevende og vanskelig.

Denne enkle metodikken har vært praktisk og har gjort steintellingsmetoden til et meget nyttig redskap for feltarbeidet. Med en så grov inndeling blir unøyaktigheten naturligvis redusert til et minimum. De kontrolltellingene som er foretatt, synes å vise at 100 stein er et tilstrekkelig antall til normalt å gi et representativt bilde av steinmaterialet i vedkommende avleiringstype.

Telling S 7, 8, 9, 17 er foretatt i samme snitt:

Nr.	Sparagmitt	Jotunbergarter	Usikre
7	86	14	0
8	82	17	1
9	83	17	0
17	82	17	1

Et annet eksempel er tellinger på Vålas recente vifte

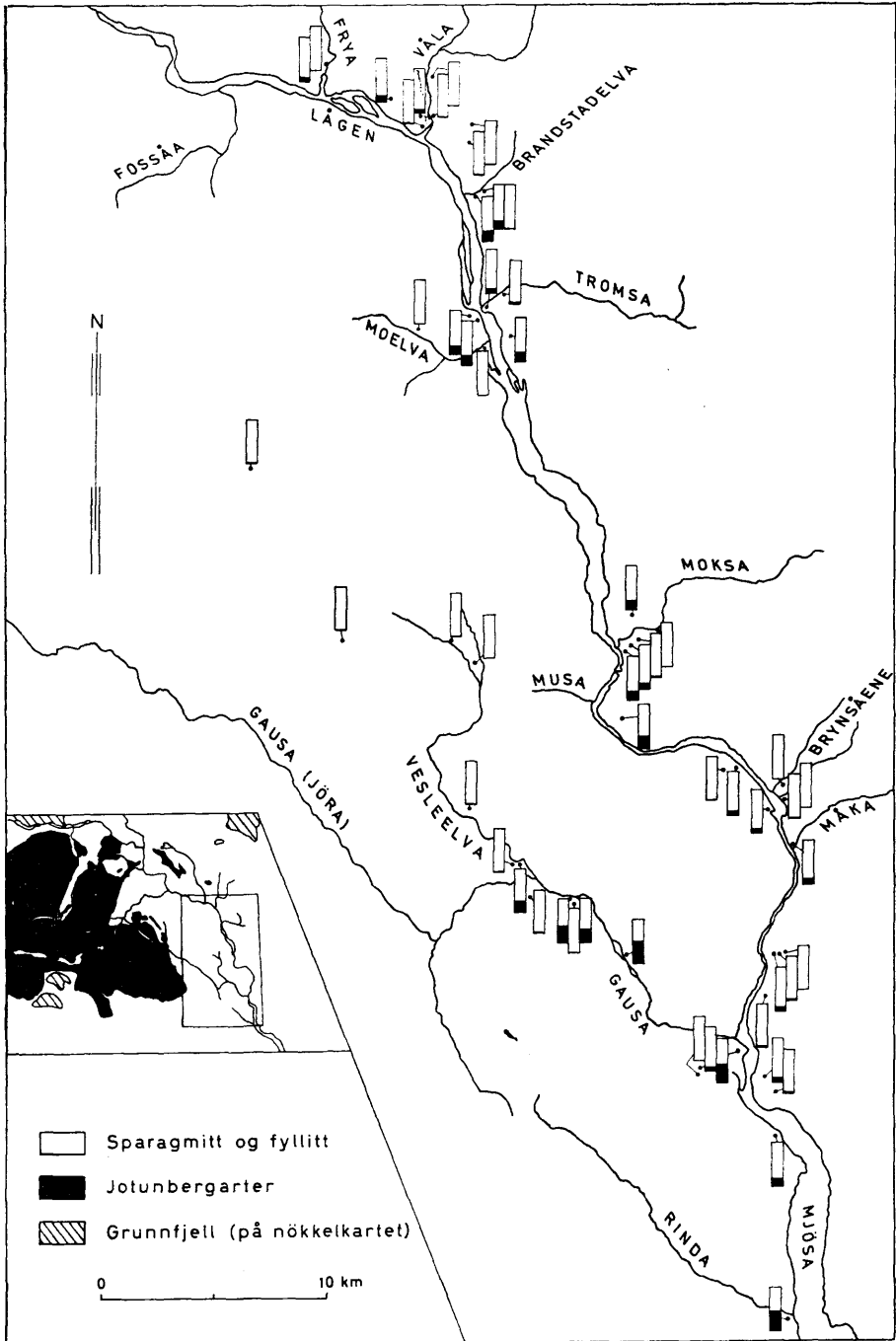
Nr.	Sparagmitt	Jotunbergarter	Usikre
64	99	1	0
65	94	3	3
66	99	1	0
67	98	2	0

Steintellingene gir ikke noe representativt bilde av alle fraksjoner i en avleiring, men kontrolltellingene på blokker viser at tellingene gir et riktig bilde av de grove fraksjonene. Bergartenes ulike motstandsevne mot nedbrytning byr på interessante problemer, men dette skal jeg ikke komme nærmere inn på. Nevnes skal bare at jotunbergartene – som regel – er meget resistente, mens mesteparten av sparagmittene lett brytes ned.

Resultatene av tellingene er samlet i tabell 3 og framstilt i histogrammer (fig. 3). Ved alle lokalitetsbeskrivelser er det utført tellinger, her blir det da henvist til tabellen og histogrammene.

Fig. 3. Kart over lokaliteter for steintellingene. Innfelt: forenklet geologisk oversiktskart.

*Map of sampling localities, histograms of petrographic composition.
Framed: simplified geological outline map.*



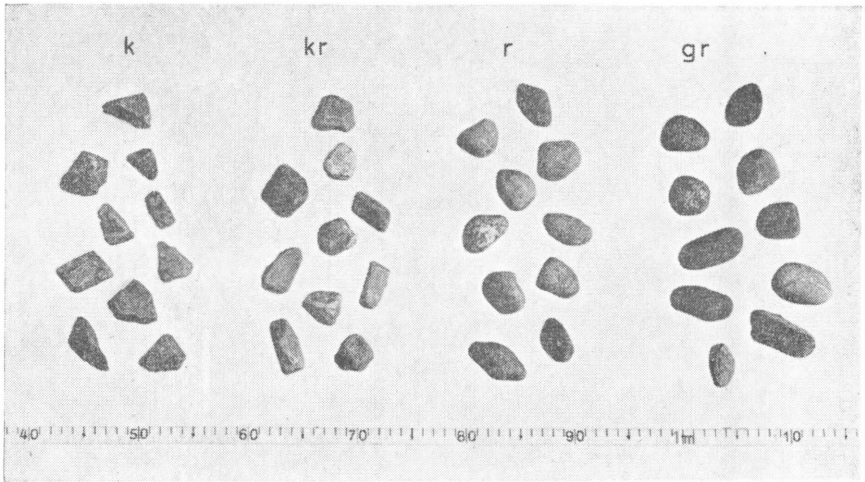


Fig. 4. Sammenlikningsstandard for rundethetsbestemmelse i klasser: kantet (k), kantkanrundet (kr), rundet (r), godt rundet (gr).

Standard set for classification of roundness. Abbreviations see Norwegian text.

Steintellingene har vært det viktigste kriterium til min hovedinndeling av områdets løsmasser i autoktont og alloktont materiale, se s. 15.

Steintellinger forkortes S 1–88.

Rundethetsanalyser (Morfometri).

Rundethetsanalyser er lite nyttet i norsk kvartærforskning, andre enn H. HOLTEDAHN (1950, 1955) har jeg ikke sett bruke det. Jeg finner det derfor nødvendig å komme litt nærmere inn på min metodikk, og på de resultatene slike analyser kan gi.

Framgangsmåten ved analysene har stort sett vært den samme som REICHELDT (1961) bruker. Etter at 100 stein (mellomakse 2–8 cm) er samlet som beskrevet under *Steintellingene*, er disse fordelt på 4 klasser etter visuelle kriterier. Klassene benevnes kantet (k), kanrundet (kr), rundet (r) og godt rundet (gr) (fig. 4).

Følgende kriterier er fulgt:

- Kantet: Steinen er uregelmessig, mer enn halvparten av kanter og hjørner er skarpe.
- Kanrundet: Over halvparten av hjørner og kanter er slitt, men kantene er enda tydelige. Steinen er ikke gjennomgående konveks.

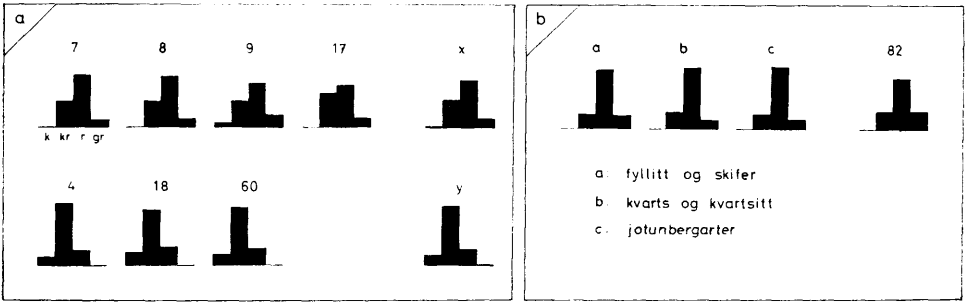


Fig. 5 a

Fig. 5 b

Fig. 5. a) Rundethetsbestemmelser: avvik fra gjennomsnitt av flere prøver fra samme lokalitet. M 7, 8, 9, 17 av alloktont materiale (se s. 52). M 4, 18, 60 av autoktont glaci-fluvialt materiale (se s. 43).

Roundness analyses, deviation from an average of several samples from same locality.

x = average of allochthonous material 7, 8, 9, 17.

y = average of autochthonous fluvioglacial material 4, 18, 60.

b) Relasjon mellom morfogram av monomikt og polymikt (glaci-)fluvialt materiale, samme lokalitet (Gausa, fig. 29). M 82 polymikt (fyllitt + skifer = 23 %, kvarts = 11 %, kvartsitt = 23 %, jotunbergarter = 43 %). Monomikt: a = fyllitt + skifer, b = kvarts + kvartsitt, c = jotunbergarter.

Morphograms, relations between monomictous and polygenous material. Locality: Gausa, fig. 29. Polygenous: 82 (phyllite + shale = 23 %, quartz = 11 %, quartzite = 23 %, Jotun nappe rocks = 43 %). Monomictous: a = phyllite etc, b = quartz + quartzite, c = Jotun nappe rocks.

Rundet: Steinen er tydelig konveks. Omrisset i minst ett plan er på bare små uregelmessigheter nær rundt eller ovalt. Kantene sees bare delvis og overflaten er glatt, men ikke helt uten uregelmessigheter.

Godt rundet: Steinen er regelmessig konveks. Omrisset er tydelig rundt eller ovalt i minst to plan. Overflaten er glatt.

Etter VALETON (1955) og Reichelt skal den omtalte rundethetsanalyse med inndeling i klasser etter visuelle kriterier, gi vel så gode resultater som andre metoder. De fleste andre brukte metoder bygger på tidkrevende målinger (av akser, innskrevne sirklers radier osv.), og med utregning av en rundethetsindeks (Indice d'émoussé) (bl. a. CAILLEUX 1947, PETTIJOHN 1949, KØSTER 1960). Bak de aller fleste rundethetsanalyser som er utført både i Europa og Amerika, ligger det imidlertid slike målinger.

Mine analyser tyder på at metode til REICHELTL gir gode resultater. De kontrollundersøkelser som er foretatt, har alle gitt overraskende gode overensstemmelser med den første undersøkelsen. Fig. 5 a viser variasjonen i 4 prøver fra det samme grustaket (materialet er hentet ved tre anledninger) (M 7, 8, 9, 17), og variasjonen i tre prøver fra de glaci-fluviale massene ved munningen av Våla (M 4, 18, 60). Som det framgår er variasjonene små og nesten utelukkende innen mellomgruppene kr og r. Dette tyder på at 100 stein gir et representativt morfogram av en avleiring som antas å være oppbygd av det samme materialet.

Ulike bergarter rundes med ulik hastighet, avhengig av faktorer som bergartenes sammensetning og struktur, forvitningsstadium og klima. Disse tingene synes imidlertid ikke å spille avgjørende rolle for resultatet. For fluviale avleiringer er morfogrammene for jotunbergarter, kvartsitter og sparagmitter (uten kvartsitter) nær identiske (fig. 5 b). Da mitt steinmateriale kan deles i to grupper (sparagmitt og jotunbergarter), og mange avleiringer kun har monomikt materiale, har området vært gunstig for morfometriske undersøkelser. Avleiringer med stort skiferinnhold egner seg imidlertid ikke til slike analyser. Oppsmuldringen av løse bergarter er en prosess som begrenser metoden (jmf. M 19, fig. 6).

Analysene er samlet i tabell 3 og tegnet i histogrammer (morfogrammer) og samlet på fig. 6.

Rundetheten er en funksjon av mange variable faktorer, men de viktigste er transportlengde og transportmedium. Avrundingen tiltar med transportlengden, men forskjellige transportmedia framkaller karakteristiske avrundethetstyper, og disse synes oftest å kunne skilles fra hverandre. Reichelt sier: «Je ein solcher Diagrammtyp besteht für solifluidale, moränische und fluviale Ablagerungen, auch fluvioglaziale Schuttmassen sind erkennbar».

På grunnlag av steintellingene er avleiringene i det undersøkte området delt i to hovedgrupper, de med autoktont og de med alloktont materiale. Hovedgruppene er videre oppdelt etter genesis (morene, glaci-fluvialt, fluvialt). Det viser seg da at morfogrammene får en typisk form i hver gruppe, slik at de i tilfeller hvor andre kriterier svikter, kan benyttes til genetisk inndeling av løsmaterialet.

Inndelingen er følgende (jmf. fig. 6):

Type Aa Autoktont morenemateriale. Kanrundet materiale dominerer. Kantet materiale utgjør mer enn rundet og godt rundet tilsammen.

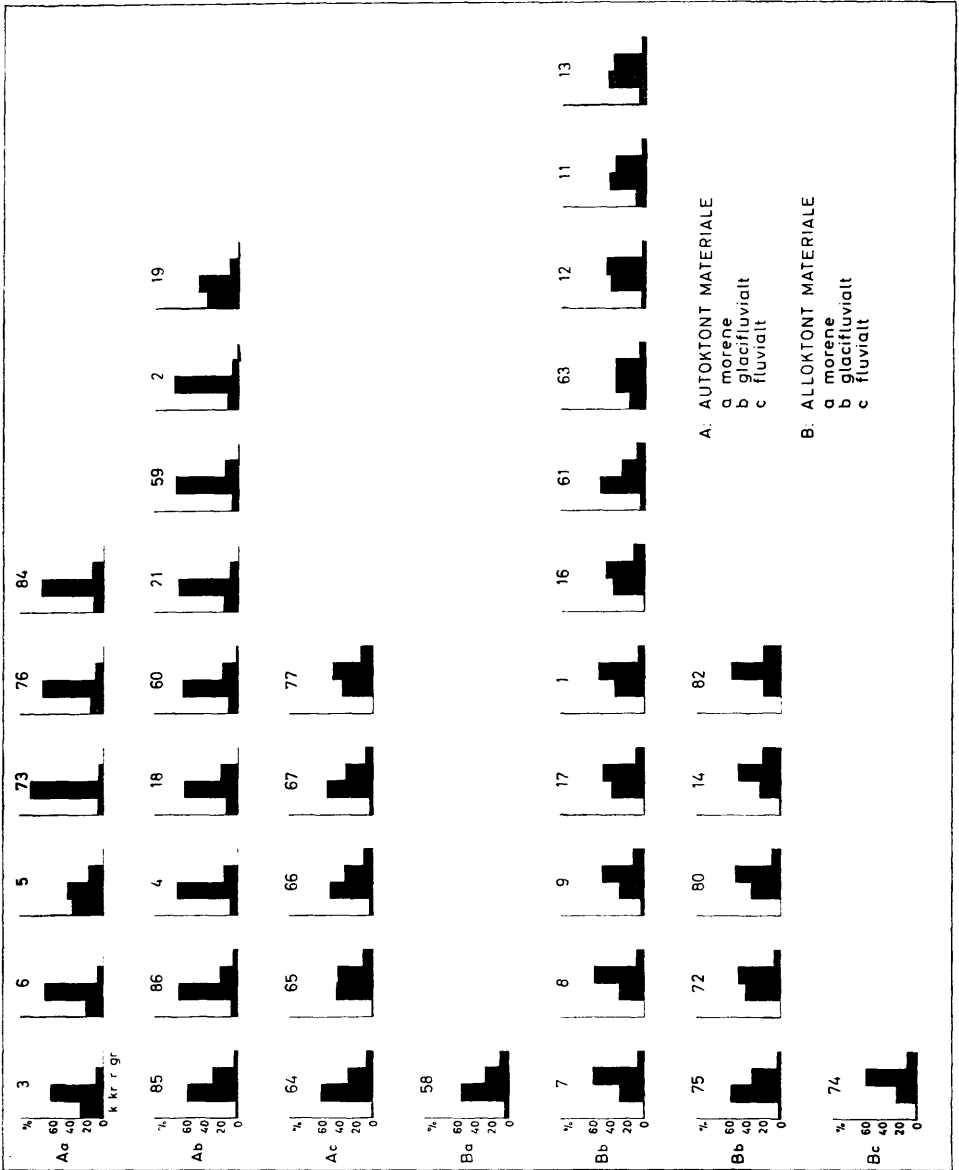


Fig. 6. Oversikt over samtlige morfogrammer, klassifisert etter materialets sammensetning og genesis.

Morphograms of all samples investigated, classified according to combined analyses.

- Type Ab Det samme materialet som Aa, men glacifluvialt omlagret. Her er det kantete materialet blitt kantrundet, men rundet utgjør fortsatt under 20 %.
- Type Ac Dette stammer også fra Aa, men har en kort, kraftig fluvial transport bak seg (recente vifter fra sidedalene). Den fluviale transport er få kilometer. 50 % av materialet er rundet.
- Type Ba Allohton morene. Materialets avrunding skyldes en (glaci-) fluvial fortid (se s. 61).
- Type Bb Glacifluviale avsetninger med alloktont materiale. Her er like mye rundet og ikke-rundet materiale, og samme morfogramtype som Ac.
- Type Bc Fluvialt alloktont materiale. Overgangen fra glacifluvial til fluvial avrunding er naturligvis jevn. Avrundingen kan kalles fluvial når 70 % (eller mer) av materialet er rundet/godt rundet.

På grunnlag av morfometriske studier kan man altså i mange tilfeller avlese løsmaterialets transporthistorie.

Men undersøkelsene viser også at det ikke alltid er mulig ut fra isolerte analyser å skille morene- og glacifluviale avleiringer. Påstanden til Reichelt om at også glacifluvialt materiale har gjenkjennelig morfogram, holder i Gudbrandsdalen for autoktont materiale, men ikke for alloktont. I det hele tatt, avgjørende betydning for metodens brukbarhet er selvfølgelig løsmaterialets fortid. Løsmaterialet i Norge er vesentlig glacigent, og da landet – sett under ett – har vært erosjonsområde under nedisingene, stammer mesteparten av dagens løsmateriale fra siste istid. Bare sjelden er løsmaterialet omleiret flere ganger. Derfor er morfometriske undersøkelser ekstra verdifulle og velegnete hjelpemidler i norsk kvartær-forskning.

Rundethetsanalyser forkortes M.

Autoktont morenemateriale.

Utbredelse og former.

Løsmaterialet på vidda, i sidedalene og i hoveddalens dalsider er vesentlig autoktont morenemateriale, men morenedekkets mektighet varierer sterkt.

På *vidda* er dekket tynt, sjelden over to meter og ut mot hoveddalen er det nesten bart.

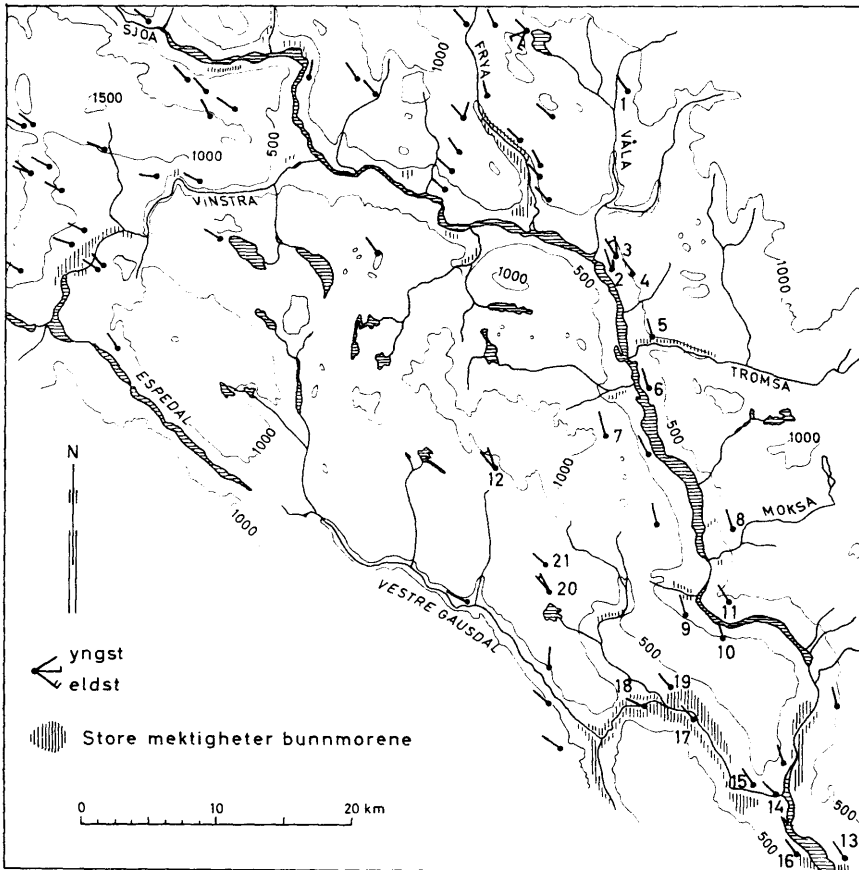


Fig. 7. Skuringstriper. Tallene refererer til tabell 1. Unummererte er hentet fra Mangerud (1963), Rekstad (1895, 1898), Vogt (1943), Enger (1964), Holmsen (1960). Områder med vertikal skraving angir særlig store mektigheter av bunnmorene (mer enn 10 m).

Glacial striae, compiled from several sources. Number refer to table 1. Vertical hatching: areas with lodgment till of more than 10 m thickness.

I *hoveddalens dalsider* er eksposisjonen bestemmende for mektigheten. Dalnes, bergknatter og dalinnsnevninger har ikke sammenhengende dekke, mens dalutvidelser, dalsideinnbuktninger og typiske le-posisjoner – sett nedover dalen – lokalt kan ha mektigheter langt over 10 m. Et tverrprofil av dalen viser normalt de største morenemektigheter et par hundre meter under viddekanten.

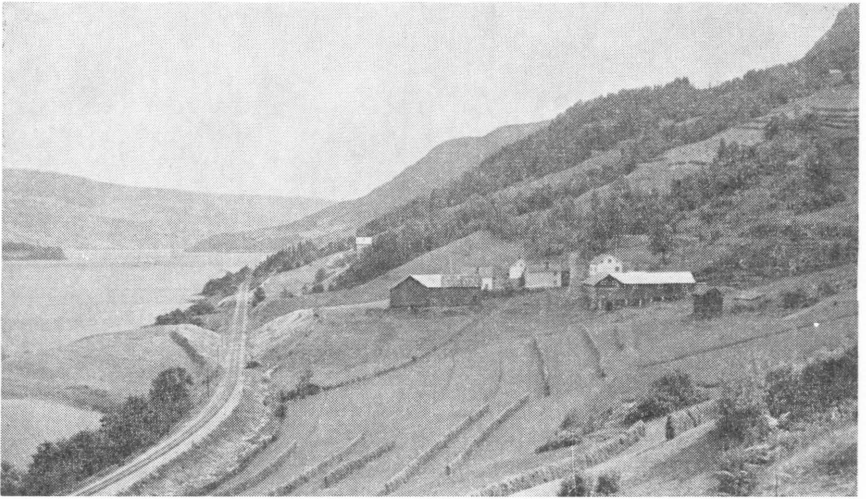


Fig. 8. Skredlandskap, Aarneslien, V-sida av Losna. I valken med jernbaneskjæringen skal det være funnet tømmer, som ifølge tradisjonen stammer fra bygninger som ble tatt av Storofsen i 1789.

Gullied landscape west of Losna. In the railway cutting was found timber that, according to tradition, derived from buildings that were destroyed by landslide in 1789.

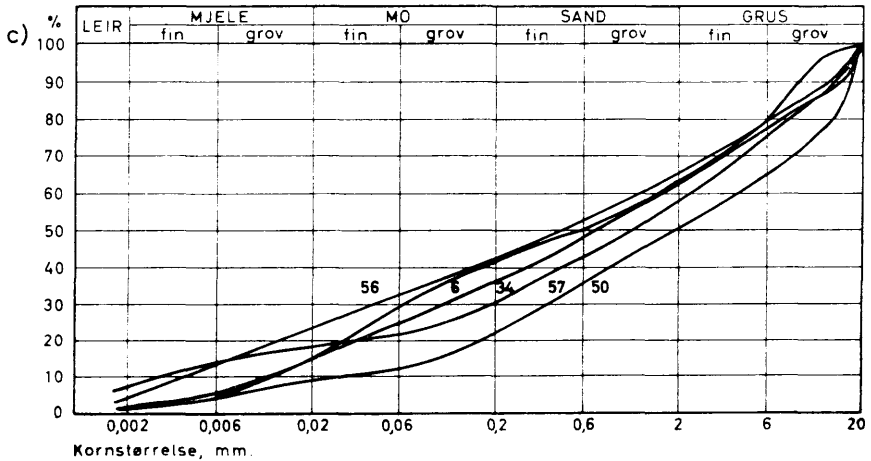
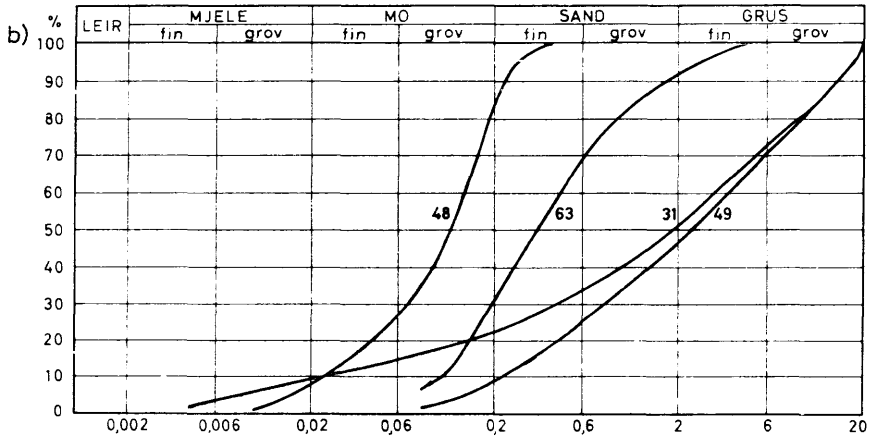
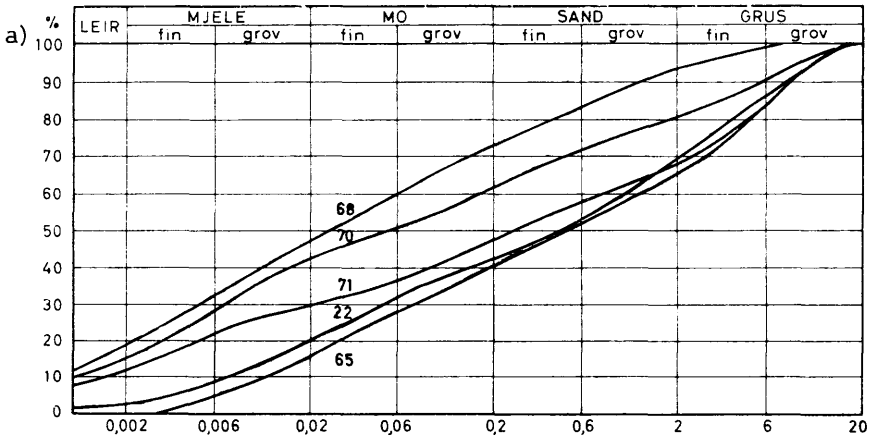
De aller største mengder morenemateriale fins imidlertid i *sidedalene* og i *Gausdals dalbunn*. Ved slutten av siste istid har åpenbart mange av dalene vært fylt av morenemateriale – kanskje opptil 100 m over dagens elveløp. Dette gjelder ikke bare daler som ligger på tvers av siste isbevegelse, men også daler med skuring ut dalen (fig. 7). Store mektigheter morenemateriale fins i mange daler fortsatt, men elver og bekker har i sen- og postglacial tid fraktet det meste ut i hoveddalen og bygd ut store vifter.

I Gausdal har hele dalbunnen vært oppfylt av minst 50 m morenemateriale (moreneleire) fra Kalstaddalen til nedenfor Follebu, en strekning på over 5 km. Gausa har senere skåret seg gjennom avleiringene (fig. 29).

Overflaten av disse avleiringene synes opprinnelig å ha vært ganske

Fig. 9. Kornfordelingsanalyser av autoktont materiale. a) bunnmorene, b) utvasket morenemateriale, c) skredmateriale. Nummere refererer til tabell 2.

Cumulative curves of grain size distribution of autochthonous till. a) lodgment till. b) washed till, c) slide material, originated from a). Numbers refer to table 2.



jevn, men i dag er formene preget av sekundær erosjon. I dalsidene ligger bekkedalene og skredgropene så tett at massene mellom får ryggform. Nede i dalbunnen fins, som skredvifter, rester etter de nedsklidde masser (fig. 8). Sekundærformene er i stor grad postglaciale.

Materialet.

Det autoktone morenematerialet er monomikt, lokalt og kantet-kant-rundet (fig. 4). Struktur og sortering varierer sterkt ikke minst på grunn av vekslende bergarter i undergrunnen, men generelt kan materialtypen betegnes usortert og uten lagdeling.

Trass i lokale variasjoner kan det skilles mellom avleiringer med utvasket og uutvasket materiale (fig. 9). Overflatematerialet mangler ofte de finere fraksjoner, ellers fins utvasket materiale særlig på vidda og i Gudbrandsdalens dalsider. De store dalfyllingene, derimot, består av et fullstendig usortert materiale.

Som det framgår av fig. 9 er kornfordelingen innen autoktont morenemateriale meget varierende; kornfordelingsanalyser isolert er derfor ikke et brukbart kriterium til å skille morene fra glacifluviale avleiringer.

Genesis.

Autoktont morenemateriale er det samme som LÅG (1948) kaller autokton morenejord, og som han sier er transportert kun få kilometer.

Avleiringene som nå er sammenfattet under ett, har utvilsomt forskjellig alder og dannelse. Det er nærliggende å tolke finstoffholdige avleiringer som morene fra isens aktive fase, mens utvasket materiale antas stamme fra avsmeltningstida (ablasjonsmateriale eller utvasket bunnmorene).

I prinsippet er dette greitt, men i de enkelte tilfeller av avleiringer, derimot, er det ugjørlig å trekke grenser mellom disse. Ablasjonsmorenen har i sjeldne tilfeller vist seg å være meget finstoffholdig.

Moreneavleiringer bygd opp av autoktont materiale kan da todeles:

1. Sidedalers og dype bekkedalers store løsmasser er bunnmorener akkumulert under lengre perioder av siste istid, i enkelte tilfeller muligens helt tilbake til begynnelsen av denne. Mange av disse dalene har ligget på tvers av isbevegelsen under hele nedisningen, og antas å ha vært oppbevaringssted for interglaciale materiale, med bl. a. mammutrester.

De uvanlige mektigheter moreneleire i Gausdal har begrenset arealutbredelse, men er høyst interessante. Mer enn 50 m bunnmorene (-leire) må presumptivt antas å representere et langt tidsrom av akkumulasjon. Nøyere studier, særlig granulometriske og morfometriske undersøkelser av slike lokale morene-«feller» (som fins i de fleste av Østlandsdalførene), vil kunne gi mange nye opplysninger om forløpet av siste istid i vårt land. Ved å betrakte disse massene som uttrykk for en kontinuerlig akkumulasjon – med muligheter for avbrudd – vil de kunne fortelle om avleiringsvilkår, isbevegelser, isbevegelsens forandringer osv.

Usorterte morenemasser av mindre mektighet spredt utover vidde og dalsider er, som regel, bunnmorene fra siste del av nedisningen.

2. Kanskje det meste av materialet i dalsidene og på vidda er avleiret eller utvasket under avsmeltningstida som dødisavleiringer.

Avleiringenes utvaskete karakter viser at miljøet under akkumulasjonen var rikt på vann, og det inntraff nettopp under avsmeltningen. Derfor er det ingen grense mellom disse avleiringer og rene glaci-fluviale avleiringer. Det fins alle overganger i sortering og struktur, og det blir et definisjonsspørsmål hva som er morene og hva fluvialt. G. HOLMSEN (1955) kaller slike områder for «Dalenes brelvavleirings og ablasjonsmoreners region».

Autoktont glaci-fluvialt materiale.

Med glaci-fluvialt materiale menes, som regel, i glacialt miljø fluvialt omleiret materiale, oftest morenemateriale. Ved kartlegging av løsmateriale savner man imidlertid ofte adekvate kriterier til å nyansere glaci-gene sedimenter. Dette gjør seg særlig gjeldende i store, dype dalfører hvor kort, men kraftig drenering fra sidene transporterte materiale mot dalbunnen. Slike «vifte»-sedimenter er fluviale i sin genesis, men verken sortering, avrundning eller orientering har oppnådd sine fluviale karakteristika. Når jeg forsøker å skille glaci-fluvialt materiale fra morenemateriale, blir det derfor et stort grenseland mellom disse avleiringene.

Det som her kalles autoktont glaci-fluvialt materiale, omfatter alle glaci-fluviale avleiringer utenom hoveddalens avleiringer med alloktont materiale.

Materialet, som høyst er transportert noen kilometer, er kjennetegnet ved følgende:

Avrundingen. Innen steinfraksjonen utgjør kantet materiale mindre enn rundet, som også er under 20 %. Kanrundet materiale dominerer (fig. 6).
Sorteringen. Sorteringen er ofte dårlig, men gjennomgående bedre enn i morenen (fig. 2).

Strukturer. Fluviale strukturer som lagdeling og orientering av kornenes akser, men disse kriterier svikter ofte.

Ved sida av disse materialkriterier har selve *akkumulasjonsformen* oftest, men ikke alltid, røpet glacifluvial genesis (esker, vifte).

Foruten å være en meget interessant løsmaterialtype, representerer avleiringene med autoktont glacifluvialt materiale verdifulle vitnesbyrd om hva som skjedde i området under isavsmeltingen. Før akkumulasjonene i hoveddalen beskrives og diskuteres, er det derfor nødvendig å gi en oversikt over smeltevannspor på vidda som kaster lys over dalenes avleiringer (fig. 10).

For å lette oversikten deles avleiringer med autoktont glacifluvialt materiale i:

1. *Smeltevannspor og glacifluvialt materiale på vidda.*
2. *Glacifluvialt materiale i dalsidene.*
3. *Vifteformete akkumulasjoner i Gudbrandsdalen.*
4. *Andre avleiringer med autoktont glacifluvialt materiale.*

Smeltevannspor og glacifluvialt materiale på vidda.

På fjellpartiet mellom Gudbrandsdalen og Frydalen har MANGERUD (1963) funnet flere smeltevannløp over kjølen fra V. Nedover Frydalens V-side har vannet dels laget erosjonsspor, dels akkumulert materiale ned til ca. 600 m o. h. Vannet har gått i slukrenner til omtrent dette nivå, herfra og utover Frydalen er det ikke funnet flere spor etter vannet. Dalsidene ned til bunnen er dekket av store morenemasser.

Fjellet Ø for Frydalen har BALTESKARD (1958) undersøkt, og han har fra dette området beskrevet dreneringsspor som viser at vann først drenerte til Frydalen, senere fulgte det terrengets helning til Nordåas dal. På Frydalens Ø-side kan smeltevannet følges i slukrenner ned til ca. 650 m o. h. (Venabygd kirke). Her er glacifluvialt materiale akkumulert i ryggform. Videre nedover lia er det verken tydelige erosjons- eller akkumulasjonsspor etter vannet.

I Nordåas dal er det heller ikke funnet spor etter vannet etter at dette

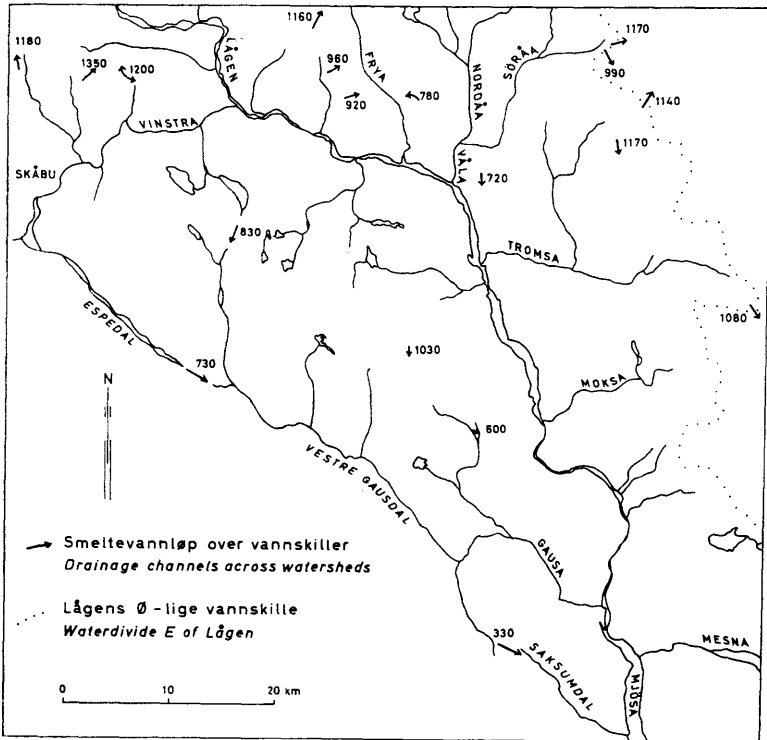


Fig. 10. Kart over isdirigert drenering over vannskiller. Egne og andres observasjoner, Mangerud (1963), Ramsli (1948), Holmsen (1960), Enger (1964).

Drainage across water-divides. Observations by author and others.

har forsvunnet ut mot dalen. Interessante er to skvalserpentinere ca. 740 m o. h. (Balteskard).

Langs vannskillet Lågen–Glåma S for Ringebu fjellet har flere hovedfagsstudenter drevet avsmeltningsstudier. Disse har funnet at de fleste dreneringsspor over vannskillene peker mot Østerdalen, men enkelte løp viser også vanntilførsel fra Glåmas nedslagsdistrikt mot Gudbrandsdalen (G. HOLMSEN 1960).

Observasjoner fra disse fjellområdene synes å vise at nedbør- og smeltevann da det fikk kontakt med bakken, stort sett fant veien under isen ut sitt eget dalføre. De dreneringer som ikke fulgte terrengets bratteste helning, var bestemt av lokale kulminasjoner og depresjoner på isoverflaten.

Imidlertid er det ikke lyktes å følge vannet til bunns i de dype dalene,

slik bl. a. GJESSING (1960) har gjort for en rekke dalfører mellom isskillet og vannskillet. Tvertimot, i Frydalen f. eks. ser det ut til at vannet har akkumulert materiale ca. 600 m o. h., og deretter fortsatt englacialt.

Vidda mellom Gudbrandsdalen og Gausdalene er fattig på avsmeltningsspor. De som fins, viser at smeltevannet gikk til Vestre Gausdal, som på denne tida drenerte store deler av Vinstras nedslagsfelt (se s. 61).

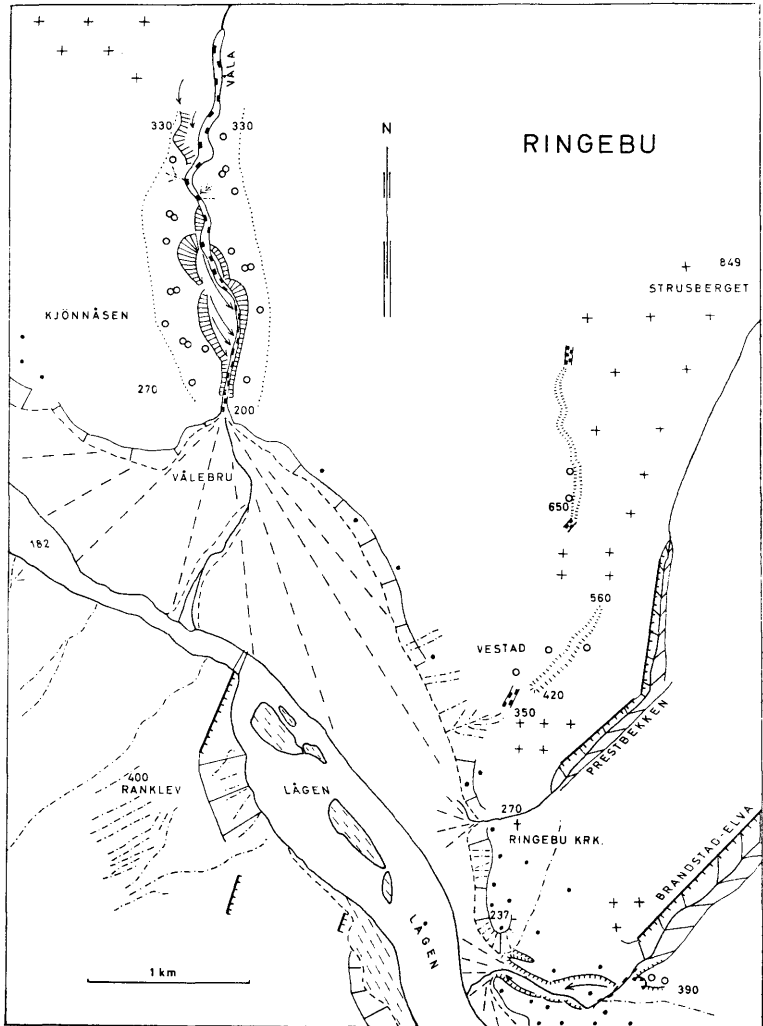


Fig. 11.
















Trass i at avstanden til jotundekkenene utgjør mindre enn 25 km i is-bevegelsesretningen, inneholder morene- og glacifluviale avleiringer på vidda også her under 3 % jotunbergarter.

Glacifluvialt materiale i dalsidene.

Mens smeltevannsporene på vidda er relativt hyppige, er de i Gudbrandsdalens dalsider sjeldne. De smeltevannløp som er fulgt ut i Frydalen, forsvinner som nevnt, sporløst ca. 600 m o. h., og heller ikke ved andre sidedaler er det lyktes å følge vannets vei.

Fig. 11. Skisse over Ringebu-området (grunnlag: Widerøes flybilder 1 : 15 000).

Morphological sketch map of the Ringebu area.

-  Fluvial, dypt nedskåret dal. – *Fluvial, deeply incised valley*
-  Le-side, sterkt plukket av isen. – *Lee-side, heavily plucked by ice*
-  Avspylt fjell. – *Washed bedrock*
-  Markert dalvegg mellom dalhulle og elveseng. – *Prominent slope below bedrock ledge along the lower valley side*
-  Kanjon. – *Canyon*
-  Erosjonskant, elveløp i løsmasser. – *Erosional slope, drainage channel in loose deposits*
-  Glacifluvialt autoktont materiale. – *Fluvioglacial autochthonous material*
-  Glacifluvialt alloktont materiale. – *Fluvioglacial allochthonous material*
-  Sortert sand og grus i dalhyllas nivå. Store blokker. – *Well sorted sand and gravel on bedrock ledge. Large blocks*
-  Område med grytehull. – *Area with kettle holes*
-  Esker. – *Esker*
-  (Sub-)recent vifte, elveseng. – *(Sub-)recent alluvial fan, river bed*
-  Skredfurer og bekkefar. – *Gullies and/or ephemeral brooks*
-  Åpent snitt i løsmateriale. – *Open section*
-  M Funnsted for mammut (Fåvang). – *Mammoth fossil finding locality (Fåvang)*

Bare ett sted i nedre Gudbrandsdalen er det observert utvetydig spor etter smeltevann fra vidda til hoveddalens bunn, nemlig ved Vestad i Ringebru.

Vestad (fig. 11).

Parallelt med Prestbakkens nedre del løper en 10–20 m høy løsmasse-rygg litt på skrå ned lia. Ryggen begynner der hvor dalsida slaker litt av, 560 m o. h. og vokser raskt nedover lia. Ryggens overflate heller 15–20° i løpsretningen; ryggen stopper brått med ytterkant i rasvinkel, ca. 400 m o. h.

Snitt i massene forteller at ryggen er fluvialt oppbygd, og bestående av sand-grus-stein-blokk-materiale, med steinfraksjonen dominerende. Steinene er kantrundet (M 59) lys sparagmitt, noe som viser at transporten har vært minst 1 km siden denne bergart først står ca. 1 km unna. På sidene av ryggen vises at materialet er lagdelt, med bratt fall langs ryggen. Oppå og inni akkumulasjonen ligger spredte, store kantete blokker som fremmede elementer. Overflatematerialet virker mer usortert enn materialet dypere ned.

Ovenfor ryggen er lia bratt og avspylt. 500 m N for ryggen sees smelte-vannspor langs lia. Tydeligst er en 1 km lang, opp til 10 m høy esker, som slynger seg langs lia, ca. 650 m o. h. Mindre eskers parallelt med den nevnte, viser at dette er sublaterale spor.

Nedenfor ryggen er det skåret ned en 150 m lang kløft i fast fjell. Kløfta har en litt mer S-lig retning enn ryggen, men terrenget fra ryggen heller mot den. Det renner ikke vann i kløfta i dag, og da det ikke er tegn til akkumulasjon nedenfor utløpet, 350 m o. h., har det neppe gått vann i den i postglacial tid.

Genesis. Ryggens beliggenhet, form og materiale viser at den er en slukås (esker).

Dette betyr at smeltevann fant seg vei ned under isen fra iallfall 560 m o. h. og ned til 400 m o. h., sannsynligvis helt ned til dalbunnen. Det vann som akkumulerte ryggen, eroderte antakelig videre ned til dalbunnen.

Materialets lagdeling viser at akkumulasjonen ligger primært oppbygd direkte på undergrunnen. Materialet kommer i sin helhet fra N-NØ, vesentlig fra Strusberget. Vannet som akkumulerte materialet, antas være kommet på isoverflaten mot Strusberget fra N. Strusberget, 849 m o. h., stakk allerede opp av isdekket. Dreneringsspor Ø for Strusberget

tyder på at smeltevannet først gikk over et pass ca. 730 m o. h. til Brandstadelva. Senere svingte vannet over på V-sida av Strusberget og dannet de sublaterale spor. Der lia var tilstrekkelig bratt, ser det ut til at vannet «sklidde» nedover (avspylte partier) til det fikk åpnet en subglacial kanal mot dalbunnen.

Interessant er det at eskeren løper på skrå av dalsidas helning, nøyaktig parallelt med de dype kløftdalene til Prestbekken og Brandstadelva (fig. 11). Disse dalene er begge meget markerte hogg i dalsida med langt høyere og steilere N-side enn S-side. Kløftene må ha forårsaket spenninger i isdekket, slik at det kan tenkes at eskerens anlegg følger en svakhet (sprekk) i isen parallelt med kløftene. Påfallende er det også at akkumulasjonen stopper (og erosjonen begynner) i samme høyde som nedskjæringene slutter, ca. 400 m o. h.

Vifteformete akkumulasjoner i Gudbrandsdalen.

Ovenfor de (sub-)recente viftene med rotpunkt 20–30 m over Lågen, fins det ved de største sideelvene store glacifluviale løsmasser akkumulert med vifteform og med rotpunkt, ca. 100 m over de recente vifters rotpunkt, inn mot sidedalene. Disse løsmassene som tydeligst opptrer ved Frya, Våla og Tromsa, og utenfor Brynsåene i Øyer, er tidligere tolket som side- og endemorener (REKSTAD 1895).

Da forholdene ved munningen av Frya, Våla og Tromsa er helt analoge, skal bare løsmassene ved Våla, som jeg har undersøkt best, beskrives nærmere. Ellers blir disse avleiringene behandlet under ett.

Våla (fig. 11).

Våla har skåret seg tilbake og ned gjennom den 1 km brede dalhylla, Kjønnåsen. På begge sider av Vålas trange kanjonaktige dal er det en forsenkning i dalhylla, og det er i denne de glacifluviale massene ligger akkumulert på begge sider av elva. Massene begynner brått som hauger og rygger vel 1 km fra hoveddalen, og de strekker seg langs elva i et par hundre meters bredde fram til Ringebu. De senker seg fra 330 m o. h. innerst til ca. 280 m ytterst mot hoveddalen, hvor de ender på dalhylla, som her er avspylt.

Langs Våla ser en, tydeligst på V-sida, bevarte spor etter tidligere løp. Disse ligger i forskjellige nivå og viser at Våla har skåret seg ned i massene etter at disse ble akkumulert. Mot elva står massene i ras flere steder.

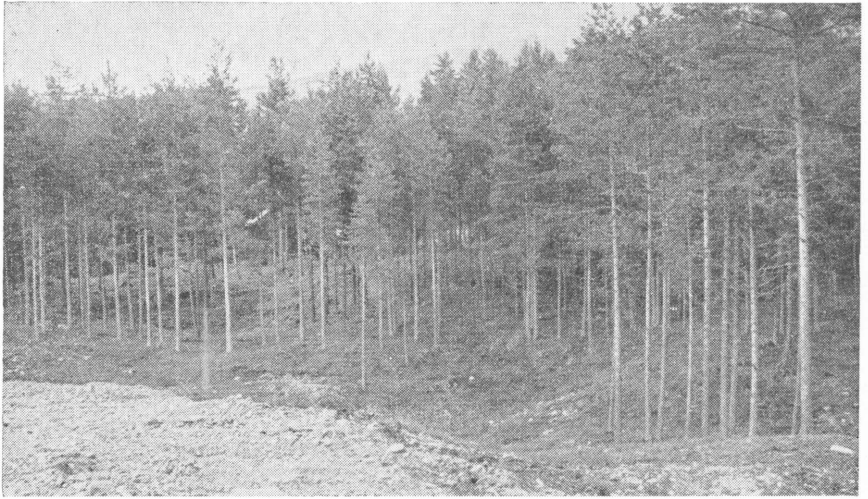


Fig. 12. Overflateformer på de glacifluviale avleiringer ved munningen av Våla. Bildet er tatt mot NØ på V-sida midt inne på avleiringen.

Surface of fluvioglacial deposits at the mouth of Våla.

Overflaten som på avstand ser jevn ut, er på begge sider av elva småkupert av et utall små hauger og hull, tett i tett (fig. 12). Enkelte steder er det observert spredte kantete blokker i overflaten. Bortsett fra noen tørre elveløp etter Vålas nedskjæring er det ikke funnet spor etter subaerile vannløp. Mektigheten av akkumulasjonen er ikke målt, men ved interpolering av bergoverflatens beliggenhet, kan denne anslås til gjennomsnittlig 30–40 m. Det er klart at massene må ha vært sammenhengende tvers over Våla.

Det er foretatt en rekke analyser av materialet i denne og i tilsvarende akkumulasjoner, men før disse omtales nærmere, vil jeg forutskikke det resultat at analysene forteller om samme type materiale overalt. For øvrig viser de snitt som har vært tilgjengelige at variasjonene i kornstørrelse og kornfordeling er meget store. Men en viss sortering er funnet overalt. Analysene på fig. 13 representerer variasjonen innen ett enkelt snitt, 2 m høyt, og hvor bare de finere til middels grove partier er undersøkt. Noen steder viser massene tydelig lagdeling, andre steder mangler enhver struktur (fig. 14). Et generelt trekk synes å være at overflatematerialet er dårligst sortert, men tydelig utvasket for mo-mjele fraksjonene. Enkelte steder består imidlertid overflaten av flere meter mektig godt sortert, lagdelt sand-mo. Det er sjelden å se annet enn lys og mørk

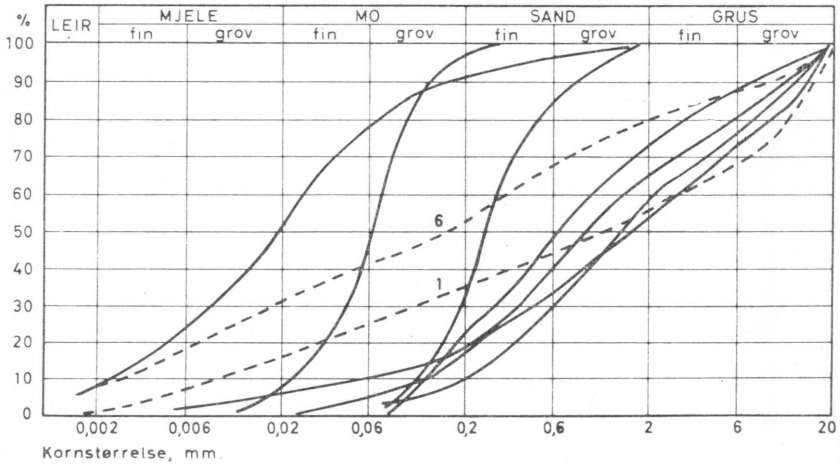


Fig. 13. Kornfordelingsanalyser av materialet innen et to meter høyt snitt av avleiringen på fig. 12, sammenliknet med områdets bunnmorene (stiplet).

Numrene refererer til tabell 2.

Grain size distribution of a 2 m section of deposits shown in fig. 12. Broken-lineal curves represent local till (for comparison). Numbers correspond to numbers in table 2.



Fig. 14. Autoktont glacifluvialt materiale kaotisk akkumulert. Materialtype Ab, se s. 26.

Eksemplet er tatt to meter under overflaten litt utenfor venstre bildekant på fig. 12.

Autochthonous fluvio-glacial deposit. Section near locality photo fig. 12. Type Ab, fig. 6.

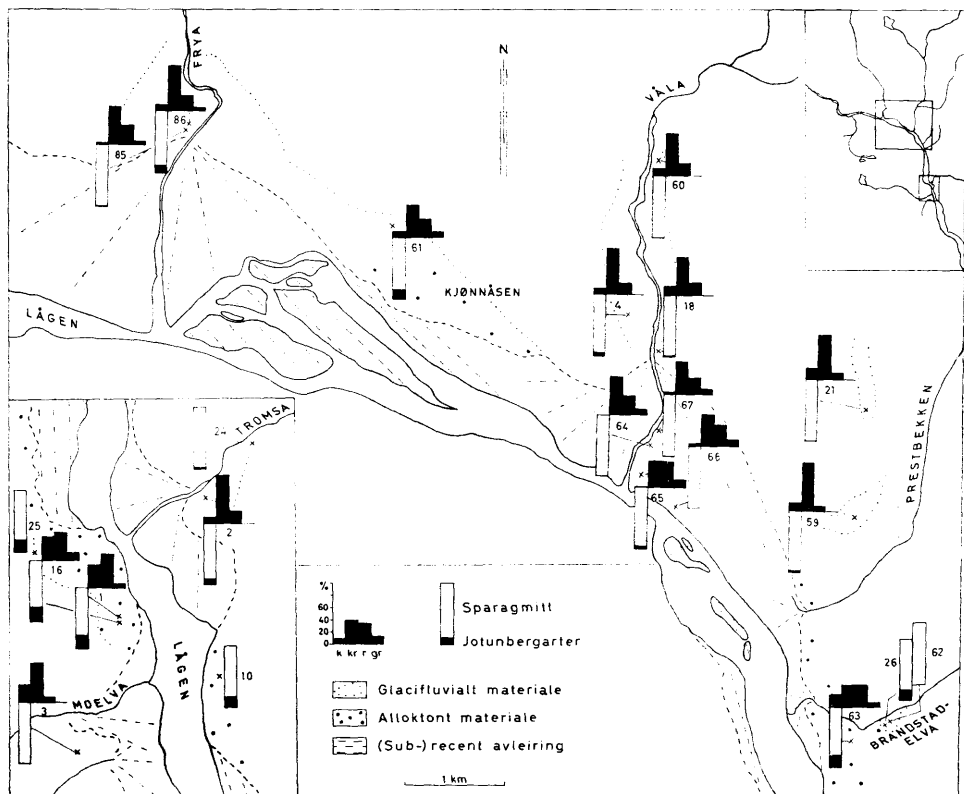


Fig. 15. Steintellinger og rundethetsanalyser i området mellom Frya og Fåvang (jmf. fig. 11 og 16).

Sketch map of sampling localities between Frya and Fåvang.

kvartsittisk sparagmitt, og overveiende lys. I overflaten forekommer noen få jotunbergarter.

Avrundingen er påfallende konstant, nesten bare kanrundet stein (fig. 15). Da det ikke var mulig å øyne noen forskjell på steinmaterialet i området nærmest Gudbrandsdalen, ble også analyser utført inne ved akkumulasjonens høyeste punkt på Ø-sida. Undersøkelsen viste at såvel oppbygning, som materialet, stort sett, var det samme som lengre ute. Også avrundingen var den samme (M 60, fig. 15).

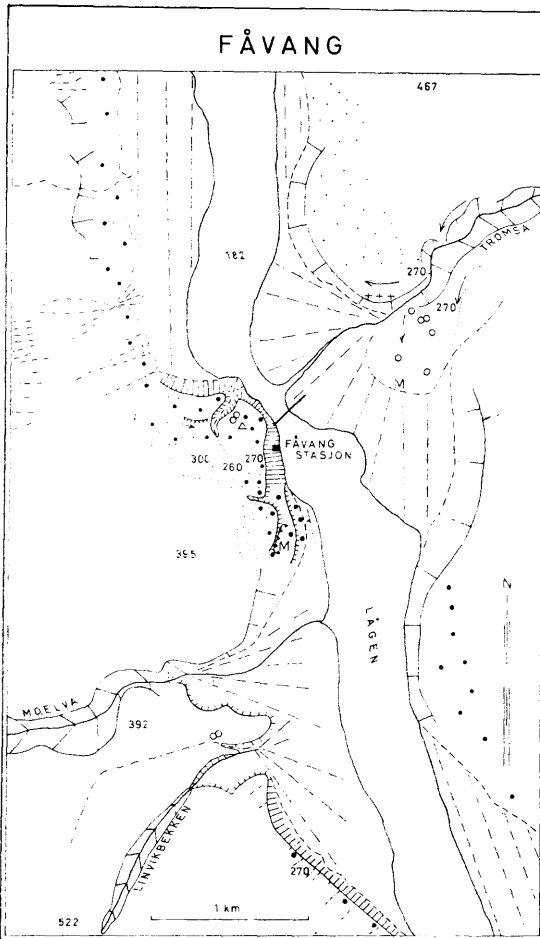


Fig. 16. Skisse over området Fåvang (munningen av Tromsø og Moelva).
Grunnlag og tegnforklaring som for fig. 11.

Morphological sketch map of the Fåvang area. Legend see fig. 11.

Tromsø (fig. 16).

Ved Tromsø er forholdene nær de samme som ved Våla angående både berggrunnsformer og løsmasser. Også her fins det klare vitnesbyrd om at løsmassene er akkumulert i dødsmiljø, med bl. a. flere store grytehull.

Glacifluvialt materiale når opp til 290 m o. h.

Frya.

Undersøkelsene ved Frya er utført sammen med Jan Mangerud, og området er også omtalt av ham.

Forholdene likner de ved Våla, men to ting kaster mer lys over løsmassetypen:

1. Mens løsmassene ved Våla og Tromsa ender brått mot dalen, er det ved Frya mulig å følge glacifluviale løsmasser ganske langt utover Kjønnåsen. Materialet er ikke akkumulert i klare former, men grytehull og hauger forteller om dødismiljø. Materialet røper at disse avleiringene er blandet med annet (glaci-)fluvialt materiale. Akkumulasjonen når 280 m o. h. (jmf. fig. 15).
2. I et 40–50 m høyt snitt mot Frya viser steintellinger (S 85, 86) at jotunbergarter opptrer ganske hyppig i de øvre deler av snittet, mens de er sjeldne i de undre (fig. 15). Da jotunbergartene her utvilsomt stammer fra Sulseterfeltet (en rest av undre jotundekke) oppe på fjellet mellom Gudbrandsdalen og Frydalen, er det sannsynlig at Fryas glacifluviale avleiringer først er bygd opp av materiale fra N og Ø, deretter og til slutt fra V.

Genesis for løsmassene ved Frya, Våla og Tromsa.

Som det senere framgår (avsnittet om *Alloktont materiale*), skiller disse avsetningene seg fra andre glacifluviale avleiringer i dalbunnen ved sitt karakteristiske materiale.

Materialet forteller at løsmassene ved sideelvene Frya, Våla og Tromsa er avsatt av rennende vann som kom ut sidedalene, fordi:

1. Massene er bygd opp som vifter med rotpunkt lengst inn mot sidedalene, og med skråning mot hoveddalen.
2. Mange steder er det iaktatt god lagdeling, ofte med bratt fall ut langs sideelva.
3. Alle kornfordelingsanalyser over materialet tyder på en fluvial dannelse. Selv om materialet er gjennomgående dårlig sortert, så viser alle prøver et underskudd på de finere fraksjoner. De to stiplede kurvene av den lokale bunnmorenen på fig. 13 viser slående kontrasten mellom disse to materialtypene. At dårlig sortering ofte opptrer i fluvialt materiale kan en se på de recente viftene. Disse viser en kornfordeling som kan minne om den omtalte type glacifluviale løsmasser (fig. 17).



Fig. 17. Sub-recent viftemateriale ved rotpunktet av Våla. Materialtype Ac, se s. 26. Merk forskjellen i avrundethetsgrad og struktur på materialet her og på fig. 14.

Section in subrecent fan of the river Våla. Material of type Ac, fig. 6.

4. Materialet i avleiringene er autoktont (som morenematerialet), forskjellig fra materiale transportert langs dalen. Steintellingene sier ikke i dette området så mye om transportretningen og opphavsmaterialet som lengre S i dalen, da jotunbergartantallet her forstyrres (økes) av Sulseterfeltet og små gabbroområder Ø for Frydalen. Det er imidlertid ikke en gang ved Frya fullt så høy jotunbergartfrekvens som i dalbunnens andre fluviale avleiringer.

Morfogrammene av typen er interessante (M 4, 18, 60, 2, 85, 86, fig. 15). Disse viser at steinmaterialet knapt er mer rundet enn morenematerialet (jmf. fig. 6). En fluvial transport har ikke vært lengre enn at kantet opphavsmateriale er blitt kantrundet, mens kantrundet har beholdt sin form. I samme forbindelse er det relevant å trekke en sammenlikning med materialets avrunding på de (sub-)recente viftene. Her vises en klar forskyvning til rundet – godt rundet for hele Vålas vifte (M 64, 65, 66, 67, fig. 15). Materialet stammer

hovedsakelig fra de store morenemassene innover dalen (stadig skred), og har heller ikke så mange kilometers elvetransport bak seg. Dette viser at materialet i de omtalte akkumulasjoner ikke er transportert fram på samme måte eller med samme transportlengde som dagens viftemateriale.

Den utbredte dødis-topografi en finner overalt på massene uten tegn etter subaerile vannløp på overflaten, tyder på et subglacialt akkumulasjonsmiljø. Akkumulasjonene er likevel bygd opp som vifter med en felles akkumulasjonsbasis betydelig høyere enn i dag. Nøyaktig hvor høy denne var, kan ikke angis, men den befant seg ved Fåvang omkring 280 m o. h.

Materialets opphav er morene. Både bergarts sammensetning og avrundning viser det. Mektighetene røper at bare en liten del av materialet kan stamme fra en glacifluvial erosjon i fast fjell. Det kantrundete materialet i avleiringene viser at den fluviale transport har vært ekstremt kort. Da det ikke fins tydelige erosjonsspor, som entydig forteller hvor materialet er hentet, kan en gjette at mye stammer fra høyereliggende deler av de nærmestliggende dalsider. Disse er ofte nesten fri for løsmateriale. De mektige bunnmorener innover sidedalene har naturligvis også avgjørende betydning som materialkilde.

Materialets *transportvei* bakover kan ikke følges direkte, men den må ha vært under-, oppå- eller i isen.

En subglacial transport må ventes å ha fjernet eller omleiret mer av de store morenemassene i sidedalenes lavere deler. Et subglacialt fluvialt miljø ville også ha rundet materialet noe, da dette miljøet er minst så slipende som subaerilt miljø (bl. a. JÄCKLI 1957). Viftenes begynnelse *over* morenemateriale, og flere skrålag mot hoveddalen, også inne ved rotpunktet, taler i mot en slik transportvei.

En streng supraglacial drenering er vanskelig å forene med de subglaciale avleiringsformene.

En veksling mellom supra- og englaciale vannstrømmer synes å forklare de foreliggende observasjoner. Ved tidspunktet for disse akkumulasjoner må fjell og deler av vidda ha vært isfrie, mens dalene fortsatt var fylte av is. Smeltevann og nedbørvann smeltet seg vei ned mot dalbunnen. Intet tyder på at vannet lyktes å nå bunnen i sidedalene, tvertom, som nevnt s. 32 så forsvinner smeltevannsporene midt i dalsida. Vannet må altså ha gått supra- og englacialt ut sidedalene, og nådd dalbunnen først ved munningen. Mot denne konvergente vannstrømmer fra mange

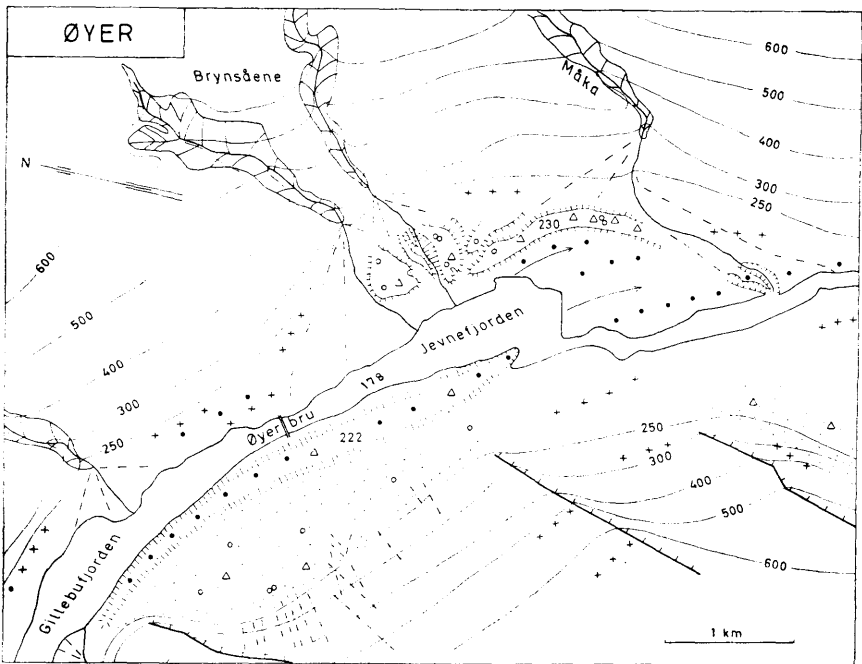


Fig. 18. Skisse over Øyer-bekkenet (grunnlag: Widerøes flybilder og topografiske kart).
Tegnforklaring som for fig. 11.

Morphological sketch map of the Øyer area. Legend see fig. 11.

kanter, og materialet som vannet førte med seg, ble styrtet sammen fordi vannet her hadde sin lokale erosjonsbasis. Under så skiftende og mangfoldige forhold som kunne tenkes inntreffe i dette miljøet, kan de unormalt dårlige sorteringer i store deler av avleiringene forklares, likeså de ualminnelige variasjoner i kornstørrelse.

Brynsåene i Øyer (fig. 18).

Løsmassene i Øyerbekkenet er forskjellige i oppbygning og materiale, og er overordentlig vanskelig å finne ut av. Store deler av løsmassene utenfor Brynsåene henger morfologisk sammen med masser de genetisk ikke hører sammen med.

Brynsåene og Måka kommer ned i store kløfter som ender brått i dalsida, ca. 100 m over dalbunnen. Langs, og nede i kløftene ligger autoktont morenemateriale, som ved utløpet er modellert av åene til utydelige

terrasser 250 m o. h. Denne høyden tjener i dag som rotpunkt for åenes vifter. Mellom åene ligger det i dalbunnen en stor skogkledd løsmasseakkumulasjon, som mot S fortsetter som en blokkstripe, og videre S-over går sammen med en løsmasserygg (esker), som kommer over Lågen fra V-sida i S-enden av Jevnefjorden (se s. 54).

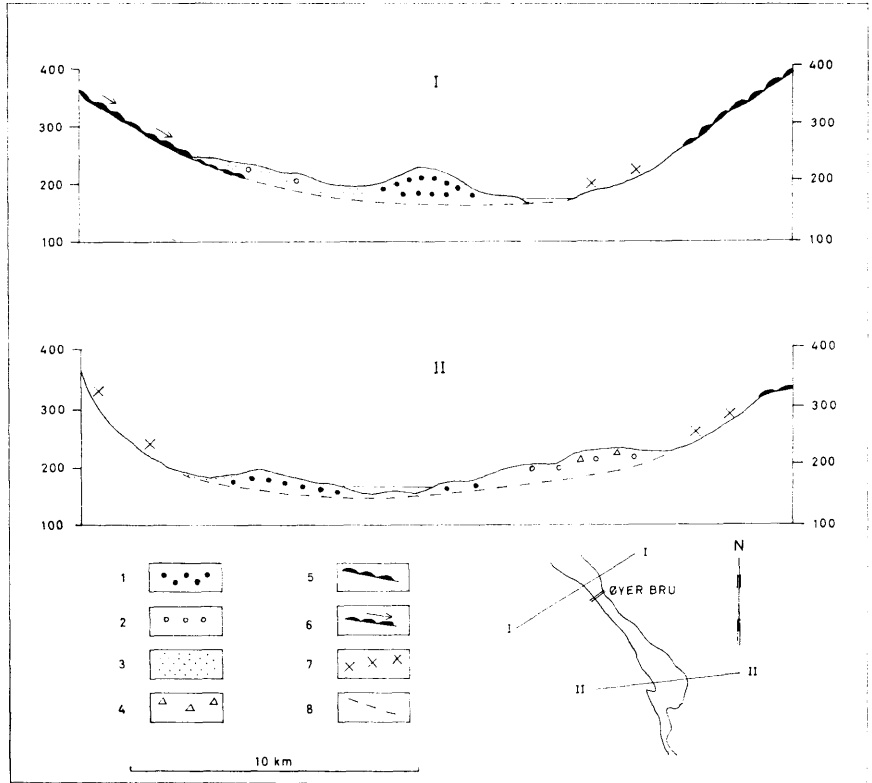


Fig. 19. Tverrprofiler over Øyer, tegnet etter Kart over Øyer herred 1 : 10 000. Profilene viser en sonal fordeling av forskjellige løsmaterialtyper, jmf. fig. 25.

Sections across the main valley in Øyer.

- | | |
|---|--|
| 1. Alloktont glacifluvialt materiale
<i>Allochthonous fluvioglacial material</i> | 5. Autokton bunnmorene
<i>Autochthonous till</i> |
| 2. Autoktont glacifluvialt materiale
<i>Autochthonous fluvioglacial material</i> | 6. Autoktont bunnmorene, med skred
<i>Autochthonous till, gullied</i> |
| 3. Godt sortert sand-grus
<i>Well sorted sand and gravel</i> | 7. Avspylt berg
<i>Washed bedrock</i> |
| 4. Store blokker
<i>Large blocks</i> | 8. Antatt begroverflate
<i>Estimated bedrock surface</i> |

Akkumulasjonen er sterkt preget av sekundærformer som Lågen og de tre åene har laget. I dag er det bare en av åene som skjærer seg gjennom avleiringen, men flere 10–20 m dype tørre daler forteller at de alle har hatt labile løp. Overflaten, som når 230 m o. h., er ujevn med hauger og grytehull uten tegn etter fluvial modellering over de høyeste deler (fig. 19).

Både i overflaten og dypere ned fins det en rekke svære blokker av lokal opprinnelse (kvartsittisk Brøttumspargmitt). Snitt i massene viser at de er bygd opp av lagdelt, autoktont materiale, ofte med N-lig fallkomponent. Lagene er til dels godt sortert, men det fins lag av de forskjelligste fraksjoner, også rene blokkførende lag (fig. 20).

Steintellinger viser at opphavsmaterialet er lokalt (fig. 3). Men det er påfallende at steintellinger i overflaten viser et visst innhold av jotunbergarter (S 19, 46), mens det dypere ned er meget nær 100 % Brøttumspargmitt. Dette stemmer også godt overens med observasjoner i snittene. Den øverste meter av materialet virker annerledes enn resten: rundere steiner og lysere materialfarge (fig. 20).

M 19 er morfometrisk undersøkelse av gjennomsnittsmaterialet, 2-3 m dypt. På grunn av høyt skiferinnhold er resultatet usikkert, men materialets likhet med morenemateriale er imidlertid klar nok.

Genesis. Materialet, avleiringens gode lagdeling og overflateformene forteller at løsmassene utenfor Brynsåene er autoktont glacifluvialt materiale sannsynligvis akkumulert subglaciale. Videre viser materialet og lagenes fallretning at vannet ikke gikk langs dalen, men må være kommet fra sida (sidedalene). Akkumulasjonen tenkes derfor som en rest etter ei vifte med rotpunkt 250 m o. h.

Huden av fremmed materiale, som dekker avleiringen, tydeligst nærmest Lågen, er analog til forhold ved andre avleiringer (f. eks. Våla). Dette fremmede materialet er kommet på plass etter akkumulasjonen av det autoktone materialet, og omtales senere (s. 57, punkt 3).

Andre avleiringer med autoktont glacifluvialt materiale.

Ved sida av de forholdsvis formklare avleiringer utenfor munningen av sideelver avsatt av vann fra disse, opptrer en type til av autoktont glacifluvialt materiale:

Langs hele dalen fins det mindre akkumulasjoner av godt sortert sandgrus, oftest av lokal opprinnelse. Under omtalen av den autoktone

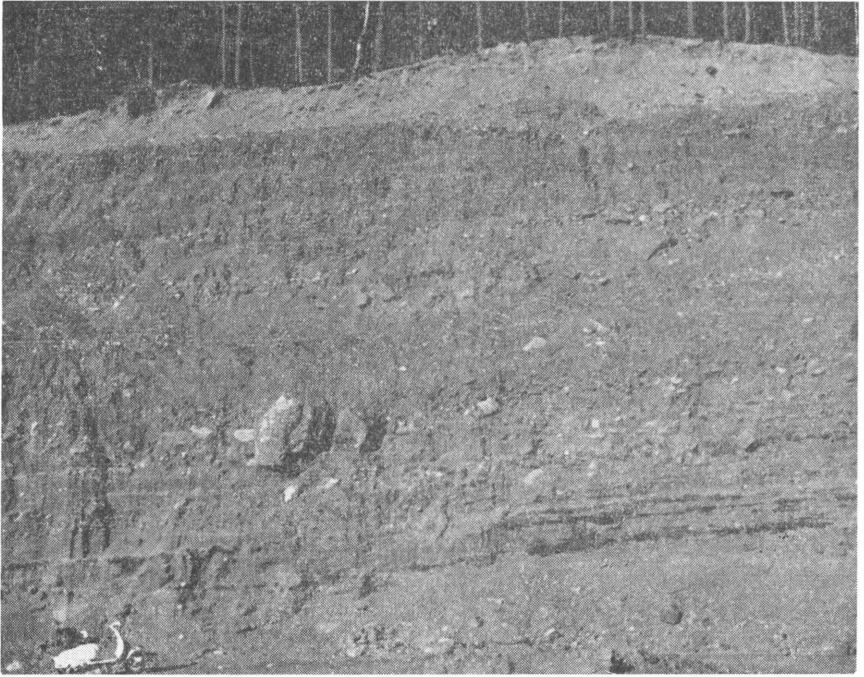


Fig. 20. Snitt i de glacifluviale avleiringer utenfor Brynsåene, sett mot ØNØ. Lagene, som har N-lig fallkomponent, består av materiale med svært forskjellig kornstørrelse. Merk den lyse materialdelen øverst.

*Section in autochthonous fluvio-glacial deposit in front of Brynsåene.
Light-coloured layer on top consists of allochthonous material.*

morenen har jeg påtalt at denne ofte har sterkt utvasket karakter. Når små sand-grus-akkumulasjoner skilles fra morenen, skyldes dette at disse forekomstene så hyppig forekommer på «dalhyllenivå», i. e. 200–300 m o. h., og ofte kan følges over lange strekninger. Mange steder ligger slike akkumulasjoner over usortert morenemateriale.

Materialtypen er karakterisert ved sin gode sortering, og er oftest dominert av sand (fig. 21).

Som annet autoktont glacifluvialt materiale er også sanden vesentlig resultatet av en omfattende avspyling, og avleiret ved en akkumulasjonsbasis vesentlig høyere enn i dag.

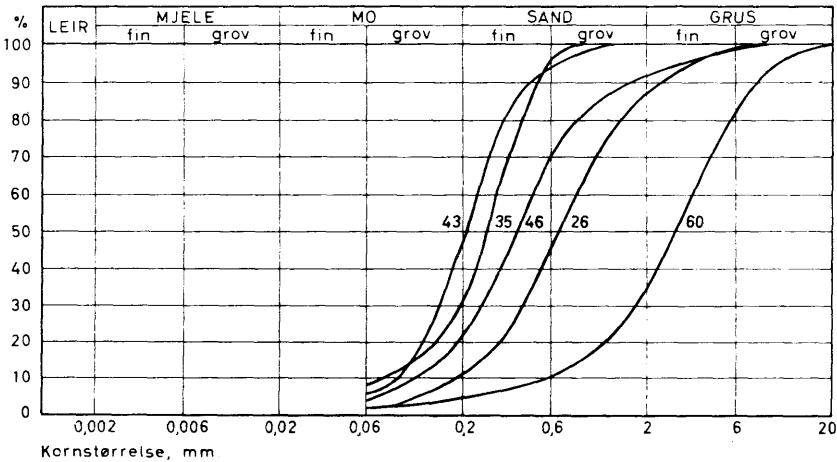


Fig. 21. Kornfordelingsanalyser av sand-grus på «dalhyllnivå», 200–300 m o. h.
Numrene refererer til tabell 2.

*Grain size distribution of well sorted "sand" at low level. See Summary.
Numbers correspond to numbers in table 2.*

Alloktont materiale.

Langs hele nedre Gudbrandsdalen opp til ca. 200 m over Lågen fins det avleiringer, som av ytre form, oppbygning og kornfordeling likner avsetningene omtalt foran, men som skiller seg fra disse i *materiale*.

Det alloktone materialet, kjennetegnet ved ca. 10 %, eller mer jotunbergarter, og avrundet steinfraksjon, har åpenbart et annet opphav og en annen transporthistorie enn det autoktone materialet. Selv om det enkelte steder er ugjørlig å trekke klar grenselinje mellom autoktont og alloktont materiale, er det oftest lett å skille materialtypene ved hjelp av enkle steintellinger og rundethetsanalyser.

Genetisk sett synes alloktont materiale å opptre på tre måter:

1. *Klare glacifluviale avleiringer*
2. *Usikre glacifluviale avleiringer.*
3. *Moreneavleiringer.*

Klare glacifluviale avleiringer.

Tre steder i nedre Gudbrandsdalen opptre alloktont glacifluvialt materiale i større mengde og i markerte forlemener, nemlig ved dal-

neset ved Fåvang stasjon, ved munningen av Moksa, Tretten og i en stor rygg på V-sida av Gillebufjorden i Øyer. Dessuten er store deler av Hovemoen i N-enden av Mjøsa også bygd opp av slikt materiale.

Dalneset ved Fåvang stasjon (fig. 16).

Foran, oppå og utover dalneset ved Fåvang stasjon ligger betydelige glacifluviale løsmasser. Dalneset er høyest i S, hvor fast fjell når opp til overflaten av løsmassene, ellers ser det ut som bergoverflaten senker seg N-over slik at løsmassene er mektigst i N. I Lågens nivå sees fast fjell (Birikalk) hele neset rundt.

Fra en forholdsvis jevn, ca. 200 m bred overflate, 90 m over Lågen, står løsmassene i N og Ø i rasvinkel. De glacifluviale massene strekker seg innenfor flaten opp til 300 m o. h., ellers er området dekket av autokton morene. N for dalneset sees glacifluvialt materiale i dalbunnen her og der, men skredmateriale (autokton morene) har ødelagt eventuelle former. Flaten, 270 m o. h., er høyest ut mot dalen, overflaten har gryte-hull og enkelte kantete blokker.

Mens det i N er få snitt som kan fortelle om avleiringens oppbygning, fins det i S et stort sandtak med høye vertikale vegger. Som det framgår av fig. 22 er materialet sortert og lagdelt med skiftende kornstørrelser. De nederste 6–8 m er markert finere (sand-grus-stein), enn det ovenforliggende (stein), grensen mellom disse delene er skarp. Det grove materialet er overleiret av et mektig dekke av sand med lite stein og blokker, og uten lagdeling. Sanddekket representerer overflaten av løsmassene. I de lagdelte partier, hvor lagene er nær horisontale, viser sedimentasjonsstrukturer at vannet som avleiret massene, strømmet *langs* dalen fra N mot S.

Steintellinger (S 1, 16, 29, fig. 15) forteller at fra 14 til 21 % av steinmaterialet er av jotuntype, altså langtransportert. Mindre enn 5 % stammer fra dalneset (Birikalk). Morfometriske studier viser at over 60 % av steinene er rundet eller godt rundet. Dette er svært forskjellig fra tidligere omtalt glacifluvialt materiale, hvor denne prosent lå på ca. 20 (fig. 6).

Av betydelig interesse er et mammutfunn (del av ryggvirvel) som ble gjort i dette materialet av sjåfør Kåre Johansen, Fåvang, vinteren 1959. Virvelen, som er beskrevet av HEINTZ (1962), lå i det grove materialet 8 m under overflaten, 40–50 m over Lågen.

I N-re del av dalneset er overflatematerialet dårligere sortert enn

lengre S, men materialet, som er sammenkittet antakelig p. g. a. kalk, er det samme. Mektigheten er stor, i en bekkedal i løsmassene er dalsidene 25 m høye.

Genesis. De lagdelte glacifluviale masser, som bl. a. er blottet i det store snittet, er rester etter en større subglacial drenering langs Gudbrandsdalen.

Dette følger av:

1. De meget godt bevarte strukturer viser at materialet ligger primært. Var materialet akkumulert oppå is, ville disse bli forstyrret da isen smeltet.
2. Det høye innhold av alloktont materiale vitner om transport fra NV, men da ingen av sidedalene i det undersøkte området har avleiringer med annet enn autoktont materiale, og det heller ikke på fjellet eller

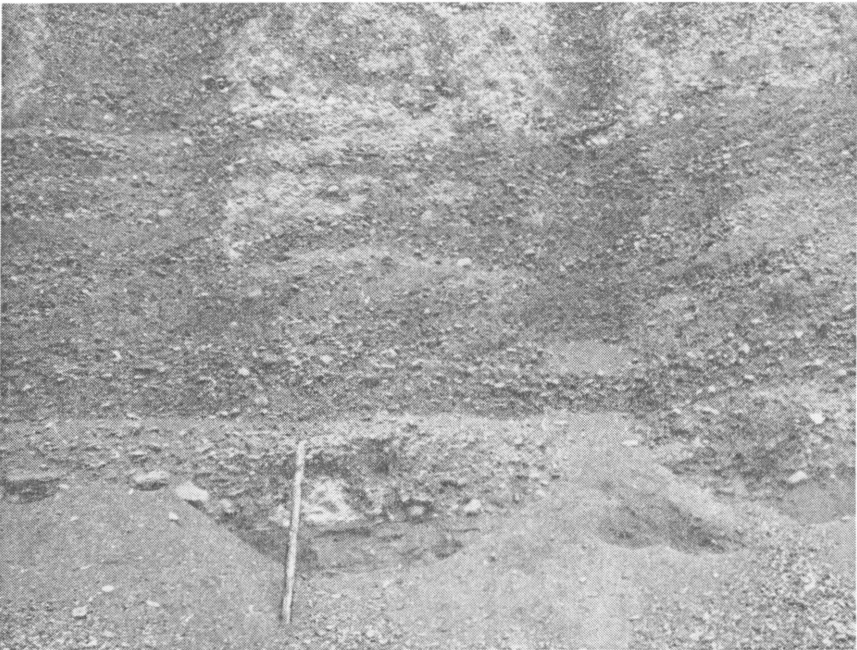


Fig. 22. Snitt i de alloktone glacifluviale avleiringer ved Fåvang stasjon, sett mot V. Stokken er ca. 2 m lang.

Section in allochthonous fluvioglacial deposit, gravel pit at Fåvang railway station. Pole 2 m long.

høyt oppe i dalsidene er funnet alloktont materiale, må dette være transportert langs hoveddalen.

3. Morfogram over materialet viser at dette har en betydelig fluvial transport bak seg.
4. Sanddekket over de lagdelte grove sedimenter er fluvialt avsatt, men kan ikke være avleiret av subaerile elver da det ikke er spor etter slike. Tvertimot, grytehull og kupert terreng røper ismiljø.
5. De store blokkene oppå avleiringene kan bare forklares kommet på plass ved hjelp av is. Sannsynligvis er de ablasjonsmateriale, de ikke-subaerile terrengformer taler mot at dravis har fraktet dem i et høyere nivå av Lågen (90 m over dagens nivå).
Altså må de lagdelte avleiringer under være subglacialt avsatt.

Tretten (fig. 23).

Ved Tretten stenger en fjellterskel den 59 m dype innsjøen Losna. Videre S-over er Gudbrandsdalen trang og slyngete, tilpasset tektoniske forhold. Mens dalnesene, særlig på V-sida, er avspylte og nakne, ligger det ganske store løsmasser i en innbuktning i dalsida ved Moksas munning.

Ulik alle andre sideelver i Gudbrandsdalen kommer Moksa ned dalsida uten dalnedskjæring (BERGERSEN 1963). Ved munningen ligger det akkumulert betydelige glacifluviale masser med utydelig vifteform på begge sider av elva. På S-sida av Moksa når massene 225 m o. h., inn mot dalsida løper S for Tretten kirke en svakt markert flate. Utenfor denne er massenes overflate ujevn med flere grytehull. Ytterst har både Moksa og Lågen erodert.

Et snitt ved Tretten bru forteller om avleiringens innhold og oppbygning (fig. 24). Snittet er dominert av et grovt, sortert og lagdelt materiale. Over dette følger lagdelt sand, 2–4 m, og over denne igjen grovt materiale uten lagdeling. Steintelling S 7, 8, 9 og 17 og morfogram av de samme, stammer fra dette snittet. Materialet er polymikt, og tellingene viser at jotunbergartene er representert med 14–17 %. Over 60 % av steinene er rundet – godt rundet, altså klar fluvial behandling.

Lengre N, på andre sida av Moksa, ligger det tilsvarende løsmasser, og her når avleiringene opp til 300 m o. h. Materialet er hovedsakelig lagdelt sand. Ved overgangen til den autoktone morene høyere opp, er det alloktone materialet mer usortert. Moksa har skåret seg ned, dels modellert flater i dette materialet. De avspylte dalnesene på begge sider av Lågen har bevart små partier med fluvialt alloktont materiale. Øvre

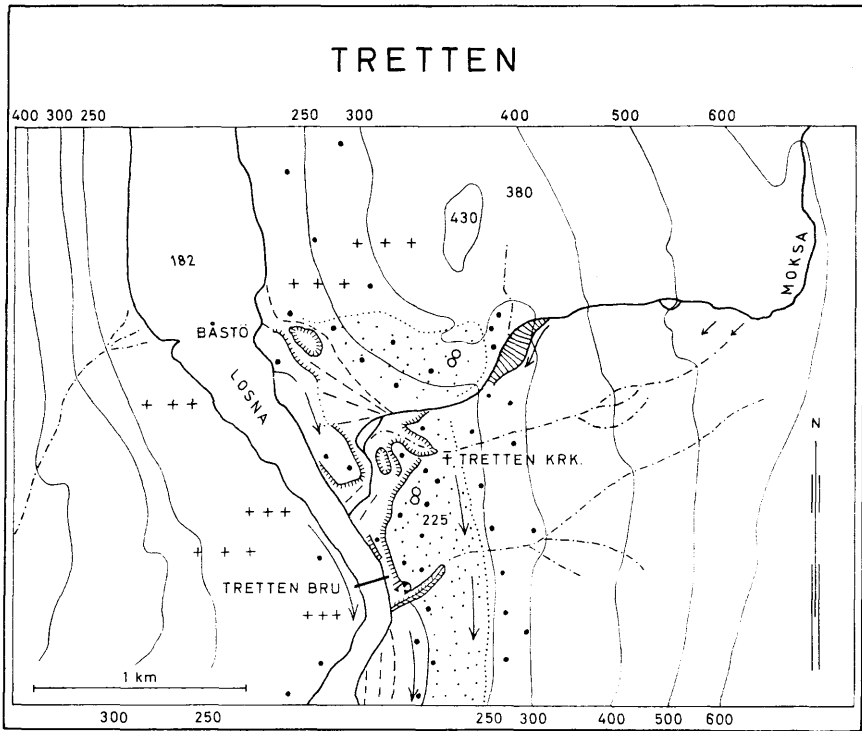


Fig. 23. Skisse over området Tretten (Moksas munning).

Grunnlag og tegnforklaring som for fig. 11 og 18.

Morphological sketch map of the Tretten area. Legend see fig. 11.

grense for avspyling er vanskelig å angi nøyaktig, men den ligger vel 300 m o. h.

Genesis. Trass i at de glacifluviale massene ved Moksas ligger med toppunkt inn langs denne, viser materialets sammensetning og avrunding at transporten har foregått langs hoveddalen. At materialet er grovest i dalbunnen, taler også mot en vifteavsetning. Avleiringens form røper at akkumulasjonen fant sted i ismiljø.

De lagdelte partier i dalbunnen må være avleiret subglacialt, mens det øvre grove materialet antas være ablasjonsmateriale etter en englacial, evt. supraglacial drenering. Autokton sand langs dalsida er ført ut over avleiringen fra dalsida av bekker og Moksas under siste fase av avsmeltingen.

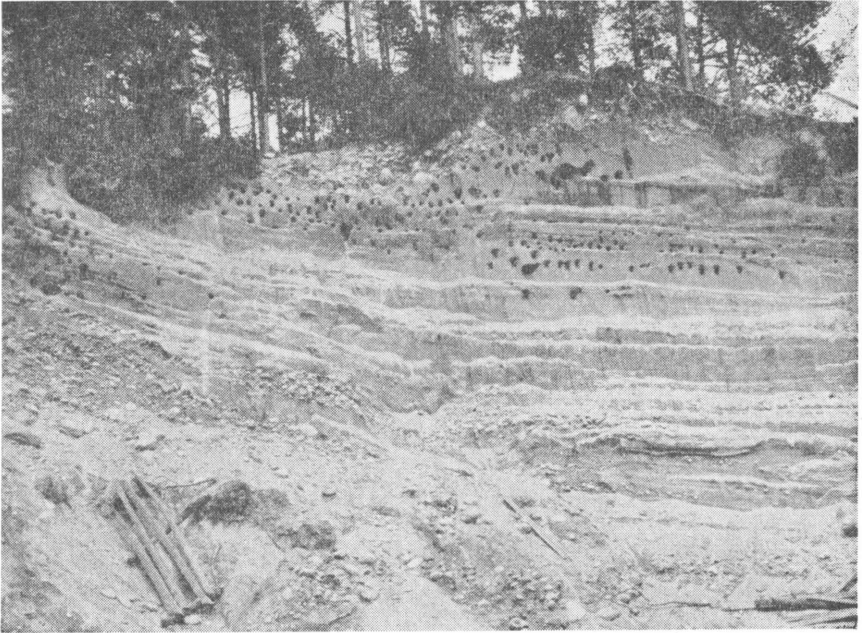


Fig. 24. Snitt i alloktone glacifluviale avleiringer ved Tretten, sett mot Ø.
Ablasjonsmateriale på toppen.

Section in allochthonous fluvioglacial deposit at Tretten. Possible ablation material on top.

Avleiringene høyere opp, N for Mokså, er vanskeligere å tolke. Her ligger materialet S for et høydeparti (fig. 23) med laveste terrengpunkt i Ø 380 m o. h. (uten fluviale spor). I V er berget avspylt, og her senker overflaten seg raskt mot dalbunnen. Da avleiringens høyeste deler er i Ø, taler dette mot avleiring fra V.

Av dette kan en slutte at det vann som avleiret det alloktone materialet, gikk mer enn 100 m høyere enn dagens Lågen, og da det ikke er funnet tydelige lateralspor langs Losna, antas dreneringen å ha vært englacial. Denne englacial dreneringen langs Gudbrandsdalen synes å ha ført til akkumulasjoner der vannet har truffet dalnes.

Øyer (fig. 18).

Under beskrivelsen av løsmassene utenfor Brynsåene, er det nevnt en løsmasserygg som krysser Jevnefjorden i Øyer (s. 46). Ryggen løper langs Gillebufjorden i 4–5 km lengde og når opp i 222 m o. h., som er

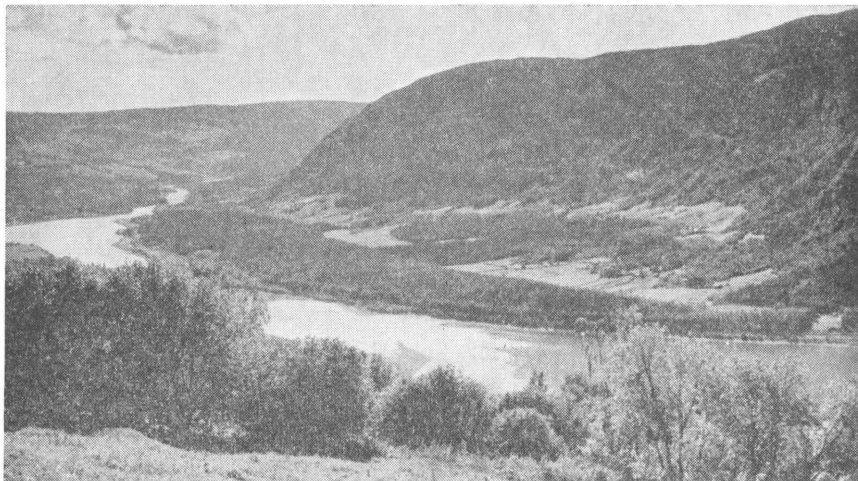


Fig. 25. V-re dalside i Øyer, sett mot S. Fra dalside til dalbunn sees følgende løsmaterialtyper, jmf. fig. 19:

1. Bunnmorene med skredspor. 2. Skredmateriale (stripe med gårder). 3. Autoktont glacifluvialt materiale (skogkledd). 4. Kvabb i forsenkninger (oppdyrket). 5. Esker, 4–5 km lang, med alloktont glacifluvialt materiale (skogkledd).

Gudbrandsdalen in Øyer. View towards the south. Big esker (forested) along opposite side of the river. Zonewise distribution of deposits, see fig. 19.

44 m over Lågen og opptil 20 m over dalbunnen innenfor ryggen. Overflaten er på avstand jevn og regelmessig (fig. 25), men i virkeligheten er den småkupert med en rekke grytehull. Flere ting tyder på at dalbunnens dypeste parti på sine steder ligger under ryggen, som altså utelukkende har fått sin form av løsmasser. Også innenfor, V for ryggen, er løsmassene over 10 m mektige.

De snitt som fins, forteller at ryggen er bygd opp av glacifluvialt alloktont materiale. Ved første øyekast virker materialet – trass i god lagdeling – lite fluvialt. Mye er kantet og fliset, og en del store, kantete skiferblokker ligger innleiret. Den lokale skifergrunn påvirker også bergartsammen-setningen, for selv om materialet tydelig er alloktont, så viser steintel-linger at jotunbergartene bare utgjør 5–12 % (S 11, 47, 49, 56).

Skiferen gir morfometriske undersøkelser usikker verdi, men M 11 viser at gjennomsnittet er betydelig mer rundet enn autoktont fluvialt materiale, f. eks. utenfor Brynsåene (fig. 6, M 11 og 19).

På Ø-sida av Lågen – i fortsettelse av ryggen – er avleiringene på grunnlag av materialstudier fulgt fram til Måka (S 13, 57, M 13). Av-

leiringens form er her ubestemt, men massene er utvilsomt erodert av Lågen. Lenger Ø hever løsmasser seg opp til 230 m o. h. Disse er en direkte fortsettelse av løsmassene utenfor Brynsåene og er hovedsakelig bygd opp av lokale kjempeblokker, opp til 100 m³ store. Overflaten, som overalt har grytehull, viser alloktont materiale her og der, særlig i V-skråningen. Høydepartiet har en 10 m høy erosjonsskråning mot Ø, og det er iøynefallende hvordan høydepartiet hindrer Måkas løp rett ut i dalen. Denne har først måttet renne N-over, senere har den funnet seg vei langs dalsida S-over, med vekslende elveløp.

Også på V-sida av Lågen er forholdene kompliserte. Løsmassene innenfor ryggen er glaci-fluviale, vesentlig sand dekket av kvabb i forsinkinger, og strekker seg opp til 250 m o. h. Innerst har akkumulasjonene typisk dødis-karakter med grytehull og diffuse ryggformer ut mot dalen. Massene blir begrenset i V av skredmasser (fig. 25).

Et interessant trekk ved disse sandavleiringene, som fortsetter flere kilometer S-over, er tydelig lagdeling med fall N-over.

Steinmaterialet inneholder merkbart mindre alloktont materiale enn i den store ryggen (fig. 3).

Genesis. Ut fra form og materiale tolker jeg ryggen gjennom Øyer som en esker, dannet subglacialt ved en langsgående drenering gjennom Gudbrandsdalen. Eskeren ble antakelig bygd opp over dalbunnens dypeste parti.

Også det vann som avsatte sandpartiene innenfor eskeren, rant under isen. Dette framgår av overflateformene, ablasjonsmaterialet og strømningsretningen. Vannstrømmene som avsatte sanda, var smeltevann på vei mot dalbunnen fra dalsidene. Sparsomt dekkete dalsider høyere opp antyder at opphavsmaterialet er den lokale bunnmorene, som også her har vært utsatt for en utvaskning eller full avspyling, jmf. s. 48.

Kvabben ble antakelig avleiret etter at Lågen fant sitt nåværende leie, da det mellom eskeren og dalsida oppsto et bekken hvor smeltevann og nedbørvann har tilført fine sedimenter. At det i grytehull eller andre steder på eskeren ikke er kvabb, viser at det neppe har vært demt opp større vannmengder.

Hovemoen (fig. 29).

De store løsmassene som utgjør Hovemoen Ø for sammenløpet av Lågen og Gausa, er tidligere beskrevet, bl. a. VOGT (1943). Massene blir

av ham oppfattet som en endemorene for en Gausdalsbre, og dette synes å være den gjeldende oppfatning (O. HOLTEDAHL 1953).

Mine iakttagelser av disse løsmassene (og andre i nærheten), særlig av løsmaterialets sammensetning, tyder imidlertid på at Hovemoen ikke er noen randdannelse, men hovedsakelig rester av en esker etter en drenering fra Gudbrandsdalen. Antakelig er denne eskeren en fortsettelse av eskeren gjennom Øyer.

Usikre glacifluviale avleiringer.

Utenom de fire nevnte lokaliteter (Fåvang, Tretten, Øyer, Hovemoen) er det i nedre Gudbrandsdalen ikke funnet store avleiringer med glaci-fluvialt alloktont materiale. Heller ikke godt bevarte strukturer er sett andre steder.

Langs hele dalen er det imidlertid spredte rester etter fluvialt materiale av samme type. Disse er som regel uten lagdeling og med så varierende sorteringsgrad at de ofte ikke kan skilles fra morenemateriale. Utvetydig morenemateriale opptrer mellom Måka og Fåberg, ellers kan avleiringer med alloktont materiale sammenfattes i følgende punkter:

1. De avleiringer som benevnes som usikre glacifluviale, fins ikke utviklet i tydelige primærformer. Materialet ligger som et dekke gjennom dalen, mektigst i dalinnbuktninger, hvor mektigheten kan være 10 m, ellers særlig oppå og utover dalhylla 50–100 m over dalbunnen.
2. Alloktont materiale påtreffes aldri høyere opp i dalsidene enn ca. 400 m o. h., og her er det lokale materialinnslaget langt sterkere enn nær dalbunnen. Likevel er grensene mellom avleiringer med alloktont – og avleiringer med bare autoktont materiale – oftest meget markerte, ikke på ytre form, men i sin materialkvalitet (fig. 26). Avleiringene inneholder alltid en høy frekvens av jotunbergarter og andre ikke-lokale bergarter, og disse er tydelig fluvialt slitt. Bergartsammensetning og avrunding er nær den samme for alt alloktont materiale nær dalbunnen, oppe i dalsida blander lokalt materiale seg sterkere inn.
3. Stratigrafisk er avleiringene vanskelig å plassere. Enkelte steder er materialet omleiret allokton morene, andre steder er det nevnt hvordan alloktont materiale ligger som en hud over autoktont materiale.
4. Langs hele nedre Gudbrandsdalen, særlig i den bratte V-sida, er det alloktone materialet i dalsidene blitt blandet med eller overlagret av nedsklidd autoktont morenemateriale. Fra det autoktone morene-

dekket er det vasket ut store mengder sand som på tilsvarende måte dekker alloktone avleiringer, som f. eks. ved Fåvang og Tretten.

Hele veien er materialblandingene modellert til skrånende hyller i sammenhengende nivå, ca. 280 m o. h. ved Fåvang målt i innerkant, synkende til ca. 250 m o. h. i Fåberg. Yttersidene av hyllene er sterkt preget av ravinedannelse, men enkelte steder sees spor etter rennende vann. Oppå hyllene er det ikke noe sted påvist elveløp.

Genesis. De usikre glacifluviale avleiringene tolker jeg som ablasjonsmateriale etter en englacial, eventuelt sublateral drenering gjennom Gudbrandsdalen. Denne dreneringen nådde opp til 200 m over dagens Lågen.

Disse slutninger trekkes fordi:

1. Ikke noe sted er dette materialet funnet akkumulert i klare former med primære strukturer, bortsett fra de foran nevnte subglaciale avleiringer og sekundære avleiringer i dalbunnen.
2. Alle eksponerte steder av dalsidene er nesten rene for løsmateriale. Under 400 m o. h. fins det på slike steder spredte rester med fluvialt alloktont materiale i forsenkninger og andre le-lokaliteter. Også utenom eksponerte dalsider under nevnte høyde er det lite autoktont materiale der ikke morene har sklidd ned.
3. Fluviale erosjonsspor i berggrunnen er ikke funnet.

Observasjonsmaterialet sier lite om vannet holdt seg hovedsakelig langs dalsidene (sublateral drenering), eller om dalsidekontakten særlig ble nådd ved dalnesene.

Allokton morene.

Mellom Måka og Fåberg ligger det på begge sider av dalen store alloktone løsmasser med utpreget morenetekstur. Massene kan følges kontinuerlig på Ø-sida, på V-sida er det lite igjen ved Fåberg. Mot hoveddalen står materialet med bratt erosjonskant, og mektigheten er flere steder minst 30 m. Øvre grense for materialtypen er meget markert ved ca. 260 m o. h., ovenfor er dalsida avspylt eller dekket av autoktont morenemateriale.

Overflaten på det alloktone materialet er forholdsvis jevn og svakt skrånende mot dalen, tydelig modellert med erosjonskant ofte ca. 250 m o. h. Også nedenfor denne har dalsidene vært utsatt for sterk spyling, og dalbunnen er nesten ren for løsmasser. Foruten de recente bekkevifter fins

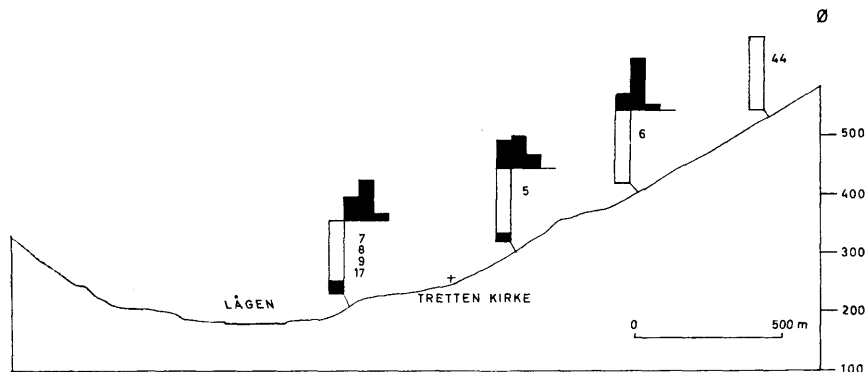


Fig. 26. Bergarts sammensetning og avrunding av steinfraksjonen i løsmaterialet i dalsida Ø for Tretten. Tegnforklaring som for fig. 15.

Petrographic composition and morphograms of pebbles distribution in cross-section of the valley at Tretten. Legend see fig. 15.

det imidlertid små rester etter morenematerialet, og dette viser at løsmassetypen antakelig har fylt hele dalbunnen, men er fjernet av sterke langsgående vannstrømmer etterhvert som erosjonsbasis (Mjøsa) senket seg.

Det mest interessante ved materialtypen er steinmaterialets iøynefallende sammensetning. Steintelling viser at mye av materialet er langtransportert (S 58, 68, 69), dette er helt forskjellig fra den autoktone morenen.

Sterkere enda tiltrekkes oppmerksomheten av steinenes form. Svært mye av materialet er rundet, ca. 40 % (M 58).

Kornfordelingsanalyser (fig. 27) og fraksjonenes blanding, f. eks. med steiner plassert i finmateriale, tilsier at avleiringene er morene. Måling av lengdeaksens horisontalretning på 125 stein viste at materialet ligger orientert parallelt med nærmeste tydelige skuringsstripe (fig. 28). Da stedet hvor orienteringen ble foretatt, synes utelukke en slik orientering av andre agenser enn is, er det grunn til å tro at disse massene er bunnmorene.

Genesis. Fordi alloktont materiale kun fins i hoveddalens lavere deler, må materialtransporten ha foregått langs dalføret. Noen dalbre på slutten av nedisningen er det ikke funnet spor etter, transporten antas derfor være styrt av isstrømmer i innlandsisen. At isstrømmer forekommer i en innlandsis, og at disse følger dalfører, er kjent fra Grønland (FLINT 1957).

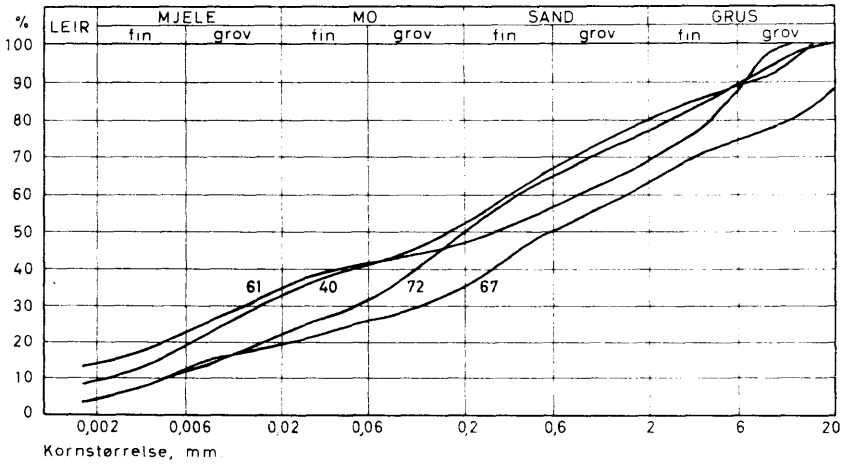


Fig. 27. Kornfordelingsanalyser av alloktont morenemateriale.
Tallene refererer til tabell 2.

Grain size distribution of allochthonous till. Numbers correspond to numbers in table 2.

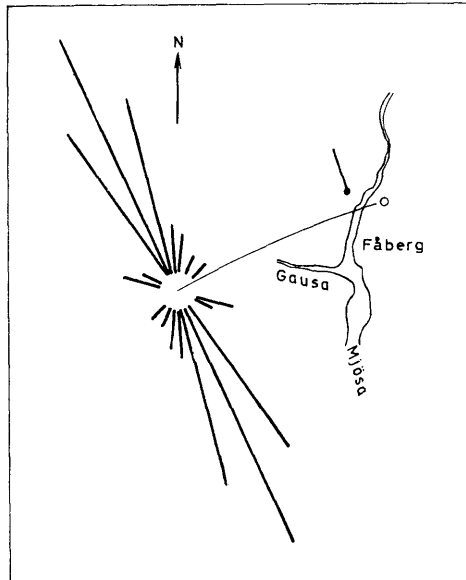


Fig. 28. Lengdeaksens orientering på 125 stein i allokton morene.
Nærmeste skuringsstripe er inntegnet.

Orientation of 125 elongated pebbles in allochthonous till. Compare glacial striae.

Også LÅG (1948) finner det lengst transporterte materialet i de lavere deler av terrenget, men forholdet er helt omvendt av hva LUNDQUIST (1940) hevder for Bergslagen. Her ligger det fineste og lengst transporterte materialet i de høyere nivåer. Det samme hevdes å ha generell gyldighet i Sverige (LUNDQUIST 1957, s. 331).

Steinmaterialets avrundning i morenen innbyr til enkelte refleksjoner. Avrundingen, som er av samme grad som i alloktont glacifluvialt materiale (fig. 6), avspeiler en fluvial fortid. De mektige morenemassene som tidligere (s. 30) er antatt å inneholde interglaciale materiale, har ikke noe fluvialt preg (fig. 6, type Aa). Alloktont morene har derfor ingen sammenheng med disse. På den annen side kan heller ikke avrundingen ha skjedd under avsmeltningen, siden steinene befinner seg i bunnmorenen.

Avrundingen må ha skjedd ved drenering under den aktive fase av nedisningen, men å si noe nærmere om dette er vanskelig.

Gausdal.

Oversikt over løsmaterialet og Gausas dreneringshistorie.

Løsmassestudier i Gausdal utfyller resultatene fra Gudbrandsdalen og særlig kaster observasjoner fra dette dalføret lys over siste del av isavsmeltningen i området.

Dalføret Østre Gausdal (som omfatter Østre Gausdal og Gausdal, se fig. 1) er kort, men kraftig senket av iserosjon, så kraftig at selve Gudbrandsdalen blir hengende i forhold til det. Dalsidene er likevel slake og ikke uten dype, interglaciale bekkedaler. Dalbunnen, flat og vid, er fylt av mektige løsmasser, ikke bare leirmorene, se s. 28, men utstrakte dødisavleiringer i øvre og store fluviale masser i nedre del av dalføret.

Gjennom Ø. Gausdal renner Vesleelva, ei beskjeden elv som på ingen måte «passer» i det store dalføret. 15 km fra dalmunningen kommer imidlertid Storelva – Gausa – inn i dalføret gjennom den trange Kalstadalen fra Vestre Gausdal.

Etter dalførenes forløp og størrelse å dømme utgjorde Espedalen–V. Gausdal–Saksumdalen en gang ett dalsystem, og også under avsmeltningstida er det kjent at vann fra Vinstras nedslagsfelt drenerte denne vei (REKSTAD 1898). Dette skjedde samtidig med utformingen av de store jettegrytene, Helvete, i Espedal (RAMSLI 1948). ENGER (1964) finner at denne dreneringen går subglaciale inntil isdekket blir for tynt til å presse vannet over passpunktet i Saksumdal (335 m o. h.). Deretter

ble vann demmet opp mot dette passpunktet. Kalstaddalen, med bunn 290–260 m o. h., var på dette tidspunkt fylt med bunnmorene til minst 320 m o. h., men alt tyder på at isen ble lengst bevart i Ø. Gausdal, slik at det var denne som utgjorde den virkelige demningen. Ved ett tidspunkt brast demningen, og Gausa fikk det løp den har i dag.

Det som skjedde under isavsmeltningen før vannet brøt gjennom Kalstaddalen, er det få spor etter. Mangel på smeltevannspor og glaci-fluviale avleiringer i øvre del av dalføret og på vidda gjør det klart at dalføret Ø. Gausdal ikke førte store smeltevannmasser. De beskjedne spor som fins, viser en vertikal avsmeltning med isoverflaten hellende mot SØ.

Da demningen brast og store vannmengder fra V. Gausdal flommet ut i den ca. 50 m dypere Ø. Gausdal, ble det laget en rekke erosjonsspor i morene, delvis også i fast fjell opp til 310 m o. h. (fig. 29). De mest markerte spor løper på S-sida av Gausa som lateralrenner, som etter hvert bøyer ned mot dalbunnen. Høyestliggende dreneringsspor har de lengste lateralløp. Grytehull og skvalserpentinere peker også hen på ismiljø.

Selv om lateralfenomenene på begge sider av Kalstaddalen er mange, synes vannet raskt å ha skåret seg ned til den dal Gausa går i i dag. Erosjonsbasis for dalen, altså Mjøsa, lå på dette tidspunkt nær 168 m o. h. Selv om det lå isrester i dalen, virket denne basis inn forbi Follebu, og dalførets nederste del ble derfor oppfylt av Gausas materiale, ytterst med deltaskiktning (fig. 30). Erosjonsrester langs dalen, tydeligst ved Flåkåli, viser at hele nederste del av dalføret ble fylt av Gausas avleiringer opp til ca. 168 m o. h. Overflaten av avleiringene viser ingen tegn på ismiljø.

Fig. 29. Skisse tegnet etter Widerøes flybilder, 1 : 15 000. Lengdeprofilen av Gausa er tatt fra Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesens Vassdragsnivellementer i Norge.

Morphological sketch map of the deposits at the mouth of Gudbrandsdalen and along the river Gausa. Longitudinal profile of the river Gausa. Histograms of roundness and rock composition of pebbles.

- | | |
|---|--|
| 1. <i>The upper accumulated terrace</i> | 8. <i>Washed bedrock in the valley-floor</i> |
| 2. <i>Lower terrace, 135–150 m a. s. l.</i> | 9. <i>Upper limit of fluvioglacial deposits</i> |
| 3. <i>(Sub-)recent alluvial fan, riverbed</i> | 10. <i>Upper limit of allochthonous material in Gudbrandsdalen</i> |
| 4. <i>Erosional slope</i> | 11. <i>Area with kettle-holes</i> |
| 5. <i>Deep fluvial cutting in till</i> | 12. <i>Sampling locality</i> |
| 6. <i>Drainage channels in till</i> | |
| 7. <i>Canyon</i> | |

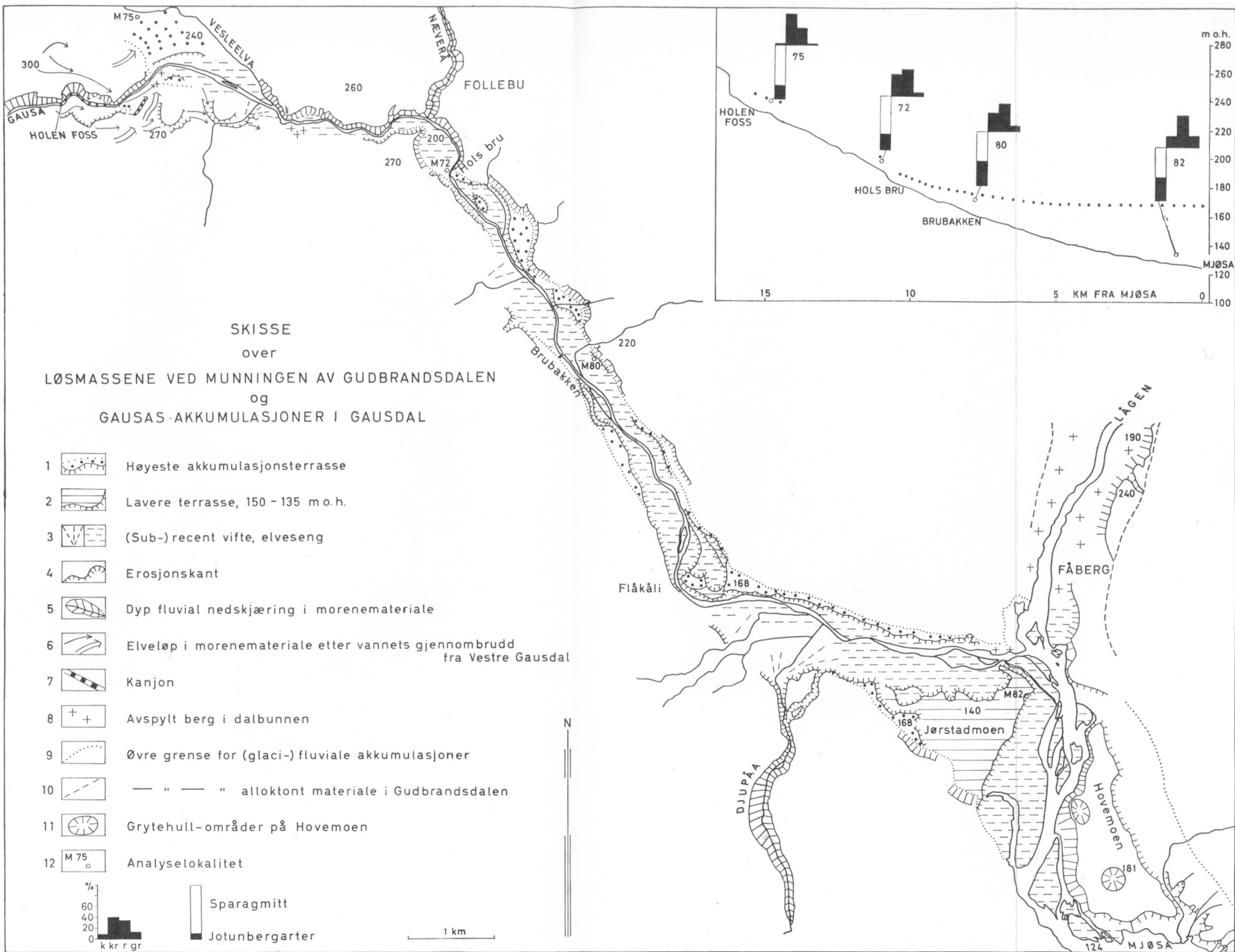


Fig. 29.



Fig. 30. Deltaskiktning i Gausas sen-glaciale akkumulasjon nær Mjøsa. Terrassehøyde ca. 135 m o. h. Lokalitet for S 82, M 82.

*Late-glacial delta of the river Gausa, gravel pit near lake Mjøsa.
Top-set at ca. 135 m a. s. l. Locality 82 of fig. 29.*

For å forstå denne store akkumulasjonen må en huske at Gausa dengang drenerte store deler av Vinstras nedslagsfelt. Like avgjørende som vann, var store løsmasser som antakelig befant seg i V. Gausdal. Nedenfor er omtalt hvorfor moreneleira i Kalstaddalen og Ø. Gausdal neppe var den viktigste materialkilden.

Ved utløpet av Rinda er den høyeste fluviale akkumulasjon etter dreneringen over passet i Saksumdalen 190 m o. h. (Enger). Også her finner man deltaskiktning.

Selv om erosjonssporene er rikelige, og akkumulasjonene stort sett typiske, er materialstudier også i Gausdal nødvendig for å forstå løsmassenes genesis.

Som i Gudbrandsdalen kan det skilles mellom autoktont og alloktont materiale, og etter nøyaktig de samme kriterier (fig. 3). Det viser seg nemlig at alle moreneavleiringer består av autoktont materiale med mulig

unntak av mindre forekomster nær dalmunningen, og det samme gjelder alt fluvialt materiale som ikke er avleiret av Gausa.

Alloktont materiale opptrer først og fremst i de formklare fluviale akkumulasjoner etter Gausas gjennombrudd, bygd opp til ca. 250 m o. h. som vifte ved munningen av Kalstaddalen, som erosjonsrester i dalbunnen ned til Follebu og herfra til Mjøsa som sammenhengende terrasser. Dessuten sees spredte avleiringer etter en høyere drenering langs Gausa, særlig i de nevnte lateralspor. Her og der fins også mange jotunbergarter i moreneleira, men disse synes alltid å befinne seg nær overflaten og antas derfor være sekundære. Alloktont materiale er ikke funnet høyere enn 300 m o. h.

Mens det alloktone materialet i Gudbrandsdalen har en usikker opprinnelse, viser steintellinger at det alloktone materialet i Gausdal har fulgt Gausa og dermed kommet fra V. Gausdal. Tellinger i Vesleelva, altså før Gausa kommer inn i Ø. Gausdal, viser at jotunbergartene opptrer i samme antall som i vanlig autoktont materiale, nemlig under 3 % (S 77, 78). Av dette følger også at det høye innhold av jotunbergarter i alloktont materiale ikke (bare) kan skyldes en anrikning av disse bergarter fordi de motstår slitasje bedre enn sedimentære bergarter. Hvis det – mot formodning – skulle finnes horisonter i moreneleira med jotunbergarter, ville disse naturligvis gi en anrikning i de fluviale sedimenter, men da slike utenom overflaten ikke er funnet, kan de ikke ha avgjørende betydning.

Meget interessant er økningen av rundetheten i distal retning. Morfoqram av de alloktone sedimentene innerst ved Kalstaddalen tilsvarer morfogram for glacifluvialt materiale, mens avrundingen 15 km lengre ute er typisk fluvial (fig. 29). Analysene antyder at avrundingen tiltar jevnt på denne strekningen.

Mens det i områdets autoktone steinmateriale sjelden fins over 3 % jotunbergarter, opptrer disse svært rikelig i Gausas avleiringer, opptil 50 %. Bemerkelsesverdig er det at det ved Rindas glaciale delta i Mjøsa også opptrer nesten 50 % av disse bergartene i steinfraksjonen (fig. 3), og at det samme gjelder Vinstras senglaciale vifte i Gudbrandsdalen (etter Mangerud ca. 60). Dette viser for det første jotunbergartenes evne til å motstå transport siden disse tre lokaliteter ligger mer enn 25 km fra nærmeste jotundekke, Rinda og Gausa vesentlig mer (sml. fig. 3).

Dernest avspeiler bergartsammensetningen, som er så ulik sammensetningen i andre avleiringer i disse områdene, tre epoker av Vinstras dreneringshistorie under avsmeltningstida. Som nevnt ble smeltevann

fra Vinstra først drenert under isen gjennom Espedalen–Vestre Gausdal–Saksumdalen til Mjøsa. Etter områdets skuringsstriper å dømme svarer denne retningen med siste isbevegelse, og isoverflaten hullet derfor denne vei. Dette forhold, og de mektige morenefyllinger i Skåbu og Kalstaddalen, hindret drenering gjennom henholdsvis Vinstradalen og Ø. Gausdal (fig. 7).

Omsider brast demningen i Kalstaddalen og vannet drenerte da, som omtalt foran, ut i Ø. Gausdal. Tredje etappe ble innledet da vannet fra Vinstras øvre del skar seg gjennom løsmassene i Skåbu, og Vinstra fikk det løp den har i dag.

Sammendrag av isavsmeltningsforløpet og de forskjellige glacifluviale avleiringer i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal.

Hittil er isavsmeltingen nevnt mange ganger, men uten noen sam- lende oversikt over forløpet slik dette kan tydes ut fra de foreliggende observasjoner. Observasjonene forteller lite om avsmeltingen mens isen var aktiv. Skuringsstriper viser at isen i store trekk fulgte hoveddalførene mot SØ, konvergerende mot Mjøsa. Men enkelte skuringsstriper på skrå av dalen røper at isbevegelsen – selv på slutten av nedisningen – ikke var særlig avhengig av Gudbrandsdalens slyngete forløp (fig. 7).

Bevarte dødisformer i dalsider og på vidda antyder at isbevegelsen opp- hørte mens isen enda dekket vidde og daler. Antakelig rant nedbør- og smeltevann nå vesentlig supraglaciale i isoverflatens regionale helnings- retning, som må ha vært mellom S og SØ. Så snart fjell og vidde begynte å stikke opp av den nedsmeltende is, fant vannet vei ned mot hoveddalens bunn under isen. Oftest fulgte vannet sidedalene, men det nådde ikke dalbunnen før i hoveddalen, hvor subglaciale kanaler allerede var etab- lert. Spor etter drenering i tunneler langs hoveddalen er de lagdelte av- leiringene med alloktont materiale ved Fåvang, Tretten, Øyer og Hove- moen.

Smeltevann fra sidene akkumulerte på vei til hovedløpet autoktont materiale, som eskers på vidde eller i dalsider (Vestad), som vifter nær dalbunnen der akkumulasjonsbasis ble nådd (Frya, Våla, Tromsa, Bryns- åene). Drenering fra sidene og langs dalen foregikk samtidig slik at materiale transportert langs dalen stadig ble iblandet autoktont fra sida. Likevel avtar antall jotunbergarter påfallende lite i distal retning.

Mens denne drenering foregikk antas den lokale erosjonsbasis å være

bestemt av forholdene lengre S, muligens av havnivået ved Minnesund (marin grense 192 m o. h.). Erosjonsbasis synes å senke seg nedover Gudbrandsdalen fra ca. 280 m o. h. ved Fåvang til ca. 250 ved enden av dalføret, noe som gir en gradient på ca. 0,6 m/km.

Oppå dalbunnens subglaciale avleiringer ligger et teppe av alloktont materiale avleiret til ca. 400 m o. h. i Ringeby, synkende til ca. 260 i Fåberg. Dette materialet er knyttet til en omfattende avspyling som nådde litt høyere. Også denne dreneringen kan ha vært avhengig av den samme regionale erosjonsbasis siden akkumulasjonen når opp til 260 m o. h. i Fåberg. I så fall kan dreneringen ha vært samtidig med den subglaciale. Men det er også mulig at materialet først ble skyllet fram noe senere, forårsaket f. eks. av en tapningskatastrofe lengre N i dalføret.

De diffuse formelementer som denne dreneringen etterlot seg, må være spor etter englaciale vannstrømmer. Mye av materialet er derfor ablasjonsmateriale.

Etterhvert ble isresten i dalen så opptært at vannet helt fulgte terrenget. I dalsidenes nedre deler ble det avleiret store sand-grus-mengder vasket ut av bunnmorenen høyere opp. Heller ikke denne aktiviteten ga tydelige formelementer.

Da erosjonsbasis sank, skar elver og bekker seg kraftig ned i sine tidligere akkumulasjoner, og det foregikk en storstilt omleiring av det glaciogene materialet. Denne prosess foregår enda.

Forholdene i Saksumdalen og Gausdal forteller at de siste isrester i området – antakelig i Østre Gausdal og Mjøsa – forsvant da Mjøsa i N sto ca. 170 m o. h. Etter HAFSTEN (1958) var de S-lige deler av Mjøsa isfrie allerede i preboreal tid med havstand ca. 130 m o. h. i Oslo-området, men det kreves flere observasjoner, ikke minst til bestemmelse av landhevningisobasene, før disse områdene kan korreleres.

Summary.

Deglaciation and classification of glaciogene material in lower Gudbrandsdal and Gausdal, Central Norway.

In the present paper are published some preliminary results of a study on glaciogene material in two strongly glaciated valleys in Central Norway, namely Gudbrandsdalen and Gausdal. Particular attention has been paid to petrographic, morphometric and granulometric analyses that give information of the origin and transportation of the material.

At an early stage of the study it was noticed that, in Gudbrandsdalen, deposits that granulometrically should be classified as glacial till contained water-worn pebbles in conspicuous quantities. This observation necessitated a systematic investigation of the relation between the petrographic composition and morphometric properties in general, particularly of the pebble size. The pebble material is classified into two groups according to the distance travelled. This simple grouping is favoured by the distribution of the geological units from which the material derive. The local component consists of various sparagmites occurring within the investigated area. The far-travelled component consists of igneous and metamorphic rocks from the far-off Jotun nappes and associated complexes.

According to the content of far-travelled material the deposits are classified into two major groups, *autochthonous* deposits, usually containing less than 3 % of Jotun rocks, and *allochthonous* deposits, containing 10 % or more of Jotun rocks.

The petrographic composition of the pebbles gives a rough idea of the travelled distance of the material. In order to get an idea about the mode of transport (either by ice or by water), the roundness of the pebbles was investigated. Several systems of classification were considered, and the most simple one turned out to be the most useful. The pebbles were classified into four groups on the basis of visual comparison with a carefully chosen standard set. The groups are:

1) Angular, 2) subangular to subrounded, 3) rounded, and 4) well rounded.

The corresponding abbreviations in the Norwegian text and in morphograms are: 1) k, 2) kr, 3) r and 4) gr.

The groups 1) and 2) include material that essentially has been transported by ice, however, in the case of group 2) there are certain reservations. The groups 3) and 4) include water-worn material. The reservation concerning group 2) is that a certain portion of the subangular or subrounded material in some cases seems to have been transported a considerable distance by running water in englacial or superglacial channels. On the other hand, a transport by swift streams over rocky ground, or over boulder-covered river-beds seems to result in the pebbles becoming rounded after a few kilometres or less.

The combined petrographic, morphometric and granulometric analyses resulted in a very complicated picture. As the morphological features of the deposits in Gudbrandsdalen are not in many cases conclusive as

regards their mode of formation, the author attempted a classification of the deposits according to the results of the combined analyses. His classification comprises two major groups, each with three subdivisions (fig. 6):

- Aa – Autochthonous moraine, dominated by local and subangular (and angular) material. The group comprises all kinds of till, except a certain kind of lodgment till (Flint, 1963, p. 121) at the bottom of the main valley (Ba).
- Ab – Autochthonous fluvioglacial deposits. The material is of local origin, pebbles are mostly of subangular – to subrounded shape. The material, derived from till, has been washed and transported by water for a short distance only, and is accumulated in subglacially formed fans and eskers transversal to the main valley.
- Ac – Autochthonous fluvial deposits. About 50 % of the pebbles are rounded or well rounded. The material originates from till and has been rounded during a subaerial water transport, and accumulated in alluvial fans and river beds during postglacial time.
- Ba – Allochthonous moraine. The material can be described as till with numerous frequent rounded pebbles. The roundness is due to a fluvioglacial transport in the past, before being embedded in the till. This is no ordinary ablation till. The rounded pebbles, being mostly of far-travelled origin, and the occurrence at lower levels only, leads to the impression that the water-transport went on subglacially, while the ice was still moving.
- Bb – Allochthonous fluvioglacial deposits. Morphometrically analogous to Ac. This material was deposited in great meltwater channels, englacially and subglacially, along the lower parts of the main valleys. The frequency of rounded and far-travelled pebbles is distinctly higher than in the material of group Ab.
- Bc – Allochthonous fluvial deposits. 70 % or more of the pebbles are rounded and the material has been transported subaerially by running water for a long distance.

Sharp boundaries between the various morphological elements are rare in the field. Similarly, there are no sharp limits between the groups and subdivisions of the classification above when applied to the actual deposits. This diffusive nature illustrates the complexity of the mode of formation of the quaternary deposits in this part of Norway.

Several interesting relations emerge from the combined analyses of

the material. The allochthonous material is found only at a low level within the main valleys, up to 200 m above the valley bottoms. Further, the allochthonous component of the pebble size apparently is more rounded than the autochthonous component. In conclusion, the allochthonous material seems to have been transported along the valley at a low level, i. e. subglacially, and to a great extent by water. The relative frequency of rounded, allochthonous pebbles embedded in till indicate that the subglacial drainage went on at a time when the ice was still active. All the tributary valleys, on the contrary, were partly filled with autochthonous till, and neither glacial flow nor important drainage seem to have occurred during the active stage of glaciation. Huge quantities of till still remain in several of these small, deeply incised tributary valleys (fig. 7). The mammoth fossils, most of which are found in fluvioglacial deposits, are believed to have been washed out from such till deposits in places protected from glacial erosion, indicating that interglacial deposits, if such are still present, are to be found in the small, deeply cut tributary valleys.

The large-scale morphology of the area is not the subject of this paper. However, a few features may be mentioned. A cross section of the main valley shows a characteristic profile of the bedrock.

A younger, narrower depression is cut into the bottom of the wider, older U-shaped valley. The morphology of the main valley and the tributary valleys indicate that the wide profile is a modified interglacial valley, and the narrow, deep, central part has been removed by glacial erosion during the last ice age.

The intersection of the older and the younger profile is represented by a bedrock ledge along the lower part of the valley sides. The above mentioned small and deep tributary valleys enter the main valley on this ledge. This typical morphological feature is seen in figs. 11 and 18. The slope from the ledge down to the sediments, which fill the younger valley, is steeply inclined and bedrock is often exposed. A well sorted sediment type (sand and gravel) is deposited on this ledge, mostly washed out from the autochthonous till of the valley sides above by brooklets entering the margins of the dead ice.

The youngest morphological feature of the Gudbrandsdalen district consists of gullies and ravines in the valley slopes and accumulations of landslide or avalanche material at the foot of the slopes. The displacements occur very irregularly during heavy rainfalls. In 1789, the great catastrophe year in Central Norway, rainfalls of extreme intensity and

duration caused innumerable landslides, and large areas in Gudbrandsdalen were partly remodelled. Within two communities in the upper part of the valley, namely Vågå and Fron, about $\frac{1}{4}$ of all cultivated land was destroyed by landslides, river erosion, and floods. The landslide material consists mostly of lodgment till of the type Aa. Prehistoric landslides have also evidently occurred. As a consequence, landslide material and flood sand is often found along the valley bottom and the lower part of the slopes, covering deposits of another kind.

An outline of the drainage history is given in the last chapter. At the time when part of the high mountain region became ice-free, and when ice still filled the valleys, a strong englacial and subglacial drainage started through the valleys. Primary dead ice deposits are present all over the area between the mountains and valley bottoms, and indicate that the ice became dead at this early stage. Fluvioglacial deposits, earlier supposed to represent end moraines, are traces of this drainage.

Toward the end of the deglaciation period, a number of terrace-like accumulations got their primary shape. Their base is supposed to have been influenced or directly imposed by the ever sinking sea level far to the south.

Litteratur.

- Balteskard, P. E.* 1958: Isavsmeltningen i fjellområdet sydøst for Rondane. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Bergersen, O. F.* 1963: Geomorfologiske og kvartærgeologiske studier i nedre Gudbrandsdalen. – Hovedoppg. i naturgeogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Cailleux, A.* 1947: L'indice d'émoussé: définition et première application. – C. R. Somm. Géol. France (cit. Reichelt).
- Enger, K. A.* 1964: Vestre Gausdal i kvartærtiden og spesielt under isavsmeltningen. – Hovedoppg. i naturgeogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Flint, R. F.* 1963: Glacial and Pleistocene Geology. – N. Y.
- Gjessing, J.* 1955: Orientering om noen isavsmeltningstudier som er i gang i Østlandets fjelltrakter. – Norsk Geol. Tidsskr. 35.
- 1960: Isavsmeltningstidens drenering. – Ad Novas 3.
- Hafsten, U.* 1958: Jordbrukskulturens historie i Oslo- og Mjøstrakten belyst ved pollenanalytiske undersøkelser. – Viking 21/22.
- Heintz, A.* 1962: Tre nye mammutfunn i Norge. – Norsk Geol. Tidsskr. 42.
- Holmsen, G.* 1955: De fem jordartsregioner i Norge. – NGU 195.
- 1960: Østerdalen. – NGU 209.
- Holtedah, H.* 1950: A study of the topography and the sediments of the continental slope west of Møre, W. Norway. – Bergen Univ. Årbok.
- 1955: On the Norwegian Continental Terrace etc. – Bergen Univ. Årbok.

- Holtedahl, O.* 1953: Norges Geologi. – NGU 164.
 — 1960: Geology of Norway. – NGU 208.
- Jäckli, H.* 1957: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – Bern.
- Køster, E.* 1960: Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. – München.
- Lunde, T.* 1956: Isavsmeltingen i et område sør for Sjødalen. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Lundquist, G.* 1940: Bergslagens minerogena jordarter. – Sveriges Geol. Unders. 34.
 — 1957: i *N. H. Magnusson, E. Granlund og G. Lundquist: Sveriges Geologi.* – Stockholm.
- Låg, J.* 1948: Undersøkelser over opphavsmaterialet for Østlandets morenedekker. – Medd. fra Det Norske Skogforsøksvesen 35.
- Mangerud, J.* 1962: Geomorfologiske og kvartærgeologiske studier i og omkring midtre Gudbrandsdal. – Hovedoppg. i geomorfologi – kvartærgeologi ved Univ. i Bergen. (Unpublished).
 — 1963: Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal. – NGU 223.
- Mannerfelt, C. M.:son* 1945: Några glacialmorfologiska formelement. – Geogr. Ann. 27.
- Moldekleiv, F.* 1952: Kvartærgeologisk undersøkelse av Ringebufjellens sydøstre del. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Pettijohn, F. J.* 1949: Sedimentary Rocks. – N. Y.
- Ramsli, G.* 1947: Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. – Norsk Geogr. Tidsskr. 11.
 — 1948: Kvartærgeologiske undersøkelser i Skåbu og Espedalen. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Reichelt, G.* 1961: Über Schotterformen und Rundungsgradsanalyse als Feldmethode. – Pet. Mitt.
- Rekstad, J.* 1895: Bræbevegelsen i Gudbrandsdalen mod slutningen af istiden. – Arch. Math. Naturv. 17.
 — 1896: Mærker efter istiden i det nordlige Gudbrandsdalen. – Arch. Math. Naturv. 18.
 — 1898: Mærker efter istiden i Gudbrandsdalen. – Arch. Math. Naturv. 20.
- Samuelsen, A.* 1953: Innlandsisens avsmeltning i fjellstrøket mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen. – Norsk Geogr. Tidsskr. 14.
- Selmer-Olsen, R.* 1954: Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. – NGU 186.
- Sunde, K.* 1954: En undersøkelse av isavsmeltingen innen Stor-Elvdalens vestre fjellområde. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Valeton, J.* 1955: Beziehungen zwischen petrographischer Beschaffenheit, Gestalt und Rundungsgrad einer Flussgerölle. – Pet. Mitt.
- Vogt, J.* 1943: De terrasseformede morener ved Lillehammer. – Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo. (Unpublished).
- Werenskiöld, W.* 1911: Fjeldbygningen inden rektangelkartet Søndre Frons omraade. – NGU 60.

Tabell 1. *Skuringsstriper* (egne observasjoner).

Henv. til nr. på kart fig. 7	Lokalitet	H. o. h.	Retning 360° korrigert misvisning
1	1 km N for Nordstulen, Ringebu	940	145
2	Gutu, Ringebu	360	16 og 180
3	2 km N for Vestad, Ringebu	500	148 – 167
4	Røen, Ringebu	600	145
5	Hilstad, Tromsdalen	600	163
6	Øvre Præstangen, Fåvang	300	159
7	Bonnsæter, V for Losna	640	163
8	Kleva, N for Tretten	600	164
9	Musdalslien, Tretten	400	163
10	Lassesæter, Tretten – Gausdal	600	163
11	Rindal, Øyer	360	146
12	Peer Gyntveien, Fagerhøy–Fyksensæter	1000	136 – 157
13	Maihaugen, Lillehammer	220	145
14	Gausa bru, Fåberg	140	134
15	Gustum, Fåberg	250	142 – 146
16	Trosset, Fåberg	290	144
17	Hols bru, Østre Gausdal	200	130 – 138
18	Holen foss, Østre Gausdal	260	112
19	1 km V for Follebu kirke	450	134
20	Liseter, Østre Gausdal	820	140 – 150
21	Austli fjellstue, Østre Gausdal	840	130

Tabell 2. Kornfordelingsanalyser.

Det er regnet ut Md og So bare for de analyser som har under 30 % stein/blokker (fraksjoner større enn 20 mm).

Forkortelser: gl.fl. – glacifluvial

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	> 20 mm	Md	So
1	Guriberget, Frydalen	morene	450		1,1	2,26
2	Våla, recent vifte	fluvial	200	75%		
3	Ved Våla	gl.fl.	260		0,03	0,58
4	→	»	»	75%		
5	Brenna, Kjønnåsen	morene	250	75%		
6	Prestegarden, Ringebu	skred	300		0,8	2,00
7	Venabygd kirke	gl.fl.	600		0,1	0,75
8	→	»	»	50%		
9	Prestbekken, Ringebu	morene	300	50%		
10	→	»	»		0,45	1,59
11	Ringebu realskole	gl.fl.	220		0,06	0,33
12	→	»	»		1,55	1,33
13	→	»	»		0,28	0,36
14	→	»	»		0,75	0,96
15	→	»	»		1,05	1,08
16	→	»	240		1,5	1,00
17	→	»	220		0,018	0,84
18	Dørfossen, Våla	morene	970	75%		
19	Ved Våla	gl.fl.	300		0,18	0,35
20	→	»	»		0,09	0,34
21	Skjeggestad, Ringebu	morene	220	30%	3,1	0,79
22	Kaus, Ringebu	»	600		0,5	1,95
23	Brandstadelv bru	gl.fl.	380	30%	1,6	1,10
24	→	»	»		0,016	0,63
25	Bråten, Ringebu	morene	600	25%	1,7	1,43
26	Ved Tromsa, N-sida	gl.fl.	300		1,25	0,48
27	Trøståker, Ringebu	»	220		1,65	0,61
28	→	»	»		1,2	0,77
29	Ved Tromsa, N-sida	morene	340		0,95	2,04
30	→, over 29	»	»	60%		
31	→, S-sida	»	560	30%	1,7	1,28
32	Aasen, Strandelva	»	500		3,3	1,94
33	Lauvåsen, Forbunds fjell	»	800	50%		
34	Ranklev, Ringebu	skred	420		0,8	1,90
35	Elstad, Ringebu	gl.fl.	230		0,5	0,36
36	→, over 35	»	»		0,73	1,59
37	→	»	250		0,2	1,73
38	Ved Tromsa, S-sida	»	220	75%		
39	→, recent vifte	fluvial	200	25%	5,5	0,70
40	Sagåa, Hunder	morene	240		0,17	2,00
41	Ved Tromsa, S-sida	»	300		8,5	1,02
42	→	»	330		3,5	1,15
43	Borgeneset, Losna	gl.fl.	250		0,4	0,40
44	Ved Moelva, Fåvang	morene	250		8,5	0,82
45	Moheim, Fåvang	gl.fl.	275		2,2	1,32
46	→	»	»		0,7	0,46
47	Ved Moelva	morene	640		1,5	1,51

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	> 20 mm	Md	So
48	Linvikbekken, Fåvang	»	210		0,1	0,44
49	—»—	»	»		2,5	1,10
50	Aarneslien, Fåvang	skred	250		1,9	1,62
51	Grustak, Fåvang stasjon	gl.fl.	220	30%	11,0	0,8
52	Lønes, Fåvang	»	240		4,0	1,3
53	—»— , under 52	»	»		0,5	1,36
54	Ved Moksa	morene	260		0,16	0,53
55	—»— , under 54	»	»		0,15	0,35
56	Kvam, Øyer	skred	400		0,45	2,36
57	Musa, Tretten	»	270		1,1	1,74
58	Svingvoll, Østre Gausdal	gl.fl.	500		0,4	0,75
59	800 m SØ for Skeikampen	morene	700		1,7	1,48
60	Innenfor Husemoen, Hunder	gl.fl.	225		6,0	0,56
61	Skog, Fåberg	morene	240		0,3	2,52
62	3 km N for Svingvoll	»	600		0,036	2,13
63	—»— , under 62	»	»		0,35	0,67
64	Mo, Tretten	»	340		0,5	1,03
65	Ved Moksa, Tretten	»	640		0,5	2,15
66	Rindal, Øyer	gl.fl.	390		4,5	1,32
67	Sagåa, Hunder	morene	240		0,66	2,11
68	Trosset, Fåberg	»	180		0,03	1,94
69	Hols bru, Gausdal	»	200		0,04	1,85
70	Djupåa, Fåberg	»	350		0,05	2,25
71	Flåkåli bru, Gausdal	»	150		0,25	2,42
72	Onsum, Fåberg	»	300		0,2	1,69
73	Brubakken, Gausdal	»	190		0,15	1,85

Tabell 3. *Steintellinger og rundethetsanalyser*

Forkortelser: gl.fl. = glacifluvial
 sp. = sparagmitter (med kvarts og kvartsitt der disse ikke er skilt ut).
 jo. = jotunbergarter
 kv. = kvartsitter
 (B) = blokker (større enn 20 cm)
 u. = ubestemt

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
1	Fåvang st. grustak	gl.fl.	200	sp. 79 jo. 21				
					100	1	36	55 8
2	Tromsnes	»	200	sp. 88 jo. 6 u. 6				
					100	8	75	17 0
3	Moelva, Fåvang	morene	250	sp. 98 jo. 2				
					100	28	63	9 0
4	Våla	gl.fl.	290	sp. 92 jo. 5 u. 3				
					100	10	73	17 0
5	Mo, Tretten	morene	300	sp. 88 jo. 12				
					100	38	43	18 1
6	Ø for Mo, Tretten	morene	410	sp. 97 jo. 2 u. 1				
					100	22	70	8 0
7	Tretten bru, grustak	gl.fl.	200	sp. 86 jo. 14				
					100	1	30	61 8
8	—»—	»	»	sp. 82 jo. 17 u. 1				
					100	1	30	59 10
9	—»—	»	»	sp. 83 jo. 17				
					100	5	30	51 14

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
10	Løsnes, Fåvang	gl.fl.	230	sp. 81 jo. 18 u. 1				
					100			
11	Øyer, N i esker	»	200	sp. 87 jo. 12 u. 1				
					100	13	44	37 6
12	Rindheim, Tretten	»	250	sp. 72 jo. 27 u. 1				
					100	6	42	47 5
13	Åsletten, Øyer	»	200	sp. 83 jo. 15 u. 2				
					100	9	46	39 6
14	Gausa, Jørstad sandtak	»	130	sp. 70 jo. 30				
					100	2	38	46 14
15	→	»	»	sp. 54 jo. 42 u. 4				
					100			
16	Som 1	»	200	sp. 76 jo. 20 u. 4				
					100	2	38	46 14
17	Som 7	»	200	sp. 82 jo. 17 u. 1				
					100	1	39	50 10
18	Som 4	»	290	sp. 96 jo. 2 u. 2				
					100	15	64	21 0

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
19	Brynsåene, sandtak	gl.fl.	215	sp. 97 jo. 2 u. 1	100	38	48	12 2
20	Hovemoen, Fåberg	»	170	sp. 89 jo. 11	100			
21	Haugsvveen, Ringebu	»	600	sp. 98 jo. 1 u. 1	100	18	71	11 0
22	Frya	»	200	sp. 90 jo. 9 u. 1	100			
23 (B)	Hovemoen, Fåberg	»	170	sp. 79 jo. 21	100			
24	Tromsa, NØ for Brenna	morene	300	sp. 96 jo. 4	100			
25	Moheim, Fåvang	gl.fl.	290	sp. 82 jo. 17 u. 1	100			
26	Brandstadelv bru	»	380	sp. 82 jo. 15 u. 3	100			
27 (B)	»-»	»	»	sp. 82 jo. 16 u. 2	100			
28	Tullirydningen, Fåvang	morene	640	sp. 99 jo. 1	100			

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
53	Svingvoll, Østre Gausdal	gl.fl.	450	sp.	100			
54	Grasdalselva, Peer Gyntvei	»	980	sp.	97			
				jo.	3			
					100			
55	Jørstadmoen, Fåberg	»	135	sp.	44			
				jo.	50			
				u.	6			
					100			
56	Øyer, S i esker	»	200	sp.	89			
				jo.	9			
				u.	2			
					100			
57	Åsletten, Øyer	»	200	sp.	87			
				jo.	11			
				u.	2			
					100			
58	Skog, Fåberg	morene	235	sp.	94			
				jo.	5			
				u.	1			
					100	5	56	28 11
59	Vestad, Ringebu	gl.fl.	480	sp.	96			
				jo.	3			
				u.	1			
					100	14	77	8 1
60	Våla	»	340	sp.	99			
				jo.	1			
					100	12	66	19 3
61	Kjønnåsen, Ringebu	»	280	sp.	84			
				jo.	14			
				u.	2			
					100	7	54	28 11
62	Brandstadelv bru	»	380	sp.	98			
				jo.	1			
				u.	1			
					100			

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
63	Brandstadelva	gl.fl.	290	sp. 78 jo. 20 u. 2				
					100	20	36	36 8
64	Våla, recent vifte	fluvial	190	sp. 99 jo. 1				
					100	0	62	30 8
65	—>—	»	»	sp. 94 jo. 3 u. 3				
					100	2	44	42 12
66	—>—	»	»	sp. 99 jo. 1				
					100	4	51	34 11
67	—>—	»	»	sp. 98 jo. 2				
					100	4	55	33 9
68	Ensby, Øyer	gl.fl.	230	sp. 91 jo. 9				
					100			
69	—>—	»	240	sp. 90 jo. 10				
					100			
70	—>—	»	255	sp. 95 jo. 5				
					100			
71	—>—	»	265	sp. 99 jo. 1				
					100			
72	Hols bru, Gausdal	»	200	sp. 57 kvarter 14 jo. 29	0	24	28	5 0
					100	0	42	50 8

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
73	Hols bru, Gausdal	morene	210	sp. kvarts kv. u.	72 23 3 2	7 0 0 0	59 23 3 2	6 0 0 0
					100	7	87	6 0
74	→	fluvial	190	sp. kvarts jo. u.	57 5 37 1	2 0 0 0	15 3 6 1	33 2 26 0
					100	2	25	61 12
75	Segalstad bru, Gausdal	gl.fl.	240	sp. kvarts kv. jo.	54 18 3 25	2 1 0 0	32 13 3 11	17 4 0 13
					100	3	59	34 4
76	Munningen av Kalstaddalen	morene	270	sp. kvarts jo.	92 5 3	16 0 0	67 4 2	9 1 1
					100	16	73	11 0
77	Vesleelva, 100 m NV for 75	fluvial	240	sp. kvarts jo.	79 19 2	0 0 0	25 11 1	39 8 1
					100	0	37	48 15
78	→ , kontrolltelling	»	»	sp. jo.	99 1			
					100			
79	Ingridå bru, Gausdal	»	170	sp. jo.	97 3			
					100			
80	Brubakken, NØ for Gausa	gl.fl.	165	sp. kvarts kv. jo.	39 6 9 46	0 0 0 0	18 2 5 10	17 3 4 30
					100	0	35	54 11
81	→ , kontrolltelling	»	»	sp. kvarts kv. jo.	31 3 12 54			
					100			

Nr.	Lokalitet	Avleiring	M o. h.	Bergart	k	kr	r	gr
81 a)	Brubakken, NØ for Gausa, 100 sparagmitter	gl.fl.	165	sp.	100	1	39	51 9
81 b)	→→ , 100 jotunbergarter	»	»	jo.	100	0	28	60 12
82	Vollbakken sandtak, Fåberg	»	130	sp.	23	0	4	11 8
				kvarts	11	0	3	7 1
				kv.	23	0	6	13 4
				jo.	43	0	8	27 8
					100	0	21	58 21
82 a)	→→ , 100 sparagmitter	»	»	sp.	100	0	17	68 15
82 b)	→→ , 100 kvarts og kvartsitter	»	»	kv.	100	0	19	71 10
82 c)	→→ , 100 jotunbergarter	»	»	jo.	100	0	17	72 11
83	Austli fjellstue, Ø. G.	morene	820	sp.	98			
				jo.	2			
					100			
84	2 km N for Svingvoll	»	540	sp.	84	10	64	10 0
				kvarts	14	2	9	3 0
				jo.	2	0	1	1 0
					100	12	74	14 0
84 a)	→→ , 100 sparagmitter	»	«	sp.	100	12	78	12 0
85	Frya, lavt i snittet	gl.fl.	210	sp.	95			
				kvarts	3			
				jo.	1			
				u.	1			
					100	3	61	31 5
86	→→ , høyt i snittet	»	240	sp.	89			
				kvarts	4			
				jo.	7			
					100	9	71	24 6
87	Onsum, Fåberg	morene	300	sp.	90			
				jo.	10			
					100			
88	→→	»	330	sp.	99			
				jo.	1			
					100			

Age determination of Norwegian minerals up to March 1964.

By
OLAF ANTON BROCH

Abstract.

A summary of absolute age determinations of Norwegian minerals and rocks up to March 1964. Map of localities, diagrams and analysis of the data. Major orogenies occurred at ~ 900 , ~ 400 and possibly at ~ 575 m. y. K/Ar time, volcanogenies at 580 and ~ 250 m. y. Anorogeny occurred at 675 m. y. \pm , after ~ 300 m. y., and possibly at 500 m. y. \pm . Indistinct and uncertain events at ~ 2700 , ~ 1800 , (~ 1400), 1100 (-1050) and 850–800 m. y. are discussed.

During the years 1958–64 absolute age determinations of biotite and muscovite separated from a number of Norwegian rocks were carried out by the “Laboratory for pre-Cambrian Geology” in Leningrad under the leadership of E. K. Gerling, S. V. Obruchev and A. A. Polkanov.

The late A. A. Polkanov, Academician, Director of the Laboratory for pre-Cambrian Geology, suggested in a letter dated 8th July 1958 to the director of the Geological Survey of Norway that cooperation between the Survey and the Laboratory might be started in order to provide certain geochronological data to be presented at the International Geological Congress in Copenhagen in 1960. The project soon materialized and work went on without much interruption for some time even after the Congress. However, it now seems necessary to bring it to a conclusion; at least a substantial reduction must be foreseen, since an intrinsic part of the original motivation obviously does not exist any more.

The present paper is a brief summing up with a few trivial remarks, but without any pretensions of exhaustive evaluation and utilization of the data presented. Some of these data have been published and commented on by Neumann (l.c.) and by Polkanov (l.c.).

Rock samples for age determinations were collected by the Survey, mostly in connection with routine field work. Further samples were obtained from museums and geologists outside the Survey. Excursions for the sole purpose of procuring samples could be made only to a very limited extent, therefore the collection is not as complete and systematic as one might wish. – The separation of micas and the alkali determinations were done by the Survey under the supervision of Mr. Chr. Dick Thorkildsen, geologist, and Mr. Roar Solli, analyst, respectively. The present writer was in charge of the provision of rock samples and the correspondance with the Laboratory in Leningrad. – As may be seen from the reports of the “Laboratory for pre-Cambrian Geology” (copied as tables no. 4, 5 and 6 in the present paper) the K/Ar-method was employed, in two instances controlled by Rb/Sr-measurement.

The localities of the samples are shown on the map fig. 2 as dots with age numbers (in m. y.). On the same map were, further, plotted (from Neuman’s (l.c.) complete list of 1960) localities of other available age determinations carried out according to various methods by various investigators. (Only those marked by Neumann with an asterisk were included. – Regarding 776 m. y. Kviteseid, and 882 m. y. Senomstad, see below.) To avoid congestion these age determinations were, unlike those of the Laboratory for pre-Cambrian Geology, not plotted individually and with age numbers, but summarily only, as circles 1–23. It should be understood that the circles denote localities only, without any systematic grouping. Each of them was drawn with the one object of enclosing as many sample localities as possible without the circle getting unduly large.

This procedure obviously called for a list not only of the determinations from the Laboratory for pre-Cambrian Geology, but also for lists of other age determinations. Consequently tables 1 and 2 were prepared. The latter include all known absolute age determinations of Norwegian minerals (rocks), and may be regarded as a supplement to Neumann’s complete list of 1960, which should be consulted by the reader for necessary details. Neumann (l.c.) also includes a discussion of the age determinations, as mentioned above.

Table 1. *Key to the circles on map fig. 2.*

For details consult Neumann's lists l.c. p. 174 and 189.

Circle 1 (Dab):	243 m. y. Thorite. Brevig. – 355 m. y. Thorite. Brevig. –
Circle 1 a (Db):	565 m. y. Biotite. Fen, Holla, Telemark. – 585 m. y. Biotite. Near Fen, Holla, Telemark. –
Circle 2 (Db):	216 m. y. Zircon. Trondheimsveien, Oslo. – 235 m. y. Molybdenite. Sørumsåsen, Røyken. – 259 m. y. Zircon. Trondheimsveien, Oslo. – 259 m. y. Biotite. Skoglyst, Drammen. – 284 m. y. Biotite. Sande, Vestfold. –
Circle 3 (D (E) b):	1105 m. y. Biotite. Lørenskog, Oslo.
Circle 4 (DEb):	615 m. y. Molybdenite. Thoreby, Varteig. – 839 m. y. Biotite. Iddefjord, Østfold. – 920 m. y. Uraninite. Karlshus, Østfold. – 929 m. y. Biotite. Heller, Askim, Østfold. – 965 m. y. Muscovite. Hyttåsen, Hobøl, Østfold. –
Circle 5 (Dc):	950 m. y. Biotite. Hedal church, Oppland. –
Circle 6 (Db (c)):	700 m. y. Molybdenite. Rollag, Nummedal. – 709 m. y. do. do. – 895 m. y. Sericite. Bjertnes feldspar quarry, Krødsherad, Buskerud. – 1041 m. y. Phlogopite. Snarum, Buskerud. – 1055 m. y. Muscovite. Near Spone church, Modum, Buskerud. –
Circle 7 (Db):	965 m. y. Biotite. North of Tinnsjø, Telemark. –
Circle 8 (Cb):	862 m. y. Molybdenite. Kobberruten, Bykle, Aust-Agder. –
Circle 9 (C (D) b):	621 m. y. Molybdenite. Tarjeisberg, Telemark. – 657 m. y. Molybdenite. Bandakslia, Telemark. – 676 m. y. Molybdenite. Riehammeren, Berge, Telemark. – 687 m. y. Molybdenite. Dalen, Telemark. – 691 m. y. do. do. – 915 m. y. Biotite. Tarjeisberg, Telemark. – 1560 m. y. Molybdenite. do. –
Circle 10 ((C) D (a) b):	880 m. y. Lepidolite. Tørdal, Telemark. – 900 m. y. do. do. – 950 m. y. Microcline. Tørdal. –
Circle 11 (CDa (b)):	815 m. y. Biotite. Sandå, s. Sundslia, Aust-Agder. –
Circle 12 (Dab):	450 m. y. Euxenite. Kalstad, Kragerø. – 530 m. y. do. do. – 940 m. y. do. do. – 980 m. y. do. do. – 1080 m. y. Biotite. Ødegården verk, Bamble, Telemark. –
Circle 13 (Da):	610 m. y. Thorite. Tvedestrand. – 679 m. y. Molybdenite. Hosås, Risør. – 840 m. y. Cleveite. Auselmyr, Holt, Aust-Agder. – 850 m. y. Biotite. Fevik, Aust-Agder. – 850 m. y. Biotite. Amtmannsvingen, Aust-Agder. – 870 m. y. Biotite. Flaten, Aust-Agder. – 925 m. y. Biotite. Flaten, Aust-Agder. – 935 m. y. Biotite. Tromøysundet, Aust-Agder. – 940 m. y. Biotite. Assevvann, Aust-Agder. – 1010 m. y. Biotite. Hisøy, Aust-Agder. – 1040 m. y. Biotite. Langsev, Aust-Agder. – 1060 m. y. Cleveite. Auselmyr, Aust-Agder. – 1070 m. y. Cleveite. Auselmyr. – 1085 m. y. Cleveite. Auselmyr. – 1090 m. y. Cleveite. Auselmyr. – 1090 m. y. do. do. – 1105 m. y. Biotite. Hisøy, Aust-Agder. – 1110 m. y. Cleveite. Auselmyr. – 1345 m. y. Biotite. Langsev, Aust-Agder. –
Circle 14 (CDa):	860 m. y. Biotite. Landvik, Aust-Agder. –
Circle 15 (Ca):	755 m. y. Gadolinite. Frikstad, Iveland, Vest-Agder. – 820 m. y. do. do. – 860 m. y. Muscovite. Iveland. – 882 m. y. Molybdenite, Tveit, Iveland. – 884 m. y. Blomstrandine, Kåbuland, Iveland. – 920 m. y. Blomstrandine. Kåbuland, Iveland. – 962 m. y. Molybdenite. Tuftan, Iveland. –
Circle 16 (Ca):	485 m. y. Euxenite. Rømteland, Vest-Agder. – 495 m. y. Thorite. do. – 560 m. y. Euxenite. do. – 740 m. y. Thorite. do. – 759 m. y. Biotite. Remesvig, Vest-Agder. – 760 m. y. Thorite. Rømteland. – 825 m. y. Biotite. do. – 830 m. y. Thorite. do. – 890 m. y. Uraninite. do. – 892 m. y. Uraninite. do. – 900 m. y.

Circle 17 (Bc):	Uraninite. do. - 910 m.y. Euxenite. do. - 920 m.y. Uraninite. do. - 920 m.y. Euxenite. do. - 920 m.y. Uraninite. do. - 425 m.y. Muscovite. Kvamsvåg, Alversund, Hordaland. -
Circle 18 (Cd):	385 m.y. Biotite. Dalsnibba, Romsdal. - 405 m.y. Biotite. Geiranger, Romsdal. -
Circle 19 (C(D) d (e)):	540 m.y. Molybdenite. Rødsand, Møre. -
Circle 20 (Ac):	395 m.y. Muscovite. Bleikvassli, Nordland. -
Circle 21 (Ad):	565 m.y. Molybdenite. Oterstrand, Gildeskål, Nordland. -
Circle 22 (Ac):	2290 m.y. Molybdenite. Vatterfjord, Lofoten, Nordland. -
Circle 23 (Aef):	423 m.y. Biotite. Røshagen, Selvåg fjord, Langøy, Vesterålen, Nordland. - 430 m.y. Biotite. Jægtbøgen, Langøy. - 450 m.y. Biotite. Storelva between Viksfjord and Geirsfjord, Langøy. - 575 m.y. Biotite. Between Sandnes and Sandnesodden, Langøy.

Table 2. *All known absolute age determinations (March 1964)* of Norwegian minerals; compare map, fig. 2 and diagram fig. 3, I.*

N = vide Neumann l.c. - L = determination carried out in the Laboratory for pre-Cambrian Geology, Leningrad. - Left out = age numbers not marked with an asterisk by Neumann and not plotted on the map fig. 1. - Circle 1, 2 etc.: see table 1, above (and the map fig. 1). Letters A, B. . . a, b. . . etc. indicate position on the map fig. 1.

Note. *Herefoss* granite was formerly called Birkeland granite. *Fevik* granite is the same as Fevig, Fævig and Grimstad granite. The *Østfold* granite (in Sweden: *Bohus* granite), formerly Smälens-(Smaalens-) granite has many local and commercial names, such as Iddefjord, Fredrikstad, Fredrikshald granite a. o. *Flå* granite (Flaa granite); obsolete names: Ådal (Aadal), Sperillen granite.

(136 m.y. Larvik. Left out. N). - (160 m.y. Barkevik. Left out. N). - (166 m.y. Låven. Left out. N). - **216** m.y. Oslo. Circle 2. Db. N., see table 7. - (231 m.y. Barkevik. Left out. N). - 235 m.y. Røyken. Circle 2. Db. N. - **243** m.y. Brevig. Circle 1. Dab. N., see table 7. - (244 m.y. Kragerø. Left out. N). - (250 m.y. Mørjefjord. Left out. N). - **259** m.y. Oslo. Circle 2. Db. N., see table 7. - **259** m.y. Drammen. Circle 2. Db. N., see table 7. - (269 m.y. Barkevik. Left out. N). - (279 m.y. Seiland. Left out. N). - **284** m.y. Sande. Circle 2. Db. N., see table 7. - (285 m.y. Barkevik. Left out. N). - (294 m.y. Seiland. Left out. N). - (310 m.y. Vats. Left out. N). - **315** m.y. Langesundsfjord. 315, Dab. N. L., see table 7. - (329 m.y. Seut. Left out. N). - (331 m.y. Fredriksværn. Left out. N). - **346** m.y. Kjerringøy. 346, ABde. L. see table 7. - **355** m.y. Brevig. Circle 1. Dab. N., see table 7. - **355** m.y. Ulsberg. 355, Dd.L., see table 7. - (365 m.y. Tellenes. Left out. N). - (366 m.y. Seiland. Left out. N). - **367** m.y. Kjerringøy. 367, ABde. L., see table 7. - **367** m.y. Oppdal. 367, Dd. L., see table 7. - **370** m.y. Oppdal. 370, Dd. L., see table 7. -

(373 m.y. Biotite from gneiss granite (granite?) with felspar insets (porphyric appearance), belonging to a body or complex predominantly consisting of gneiss or granite, with some intercalations of mafic rocks, forming, according to geological map (manuscript by the late Steinar Foslie, survey geologist) and aerial photos (Johannes Dons commun.), a circular-shaped geological unit within the pre-Cambrian area. The pre-Cambrian age of this rock has never been questioned. - South of the old church, at new road along south side of lake Kviteseid, Kviteseid, Telemark. 373, CDb. L. - Olaf Anton Broch leg. 1960., see remarks below. - (378 m.y., same sample as 373 m.y., above). -

381 m.y. Kjerringøy. 381 ABde. L., see table 7. - **385** m.y. Dalsnibba. Circle 18. Cd. N., see table 7. - **388** m.y. Horg, Sor-Trøndelag. 388, Dd. L., see table 7. - (390 m.y. Tellenes. Left out. N). - **391** m.y. Kjerringøy. 391 ABde. L., see table 7. - **395** m.y.

* See, however, "Addendum", p. 111.

Bleikvassli. Circle 20. Ac. N., – see table 7. – **405** m.y. Namsskogan. 405, Ef. N. L., see table 7. – **405** m.y. Geiranger. Circle 18 Cd. N., see table 7. – **413** m.y. Telavåg. 413, Bbc. L., see table 7. – (413 m.y. Fen. Left out. N.). – (420 m.y. Fen. Left out. N.). – **423** m.y. Røshagen. Circle 23. Aef. N., see table 7. – (425 m.y. Kvamvåg. Circle 17. Bc. N., see table 7. – **430** m.y. Jægtbøgen. Circle 23. Aef. N., see table 7. – (430 m.y. Kragerø. Left out. N.). – **434** m.y. Tveit, Sotra. 434, Bbc. N.L., see table 7. – (437 m.y. Lakssvelefjell. Left out. N.). – 450 m.y. Kalstad. Circle 12. Dab. N. – **450** m.y. Laksevåg. 450, Bbc. N. L., see table 7. – (460 m.y. Fen. Left out. N.). – (484 m.y. Rømteland. Left out. N.). – 485 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – 495 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – (501 m.y. Råde. Left out. N.). – (508 m.y. Ålgård. Left out. N.). – (520 m.y. Stjernø. Left out. N.). – 530 m.y. Kalstad. Circle 12, Dab. N. – (530 m.y. Fen. Left out. N.). – 540 m.y. Rødsand (= Rausand). Circle 19, C (D) d (c). N. – **550** m.y. Fåberg. 550, Dc. L., see table 7. – (560 m.y. Rømteland. Left out. N.). – 560 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – (560 m.y. Bygdin. Left out. N.). – 565 m.y. Gildeskål. Circle 21, Ad. N. – **565** m.y. Fen. Circle 1a, Db. N., see table 7. – **568** m.y. Fen. 568, Db. L., see table 7. – (570 m.y. Fen. Left out. N.). – **573** m.y. Fen. 573, Db. L., see table 7. – **575** m.y. Langsev. Circle 23, Aef. N., see table 7. – **582** m.y. Loen. 582, Cd. N. L., see table 7. – **585** m.y. Fen. Circle 1a, Db. N., see table 7. – (587 m.y. Spangereid. Left out. N.). – **590** m.y. Fen. 590, Db. N. L., see table 7. – **590** m.y. Ortnevik. 590, Cc. N. L., see table 7. – (590 m.y. Fen. Left out. N.). – **603** m.y. Fen. 603, Db. N. L., see table 7. – 610 m.y. Tvedestrand. Circle 13, Da. N. – (613 m.y. Iddefjord. Left out. N.). – 615 m.y. Thoreby. Circle 4, DEB. N. – 621 m.y. Tarjeisberg. Circle 9, C(D) b. N. – (640 m.y. Torset. Left out. N.). – (650 m.y. Følstad. Left out. N.). – 657 m.y. Bandakslisli. Circle 9, C(D) b. N. – (672 m.y. Hobøl. Left out. N.). – 676 m.y. Riehammeren. Circle 9, C(D) b. N. – 679 m.y. Hosås. Circle 13, Da. N. – 687 m.y. Dalen. Circle 9, C(D) b. N. – 691 m.y. Dalen. Circle 9, C(D) b. N. – 700 m.y. Rollag. Circle 6, Db(c). N. – 709 m.y. Rollag. Circle 6, Db(c). N. – (720 m.y. Solberg. Left out. N.). – **755** m.y. Frikstad. Circle 15, Ca. N., see table 7. – **758** m.y. Totakvann. 758, Cb. L., see table 7. – **759** m.y. Remesvik. Circle 16, Ca. N., see table 7. – 760 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – (760 m.y. Solberg. Left out. N.). – **772** m.y. Totakvann. 772, Cb. N.L., see table 7. – **776** m.y. Onsev. 776, DEB. N.L., see table 7. – 776 m.y. Kviteseid (Neumann l. c. writes 777 m.y. – obviously a slip). The value seems to be wrong and was replaced by 842, see remarks below. – **802** m.y. Tune. 802, DEB. N.L., see table 7. – (804 m.y. Stavanger. Left out. N.). – (812 m.y. Askim. Left out. N.). – **815** m.y. Sundslisli. Circle 11, CDa(b). N., see table 7. – **815** m.y. Ualand. 815, Ca. L., see table 7. – **820** m.y. Frikstad. Circle 15, Ca. N., see table 7. – **823** m.y. Tune (“Iddefjord”, Neumann l. c., is wrong; read “Solli church, Tune”). 823, DEB. N. L., see table 7. – **824** m.y. Gol. 824, Dc. N. L., see table 7. – 825 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – **828** m.y. Landvik. 828, CDa. L., see table 7. – 830 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – (830 m.y. Næs. Left out. N.). – **836** m.y. Landvik. 836, CDa. L., see table 7. – **839** m.y. Iddefjord. Circle 4, DEB. N., see table 7. – 840 m.y. Auselmyren. Circle 13, Da. N. – **842** m.y. Kviteseid (cp. 776 m.y. above). 842, CDb. N. L., see table 7. – **850** m.y. Fevik. Circle 13, Da. N., see table 7. – **850** m.y. Amtmannsvingen. Circle 13, Da. N., see table 7. – **852** m.y. Bjertnes. 852 Dbc. N. L., see table 7. – **857** m.y. Gol. 857, Dc. N. L., see table 7. – **860** m.y. Iveland. Circle 15, Ca. N., see table 7. – **860** m.y. Herefoss. Circle 14, CDa. N., see table 7. – **861** m.y. Herefoss. 861, CDa. L., see table 7. – 862 m.y. Kobbervuten. Circle 8, Cb. N. – **864** m.y. Ualand. 864, Ca. L., see table 7. – **868** m.y. Gol. (869 m.y., Neumann l. c., is a slip, read 868). 868, Dc.N.L., see table 7. – **870** m.y. Flaten. Circle 13, Da. N., see table 7. – **874** m.y. Øyestad. 874, CDa. N.L., see table 7. – (879 m.y. Magnor. Left out. N.). – **880** m.y. Iveland. 880, Ca.N.L., see table 7. – **880** m.y. Tørdal. Circle 10, (C) D (a) b. N., see table 7. – 882 m.y. Tveit. Circle 15, Ca. N. – **884** m.y. Kåbuland. Circle 15, Ca. N., see table 7. – 882 m.y. Herefoss. This value is probably wrong and was replaced by 975 m.y., see remarks below. – **890** m.y. Ål. 890, CDc. N. L., see table 7. – 890 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – 892 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – **895** m.y. Bjertnes. Circle 6, Db (c). N., see table 7. – (895 m.y. Hobøl. Left out. N.). – 900 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. –

900 m.y. Tørdal. Circle 10, (C) D (a) b. N., see table 7. – **900** m.y. Eide (Landvik). 900, CDa. N. L., see table 7. – **904** m.y. Vats. 904, BCb. N. L., see table 7. – **904** m.y. Lauvrak, CDa. N. L., see table 7. – **905** m.y. Herefoss. 905, CDa. N. L., see table 7. – (910 m.y. Skarvann. Left out.) – 910 m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N. – **915** m.y. Tarjeisberg. Circle 9, C(D) b. N., see table 7. – **920** m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N., see table 7. – **920** m.y. Rømteland. Circle 16, Ca. N., see table 7. – **920** m.y. Rømteland. Circle 15, Ca. N., see table 7. – **920** m.y. Karlshus. Circle 4, DEb. N., see table 7. – **924** m.y. Brandval. 924, Ebc. L., see table 7. – **925** m.y. Flaten. Circle 13, Da. N., see table 7. – **927** m.y. Landvik. 927, CDa. N. L., see table 7. – **927** m.y. Gulsvik. 927, Dbc. N. L., see table 7. – **929** m.y. Askim. Circle 4, DEb. N., see table 7. – **930** m.y. Landvik. 930, CDa. N. L., see table 7. – **930** m.y. Landvik. 930, CDa. N. L., see table 7. – (930 m.y. Seiland. Left out. N.) – **935** m.y. Tromøysund. Circle 13, Da. N., see table 7. – **936** m.y. Brandval. 936, Ebc. L., see table 7. – **940** m.y. Assevvann. Circle 13, Da. N., see table 7. – **940** m.y. Kalstad. Circle 12, Dab. N., see table 7. – **943** m.y. Sør-Aurdal. 943, Dc. N. L., see table 7. – **946** m.y. Rakkestad. 946, Eb. N. L., see table 7. – **950** m.y. Hedal. Circle 5, Dc. N., see table 7. – **950** m.y. Tørdal. Circle 10, (C) D (a) b. N., see table 7. – **952** m.y. Adal. 952, Db(c). N. L., see table 7. – **956** m.y. Landvik. 956, CDa. N. L., see table 7. – 962 m.y. Tuftan. Circle 15, Ca. N. – **965** m.y. Tinnsjø. Circle 7, Db. N., see table 7. – **965** m.y. Hyttåsen. Circle 4, DEb. N., see table 7. – **966** m.y. Landvik. 966, CDa. N. L., see table 7. – (968 m.y. Karlshus. Left out. N.) – **970** m.y. Lauvrak. 970, CDa. N. L., see table 7. – (970 m.y. Tarjeisberg. Left out. N.) – **975** m.y. (see 882 m.y. above). Herefoss. 975, C(D)a. N. L., see table 7. – **977** m.y. Bjertnes. 977, Dbc. N. L., see table 7. – **980** m.y. Kalstad. Circle 12, Dab. N., see table 7. – **990** m.y. Krøds-herad. 990, Db(c). N. L., see table 7. – **990** m.y. Herefoss. 990, C(D)a. N. L., see table 7. – **1007** m.y. Herefoss (same sample as 990 m.y., it was by accident not plotted on the map fig. 1). – **1010** m.y. Hisøy. Circle 13, Da. N., see table 7. – (1011 m.y. Karlshus. Left out. N.) – **1016** m.y. Holla. 1016, Db. N. L., see table 7. – (1018 m.y. Arendal. Left out. N.) – (1020 m.y. Arendal. Left out. N.) – **1030** m.y. Øyestad. 1030, CDa. N. L., see table 7. – **1030** m.y. Rakkestad. 1030, Eb. L., see table 7. – **1040** m.y. Langsev. Circle 13, Da. N., see table 7. – **1041** m.y. Snarum. Circle 6, Db(c). N., see table 7. – (1043 m.y. Iveland. Left out. N.) – **1048** m.y. Norderhov. 1048, Dbc. N. L., see table 7. – **1052** m.y. Norderhov. 1052, Dbc. N. L., see table 7. – **1055** m.y. Spone. Circle 6, Db(c). N., see table 7. – **1060** m.y. Auselmyra. Circle 13, Da. N., see table 7: 1085 m.y. – **1070** m.y. Auselmyra. Circle 13, Da. N., see table 7: 1085 m.y. – **1080** m.y. Ødegården. Circle 12, Dab. N., see table 7. – **1085** m.y. Auselmyra. Circle 13, Da. N., see table 7. – **1090** m.y. Auselmyra. Circle 13, Da. N., see table 7: 1085 m.y. – **1090** m.y. Auselmyra. Circle 13, Da. N., see table 7: 1085 m.y. – **1105** m.y. Hisøy. Circle 13, Da. N., see table 7. – **1105** m.y. Lørenskog. Circle 3, D(E)b. N., see table 7. – **1110** m.y. Auselmyra. Circle 13, Da. N., see table 7: 1085 m.y. – **1148** m.y. Rakkestad. 1148, (D) Eb. L., see table 7. – (1193 m.y. Aust-Agder. Left out. N.) – (1251 m. y. Auselmyra. Left out. N.) – (1254 m.y. Arendal. Left out. N.) – **1261** m.y. Hesnes. 1261, CDa. L., see table 7. – (1269 m.y. Auselmyra. Left out. N.) – (1283 m.y. Auselmyra. Left out. N.) – (1294 m.y. Auselmyra. Left out. N.) – (1300 m.y. Hitterø. Left out. N.) – (1308 m.y. Auselmyra. Left out. N.) – **1345** m.y. Langsev. Circle 13, Da. N., see table 7. – 1560 m.y. Tarjeisberg. Circle 9, C(D)b. N. – (1620 m.y. Tarjeisberg. Left out. N.) – (1640 m.y. Bjertnes. L., Olaf Anton Broch leg. 1958. Left out, cp. remarks below). – **1650** m.y. Iveland. 1650, Ca. L., see table 7 and remarks below. – (1690 m.y. Bjertnes. L. Left out, cp. remarks below). – **1750** m.y. Iveland. 1750, Ca. L., see remarks below, and table 7. – (2080 m.y. Lofoten. Left out. N.) – **2290** m.y. Vatterfjord. Circle 22, Aef. N., see table 7: 2750 m.y., and remarks (on Re/Os ages). –

Table 3. *Alkali determinations by Roar Solli,
Laboratory of the Geological Survey of Norway.*

		Na ₂ O	K ₂ O	Total
315.	Lepidomelan. Langesundsfjord*			
346.	Biotite. Barbrahei	0,18	8,98	9,2
355.	Biotite. Ulsberg	0,21	8,62	8,8
367.	Biotite. Kroksviken	0,21	8,76	9,0
367.	Biotite. Stekeren	0,27	8,98	9,1
370.	Biotite. Lønset	0,10	9,40	9,5
373.	Biotite. Kviteseid	0,12	0,41	9,5
378.	(= 373. Kviteseid)	—	—	—
381.	Muscovite. Barbrahei	0,63	10,09	10,7
388.	Biotite. Lønset	0,12	9,58	9,7
391.	Biotite. Låtetind	0,09	8,96	9,1
405.	Biotite. Tverrådalen	0,49	8,00	8,5
413.	Muscovite. Telavåg	0,90	9,24	10,1
434.	Biotite. Tveit	0,11	6,34	6,5
450.	Muscovite. Liavann	0,73	5,86	6,6
550.	Shale. Fåberg*	—	—	—
568.	Biotite. Fen	0,24	9,26	9,5
573.	Biotite. Fen	0,63	8,09	8,7
582.	Muscovite. Loen	0,67	10,17	10,8
590.	Biotite. Fen	0,15	6,71	6,9
590.	Muscovite. Ortnevik	0,44	9,97	10,4
603.	(= 590. Fen)	—	—	—
758.	Biotite. Araodden	0,10	5,55	5,7
772.	Biotite. Araodden	0,15	7,95	8,1
776.	Biotite. Onsøy	0,19	7,54	7,7
776**	Biotite. Kviteseid	1,20	9,10	10,3
802.	Biotite. Solli	0,47	5,90	6,4
815.	Biotite. Ualand	0,29	8,63	8,9
823.	(= 802. Solli)	—	—	—
824.	Biotite. Gol	0,24	8,23	8,5
828.	Biotite. Bruna	0,21	8,88	10,1
836.	(= 828. Bruna)	—	—	—
852.	Biotite. Bjertnes	0,44	7,39	7,8
857.	Biotite. Gol	0,36	7,88	8,2
861.	Biotite. Åmli	0,82	7,06	7,9
864.	Biotite. Ualand	0,54	7,48	8,0
868.	(= 857. Gol)	—	—	—
874.	Biotite. Øyestad	0,45	6,06	6,5
880.	Biotite. Håvardstad	2,56	4,60	7,2
882**	Biotite. Sennomstad	0,17	6,96	7,1
890.	Biotite. Ål	0,56	8,69	9,3
900.	Biotite. Omre	0,69	5,93	6,6
904.	Muscovite. Vats	1,81	9,84	11,7
904.	Biotite. Løvrak	0,71	10,00	10,7
905.	Muscovite. Åmli	0,59	10,11	10,7
924.	Biotite. Øyerberget	0,33	10,21	10,5
927.	Biotite. Grøslø	0,35	8,60	9,0

* Alkalies determined in the Laboratory for pre-Cambrian Geology, Leningrad.

** 776 should be 842; 882 should be 975 — cp. remarks p. 97–98.

		Na ₂ O	K ₂ O	Total
927.	Biotite. Gulsvik	0,35	5,42	5,8
930.	Biotite. Killandsvann	0,14	7,36	7,5
930.	(= 927. Grøslø)	—	—	—
936.	(= 924. Øyerberget)	—	—	—
943.	Biotite. Ospeholt	0,41	2,03	2,4
946.	Muscovite. Nordby	0,64	10,29	10,9
952.	Biotite. Gryte	0,43	6,28	6,7
956.	Biotite. Grøslø	0,19	7,21	7,4
966.	(= 927. Grøslø)	—	—	—
970.	Muscovite. Løvrak	0,86	8,86	9,7
977.	Muscovite. Bjertnes	0,68	9,78	10,5
990.	Biotite. Hamremoens	0,76	6,19	7,0
990.	Biotite. Hanefoss	0,69	5,93	6,6
1007.	(= 990. Hanefoss)	—	—	—
1016.	Biotite. Valebø	1,04	4,71	5,8
1030.	Biotite. Øyestad	1,18	6,74	7,9
1030.	(= 946. Nordby)	—	—	—
1048.	Biotite. Heradsbygd	0,19	9,05	9,2
1052.	Muscovite. Heradsbygd	1,08	8,41	9,5
1148.	Biotite. Nordby	0,11	6,70	6,8
1261.	Biotite. Bruvollen	0,08	5,82	5,9
1640.	Muscovite. Bjertnes	7,86	3,42	11,3
1650.	Biotite. Eptevann	0,23	6,88	7,1
1690.	(= 1640. Bjertnes)	—	—	—
1750.	(= 1650. Eptevann)	—	—	—

Table 4. *K-A Dates on micas from the pre-Cambrian rocks of Norway carried out in the Laboratory of pre-Cambrian Geology.*

(Sent with letter dated 4th April 1960.)

N Laboratory	N Norway	Mineral	Kg/g	K ⁴⁰ /g/g	A cm ³ /g	A g/g	A ⁴⁰ /K ⁴⁰	10 ⁶
1086	A 1	Bt	0.0660	8.05.10 ⁻⁶	2.34.10 ⁻⁴	4.19.10 ⁻⁷	0.0520	772
1087	A 2	Bt	0.0599	7.19.10 ⁻⁶	2.79.10 ⁻⁴	4.99.10 ⁻⁷	0.0683	956
1198	A 3	Bt	0.0634	7.74.10 ⁻⁶	2.85.10 ⁻⁴	5.10.10 ⁻⁷	0.0659	930
1199	A 4	Bt	0.0661	8.06.10 ⁻⁶	2.79.10 ⁻⁴	4.99.10 ⁻⁷	0.0619	882
1144	A 5	Bt	0.0492	6.00.10 ⁻⁶	2.39.10 ⁻⁴	4.27.10 ⁻⁷	0.0713	990
					2.45.10 ⁻⁴	4.38.10 ⁻⁷	0.0730	1007
1148	A 6	Mica	0.0560	6.83.10 ⁻⁶	2.87.10 ⁻⁴	5.13.10 ⁻⁷	0.0751	1030
1195	A 7	Mica	0.0691	8.43.10 ⁻⁶	2.96.10 ⁻⁴	5.30.10 ⁻⁷	0.0628	900
1142	A 8	Bi	0.0751	9.16.10 ⁻⁶	3.93.10 ⁻⁴	7.04.10 ⁻⁷	0.0768	1048
1143	A 8	Mu	0.0698	8.52.10 ⁻⁶	3.67.10 ⁻⁴	6.57.10 ⁻⁷	0.0771	1052
1141	A 9	Bi	0.0514	6.27.10 ⁻⁶	2.50.10 ⁻⁴	4.48.10 ⁻⁷	0.0713	990
1145	A 10	Mica	0.0450	5.49.10 ⁻⁶	2.01.10 ⁻⁴	3.61.10 ⁻⁷	0.0657	927
1140	A 12	Bi	0.0654	8.00.10 ⁻⁶	2.70.10 ⁻⁴	4.84.10 ⁻⁷	0.0605	868
					2.65.10 ⁻⁴	4.74.10 ⁻⁷	0.0595	857

(Continued next page)

1200	A 13	Bi	0.0683	$8.34 \cdot 10^{-6}$	$2.64 \cdot 10^{-4}$	$4.72 \cdot 10^{-7}$	0.0566	824
1196	A 14	Mica	0.0721	$8.80 \cdot 10^{-6}$	$3.07 \cdot 10^{-4}$	$5.49 \cdot 10^{-7}$	0.0625	890
1201	A 16	Mica	0.0521	$6.30 \cdot 10^{-6}$	$2.41 \cdot 10^{-4}$	$4.31 \cdot 10^{-7}$	0.0679	952
1202	A 17	Mica	0.0169	$2.06 \cdot 10^{-6}$	$7.72 \cdot 10^{-5}$	$1.38 \cdot 10^{-7}$	0.0672	943
1139	A 18	Bi	0.0557	$6.80 \cdot 10^{-6}$	$1.48 \cdot 10^{-4}$	$2.65 \cdot 10^{-7}$	0.0390	603
					$1.46 \cdot 10^{-4}$	$2.60 \cdot 10^{-7}$	0.0381	590
1203	A 20	Bi	0.0391	$4.77 \cdot 10^{-6}$	$1.97 \cdot 10^{-4}$	$3.52 \cdot 10^{-7}$	0.0738	1016
1088	A 23	Bt	0.0664	$8.10 \cdot 10^{-6}$	$1.13 \cdot 10^{-4}$	$2.01 \cdot 10^{-7}$	0.0248	405
1204	A 30	Mica	0.0382	$4.66 \cdot 10^{-6}$	$1.60 \cdot 10^{-4}$	$2.86 \cdot 10^{-7}$	0.0615	880
1146	A 32	Mica	0.0626	$7.64 \cdot 10^{-6}$	$2.25 \cdot 10^{-4}$	$4.02 \cdot 10^{-7}$	0.0547	776
1205	A 33	Mica	0.0490	$5.97 \cdot 10^{-6}$	$1.82 \cdot 10^{-4}$	$3.25 \cdot 10^{-7}$	0.0547	802
					$1.89 \cdot 10^{-4}$	$3.38 \cdot 10^{-7}$	0.0566	823
1230	A 35	Mu	0.0735	$8.97 \cdot 10^{-6}$	$3.49 \cdot 10^{-4}$	$6.26 \cdot 10^{-7}$	0.0698	970
1210	A 36	Mica	0.0830	$1.01 \cdot 10^{-5}$	$3.00 \cdot 10^{-4}$	$5.36 \cdot 10^{-7}$	0.0529	776
1227	A 38	Mu	0.0810	$9.88 \cdot 10^{-6}$	$3.87 \cdot 10^{-4}$	$6.94 \cdot 10^{-7}$	0.0702	977
1229	A 37	Mu	0.0854	$1.04 \cdot 10^{-5}$	$3.91 \cdot 10^{-4}$	$7.00 \cdot 10^{-7}$	0.0672	946
1206	A 39	Mica	0.0830	$1.01 \cdot 10^{-5}$	$3.60 \cdot 10^{-4}$	$6.44 \cdot 10^{-7}$	0.0636	904
1197	A 40	Bi	0.0714	$8.71 \cdot 10^{-6}$	$3.19 \cdot 10^{-4}$	$5.71 \cdot 10^{-7}$	0.0656	927
					$3.20 \cdot 10^{-4}$	$5.72 \cdot 10^{-7}$	0.0657	930
								966 $\frac{\text{Rb } 87}{\text{Sr } 87}$
1208	A 41	Bi	0.0503	$6.14 \cdot 10^{-6}$	$2.09 \cdot 10^{-4}$	$3.74 \cdot 10^{-7}$	0.0609	874
1226	A 42	Mu	0.0844	$1.03 \cdot 10^{-5}$	$2.16 \cdot 10^{-4}$	$3.86 \cdot 10^{-7}$	0.0375	582
1207	A 44	Mica	0.0828	$1.01 \cdot 10^{-5}$	$2.15 \cdot 10^{-4}$	$3.84 \cdot 10^{-7}$	0.0380	590
1228	A 46	Mu	0.0838	$1.02 \cdot 10^{-5}$	$3.65 \cdot 10^{-4}$	$6.53 \cdot 10^{-7}$	0.0638	905
1209	A 47	Bi	0.0526	$6.42 \cdot 10^{-6}$	$9.59 \cdot 10^{-4}$	$1.72 \cdot 10^{-7}$	0.0267	434
1211	A 48	Bi	0.0614	$7.48 \cdot 10^{-6}$	$2.47 \cdot 10^{-5}$	$4.42 \cdot 10^{-7}$	0.0592	852
1231	A 49	Mu	0.0486	$5.92 \cdot 10^{-6}$	$9.22 \cdot 10^{-5}$	$1.65 \cdot 10^{-7}$	0.0279	450
1225	A 50	Mu	0.0817	$9.96 \cdot 10^{-6}$	$3.57 \cdot 10^{-4}$	$6.38 \cdot 10^{-7}$	0.0641	904
1219		Lepido- melane	0.0712	$8.69 \cdot 10^{-6}$	$9.14 \cdot 10^{-4}$	$1.64 \cdot 10^{-7}$	0.0188	315

The following constants were used for the calculations:

$$\text{weight relation } \frac{K_{40}}{K_{39} + K_{41}} = 1.22 \cdot 10^{-4}$$

$$\lambda_{\alpha} = 5,5 \cdot 10^{-11} \text{ y.}^{-1}$$

$$\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ y.}^{-1}$$

The director of the Laboratory of Precambrian Geology,

Academician A. A. Polkanov (sign.). -

Professor E. K. Gerling (sign.)

Table 5.

Sent with letter dated 24th September 1963.

No.	Sample	Localities	Kg/g	K ⁴⁰ g/g	A ⁴⁰ cm ³ /g	A ⁴⁰ g/g	A ⁴⁰ /K ⁴⁰	Age (m.y.)
2585	A 25 Norwegian	Biotite from norite about 200 m SW of A 24 (Chr. D. Thorkildsen leg. 1959)	0,0716	8.73.10 ⁻⁶	2.73.10 ⁻⁴	4.88.10 ⁻⁷	0.0559	815
2586	A 29 Norwegian	Biotite from pegmatite, Bruvollen, Hesnes, Grimstad. S-Norway (O. A. Broch leg. 1958)	0,0483	5.89.10 ⁻⁶	3.24.10 ⁻⁴	5.80.10 ⁻⁷	0.0984	1261
2587	A 54 Norwegian	Muscovite from pegmatitic rock, Telavag, W. Norway (A. Kvale ded. 1959)	0.0757	9.24.10 ⁻⁶	1.31.10 ⁻⁴	2.34.10 ⁻⁷	0.0254	413
2588	A 65 B Norwegian	Muscovite from Caledonian granitic gneis, Kjerringøy N. Norway (Chr. D. Thorkildsen leg. 1960) (a and b from the same sample)	0.0837	1.02.10 ⁻⁵	1.32.10 ⁻⁴	2.36.10 ⁻⁷	0.0231	381
2589	A 66 Norwegian	Biotite from granite some km W of No. A 65 (Chr. D. Thorkildsen leg. 1960)	0.0727	8.87.10 ⁻⁶	1.10.10 ⁻⁴	1.97.10 ⁻⁷	0.0222	367
2590	A 67 Norwegian	Biotite from gneis, about 5 km N of No. A 65 (Chr. D. Thorkildsen leg. 1960)	0.0744	9.07.10 ⁻⁶	1.21.10 ⁻⁴	2.16.10 ⁻⁷	0.0238	391

(Continued next page)

(Table 5, cont.)

2592	A 24 Norwegian	Biotite from norite, Road No. 440, 2 km S from Ualand railway st., Egersund area (Chr. D. Thorkildsen leg. 1959)	0.0621	$7.58 \cdot 10^{-6}$	$2.54 \cdot 10^{-4}$	$4.55 \cdot 10^{-7}$	0.0600	864
2593	A 26 Norwegian	Biotite from pegmatite, Åmli, Herefoss. South-Norway ("Bamble-formation") (O. A. Broch leg. 1958)	0.0586	$7.15 \cdot 10^{-6}$	$2.39 \cdot 10^{-4}$	$4.28 \cdot 10^{-7}$	0.0598	861
2594	A 27 Norwegian	Biotite from pegmatite, Nordby Rakkestad, Østfold, S-E Norway (O. A. Broch leg. 1958)	0.0556	$6.78 \cdot 10^{-6}$	$3.27 \cdot 10^{-4}$	$5.86 \cdot 10^{-7}$	0.0864	1148
2595	A 28 Norwegian	Biotite from pegmatite, Eptevann, Setesdal. S-Norway. (O. A. Broch leg. 1958)	0.0571	$6.96 \cdot 10^{-6}$	$6.11 \cdot 10^{-4}$ $5.59 \cdot 10^{-4}$	$1.09 \cdot 10^{-6}$ $1.00 \cdot 10^{-6}$	0.157 0.144	1750 1650
2597	A 43 Norwegian	Muscovite from pegmatite, Bjertnes, Krødsherad, "Telemark-formation". (O. A. Broch leg. 1958)	0.0284	$3.46 \cdot 10^{-6}$	$2.90 \cdot 10^{-4}$ $2.76 \cdot 10^{-4}$	$5.19 \cdot 10^{-7}$ $4.94 \cdot 10^{-7}$	0.150 0.143	1690 1640
2598	A 45 Norwegian	Biotite from sövite, Fen-area. (T. Siggerud ded. 1959)	0.0769	$9.38 \cdot 10^{-6}$	$1.91 \cdot 10^{-4}$	$3.42 \cdot 10^{-7}$	0.0364	568

Director of Laboratory of Precambrian Geology

S. V. Obruchev (sign.)

Corresp.-member of the Academy of Science of USSR

Professor E. K. Gerling (sign.)

Table 6.

№. П. П.	Автор образца и его хар-ка	Местонахождение и геол. возраст	K г/г	K ⁴⁰ г/г	A ⁴⁰ см ³ /г	A ⁴⁰ г/г	A ⁴⁰ /K ⁴⁰	Возраст в 10 ⁶ лет
2591	A 19 Norway	Biotite from damtjernite, Fen area. Telemark. (S. Bergstöl leg. 1959)	0.0671	8.18.10 ⁻⁶	1.68.10 ⁻⁴	3.02.10 ⁻⁷	0.0368	573
2596	A 31 Norway	Biotite from pegmatite, Bruna, Rorevann. Near Grimstad, S-Norway. (O. A. Broch leg. 1958)	0.0737	8.98.10 ⁻⁶	2.90.10 ⁻⁴ 2.71.10 ⁻⁴	5.19.10 ⁻⁷ 5.01.10 ⁻⁷	0.0578 0.0561	836 828
2599	A 53 Norway	Biotite from pegmatite, Araodden, Telemark, sp. A 1.	0.0461	5.62.10 ⁻⁶	1.60.10 ⁻⁴	2.86.10 ⁻⁷	0.0510	758
2600	A 60 Norway	Biotite from hypersthene-mica-diorite. Orkdal bro, Ulfsberg, S Trøndelag. (Caledonian intrusive) (P. Holmsen leg. 1960)	0.0715	8.72.10 ⁻⁶	1.05.10 ⁻⁴	1.88.10 ⁻⁷	0.0215	355
2601	A 61 Norway	Biotite from augengneis, Stekeren profile, Road 640, S Trøndelag. (Caledonian metamorphic rock) (P. Holmsen leg. 1960)	0.0780	9.52.10 ⁻⁶	1.20.10 ⁻⁴	2.14.10 ⁻⁷	0.0225	370

(Continued next page)

(Table 6, cont.)

2602	A 62 Norway	Biotite from basal gneis, Lønset, Oppdal, Road 640. Basal complex of caledonides. (P. Holmsen leg. 1960)	0.0795	$9.70 \cdot 10^{-6}$	$1.28 \cdot 10^{-4}$	$2.29 \cdot 10^{-7}$	0.0236	388
2603	A 63 Norway	Biotite from micaceous gneis, Stekeren profile, Road 640, Oppdal. (P. Holmsen leg. 1960)	0.0745	$9.09 \cdot 10^{-6}$	$1.13 \cdot 10^{-4}$	$2.02 \cdot 10^{-7}$	0.0222	367
2604	A 64 Norway	Biotite from gneisgranitic rock with feldspar insets. New road south of Kviteseid old church. (O. A. Broch leg. 1960)	0.0781	$9.52 \cdot 10^{-6}$	$1.23 \cdot 10^{-4}$ $1.21 \cdot 10^{-4}$	$2.19 \cdot 10^{-7}$ $2.16 \cdot 10^{-7}$	0.0230 0.0227	378 373
2605	A 65 a Norway	Biotite from Caledonian granitic gneis, Kjerringøy, N. Norway (Chr. D. Thorkildsen leg. 1960)	0.0745	$9.09 \cdot 10^{-6}$	$1.06 \cdot 10^{-4}$	$1.89 \cdot 10^{-7}$	0.0208	346
2606	A 68 Norway	Biotite from gneis, Øyerberget, E of Kongsvinger, near the Swedish border. (Chr. D. Thorkildsen leg. 1960)	0.0847	$1.03 \cdot 10^{-5}$	$3.77 \cdot 10^{-4}$ $3.85 \cdot 10^{-4}$	$6.77 \cdot 10^{-7}$ $6.88 \cdot 10^{-7}$	0.0655 0.0666	924 936

14th February 1964.

E. K. Gerling (sign.)

Remarks.

Attention is drawn to a few age values among those received from Leningrad after the publication of Neumann's complete list of 1960 since they are exceptional and partly perplexing.

1640–1690 m. y. (same sample¹), muscovite from pegmatite, Bjertnes in Krødsherad. This age conflicts with 852, 895, 977 m. y. determined on biotite, sericite, muscovite, respectively, from the same pegmatite dyke. Such an apparent age would furthermore hardly fit the picture formed by the overwhelming majority of determinations from the pre-Cambrian localities of S. Norway. According to alkali determination (Table 3) the composition of this muscovite would be most unusual. Some error has probably been made or some special explanation is needed, which cannot be offered at present. This age value will not be considered in the sequel.

1261 m. y. Biotite from pegmatite, Hesnes by Grimstad. In the absence of better evidence this pegmatite was looked upon as connected with the Fevik granite (~ 900 m. y. ?), according to its locality and appearance. The biotite has a bleached appearance and has a somewhat low alkali content.

1650–1750 m. y. (biotite from pegmatite, Eptevann in Iveland, Setesdal) is an unexpectedly high value – cp. other values from Setesdal pegmatites, namely 755, 820, 860, 880, 882, 884, 920, 962. The potassium content of the biotite is low, though (like that of 1261 above) not lower than in samples from certain localities giving “normal” – or perhaps even low – ages; e. g. 758 Araodden, 861 Åmli.

1148 m. y. Biotite from pegmatite, Nordby in Rakkestad, may perhaps be mentioned in this connection. From this locality ages of 946 m. y. K/Ar time and 1030 m. y. Rb/Sr time were recorded previously (with muscovite).

378–373 m. y. Biotite from granite, Kviteseid. The pre-Cambrian age of this rock has never been questioned. No comment shall be offered before control determination² has been undertaken on other samples from the same locality.

776 m. y. Biotite from pegmatite, Kviteseid, Telemark. This value is obviously not correct. According to the report from the Laboratory for

¹ Numbers connected by a hyphen (–) are ages determined on the same sample.

² S. V. Obruchev, Academician, present director of the Laboratory for pre-Cambrian Geology in Leningrad has kindly promised his help.

pre-Cambrian Geology (see Table no. 4, sample 1210 = A 36) the Kg/g value used is 0,0830, corresponding to ~ 10 per cent K_2O . But the K_2O content (Table 3) is actually 9,1 per cent. This latter value corresponds to 842 m. y., calculating with the same constants as those used in the Leningrad laboratory.

882 m. y. Biotite from granite, Senomstad (sample 1199 = A 4). The correct value of K_2O is 6,96 per cent. It seems as if the value 7,96 has been used. Thus 882 m. y. should be amended to 975 m. y.

The maps fig. 2 and, especially, fig. 4 mainly illustrate the slightly disappointing fact that, disregarding the distribution of the "ages" over the main field-geological units, i. e. pre-Cambrian and post-pre-Cambrian, (the latter subdivided into Caledonian, Fen and Oslo areas,) no realistic geographical pattern can at present be discerned. (Whether the existing localization of the majority of the four-digit figures within the Kongsberg-Bamble and the South-eastern areas is more than mere coincidence can only be decided by future investigations; cp. map fig. 1).

It seems therefore, that a scrutiny of the distribution of the "ages" in *time* may be the most profitable way of utilizing the data today. A preliminary attempt by means of diagrams follows below.

The diagrams. Diagrams were prepared in order to get a clearer picture, or at least one that would catch the eye better, than the mere list of numbers. In the diagrams fig. 3, recorded apparent ages were plotted against time, the curves showing number of ages per 100 m. y. (frequency curves). – An attempt to interpret such curves must be a quasi- or semi-statistical procedure and may as such have its pitfalls; I can only hope that the few steps to be taken in the sequel towards an interpretation shall not lead beyond excuse. At least it will be possible for the reader to follow each movement and exercise control. – It may be unnecessary to say, that apart from those regarding main features – most clearly visible on the curves –, all the suggestions offered are tentative, and cannot well be otherwise, due to the incomplete and in part haphazard sampling.

The fact that the ages have been established according to different methods has been taken into consideration, as will appear from the following, whereas the difference between K/Ar ages arising from the alternating use of "American" and "Russian" λ_e has been neglected; it would be of the order of magnitude 50 m. y. (Welin and Blomqvist l. c. p. 46). Recalculation using an average λ_e would, presumably, give curves (within our limits of error) identical with those presented.

Fig. 3, I represents, in the manner outlined above, the distribution (on the time scale) of recorded ages ("density of age records", number of "ages" per 100 m. y.), taking (upper dotted line) without discrimination all dates available, and (continuous line) those from the Laboratory for pre-Cambrian Geology in Leningrad along with all others marked with an asterisk by Neumann – for the sake of convenience we shall call them "recognized" ages (dates, determinations). The lower, dotted line (L) represents the Russian determinations, the broken line (N) other "recognized" ages. The dots in rows just below the base of the diagram are the single dates; upper row the "recognized" determinations, lower row the remaining ones, which are hereafter left completely out of the picture. – Obviously this diagram is based on data resulting from many different kinds of analysis.

Fig. 3, II is based solely on the K/Ar values plus the five Rb/Sr ages – the latter plotted on the lower side of the row of dots (ages) at the base of the diagram. – The Fen area values, like those of the Oslo area, are not plotted in the main diagram, but are shown as separate curves (F and O). (For the construction of the "Oslo curves" another four values achieved by other methods were used, apart from the three K/Ar values 259, 284 and 315 m. y.). – The bold, continuous line represents all K/Ar and Rb/Sr ages, ordinates being the sum of the ordinates of three component curves, namely p (continuous, thin line) for pegmatites, i (broken line) for igneous rocks and g (lower, dotted line) for gneisses.

In the first category (p) are included pegmatites and other assemblages within which may loosely be called the pneumatolytic-hydrothermal group. To this group – the overwhelming majority of it being pegmatites proper – are counted 395 m. y. (muscovite from pyrite ore, Bleikvassli, circle 20, Ac) and 1080 m. y. (biotite from apatite mine, Ødegården, circle 12 Dab).

The igneous rocks (i) are mostly granites, and the gneisses (g) are often of granitic composition. Especially in pre-Cambrian areas it is, as is well known, not always easy to decide whether to call certain rocks gneisses or granites. In this paper "granite" is a rock of granitic composition – taken in a somewhat wide sense – being unfoliated or only very slightly foliated. Or, to put it another way, the name is used such, I believe, that most geologists, on seeing a hand specimen only, could think of no better word. In doubtful cases the designation gneiss was preferred. Besides granites there are very few pre-Cambrian igneous rocks represented – there are, though, a few gabbroic ones. Of post-pre-

Cambrian age there are the Fen area rocks, some Caledonian intrusives of different categories and a few Permian (Oslo) igneous rocks.

The diagrams III, IV, V, VI are intended to demonstrate what may be done about the many ages established by "other methods" – that is about whatever remains of the continuous line curve I after removing the K/Ar and Rb/Sr ages. Such ages are depicted as before by the continuous line of III, and they all belong to the pegmatite (p) category apart from a few Oslo igneous rock ages.

Whereas the diagrams I and II exhibit several common features – distinct maxima at ~ 900 , ~ 600 , ~ 400 and ~ 250 m. y. – the curve III gives a disturbing picture. The absolute minimum (anorogeny) of II at ~ 650 m. y. to ~ 700 m. y., which is so to speak needed for the formation of the sub-Cambrian peneplane has been replaced by a maximum. It appears, however, that this is mainly due to a great accumulation of Re/Os ages of pre-Cambrian minerals (the dotted line), which is thus contradictory to geological evidence. This curve of Re/Os ages very clearly confirms the statement of Neumann (l. c.) that the Re/Os ages are too low. Neumann further suggests that the half-life value used for Re, $T = 6, 2 \times 10^{10}$ y., might advantageously be increased by about 20 per cent. We may perhaps say that this has been confirmed by recent laboratory determinations namely $T = 7, 9 \times 10^{10}$ (Kocol l.c.) and $T = (1,2 \pm 0,4) \times 10^{11}$ (Wolf and Johnston l. c.). – Neumann states that 690 m. y. may be used as an average for the seven Re/Os ages which constitute the maximum in question. An addition of 20 per cent would make 830 m. y., and actually a relative maximum (of activity) is faintly suggested on the diagram II at that time. A similar treatment of the older Re/Os ages would give as results (numbers in parentheses): Kobbernuten 862 (1030) m. y., Tveit 882 (1060) m. y., Tuftan 962 (1160) m. y., Tarjeisberg 1570 (1880) m. y., Vatterfjord (see diagram I) 2290 (2750) m. y. – Neumann points tentatively at ~ 1100 m. y. as a possible age of events. Diagram II might suggest a relative maximum at a slightly lower age, not so much different from the improved Kobbernuten and Tveit ages; the improved Vatterfjord age matches with the Lewisian age (~ 2700 m. y.) of Giletti (see Neumann l. c.); the Tuftan age matches only the Nordby pegmatite age of 1148 – a lone swallow, one might object. To compare the Tarjeisberg age with the Eptevann pegmatite ages 1650 and 1750 m. y. might be unfair exploitation of possibly remaining goodwill with the reader. I still take the opportunity to recall the recent recording of the age of 1800 m. y. in Nordfjord (Cd) (McDougall and Green l. c.),

which locality is on the other hand nearly as far away as the nearest Swedish locality with a similar age.

Even though there may be some indications of their existence, the result of this search of pigeonholes for the improved Re/Os ages seems too meagre to justify the incorporation of them in the curves of II. They should be kept in mente for future accommodation, but at present it will be better to remove them from the picture, which thereby changes into that of diagram IV. – Table no. 2 shows that further cleaning up can be done. The Auselmyra and the Rømteland localities (shown by the dotted line of diagram IV) are strongly overrepresented. Of the Rømteland ages only that of 920 m. y., of the Auselmyra the average value (1085 m. y.) only, will be retained³ (cp. the remarks of Neumann l. c.). The curve thereby changes its course into that of diagram V. – Further the Oslo area ages should be removed since they are already used for the diagram II, O, and likewise the ages 450 and 530 m. y. (Kalstad, circle 12) and 610 m. y. (Tvedestrand, circle 13)⁴ which results in the curve VI. Even after this severe treatment (cp. curves III–VI) a pronounced maximum at ~ 900 m. y. remains. Only the following nine ages are left from the original lot (curve III) of ca. fifty: Auselmyra 1085 m. y. (average); Kalstad 980 and 940 m. y.; Rømteland, Kåbuland, Karlshus 920 m. y.; Kåbuland 884 m. y.; Frikstad 820 and 755 m. y. – Even out of these some might perhaps be sacrificed, but they are actually of negligible consequence here – can do very little harm, so to speak. If the nine remaining pegmatite ages were incorporated in diagram II, the result would be to stretch the curve of pegmatites (p) and correspondingly the “total” curve a little upwards (cp. the widely-spaced dotted lines).

The final diagram (II) is essentially based on K/Ar determinations. Two ages of major events seem to be manifest; one at ~ 900 m. y. and one at ~ 400 m. y. The former represents what Magnusson (1960) has

³ It is admitted that these two localities would deserve to be represented by more than one “dot” each in the diagram – but by how many? As to the former, a greater weight would not mean so much in the present context since it would be a corollary to the firmly established maximum at ~ 900 m. y. – As regards Auselmyra it would lend more probability to the postulated age of events at ~ 1100 (Neumann).

⁴ These two localities are within the very “stronghold” of South Norwegian pre-Cambrian, where such low ages would be difficult to account for without resorting to hypotheses such as rejuvenation in connection with the great South Norwegian faults, with Oslo, Fen or unknown volcanogenetic activity etc, etc.

defined as the "Sveconorwegian⁵ Regeneration Period". The latter represents (the main phase of) the Caledonian folding, in good agreement with the 420 ± 15 m. y. Rb/Sr age of regional metamorphism within the Moine series of the Scottish Highlands (Giletti a. o., l.c.). For both the maxima in question there is good harmony in the diagram between the pegmatite (p), igneous (i) and gneiss (g) curves. Besides these probably undisputable ages of "orogeny" (time marking event) there is an equally distinct period of anorogeny at ~ 675 m. y. (725 to 625 m. y. ?), which might be a period of peneplanation – formation of the sub-Cambrian peneplane, – and the anorogeny after ~ 300 m. y. (~ 300 to 0 m. y.). Further we seem to have two similarly undisputable maxima due to volcanogeny (disruption): the Fen eruption at 580 m. y. and the Oslo activity at ~ 275 m. y. (310 to 240 m. y. ?).

Less convincing is the maximum at ~ 575 m. y. There are no igneous (i) ages here and the four recorded ages are from widely separated areas. 582 m. y. Loen (Cd) and 590 m. y. Ortnevik (Cc) are pegmatite ages from localities not too far from each other, within the "north-western gneiss area"; 575 m. y. Langøy (Aef) from augengneiss far in the north, but in position relative to the Caledonian folding zone perhaps not too different from that of the two mentioned above. 550 m. y. Fåberg (Dc), is estimated from shale from the Brøttum sparagmite. The value was determined by total rock age analysis. Polkanov (personal communication of 26th July 1960) remarks a. o.: "Thus the Brøttum sparagmite shows the true age of Caledonian metamorphism and not the age of sedimentation or diagenesis processes. . . the rock has a subparallel Gefügeregelung of sericite – muscovite, has formed during petrotectonical Durchbewegung. – Thus both samples of sparagmites from Brøttum and from middle Sweden have the same age of Caledonian metamorphism 550 m. y. and 560 m. y. and the true age of sedimentation and diagenesis is unknown."

Neumann (l. c.) says of the micas with apparent ages of 582 m. y. and 590 m. y. (the other two values were unknown to him) that they "may be of Caledonian origin but are probably older. Argon. . . expelled during . . . Caledonian orogeny and metamorphism." He does not give his reasons for this opinion; before more data are available we should on principle neither disallow nor sanction. But I can't but point to the fact that something, leaving traces, seems to have happened, at least in "southern

⁵ Would not "Swedonorwegian" or "Sveconorvegic" be preferable?

Norway" at that time (Brøttum metamorphosis, Fen activity), and further that the apparent age of 575 m. y. (northern Norway) has been added. Polkanov and Gerling (1960), following Mayne, put 610–620 m. y. as the beginning of the Caledonian orogeny. If the ages in question really are Caledonian, then this orogeny, according to the scale of Kulp (l. c.) and Holmes (l. c.), would in Norway have covered the space of time from eo-Cambrium (fore-runners?) to upper Devonian (or even lower Carboniferous). – If, further, the minimum at ~ 525 m. y. does not mean just poor information (which is admittedly quite possible), there would have been another anorogenic or pene-anorogenic time – would that mean Cambrian? If so, the age of the Cambrian accords better with the value given by Polevaya (Н. И. Полевая 1961) than with the value of Holmes and Kulp.

Very few signs of ages greater than 1100 m. y. have been traced. The Lewisian (?) age of 2290 (2750?) m. y. has been touched upon above, and likewise the 1800 m. y. age; both outside the southern pre-Cambrian area. The Langsev age of 1345 m. y. may be the first of the much missed 1400 m. y. ages. But one must agree with Magnusson (l. c.) that so far it seems as if sveconorvegic events at ~ 900 m. y. have more or less obliterated "ages" greater than ~ 1100 m. y. in southern Norway. This may be the all-overshadowing phenomenon.

If this picture does not change with accumulating geochronological information – and such was actually the sinister, even if conversational prophecy of some of our geologists nearly ten years ago – then we shall in future be depending more or less exclusively on orthodox geological methods (or, of course, on methods still to be invented). I cannot see, by the way, that very much of what has been assumed by different geologists previously about the pre-Cambrian of southern Norway can be overruled by more or less effaced data unknown to them. Such data should logically (since effaced) not influence our present judgement very much either. I certainly am no advocate of the division into three or four "formations" (Neumann l. c., p. 188), though for quite different reasons.

The following reflections on possible events between ~ 1100 m. y. and ~ 700 m. y. I would like to introduce with a "valeat quantum valere potest". They are more or less based on the course of the curves of the diagram (II) and it may be questionable whether 66 determinations – on the average 16 per 100 m. y. – are sufficient to justify the procedure. – Neumann (l. c.) has tentatively postulated that besides major events between ~ 900 and ~ 950 m. y. there occurs one such period at ~ 1100

m. y. This is expressed to some extent in the diagram II, which thus at least does not contradict his statement, even if an age of ~ 1050 m. y. would fit better. But there is an equally strong indication at 850–800 m. y., (it might be shored up with Re/Os ages by those so inclined), and perhaps at ~ 975 m. y.

The pegmatite (p) curve with its maximum at 925 m. y. and its smooth course is a dominating feature in the picture. Why is it so much smoother than the igneous (i) and the gneiss (g) curve? The difference in representation seems not to be a sufficient explanation, since this difference is not very considerable ($p = 27$, $i = 19$, $g = 20$). It might seem, then, to be a stronger tendency towards even distribution of ages with the pegmatites than with the igneous and gneissic rocks. Is it true that there has been a sequence of granite producing events – say, for instance, at (~ 1050), ~ 975 , ~ 900 and ~ 825 m. y. – representing separate orogenies or being culminations of activity within one long lasting orogeny? (cp. Magnusson l. c.). Consistent reasoning leads to the conclusion that a period of granitization esp. palingenesis would involve preceding, contemporaneous and succeeding pegmatite formation, which would, under the circumstances imagined above give possibilities for overlapping in time of the formation periods of pegmatites connected with granites of different ages.

After these vagaries it may be good once more to recall the scantiness of information, and perhaps even the possibility of mixed ages: old pre-Cambrian rejuvenated by the 900 m. y. and later events on the left hand flank of the big “milestone” of the diagram, Caledonian and other rejuvenation on the right hand slope. In this connection it may be taken into consideration that ages younger than 920 m. y. K/Ar time have not been reported from the pre-Cambrian of Sweden (Magnusson l. c.) but are abundant in Norway. This *might* be viewed in relation to the proximity of the Caledonian zone of folding, the great faults and the Fen and Oslo activities.

What seems to be established with some degree of probability, is that there were major periods of “orogeny” at ~ 900 m. y. (+) and ~ 400 m. y. mica K/Ar time; of volcanogeny at 580 and ~ 250 m. y.; of anorogeny at 675 m. y. \pm , and from ~ 300 to 0 m. y. Further the possibility of orogeny at ~ 575 m. y. (with anorogeny at 500 m. y. \pm) may be kept in mind along with the faint indications of possible events at ~ 2700 , ~ 1800 , (~ 1400), 1100 (– 1050) and 850 (– 800) m. y.

As might have been foreseen, the cursory analysis above has revealed that a considerable part of the available age determinations cannot for the time being serve as geological time markers. The present writer considers that only the ages used for the construction of the "final" diagram (II, fig. 3) – they are shown in the table 7 (below) and on the "final" map (fig. 4) – are possibly relevant to geochronology; and even among these some may of course be discarded when more information has been collected.

The original number of about 220 age determinations (about 160 "recognized" determinations) is thereby reduced to 125.* Nearly two thirds of these 125 determinations are from the Laboratory for pre-Cambrian Geology, Leningrad.

Table 7: revised list.

Age determinations, which, according to the discussion above may have bearing upon geochronology. Compare also diagram II, fig. 3, and map, fig. 4.*

(N = vide Neumann l. c., L = determination by the Laboratory for pre-Cambrian Geology, Leningrad, A, B. . . a, b. . . : position on the map fig. 4.)

- a. K/Ar mica ages.
- 259 m.y. Biotite from porphyritic granite. Near Skoglyst, Drammen, Buskerud. Db. (H. Faul 1959). N.
- 284 m.y. Biotite from essexite porphyrite. Sande, Vestfold. Db. (S. S. Goldich). N.
- 315 m.y. Lepidomelane from nepheline syenite pegmatite. Langesundsfjord. Dab. Geological Museum, Oslo, ded. L.
- 346 m.y. Biotite from Caledonian granitic gneiss (same sample as 381, below). Foot of Barbrahei hill, about 4 km SSW of Kjerringøy church, Kjerringøy, Nordland. ABde. Chr. Dick Thorkildsen leg. 1960. L.
- 355 m.y. Biotite from hypersthene mica-diorite (rock described by V. M. Goldschmidt in "Geologisch-Petrographische Studien im Hochgebirge Norwegens". Videnskapsselskapet i Kristiania Skrifter 1916). The rock is probably of early Devonian age (Per Holmsen commun.). Orkla bridge, road 50, Ulsberg, Rennebu, Sør-Trøndelag. Dd. Per Holmsen leg. 1962. L.
- 367 m.y. Biotite from granite. Near Kroksviken about 4 km SW of Kjerringøy church, Kjerringøy, Nordland. ABde. Chr. Dick Thorkildsen leg. 1960. L.
- 367 m.y. Biotite from biotite gneiss (micaceous gneiss). Age unknown, possibly same as 370. Completely recrystallized during Caledonian orogeny (Per Holmsen commun.). Road 640 by Stekeren farm, Oppdal, Sør-Trøndelag. Dd. Per Holmsen leg. 1962. L.
- 370 m.y. Biotite from augengneiss. Supposed age pre-Cambrian or Silurian. Completely recrystallized during Caledonian orogeny (Per Holmsen commun.). Road 640 by Lønset, Horg, between Oppdal and Sunndal, Sør-Trøndelag. Dd. Per Holmsen leg 1962. L.

* See, however, "Addendum", p. 111.

- 381 m.y. Muscovite. Same rock sample as 346, above. (Kjerringøy). L.
- 385 m.y. Biotite from gneiss. Dalsnibba, Veøy, Møre og Romsdal. Cd. (J. L. Kulp 1960). N.
- 388 m.y. Biotite from biotite gneiss belonging to the basal gneiss complex. Most probably pre-Cambrian. Completely recrystallized during Caledonian orogeny (Per Holmsen commun.). Road 640 by Lønset between Oppdal and Sunndal, Horg, Sør-Trøndelag. Dd. Per Holmsen leg. 1962. L.
- 391 m.y. Biotite from gneiss. Slope of Mt. Låtetind, about 7 km NE of Kjerringøy church (i.e. about 10 km NE of 346 + 381 - not 5 km, cp. report, tables 5 and 6, above), Kjerringøy, Nordland. ABde. Chr. Dick Thorkildsen leg. 1960. L.
- 395 m.y. Muscovite from pyrite ore. Bleikvassli, Korgen, Nordland. Ac. (J. L. Kulp 1960). N.
- 405 m.y. Biotite from Caledonian porphyric granite of the Bindalen massif. Skorovass cable way, angle no. 2, Tverrådalen, Strompdalsheia, Namsskogan, Sør-Trøndelag. Ef. Chr. Oftedahl ded. 1958. N. L.
- 405 m.y. Biotite from gneiss. Geiranger, Sunnlyven, Møre og Romsdal. Cd. (J. L. Kulp. 1960). N.
- 413 m.y. Muscovite from pegmatitic rock within the "gneiss area west of Bergen". Telavåg, Sund (on Sotra), Hordaland Bbc. Geological Museum, Bergen ded. 1958. L.
- 423 m.y. Biotite from pegmatite. Røshagen at Selvåg fjord, Bø, Langøy, Vesterålen, Nordland. Aef. (J. L. Kulp. 1960). N.
- 425 m.y. Muscovite from pegmatite. Kvamsvåg, Alyersund, Hordaland. Bc. (J. L. Kulp 1960). N.
- 430 m.y. Biotite from grey gneiss. Jægtbøgen, Sortland, Langøy, Vesterålen, Nordland. Aef. (J. L. Kulp 1960). N.
- 434 m.y. Biotite from pegmatite within the "gneiss area west of Bergen". Tveit, Sund (on Sotra), Hordaland. Bbc. Geological Museum, Bergen ded. 1958. N. L.
- 450 m.y. Biotite from mica schist. Storelva between Viksfjord and Gåsfjord, Sortland, Langøy, Vesterålen. Aef. (J. L. Kulp 1960). N.
- 450 m.y. Muscovite from pegmatite. Gneiss area west of Bergen. Liavann, Laksevåg, Hordaland. Bbc. Geological Museum, Bergen ded. 1958. N. L.
- 550 m.y. Shale from Brøttum Sparagmite. West side of river Lågen by bridge at Fåberg, Oppland. Dc. Steinar Skjeseth leg. L.
- 565 m.y. Biotite from carbonatite, cp. 568, 573, 585, 590, 603. Søve mine, Fen, Holla, Telemark. Db. (Henry Faul 1959). N.
- 568 m.y. Biotite from Søvite, cp. 565. Fen, Holla, Telemark. Db. Tor Siggerud ded. 1959. L.
- 573 m.y. Biotite from damtjernite, cp. 565. Fen, Holla, Telemark. Db. S. Bergstøl leg. 1959. L.
- 575 m.y. Biotite from augengneiss. Crossroads between Sandnes and Sandnesodden, Sortland, Langøy, Vesterålen. Aef. (J. L. Kulp 1960). N.
- 582 m.y. Muscovite from pegmatite, north-western gneiss area. Loen, Stryn, Nordfjord, Sogn og Fjordane. Cd. Geological Museum, Bergen ded. 1958. N. L.
- 585 m.y. Biotite from kimberleyite, cp. 565. 1 km south-west of the Fen area; by Steinsrud, Holla, Telemark. Db. (J. L. Kulp 1960). N.
- 590 m.y. Biotite from søvite, cp. 565. Fen, Holla, Telemark. Db. Sverre Svinndal ded. 1958. N. L.
- 590 m.y. Muscovite from pegmatite; north-western gneiss area. Ortnevik, Kyrkjebø, Sogn og Fjordane. Cc. Geological Museum, Bergen ded. 1958. N. L.
- 603 m.y. Biotite from søvite, cp. 565. Fen. Same sample as 590 above.
- 758 m.y. Biotite from pegmatite. Araodden, Totakvann, Rauland, Telemark. Cb. Olaf Anton Broch leg. 1958. L.
- 759 m.y. Biotite from gneiss, east of Egersund formation. Remesvik, Lindesnes (formerly Sør-Audnedal), Vest-Agder. Ca. (W. Kley and P. Schmidlin). N.
- 772 m.y. Biotite from nearly unfoliated Telemark-granite, obviously younger than

- surrounding Telemark (granitic) gneiss. Possibly paligenetic. Araodden, Totakvann, Rauland, Telemark. Cb. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 776 m.y. Biotite from granite (Østfold granite), cp. 802, 823, 839. Onsøy, Østfold. DEb. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 802 m.y. Biotite from granite (Østfold granite), same sample as 823 below, cp. 776. Near Solli church, Tune, Østfold. DEb. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 815 m.y. Biotite from "Telemark granite". Sandå, S. Sundsli, Åmli, Aust-Agder. CDa(b). (J. L. Kulp 1960). N.
- 815 m.y. Biotite from norite. About 200 m SW of 864 (Ualand) below. Chr. Dick Thorkildsen leg. 1959. L.
- 823 m.y. Biotite from granite, cp. 776. Near Solli church, Østfold. Same sample as 802 above. N. L.
- 824 m.y. Biotite from granite gneiss (Telemark "granite"); somewhat foliated; uniform within a wide area. (Same rock as 857 and 868 (below), which were collected 1,5 km farther east). Road Gol-Ål; 3,25 km W of crossroads (Oslo/Borlaug/Geilo), Gol, Hallingdal, Buskerud. Dc. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 825 m.y. Biotite from farsundite. Rømteland (Rymteland), Lindesnes (formerly Sør-Audnedal), Vest-Agder. Ca. (J. L. Kulp 1960). N.
- 828 m.y. Biotite from pegmatite (same sample as 836 below). Bruna by Rorevann near Grimstad, Landvik, Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. L.
- 836 m.y. Biotite from pegmatite. Bruna (same sample as 828 above). L.
- 839 m.y. Biotite from "Østfold granite", cp. 776. Iddefjord, Idd, Østfold. DEb. (J. L. Kulp 1960). N.
- 842 m.y. Biotite from small pegmatite body in Telemark gneiss (granite gneiss). 1-2 km south of the old church, at new road along southern shore of lake Kviteseid, Telemark. CDb. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 850 m.y. Biotite from granite. Fevik, Fjære, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 850 m.y. Biotite from granite. Amtmannsvingen, Tvedestrand, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 852 m.y. Biotite from pegmatite. Bjertnes feldspar quarry, Krødsherad, Buskerud. Dbc., cp. 895, 977 below, and "Remarks" on 1640, 1690. N. L.
- 857 m.y. Biotite from granitic gneiss (cp. 824 above). Same sample as 868 below. Nearly 2 km W of cross roads (Oslo/Borlaug/Geilo), Gol in Hallingdal, Buskerud. Dc. N. L.
- 860 m.y. Muscovite from pegmatite. Iveland, Aust-Agder. Ca. (J. L. Kulp 1960). N.
- 860 m.y. Biotite from granite. ("Herefoss granite"). Landvik, Aust-Agder. CDa., cp. 930 below. (J. L. Kulp 1960). N.
- 861 m.y. Biotite from pegmatite, same locality as 905 below. Åmli feldspar quarry, Herefoss, Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. L.
- 864 m.y. Biotite from norite, Egersund area; cp. 815 above. Ca. Road no. 440, 2 km S of Ualand railway station, Heskestad, Rogaland. Chr. Dick Thorkildsen leg. 1959. L.
- 868 m.y. Biotite. Gol, same sample as 857 above. N. L.
- 870 m.y. Biotite from gneiss. Flaten, Åmli, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 874 m.y. Biotite from pegmatite. Road Vik (near Grimstad)-Froland, 50 m. N of the small farm Langemyr, 3 km N of cross roads Rykene (Arendal/Grimstad/Løddesøl) (near 1030 below), Øyestad, Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 880 m.y. Biotite from pegmatite. Small "temporary" feldspar quarry in road under repair. 100 m N of farm Håvardstad, Iveland, Aust-Agder. Ca. N. L.
- 890 m.y. Biotite from "Dagali gneiss", probably a metamorphic Telemark porphyry. Near the dairy at Ål railway station, Ål, Buskerud. CDc. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 895 m.y. Sericite from pegmatite. Bjertnes feldspar quarry, Krødsherad, Buskerud, cp. 852 above. (J. L. Kulp 1960). N.
- 900 m.y. Biotite from "banded Kongsberg-Bamle gneiss" (Arne Bugge i.c.). Cross-

- roads "Omre" (Grimstad/Lillesand/Homborsund), Landvik (Eide), Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 904 m.y. Muscovite from pegmatite; Haugesund peninsula. Tor's mine, Vats, Ryfylke, Rogaland. BCB. Geological Museum, Bergen ded. 1958. N. L.
- 904 m.y. Biotite from pegmatite, cp. 970 below. Løvrak (Lauvrak) feldspar quarry, Froland, Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 905 m.y. Muscovite from pegmatite (same locality as 861 above). Åmli feldspar quarry, Herefoss, Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 915 m.y. Biotite from pegmatite. Tarjeisberg, Kviteseid, Telemark. C(D)b. (J. L. Kulp 1960). N.
- 924 m.y. Biotite from gneiss (same sample as 936 below). Øyerberget, Brandval, Hedmark. Ebc. Chr. Dick Thorkildsen leg. 1960. L.
- 925 m.y. Biotite from mica schist. NNE of Flaten, Åmli, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 927 m.y. Biotite from pegmatite perhaps connected with the "Herefoss granite" (860, 930, 956, 975); same sample as 930 below, and 966 (Rb/Sr determination) below. Grøslø feldspar quarry, Landvik, road 387 Skiftenes - s. Herefoss, Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 927 m.y. Biotite from granite ("Flå granite"), cp. 943, 950, 952. Tunnel near Gulsvik railway station, Flå, Buskerud. Dbc. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 929 m.y. Biotite from gneiss. Heller farm, Askim, Østfold. DEB. (W. Kley and P. Schmidlin). N.
- 930 m.y. Biotite from granite ("Herefoss granite"), cp. 860, 956, 975. Killandsvann, Landvik, road 387 Skiftenes - s. Herefoss, Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 930 m.y. Biotite from pegmatite, same sample as 927 above. Grøslø feldspar quarry. CDa. N. L.
- 935 m.y. Biotite from pegmatite. Feldspar quarry Hella no. 3, Tromøysund, Stokken, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 936 m.y. Biotite, same sample as 924. Øyerberget. Ebc. L.
- 940 m.y. Biotite from gneiss. Assevvann, Øyestad, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 943 m.y. Biotite from granite ("Flå granite"), cp. 927 above. Ospeholt, Hedal, Sør-Aurdal, Oppland. Dc. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 946 m.y. Muscovite from pegmatite; same sample as 1030 (Rb/Sr age) below; cp. also 1148. Nordby feldspar quarry, Rakkestad, Østfold. Eb. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 950 m.y. Biotite from granite ("Flå granite"), cp. 927 above. WNW of Hedal church, Hedal, Sør-Aurdal, Oppland. Dc. (J. L. Kulp 1960). N.
- 952 m.y. Biotite from granite ("Flå granite"), cp. 927 above. Road cut at Gryte, 6 km S. of Vikar church, west side of lake Sperillen, Ådal, Buskerud. D(b)c. Olaf Anton Broch leg. 1960. N. L.
- 956 m.y. Biotite from granite ("Herefoss granite"), cp. 930 above. Near Grøslø feldspar quarry, cp. 927 above. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 965 m.y. Biotite from granite ("Tinn granite"). North of lake Tinnsjø, Tinn, Telemark. Db. (J. L. Kulp 1960). N.
- 965 m.y. Muscovite from pegmatite. Hyttåsen, Hobøl, Østfold. DEB. (W. Gentner and W. Kley 1957). N.
- 970 m.y. Muscovite from pegmatite. Løvrak feldspar quarry, same locality as 904 above. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1960. N. L.
- 975 m.y. Biotite from granite ("Herefoss granite"), cp. 930; west of the great fault (Arne Bugge l.c.) - 930, 860, 956 are from the east side. Senomstad bridge, south of s. Herefoss (Åmli), Herefoss, Aust-Agder. C(D)a. Olaf Anton Broch leg. 1960. N. L.
- 977 m.y. Muscovite from pegmatite, cp. 852 above. Bjertnes feldspar quarry, Krødsherad, Buskerud. Dbc. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 990 m.y. Biotite from veined gneiss belonging to the "Telemark area" west of the great fault (Arne Bugge l.c.). Vein material looks as if coming from, or con-

nected with the formation of, the "Flå granite", cp. 927 etc. East side of lake Krøderen, road 20, nearly 2 km. W of cross roads "Hamremoen" (Hønefoss/Vikersund/Gol), Krødsherad, Buskerud. Db(c). Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.

- 990 m.y. Biotite from migmatic gneiss. Between n. Herefoss and Hanefoss, Herefoss, Aust-Agder. C(D)a. Olaf Anton Broch leg. 1960. N. L.
- 1007 m.y. Biotite from gneiss, same sample as 990 above. Herefoss.
- 1010 m.y. Biotite from arenalite, cp. 1040 below. Hisøy, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 1016 m.y. Biotite from gneiss. Valebø, Holla, Telemark. Db. Sverre Svinndal ded. 1958. N. L.
- 1030 m.y. Biotite from coarse grained granite (pegmatite?). Near 874 above; 3 km. north of cross roads "Rykene", Øyestad, Aust-Agder. CDa. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 1040 m.y. Biotite from arenalite, cp. 1345 below, and 1010 above. Langsev, near Arendal, Aust-Agder. Da. (S. S. Goldich). N.
- 1041 m.y. Phlogopite from pegmatite. Snarum, Modum, Buskerud. Db(c). (W. Kley and P. Schmidlin). N.
- 1048 m.y. Biotite from gneiss with abundant mica, "Kongsberg-Bamble banded gneiss", east of the great fault (Arne Bugge l.c.). Road 20, between Veme and Sokna, nearly 5 km. west of level crossing at Oppen; Heradsbygd, Norderhov, Buskerud. Dbc. Olaf Anton Broch leg. 1958. N. L.
- 1052 m.y. Muscovite from same rock sample as biotite 1048 above (between Veme and Sokna). N. L.
- 1055 m.y. Muscovite from pegmatite. 650 m. WNW of W of Spone church, Modum, Buskerud. Db. (J. L. Kulp 1960). N.
- 1080 m.y. Biotite from productive vein, apatite mine. Ødegården Verk, Bamble, Telemark. Dab. (J. L. Kulp 1960). N.
- 1105 m.y. Biotite from banded gneiss. Hisøy, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 1105 m.y. Biotite from gneiss. Skarerveien, Lørenskog near Oslo, Akershus. D(E)b. N.
- 1148 m.y. Biotite from pegmatite, same locality as 946 above and as (Rb/Sr age) 1030 below. Nordby feldspar quarry, Rakkestad, Østfold. (D)Eb. Olaf Anton Broch leg. 1958. L.
- 1261 m.y. Biotite from pegmatite, cp. remarks above. Bruvollen, Hesnes, Fjære, Aust-Agder. CDa. L.
- 1345 m.y. Biotite from arenalite, cp. 1040 above. Langsev near Arendal, Aust-Agder. Da. (J. L. Kulp 1960). N.
- 1650 m.y. Biotite from pegmatite. Eptevann, Iveland, Aust-Agder. Ca. Olaf Anton Broch leg. 1958. L.
- 1750 m.y. Biotite, same sample as 1650 above.

b. Rb/Sr ages.

- 880 m.y. Lepidolite from pegmatite. Tørdal, Drangedal, Telemark. (C)D(ab). (J. L. Kulp). N.
- 900 m.y. Lepidolite from pegmatite. Tørdal, Drangedal, Telemark. (C)D(ab). (S. R. Taylor). N.
- 950 m.y. Microcline from pegmatite. Tørdal, Drangedal, Telemark. (C)D(ab). (J. L. Kulp). N.
- 966 m.y. Biotite from pegmatite, same sample as 927 and 930 (K/Ar determinations). Grøslø feldspar quarry. N. L.
- 1030 m.y. Muscovite from pegmatite; same sample as 946 (K/Ar) above. Nordby, Rakkestad. L.

c. "Other" ages.*

- 216 m.y. Th²³²/Pb²⁰⁸. Zircon from Oslo nordmarkite. Trondheimsveien, large new road cut near Oslo city limit. Db. (H. Faul 1959). N.

* See, however, "Addendum", p. 111.

- 243 m.y. U^{238}/Pb^{206} . Thorite. Brevig. Dab. (A. O. Nier 1939). N.
- 259 m.y. U^{238}/Pb^{206} . Zircon from Oslo nordmarkite. Trondheimsveien, large new road cut near Oslo city limit. Db. (H. Faul 1959). N.
- 355 m.y. Th^{232}/Pb^{208} . Thorite. Brevig. Db. (A. O. Nier 1939). N.
- 755 m.y. RaD/Pb. Gadolinite from pegmatite. Frikstad, Iveland, Aust-Agder. Ca. (W. Herr, E. Merz, P. Eberhardt, P. Signer 1958). N.
- 820 m.y. Pb^{207}/Pb^{206} . Gadolinite from pegmatite. Frikstad, Iveland, Aust-Agder. Ca. (W. Herr, E. Merz 1958). N.
- 884 m.y. RaD/Pb. Blomstrandine from pegmatite. Kåbuland, Iveland, Aust-Agder. Ca. (W. Herr, E. Merz). N.
- 920 m.y. Pb^{207}/Pb^{206} . Uraninite from pegmatite. Rymteland, Lindesnes, Vest-Agder. Ca. (J. L. Kulp, W. R. Eckelmann 1957). N.
- 920 m.y. Th^{232}/Pb^{208} . Euxenite from pegmatite. Rymteland, Lindesnes, Vest-Agder. Ca. (J. L. Kulp, W. R. Eckelmann 1957). N.
- 920 m.y. Pb^{207}/Pb^{206} . Uraninite from pegmatite. Rymteland, Lindesnes, Vest-Agder. Ca. (S. Moorbath). N.
- 920 m.y. Pb^{207}/Pb^{206} . Blomstrandine from pegmatite. Kåbuland, Iveland, Aust-Agder. Ca. (W. Herr, E. Merz 1958). N.
- 920 m.y. Pb^{207}/Pb^{206} . Uraninite from pegmatite. Karlshus, Råde, Østfold. DEB. (S. Moorbath). N.
- 940 m.y. Pb^{207}/Pb^{206} . Euxenite from pegmatite. Kalstad, Kragerø, Telemark. (J. L. Kulp, W. R. Eckelmann 1957). N.
- 980 m.y. Th^{232}/Pb^{208} . Euxenite from pegmatite. Kalstad, Kragerø, Telemark. Dab. (J. L. Kulp, W. R. Eckelmann 1957). N.
- 1085 m.y. Average of the following 6 determinations of cleveite from Auselmyra, Tvedestrand (formerly Holt), Aust-Agder. Da. (1060 m.y. U^{238}/Pb^{206} ., 1070 m.y. U^{235}/Pb^{207} ., S. Moorbath 1960). (1090 m.y. Pb^{207}/Pb^{206} ., 1110 m.y. Th^{232}/Pb^{208} ., S. Moorbath). (1085 m.y. U^{238}/Pb^{206} ., 1090 m.y. Pb^{207}/Pb^{206} ., A. O. Nier). N.
- ? 2750 m.y. Tentative recalculation by the present author of 2290 m.y. (N.), see remarks above (comments on curve III): Re/Os determination (W. Herr and E. Merz 1958) of molybdenite from Vatterfjord, Vågan, Lofoten, Nordland. Aef.

Acknowledgements.

The co-operation with the Laboratory for pre-Cambrian Geology, Leningrad, has been most gratifying. Norwegian geologists are highly indebted to the late A. A. Polkanov, to E. K. Gerling and V. S. Obruchev for the great and valuable amount of the work they have carried out. Personally I wish to express my thanks to them for their collegiate and friendly attitude.

I have profited considerably from pleasant conversations with Inge Bryhni, Arve Kjellberg, Henrich Neumann, Borghild Nilssen and Nils Spjeldnæs, University of Oslo.

Janet Peacey, Fred Broadhurst and Terence Westall have endeavoured to remould my manuscript text into acceptable English.

Addendum.

When this manuscript was already at the printers I received a paper "Anzeichen einer frühkaledonischen Metamorphose" by Ivar Hernes. (N. Jb. Miner. Mh. 1964, 110-116). The author among other things discusses certain aspects of early Caledonian orogeny in some detail, and arrives at conclusions which do not conflict very much with what has been touched upon in the present paper.

To avoid confusion I should like to take this opportunity to correct an inadvertence. Mr. Hernes (l. c. p. 112 and 114) did not receive the unpublished Russian information referred to from the "Laboratory for pre-Cambrian Geology" but from the Geological Survey of Norway (Norges geologiske undersøkelse). Thus he employs the very same determinations and informations which have been used above.

* * *

By accident the important results of Moorbath and Vokes were not included in the compilation and discussion above. (Moorbath, S. and Vokes, F. M. Lead isotope abundance studies on galena occurrences in Norway. Norsk geologisk tidsskrift 43, pp. 283-343. Oslo 1963). The paper includes a map and a list of 37 model ages. 15 ages are negative and 5 do not fit the general picture shown in fig. 3, II, above. I am following the authors (l. c., p. 302) when I reject these 20 values as geological time markers. The remaining 17 determinations - 11 from northern Norway - fit the picture very well and should be added to table 2, to the section "other" ages of table 7 and to the uppermost, dotted line of fig. 3, II. The existence of peaks at about 900 m. y. and 400 m. y. is confirmed and so is the age of the Oslo activity; cp. fig. 5, p. 112, below.

The model age from Ettetdalsgrubene, Vegårdshei, Aust-Agder of 1510 m. y., is interesting, since it adds to the few examples of ages above ca. 1100 m. y. For reasons given above (p. 101, on Re/Os ages) I cannot, however, look upon the Tarjeisberg age of 1560 m. y. as a corollary to the authors' tentative postulation of orogeny at 1500-1600 m. y. (l. c., p. 296); but we are, certainly, all aware that it is early days for entering into details.

The following lead isotope model ages determined on galena should, accordingly, be added to table 7, "other" ages, p. 109-110, above:

(230 m. y. Kirkerøstene, Rostadfjell, Nordland. A(B)c(d)). 240 m. y. Mutta. Grua. Db(c). 250 m. y. Krækkjeheia, Hardangervidda. Cc(b). 260 m. y. Skjærpemyr, Grua. Db(c). 360 m. y. Mofjell mine, Mo-i-Rana, Nordland. A(B)d(c). 390 m. y. Jakobsbakken, Sulitjelma. Bd. 400 m. y. Bjørkåsen, Ballangen. Be. 420 m. y. Ravnåsen, Nordland. Ac. 420 m. y. Lille Tromsdal, Grong, Nord-Trøndelag. Ef. 420 m. y. Mosbergvik, Balsfjord, Troms. B(C) f. 470 m. y. Gurrogaisa, Finnmark. Dg. 730 m. y. Villdalsfjell, Bogen, Ofoten. Be. 760 m. y. Niingen, Bogen, Ofoten. Be. 830 m. y. Djupevik, Ofoten. Be. 920 m. y. Nordre Bygstøl, Kviteseid, Telemark. C(D) b. 930 m. y. Jakobselven, Sørvaranger, Finnmark. Eg. 1510 m. y. Ettetdalsgrubene, Vegårdshei, Aust-Agder. Da.

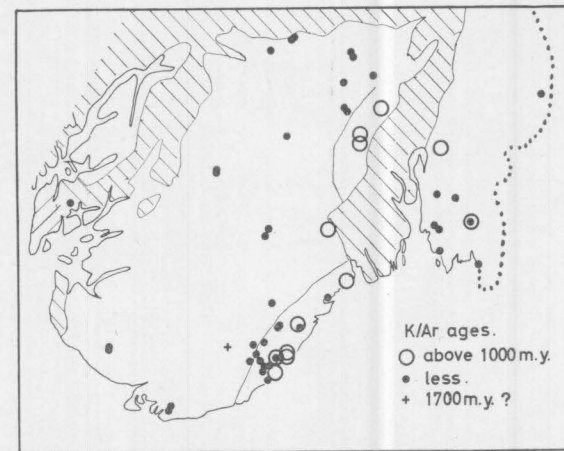


Fig. 1, see p. 98.

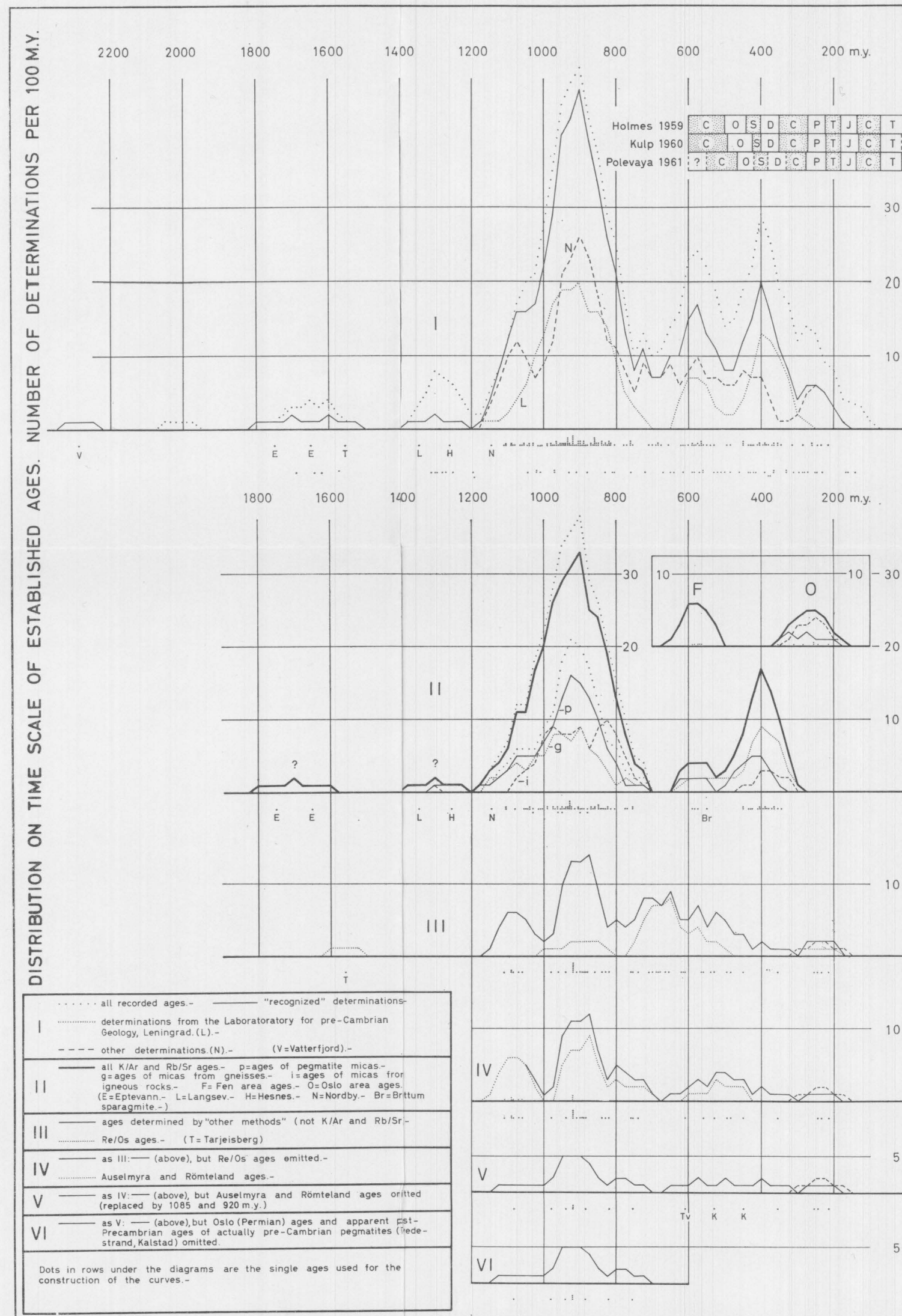


Fig. 3, see "Remarks", pp. 98-105.

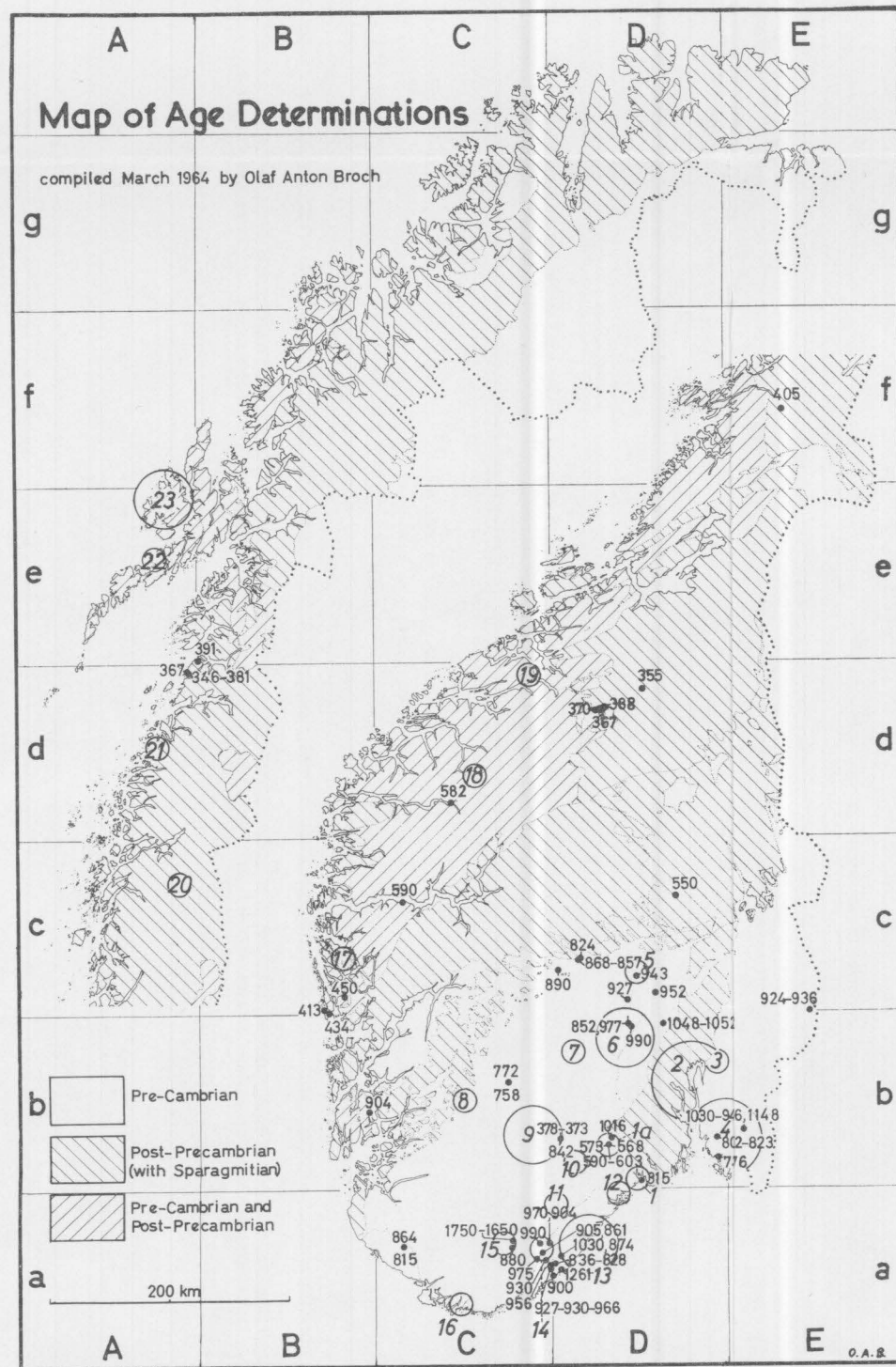


Fig. 2, see tables 1 and 2.

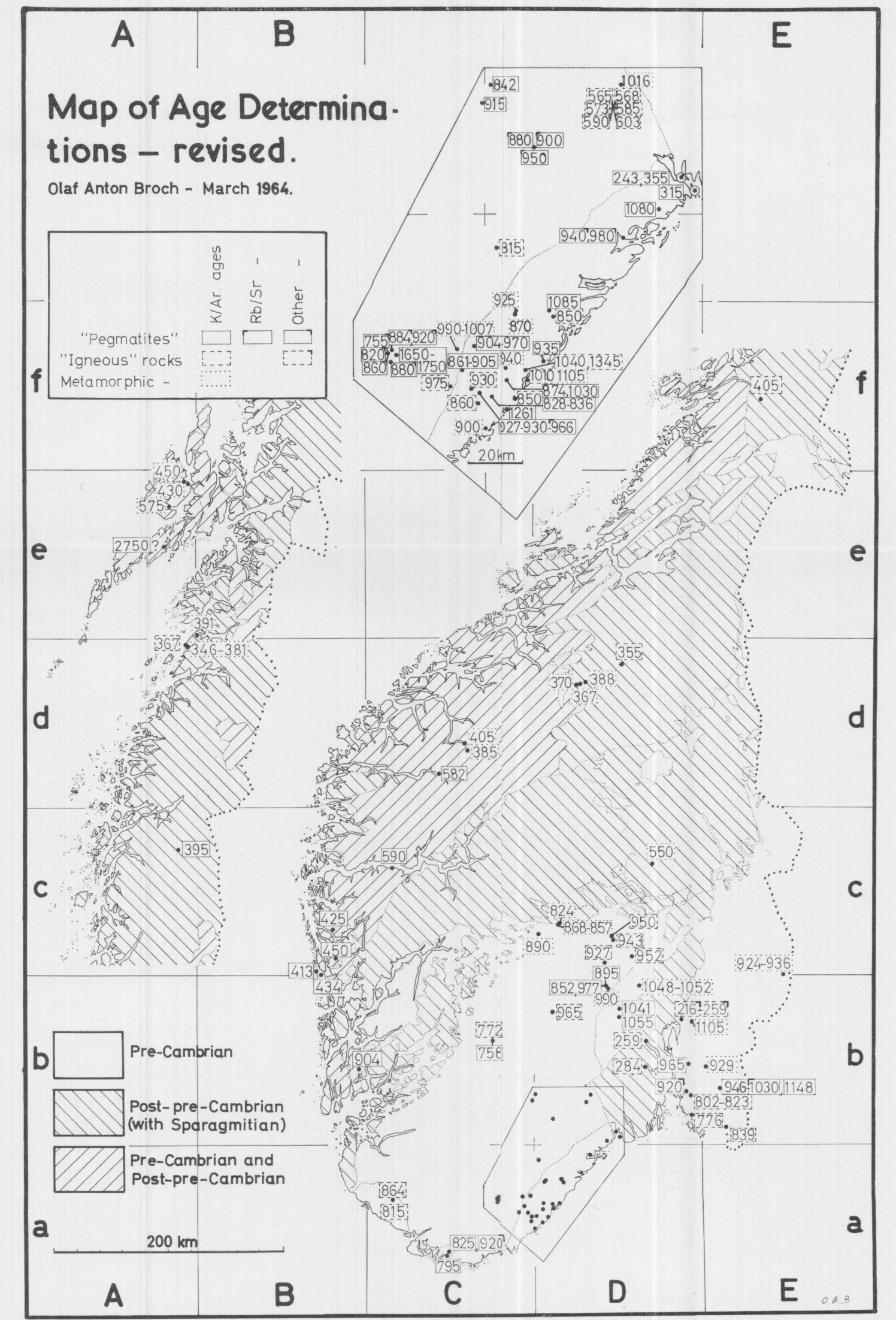


Fig. 4, see table 7.

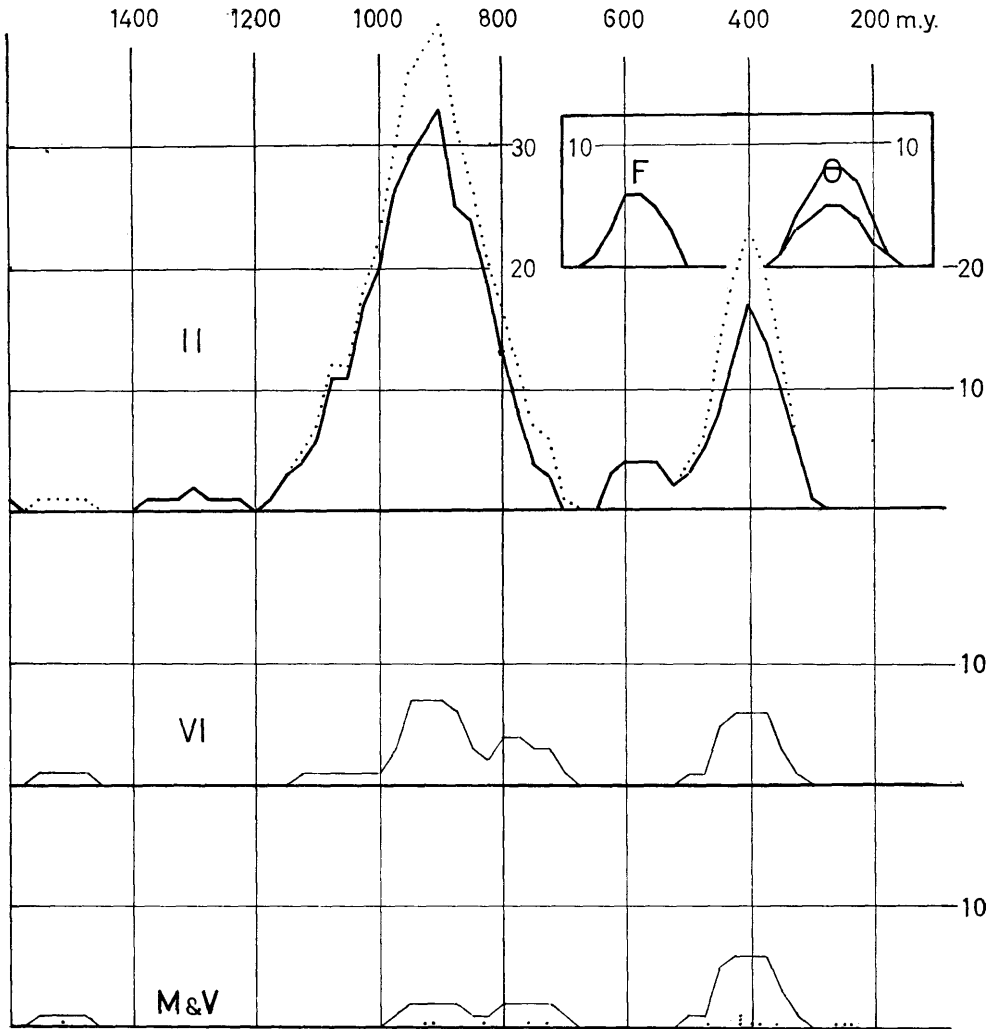


Fig. 5. Bottom: Age determinations by Moorbath and Vokes (see p. 111, above) plotted after the method used for fig. 3. - VI: "other" age determinations (cp. VI, fig. 3) including the determinations of Moorbath and Vokes. - II: Course of the widely spaced dotted line and the "Oslo curve" (II, fig. 3) when adding the determinations of Moorbath and Vokes. The curve of K/Ar and Rb/Sr ages is copied from II, fig. 3.

References

- Bugge, Arne*, 1928: En forkastning i det sydnorske grunnfjell. N.G.U. no. 130.
- Giletti, Bruno J., Moorbath, Stephen and Lambert, Richard St. John*, 1961: A geochronological Study of the metamorphic Complexes of the Scottish Highlands. Q. J. G. S. Vol. 117 (for 1961), pp. 233-272.
- Holmes, Arthur*, 1959: A Revised Geological Time-Scale. Trans. Geol. Soc. Edinburgh. Vol. 17, pp. 183-216.
- Kocol, Henry*, 1961: Studies of the natural Radioactivity of Rhenium. Ann. report TID - 13494 Jan. 1961.
- Kulp, J. L.*, 1960: The geological Time Scale. I. G. C. Rep. Twenty-First Session Norden. Part III, pp. 18-27.
- Magnusson, Nils H.*, 1960: Age determinations of Swedish Precambrian Rocks. Geol. Fören. Stockholm Förh. Vol. 82, pp. 407-432.
- McDougall, Ian and Green, D. H.*, 1964: Excess radiogenic Argon in Pyroxenes and Isotopic Ages on Minerals from Norwegian Eclogites. Norsk geol. tidsskr. V. 44, pp. 183-196.
- Neumann, Henrich*, 1960: Apparent Ages of Norwegian Minerals and Rocks. Norsk geol. tidsskr. V. 40, pp. 173-191.
- Полевая, Н. И.*, Шкала абсолютной геохронологии по глаукоцитам. Вопросы геохронологии и геологии. Труды лаборатории геологии докембрия. - Вып. 12. А. Н. С. С. С. Р. Москва 1961.
- Polkanov, A. A. and Gerling, E. K.*, 1960: The Pre-Cambrian Geochronology of the Baltic Shield. I. G. C. Rep. Twenty-First Session Norden. Part IX, pp. 183-191.
- Welin, Eric and Blomqvist, Göran*, 1964: Age Measurements on Radioactive Minerals from Sweden. Geol. Fören. Stockholm Förh. Vol. 86, pp. 33-50.
- Wolf, Clarence J. and Johnston, W. H.*, 1962: Natural Radioactivity of Rhenium. Phys. Rev. 125, 307-10 (Jan. 1., 1962).

A copper-zinc mineralization in Trollaldalen, Lofoten, Northern Norway.

By
BOYE FLOOD

Contents.

Introduction	114	Valleriite	126
General geology	115	Sphalerite (Marmatite)	129
The copper-zinc bearing veins	117	Arsenopyrite (Danaite)	130
Paragenesis	119	Alteration minerals	130
Pyrrhotite	119	Summary and conclusions	134
Chalcopyrite	121	Acknowledgments	137
Cubanite	123	References	137

Introduction.

During the spring 1963, the Norwegian Geological Survey, NGU, received specimens and a short report on some zinc-copper bearing veins in Lofoten, Northern Norway.

Because of this, the writer paid a short visit to the locality in the following autumn to get an impression of the deposit and to collect some more samples. The mineralized area is situated in the Vågan district on Austvågøy in Lofoten (see key map, fig. 1). It can easily be reached by car from Svolvær. From the fishing village, Kalle, there is only 1½ km' walk up to the Trolldalsvann (lake) 75 m a. s. l., around which the mineralization occur. From the lake the countryside arises steeply on three sides towards the surrounding mountain ridge (see fig. 3). At different altitudes on this slope copper-zinc bearing veins, ranging from a few cm up to 90 cm thick are found.

According to NGU's files the first claim was staked in 1905, but since then nothing has been done until recently.

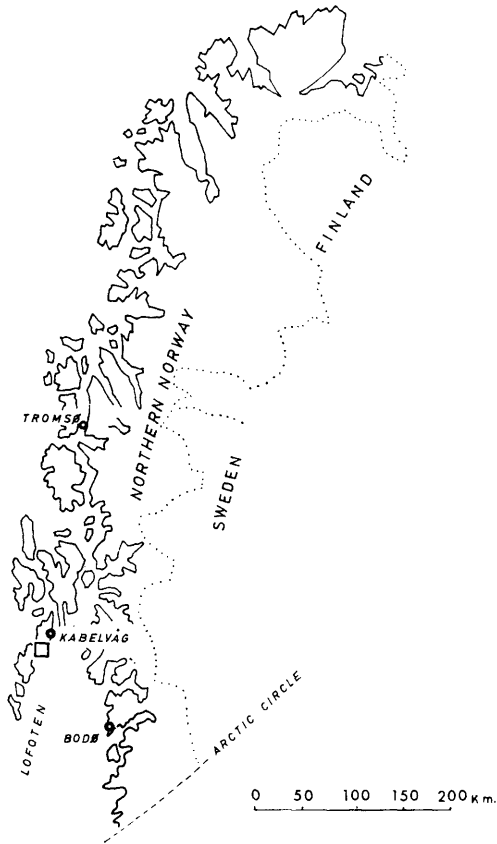


Fig. 1. Key map.

Nøkkeltart.

General geology.

In former days the Lofoten islands were considered to consist of some rather special rocks of plutonic origin, designated "Lofoten-eruptivene" or the "Plutonic Rocks of Lofoten". Different ages were proposed, from Precambrian up to Devonian as they were correlated with the Permian rocks of the Oslo region then considered Devonian. (Th. Vogt, 1909.)

After more thorough investigations in the recent years (Heier 1960) the "Plutonic Rocks of Lofoten" are partly estimated as high-grade metamorphics of granulite facies. Field and laboratory observations indicate that these metamorphic rocks consist both of the Precambrian basement

LEGEND :

FORKLARING :

	GABBRO		GABBRO
	LOFOTSYENITE		PERIDOTITE
	LOFOTSYENITT		PERIDOTITT
	GNEISSIC GRANITE		COVERED
	PRESSET GRANITT		LØSE AVLEIRINGER
	MASSIVE GRANITE		SULPHIDE MINERALIZATION
	UPRESSET GRANITT		SULFIDMINERALISERING

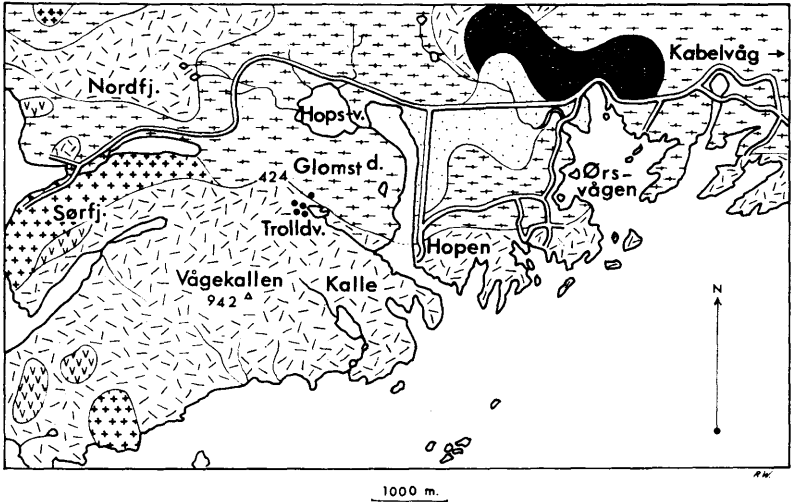


Fig. 2. Geological map after Th. Vogt showing the mineralized area.

Geologisk kart etter Th. Vogt som viser det mineraliserte området.

and various Caledonian rocks now intimately interfolded. True plutonics, however, are still considered to exist as syn- or post-orogenic intrusives. The comprehensive designation favoured today is the "Charnocitic Rocks of Lofoten".

From these rocks no sphalerite-chalcopyrite mineralization is earlier described, but a few others are according to N.G.U.'s files reported to occur in the area. On the other hand titaniferous iron ore deposits occur quite frequently, but are either too small or with magnetite-ilmenite too intermixed for any economical use so far. An insignificant deposit of molybdenum is known from Vatterfjord, northeast of Svolvær.

In NGU's files an unpublished field map, scale 1:100.000 by Th.

Vogt, covers the mineralized area here described (see fig. 2). As seen on the map a contact between a syenite (Lofot-syenitt) to the south, and a gneissic granite (Svolvær-granitt) to the north runs along the north-side of the Trollaldalen (valley), and according to the writer's observations mineralization occur on both sides of the boundary. But as no explanation follows the map, the accuracy of the boundary is not known, descriptions of the particular rocks are also lacking. Different rocks, however, occur on the north and the south side of Trolldalsvann.

On the northern side of the lake a massive, strongly jointed medium grained granite, grey-brown in colour, was found. It mainly consists of equal amounts of quartz and feldspar with a few pseudomorphs of probable hypersthene, with biotite, opaques, garnet and chlorite as accessories. The quartz shows undulatory extinction and is partly fractured. The feldspar is an antiperthite ranging up to a mesoperthite in some grains. They are made up of albite and microcline. The microcline mostly occurs in irregular patches but also as more regularly orientated lenses. Normal perthite lamellae are rather frequent in the microcline. The pseudomorphs consist, in addition to the probable hypersthene, also of opaques and biotite. The biotite, the most frequent of the accessories, is strongly pleochroic from dark-red-brown to yellow-brown.

On the south side of the lake, adjacent to the copper-zinc bearing veins, a light grey, gneissic rock occurs. It strikes about south 60° east with a dip 60° to the southwest. The rock is finegrained, and its gneissic structure, which is easily seen in the field and specimens, is hardly distinguishable in the microscope. The dominant minerals are quartz and plagioclase An_5 in about equal proportions. In contrast to the granite described above, the quartz here shows no or little undulation. Of dark minerals, both hornblende and pyroxene occur with the latter as the dominating one. They are usually associated with each other and with sphene. The hornblende is strongly pleochroic brownish-green to light green. The pyroxene has oblique extinction, a fairly strong green colour and weak pleochroism. Calcite appears in small amounts evenly distributed throughout the rock. Accessories are sphene, garnet and opaques.

The copper-zinc bearing veins.

The vein, which has called attention to this mineralization occurs in the light gneiss on the south side of the lake, about 35 m up the steep slope. It is exposed over a distance of about 10 m, more or less following

the gneiss structure. It wedges out to the northwest and disappear underneath the rockfall on the other end.

Apophyses 30–40 cm long, 3–4 cm thick are seen to extend into the adjacent gneiss as well as a poor impregnation mainly of chalcopyrite, which appear as stringers a few mm long close to the vein. The other minerals detectable are pyrrhotite, mainly dominating, chalcopyrite and sphalerite in about equal proportions, and at last small amounts of arsenopyrite. Gangue minerals are quartz, pyroxene and a few grains of calcite (see fig. 4). The vein as a whole is very dark in colour due to a smoky appearance of the gangue quartz.

About a 100 m higher up along the mountains side a new vein, but of a rather different appearance is found. Due to bad weather it could not be visited during the writers short trip to the locality, but according to local people it can be followed for about a 100 m, lying almost flat with a maximum thickness of about 70 cm. From the many samples received from this vein, it appears as almost massive pyrrhotite with a few irregular patches of chalcopyrite. Sphalerite can hardly be distinguished

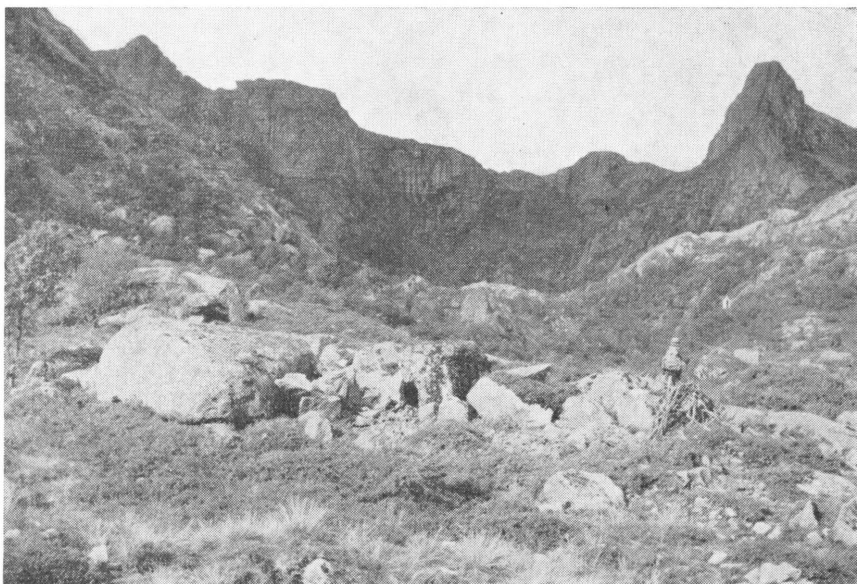


Fig. 3. Looking NW up Trolldalen. The mineralization occurs along mountain wall in the background.

Bilde tatt mot NV opp Trolldalen.

Mineraliseringen forekommer i fjellsiden i bakgrunnen.

macroscopically. Gangue minerals are also here quartz and pyroxene, a few grains of antiperthite are also observed.

On the north side of Trolldalsvann a vein, only a few meters long, has an approximate vertical position determined by fractures in the host-rock. This mineralization which never exceeds 20 cm in thickness consists almost entirely of pyrrhotite with a little chalcopyrite and sphalerite. Also a few other similar mineralizations are reported to occur in the area.

Paragenesis.

The minerals observed macroscopically are mentioned above. A few more, however, were identified in the microscope, and they are all listed below.

Main constituents of the ore	Minor constituents of the ore	
Pyrrhotite	Valleriite	
Chalcopyrite	Galena?	
Cubanite	Marcasite	} Alteration of pyrrhotite.
Sphalerite	Pyrite	
Arsenopyrite	Limonite	

Arsenopyrite, and probably galena, which only occur as inclusions in the former, are only observed in the lower vein. Cubanite with one exception is also only connected to this, while valleriite occurs on both the upper and the lower mineralization south of the lake. The fracture-filling north of the lake contains no minerals other than those seen macroscopically, except for ubiquitous alteration products.

Pyrrhotite.

As mentioned, this is the most frequent sulphide mineral in the Troll-dalen deposit. Especially in the upper, flatlying massive vein and in the thin vein north of the lake it is by far the dominant ore mineral. Two distinct mode of occurrence are clearly seen in the polished sections.

1. In the massive variety no grain boundaries are distinguished and optical continuity seems to occur throughout the whole section, with exceptions of grains totally enclosed in silicate. A slight undulatory effect, however, and a few cases of probable twinning appear. The latter

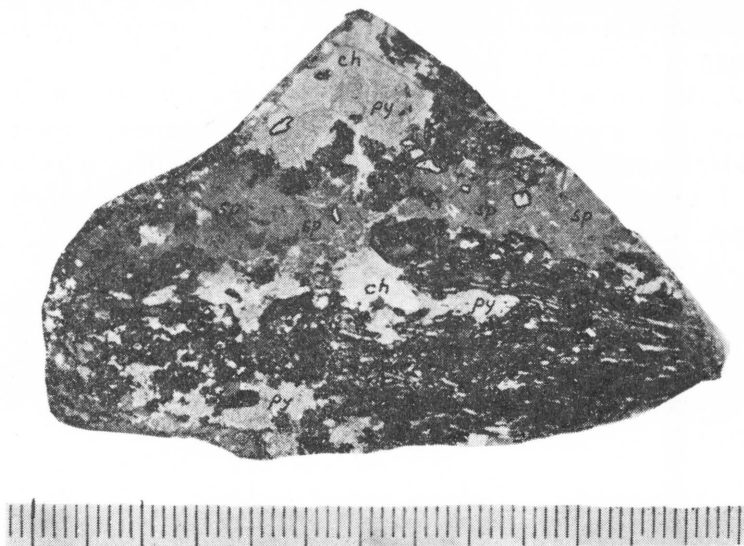


Fig. 4. Hand specimen of the ore showing the distribution of the different minerals (sp) sphalerite, (ch) chalcopyrite, (py) pyrrhotite, encircled arsenopyrite, black gangue minerals.

Håndstykke som viser fordelingen av de forskjellige mineraler, (sp) sinkblende, (ch) kobberkis, (py) magnetkis, innsirklet arsenkis, sort gangmineraler.

phenomena occurs as straight cut wedges with different extinction from the surrounding mass, or as straight lines fading out in both ends. The most prominent feature, however, is the appearance of closely spaced internal lamellae forming sinuous lenses always parallel or subparallel (see fig. 5). Their maximum size is about 0.01–0.015 mm thick and 0.3–0.4 mm long. They are rather difficult to distinguish without crossed nichols but by rotating the stage they will in one position stand out due to darker colour than the matrix.

Ramdohr (1955) states that pyrrhotite usually shows this structure. The lamellae generally develops parallel (0001) but may also have uneven distribution. In Trolldalen lamellae only in the (0001) direction are developed as they always run parallel with the cleavage. Both Ramdohr and Uyttenbogaardt (1951) mention that lamellae with a lighter appearance than the matrix are the most common, but while Uyttenbogaardt has found that the matrix is usually the harder, Ramdohr mention this quality for the lamellae. However, Ramdohr also mention localities, among them Råna and Sulitjelma where the opposite is the case, both as far as the

colour and hardness are concerned. Vokes (1957) also in his investigation of the Birtavarre ore has found the lamellae to be darker than the matrix. Concerning the colour this is also the case in Trolldalen, but the Becke line test points towards an equal hardness. The anisotropism is seen to be stronger in the lamellae than in the matrix, but the two components show simultaneous extinction, which according to Uyttenbogaardt always is the case.

The general explanation for these textures are exsolution. Looking at (fig. 5), we see that the lamellae are slightly bent where they cross the twin planes. A similar feature is illustrated by Vokes from Birtavarre and has been attributed to "stress acting on the ore after the solidification and exsolution of the pyrrhotite", as twinning in pyrrhotite is regarded as a result of stress (Ramdohr 1955). Mikkola (1963) from his studies of the Vihanti deposit, Finland, suggest that the lamellae texture is associated with deformation after crystallization.

2. The pyrrhotite from the two other localities has a totally different appearance. The mineral occur in close relationship with other sulphides and more intermixed with the silicates as seen on (fig. 4). This pyrrhotite appears as anhedral grains, mainly ranging from 0.4–2 mm across.

The lamellae texture is here observed in only one section from the zinc-copper ore, and even in this, only in a part of the section. The lamellae seem to be absent in the pyrrhotite replacing the chalcopyrite. As far as colour and anisotropism are concerned no obvious difference are distinguished between the two varieties.

A fact, which can be mentioned about the pyrrhotite from Trolldalen is the differences in magnetic properties. The various specimens have been tested with an ordinary field compass, and except one specimen, all those from the massive flatlying pyrrhotite vein, had no effect on the compass needle. All the other specimens proved to be magnetic. This is probably due to variation in the Fe/S ratio, as earlier investigations have pointed towards increasing magnetic properties with increasing sulphide content (Grønvold and Haraldsen 1952), (Vokes 1957).

Chalcopyrite.

The chalcopyrite occurs as insignificant grains and aggregates adjacent to the silicates in the massive pyrrhotite, and in the fracturefilling on the north side of the valley. In the massive pyrrhotite it is also seen locally to form irregular grains along cracks or form needles parallel to the internal

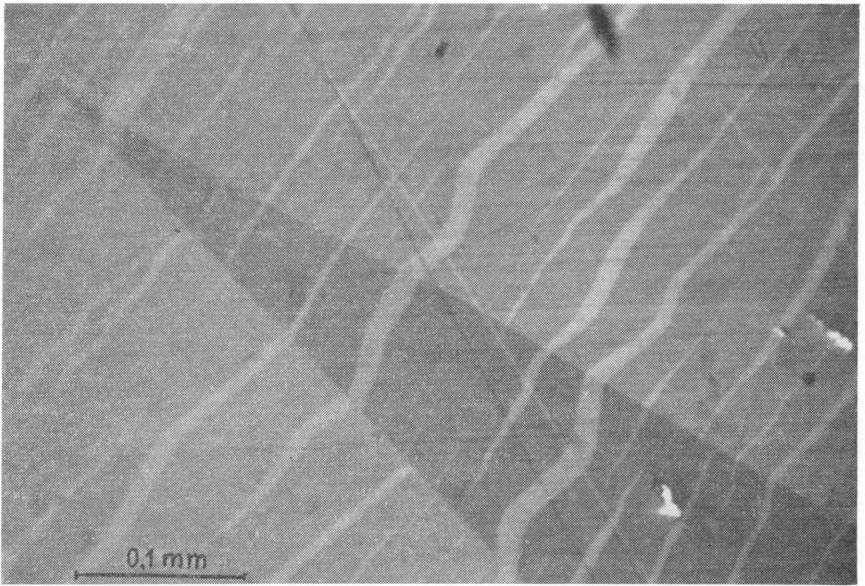


Fig. 5. Lamellae and twinning in pyrrhotite. + N.

Lameller og tvillingdannelse i magnetkis. + N.

lamellae. This latter case is most probably a result of exsolution. At the third locality it is much more prominent and occurs in aggregates up to a few cm wide, although mainly smaller, and nearly always associated with pyrrhotite (see fig. 4). When investigated in polished sections it turns out that what here was regarded as pure chalcopyrite contain at an estimated average as much as 30–40 % cubanite.

The chalcopyrite grains are anhedral, pleochroism is not observed and the anisotropism is rather weak. Between crossed nichols an irregular lamellar-twinning occurs in most of the grains. Its relation to pyrrhotite varies, but in most cases it is found to be corroded along the contacts to the pyrrhotite. This corrosion gives the chalcopyrite an irregular, ragged outline with the original grainboundary often still visible (see fig. 7). This is quite different from where replacement has occurred, which is apparent in some places (see fig. 8). The pyrrhotite here embays the chalcopyrite and envelopes fragments which together still show the outline of the original grains. But here the contact pyrrhotite – chalcopyrite itself generally is smooth.

The chalcopyrite is, as mentioned, almost always associated with

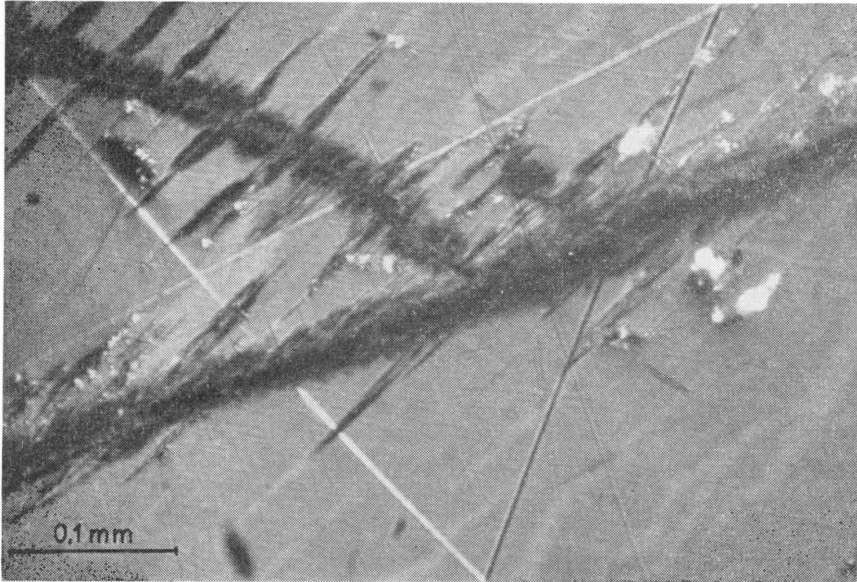


Fig. 6. Marcasite (black) along cracks in pyrrhotite (grey). + N.

Markasitt (sort) langs sprekker i magnetkis (grå). + N.

pyrrhotite in the sulphide aggregate, as well as in thin veins intersecting the silicates. In spite of the frequent corrosion they, probably in most cases develop "mutual boundaries". It is therefore assumed that these minerals are contemporaneous and that the corrosion and more local replacement are due to later processes in the ore.

On the north side of the valley a typical example of "mottled texture" occurs as rodshaped and rounded inclusions of chalcopyrite occur in sphalerite. The average size of these is about 0.005 mm. They are often orientated as chains along crystallographic directions, but random distribution also appears.

Cubanite.

This mineral has most probably crystallized in two generations. First as lamellae in chalcopyrite, probably a product of exsolution, later granular aggregates have been formed chiefly by replacement of chalcopyrite. The mineral appears with a very few exceptions always in the chalcopyrite field.

The lamellae appear one or two together or in bunches of parallel lenses

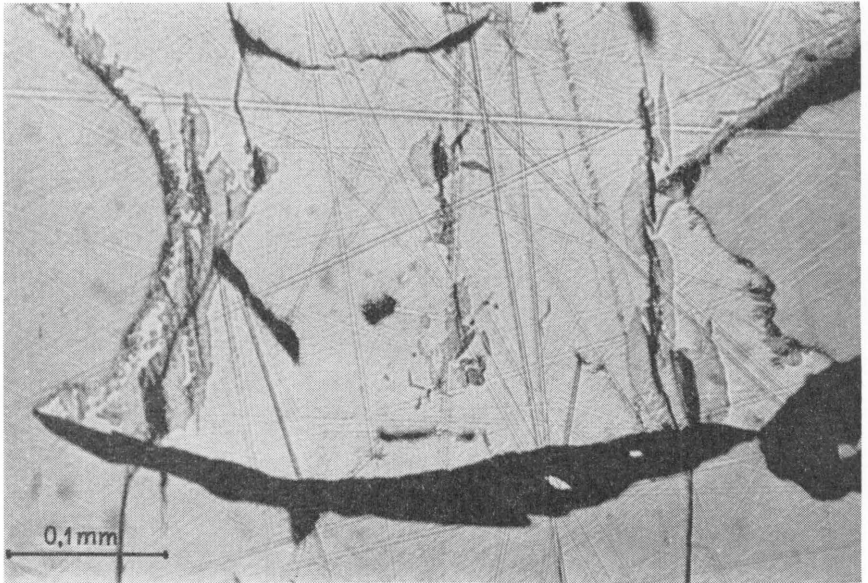


Fig. 7. Photograph which shows corrosion of chalcopyrite (light grey) by pyrrhotite (grey). Black in lower half of fig. is sphalerite.

*Fotografi som viser at magnetkis (grå) korroderer koppekis (lys grå).
Sort i nedre del av bildet er sinkblende.*

and laths (see fig. 9). The single ones are normally the largest with a maximum length of 3.5 mm and as much as 0.07 mm thick. This is the typical appearance of this mineral as a normal constituent in high temperature sulphide deposits. It is generally assumed that it has been formed by exsolution from chalcopyrite, with an excess of FeS, and that this exsolution takes place at a temperature around 250–300° C (Ramdohr 1955).

However, quantitatively, the other occurrence of this mineral is by far the most important. It fills up the chalcopyrite fields in almost all proportion and often shows evidence of replacement. Sometimes the replacement seems to have occurred by a growth of the exsolution lamellae leaving chalcopyrite lamellae in a cubanite field (see fig. 10), in more extreme cases there remain minute laths and lenses of chalcopyrite approximately parallel to cubanite lamellae in the adjacent grains of the former mineral. In most cases, however, the replacing cubanite has no relation to the lamellae. On the contrary there seems to be a slight difference in

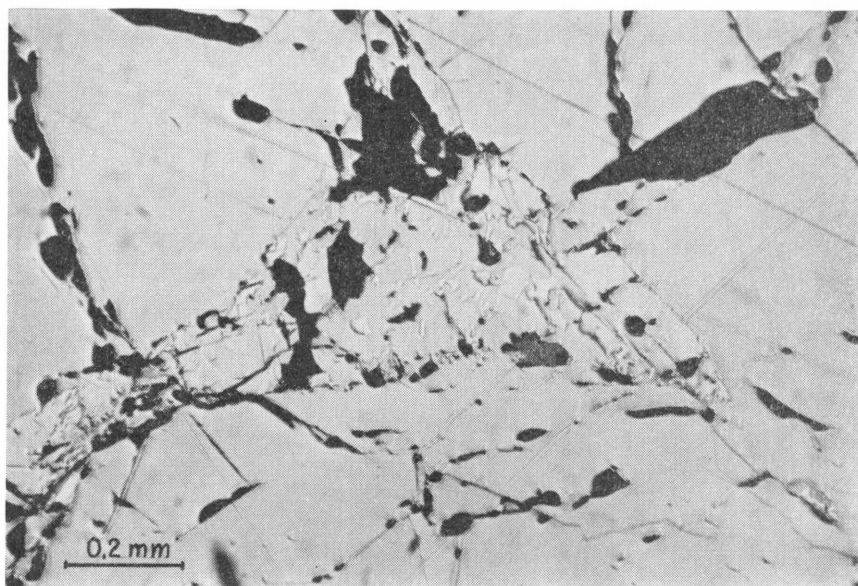


Fig. 8. Remnants of a chalcopyrite grain (relief) replaced and surrounded by pyrrhotite. Black grooves.

*Rester av et kopperkiskorn (relieff) delvis fortrenget av omkringliggende magnetkis.
Sort er groper.*

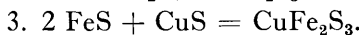
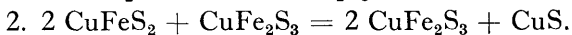
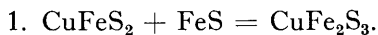
colour and relief between the two, as the lamellae show a pleochroism and a difference in relief from chalcopyrite, which are hardly distinguishable in the other mode of occurrence. The anisotropism is weak but distinct in both generations. However, the colour, which lies between those of chalcopyrite and pyrrhotite, also appears differently in various polished sections, and this difference seems to coincide with the difference in relief, i.e. a dark pyrrhotite like cubanite is seen to have a hardness above chalcopyrite, while the lighter, more yellowish varieties have an almost equal hardness. X-ray powder patterns, however, shows no difference between these varieties.

In addition to chalcopyrite cubanite is also in a small scale found to replace the gangue minerals, small grains around 0.15 mm including numerous relics are seen to extend into the silicates.

When part of corroded chalcopyrite grains have been replaced by cubanite, the corroded grain boundary changes abruptly to smooth, i. e. although replaced the cubanite is never corroded by pyrrhotite. It is

therefore assumed that the formation of granular cubanite is later than the corrosion of chalcopyrite and perhaps a result of this, after equation no. 1. This equation is used by Ødman (1933) when he assumes that cubanite is formed when chalcopyrite in solution "Kupfer (kies) führenden Lösungen" reacts with pyrrhotite. J. E. Hawley (1962) ascribes the development of much of the granular cubanite from the Frood mine, Sudbury, to absorption of magnetite, pyrrhotite and pentlandite by copper-rich sulphide liquid. The difference between these localities and Trolldalen is that in the latter the opposite seems to have taken place.

As the amount of chalcopyrite corroded by pyrrhotite is rather small compared to the cubanite present, the writer suggests that a further replacement of chalcopyrite by cubanite takes place according to equations no. 2 and no. 3. At certain conditions replacement stops and as a last reaction we find the replacement of both cubanite and chalcopyrite by pyrrhotite.



It must be mentioned that quite a few of the cubanite grains show wormlike intergrowths of pyrrhotite. These very much resemble texture in chalcopyrite, illustrated by Vokes (1957) from Birtavarre and ascribed to probable corrosion as they almost only appear along the boundary between the two minerals. In the cubanite, however, they appear throughout the whole grain 0.1–0.2 mm long up to 0.01 mm thick, mainly following two distinct directions in cubanite. These directions coincide with the direction, which along sphalerite stars are found to develop (see fig. 11). It is assumed that this pyrrhotite has unmixed from the surrounding cubanite. Pyrrhotite similar in texture is also described from cubanite lamellae in the Frood ore by Newhouse (1931) and attributed to exsolution.

Valleriite.

Until later years this mineral was only described from one locality in Norway, namely Jakobsbakken, Sulitjelma, (Ramdohr 1938). Since it has been identified and described from the Håfjellstuva copper prospects (S. Foslie 1950), the Birtavarre ore (Vokes 1957), the Bleikvassli Mine

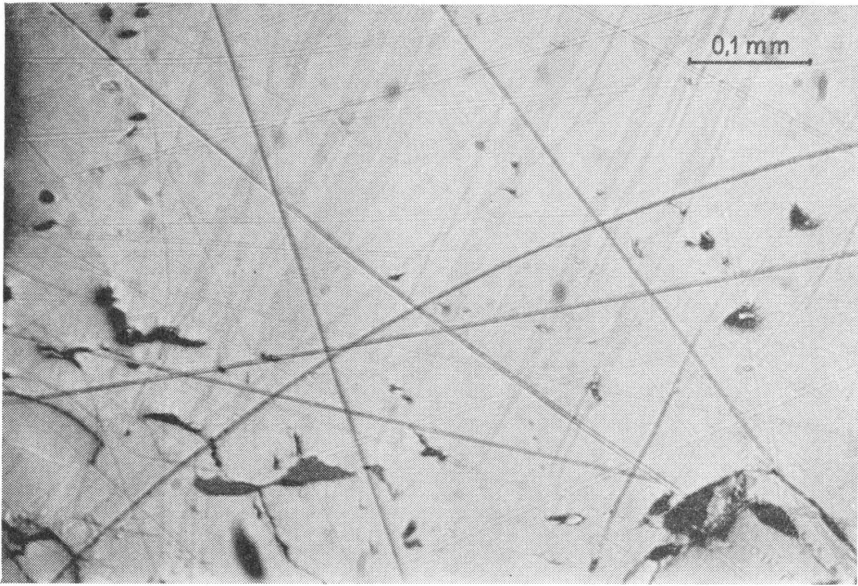


Fig. 9. Cubanite lamellae in chalcopyrite.

Cubanittlameller i kopperkis.

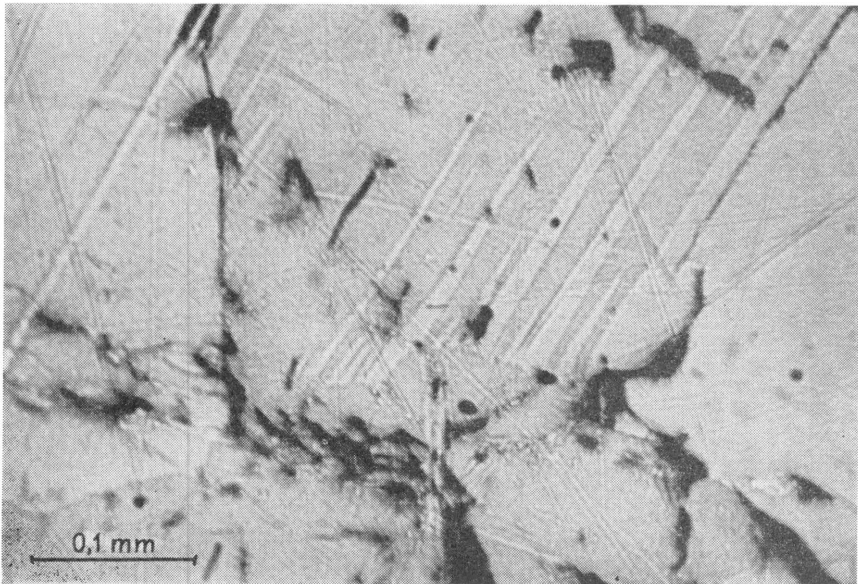


Fig. 10. Chalcopyrite (white) partly replaced by cubanite grey.

Kopperkis (hvit) delvis fortrenget av cubanitt (grå).

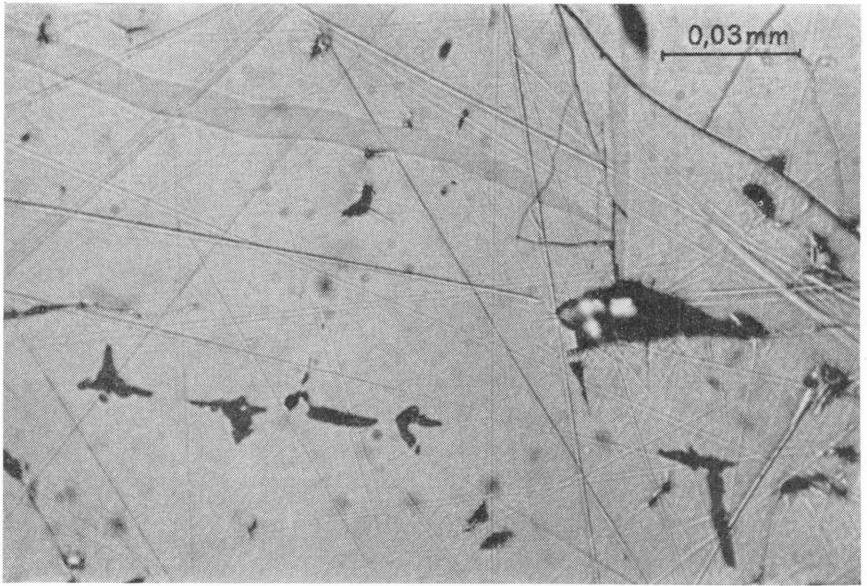


Fig. 11. Dark pyrrhotite lamellae (upper half) and sphalerite stars (lower half) in a cubanite grain.

Magnetkis-lameller (øvre halvdel) og sinkblendestjerner (nedre halvdel) i et cubanittkorn.

(Vokes 1963) and Røros (personal communication with O. Jøsang). Most probably most of the Norwegian pyrite deposits would reveal this mineral if closely microscopically investigated.

In the Trolldalen deposit it appears in both the veins south of the lake. It is found as a few single irregular or mainly rodshaped grains 0.04–0.05 mm long, always in chalcopyrite and mainly near the pyrrhotite, (see fig. 12). In a very few cases it is also seen along the chalcopyrite – cubanite boundary. Its pleochroism is strong, pinkish-white to bluish-grey and its anisotropism very distinct.

From the literature it is seen that this mineral almost solely occurs in chalcopyrite, and according to its appearance is interpreted either as a result of exsolution or to have been formed by replacement. The present material, however, is too scarce for any genetic proposal.

Sphalerite (Marmatite).

As will be seen from (fig. 4) the sphalerite occupies its own field among the gangue mineral, and is only in a smaller scale found associated with the other sulphides. In the latter case it is mainly found along or near the silicate walls or along the boundary between pyrrhotite and cubanite-chalcopyrite, (see fig. 8). It is also seen extending into the sulphides and replacing these, for instance cutting cubanite lamellae in chalcopyrite. Where veins of sphalerite meet with pyrrhotite fields they seem to disappear in the latter like a river drying out in the sand. In the intermediate zone where pyrrhotite is enveloped in sphalerite, the outline of larger pyrrhotite grains can be imagined by optical continuity of smaller grains. The granular aggregates of pure sphalerite contain numerous inclusions of pyrrhotite as separate grains, or chains where the different joints have individual extinction. This indicates that both replacement and exsolution of pyrrhotite have taken place, and probably in the order here presented.

Macroscopically the sphalerite is dark brown, almost black in colour, which indicate a high content of FeS. Two samples of sphalerite were picked under binocular microscope from random specimens belonging to the lower vein south of the lake. With the accuracy of spectrographical analysis, the two samples proved to be identical.

	Wt % FeS	Wt % CdS	Wt % MnS
Sphalerite, Trolldalen	17,3	0,27	0,06

This FeS-value is probably somewhat high due to micro inclusions of pyrrhotite in the sphalerite. But, anyway, it should indicate a high temperature of formation which will be briefly considered later.

Another occurrence of sphalerite is as numerous exsolution intergrowths appearing in all the other sulphides. Most conspicuous are the more or less well developed sphalerite stars in both chalcopyrite and cubanite (see fig. 11). Also the texture by Ramdohr (1955) designated as "zincblende skelett" occur, and is observed along cubanite lamellae partly in these and partly in chalcopyrite, indicating that the sphalerite unmixed before the cubanite.

Arsenopyrite (Danaite).

Although described last, this is probably the first sulphide to have crystallized. It is found in the chalcopyrite – pyrrhotite fields, in the sphalerite, and, although more rare, amongst the gangue minerals. But only in the lower vein south of the lake. The grains, normally subhedral, vary in size from 0,15 mm to as much as 5 mm across. The arsenopyrite always appears in single grains, the smaller ones have complete extinction between crossed nichols, while the larger ones often have irregular fields with a different orientation included. This might be a result of cataclasis, which according to Ramdohr (1955) is often seen in arsenopyrite due to its early formation and brittleness. To a certain extent both pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite have replaced the arsenopyrite, chiefly along a thin outer zone, and in a few cases along cracks. For one reason or another this replacement is most conspicuous where the replacing minerals have attacked along the silicate-arsenopyrite boundary, while the boundaries towards the other sulphides remain mainly idiomorphic. The age of the frequent sphalerite inclusion in the arsenopyrite is somewhat doubtful. They may be ascribed to the general replacement, but looking at (fig. 13) it seems that the sphalerite is here associated with galena?, which is observed no other places but included in some of the arsenopyrite grains. We might therefore assume that the intergrown sphalerite together with galena? are contemporary with the arsenopyrite.

From a spectrographical test of the mineral, the Co-content was estimated as high as 5–6 %.

Alteration minerals.

Before describing the different minerals altered from pyrrhotite, it must be mentioned that all the investigated specimens were sampled on or close to the surface.

In the massive variety the alteration to marcasite is the most conspicuous. It occurs along almost all the cracks and silicate boundaries. When these are parallel to the (0001) direction in the pyrrhotite, i. e. parallel the cleavage and the lamellae, the marcasite forms a fairly regular zone of 0,03–0.17 mm thick along the cracks. However, where the cracks cut this direction, the marcasite extends like flames or needles into the surrounding pyrrhotite, always with their longest extension parallel (0001). It also seems that the lamellae are more easily altered than the matrix

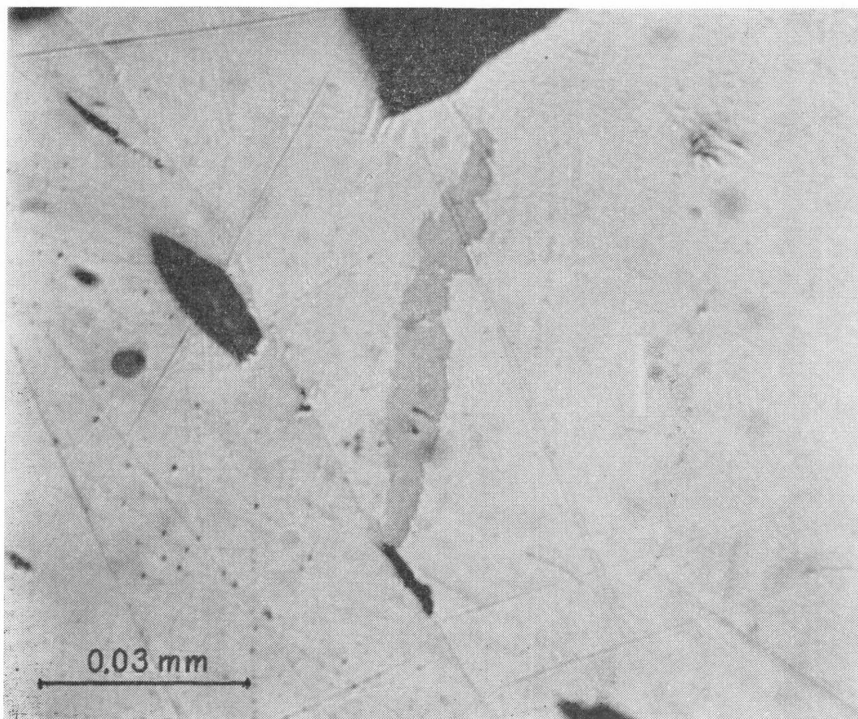


Fig. 12. Valleriite (grey) in chalcopyrite. Pyrrhotite left.

Valleriitt (grå) i kopperkis. Magnetkis til venstre.

(see fig. 6). The marcasite has a cream-white, slightly bluish colour and a rather weak anisotropism. It has a slightly higher reflectivity than the pyrrhotite, but the difference in relief is almost none. It must be admitted that these features do not point conclusively towards a pure marcasite, but resemble more what is described as a secondary pyrite from the Vihanti deposit (Mikkola 1963). However, what is here regarded as secondary pyrite has a quite different appearance as will be seen below. Foslie (1950) from Häfjellstuva describes a pyrrhotite related mineral, which occurs as an outer marginal zone together with an inner marginal zone (limonite), always bordering marcasite veinlets towards pyrrhotite. This mineral's anisotropism, however, is stronger than both that for pyrrhotite and marcasite. Ramdohr (1955) describes and shows a photograph (Abb 374) of a marcasite-like substance, which he designates a "Zwischen-product". Its anisotropism and pleochroism is somewhat

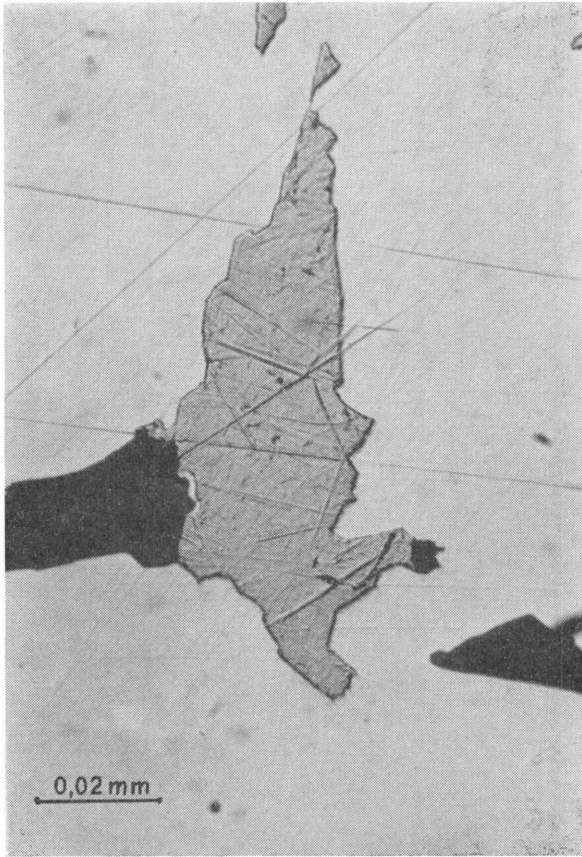


Fig. 13. Galena? (grey) and sphalerite (black) in arsenopyrite.
Blyglans? (grå) og sinkblende (sort) i arsenkis.

different from that observed here, but when correlating the figures (see fig. 14), they look very much the same. This "Zwischen-product" is limited to deposits with favourable climatic condition, among which Sulitjelma is mentioned.

The secondary pyrite appears in a few cases as an inner zone between the limonite-filled cracks and the "Zwischen-product" (see fig. 14 and 15). But generally it is most frequent in the second variety of the pyrrhotite and has a more irregular appearance. It occurs as a very finegrained aggregate, white in colour, slightly lighter than the pyrrhotite. Between crossed nichols it appears isotropic or slightly anisotropic. The most con-

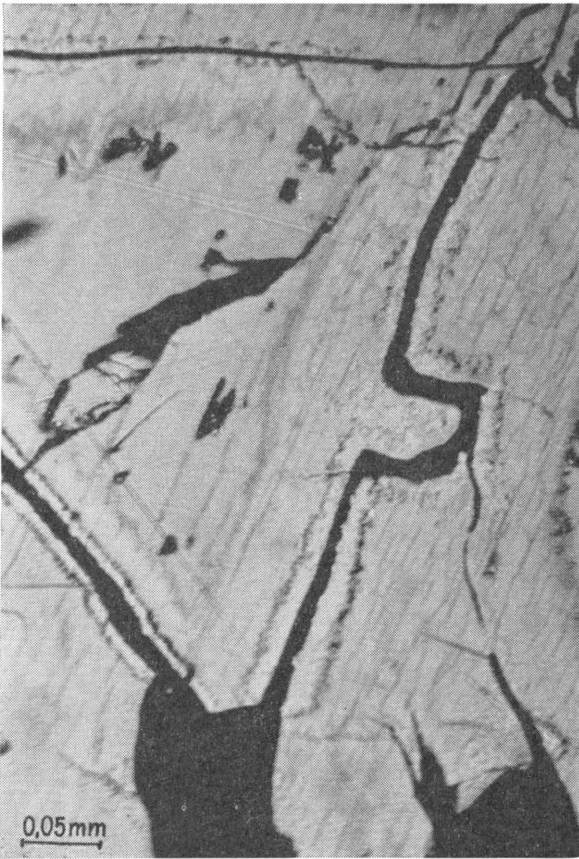


Fig. 14. Secondary pyrite (white) and marcasite (light grey) along limonite (black)-filled cracks in pyrrhotite (grey).

Sekundær svovelkis (hvit) og markasitt (lys grå) langs limonitt (sort)-fylte sprekker i magnetkis (grå).

spicuous feature, however, is the zonal arrangement along the cracks, as seen under high magnification (see fig. 15). This texture very much resembles the laterale development of "birdeyes" described from Lillefjellklumpen (Sæbø et. al. 1959). Similar alterations of pyrrhotite to marcasite and pyrite are reported by Vokes from Birtavarre. Vokes mentions that the material showing this alteration has been exposed to weathering and is never found in the drill cores.

Limonite fill most of the cracks and intersects both primary sulphides



Fig. 15. Secondary pyrite along cracks in pyrrhotite.

Sekundær svovelkis langs sprekker i magnetkis.

as well as the adjacent silicates. It is most frequent in the pyrrhotite and its occurrence in other minerals is probably due to migration of solutions from the altered pyrrhotite. It appears as mere cracks and boundary fillings, but also as brainlike extension with remnants of pyrrhotite (see fig. 16).

Summary and conclusion.

From the previous it is most likely that even separated the various mineralizations in Trolldalen are related and contemporary. Although

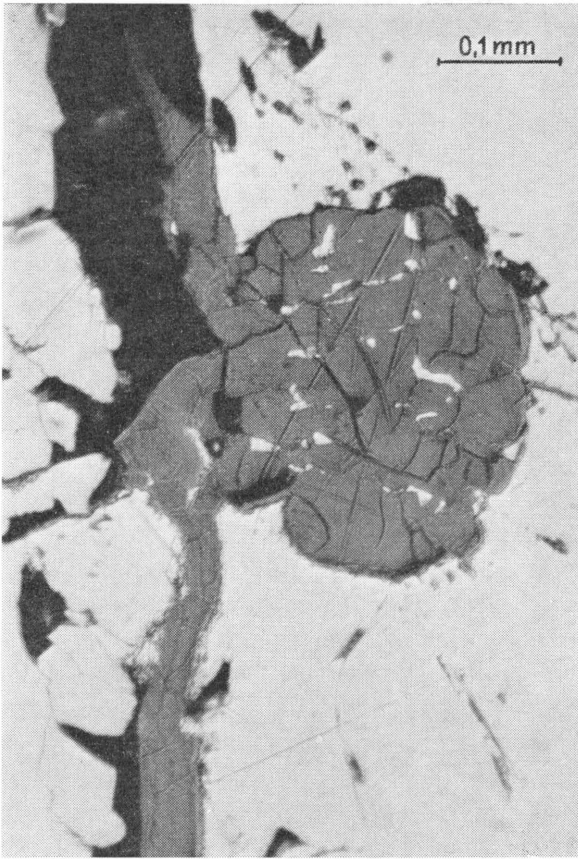


Fig. 16. Limonite (dark grey) in chalcopyrite (white) and pyrrhotite (light grey). Black grooves.

*Limonitt (mørk grå) i koppekis (hvit) og magnetkis (lys grå).
Sort er groper.*

different minerals appear in the different veins, pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite are always present. It may also be noted that pyrite, a very common mineral in this paragenesis, is nowhere observed as a primary constituent.

Due to replacement textures the following succession of crystallization is suggested. Appearing as sub- to euhedral grains, partly replaced by the other sulphides the arsenopyrite seems to be the first mineral in the sequence. It is followed by a simultaneous crystallization of pyrrhotite and chalcopyrite.

The pyrrhotite shows two mode of occurrence, as a massive variety with internal lamellae appear at one locality, while a granular type, but for one occasion without lamellae is seen elsewhere. Also a difference in magnetic properties seems to follow this division. The chalcopyrite contain frequent exsolution lamellae of cubanite, and also shows evidence of being replaced by a second generation of cubanite. The latter appear as granular aggregates in the chalcopyrite fields. It is suggested that the formation of this granular cubanite started from solution formed when the chalcopyrite was corroded by pyrrhotite. Later on both the chalcopyrite and the cubanite have been replaced by pyrrhotite. It therefore seems like the pyrrhotite has been acting in the ore over a longer period, from the simultaneous crystallization with chalcopyrite throughout the formation of the replacement cubanite, and at last during the replacement of the two latter minerals.

Within this period also some few grains of valleriite has crystallized either by replacement or exsolution.

As the last of the primary sulphides sphalerite occurs. It occupies mainly its own fields among the gangue minerals, but when together with the other sulphides to a large extent replaces these. The mineral is dark of colour due to a high content of iron, indicating a high temperature of formation (Kullerud 1953). The writer does not find the present moment opportune for any argument about exact temperatures. Before this, it would be desirable with both further field and laboratory work.¹

The last minerals to have been formed in the ore are alteration minerals of pyrrhotite. These are described as marcasite, pyrite and limonite, but their identification is somewhat doubtful. Most probably the marcasite can be identified with an intermediate product or "Zwischen-product" between pyrrhotite and true marcasite as described by Foslie (1950) and Ramdohr (1955). Correlated with other Norwegian deposits it is assumed that this alteration is solely due to the weathering mechanism.

From the observation here presented, the writer does not find any

¹ It has also been found by Skinner et al. (1959) that Kullerud's original geothermometer contains uncertainties, especially at high temperatures, and Krause (1961) from his investigation of natural sphalerite, states that these behave different from the synthetic ones used by Kullerud.

Recently a determination of the unit cell edge of 11 sphalerites from Djupvik-Skårnesdalen, Northern Norway, was found to be in agreement with Krause's result. G. Juve: Sink- og blyforekomster i Djupvik-Skårnesdalen, Håfjeldsmulden, Ofoten. Cand. real. thesis, University of Oslo. 1964.

reason to argue about the sulphides pre-orogenic history. Even if any such existed both their position and crystallization now appear to be dependent of the latest orogeny. We have seen as far as two of the veins are concerned, that one follow the gneiss structure of its host rock, while another fills a fracture in massive granite. These are structures which more easily permit metalbearing agents to deposit even during post-orogenic condition. But the paragenesis, as well as the elementdistribution in the sphalerite are comparable to similar features from other high temperature deposits. Accepting a high temperature of formation combined with typical stress phenomena in the ore, as fracturing and twinning in the different minerals, the mineralization as a whole must have taken place during metamorphism. Heier (1960) from his investigation on Langøy, some 50 km north of Kabelvåg says: "The concept that all metamorphic rocks on Langøy were recrystallized during the Caledonian orogeny is the simplest and most conceivable picture of the geological history".

The writer therefore find it natural to classify the sulphide deposits in Trolldalen as a Caledonian epigenetic mineralization.

Acknowledgments.

The writer wants to express his sincere thanks to Director, Dr. Harald Bjørlykke for critical reading of the manuscript, and to Dr. Janet Peacey for correcting the language.

References.

- Foslie, S.* (1950). Supergene marcasite, replacing pyrrhotite. Norsk Geol. Tidsskr., 28.
- Grønnvold, F. and Haraldsen, H.* (1952). On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotite ($Fe_{1-x}S$). Acta. Chemica Scand. 6.
- Hawley, J. E.* (1962). The Sudbury ores: Their mineralogy and origin. Canadian Mineral 7.
- Heier, K. S.* (1960). Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langøy, Northern Norway. N.G.U. 207.
- Krause, H.* (1961). Analytische und röntgenographische Untersuchungen natürlicher Zinkblenden. N. Jb. Miner Abh. 97.
- Kullerud, G.* (1953). The FeS-ZnS system. A geological thermometer. Norsk Geol. Tidsskr. 32.
- Mikkola, A. K.* (1963). On the sulphide mineralization in the Vihanti zinc deposit, Finland. Bull. Comm. géol. Finland 205.

- Newhouse, W. H.* (1931) A pyrrhotite-cubanite-chalcopyrite intergrowth from the Frood mine, Sudbury. *Am. Mineral* 16.
- Ramdohr, P.* (1938). Antimonreiche Paragenesen von Jakobsbakken bei Sulitjelma. *Norsk Geol. Tidsskr.* 18.
- (1955). *Die Erzminerale und Ihre Verwachsungen.* Berlin Akad. Verlag.
- Sæbø, P. Chr., Sverdrup, T. L. and Bjørlykke, H.* (1960). Note on "birds-eye" textures in some Norwegian pyrrhotite bearing ores. *N.G.U.* 211.
- Skinner, B. J., Barton, P. B. and Kullerud, G.* (1959). Effect of FeS on the unit cell edge of sphalerite. A revision. *Econ. Geol.* 54.
- Uytenbogaardt, W.* (1951). *Tables for the microscopic identification of ore minerals.* Princeton University Press.
- Vokes, F. M.* (1957). The Copper deposit of the Birtavarre district, Troms, Northern Norway. *N.G.U.* 199.
- (1963). Geological studies on the Caledonian pyritic zinc-lead orebody at Bleikvassli, Nordland, Norway. *N.G.U.* 222.
- Vogt, Th.* (1909). Om eruptivbergartene paa Langøen i Vesteraalen. *N.G.U.* 53.
- Ødman, D. H.* (1933). Erzmikroskopische Untersuchung der Sulfiderze von Kaveltorp in Mittelschweden. *Geol. Fören. Förh.* 55.

Den tillittførende formasjonsgruppe i Alta – en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark.

*The tillite-bearing formations of the Alta district –
a correlation with eastern Finnmark and the interior of Finnmark.*

Av
SVEN FØYN

I «Bidrag til Finmarkens geologi» har O. Holtedahl (1918, s. 60–61) beskrevet tillitten i Alta og en lagrekke på 50–60 meters tykkelse over den. Beskrivelsen refererer seg til «åssiden syd for Opgård», en lokalitet som på kartet fig. 1 i denne artikkel er merket 5. I 1959 gjorde O. Holtedahl, P. H. Reitan og jeg et kort besøk i Alta i forbindelse med forberedelsene til den internasjonale ekskursjon året etter, og vi besøkte bl. a. denne lokaliteten. Det slo meg da at disse lagene sammen med tillitten minnet om en del av lagrekken i Øst-Finnmark (altså i Varanger–Tana–Laksefjord-områdene).

Sommeren 1962 fikk jeg høve til å arbeide for Norges geologiske undersøkelse i 10 dager i Alta-området. Hovedhensikten var å undersøke «Bossekop-avdelingen» for om mulig å få mer grunnlag for en jevnføring med lagrekken i Øst-Finnmark. Med flyfotografier i målestokk ca. 1:20 000 som kartgrunnlag kartla jeg nøyaktig tillitten i Alta og dens overliggende bergarter.

Best blottet er den aktuelle del av lagrekken i nordvestskråningen av Store Borrasfjellet, ved lokaliteten merket 3 på kartet fig. 1. Jeg har der notert følgende: tillitt, rødbrun, ca. 10 m tykk, derover lys tykkbenket kvartsittisk sandstein med konglomeratiske lag, ca. 10 m tykk, derover rød skifer ca. 10 m, så en 1 m tykk benk av lys sandstein, og så grønn skifer 20 a 30 m. Den primære lagrekke er så avbrutt av skyveflaten med de metamorfe skifre over.

Lagrekken varierer en del i detaljer fra sted til sted. Således er sandsteinen med konglomeratiske lag andre steder tykkere og inneholder lag av grå skifer. Konglomeratrullesteinene er gjerne opp til nøttestore, oftest kantrundete, de består mest av kvarts. Feltspatkorn opptrer i adskillig utstrekning i sandsteinen. Ved lokalitet nr. 5 ser en over den røde skifer (som har grønne eller gulaktige bånd) en 0.5 m tykk benk av lys sandstein og derover ca. 5 cm tykke lag av lys, grå til rødlig kvartsittisk sandstein.

Stort sett kan lagrekken karakteriseres slik: tillitt ca. 10 m tykk, derover 10–30 m grovklastisk kvartsittisk sandstein med konglomeratiske lag og skiferlag, og derover 20–30 m rød skifer (med grønne eller gulaktige bånd) som oppad går over i sandsteinslag og grønn skifer.

Min konklusjon er: Tillitten i Alta overleires av lag som er stratigrafisk identiske med de lagene som i Tana–Laksefjord ligger over øvre tillitt, nemlig de lagene som jeg har kalt «Dark arenaceous shale and light-coloured sandstone» og «Redviolet and bluish-green shale» (S. Føyn, 1937, s. 86 og 87).

Da overgangen fra tillitt til disse lagene er gradvis (som i Tana–Laksefjord), slutter jeg at tillitten i Alta svarer til øvre tillitt i Øst-Finnmark.

Jeg konstaterte også at tillitten i Alta ligger med svak diskordans på «Bossekop-avdelingens» kvartsitt-skifer-serie. Vest for Tverrelvdalen (altså f. eks. ved lokalitet nr. 5, fig. 1) hviler tillitten på den massive hvite eller svakt rødlig Bossekop-kvartsitt (som med underordnet skifrige lag er ca. 100 m tykk). Det samme er tilfelle umiddelbart nord for Tverrelvdalen ved lokaliteten merket nr. 4. Men går man derfra nordover mot lokalitet merket nr. 3, ligger tillitten på en serie tynnspaltende sandstein og skifer, som for det meste er grå, men som også kan være rødlig. Denne skifererien ligger over den massive Bossekop-kvartsitt. Tykkelsen av skifererien øker i nordlig retning, til den ved lokalitet nr. 3 er av størrelsesorden 30 m. Fra denne lokalitet og videre mot nordnordøst kiler det

Fig. 1. Geologisk kart over Alta.

Geological map of Alta. The position of the area is about 70° 0' N latitude, 12° 30' E Oslo longitude. Legend: a The Raipas suite (Precambrian), b unconformity, c quartzite, d shale and slaty sandstone and (uppermost) quartzite, e unconformity, f tillite, g quartzite with conglomerates and shales and (upwards) red and green shale and sandstone, h tectonic discontinuity, i thrust, Caledonian metamorphic schists, j Pre-Quaternary erosion surface, k quaternary gravel and sand, sea, lake, river. c and d form together the Bossekop group, f and g the Borras group (Eocambrian).

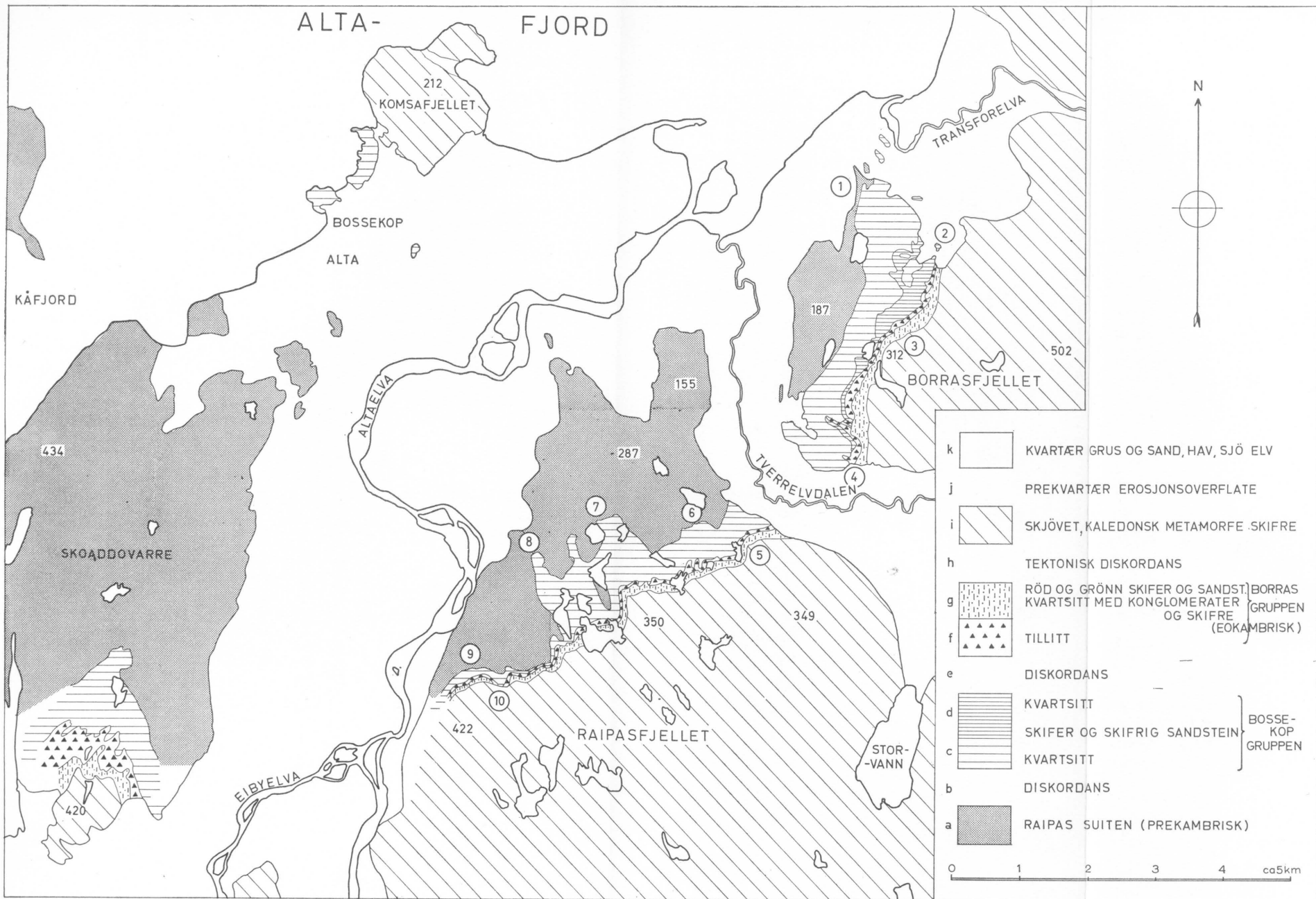


Fig. 1.

seg inn mellom skiferen og tillitten hvite kvartsittbenker, som øker i samlet tykkelse til ca. 10 m henimot lokalitet nr. 2.

Tillitten ligger altså på yngre og yngre lag av «Bossekop-avdelings» kvartsitt-skifer-serie når en går mot nordøst. Sannsynligvis er tillitten det basale ledd i en ny sedimentgruppe. Bossekop-kvartsitten (med skiferserie) skulle etter dette svare til en del av «The Older Sandstone Series» i Tana og Porsanger.

I Alta mangler altså Øst-Finnmarks undre tillitt og Nyborg-formasjonen (sandstein-skiferformasjonen mellom de to tillitthorisontene). Vi vet fra kartleggingen i Øst-Finnmark at øvre tillitt er et mer «pålitelig» ledd i lagrekken enn den undre tillitt, både hva angår tykkelse og materialets art. At tillitten i Alta svarer til øvre tillitt styrker dette inntrykket av øvre tillitt som en formasjon av mer regional karakter enn undre tillitt. Om Nyborg-formasjonen vet vi at den i Øst-Finnmark har sin største tykkelse i sør i nærheten av Polmak og avtar sterkt i tykkelse såvel mot øst, nord og vest.

P. Holmsen (1956, 1957) har oppdaget forekomster av tillitt på prekambrisk underlag langs randen av den kaledonske fjellkjedes bergarter i Vest-Finnmark. Han oppfatter disse tillittforekomstene som erosjonsrester av Varanger-istidens moreneavleiringer. Over tillitten følger «Hyolithus-sonens» basallag.

«Hyolithus-sonen» i Finnmark er behandlet av O. Hortedahl (1918, 1931), P. Holmsen (1956, 1957), F. T. Skjerlie og Tek Hong Tan (1961). Karakteristisk er en grovklastisk basalformasjon med konglomerat og sandstein og derover røde og grønne skifre som oppad blir mer sandholdige. Detaljene varierer fra sted til sted. O. Hortedahl (1918, s. 218–221) og F. T. Skjerlie og Tek Hong Tan (1961, s. 179 og 181) gir uttrykk for at de mener variasjonene i alle fall for en del må være av primær art.

På grunnlag av beskrivelsene og mine egne iakttagelser mener jeg det er forsvarlig å trekke følgende slutninger:

1. De erosjonsrester av tillitt under «Hyolithus-sonen» som P. Holmsen beskriver, svarer stratigrafisk til tillitten i Alta og altså til øvre tillitt i Øst-Finnmark.
2. De formasjoner som følger umiddelbart over tillitten i Alta og øvre tillitt i Øst-Finnmark, altså den konglomerat- og skiferførende kvartsittformasjon og formasjonen med rød og grønn skifer og sandstein, svarer til de basale og nærmest påfølgende ledd i «Hyolithus-sonen».



Fig. 2. Konglomerat i formasjonen over tillitten. Lokalitet merket 5 på kartet fig. 1. De konglomeratiske ledd i denne formasjon er i Alta mer grovkornet (opp til nøttestore stein) enn i Tana (hvor kornene er opp til ertestore).

Conglomerate in the formation above the tillite. Locality marked 5 on the map fig. 1. The conglomeratic members of this formation in the Alta district have larger pebbles (up to the size of a nut) than those of the corresponding formation in the Tana district (where the size of the grains is up to a pea).

Mens overgangen fra tillitt til den overliggende formasjon i Alta og Øst-Finnmark synes å ha skjedd som en forholdsvis kontinuerlig avsetning, må vi regne med brudd i avsetningen mellom tillittrestene og «Hyolithus-sonens» basallag ved den nåværende fjellkjederanden inne i Finnmark. Den naturlige forklaring er at tillittrestene ved fjellkjederanden må være dannet under mer kontinentale forhold enn tillitten i Alta og Øst-Finnmarks lagrekke (P. Holmsen, 1956). «Hyolithus-sonen» selv må oppfattes som en ikke-kontinuerlig dannelse i utkanten av avsetningsområdet. Mens O. Holtedahl (1918, s. 33) har funnet kambrisk fossil (*Obolus* sp.) ca. 130 m over basis i «Hyolithus-sonen» sørøst for Alta, må en ved Tanafjorden minst 1000 m opp i lagrekken over øvre tillitt for å finne lag med fossil av underkambrisk alder. (H. C. Reading,

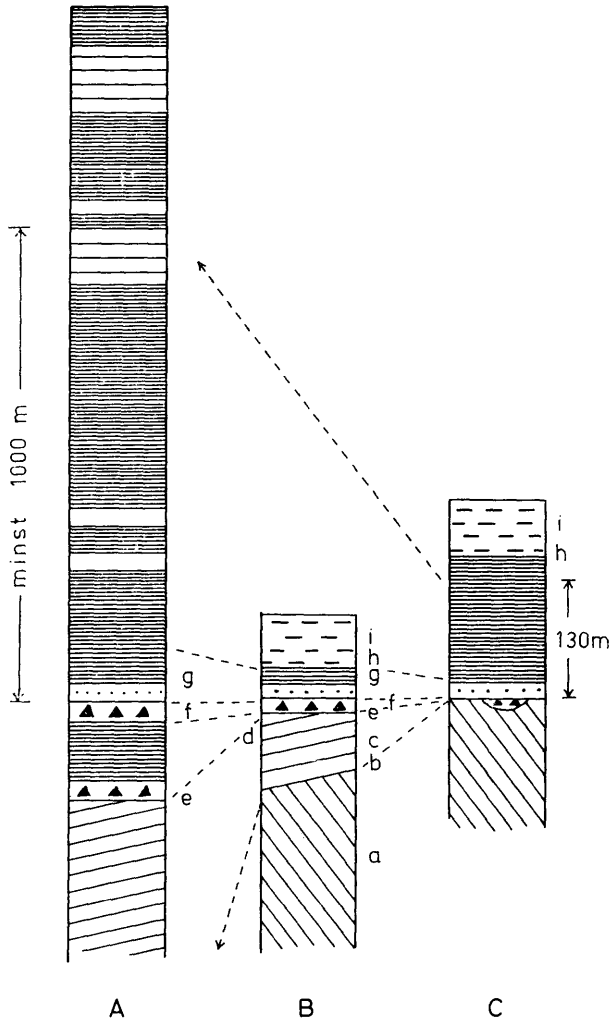


Fig. 3. Jevnføring mellom lagrekkene i Tana (A), Alta (B), og fjellkjederanden (C) ca. 40 km sør for Alta. a prekambrium (Raipas-suiten i Alta), b diskordans, c og d Bossekopgruppen (i Alta) og den eldre sandsteinserie i Tana, e diskordans, f tillitt, g kvartsitt og konglomerater og derover rød og grønn skifer og sandstein, h tektonisk diskordans (skyveflate), i overskjøvne kaledonske metamorfe bergarter. Pilen oppad mot venstre antyder beliggenheten av lag med underkambriske fossiler.

Stratigraphical correlation between Tana (A), Alta (B) and about 40 kilometers (C) south-east of Alta. a Precambrian (in Alta the Raipas suite), b unconformity, c and d in Alta the Bossekop group, in Tana the "Older sandstone series", e unconformity, f tillite, g quartzite and conglomerates and red and green shale and sandstone, h tectonical discontinuity (thrust), i thrust Caledonian metamorphic rocks. The arrow from about 130 m at C to at least 1000 m at A indicates the position of beds with Lower Cambrian fossils.

personlig meddelelse). En rekke brudd i avsetningen av «Hyolithus-sonen», jevnført med Tanas lagrekke, og likeså til dels forskjellig facies-utvikling, er etter min oppfatning sannsynlig. Spesielt de tykke grupper av kvartsittisk sandstein som er så iøynefallende i Tanas yngre lagrekke, mangler eller må ha sterkt redusert tykkelse i «Hyolithus-sonen».

Nomenklatur.

Med henvisning til reglene for stratigrafisk nomenklatur bruker P. H. Reitan (1963) betegnelsen Raipas-suiten i stedet for de tidligere brukte betegnelser Raipas-systemet eller Raipas-avdelingen. Jeg har fulgt hans eksempel her.

Etter at jeg har konstatert en diskordans under tillitten er det naturlig å skille tillitten og de overliggende formasjoner ut av «Bossekop-avdel-

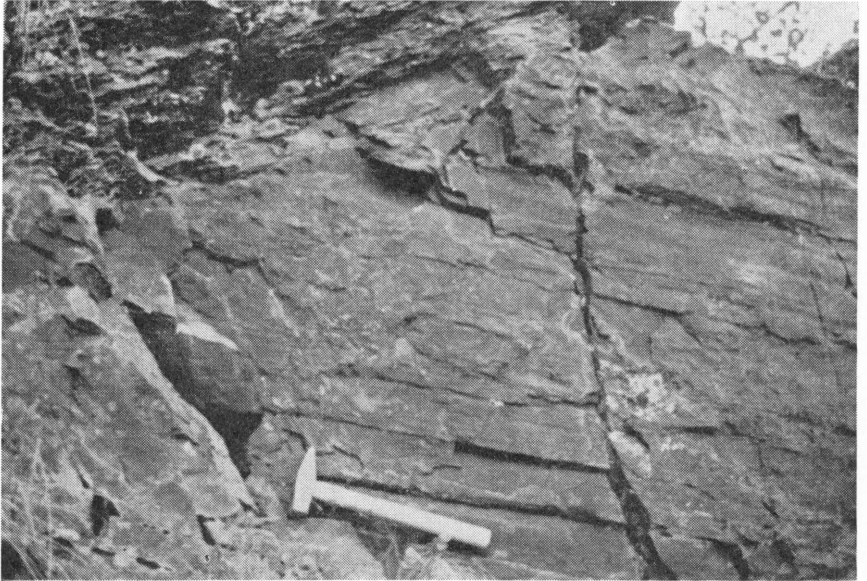


Fig. 4. Diskordans mellom leirstein tilhørende Raipas-suiten og basallagene i Bossekop-gruppen. Lokalitet merket 6 på kartet fig. 1. Raipas-lagene har fall mot vest (mot høyre på bildet), kontaktflaten og Bossekop-lagene har fall mot sørøst (bakover mot venstre).

Unconformity between argillites of the Raipas suite and the basal beds of the Bossekop group. Locality marked 6 on the map fig. 1. The Raipas beds dip to the west (to the right on the photograph), the contact plane and the Bossekop beds dip to the SE (a little backwards to the left).

ingen». Tillitten og formasjonene over den danner en selvstendig, yngre formasjonsgruppe. Da det ikke er noe brukbart stedsnavn der Holvedahl først beskrev denne del av lagrekken, kan det være praktisk å kalle den Borras-gruppen (etter lokalitet merket 3 i Store Borrasfjellet).

Den gjenværende del av «Bossekop-avdelingen», altså lagene mellom Raipas-suiten og tillitten, er det nå naturlig å betegne som Bossekop-gruppen.

«Hyalithus-sonen» må også oppfattes som en rekke formasjoner og en må regne med at den er et resultat av en ikke-kontinuerlig avsetning. Det ser ut til at en bør skille mellom (minst) to formasjonsgrupper i «Hyalithus-sonen» i Finnmark: en undre, «eokambrisk» gruppe, og over den en fossil-førende gruppe som bl.a. inneholder den underkambriske del, Hyolithus-sonen i en strengere betydning av denne betegnelsen. Grensen mellom de to nevnte grupper kan vel sørøst for Alta ventes å finnes omkring 100 m over basis. Sannsynligvis stiger den noe østover og synker sør-vestover i Finnmark.

Grensen mellom Raipas-suiten og Bossekop-gruppen.

Raipas-bergartene inngikk ikke som ledd i mine undersøkelser. Jeg studerte imidlertid nøye selve grensen mellom Raipas-suiten og Bossekop-gruppen. Holvedahls iakttagelser, at Bossekop-gruppen hviler med et (tynt) basalkonglomerat diskordant på Raipas-suitens bergarter, ble verifisert en rekke steder (se fig. 4), hvorav noen (ved 1,6 og 7 på kartet fig. 1) er beskrevet av Holvedahl (1918, s. 51–57).

Raipas-suitens prekambriske alder må anses for uomtvistelig, selv om det ikke også hadde foreligget andre grunner for det (likhet med bergartene i visse prekambriske områder på Finnmarksvidda).

Noen iakttagelser av tektoniske forhold.

Hvorvidt Raipas-suitens bergarter i Alta, som ble foldet i prekambrisk tid, var mottagelig for ny foldning i kaledonsk tid har jeg ikke materiale til å bedømme. Sikkert er det imidlertid at den nåværende tektoniske struktur delvis skyldes kaledonsk påvirkning. Det fremgår av de deformasjoner som flere steder kan iakttas av grenseflaten mellom Raipas-suiten og Bossekop-gruppens bergarter.

I Raipasfjellet har den normale grenseflaten nå stort sett omkring 20° fall not sørøst. Uten deformasjoner ville vi altså vestover måtte finne den

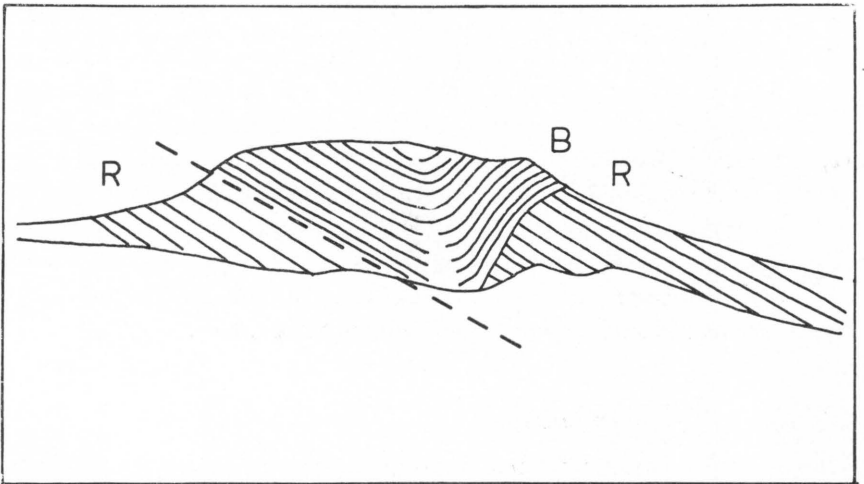
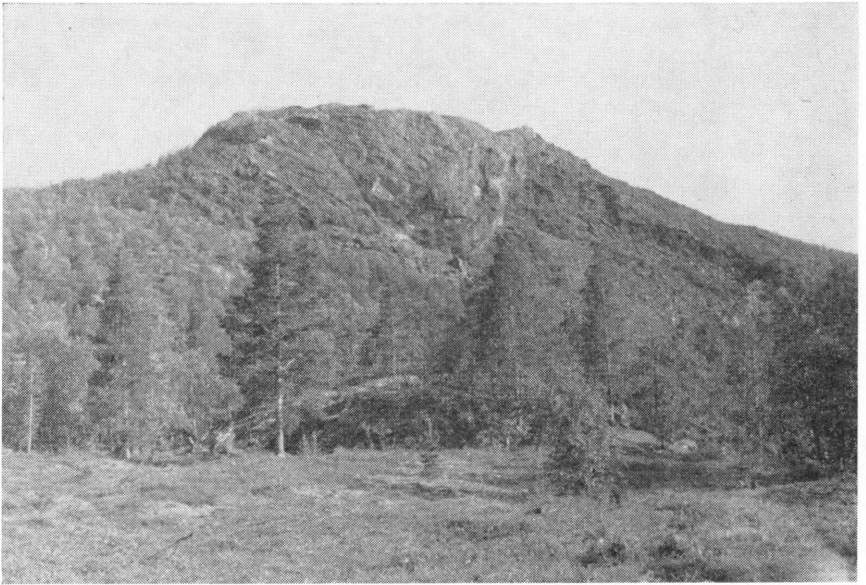


Fig. 5 a og b. Fjellvegg sett fra nordnordvest ved lokalitet merket 8 på kartet fig. 1. Glidning nedover mot høyre langs lagflate i tykkbenket Raipas-sandstein (R). Synklinal i den overliggende Bossekop-kvartsitt (B), med primær (diskordant) kontakt på vestsiden av bergknausen og «falsk» konkordans langs glideflaten på østsiden.

Mountain wall seen from NNW at locality marked 8 on the map fig. 1. Subsidence towards the right along a bedding plane in thick-bedded Raipas sandstone (R). Synclinal in the overlying Bossekop quartzite (B), with primary (unconform) contact on the western side of the hill and a "false" conformity along the sliding plane on the east side.



Fig. 6. Rød skifer, grønn sandstein og grønn skifer tilhørende Borrás-gruppen. Overfoldningen mot SØ tyder på at det overliggende, metamorfe kompleks har beveget seg fra NV mot SØ. Bildet er fra vestsiden av sørvestre topp i Skoaddovarre.

Red shale, green sandstone and green shale belonging to the Borrás group. The overfolding towards the SE indicates that the overlying, metamorphic complex has moved from the NW towards the SE. The photograph is from the west side of the southern peak of Skoaddovarre.

i stadig større høyde. Denne stigning er imidlertid stort sett utlignet ved at blokker eller plater av Raipasbergarter er «sklidd» nedover langs lagflater i Raipas-suiten, som her har omkring 30° fall mot vest (se fig. 5). Glideflatene viser tegn på sterk tektonisk påvirkning. Ved lokalitet nr. 9 kan en se at Bossekop-gruppens lag butter imot glideflaten med en, altså tektonisk betinget, «omvendt diskordans».

Bossekop- og Borrás-gruppenes bergarter ser ut til å ha dobbelt folding. Det ene sett folder har akseplan med strøk omkring nordøst, det annet omkring nordvest. Det førstnevnte system dominerer i Skoaddovarre, foldene er skjeve med til dels overfoldning mot SØ, (se fig. 6). I Raipasfjellet synes begge retninger å være noenlunde like sterkt utviklet, og det ene sett folder (med retning omkring nordvest) synes å ha sammenheng med glidningene langs lagflater i Raipasbergartene (se fig. 5 lokalitet 8). Nordøst for Tverrelvdalen dominerer det annet system, med til dels overfoldninger som tyder på bevegelser mot SV.

Grenseflaten mot det metamorfe skyvedekke følger i forbausende grad noenlunde samme stratigrafiske nivå i lagrekken over tillitten. Borrassgruppen kan nemlig følges nesten ubrutt (bortsett fra dalene hvor bergartene er dekket av kvartære marine terrasser) og med temmelig konstant tykkelse (50–70 m) i hele buen fra Transforelva i nordøst over Borrassfjellet, Raipasfjellet og Skoaddovarre i vest. Bare ett sted på denne strekningen (ved 10 på fig. 1) ser en et kort stykke skyveflaten skjære Bossekopkvartsitten. Nevnes bør det imidlertid i denne forbindelse at de metamorfe skifre i Komsafjellet ligger på lag som utvilsomt må tilhøre Bossekopgruppen.

Hele komplekset av bergarter i Altaområdet – Raipassuiten, Bossekopgruppen, Borrassgruppen og de metamorfe skifre – er gjennomgått av et nettverk av sprekker som vel temmelig sikkert er yngre enn så vel foldnings- som skyvningsbevegelsene. Også sprekkesystemene har som dominerende retninger nordvest og nordøst, og krysser hverandre altså under tilnærmet rette vinkler. Foldnings- og sprekkeretninger faller i alminnelighet ikke sammen. Fjellvannenes ofte vinklede og tungete former er betinget dels av foldningsretningene, dels av sprekkesystemenes retninger.

Summary.

The Bossekop quartzite, the tillite layer and the succeeding beds in Alta (O. Holtedahl, 1960, p. 120) were mapped by the present author in 1962. The mapping was done on aerial photographs at about 1:20 000. Fig. 1 gives the results on a reduced scale.

In this paper the name Bossekop group is restricted to the 100 to 150 m thick succession of quartzites and shales between the (Precambrian) Raipas suite and the tillite. The tillite was found to rest with a slight unconformity on the Bossekop group.

The name Borrass group is in this paper proposed for the following group of formations in the Alta district: 1) Tillite, with gradational transition to 2) light coloured sandstones with conglomerates and shales and 3) red and green shales and sandstones. The tillite is about 10 m thick, the next formation 10 to 30 m, the red and green shale and sandstones up to the thrust plane mostly 20 to 30 meters.

The Borrass group has, in the view of the present author, a striking resemblance to the beds beginning with the upper tillite of eastern Finnmark (S. Føyn, 1937, p.p. 86–87).

The conglomerate-bearing sandstones above the tillite in Alta, and the red and green shales and sandstones above it, also have a certain resemblance to the lowermost parts of the "Hyolithus zone" along the border of the Caledonian rocks in the interior of Finnmark. P. Holmsen (1956, 1957) has discovered that in certain localities a thin bed of tillite underlies the basal quartzitic and/or conglomeratic beds of the "Hyolithus zone".

In the opinion of the present author it is justifiable to conclude:

1. The tillite bed of Alta district, and the remnants of a tillite bed in the interior of Finnmark, are stratigraphical equivalents to the upper tillite of eastern Finnmark.
2. The formations above the tillite of Alta (and the formations just above the upper tillite of eastern Finnmark) correspond to the basal and immediately following beds of the "Hyolithus zone" of the interior of Finnmark.

Further the author suggests that the "Hyolithus zone" probably is a non-continuous deposit, being of marginal character in relation to the much thicker deposits of the Eocambrian and Cambrian basin of the Tana district in eastern Finnmark. O. Holtedahl (1918) found Cambrian fossils about 130 m above the base of the "Hyolithus zone" SE of Alta, while in the Tana district beds containing fossils of corresponding age are situated at least 1000 m above the upper tillite (H. C. Reading, personal communication). It seems likely to distinguish between (at least) two groups of formations in the "Hyolithus zone" of Finnmark: a lower, "Eocambrian", group, and upon it a fossil-bearing group, the latter containing the Lower Cambrian Hyolithus zone in a more strict sense of the term.

Litteratur.

NGT: Norsk Geologisk Tidsskrift
 NGU: Norges geologiske undersøkelse

- Føyn, S.*, 1937. The Eo-Cambrian series of the Tana district, northern Norway. NGT 17, s. 65-164.
- Holmsen, P.*, 1956. Hyolithus-sonens basale lag i Vest-Finnmark. NGU 195, s. 65-72.
- Holmsen, P.*, 1957. De eo-kambriske lag under Hyolithus-sonen mellom Čarjavrrre og Časkias, Vest-Finnmark. NGU 200, s. 47-50.
- Holtedahl, O.*, 1918. Bidrag til Finmarkens geologi. NGU 84.

- Holtedahl, O.*, 1932. Additional observations on the rock formations of Finnmark. NGT 11, s. 241–279.
- Holtedahl, O.*, 1960, in *Geology of Norway*: ed. Holtedahl, NGU 208.
- Reitan, P. H.*, 1963. *The Geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite Finnmark, Norway.* NGU 221.
- Skjerlie, F. J.* and *Tek Hong Tan*, 1961. *The Geology of the Reisa Valley Area, Troms-Finnmark, Northern Norway.* NGU 213, s. 175–196.

Om glasiasjonssentra i Sør-Norge under slutten av istiden.

En sammenligning mellom et østlig og et vestlig område.

Av
PER HOLMSEN

Kort før midten av forrige århundre gjorde forstmester J. C. Hørbye de første ledeblokkundersøkelser her til lands, i hvert fall slike som er omtalt i den geologiske litteratur. Han kalte dette fenomen, at løse blokker var transportert fra sitt opprinnelige sted i fast fjell, for «det erratiske phenomen» (Hørbye, 1854, 1857). Dette var før man var klar over at en innlandsis hadde dekket landet, og at det var isen som hadde flyttet blokkene, i Røros-trakten *mot bakke* i retning *mot vannskillet*.

Istidsteorien slo igjennom for alvor etter midten av forrige århundre. Mot slutten av dette tok O. E. Schiøtz (1892) opp ledeblokkstudiet, og kunne forklare Hørbyes observasjoner ved at isskillet lå i betydelig avstand sydøst for vannskillet. Schiøtz gikk imidlertid lenger i sine studier, og billedet viste seg mere komplisert enn at ledeblokkenes vandringsvei kunne forklares ut fra antagelsen av et enkelt stasjonært isskille. Ved å anta to glasiasjonssentra av linjeformet utstrekning, ett på hver side av Femunden, og forskjøvet «en échelon», mente Schiøtz (1914) å kunne forklare blokkenes vandring som de hyperbel-lignende strømninger i isen som hans antagelse ville resultere i. Schiøtz var imidlertid klar over at glasiasjonssentrene ikke var stasjonære, men at de hadde flyttet seg under istiden.

Schiøtz disponerte imidlertid ikke tilstrekkelig stort observasjonsmateriale til å kunne trekke riktige slutninger. Billedet av blokkenes vandringsveier er i virkeligheten noe enklere enn Schiøtz antok.

Blandt Hørbyes opptegnelser finnes en beretning om at konglomeratblokker fra Røragens Devon skal finnes på Røros. Røragens ligger rett

øst for Røros; mens isbevegelsen ellers i trakten åpenbart har gått mot nordvest, har Hørbyes utsagn ført til den alminnelige antagelse at blokkene er spredt vifteformet, og at isbevegelsens retning har variert sterkt.

Det østlige område.

I forbindelse med de senere års geologiske undersøkelser i Rørosfeltet var det derfor en aktuell oppgave å underkaste de gamle observasjoner over ledeblokkene en revisjon i marken. Det viste seg med en gang at blokkene ved Røros ikke stammer fra Devonien ved Røragen. Hørbyes feilobservasjon skyldes en viss ytre likhet mellom de to konglomerat typer, dessuten bør man huske på at i Hørbyes dager var det aldeles ukjent at Røragen-feltets konglomerater tilhørte Devon. Det ble først kjent i 1913. Dessuten var området geologi lite kjent i det hele.

Imidlertid er de devonske konglomeratbergarter så karakteristiske av utseende, og av så lokal utbredelse i fast fjell, at de utgjør ypperlige ledeblokker. Av konglomeratene er det igjen serpentinbreksjen (syd for Røragen) som er den aller beste, fordi den har gitt masser av blokker og har minst feltutbredelse. Denne ble derfor valgt til gjenstand for en undersøkelse i første omgang.

Cand. real. Oluf Olsen, som tok fatt på disse undersøkelser i 1961, kunne allerede i løpet av første sommer vise at serpentinbreksjens blokker er blitt ført i tusenvis mot nordvest i en smal stripe, ikke bredere enn utbredelsen i fast fjell. Denne smale blokkstripe er tilnærmet rettlinjet, lite avhengig av lokal topografi, og ikke forstyrret av senere isbevegelser. Den viser følgelig isens strømninger under den siste aktive fase. Der finnes dog enkelte spredte blokker utenfor den smale stripe, noen ganske få, langt mindre enn 1 ‰ av samtlige. Det er disse og lignende som åpenbart har ført Schiøtz på villspor. Hørbye nevner en blokk av denne karakteristiske bergart fra Gråhøgda i Øvre Rendal. En annen blokk ble funnet på toppen av Gjeitberget, nordøst fra utgangspunktet. En tredje ved riksvegen nær Koidalen rett vest for Røragen. Flere blokker fantes ved Feragen sydøst for utgangspunktet. Disse blokker ligger til dels så høyt i terrenget at de ikke kan være fraktet på isfloer i bredemte sjøer eller med smeltevann eller isgang i breelver. Den sannsynlige forklaring på disse spredte vandringsblokker er vel at glasiassjonssentret har flyttet seg, og at blokkene har vandret med isen i lang tid. På fig. 1 er serpentinbreksjens istransporterte blokker angitt ved trekanter.

Undersøkelsene ble utvidet til å omfatte også de andre Devon-konglo-

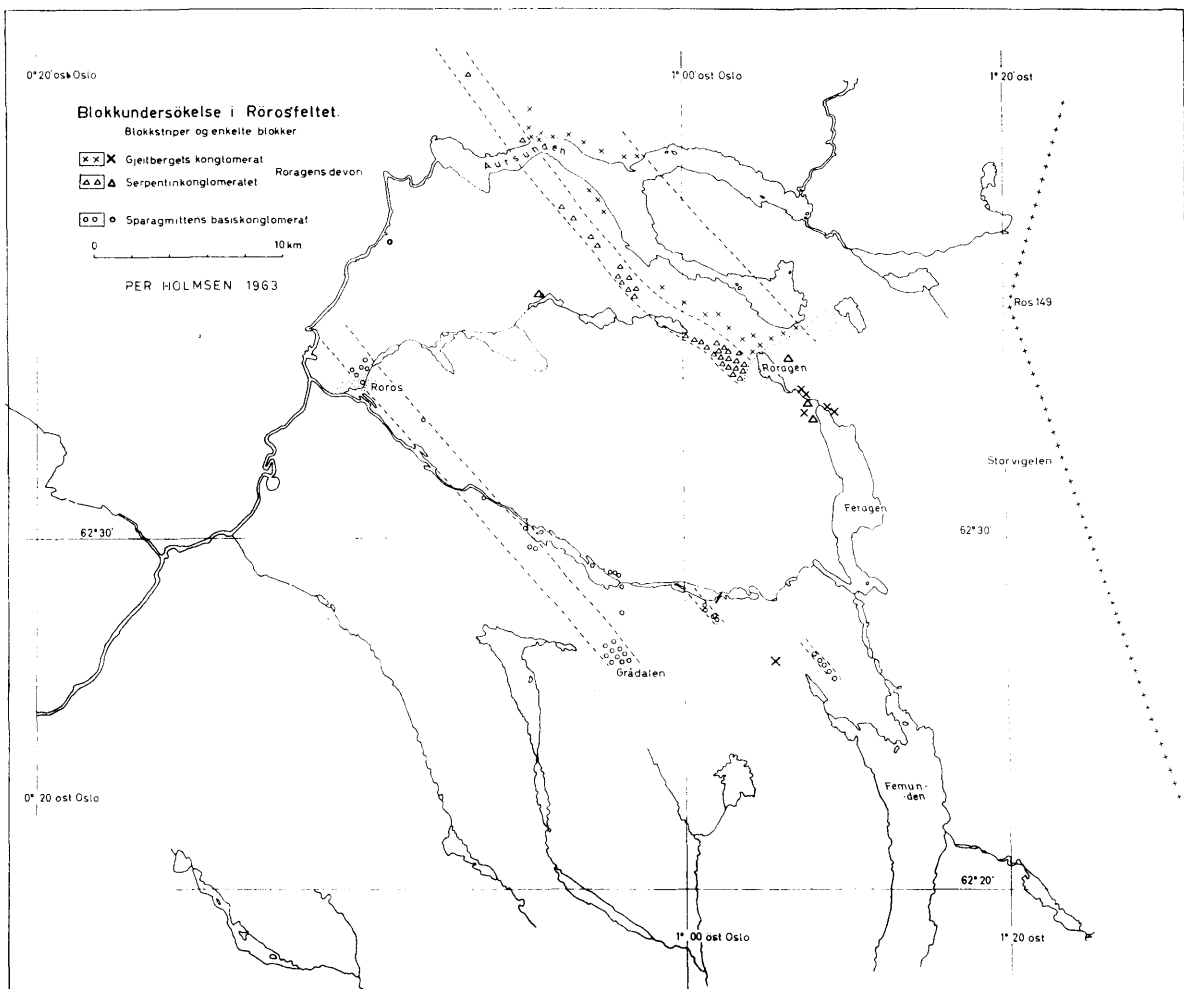


Fig. 1. Ledeblokkenes spredning i Rørosfeltet.
Boulder trains and scattered erratics within the Røros area.

merater, særlig Gjeitbergets. Dette er også så karakteristisk at en forveksling med andre bergarter er utelukket. Utbredelsen i fast fjell er imidlertid meget større enn serpentinbreksjen og tillater derfor ikke en så nøyaktig måling av isens strømreretning i siste fase. Oluf Olsen, som også utførte denne undersøkelse, nøyte seg derfor med å konstatere at blokkene av dette konglomerat fantes innen en stripe parallell med serpentinblokkene. Der finnes også av dette konglomerat enkelte vandreblokker utenfor stripen, spredt i alle hovedretninger fra utgangspunktet, likesom serpentinbreksjens blokker. På fig. 1 er de istransporterte blokker av Gjeitbergets konglomerat angitt ved kryss. – Vanntransporterte blokker er utelatt.

Den neste oppgave, å finne rede på Hørbyes konglomeratblokker på Røros, ble utført av Per Holmsen sommeren 1963. På dette tidspunkt var det gjennom Oluf Olsens undersøkelser sannsynliggjort at blokkene var kommet fra sydøst, på skrå over Hådalen, og at de måtte skrive seg fra sparagmittens basislag omkring grunnfjellsområdet mellom Femunden og Tufsingdalen. Det var imidlertid ikke så helt enkelt å følge blokkene mot utgangspunktet, fordi Hådalen er oppfylt av glasi-fluviale masser med til dels meget lang vanntransport, og disse inneholdt også andre, men lignende konglomerattyper. De glasi-fluviale masser overpreger derfor isbevegelsens mønster med et fluvialt. Av denne grunn måtte grunnfjellsområdet i sydøst rekonstrueres, til dels i detalj. Det viste seg å være meget større av utstrekning enn det fremgår av det trykte, men upubliserte rektangelkart Aursunden (Falck-Muus). Det består mest av grovkornige granitter av typen «granite tricolor», samt doleritt av Åsby-typen. Ved randen av dette grunnfjellsområde opptrer enkelte steder et rundet konglomerat av samme type som i blokkene på Røros bergstad. Tre noenlunde vel begrensede blokkstriper av slike konglomerater ble lokalisert. Den ene utgår fra et ganske lite område, knapt 100 m bredt, øst for Langen gård nær Femundens nordre ende. Blokkstripen er meget tydelig ca. 1 km i nordvestlig retning, men blokkfrekvensen avtar raskt og morenen overdekkes snart av mektige glasi-fluviale masser. Utgangspunktet i fast fjell er overdekket, likeså granitten vestenfor som danner underlaget. Det faste fjells utbredelse fremgår imidlertid tydelig av det store antall lokale blokker. Mot øst står sparagmitt i en bratt ås, med et lite, overskjøvet granittflak på toppen. Det fremgår tydelig at det søkte konglomerat opptrer like over grunnfjellet, i kanten av dette.

En annen, meget lokal blokkstripe utgår fra et sted ved Harbekken syd

for Håsjøen, hvor grunnfjellet faller bratt av mot nord inn under sparagmitten. Konglomeratet er noe deformert og fast fjell er synlig. Bare et fåtall blokker er funnet, og blokkstripen er i det hele lite markert. En transportretning mot nordvest er dog åpenbar.

Den tredje av de undersøkte blokkstriper omfatter blokkene på Røros. Den har sitt utgangspunkt i Grådalen østside nær gårdene av samme navn. Et stort antall blokker av upresset konglomerat, vel rundet og med vesentlig kvartsitt-rullestener, finnes omkring vegen fra Grådalen-gårdene nordover mot vannskillet til Hådalen. Blokkene forekommer i et belte, noen få hundre meter bredt. Det er uten tvil det samme konglomerat som i blokkene på Røros, særlig den type som mest kan minne om Røragen-Devonens basalkonglomerat. Blokkstripen fra Grådalen gjenfinnes nede i Hådalen ved Rambergsjøens nord(vest-)ende hvor der er et «hull» i de mektige glasifluviale masser. Derpå finnes de i morenen ved Røros bergstad og i lien østenfor. En blokk av dette konglomerat ble funnet ved Orvos, ca. 7,5 km nord for Røros. Den ligger utenfor blokkstripen, og kan eventuelt tenkes å være fraktet med drivende is (vinterisgang?) fra Hådalen under Nedre Glåmsjø's tid da Hådalen var drenert mot Rugldalen og Gaula. På fig. 1 er blokker av sparagmittens basis-konglomerat angitt ved ringer.

Utbredelsen i fast fjell av sparagmittens basiskonglomerat er ikke like godt kjent som de devonske konglomerater, og er derfor ikke like verdifull som ledeblokktype. Men kartbilledet av blokkstripene viser en siste istransport mot nordvest, parallelt med devonblokkene, og uavhengig av lokal topografi. Hådalens relativt dype nedskjæring synes ikke å ha påvirket isbevegelsen merkbart, selv i dens siste fase.

Denne påtagelige uavhengighet av lokal topografi må kunne tolkes slik at innlandsisen hadde betydelig mektighet i dette område (det østlige) på det tidspunktet da bevegelsen opphørte, d.v.s. da isen ble død. De innbyrdes parallelle blokkstriper synes å vise at isen under sin siste aktive fase gled ut fra et glasiasjonssentrum av tilnærmet linjeformet utstrekning, beliggende syd for Grådalen og Langen, antagelig langt syd for disse steder. Fra Hørbyes og Schiøtz' (1914) opptegetninger er det kjent at siste isbevegelse i nordre del av Engerdalen gikk mot syd. Isskillet i denne del av landet *under den lokale siste aktive fase* synes derfor å ha ligget over den sydlige del av Femunden, med lengderetning nordøst-sydvest.

Det vestlige område.

I de senere år har Norges geologiske undersøkelse vært i gang med en systematisk kvartærgeologisk kartlegging av området som omfattes av det norske landgeneralkart Jotunheimen. Medarbeider for den nordøstlige del (Dovre, Vågå, Lom) har vært cand. real. Arne Tollan (1963), som fant at den yngste brebevegelse i dette område var rettet mot nordøst. En lignende oppfatning har flere forskere tidligere kommet til. Ved første øyekast kan dette synes å stå i motsetning til den nordvestlige bevegelse mot vannskillet som er skildret ovenfor. En sammenligning mellom et vestlig og et østlig område ville derfor ha interesse, og da det ble satt i gang undersøkelser omkring Hjerkin i 1963, bød det seg en anledning til å gjøre noen detaljiakttagelser.

Også fra Dovrefjelltrakten samlet Hørbye (1857) iakttagelser. Reusch (1923) fant videre at isbevegelsen hadde gått mot nordøst i traktene Fokstua–Øvre Folldal, idet han bygget på observasjoner av skurestriper, støt- og lesider, samt i noen grad på blokkstudier. Av nyere dato er Kaare Strøms og medarbeideres undersøkelser i Nordre Gudbrandsdalen og Dovrefjell. Strøm hevder i to arbeider (1954 og 1956) at det under siste istid lenge eksisterte et aktivt, vestlig glasiasjonssentrum over Jotunheimen (det var flere glasiasjonssentra i Vest-Norge). Han bygger på storformene av visse fjellformasjoner, på småformer og på blokktransport. Av videre interesse er hans påvisning av en endemorene i trakten Knutshø–Stropsjødalen på begge sider av Drivdalen omtrent ved Kongsvoll. Han tillegger denne morene betydningen av å vise innlandsisens siste fremstøt i denne kant av Norge (Strøm, 1954).¹

Noen av kriteriene for isbevegelsens retning i Hjerkintrakten måtte kontrolleres i forbindelse med undersøkelsesprogrammet i 1963. Det første punkt gjaldt skurestripene, hvorav mange retninger er representert, ofte på samme berghelle. Der kunne skilles ut tre grupper av striper etter deres innbyrdes aldersrekkefølge. Den eldste, som bare unntaksvis er til stede, og da bare på lokaliteter som har ligget relativt beskyttet i leposisjoner under de senere bevegelsesretninger, peker stort sett mot nordvest, varierende mellom 325° og 345°. Et yngre system viser skuring mot nordøst, varierende mellom 55° og 75°. Et ennå yngre system skjærer de to eldre retninger, og viser skuring mot nord eller nord-nordøst, retningen varierer lokalt. Se fig. 3.

¹ Morenen er senest beskrevet av Johan Ludv. Sollid (1964) i en artikkel utkommet etter at dette manuskript var gått i trykk.

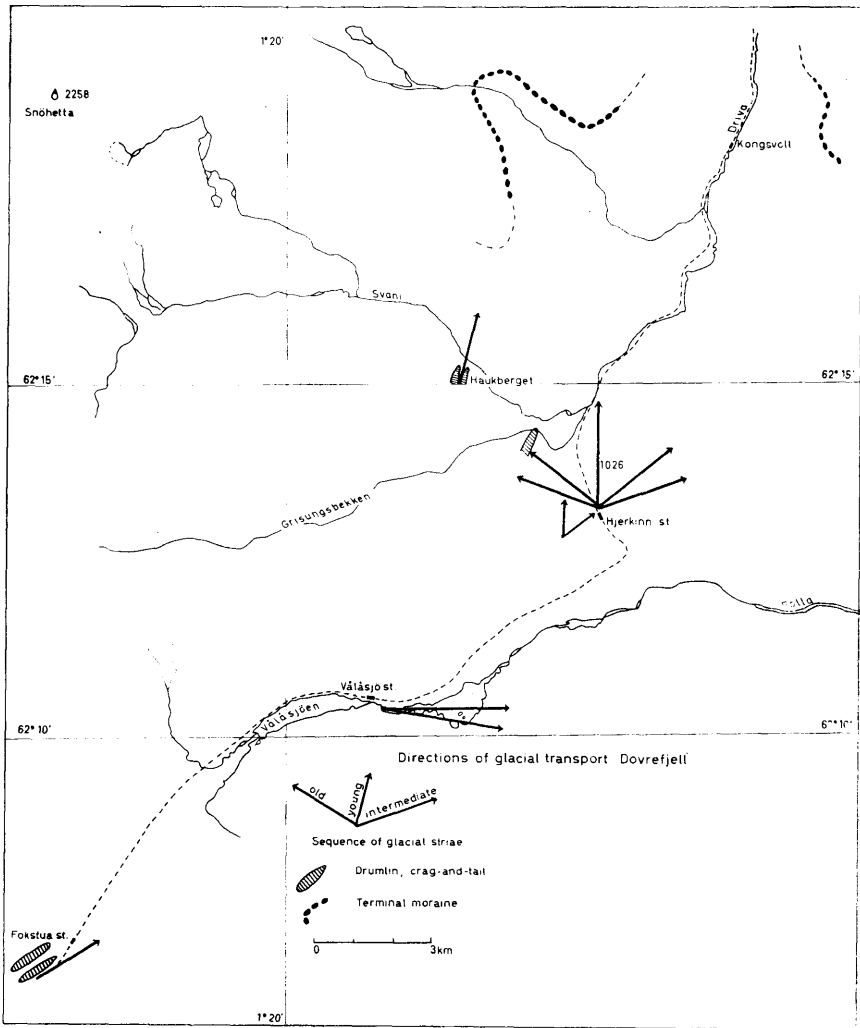


Fig. 2. Skurestriper og drumliner i Dovrefjellområdet.

Glacial striae and drumlins in the Dovrefjell area.

Mellom Vålåsjø og Avsjøen, ca. 9 km syd for Hjerkinn, finnes skurestriper med retning øst, i retninger 100° til 110° .

Det er naturligvis flere måter å forklare en slik variasjon av skurestripenes retning. Variasjonen kan skyldes at isskillet (glasiasjonssentret) har forandret beliggenhet gradvis. Det kan også skyldes at det har vært

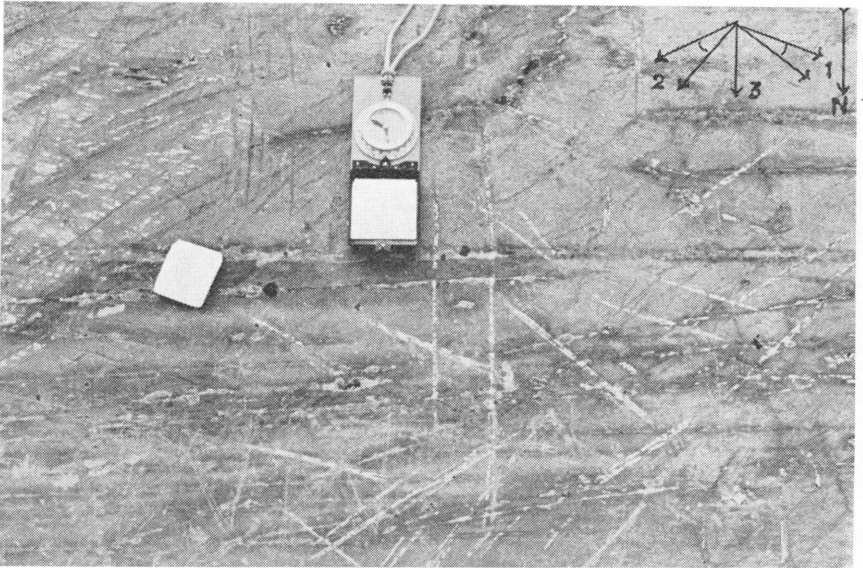


Fig. 3. Skurestriper ved Hjerkinns stasjon. Eldst: 1. Midlere: 2. Yngst: 3.
Glacial striae at Hjerkinns railway station. Oldest: 1. Intermediate: 2. Youngest: 3.

to eller flere glasieringssentra som hvert har dominert til forskjellig tid, og således fått isstrømmen på vedkommende sted til å skifte retning av denne grunn. En tredje mulighet er at den lokale topografi gradvis har spillet større rolle ettersom isen ble tynnere.

Av flere grunner var det ønskelig å kontrollere på annen måte hvilken av skurestripene som representerte den yngste retning ved Hjerkinns. En god ledeblokktype burde oppsøkes og den lokale blokktransport studeres ut fra denne. En lokal serpentinkuppe fantes noen få kilometer nordvest for Hjerkinns stasjon, navngitt Haukberget på kartet. Det er en bløt talkbergart, og bare ett sett skurestriper fantes, nemlig ca. 20°, varierende ca. 16–22°. Serpentinkuppen har gitt meget få blokker, for få til å bestemme yngste brebevegelse nøyaktig. Men der er en utpreget leside morene, formet sammen med serpentinkuppen i et vakkert «crag-and-tail»-mønster med lengderetning ca. 20°, det samme som skurestripene. Da en må formode at eventuelle eldre skurestriper ville være utsløttet i denne bløte bergart av den seneste isskuring, kan dermed den siste isbevegelse ved denne lokalitet fastslås å ha vært ca. 20°. Kauranne (1961) har funnet akkurat det samme, jfr. hans kartskisse p. 39.

Som nevnt er yngste striper ved Hjerkinns stasjon rettet nær rettvise nord, ved Vålåsjo nærmest rett øst, hvor dalen har denne retning.

Ytterligere en observasjon skal nevnes, nemlig fra like syd for Fokstua, ca. 17 km sydvest for Hjerkinns. Reusch (1923) omtaler drumliner herfra, men av hans beskrivelser fremgår det at de hauger han beskriver er dødismorener bestående av sortert materiale. Der finnes imidlertid også ekte drumliner, så typiske som ellers må være meget sjeldne i Sør-Norge. De opptrer i lange, parallelle rygger med lengderetning 65°, der hvor stigningen fra Dombås går over i flaten hvor Fokstumyrene ligger. Lengden av den minste drumlin er ca. 1 km, bredden vel 100 m. Like øst for den østligste drumlin ble funnet svaberg bare med (eneste) skurestriper av retning 65°. Den yngste brebevegelse av betydning må derfor ved Fokstua ha vært rettet ca. 65°.

Der finnes en mulig forklaring på denne lokale variasjon av siste brebevegelses retning når de topografiske former tas med i betraktning, samtidig som Kaare Strøms påvisning av endemorenen Knutshø–Stroplsjødalen erindres. Denne morene ligger bare ca. 10 km nord for Hjerkinns. Forklaringen går ut på at denne del av innlandsisen ennu var i aktiv bevegelse, mens den var tynnet ut så meget at den lokale topografi kom til å bestemme den lokale bevegelse av breen, som f. eks. ved den korte utløper av isen inn i Stroplsjødalen.¹

Dette bilde er meget forskjellig fra billedet av siste isbevegelse i Rørostrakten, hvor isen allerede var blitt død mens den ennu var så tykk at lokal topografi ikke påvirket den siste brestrøm nevneverdig.

Vi kan søke forklaringen på denne forskjell mellom det østlige og det vestlige område i den store høydeforskjell mellom Jotunheimens fjellområde i vest og Rørosvidda i øst. Om vi tenker oss Jotunheimens dype daler fylt med is, er forskjellen nærmere 1000 meter. Den vestlige beliggenhet må antas å ha ført til større nedbørmengder enn i øst. Under klimaforhold lite forskjellige fra nutidens, vil muligheten ha vært til stede for vedlikeholdelsen av en aktiv glasiasjon i vest på et tidspunkt da innlandsisens overflate i øst var sunket under datidens snelinje, og dermed ble klimatologisk død. Kaare Strøm mener forøvrig at Jotunheimen fungerte som glasiasjonssentrum gjennom en stor del av siste istid. Der er intet i veien for en slik antagelse etter hva vi foreløbig vet. Imidlertid,

¹ Et lignende ungt breffremstøt er nylig beskrevet av Olav Liestøl (1963) i den vestlige del av Hardangervidda. Han beregner snelinjens høyde til ca. 1600 m o. h. Forholdene de to steder synes å være så like at det ikke synes usannsynlig at de to fremstøt av innlandsisen kan være samtidige.

mens snelinjen lå meget lavere under nedisningens maksimale klimaforverring, dominerte hovedglasiasjonssentret over de sentrale deler av den Skandinaviske halvøy og isstrømmene beveget seg mot bakke i nordvestlig retning i det studerte område, og videre tvers over hovedvannskillet. Fra denne tid må de eldste striper i Hjerkinnområdet stamme. Senere, da snelinjen steg, begynte en periode da det vestlige glasiasjonssentrum dominerte omgivelsene og påtrykket innlandsisen i Hjerkinntrakten den nordøstgående bevegelse, mens isen i Rørostrakten var blitt død. De yngste striper ble dannet etter at isen var tynnet så meget ut at den lokale topografi påvirket bevegelsen nær isens randområde. På denne tid rant en stor bre ut fra innlandsisen ned gjennom Drivdalen mot Sunddalen. Avrinningen ble derved lettet denne vei, hvilket naturlig påvirket de lokale bregradienter omkring.

Summary.

*Glaciation centres in southern Norway toward the end of the last ice age.
A correlation between an eastern and a western area.*

The traditional study of glacial transport has recently been resumed by the Geological Survey of Norway. Two areas of particular interest have been selected for a comparative study, one around Røros in the East and the other around Hjerkin in the West. A few preliminary results are presented here to throw some light upon the problem of the positions of the various ice-divides and the corresponding glaciological conditions of the ice cap toward the end of its life span.

Within the eastern area the direction of the latest glacial flow was toward NW, independent of local topography. This indicates that the ice cover was fairly thick at the time when the ice became dead. The ice-divide at that time was situated near the southern part of lake Femunden, and it was probably linear with a NE-SW extension.

Within the western area the ice was active longer than in the East, probably due to the much higher altitude of the mountain area of Jotunheimen, and due to the higher snow precipitation in the West. An active glaciation center, located roughly in western Jotunheimen, became dominant toward the end of the ice age. Its influence upon the glacial flow can be traced as far as the surroundings of Hjerkin in the Dovrefjell area. In this area the oldest glacial striae point NW, probably corresponding to the ice flow during the maximum period of glaciation. The

younger group of striae point NE, with considerable local variation. The youngest glacial striae are strongly influenced by local topography, indicating that the ice sheet was still active at a time when it had become very attenuated. Attention is drawn to a paper by Kaare Strøm (1954), where he describes a terminal moraine about 10 km north of Hjerkin. He ascribes this moraine to the last advance of the inland ice in this part of Norway. At that time the ice was dead within the eastern area.

Litteratur.

- Hørbye, J. C.*, 1854: Det erraticke Phenomen paa Rigsgrændsen. Nyt Magazin for Naturvidenskab Bd. 8.
- 1857: Les Phénomènes d'érosion en Norvège. Universitetsprogram 1. sem. 1857.
- Kauranne, K. et Tynni, R.*, 1961: (Summary) On the relative age of ore-bearing till conglomerates and till in the light of pollen analyses and parallel geological studies. Geologinen tutkimuslaitos, Helsinki.
- Liestøl, Olav*, 1963: Et sen-glacialt brefframstøt ved Hardangerjøkulen. Norsk Polar-institutt, Årbok 1962.
- Reusch, H.*, 1923: Nogen kvartærgeologiske optegnelser fra Foldalens og Fokstuens omgivelser. Norsk Geologisk Tidsskrift Bd. 7, hefte 1.
- Schiøtz, O. E.*, 1892: Om Mærker efter Istiden og om Isskillet i den østlige Del af Hamar Stift, samt om Indlandsisens Bevægelse. Nyt Magazin for Naturvidenskab Bd. 32.
- 1914: Om Isskillet i Trakten omkring Fæmund. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 68.
- Sollid, Johan Ludvig*, 1964: Isavsmeltningsforløpet langs hovedvannskillet mellom Hjerkin og Kvikneskogen. Norsk Geografisk Tidsskrift Bd. 19, hefte 1–2.
- Strøm, Kaare*, 1954: Foreløbig beretning over arbeidet. Akademisk Trykningsentral, Oslo.
- 1956: The disappearance of the last ice sheet from Central Norway. Journal of Glaciology, Vol. 2, no. 20.
- Tollan, A.*, 1963: Trekk av isbevegelsen og isavsmeltingen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. Norges geologiske undersøkelse Nr. 223, s. 328.

Kvartærgeologiske undersøkelser i Randsverkområdet, Jotunheimen.

Av

PER JØRGENSEN

(Institutt for Geologi, Blindern, Oslo.)

Innledning.

Beliggenheten av det kartlagte området, nordlige halvdel av kartblad Refjell (1618 II), vil fremgå av Fig. 2. Berggrunnen innen området er kartlagt av professor, dr. phil. Trygve Strand (1951). Feltarbeidet, som er en del av Norges Geologiske Undersøkelses arbeider på landgeneral-kart Jotunheimen, er utført ved hjelp av kart i målestokk 1:50 000 og fly-foto i målestokk 1:40 000.

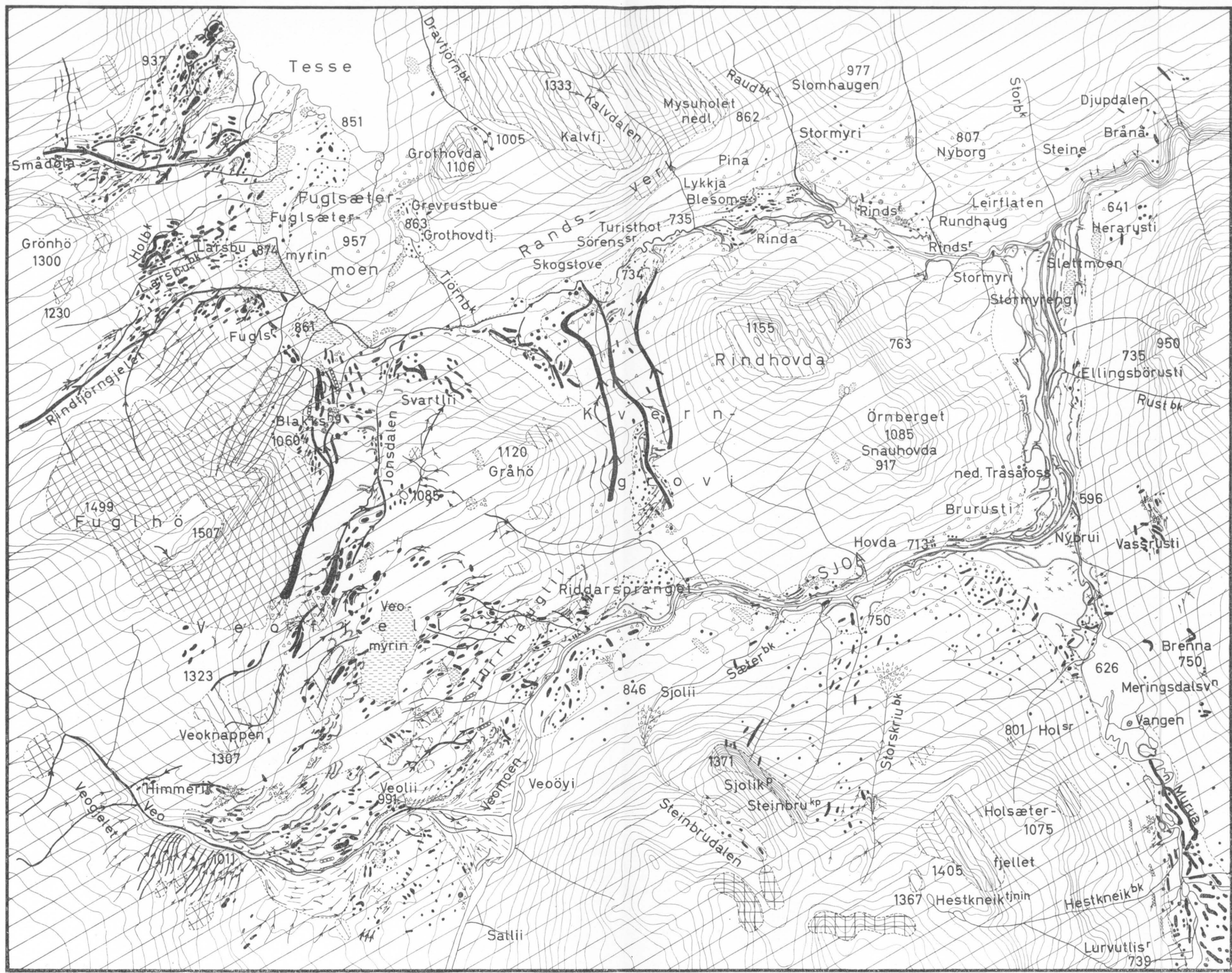
Jeg er takknemlig for all hjelp jeg har mottatt fra N.G.U. En spesiell takk skylder jeg statsgeolog, dr. phil. Gunnar Holmsen og statsgeolog Per Holmsen, som lot meg ta del i dette arbeidet, og som alltid har vært villige til å diskutere problemer såvel i felt som på kontoret. Nansenfondet har dekket noen utgifter til feltutstyr, og takkes for dette.

Regional beskrivelse.

Området mellom Rindtjørngjelet og sydligste del av Tesse.

Høyeste fjell innen det kartlagte området er Fuglhø på 1507 m o. h. På toppen av dette finner en spor etter rennende vann, ved at dette har erodert ut en tosidig spylerenne i morenematerialet (Fig. 1). Ifølge Mannerfelt (1945) er dette et tegn på at isoverflaten i dette området tilhørte ablasjonsområdet da denne toppen smeltet fram, og at ismassen allerede nå var klimatologisk død. Ved den videre avsmeltning vil isen trolig bli delt opp i isolerte partier, og vidnesbyrd om denne avsmeltning vil hovedsakelig være spor etter den glasifluviale akkumulasjon og erosjon.

KVARTÆRGEOLOGISK KART
 over
 RANDSVERKOMRÅDET I JOTUNHEIMEN
 utarbeidet av
 Per Jørgensen
 1963



- Område med jamnt morenedekke
Area uniformly covered by morainic drift
- Veksling mellom morene og bart fjell
Changing between morainic drift and exposed rock
- Område med jamnt dekke av fluvialt materiale
Area uniformly covered by fluvial deposits
- Forvitringsgrus
Disintegrated rock deposits
- Solifluktjonsområde
Solifluxion area
- Myr
Bog
- Lateral akkumulasjonsterasse
Kame-terrace
- Eskere (åser)
Eskers (osar)
- Kame
Kame
- Grytehull
Kettle-holes
- Spylterenne
Lateral drainage channel
- Breltvlap
Glacial river beds
- Lese blokker
Erratics
- Nivåkurver (30m ekvidistanse)
Contours (30m intervals)
- Blokk-eskere
Boulder-eskers
- Blokk-kame
Boulder-kame
- Ravine i morene
Ravine in morainic drift
- Kanyon
Canyon
- Gruskjegle
Alluvial fan

0 0.5 1.0 1.5 km

Fig. 1.

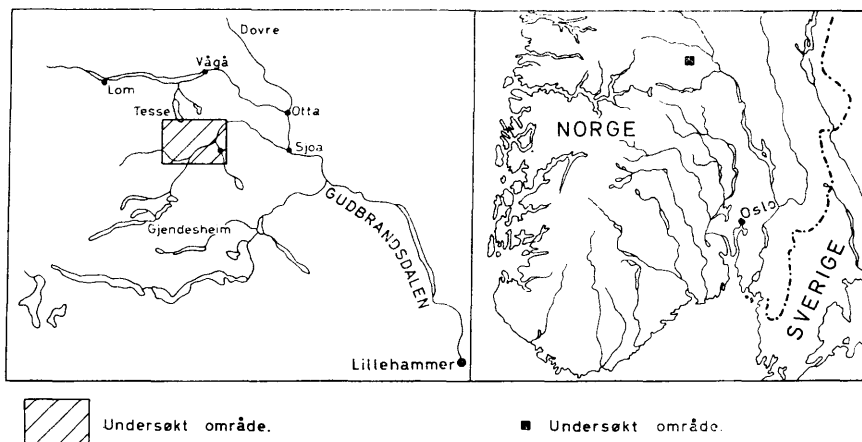


Fig. 2. Nøkkelt for kartlagt område.

Location map.

Noe senere enn framsmeltingen av Fuglhøstopp var trolig situasjonen som skissert på Fig. 3: Vi ser at rett vest for midtre del av det kartlagte området ligger passpunktet mellom Rundhø og Fuglhø. I felt ser en tydelig at store vannmengder har kommet over dette passpunktet, og fortsatt videre ned Rindtjørngjelet.

Ramsli (1947) og Strøm (1956) mener å ha påvist at Jotunheimen dannet et eget glasiasjonsentrum under siste nedisning, og at isoverflatens fall innen det området som her er behandlet var mot N Ø. Den nevnte drenering mot N Ø over passpunktet ved Rindtjørna kan, efter min mening, kun forklares ved å anta at under dette relativt sene stadium i avsmeltingen var isoverflaten i Sjødalen høyere enn isoverflaten i Veodalen, og hindret en drenering mot S Ø. Dette betyr at vi her hadde en isoverflate som falt mot N V. I følge Lunde (1956) er det trolig at dette skyldes oppstuvning av en fremdeles dynamisk levende is i Sjødalen. Det er tydelig at dreneringen over dette passpunkt har foregått, ihvertfall delvis, subaerielt da en ikke finner ablasjonsmorene i selve elveløpene, men kun i haugene og ryggene rundt.

Muligens samtidig med dette har det vært en sterk subglasial drenering i Veodalen mot Ø. Spor efter denne finner en på begge sider av den resente Veo ved Saubui, der det ligger flere godt utviklede eskere. Disse er inntil 600 m lange og 10 m høye, og består av tydelig lagdelt sand og grus.

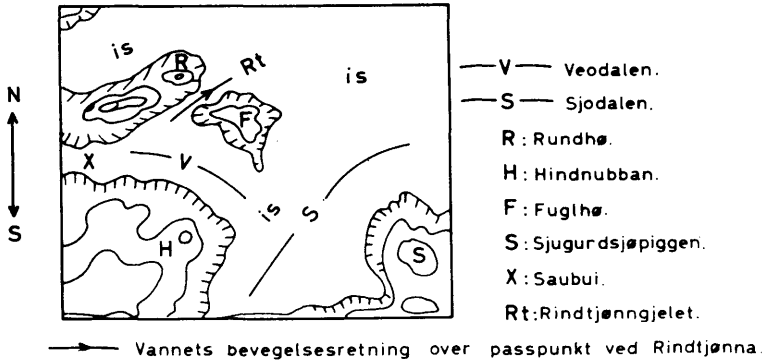


Fig. 3. Skisse som viser situasjonen noe etter fremsmeltingen av Fuglhø.

Sketch map showing the situation after the emergence of Fuglhø through the ice sheet.

Da det ikke finnes laterale spor i Rindtjørngjelet etter det smeltevann som rant over ved Rindtjøna, er det rimelig å anta at den videre drenering foregikk subglasialt. Tydelige erosjons- og akkumulasjons-spor etter en subglasialt drenering i denne dal finner en i hele området mellom Fuglseter og Holbekken. Som det fremgår av kartet (Fig. 1) finnes det her et utall av eskere og kamer, og spesielt tydelige er flere lange eskere som slynger seg nedover dalsiden langs Holbekken. Retningen av dreneringen synes å ha vært mot N Ø ut gjennom Tesses dalføre. Flere grytehull som er spredt rundt i terrenget viser at under akkumulasjonen ble enkelte deler av isen begravet i grusmaterialet.

Området øst for Fuglhø.

Ytterligere spor etter avsmeltingen i dalsidene rundt Fuglhø, ned til ca. 1320 m o. h., er ødelagt på grunn av solifluksjon i morenematerialet. N Ø for høyde 1323 er det en ensidig og en tosidig spylerenne med fall mot N, og dette antyder at isoverflaten under denne del av avsmeltingen her hadde en fallkomponent mot N.

En ytterligere bekreftelse på dette får en noe lenger mot S, hvor et kraftig utviklet breelvløp, utformet som en renne i fast fjell begynner 1323 m o. h. Øverst har det retning mot N Ø, svinger så mot Ø og fortsetter rett ned dalsiden. Dette svarer til hva Mannerfelt (1945) har kalt en sadelskåre. Denne «skåre» fortsetter videre i en markert spylerenne, erodert i morenen, som følger dalsiden med et tydelig fall mot N. Det er naturlig å anta at det vann som kom ned dalsiden traff isoverflaten her,

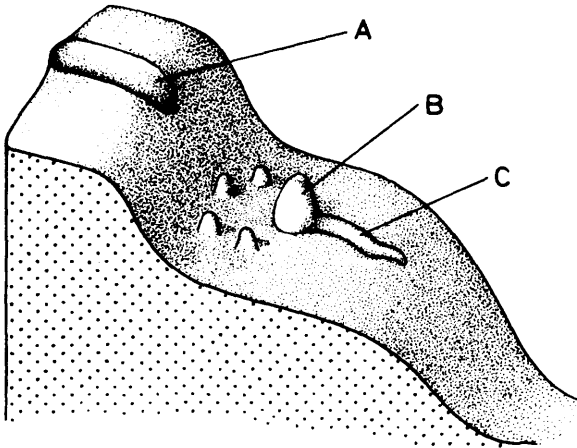


Fig. 4. Skisse over formelementene ved Blokkshaugene.

Sketch showing the morphological elements at Blokkshaugene.

og ble tvunget nordover. Det er mulig at det var dette smeltevann som begynte å erodere ut det vestligste av de kraftige breelvløpene Ø for Fuglhø.

Dette breelvløpet begynner i noen renspylte fjellområder med mye grovt blokkmateriale, men videre mot N har det erodert seg ned i morenematerialet, og her er selve elveløpet 20–60 m bredt og 4–8 m dypt. Da det ikke finnes ablasjonsmorene i selve elveløpet må trolig den siste del av dets utforming ha foregått subaerielt.

En prinsippskisse viser formelementene der det V-ligste breelvløpet ender (Fig. 4):

Breelvløpet ender ved A. Mellom A og B er det noen mindre hauger med ablasjonsmorene, mens ved B ligger to hauger som er bygget opp av blokkmateriale, og hvis høyder er 10–14 m (Blokkshaugene). Fortsettelsen av disse haugene er flere kraftige esker som slynger seg nedover dalsiden, C. (Bare en haug og en esker er tegnet inn på Fig. 4.) Materialet i eskerne er enten svakt rundete blokker, eller middels sortert og lagdelt sand og grus. Enkelte av dem er inntil 300 m lange og 10 m høye. Som tidligere nevnt, er det trolig at den siste del av dreneringen over passpunktet foregikk subaerielt. De observerte formelementer ved Blokkshaugene, og deres beliggenhet kan forklares på følgende måte:

Vannet som kom over passpunktet møtte isoverflaten omtrent ved A. Her var isen trolig godt tildekket med ablasjonsmateriale, slik at vannet

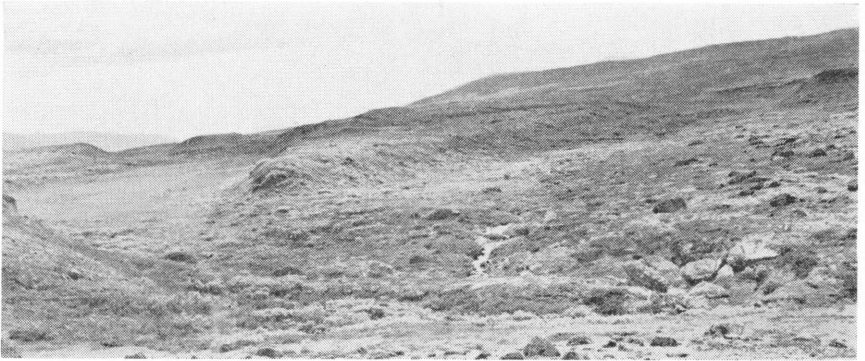


Fig. 5. Samløp av to breelvløp nord for Jonsdalen. Sett mot syd.
Confluence of two glacial river beds north of Jonsdalen. Looking south.

rant et stykke ut på overflaten før det søkte seg ned under isen og la opp Blokkshaugene og eskerne nedenfor. Ved den videre nedsmeltning ble de mindre haugene mellom A og B dannet. Fra eskernes lengdeutstrekning, som ikke bare er rett ned dalsiden, kan en slutte at den videre drenering var mot N V, ut gjennom Tesses basseng.

Ved et noe senere stadium i avsmeltningen har en fått dannet de noe lavere liggende elveløp lenger mot Ø som har vært drenert ut gjennom Jonsdalen (Fig. 5). Et av disse elveløp er ennu kraftigere enn det først omtalte, med maksimal bredde og dybde på henholdsvis 300 og 15 m. Disse kraftige smeltevannsløpene er kun dannet på V-siden av Jonsdalen, noe som igjen synes å vise at isoverflatens fall var mot N V. Dette understøttes av Lundes (1956) observasjoner, da han fant at isen vest for Sjolikampen hetlet ut mot Sjødalen.

Hvorvidt smeltevannet som eroderte disse breelvløp kom fra Sjødalen eller Veodalen er på grunnlag av de feltobservasjoner som er gjort, vanskelig å avgjøre. I området mellom og øst for de nevnte breelvløp ligger flere kamer og eskere, som trolig er spor etter en subglasial drenering, som må ha foregått før, eventuelt samtidig med utformingen av elveløpene.

Det er tydelig at ved den videre avsmeltning sank isoverflaten lavere enn passpunktet mellom Fuglhø og Gråhø. På V og SV siden av Veomyrin ligger flere terrasser som antas dannet lateralt, da deres ytterkant har vært isstøttet. Det er trolig at det lokalt dannet seg mindre randsjøer mellom isen og dalsiden opp mot Fuglhø.

Sporene etter den fluviale erosjon viser at vannet først gikk mot N, hvor det møtte den oppstikkende rygg V for Gråhø, og derfor ble tvunget til å fortsette under isen mot Ø eller S Ø. Hele dalsiden Ø for Veomyrin bærer spor etter en subglasial akkumulasjon.

Hvorvidt de kraftige spor etter den fluviale erosjon er dannet subglasialt eller subaerielt er vanskelig å avgjøre, men flere steder finner en at erosjonsfurene har sin fortsettelse i subglasiale akkumulasjonsformer (lagdelte eskere) og omvendt, så det synes rimelig å anta at en stor del av vannerosjonen har foregått subglasialt.

Området rundt Veogjelet.

Spor etter den videre avsmeltning finner en på begge sider av Veo, syd for Veoknappen. På nordsiden av dalen finner en: Øverst er det et kraftig smeltevannsløp mot Ø. Dette smeltevannsløpet ender i et stort område med renspylte blokker. Videre nedover dalsiden er det hovedsakelig spor etter den laterale og subglaciale akkumulasjon (Fig. 6). Det er flere steder tydelig at de laterale akkumulasjonsterrasser, som er inntil 800 m lange og 100 m brede, er dannet ut fra det tidligere, subglasialt tilførte materiale, da en flere steder finner rester av eskere som stikker opp gjennom terrasseflatene. Som det vil fremgå av kartet finner en disse akkumulasjonsformer nesten helt ned til dalbunnen. Enkelte steder ser en spor etter tydelige laterale vannløp som fortsetter i en lateral-terrasse, noe som viser at vannet istedenfor å erodere begynte å akkumulere, og flere steder finner en, som en også må vente, at det laterale

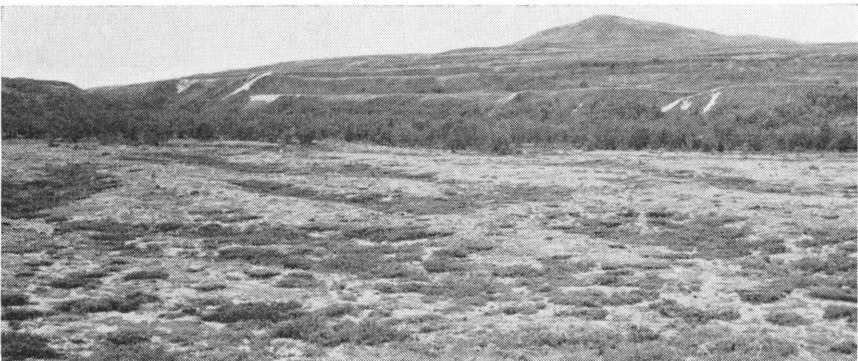


Fig. 6. Terrasser og eskere på nordsiden av Veo. Sett mot nordøst.

Kame-terraces and eskers on the northern side of Veo. Looking northeast.

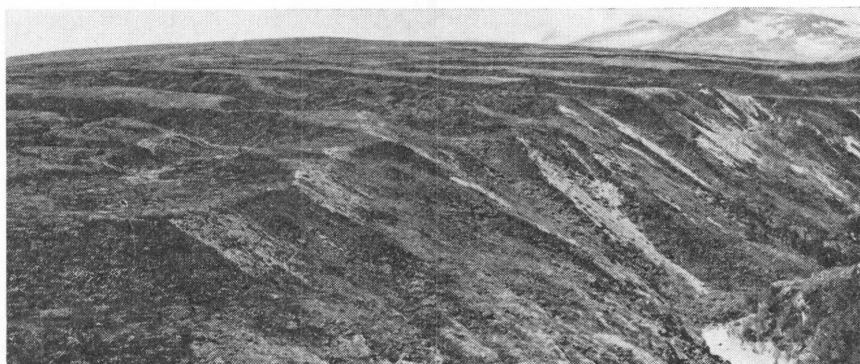


Fig. 7. Spylerenner på sydsiden av Veodalen. Sett mot sydvest.

Lateral drainage channels on the southern side of Veodalen. Looking southwest.

smeltevannet har gått ned under isen, og lagt opp nye formelementer her. Selv om det ikke kan avgjøres med sikkerhet hvor det smeltevannet kom fra som la opp terrassene på N siden av Veo, så er det ut fra det observerte fall på isoverflaten (mot NV) rimelig å anta at det kom fra Sjødalen, og ikke fra Veodalen. Disse laterale terrasser er, i likhet med spylerenne på S siden av dalen (Fig. 7) tidligere omtalt av Rekstad (1904) og Strøm (1956). De nevnte spylerenner synes også å være dannet av smeltevann fra Sjødalen, som fulgte isranden over mot Veodalen, og ikke av vann som kom ut Veodalen, som antatt av Strøm (1956). På grunnlag av disse spylerenners størrelse kan en si at det var ganske enorme vannmasser som kom over fjellryggen her og eroderte seg ned i den leirholdige bunnmorenen, før det fortsatte ut på isen i Veodalen. Da disse spylerenner ligger lavere enn terrassene på dalens N side, må de være spor etter et ennå senere stadium i avsmeltingen.

Spylerenneenes størrelse tyder på at det har vært en kraftig avsmelting, og dette skulle en vente ville forårsake en rask senkning av isoverflaten. Det er da vanskelig å forstå dannelsen av disse spylerenner hvis de er strengt laterale, for selv om det kom mye vann, så ville den raske senkning av isoverflaten motvirke at dette vann eroderte i lengre tid på samme sted.

I følge Olav Liestøl (unpubl.) kan dette forklares ved å anta at spylerenneene er dannet som skissert på Fig. 8. Morenematerialet på isoverflaten (ablasjonsmorenen) beskytter den del av isen som ligger inn mot dalsiden mot videre avsmelting. Det dannes derfor en renne *i isen* i en

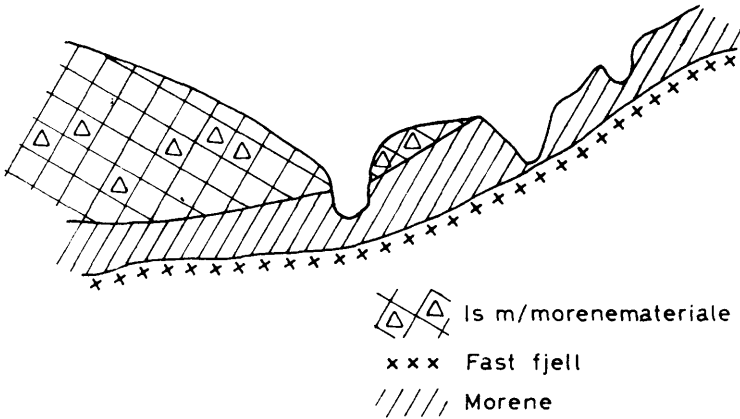


Fig. 8. Skisse som viser dannelsen av spylerenner.

*Sketch showing the formation of lateral drainage channels.
(Olav Liestøl, pers. comm.).*

viss avstand fra dalsiden, der smeltevannet samles og eroderer seg videre gjennom isen og ned i den underliggende bunnmorene. Denne dannelsesmåte, som er observert på Recherchebreen (Spitsbergen) står ikke i noen relasjon til den årlige avsmelting, da det ifølge Liestøl kan ta flere år å få dannet en slik spylerenne.

Området øst for Gråhø.

En må anta at omtrent samtidig med dannelsen av de ovenfor nevnte formelementer rundt Veo, ble spylerennene på Ø-siden av Gråhø utformet. De viser at det her har vært en N-gående lateral drenering. Da spylerennene er relativt korte, synes vannet raskt å ha funnet seg vei under isen. Selv om det ikke kan bevises, er det mulig at det samme vannet som utformet spylerennene også akkumulerte de subglasiale formelementer (eskere og kamer) S Ø for Tjørnbekkens utløp i Rinda.

De mest imponerende formelementene i dette området er de kraftige elveløpene som starter på passpunktet mellom Gråhø og Rindhovda. De to østligste av disse elveløpene er tidligere beskrevet av Werenskiold (1918). Som påpekt av ham, synes det nødvendig at isen i Sjodalen har hindret en drenering mot Ø. Det er derfor rimelig å anta at også her var isoverflatens fall mot NV under denne del av avsmeltingen. Beskrivelse av disse elveløp vil en finne i Werenskiolds arbeide, så her vil kun bli



Fig. 9. Breevløp ved Kverngrøvi. Sett mot vest.

Glacial river bed at Kverngrøvi. Looking west.

tatt med et foto (Fig. 9) som viser en del av det Ø-ligste løpet. Bredden kan være over 150 m og dybden inntil 14 m.

Da det er vanskelig å tenke seg at Rinddalen var isfri på det tidspunkt da isoverflaten i Sjødalen lå så høyt at en drenering over dette passpunkt var mulig, må en anta at disse elveløp, ihvertfall delvis er erodert subglasialt. Vannet synes å ha fortsatt videre i Rindas dal mot Ø.

Ved den videre avsmeltning vil det stadium nåes, som ved Veofjell, at selve passpunktet smelter fram og hindrer ytterligere drenering mot N. Etter dette kan den videre avsmeltning i Rinddalen og Sjødalen behandles hver for seg.

Sjødalen.

Vannet som tidligere kunne gå over til Rinddalen måtte fortsette enten lateralt eller subglasialt ned Sjødalen. Spor, trolig etter den laterale drenering langs en isrest finner en representert ved en stor mengde terrasser, som alle heller mot Ø. At en finner godt bevart bunn- og ablasjons-morene lavere enn terrassene tyder på at de er laterale dannelser, og ikke erosjonsrester etter terrasser som fylte hele dalen. Enkelte steder finner en ytterligere bekreftelse på dette, ved at terrassen slutter brått, men har en esker som sin nedstrøms fortsettelse. Disse to formelementer antas da å være dannet samtidig, men henholdsvis lateralt og subglasialt. Mangelen på korrelasjon i høyde mellom terrassene på de to dalsider er også et indisium på deres laterale dannelselse.



Fig. 10. Sedimenter i terrasse. Sett mot vest.

Sediments in kame-terrace. Looking west.

Terrassene, som delvis er beskrevet tidligere av Werenskiold (1918) og Bakken (1953), finner en fra Ridderspranget og videre langs Sjøa helt ned til Leirflaten. Høyden av terrassene avtar nedover langs Sjødalen, og representerer trolig suksessivt yngre trinn i avsmeltingen. Sedimentene i de laterale terrasser er sterkt vekslende i kornstørrelse og sortering, og gjenspeiler meget varierende strømforhold (Fig. 10).

Ved Ridderspranget ligger en stor terrasse som ikke kan forklares som en lateral dannelsesform. Denne synes mer trolig å være dannet i en sjø, som var oppdemt av isen i Ø. Dette er forståelig, da det skjer en tydelig innnevring av dalen her. Foruten terrassens form, tyder også de relativt finkornede og velsorterte sedimenter i terrassen på en slik dannelsesmåte. En tilsvarende dannelsesmåte må en tenke seg for den store terrassen S for Nybrui, bare med den forskjell at nå lå den stengende isrest i N. At en nedenfor Ridderspranget kun finner spor etter den laterale akkumulasjon, og ikke erosjon tyder på at isoverflaten under denne siste del av nedsmeltingen var nesten horisontal. I følge Sund (1943) synes denne



Fig. 11. Jettegryter i Sjødalen, ca. 1 km sydvest for Ridderspranget. Sett mot øst.

Potholes in Sjødalen, ca. 1 km southwest of Ridderspranget. Looking east.

gradvise overgang fra lateral erosjon til akkumulasjon å være et felles trekk ved den siste avsmeltningsfase i flere av våre dalfører.

Ridderspranget.

Dannelsen av denne canyon er tidligere nevnt av Lunde (1956). Jeg er enig med ham i at denne mest sannsynlig er anlagt senglasialt eller sub-resent, da det finnes godt bevarte jettegryter fra øvre kant av canyonen og helt ned til bunnen (Fig. 11).

Rinddalen fra Skogstove til Leirflaten.

Denne del av Rinddalen er tidligere beskrevet av Bakken (1953), og vi er stort sett kommet til samme resultat. Spor etter en lateral drenering som er yngre enn dreneringen over Kverngrovi finner en fra Sørenseter

og videre langs Rinddalen til Leirflaten. Utviklingen synes å ha vært omtrent den samme som i Sjødalen, med en serie av suksessivt lavere liggende (yngre?) terrasser mot Ø.

Som tidligere nevnt, finner en mye subglasialt akkumulert materiale i Rinddalen. Flere meget store eskere, bestående av tydelig lagdelt, fluvialt akkumulert materiale og ofte delvis tildekket av en grov ablasjonsmorene, slynger seg nedover dalbunnen. Det er vanskelig å si noe mer enn at disse trolig er dannet hovedsakelig samtidig med og noe senere enn dreneringen over Kverngrøvi.

Samløpet Sjoa-Rinda.

De to dalfører som ble beskrevet ovenfor støter sammen igjen ved Slettmoen. Som tidligere påpekt av Bakken finner en i dalsiden Ø for elvesamløpet spor etter en N-gående lateral drenering. Syd for samløpet med Rinda har en på begge sider av Sjoa de tidligere omtalte laterale terrasser, men videre mot Ø finnes svært lite av slike. Derimot finner en flere steder at dalsiden har et relativt tykt lag av leirholdig morene (bunnmorene), som ofte er gjennomslått av raviner. Det samme er funnet lenger mot Ø av Bakken.

Dette tyder på at den siste isrest som fantes i dette området lå her i Sjoas trange gjel, og det må antas at det var passhøyden her som var bestemmende for dreneringen under en stor del av siste fase i avsmeltningen.

Murudalen.

En mindre del av Murudalen faller innenfor det kartlagte området. Denne slake, modne dal er tidligere beskrevet av Lunde (1956). Som påpekt av ham, er det i dalsidene spor etter en N-gående lateral drenering, men vannet synes raskt å ha funnet seg veg under isen. Dette forklarer da dannelsen av det utall av kamer, eskere og øvrig glasifluvialt materiale en finner langs denne dal. Jeg er uenig med Lunde i at «akkumulasjonene er korte, sjelden mer enn 100 m», da jeg finner flere eskere som er betydelig lengre enn dette. Spesielt den 1,5 km lange esker syd for Meringsdalsvatnet er et godt bevis for en meget sterk N-gående subglasial drenering langs bunnen av Murudalen.

I likhet med Sjødalen finner en også her sammenhengende lateralt akkumulerte terrasser og subglasialt avsatte eskere.

Det synes vanskelig å si noe mer om tidspunktet for dannelsen av disse former, i forhold til avsetningene i Sjodalen, enn at de trolig er dannet noe tidligere enn Sjoas store terrasse ved Nybrui. Dette er nemlig å vente på grunn av isoverflatens fall mot N.

Området rundt Smådølas utløp i Tesse.

De øvre spor etter lateralt dirigert vann som kom ut Smådalen finner en bare like over den nuværende dalbunn, og de er representert ved spylereenner og laterale terrasser. Dette er forståelig når en ser på den uendelighet av subglasialt dannede formelementer som ligger i dette området. Flere steder er det tydelig at en isdirigert drenering har krysset den nuværende dal i ca. 12 m over dalbunnen. For at dette skulle være mulig, måtte enten Smådalen ha vært fylt med is eller morene, eller dens canyon er erodert ut senere.

Det som derfor kan sies om den siste del av nedsmeltningen innen dette lille området er:

Det foregikk en liten lateral drenering samtidig med en subglasial dannelse av eskere og erosjon. Hovedmengden av det subglasialt akkumulerte materiale må en anta var tilført på et tidligere stadium. Ved den videre nedsmeltning fortsatte de samme subglasiale prosesser, mens den laterale drenering begynte å krysse Smådalen. Noe senere ble dannelsen av den 14 m dype canyon påbegynt.

Det skal nevnes at det rundt Smådølas utløp i Tesse ligger store mengder med godt sortert, dilatant silt (Fig. 12). Husker en på at materialet i de fluviale akkumulasjoner som ligger lenger mot V, gjennomgående er grovkornet og godt sortert, må en vente at finmaterialet ligger nærmere Tesse, da dreneringen gikk denne vei. Det er også forståelig at siltmaterialet ble akkumulert her, i samme høyde som passpunktet i nordenden av Tesse.

Måling av blokkorientering i de glasifluviale avsetninger.

Da det innen det undersøkte området er klare former, og smeltevannets bevegelsesretning i de fleste tilfeller er kjent, var materialet godt egnet til en undersøkelse av blokkorienteringen i glasifluviale avsetninger. Hensikten var å undersøke om en ut ifra blokkenes orientering kan si noe om retningen av vannets bevegelse.

En historisk oversikt og vurdering av de forskjellige måter for å løse



Fig. 12. Siltsedimenter ved Smådølas utløp i Tesse. Sett mot øst.

Silty sediments at the Smådøla's outlet in Tesse. Looking east.

dette problem finnes i et arbeide av Lundqvist (1948). Da jeg er enig med Lundqvist i hans vurderinger, skulle det være unødvendig å beskrive dette på nytt.

Krumbein (1940) fant at blokkene lå orientert med sin lengste akse slik at en stor % lå parallellt med vannets bevegelsesretning, mens Lundqvist (1948) fant at mest foretrukne orientering var på tvers av strømrretningen, og en annen men noe mindre foretrukken orientering var parallellt med denne retning.

Metode.

Det er målt retning og fall av lengste akse på de blokker hvor denne er meget tydelig. Som påpekt av Lundqvist er det tilstrekkelig å måle 50 akser, mens ytterligere målinger gir jammere og penere diagram. På grunn av det store arbeide med å grave fram 50 egnede blokker, har jeg i de fleste tilfeller nøydt meg med dette tall. Det er kun målt på blokker som lå innleiret i sand, for å unngå forstyrrelser fra tilstøtende blokkmateriale. Resultatene er fremstillet etter en metode som er angitt i Billings, Chp. 7 (1954).

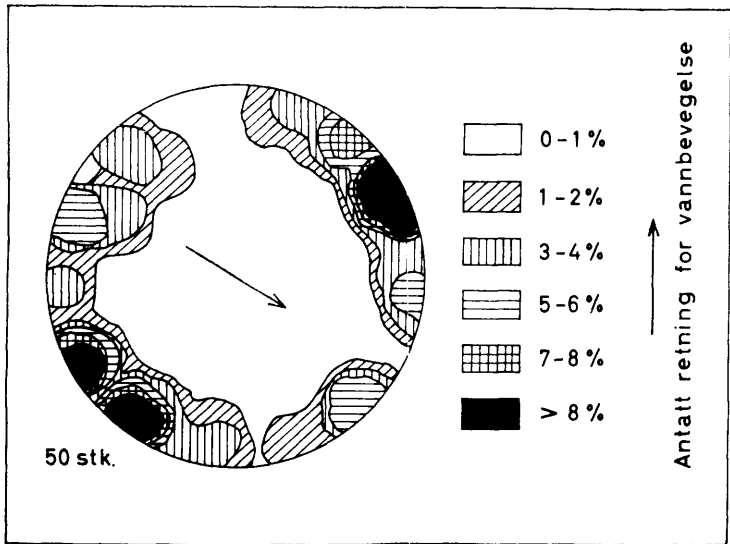


Fig. 13. Diagram som viser orienteringen av blokker i en esker. Pil viser strømretningen.
 Diagram showing the petrofabric of boulders in an esker. Arrow indicates direction of flow.

Resultat.

På diagrammene Fig. 13 og 14 er tegnet resultatet av syv serier med målinger. På diagrammene er dessuten inntegnet en pil som viser vannets strømretning, slik denne er gitt på grunnlag av formelementene, og ikke som et resultat av aksemålingene. Diagrammet på Fig. 13 er fra en esker, mens de 6 diagrammer på Fig. 14 er fra forskjellige lateralterrasser. Resultatene stemmer meget godt med det som ble funnet av Lundqvist (1948), nemlig at orienteringen på tvers er mer utpreget enn orienteringen parallellt med strømretningen.

Selv om det ved denne metode synes mulig å fastslå transportretningen, f. eks. N-S, så er det vanligvis mer om å gjøre å få vite om vannet kom fra N eller S. Dessverre finnes det ingen foretrukken aksefallretning, medstrøms eller motstrøms, i disse sedimenter. Det nevnte spørsmål synes derfor ikke å kunne besvares ved bruk av denne metode.

Kanskje ville et materiale der to av aksene er tilnærmet like lange og større enn den tredje, vært mer egnet til en slik undersøkelse.

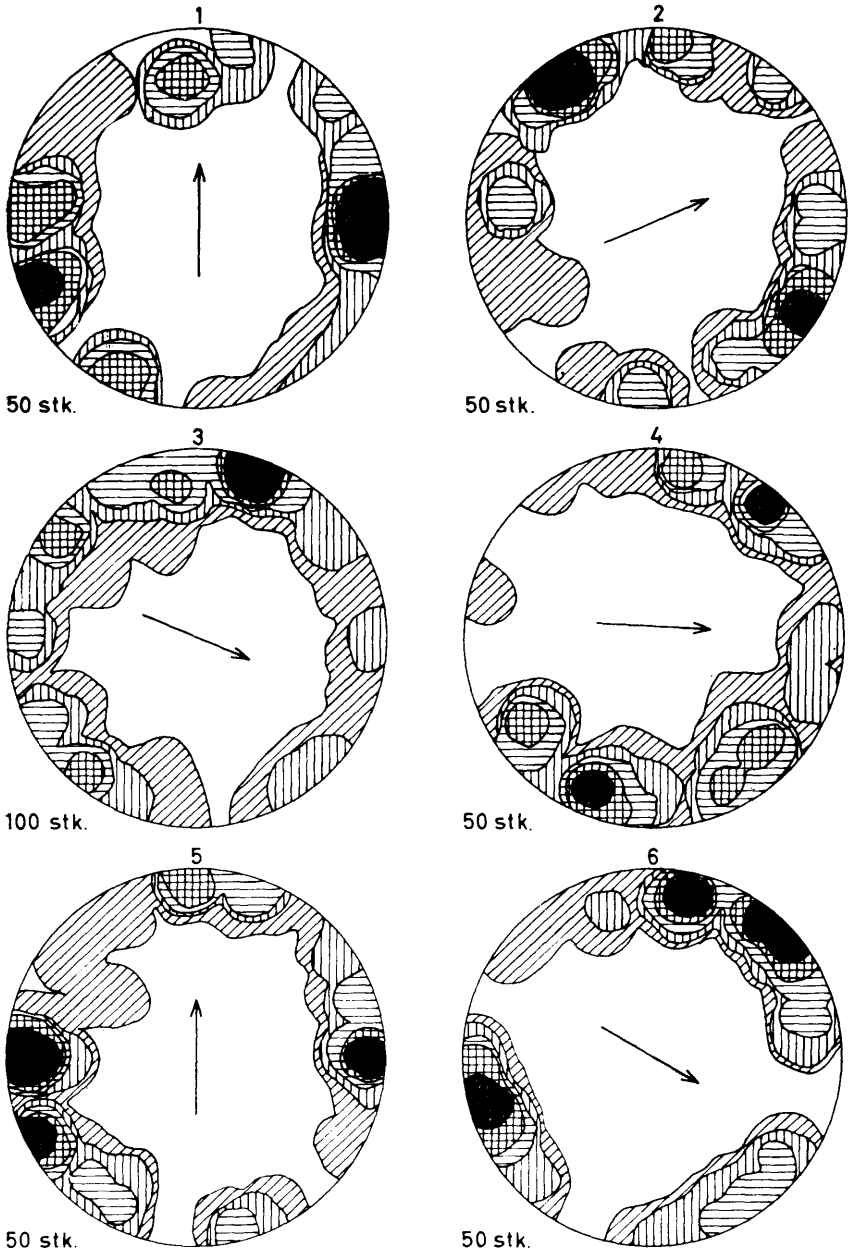


Fig. 14. Diagram som viser orienteringen av blokker i laterale terrasser.
Pil viser strømretningen.

Diagram showing the petrofabric of boulders in kame-terraces. Arrow indicates direction of flow.

Summary.

A short account is given of the Late Pleistocene deglaciation and drainage in an area of Jotunheimen (Fig. 2). Already at the beginning the mountain tops emerges through the ice sheet, and it is possible to follow the developing deglaciation from the distribution of deposits and erosion marks (Fig. 1). These features were more and more influenced by the land forms, during this period. Different, more or less distinct, stages of drainage were established, to which the various features can be assigned:

1. Water from Veodalen drained to Rindtjørngjelet through the gap between Rundhø and Fuglhø (Fig. 3) and continued, probably subglacially, to the northeast.
2. In this stage, some large river beds formed as melt water drained from Veodalen to Rinddalen through the gaps between Fuglhø and Gråhø. This indicates that the ice surface had a dip to the northwest. A sketch (Fig. 4) shows the morphological elements and their position at Blokkshaugene. Melt water came out the river bed that ends at A and continued out onto the ice, which probably was covered by superficial moraine. Then the water continued subglacially, forming the kames B and the eskers C.
3. The large kame-terraces on the northern side (Fig. 6), and the lateral drainage channels on the southern side of Veodalen (Fig. 7) were probably formed when the water from Sjudalen drained to Veodalen.
4. The water that drained from Sjudalen to Rinddalen formed the large river beds at Kverngrovi (Fig. 9) and probably subglacially accumulated the large eskers in Rinddalen.
5. Contemporary drainage in Sjudalen and Rinddalen formed various kame-terraces, eskers and kames in these two valleys.

In samples from an esker and six kame-terraces, it was found that the longest axes of the pebbles showed preferred orientations with respect to the direction of stream flow (Figs. 13 and 14), but no distinct pebble imbrication was found.

Litteratur.

- Bakken, A.* (1953): Isavsmeltningen i området Øvre Heidalen-Flatningen. Hovedfagsoppgave i Fysisk Geografi ved Universitetet i Oslo, 1953 II.
- Billings, M. P.* (1954): Structural Geology. Prentice-Hall, Inc.

- Krumbein, W. C.* (1940): Flood gravels of San Gabriel Canyon, California. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 51, p. 639–676.
- Lunde, T.* (1956): Isavsmeltingen i et område sør for Sjødalen. Hovedfagsoppgave i Fysisk Geografi ved Universitetet i Oslo, 1956 II.
- Lundqvist, G.* (1948): Blockens orientering i olika jordarter. Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. C., N:o 497, Årsbok 42 (1948) N:o 6.
- Mannerfelt, C.* (1945): Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningmekanik i svensk och norsk fjällterräng. Geogr. Ann. 27.
- Ramsli, G.* (1947): Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene, Norsk Geogr. Tidsskrift, bd. XL, h. 5–6, s. 253–261.
- Rekstad, J.* (1904): Fra det nordøstlige Jotunfjeldene. Norges Geologiske Undersøkelse, No. 37, Årbok for 1904.
- Strand, T.* (1951): The Sel and Vågå map areas. Norges Geologiske Undersøkelse, Nr. 178.
- Strøm, K. M.* (1956): The Disappearance of the last Ice Sheet from Central Norway. Journ. of Glaciology, Vol. 2, Nu. 20, p. 747–755.
- Sund, T.* (1943): Isavsmeltingens forløp i Hallingdals- og Hemsedalsfjellene. Norsk Geogr. Tidsskrift, bd. IX, h. 6, s. 241–261.
- Werenskiold, W.* (1918): Forladte glaciale elveløp ved Randsværk i Vaage. Norsk Geol. Tidsskrift, Bd. 4 (aargangene 1916 og 1917).

En mikroskopisk undersøkelse av en del av Røros-malmene.

Mikroskopische Untersuchung einiger Røroserze.

Av

OTTAR JØSANG

(Statens Veglaboratorium, Oslo)

Abstract.

A microscopic examination of a collection of polished sections from some of the ores in the Røros area was carried out and the different ore minerals are described.

The replacement processes and the age sequences of some of the ore minerals are described for each of the examined ore occurrence, and the different occurrences are compared.

The frequent occurrence of valleriite and cubanite gives a minimum temperature for the crystallisation of the copper minerals in most of the ores. Chalcopyrite often can be seen to replace pyrrhotite and furthermore, frequently the chalcopyrite occurs as thin veins in cataclastic minerals, both ore minerals and silicates. These observations lead to the conclusion that in most of the ores in the Røros area, the solutions containing copper came through cracks and cataclastically deformed parts of the pyrrhotite-sphalerite ores; and that the copper minerals, at least to some extent, were precipitated by the reactions of these solutions with the pyrrhotite.

The finding of pentlandite in the ores in the Lossius mine fields indicates that these ores are of liquidmagmatic origin, thus differentiating these ores from the other examined ores in the Røros area.

Forord.

De malmpreparatene som er benyttet ved denne undersøkelsen, er antagelig alle i sin tid laget av preparant Anker Iversen ved Geologisk Institutt ved Norges tekniske høyskole. Preparant Anker Iversen har dessuten hjulpet meg ved at han har polert om en del av de gamle preparatene, foruten at han har laget et sammenlikningspreparat av dyskrasit. Jeg takker ham for god hjelp.

Videre vil jeg takke herr M. A. Gautschi, dipl. Bauing. ETH. for at han har hjulpet meg med den tyske tekst, og dr. T. K. Ball for at han har rettet den engelske tekst.

Jeg vil også takke bergingeniør Eivind Mikkelsen ved A/S Røros Kobberverk for at han har hjulpet meg med å avmerke de forskjellige gruvene og borhullene på de riktige stedene på kartet. Ved de forskjellige gruvene er det plasingen av det vesentligste av gruvenes daganlegg som er avmerket.

Innledning.

I min tid som vitenskapelig assistent i malmgeologi ved Geologisk Institutt ved Norges tekniske høgskole fikk jeg i oppdrag å samle alle malmpreparatene som fantes ved instituttet og ordne denne samlingen.

Preparater fra Røros-gruvene var godt representert i denne samlingen. Professor dr. Thorolf Vogt arbeidet som kjent i en årrekke med Røros-malmene, og flere studenter har hatt diplomoppgaver derfra.

Av ren nysgjerrighet begynte jeg å mikroskopere en del av disse preparatene, og jeg oppdaget ganske snart flere mineraler som tidligere ikke var kjent fra Røros-malmene.

Jeg satte derfor i gang en systematisk ertsmikroskopisk undersøkelse av alle preparatene fra Røros-malmene som fantes ved Geologisk Institutt, ialt 70 preparater.

Noen gruver var godt representert, som f. eks. Nyberget gruve, Olavsgruven og Mugg-gruven, mens det fra andre bare fantes et eller i høyden noen få preparater.

Stedsbestemmelsen for de aller fleste preparatene var svært mangelfull og opplyste bare om hvilken gruve preparatet kom fra.

Dette arbeidet er bare et studium av preparater som allerede forelå. Nye preparater ble ikke laget. Geologisk feltarbeide har jeg heller ikke foretatt i Røros-feltet.

Derfor gir denne undersøkelsen bare en beskrivelse av ertsmineraler og malmenes struktur slik disse er representert i preparatene.

I noen tilfelle har studiet av preparatene gitt meg grunnlag til å tyde noen av de metasomatiske prosessene som malmene har gjennomgått, men disse prosessene kan ikke generaliseres til å gjelde for alle malmorekomstene i Røros-feltet uten ytterligere undersøkelser, men må betraktes som prosesser som har foregått i den bestemte malmorekomst som preparatene er laget fra.

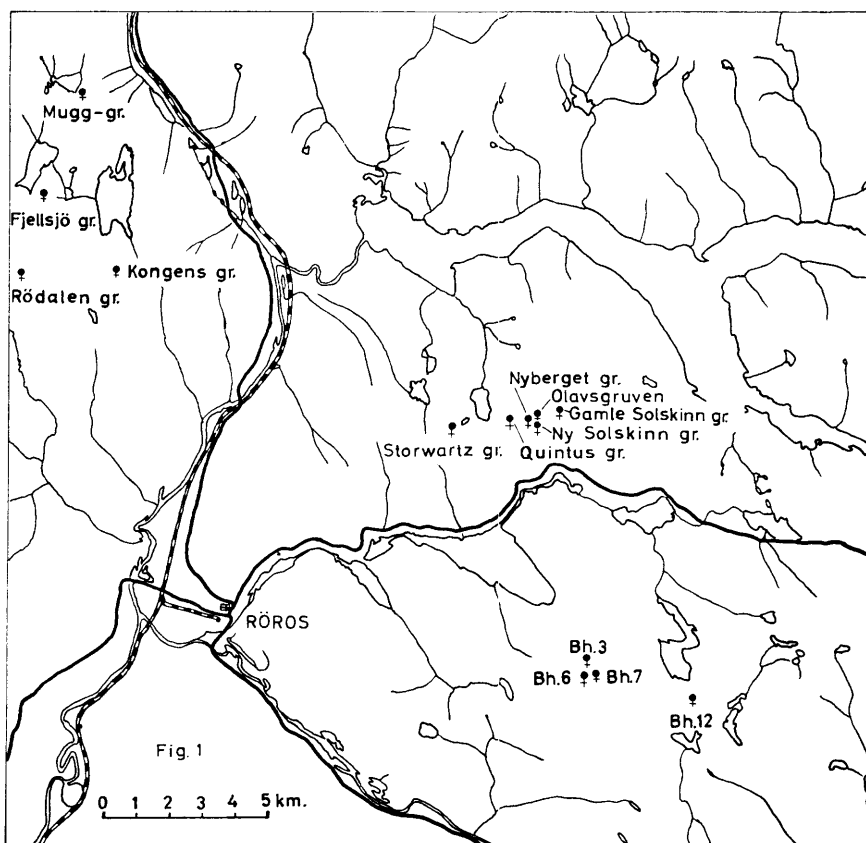
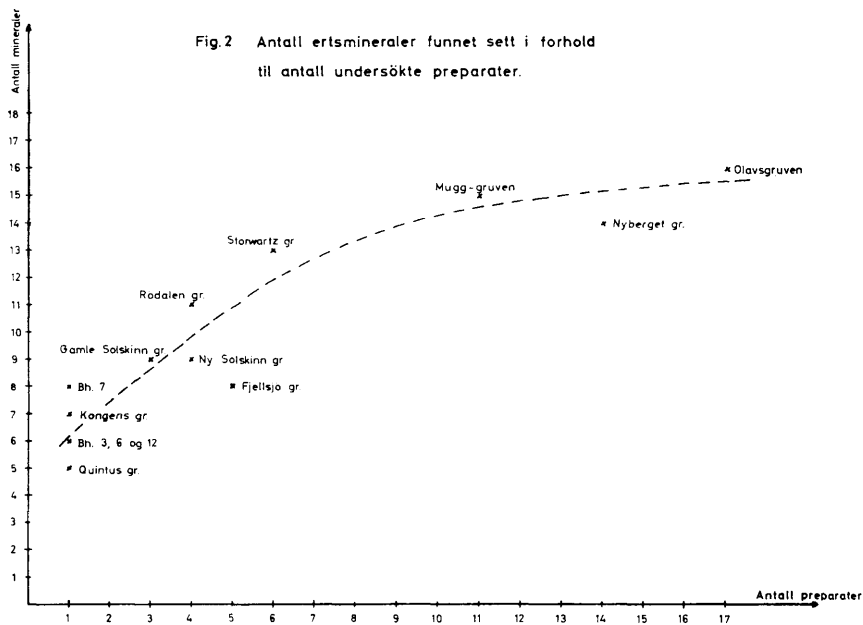


Fig. 1.

Kartet på fig. 1 viser en oversikt over de gruver og borhull hvorfra prøver er undersøkt.

Mineraltabellen viser hvilke ertsmineraler som er funnet, hvor de er funnet og hvor mange preparater som er undersøkt fra hver gruve eller malmfelt.

I tabellen har jeg også forsøkt å antyde noe om i hvilke relative mengder hvert enkelt mineral inngår i malmen. Det er imidlertid en viss risiko for at dette kan gi et noe feilaktig bilde av malmen, da jeg ikke vet hvorledes prøvene som preparatene er laget av, er tatt i malmen. Heller ikke vet jeg i hvilke hensikter prøvene er tatt; de kan således like gjerne være tatt for å vise enkelte kuriositeter i malmene, som for å vise mest mulig typiske malmprøver.



I noen gruver er et forholdsvis stort antall ertsmineraler funnet, og i andre er færre slike mineraler funnet. Hvis en imidlertid setter opp grafisk antall ertsmineraler funnet mot antall preparater undersøkt fra hver enkelt gruve, ser det ut som at kurven blir nær parallell med akse for antall preparater ved omkring 14–16 ertsmineraler; se fig. 2.

Dette vil jeg tyde slik at hvis flere preparater var blitt undersøkt fra hver enkelt gruve, ville en muligens finne omkring samme antall ertsmineraler i malmene i de fleste gruvene bortsett fra i rent spesielle, helt lokale mineralparageneser som måtte forekomme i enkelte malmer.

Den mikroskopiske undersøkelsen som ligger til grunn for dette arbeidet, utførte jeg i 1961 og vinteren 1961–62. De mineralene som var alminnelig kjent fra Røros-malmene fra før, var magnetkis, kobberkis, sinkblende, svovelkis, blyglans, magnetit, ilmenit, dyskrasit og muligens kromit og molybdenglans. Rutil har sikkert vært sett i tynnslip.

Dyskrasit ble først bestemt av hollenderen Ir. A. Lopes Cardozo i et preparat fra Olavsgruven. Arsenkis har vært sett tidligere, men er blitt bestemt til å være svovelkis.

De ertsmineralene som antagelig er bestemt for første gang i Røros-malmene ved denne undersøkelsen blir derfor: Arsenkis, cubanit,

valleriit, covellin, pentlandit og koboltglans. Dertil kommer de ennå ikke sikkert, til dels langt fra bestemte mineralene som er omtalt som «nau-mannit», gull, sølv, det grå mineralet med blåstikk, det blyglansliknende mineralet, de «kvite kisene» og de andre helt sporadisk forekommende, ukjente mineralene.

Når en slik undersøkelse kan avsløre så mange nye mineraler i så velkjente malmer som disse Røros-malmene, tyder dette på at det er gode muligheter for å gjøre mange nyoppdagelser hva antall ertsmineraler angår i de norske kismalmene. Ved en undersøkelse jeg utførte på 5 gamle preparater fra Fløttum gruve høsten 1961 påviste jeg således mineralet tinnkis ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$) for første gang i denne malmen.

Den etterfølgende beskrivelsen vil behandle hvert enkelt mineral for seg og også komme inn på hvorledes hvert enkelt mineral forekommer i de enkelte malmene.

Beskrivelse av de enkelte ertsmineraler.

Magnetkis ($\sim \text{FeS}$).

Flere steder viser magnetkis tegn til begynnende forvitring. Mikroskopisk ytrer dette seg på flere forskjellige måter: I Nyberget gruve ser en svært ofte og i Ny Solskinn gruve noe sjeldnere at flammeformete lameller med mindre slipehardhet enn resten av magnetkisen begynner å bre seg innover i krystallene fra korngrenser og sprekker.

I to prøver som er tatt nær dagoverflaten i Gamle Solskinn gruve og i en prøve fra Rødalen gruve ytrer denne begynnende forvitringen seg ved at magnetkis i stor utstrekning er omvandlet til et gråkvitt mineral med svakt brunlig stikk og med større slipehardhet enn frisk magnetkis. Dette mineralet har dessuten utpreget slipespaltbarhet i en retning.

I Gamle Solskinn gruve har dette gråkvite mineralet mye *svakere* anisotropi enn frisk magnetkis, mens det i Rødalen gruve har mye *sterkere* anisotropi enn frisk magnetkis. I Rødalen gruve kan en dessuten se at i dette gråkvite mineralet er det dannet øyner av svovelkis, se foto 1. Denne omdannelsen til svovelkis går visstnok via markasit, men jeg har ikke kunnet påvise markasit.

Det faktum at slik begynnende omdannelse (forvitring) av magnetkisen som ovenfor beskrevet, bare finnes i magnetkis i noen få av gruvene, tyder på at denne omdannelsen ikke er en begynnende forvitring som skyldes lufttilgang i forbindelse med gruedriften, men at omdannelsen

har foregått i forbindelse med at tektoniske bevegelser i malmen har gitt løsninger muligheter til å trenge gjennom denne.

Når en så i Nyberget gruve og til dels i Ny Solskinn gruve finner slik omdannelse en rekke steder i gruvene og langt under dagoverflaten, tyder det på at malmlegemene i disse gruvene har gjennomgått tektoniske bevegelser med oppknusning i større utstrekning enn i de andre gruvene, slik at forvittringsfremmende oppløsninger lettere har kunnet sive gjennom malmen.

I Nyberget gruve og i Gamle Solskinn gruve og i stor utstrekning i Olavsgruven kan en i magnetkiskorn se pertitliknende lameller av magnetkis med antagelig litt annen sammensetning enn magnetkismassen de ligger i. Disse lamellene har litt større slipehardhet enn resten av magnetkisen. Denne type lameller har neppe noe med begynnende forvitring av magnetkisen å gjøre; se foto 2.

I Bh. 3 finnes mange helt idiomorfe krystaller av magnetkis i gangarten. Dette kan tyde på utkrystallisasjon av magnetkis før gangarten ble dannet.

I Fjellsjø gruve kan en se ørsmå, idiomorfe magnetiskrystaller i sinkblende, noe som kan tyde på at magnetkis er eldre enn sinkblende.

I Olavsgruven kan en se at magnetkis fortrenger arsenkis, d.v.s. er yngre enn arsenkisen. Videre kan en se at magnetkis blir fortrenget av kobberkis, d.v.s. at magnetkis er eldre enn kobberkis (se nærmere beskrivelse under arsenkis og kobberkis).

Kobberkis (CuFeS₂).

Kobberkis har i alle forekomstene alltid brede, parallelle tvillinglameller. Kobberkis opptrer foruten i kompakte masser også svært ofte i tynne årer i silikatene. I sprekker i oppbrutte ilmenitkrystaller er det vanlig å se kobberkis. Dette har jeg sett eksempler på i Storwartz gruve, Nyberget gruve, Ny Solskinn gruve og i Mugg-gruven. Videre kan en ofte se at kobberkis opptrer i sprekker i magnetkis.

I Mugg-gruven opptrer kobberkis mellom magnetkis og sinkblende på en måte som entydig viser at kobberkis er yngre enn magnetkis og sinkblende; se foto 3. Her opptrer imidlertid ikke bare kobberkis langs grensen mellom magnetkis og sinkblende, men også cubanit i ganske liten utstrekning. Det er sannsynlig at de kobberholdige løsningene har fortrenget enten magnetkis eller sinkblende eller begge mineralene under sin dannels.

At cubanit her opptrer på samme måte som kobberkis, setter en undre temperaturgrense på 250–300° C for denne fortreningsprosessen.

I Olavsgruven ser en, som tidligere nevnt, at kobberkis fortrenger magnetkis. Her kan en også se tegn som tyder på at kobberkis har fortrent sinkblende. Begge disse fortreningsprosessene er beskrevet under avsnittet om arsenkis.

I Mugg-gruven opptrer magnetit helt lokalt. Her har idiomorfe magnetitkrystaller inneslutninger av kobberkis. I en knusningsone gjennom magnetitmassen er dessuten mellomrommene mellom magnetitbruddstykkene fylt med kobberkis. Kobberkis må altså enten ha krystallisert ut i to generasjoner eller så må de kobberkisyfulte hulrommene i de idiomorfe magnetitkrystallene ha kanaler ut og som ikke er synlige i preparatet.

I Mugg-gruven har jeg også sett noe oppknuste svovelkiskrystaller ligge i en grunnmasse av kobberkis. Like ved såes også en del xenomorfe svovelkiskrystaller i kobberkis, mens det like ved siden av og helt omgitt av silikatminerale lå også noen idiomorfe svovelkiskrystaller (terninger).

I Rødalen gruve opptrer store sinkblendestjerner avblandet fra kobberkis. På foto 4 er en stor sinkblendestjerne avblandet i kobberkis rundt en idiomorf magnetitkrystall. I magnetitkrystallen sees tre hulrom som er helt eller delvis fylt med kobberkis. To av hulrommene hvorav det ene også inneholder litt sinkblende, har en tydelig kanal ut av magnetitkrystallen. Det er stor sannsynlighet for at også det tredje hulrommet har en kanal ut, men at denne ikke kommer med i preparatets snitt.

Det er mest nærliggende å anta at sinkblendestjernen er avblandet rundt magnetitkrystallen, og at denne avblandingsprosessen er yngre enn magnetitkrystallen.

Ofta kan en se at vallerit og cubanit er avblandet fra kobberkis. Mer om dette seinere.

I Fjellsjø gruve er det svært vanlig å se en smal rand av kobberkis rundt store, idiomorfe svovelkiskrystaller. Dette viser tydelig at her må kobberkis være yngre enn svovelkis.

Sinkblende (ZnS).

I Olavsgruven er det tegn som tyder på at sinkblende fortrenger arsenkis. Det samme er antagelig tilfelle i Bh. 12. Mer om dette under arsenkis.

I Olavsgruven er det, som nevnt under kobberkis, tegn som tyder på at sinkblende blir fortrent av kobberkis; se omtalen under arsenkis.

Mengden av antagelig avblandet kobberkis i sinkblende varierer sterkt

i en og samme gruve. Kobberkis avblandet i sinkblende har jeg sett i Storzgr., Nyberget gr., Ny Solskinn gr., Gamle Solskinn gr., Olavsgruven, Rødalen gr. (men ikke i samme preparat hvor sinkblende er avblandet i kobberkis), Mugg-gr., Bh. 6 og 7 og Fjellsjø gr.

Svovelkis (FeS_2).

Svovelkiskrystaller har ofte inneslutninger av andre ertsmineraler. Idiomorfe svovelkiskrystaller i Kongens gruve har inneslutninger av sinkblende, blyglans, kobberkis og av og til litt ilmenit.

I Rødalen gruve har jeg sett en stor, idiomorf svovelkiskrystall med et spiralsnodd belte av inneslutninger som vesentlig består av silikat og ilmenit og med litt magnetkis og svært lite kobberkis. I andre svovelkiskrystaller i samme gruve finnes inneslutninger også av sinkblende og blyglans. I sprekker i svovelkiskrystaller opptrer kobberkis, magnetkis, sinkblende og blyglans.

I Bh. 12 kan en se at svovelkis fortrenger arsenkis; se beskrivelse under arsenkis.

I Nyberget gruve opptrer et mineral som sannsynligvis er svovelkis, som sprekkefylling i magnetkis (ved Nybergforkastningen). Det samme er antagelig tilfelle i Mugg-gruven. Svovelkis opptrer i større mengder i Kongens gr., Rødalen gr., Bh. 12 og Fjellsjø gruve.

Blyglans (PbS).

Blyglans opptrer de fleste stedene svært sparsomt. De mer sjeldne mineralene vismut, dyskrasit og «naumannit» følger svært ofte blyglans. Flere steder ser en i blyglans ørsmå, sterkt lysende kvite og svært bløte mineraler som er altfor små til å bli bestemt. Disse mineralene kan være de såkalte «Silberträger». Slike mineraler er særlig vanlige i blyglans fra Fjellsjø gruve.

Magnetit (Fe_3O_4).

I Rødalen gruve finnes idiomorfe magnetitkrystaller i kobberkis helt lokalt.

Også i Mugg-gruven opptrer magnetit helt lokalt. Der har jeg sett det i et preparat hvor magnetit er hovedmineralet. Magnetit opptrer her som idiomorfe krystaller i en grunnmasse av hovedsakelig sinkblende. Magne-

titkrystallene har inneslutninger av fortrinnsvis magnetkis og litt kobberkis.

I en knusningssone gjennom magnetitmassen sitter kobberkis mellom bruddstykkene.

Ilmenit (FeTiO_3).

Ilmenit opptrer svært utbredt, men ikke i særlig store mengder. Ilmenit viser ikke tegn til å fortrenge andre mineraler og blir selv bare fortrent av titanit et par steder. Ilmenit opptrer oftest som idiomorfe og hypidiomorfe, tavleformete krystaller sammen med både ertsmineraler og gangart, men fortrinnsvis i gangart.

I Mugg-gruven finnes opp til 2–3 % ilmenit i enkelte silikatsoner, men så mye ilmenit er uvanlig. I Rødalen gruve finnes ilmenit fortrinnsvis innesluttet i svovelkis, mens det i gangarten er mye *rutil*, men ytterst lite ilmenit.

I Nyberget gruve og i Ny Solskinn gruve har ilmenit ofte tvillinglameller og er ofte oppbrutt. Ellers er tvillingdannelse i ilmenit sjeldent. Tvillinglamellene er antagelig trykktvillinger dannet under tektoniske bevegelser i malmen, fordi der ilmenitkrystallene er delvis oppknust, er de tett gjennomsett av parallelle tvillinglameller.

På foto 5 som er tatt av et preparat av en prøve av malmen ved forkastningen i Ny Solskinn gruve, kan en se en stor og et par små ilmenitkrystaller som er delvis oppknust og tett gjennomsett av parallelle tvillinglameller.

Mellom bruddstykkene av ilmenitkrystallene sitter kobberkis. Det viser at kobberkisen har kommet på plass her etter oppknusningen av ilmenitkrystallene.

Titanit (CaTiSiO_5).

I Ny Solskinn gruve er mye ilmenit omdannet til titanit. Ellers er omvandling av ilmenit til titanit sett et sted i Storzgruve.

Arsenkis (FeAsS).

Arsenkis finnes som en sjeldenhet i Nyberget gruve, opptrer helt lokalt i Olavsgruven og muligens i større mengder i malmen i Bh. 12.

En prøve tatt «i bunn av sideort lengst vest» i Olavsgruven inneholder ganske mye arsenkis. I denne prøven kan en se klare eksempler på flere fortrenningsprosesser.

I denne prøven kan en se idiomorfe arsenkiskrystaller i en grunnmasse av silikatmineraler. Foto 6 viser dette.

Videre kan en flere steder se idiomorfe arsenkiskrystaller i en grunnmasse av ren kobberkis. Foto 7 viser dette.

Men en kan også ofte se sterkt korroderte arsenkiskorn i en grunnmasse av bare kobberkis. På foto 8 kan en i kobberkisklumpene se både idiomorfe og tydelig xenomorfe arsenkiskrystaller.

Mot magnetkis er arsenkis alltid korrodert i denne prøven fra Olavsgruven som er den eneste prøven fra Olavsgruven hvor jeg med sikkerhet har sett arsenkis.

På foto 6 kan en se at de arsenkiskrystallene som viser idiomorf begrensning mot silikatmineralene, er sterkt korrodert av magnetkis på den siden hvor de ikke ligger i kontakt med silikatmineraler. Dette vil jeg tyde som at de løsningene som har korrodert arsenkis og felt ut magnetkis, ikke har vært i stand til å løse opp silikatmineralene. Derved er de flatene av arsenkiskrystallene som grenser mot silikatmineraler, blitt beskyttet mot korrosjon av de inntrengende løsningene.

Det faktum at arsenkis finnes som idiomorfe krystaller i en grunnmasse av bare kobberkis – som foto 7 viser, tyder på at de løsningene som har felt ut kobberkis, ikke har vært i stand til å korrodere arsenkis.

På foto 8 kan en dessuten se at flere steder hvor det ligger et arsenkiskorn på grensen mellom kobberkis og magnetkis, stikker magnetkisen ut som et «nes» i kobberkismassen og med et arsenkiskorn ytterst på «neset».

Dette vil jeg tyde som at de løsningene som har felt ut kobberkis, har korrodert magnetkis, men at små arsenkiskorn i magnetkismassen har beskyttet magnetkisen på stedet mot angrep fra de korroderende løsningene slik at det er blitt stående igjen enkelte utstikkende «nes» av magnetkis i kobberkismassen beskyttet av arsenkiskornet ytterst på «neset».

Der hvor idiomorfe arsenkiskrystaller ligger i en grunnmasse av bare kobberkis, som på foto 7, vil jeg tyde som at her har arsenkiskrystallene ligget i en grunnmasse av silikatmineraler, og at de løsningene som har felt ut kobberkis, foruten å fortrenge magnetkis også til en viss grad har vært i stand til å fortrenge silikatmineralene i gangarten.

Disse fortrengningsprosessene skulle vise at av de tre ertsmineralene arsenkis, magnetkis og kobberkis er på dette stedet arsenkis eldst, deretter kommer magnetkis, og som yngste mineral kommer kobberkis.

Det faktum at små, korroderte arsenkiskorn ligger i store mengder i en grunnmasse av magnetkis til tross for at magnetkis tydelig har fortrenget

arsenkis, kan forklares enten som at fortreningsprosessen har foregått ved at de korroderende løsningene hele tiden har operert i ytterst tynne skikt på grensene mellom de enkelte krystallene og videre at oppløsning av arsenkis øyeblikkelig er blitt etterfulgt av utfelling av magnetkis. Arsenkiskorn som angripes av løsningene på alle sider, vil derved snart bli omgitt av et skall av magnetkis som beskytter mot videre korrosjon.

Forklaringen kan også være den at det har vært så liten sirkulasjon av løsningene at disse etter hvert er blitt mettet på arsen slik at korrosjonen av arsenkis derved er blitt stoppet.

De stedene hvor små, xenomorfe arsenkiskorn finnes i bare kobberkis – som på foto 8 – må en tenke seg dannet ved at kobberkis har fortrenget en magnetkismasse som har inneholdt slik delvis resorbert arsenkis.

I samme prøve fra Olavsgruven kan en se arsenkiskorn som ligger på spissen av utstikkende «nes» av sinkblende i kobberkis. På grunn av at sinkblende opptrer svært sparsomt i denne prøven, er dette en noe usikker observasjon, men den kan tyde på at sinkblende er korrodert av de kobberkisutfellende løsningene på samme måte som magnetkis er blitt korrodert. Sinkblende må – hvis denne observasjon er riktig – være eldre enn kobberkis.

I de få observerte partiene med sinkblende ligger flere små, sterkt korroderte arsenkiskorn. Idiomorfe arsenkiskrystaller ble ikke sett i sinkblende. Dette kan tyde på at de løsningene som har felt ut sinkblende, har korrodert arsenkis på samme måte som de magnetkisutfellende løsningene. Disse observasjonene er imidlertid usikre på grunn av at sinkblende opptrer svært sparsomt i preparatet.

I preparatet fra Bh. 12 kan en se større klumper av arsenkiskrystaller bli fortrenget av svovelkis, idet arsenkiskrystallene viser idiomorf begrensning mot hulrom inne i arsenkisklumpene, men tydelig xenomorf begrensning mot svovelkisen som omgir arsenkisen. Like utenfor arsenkisklumpene viser svovelkis ofte idiomorf begrensning.

I de tallrike hulrommene som arsenkis viser idiomorf begrensning mot i preparatet fra Bh. 12, så jeg både kobberkis, magnetkis og silikater. Her har altså magnetkis ikke fortrenget arsenkis.

Mot sinkblende viser imidlertid arsenkis også her påfallende korrodert begrensning, selv om enkelte kanter av arsenkiskrystallene av og til kunne være helt rette og antagelig representere idiomorf begrensning.

Mot svovelkis som tydelig har fortrenget arsenkis, kunne det enkelte steder se ut som om arsenkis viste idiomorf begrensning. Dette kan skyldes at arsenkiskrystallene ikke angripes like lett i alle retninger, og

at flater som har idiomorf begrensning mot svovelkis, er flater som vanskeligst angripes.

Det er vanlig å finne ganske svakt anisotrope svovelkiskrystaller, men svovelkisen som er dannet ved fortrenning av arsenkis i dette preparatet, viste uvanlig sterk anisotropi. Anisotropifargene til denne svovelkisen var de samme som for arsenkis, men betydelig svakere.

Dette kan ha tilfeldige årsaker som f. eks. spenninger i preparatet, men det kan muligens også skyldes at denne svovelkisen inneholder submikroskopiske rester av arsenkis. Dette er imidlertid bare gjetting.

Valleriit ($\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7$).

Valleriit er et mineral som dannes ved avblanding fra høytemperatur blandkrystall av kobberkis og magnetkis. Avblandingen skjer ved temperaturer i området omkring 200° – 250° , d.v.s. høytemperatur blandkrystallen må være dannet ved ennå høyere temperaturer.

Valleriit har jeg funnet i Storwartz gruve, Nyberget gruve, Ny Solskinn gruve, Gamle Solskinn gruve, Olavsgruven, Rødalen gruve og Mugg-gruven.

I de fleste av disse gruvene finnes valleriit de fleste stedene i malmen, men i svært små mengder. Mest valleriit finnes der hvor også cubanit finnes.

Valleriit krystalliserer oftest ut som små «fjær» i kobberkis, men har også stor tilbøyelighet til å krystallisere ut på alle slags fremmedlegemer (andre mineraler) i kobberkis og langs kobberkismassenes ytterkanter. Foto 9 viser en rand av valleriit langs kanten av et silikat Korn (antagelig biotit) i kobberkis.

Foto 10 som er fra Ny Solskinn gruve, viser en rand av valleriit rundt små korn av kobberkis i magnetkis. På fotoet er valleriit sterkt lysende kvitt og danner en krans rundt kobberkiskornene. Resten er magnetkis bortsett fra enkelte hull i preparatet og noen silikat korn med tydelige indreflekser.

Cubanit (CuFe_2S_3).

Cubanit oppfattes også vanligvis som et mineral som dannes ved avblanding fra høytemperatur blandkrystall av kobberkis og magnetkis. Avblandingen skjer ved temperaturer som ligger litt høyere enn for valleriit. Avblanding av cubanit er antatt å foregå ved temperaturer på omkring 250° – 300° .

I Storwartz gruve opptrer cubanit helt lokalt. Et sted er cubanitmengden 2–3 % av kobberkismengden. Cubanit opptrer her som lange lameller i kobberkis.

I Nyberget gruve og i Olavsgruven finnes ytterst lite cubanit.

I Rødalen gruve finnes mye cubanit (2–5 % av kobberkismengden) bare der hvor sinkblendestjerner er avblandet fra kobberkis. Ellers har jeg sett cubanit bare et sted, her innesluttet i en svovelkiskrystall sammen med kobberkis.

Foto 11 som er fra Rødalen gruve, viser to parallelle cubanitlameller (lysegrå), tre sinkblendestjerner (sorte) og tre små «fjær» av valleriit (kvite) i kobberkis. Her finnes altså tre forskjellige avblandingsmineraler fra kobberkis sammen.

I Mugg-gruven opptrer cubanit helt lokalt og antagelig i de aller eldste deler av gruven (bl. a. i preparat av stuff samlet i 1789). Her er derimot mengden av cubanit opp til 5 % av kobberkismengden. Cubanit opptrer her som lameller og uregelmessige flekker i kobberkis. Enkelte lameller av cubanit fortsetter et par steder inn i gangarten i kanten av kobberkisen. I gangarten som antagelig er kvarts, ender cubanitkrystallene et par steder med idiomorf krystallutvikling.

Et sted har jeg også sett cubanit ligge helt alene og helt omsluttet av gangart som her antagelig er kvarts. I denne forbindelse vil jeg nevne at jeg også har sett idiomorfe cubanitkrystaller i gangart som antagelig består av kvarts, i malm fra Outokumpu i Finland.

Som nevnt under kobberkis opptrer cubanit i Mugg-gruven også sammen med kobberkis på en måte som tydelig viser at kobberkis og cubanit tydelig har foretrengt magnetkis eller sinkblende eller begge.

Covellin (CuS).

Covellin finnes helt lokalt og i svært små mengder i Mugg-gruven og er temmelig sikkert dannet på bekostning av kobberkis.

Pentlandit ((Fe, Ni)₉S₈).

Pentlandit finnes sammen med magnetkis i Bh. 7 i dyp 39–40,75 m like nord for Lossiusgruvene og opptrer her temmelig sparsomt som «flammer» i magnetkis og i vesentlig større mengder som enkeltkrystaller sammen med magnetkisen.

Foto 12 viser pentlandit-«flammer» i magnetkis og foto 13 viser en stor pentlanditkrystall i magnetkis. Begge bildene er tatt av preparatet fra Bh. 7.

Kromit ((Fe, Mg)Cr₂O₄).

Kromit finnes i prøver fra borhullene 3, 6 og 7 nær Lossiusgruvene, fortrinnsvis i gangarten.

Pentlandit i prøven fra Bh. 7, kromit i prøvene fra Bh. 3, Bh. 6 og Bh. 7 og idiomorfe krystaller av magnetkis i gangarten i prøven fra Bh. 3 tyder på at disse forekomstene er ekte liquidmagmatiske nikkelmagnetkisforekomster. De fører noe kobberkis, sinkblende og blyglans, men disse mineralene kan være seinere dannelser.

Molybdenglans (MoS₂).

I Olavsgruven og i Mugg-gruven finnes molybdenglans som idiomorfe krystaller i silikat, kobberkis og magnetkis, men bare i svært små mengder. I Storwartz gruve er også molybdenglans et meget sjeldent mineral, men i et preparat finnes tallrike, små molybdenglanskrystaller fordelt utover i en stor, kompakt sinkblendemasse.

Rutil (TiO₂).

Rutil har jeg funnet i Rødalen gruve og i Fjellsjø gruve i hypidiomorfe krystaller fortrinnsvis i gangarten og bare i ganske små mengder. Rutil er imidlertid mye lettere å bestemme i tynnslip enn i polerpreparat. Derfor kan rutil godt forekomme adskillig hyppigere enn jeg har antydnet.

Vismut (Bi).

Vismut har jeg sett i Storwartz gruve, Ny Solskinn gruve, Gamle Solskinn gruve og i Mugg-gruven.

Vismut følger særlig blyglans. Ellers finnes vismut også ofte sammen med dyskrasit og «naumannit». Mengdene av vismut er svært små, men i et preparat fra Storwartz finnes etter forholdene uvanlig mye vismut sammen med blyglans som dette preparatet er særlig rikt på, foruten litt dyskrasit og «naumannit».

Foto 14 viser vismut sammen med dyskrasit, «naumannit» og et blyglansliknende mineral i et preparat fra Mugg-gruven. Mineralene sitter samlet i magnetkis og sinkblende.

Dyskrasit (Ag₃Sb).

Dyskrasit er et meget utbredt mineral i Røros-malmene, men mengdene er alltid små. Dyskrasit forekommer ofte sammen med blyglans og

«naumannit», men også ofte alene i kobberkis eller magnetkis. I Ny Sol-skinn gruve har jeg sett en idiomorf krystall av dyskrasit i magnetkis.

Foto 15 som er tatt av et preparat fra Ny Sol-skinn gruve, viser to korn av dyskrasit i magnetkis og sinkblende. I det største dyskrasitkornet sitter to små korn av «naumannit» og to svært små korn av samme blyglansliknende mineral som foto 14 viser.

Dyskrasit opptrer så ofte alene i magnetkis og i kobberkis at dyskrasit ikke behøver å være dannet ved fortrenkning av eller avblanding fra «naumannit», vismut eller det blyglansliknende mineralet. Heller ikke har jeg funnet tegn som tyder på at de andre mineralene har fortrenget dyskrasit.

Jernglans (Fe_2O_3).

Jernglans opptrer som et ytterst sjeldent mineral i de Rørosmalmene jeg har undersøkt. Det eneste stedet jeg har sett det, er i en pertitliknende lamell i ilmenit i et preparat fra Storwartz gruve. Jernglanslamellen viste tydelige røde indreflekser.

Koboltglans (CoAsS).

I et preparat fra Storwartz gruve ble tre svært små, idiomorfe krystaller sett i kobberkis. Foto 16 viser to av disse.

Mineralkornene hadde slipehardhet mye større enn kobberkis, refleksjonsevne i olje større enn for kobberkis og vesentlig større enn for magnetkis og hadde tydelig rosa farge uten brunstikk slik som magnetkis.

Hverken refleksjonspleokroisme, anisotropieffekt, slipespaltbarhet eller indrefleksjon ble observert.

Farge og refleksjonsevne i olje var meget lik koboltglans. Dette er observert ved hjelp av sammenlikningsokular. Krystalltverrsnittene passer godt for snitt gjennom tetraedre.

Det kan neppe være tvil om at mineralet er koboltglans.

De hittil beskrevne ertsmineralene anser jeg for å være riktig bestemt.

De etterfølgende ertsmineralene er ikke helt sikkert identifisert, til dels er jeg meget usikker på eller helt i villrede om hvilke mineraler det er jeg har sett i preparatene.

Forsøk på å bruke røntgen og Reicherts mikrohardhetsmåler til å bestemme disse mineralene har slått feil fordi mineralkornene var altfor små. Flere ganger har jeg forsøkt å pirke ut korn fra preparatene for å kjøre røntgen på dem, men mengdene jeg fikk ut, var altfor små til at jeg fikk linjer av mineralene på filmen.

Selv om det flere ganger lyktes å plasere inntrykket av diamantpyramiden til mikrohardhetsmåleren midt i de ukjente mineralene, var disse likevel så små at de sprakk lenge før diamanten var belastet nok til å gi data som kunne sammenliknes med de hittil publiserte data fra slike målinger.

«*Naumannit*».

Det mineral jeg har kalt «naumannit» har jeg nevnt flere ganger tidligere. Det er imidlertid flere andre mineraler som de observerte optiske data for dette mineralet kan passe for.

Først de observerte data: Mineralet har slipehardhet som er større enn vismut og større eller svært nær dyskrasit, men mindre enn blyglans og molybdenglans.

Fargen er grå med tydelig brunstikk. Med immersjonsolje har mineralet antagelig litt høyere refleksjonsevne enn enargit og lavere enn magnetkis, begge disse mineraler også med immersjonsolje. Refleksjonsevnen er litt lavere i olje enn i luft, men har klarere (sterkere) farge i olje.

Refleksjonspleokroisme var ikke merkbar, men her må en være oppmerksom på at mineralkornene var svært små, slik at sterke objektiver måtte brukes. Dessuten var mineralkornene noe oppripet og hadde på grunn av relieff neppe helt plane overflater. Men en skulle kunne si at mineralet har meget svak eller ikke refleksjonspleokroisme.

Anisotropieffekten i luft var svak, men tydelig og med gulbrune og blåsvarte anisotropifarger. I olje er anisotropieffekten tydelig sterkere og med farger fra gulbrunt gjennom svart til gråblått.

Indreflekser er ikke sett noen steder. Slipespaltbarhet er heller ikke sett unntatt i et temmelig tvilsomt tilfelle hvor det så ut til at det var spaltet ut en rettinklet del i kanten av et mineralkorn.

Mineralet forekommer alltid i grupper på mange små mineralkorn i forskjellig orientering. Det kan dreie seg om en type tvillingdannelse.

Mineralet forekommer praktisk talt alltid sammen med dyskrasit, svært ofte sammen med blyglans og vismut og ofte sammen med to ukjente mineraler, et blyglansliknende og et grått mineral med blåstikk. Et sted er det sett sammen med dyskrasit og molybdenglans.

Mineralet er under beskrivelsen tidligere blitt kalt «naumannit» (Ag_2Se). Beskrivelsene av de optiske egenskapene til naumannit passer ganske bra for dette ukjente mineralet, men naumannit har svak, men tydelig refleksjonspleokroisme. Dessuten er anisotropifargene beskrevet som

«sterke med temmelig livlige fargeeffekter» uten at det er nevnt hvilke farger. Naumannit er dessuten et meget sjeldent mineral.

Beskrivelsen av de optiske egenskapene til hessit (Ag_2Te) kan også passe ganske bra, men hessit har antagelig høyere refleksjonsevne både i luft og i olje. Det samme gjelder antagelig mineralet beegerit ($\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$) hvis optiske egenskaper ellers passer ganske bra.

Det siste mineralet jeg vil nevne og hvis optiske egenskaper også passer ganske bra til de observerte, er chalkostibit (CuSbS_2). For dette mineralet har jeg ikke funnet angitt hvilke anisotropifarger det har. Chalkostibit skal ha tydelig slipepaltbarhet (trekantet spalteutbrudd som for blyglans) og svak, men tydelig refleksjonspleokroisme i olje. Chalkostibit er kjent fra Sulitjelma.

Det har ikke vært mulig å avgjøre sikkert om det ukjente mineralet er et av de ovenfor nevnte og i tilfelle hvilket.

«Grått mineral med blåstikk».

Dette mineralet forekommer ofte sammen med mineralet som er omtalt som «naumannit».

Dette mineralet har mindre slipehardhet enn kobberkis og større enn «naumannit» og dyskrasit. I luft har det litt lavere refleksjonsevne enn blyglans. Det er svakt anisotrop. Det har ikke indrereflekser. Slipespaltbarhet er muligens observert, men dette kan godt være forveksling med polerriss. Andre optiske data er ikke observert. Mineralet må henstå som helt ukjent.

«Blyglansliknende mineral».

Dette mineralet har meget stor likhet med blyglans og kan godt være forveksling med blyglans i flere tilfeller. Men et sted er det sett i kontakt mot blyglans. Her hadde det større refleksjonsevne enn blyglans i luft. Ellers er mineralets refleksjonsevne i olje lavere enn for dyskrasit og større enn for det grå mineralet med blåstikk, se foto 15. Slipehardheten var lavere enn for blyglans, men større enn slipehardheten til det grå mineralet med blåstikk og større enn slipehardheten til dyskrasit.

Mineralkornene var altfor små til at jeg kunne finne flere optiske data. Mineralet må derfor henstå som ukjent.

Både foto 14 og 15 viser mineralene omtalt som «naumannit» og «det blyglansliknende mineralet».

«Gull».

Et gull-liknende mineral er sett i to preparater fra Olavsgruven, begge steder som svært små mineralkorn. Et sted ligger det i dyskrasit, det andre stedet grenser det til kobberkis, magnetkis og sinkblende.

Mineralet har refleksjonsevne som tilsvarer gull, men er en tanke lysere gult enn gull som det ved hjelp av sammenlikningsokular er sammenliknet med. Mineralet kan være en gull-legering.

«Kvite kiser».

I et preparat fra Nyberget gruve ligger noen små, xenomorfe, kvite mineraler med slipehardhet betydelig over magnetkis.

I olje er de tydelig anisotrope med fargene mørk rødfiolett – lysere skittenblå. Det er sannsynlig at mineralet er arsenkis som også er sikkert bestemt fra Nyberget gruve.

«Limonit».

I et preparat fra Olavsgruven sitter enkeltkorn av et limonitliknende mineral. Liknende mineraler finnes som sprekkefyllinger i en rekke andre prøver.

Det dreier seg sannsynligvis om helt sekundære mineraler dannet ved forvitring (rusting) av kis etter at prøven er tatt ut.

Andre mineraler opptrer helt sporadisk som svært små korn og er altfor små til å kunne bestemmes.

I et tilfelle hvor et slikt ukjent mineralkorn sitter i dyskrasit, kan det muligens være et korn av sølv. Det har refleksjonsevne betydelig større enn dyskrasit, er kvitt og holder seg lyst blågrått eller blågrønt med immersjonsolje og kryssete nicoller under en hel omdreining av mikroskopbordet.

Andre mineralkorn har andre optiske egenskaper og må være andre ukjente mineraler, men alle opptrer i svært små mengder.

Aldersrekkefølge mellom mineraldannelser, metasomatiske prosesser og fortreningsprosesser i de enkelte ertsforekomstene.

I dette avsnittet skal jeg gi en oversikt over de fortreningsprosessene som jeg har observert i hver enkelt gruve eller forekomst, for på denne måten å forsøke å forklare en del av de metasomatiske prosesser og fortreninger som har foregått i malmene. Likeledes vil denne oversikten gi aldersrekkefølgen for noen av ertsmineralene i en del av forekomstene. Til slutt har jeg forsøkt å sammenlikne de forskjellige forekomstene med hensyn på mineralinnhold og på de metasomatiske prosessene som forekomstene har gjennomgått.

I de etterfølgende oversiktene har jeg satt opp for hver enkelt gruve og forekomst de viktigste observasjoner som kan bidra til å tyde en del av de fortrenings- og avblandingsprosesser som har foregått, og også gi aldersrekkefølgen for en del av mineralene.

I disse oversiktene har jeg ikke tatt med de mineralene som jeg ikke har observasjoner for som kan bidra til å tyde de metasomatiske prosessene som disse mineralene har deltatt i. Heller ikke har jeg tatt med mineraler hvor jeg ikke har observasjoner som kan si noe om disse mineralers alder i forhold til noen av de andre mineralene.

De etterfølgende oversiktene er satt opp på en slik måte at mineraler, metasomatiske prosesser og avblandingsprosesser blir av stadig yngre dato jo lengre til høyre de står. Vertikale linjer markerer slike tidsskiller for mineraler og prosesser.

Horisontal linje mellom to grupper av mineraler og/eller prosesser markerer at jeg ikke har observasjoner som viser aldersrekkefølgen for mineralene og/eller prosessene på hver side av linjen (selv om en i enkelte tilfeller med en viss sannsynlighet kan tenke seg til en slik aldersrekkefølge). En vertikal linje som krysser en horisontal linje markerer derfor ikke det samme tidsskillet på begge sider av den horisontale linjen.

For mange av gruvene og forekomstene er det tatt med et eller flere felt som er kalt tektonisering. Med dette menes at mellom disse mineraler eller prosesser hvor et slikt felt står, har det foregått tektoniske bevegelser i malm og gangart hvorved disse er blitt mer eller mindre oppkjust og gjennomslått av sprekker hvor inntrengende oppløsninger seinere har kunnet avsette mineraler eller metasomatisk forandre de oppbrutte mineralene.

Gamle Solskinn gruve:

Tilførsel av kobber (?) og dannelse av høytemperatur blandkrystall av $\text{CuFeS}_2 - \text{FeS}$ ved temperatur $> 200-250^\circ$.		Avblanding til kobberkis og valleriit i temperaturområdet $200-250^\circ$. Kobberkis utfelt i sprekker i silikater og mellom bladene på glimmermineraller.	
Dannelse av blandkrystall $\text{ZnS} - \text{CuFeS}_2$		Avblanding av CuFeS_2 i ZnS .	
Dannelse av homogen magnetkis(?)	Avblanding av «pertitter»(?).	Tektonisering.	Omdannelse av vanlig magnetkis langs sprekker til magnetkis med slipespaltbarhet og svakere anisotropi.

Ny Solskinn gruve:

Dannelse av ilmenit.	Tektonisering.	Tilførsel av kobber (?) og dannelse av høytemperatur blandkrystall av $\text{CuFeS}_2 - \text{FeS}$ ved temperatur $> 200-250^\circ$.	Avblanding til kobberkis og valleriit i temperaturområdet $200-250^\circ$. Kobberkis utfelt mellom bruddstykker av ilmenitkrystaller og i sprekker i silikater og mellom bladene av glimmermineraller.
		Ilmenit fortrenses av titanit.	
Tektonisering	Dannelse av blandkrystall av $\text{ZnS} - \text{CuFeS}_2$ i sprekker i silikater.		Avblanding av CuFeS_2 i ZnS med oransje indreflekser.
Dannelse av blandkrystall av $\text{ZnS} - \text{CuFeS}_2$		Avblanding av CuFeS_2 i ZnS med røde indreflekser.	

Nyberget gruve:

Dannelse av ilmenit.	Tektonisering	Tilførsel av kobber (?) og dannelse av høytemperatur blandkrystall av $\text{CuFeS}_2 - \text{FeS}$ ved temperatur $> 250-300^\circ$.	Avblanding til kobberkis og cubanit (og magnetkis?) i temperaturområdet $250-300^\circ$.	Avblanding til kobberkis og valleriit i temperaturområdet $200-250^\circ$.
			Kobberkis utfelt mellom bruddstykker av ilmenitkrystaller og i sprekker i silikater og mellom bladene av glimmerminerale.	
Dannelse av blandkrystall av $\text{ZnS}-\text{CuFeS}_2$			Avblanding av CuFeS_2 i ZnS .	
Dannelse av arsenkis.		Arsenkis fortrenses av magnetkis (As fjernes ved metasomatose?).		
Dannelse av homogen magnetkis?		Avblanding av «pertitter» i magnetkis?		
Dannelse av FeS , ZnS og CuFeS_2		Svovelkis (hvis riktig bestemt) krystalliserer ut i sprekk gjennom FeS , ZnS og CuFeS_2 .		

Olavsgruven:

Dannelse av arsenkis.	Arsenkis fortrenses av magnetkis (As fjernes ved metasomatose?)	Tilførsel av kobber (?). Magnetkis fortrenses av CuFeS_2 eller av høytemperatur blandkrystall av $\text{CuFeS}_2-\text{FeS}$ ved temperatur $> 250-300^\circ$.	Avblanding til kobberkis og cubanit (og magnetkis?) i temperaturområdet $250-300^\circ$.	Avblanding til kobberkis og valleriit i temperaturområdet $200-250^\circ$.
			Kobberkis utfelt mellom bladene av glimmerminerale og i sprekker i silikater.	
Usikker observasjon: Arsenkis fortrenses av ZnS (Zn tilføres og As fjernes ved metasomatose?)		Usikker observasjon: ZnS fortrenses av CuFeS_2 (Cu tilføres og Zn fjernes?)		
Dannelse av blandkrystall av $\text{ZnS}-\text{CuFeS}_2$			Avblanding av CuFeS_2 i ZnS .	
Dannelse av homogen magnetkis?		Avblanding av «pertitter» i magnetkis?		

Quintus gruve:

Kobberkis utfelt bl. a. i sprekker i silikater og mellom bladene av glimmerminerale.

Storwartz gruve:

Dannelse av av ilmenit.	Tektoni- sering	Tilførsel av kobber (?) og dannelse av høytemperatur blandkrystall av CuFeS_2 -FeS ved temperatur > 250 - 300° .	Avblanding til kobberkis og cubanit (og magnetkis?) i temperaturområdet 250 - 300° .	Avblanding til kobberkis og vallerit i temperaturområdet 200 - 250° .
			Kobberkis utfelt mellom bruddstykker av ilmenitkrystaller og i sprekker i silikater og mellom bladene av glimmerminerale.	
		Ilmenit fortrenses av titanit.		
Dannelse av blandkrystall av ZnS-CuFeS_2			Avblanding av CuFeS_2 i ZnS .	

Kongens gruve:

Krystallisasjon av idiomorfe krystaller av svovelkis med inneslutninger av FeTiO_3 og ZnS og CuFeS_2 og PbS samtidig med dannelsen av disse mineralene eller seinere.

Rødalen gruve:

Dannelse av svovelkis	Tektonisering	Utkrystallisasjon av FeS, ZnS, CuFeS ₂ og PbS i sprekkene i svovelkis.
-----------------------	---------------	---

Krystallisasjon av idiomorfe svovelkiskrystaller med inneslutninger av silikater, magnetkis, kobberkis, cubanit og blyglans (eller silikater, høytemperatur blandkrystall av CuFeS₂-FeS og blyglans) samtidig med dannelsen av disse mineraler eller seinere. Dannelsesstemperatur > 250–300°?

Tilførsel av kobber (?) og dannelse av høytemperatur blandkrystall av CuFeS ₂ -FeS ved temperatur > 250–300°.	Avblanding til kobberkis og cubanit (og magnetkis?) i temperaturområdet 250–300°.	Avblanding til kobberkis og valleriit i temperaturområdet 200–250°.
--	---	---

Krystallisasjon av idiomorfe magnetitkrystaller.

Dannelse av blandkrystall ZnS – CuFeS₂ (ved temperatur > ca. 550°?)

Avblanding av ZnS-stjerner til dels rundt idiomorfe magnetitkrystaller (ved temperatur ca. 550° eller høyere?) og avblanding av CuFeS₂ i ZnS.

Dannelse av magnetkis	Tektonisering	Dannelse av magnetkis med slipespaltbarhet og sterkere anisotropi enn vanlig magnetkis langs sprekker i magnetkis.	Dannelse av «bird-eye»-struktur med nydannet svovelkis.
-----------------------	---------------	--	---

Fjellsjø gruve:

Krystallisasjon av idiomorfe magnetiskkrystaller.	Krystallisasjon av sinkblende (eller blandkrystall av ZnS-CuFeS ₂) med bevarelse av de idiomorfe magnetiskkrystallene; ∴ ZnS fortrenger ikke FeS her.	Avblanding av CuFeS ₂ i ZnS og (noe usikkert) avblanding av ZnS-stjerner i CuFeS ₂ .
---	---	--

Krystallisasjon av idiomorfe svovelkiskrystaller.	Tektonisering	Utkrystallisasjon av CuFeS ₂ , PbS, ZnS og FeS i sprekkene i svovelkiskrystallene. Utkrystallisasjon av CuFeS ₂ som en tynn «hud» rundt svovelkiskrystallene.
---	---------------	---

Mugg-gruven:

Krystallisasjon av magnetit.	Tektonisering	Tilførsel av kobber (?) og dannelse av høytemperatur blandkrystall av $\text{CuFeS}_2 - \text{FeS}$ ved temperatur $> 250-300^\circ$	Avblanding til kobberkis og cubanit (og magnetkis?) i temperaturområdet $250-300^\circ$ (kobberkis og cubanit i sprekker i magnetkis og mellom magnetkis og sinkblende hvorved magnetkis og/ eller sinkblende er blitt fortrent).	Avblanding til kobberkis og valleriit i temperaturområdet $200-250^\circ$ (kobberkis som grunnmasse i knusningsone gjennom magnetit og mellom bruddstykker av oppbrutte ilmenit- og svovelkis-krystaller.)
Krystallisasjon av ilmenit.	Tektonisering			
Krystallisasjon og svovelkis.	Tektonisering			
Krystallisasjon av magnetkis.				
Krystallisasjon av sinkblende (tilførsel av Zn?)				
				Kobberkis i sprekker i silikater og mellom bladene av glimmer-mineraler.
		Rekrystallisasjon av ZnS til blandkrystall av ZnS-CuFeS_2 (?)	Avblanding av CuFeS_2 i ZnS.	

Borhull 3:

Krystallisasjon av idiomorfe magnetkiskrystaller.	Dannelse av gangart med bevarelse av de idiomorfe magnetkiskrystallene.
---	---

Krystallisasjon av idiomorfe svovelkiskrystaller med inneslutninger av kobberkis og blyglans samtidig med dannelsen av disse mineraler eller seinere.

Borhull 6:

Ingen fortreningsprosesser er observert.

Borhull 7:

Dannelse av blandkrystall av magnetkis og pentlandit (og enkeltkrystaller av pentlandit ?)	Avblanding av pentlandit-«flammer» i magnetkis (og pentlanditkrystaller langs kantene av magnetkiskrystaller ?)
Muligens dannelse av blandkrystall av $ZnS - CuFeS_2$	Usikker observasjon: $CuFeS_2$ avblandet i ZnS .

Borhull 12:

Krystallisasjon av arsenkis.	Arsenkis fortrenes av svovelkis (As fjernes?). NB! Arsenkis fortrenes <i>ikke</i> av magnetkis.
------------------------------	---

Hvis en vil forsøke å sammenlikne de enkelte gruver og forekomster, kan dette gjøres på forskjellige måter.

Ved hjelp av mineraltabellen ser en f. eks. at i alle de undersøkte gruver og forekomster er magnetkis, kobberkis og sinkblende blant de hyppigst forekommende ertsmineralene. Med disse mineralene kan en derfor vanskelig lage noen gruppering av de undersøkte gruver og forekomster.

Mineralene svovelkis, blyglans, arsenkis, kromit, pentlandit og idiomorfe krystaller av magnetkis forekommer derimot på så forskjellige måter og med så forskjellig hyppighet at en ved hjelp av disse mineralene kan gruppere de undersøkte Røros-malmene i tydelig atskilte grupper.

Som gruppe I kommer Gamle Solskinn gruve, Ny Solskinn gruve, Nyberget gruve, Olavsgruven og Quintus gruve som alle særpreges av at de ikke fører svovelkis (eventuelt som et meget sjeldent mineral i Nyberget gruve) og bare svært små mengder blyglans.

Som gruppe II kommer Kongens gruve, Rødalen gruve og Fjellsjø gruve som har mye svovelkis og en del blyglans.

Som gruppe III kommer Storzartz gruve og Mugg-gruven som bare lokalt har noe svovelkis og har lite blyglans. Gruppe III danner derved en overgangstype mellom gruppe I og II.

Som gruppe IV kommer Bh. 12 som har mye arsenkis som fortreges av svovelkis, og har idiomorfe magnetkiskrystaller i sinkblende. Denne gruppen er muligens en overgangsform mellom gruppe III og gruppe V.

Gruppe V består av Bh. 3, 6 og 7 som særpreges av innhold av kromit, til dels pentlandit og til dels idiomorf magnetkis i gangarten.

På kartet ser en at gruvene i gruppe I ligger tett samlet, gruppe III litt unna gruppe I foruten lengst i nordvest, gruppe II nokså spredt over et stort område langt nordvest, gruppe IV lengst sydøst og gruppe V nokså nær gruppe IV, men innbyrdes tydelig samlet.

Gruppe V som består av Bh. 3, 6 og 7, ligger alle i Lossiusfeltet, et malmfelt som ligger like i nærheten av serpenteforekomstene. Tilstedeværelsen av kromit, idiomorfe krystaller av magnetkis i gangarten, og pentlandit, til dels som tydelige avblandings-«flammer» i magnetkis, tyder på at gruppe V opprinnelig er ekte liquidmagmatiske ertsforekomster.

Hvorledes de idiomorfe krystallene av magnetkis i sinkblende i gruppe IV (Bh. 12) skal forklares, er vanskelig å si. Magnetkiskrystallene kan muligens være avblandet fra sinkblende. Magnetkiskrystallene kan også være dannet ved omkrystallisering ved høy temperatur. En kan også tenke seg som forklaring at magnetkis opprinnelig har krystallisert ut som idiomorfe krystaller i en eller annen gangart, og at denne seinere er fortrent ut av sinkblende uten at magnetkiskrystallene har deltatt i reaksjonene.

Mineraltabell:

Ertsmineraler funnet i Røros-malmene.
Erzminerale die in den Røroserzen gefunden wurden.

	Magnetkis ~ FeS	Kobberkis CuFeS ₂	Sinkblende ZnS	Svovelkis FeS ₂	Blyglans PbS	Magnetit Fe ₃ O ₄	Ilmenit FeTiO ₃	Arsenkis FeAsS	Vallerit Cu ₃ Fe ₄ S ₇	Cubanit Cu ₂ Fe ₂ S ₃	Covellin CuS	Pentlandit (Fe,Ni) ₉ S ₈
Gamle Solskinn gruve	X	X	X		(X)		X		(X)			
Ny Solskinngruve	X	X	X		(Z)		X		(Z)			
Nyberget gruve	X	X	X	(Z?)	((Z?))		X	(Z)	X	(Z)		
Olavsgruven	X	X	X	((Z?))	((Z))		X	Z	(X)	(Z)		
Quintus gruve	X	X	X		(X)		X					
Storwartz gruve	X	X	X	Z	X		X		(X)Z	(X)Z		
Kongens gruve	X	X	X	X	X		(X)					
Rødalen gruve	X	X	X	X	X	Z	(X)		(Z)	Z		
Fjellsjø gruve	X	X	X	X	X		X					
Mugg-gruven	X	X	X	Z	((Z?))	Z	X		(X)Z	(X)Z	((Z))	
Borhull 3	X	X	X	X	X							
Borhull 6	X	X	X	X	X							
Borhull 7	X	X	X	X	X		X					X
Borhull 12	X	X	X	X	X			X				

Forklaring til mineraltabellen:

X betegner hyppig forekommende ertsmineral.

Z betegner lokalt forekommende ertsmineral.

X eller Z dobbelt understreket betegnet et av hovedmineralene i malmen.

X eller Z enkelt understreket betegner et mer underordnet ertsmineral i malmen.

X eller Z alene betegner at mineralet forekommer i små mengder.

X eller Z med en parentes betegner at mineralet forekommer i svært små mengder.

X eller Z med dobbelt parentes betegner et ytterst sjeldent mineral i malmen.

X eller Z med spørsmålstejn betegner at mineralet ikke er helt sikkert riktig bestemt i den forekomsten.

X og Z kan begge stå under samme mineral i samme forekomst, f. eks. (X)Z som betegner at mineralet forekommer utbredt, men i svært små mengder, dessuten mer anriket helt lokalt.

I de forekomster hvorfra bare et preparat er mikroskopert, kan det selvfølgelig ikke skilles mellom hyppig og lokalt forekommende ertsmineraler. Her betegnes mineralene bare med bokstaven X.

Kromit (Fe, Mg)Cr ₂ O ₄	Molybdenglans MoS ₂	Rutil TiO ₂	Vismut Bi	Dyskrasit Ag ₃ Sb	Jernglans Fe ₂ O ₃	Koboltglans CoAsS	«Naumannit»	«Grått mineral med blåstikk»	«Blyglansliknende mineral»	«Gull»	«Kvite kiser»	«Limonit» Fe ₂ O ₃ · xH ₂ O	Antall preparater	Antall preparater mikroskopert
			(Z)	(Z)			(Z)						3	
	(Z)			Z			(Z)		((Z))				4	
			(Z)	(X)		((Z ?))	(Z)				((Z))		14	
	(X)Z		(X)Z	(X)			(Z)	(Z)	((Z ?))	((Z))		(Z)	17	
				(X)	((Z))	((Z))	(Z)						1	
		X		(Z)									6	
				(X)									1	
		X		(X)									4	
	(X)		(Z)	(Z)			(Z)		((Z ?))				5	
													11	
X													1	
X													1	
X													1	
													1	

Erklaring zur Mineraltabelle

Es bedeutet:

X ein häufig vorkommendes Erzmineral.

Z ein nur lokal vorkommendes Erzmineral.

X oder Z doppelt unterstrichen ein Hauptmineral im Erze.

X oder Z einfach unterstrichen ein eher untergeordnetes Erzmineral.

X oder Z allein, das Erzmineral kommt nur in sehr kleinen Mengen vor.

X oder Z in doppelten Klammern ein äusserst seltenes Erzmineral.

X oder Z mit Fragezeichen, das Mineral ist in diesem Vorkommen nicht völlig sicher identifiziert.

X und Z können beide unter demselben Mineral im gleichen Vorkommen stehen, z. B. bedeutet (X)Z, dass das Mineral X häufig, aber in sehr kleinen Mengen vorkommt, Z kommt aber lokal in gröſseren Mengen vor.

Bei denjenigen Vorkommen, bei denen nur ein Anstich mikroskopiert worden ist, kann man selbstverständlich nicht zwischen häufig und lokal vorkommenden Erzmineralien unterscheiden. Hier sind die Mineralien nur mit X bezeichnet.

I hvert fall skiller gruppe IV seg ut fra alle de andre undersøkte forekomstene ved at arsenkis helt klart blir fortrenget av svovelkis, hvilket også vil si at arsenkis er eldre enn svovelkis i denne forekomsten.

Når en ser på forekomsten av cubanit og valleriit, ser en at disse mineralene ikke er funnet i noen av forekomstene i gruppe IV og V.

Cubanit og valleriit er mineraler som oftest finnes i kobberkis, og er dannet ved avblanding fra høytemperatur blandkrystall av kobberkis og magnetkis (kubisk høytemperatur kobberkis).

At cubanit og/eller valleriit ikke finnes i kobberkis, er imidlertid ikke bevis for at kobberkisen må være dannet ved lavere temperatur enn avblandingstemperaturen for disse mineralene, idet avblandingen fra høytemperatur blandkrystall av kobberkis og magnetkis kan gå direkte til kobberkis og magnetkis. Kobberkis og magnetkis finnes jo – som en ser av mineral-tabellen – i rikelige mengder i alle forekomstene i gruppe IV og V.

Men det faktum at spesielt gruppe V er en ertsforekomst som primært sannsynligvis er dannet ved høy temperatur, og at både cubanit og valleriit synes å mangle helt i alle tre preparatene herfra, vil jeg tyde som et indisium på at kobberkis er dannet ved metasomatiske prosesser på et seinere stadium og ved lavere temperatur i disse forekomstene enn i de som fører cubanit og/eller valleriit.

I gruppe I finnes cubanit og/eller valleriit i alle gruvene unntatt i Quintus gruve. Fra Quintus gruve er imidlertid bare et preparat undersøkt, og dette er et for spinkelt grunnlag til å si at disse mineralene ikke finnes i denne gruve. I de andre gruvene hvor cubanit og valleriit er funnet, er disse mineralene heller ikke funnet i alle preparatene derfra. Og da Quintus gruve ligger like i nærheten av de andre gruvene i denne gruppen som alle inneholder cubanit og/eller valleriit, og ligger mellom disse gruvene og gruppe III (Storwartz gruve) hvor også cubanit og valleriit finnes, er det mest naturlig å trekke den slutning at cubanit og/eller valleriit også finnes i Quintus gruve.

Når en ser på hvorledes kobberkis opptrer i alle gruvene i gruppe I og III, d.v.s. i Gamle Solskinn gruve, Ny Solskinn gruve, Nyberget gruve, Olavsgruven, Quintus gruve, Mugg-gruve og Storwartz gruve, er det påfallende hvorledes kobberkis fyller ut sprekker i andre mineraler, både i ertsmineraler og i silikater.

I alle disse gruvene er det svært vanlig å se kobberkis fylle ut tynne sprekker i silikatmineraler – antagelig ofte i kvarts – og helt typisk mellom

bladene på glimmerformete mineraler der glimmerbladene ser ut til å være bendt fra hverandre under tektoniske bevegelser.

Likeledes er det meget vanlig å se hvorledes ilmenitkrystaller er brutt i stykker og hvorledes kobberkis danner grunnmassen mellom bruddstykkene. Ilmenit er, som tidligere nevnt, også til dels gjennomslutt av tvillinglameller – antagelig trykktvillinger – der oppbrytningen har vært særlig intens (se foto 5).

Det er derfor naturlig å trekke den slutning at kobberholdige løsninger har trengt inn langs sprekker som er oppstått ved tektonisering av malmene.

Nå er riktignok kobberkis også kjent som et mineral som lett deformeres under stress og derfor kan ha vært til stede før tektoniseringen og ha kommet på sin nåværende plass på grunn av stresspåvirkningene under tektoniseringen.

I Olavsgruven ser en imidlertid tydelig at kobberkis foretrekker magnetkis og følgelig må være dannet seinere enn magnetkis.

Her er det nærliggende å trekke inn observasjonen fra Mugg-gruven i gruppe III hvor kobberkis og cubanit opptrer mellom magnetkis og sinkblende og i bare magnetkis på en måte som entydig viser at kobberkis og cubanit her er yngre enn magnetkis og sinkblende og må – antagelig i form av høytemperatur blandkrystall av kobberkis og magnetkis – ha foretrekk magnetkis og muligens også sinkblende (se foto 3). Det er nærliggende å slutte at de inntrengende kobberholdige løsningene har trengt inn langs sprekker som har åpnet seg under tektoniseringen av malmen, med andre ord at avsetningen av kobbermineraler har skjedd under eller etter en tektonisering av malmen.

I Mugg-gruven ser en også at idiomorfe krystaller av magnetit, ilmenit og svovelkis er brutt i stykker, og at kobberkis er avsatt mellom bruddstykkene. Likeledes er det vanlig å se kobberkis i sprekker i silikater og mellom bladene av glimmermineraler på samme måte som i gruvene i gruppe I.

I Rødalen gruve og i Fjellsjø gruve finnes likeledes oppbrutte svovelkiskrystaller med sprekkefyllinger av kobberkis foruten av sinkblende, blyglans og magnetkis.

Magnetkisen i sprekken i svovelkisen kan være dannet ved avblanding sammen med kobberkis fra høytemperatur blandkrystall av kobberkis og magnetkis og behøver således ikke bety at magnetkisen i resten av forekomsten også er dannet etter oppknusningen av svovelkiskrystallene.

Cubanit og valleriit mangler imidlertid fullstendig i Fjellsjø gruve (i de preparatene jeg har undersøkt), så det er derfor mulig at malmen i Fjellsjø gruve står i en særstilling innen forekomstene i gruppe II.

Fra Kongens gruve er bare et preparat undersøkt. Dette er derfor et for spinkelt grunnlag til å trekke noen relativt sikre konklusjoner om mineraldannelser i denne gruen.

Av de undersøkte gruver og forekomster ser en altså at i Gamle Solskinn gruve, Ny Solskinn gruve, Nyberget gruve, Olavsgruven, Quintus gruve (d.v.s. alle i gruppe I), Storwartz gruve, Mugg-gruven (gruppe III), Rødalen gruve og Fjellsjø gruve (hele gruppe II unntatt Kongens gruve) er kobberkis avleiret på en måte som har en tydelig tilknytning til breksjestructurer.

Det er derfor nærliggende å tenke seg at kobberinnholdet i disse malmene er dannet ved at kobberholdige løsninger er tilført gjennom sprekker oppstått ved tektoniske bevegelser i malm og sidebergart.

Den utstrakte, men oftest meget sparsomme forekomst av cubanit og valleriit tyder på at de kobberholdige løsningene er tilført ved høy temperatur, og at det er høytemperatur blandkrystall av kobberkis og magnetkis som først er utfelt og seinere avblandet til kobberkis, cubanit, valleriit og muligens magnetkis.

De observerte fortreningsstrukturer viser at det utfelte kobbermineral er dannet ved fortrenning av magnetkis (og muligens sinkblende). Magnetkis må derfor ha vært tilstede før de kobberholdige løsningene trengte fram. Det samme gjelder antagelig sinkblende, i hvert fall i Mugg-gruven.

På den annen side må sinkblende også i stor utstrekning ha krystallisert ut eller ha blitt omkrystallisert samtidig med at kobberholdige løsninger var til stede på grunn av at det er så vanlig å finne kobberkis avblandet i sinkblende og – i hvert fall i Rødalen gruve – sinkblendestjerner avblandet i kobberkis.

Der hvor kobberkis og cubanit tydelig er dannet langs kontakten mellom magnetkis og sinkblende i Mugg-gruven (foto 3) har imidlertid sinkblendene ikke noe avblandet kobberkis selv om dette finnes andre steder i Mugg-gruven.

Disse observasjonene i gruvene i gruppene I, II og III skulle kunne gi visse indikasjoner som kan være til nytte ved leting etter kobberkiserike partier i malmene i områdene som disse gruppene dekker.

En må da gå ut fra at kobberkis bare har kunnet bli utfelt der hvor magnetkis allerede var tilstede da de kobberholdige løsningene trengte

fram (på grunn av at stoffer i magnetkisen – jern og/eller svovel – har vært nødvendige reagenser ved utfellingen av kobbermineralet).

Ved kartlegging av malmsonene som har vært rikest på kobber, skulle en muligens kunne komme fram til et tektonisk mønster, d.v.s. et eller flere bestemte systemer av knusningssoner som må ha vært de sonene som de kobberholdige løsningene har trengt fram langs. Denne kartleggingen kan foregå dels ved undersøkelser av eventuelle arkiverte data om kobberinnholdet i malmen på de forskjellige stedene, og dels ved undersøkelse av malmen i ennå gjenstående bergfester. En bør forsøke å finne ut totalt kobberinnhold i malmen og likeledes forholdet kobberkis/magnetkis. Antagelig vil dette forholdstallet være den beste indikasjon på hvor eventuelle knusningssoner går, for en må vente at der hvor magnetkisen har vært mest oppknust, er den mest fortrent av kobberkis; det vil med andre ord si at det er mest sannsynlig at knusningssonene går der hvor forholdstallet kobberkis/magnetkis er høyest.

Hvis det lar seg gjøre å spore opp disse knusningssonene også utover i sidebergarten, skulle en derved ha kommet et langt skritt videre. For hvis en innenfor så store deler som mulig av feltet kan få kartlagt dette bestemte system av knusningssoner, og en ved geologiske og geofysiske undersøkelser kan få kartlagt de magnetkisrike partiene i feltet, skulle en altså kunne vente å finne kobberkisanrikninger der de ovenfor nevnte knusningssoner går gjennom de magnetkisrike partiene i feltet.

Som tidligere nevnt må kobberholdige løsninger ha vært til stede under krystallasjonen av de sinkblendepartiene som nå inneholder avblandet kobberkis, foruten at sinkblende også i enkelte forekomster må ha vært til stede før de kobberholdige løsningene trengte fram (f. eks. i Mugggruven).

At sinkblende har krystallisert ut i minst to perioder, synes observasjonen fra Ny Solskinn gruve å vise. Der hadde hovedmassen av sinkblende røde indreflekser, mens sinkblende på sprekker i silikatmineraler i et preparat hadde oransje indreflekser, d.v.s. at sinkblenden i sprekke-ene i silikatmineralene har lavere FeS-innhold enn resten av sinkblenden. Det er imidlertid mulig at sinkblenden med de oransje indrefleksene ikke var mettet på FeS under utkrystallasjonen. I så fall kan begge sinkblendetyperne være dannet samtidig.

Hvis sinkblenden også i sprekke-ene i silikatmineralene var mettet på FeS under utkrystallasjonen, tyder dette på at denne sinkblenden har krystallisert ut ved høyere trykk og/eller lavere temperatur enn sinkblenden med de røde indrefleksene.

Kobberholdige løsninger må imidlertid ha vært til stede under krystallasjonen av begge disse sinkblendetyperne da de begge inneholder avblandet kobberkis.

Ingen observasjoner i noen av de undersøkte forekomstene tyder på at mineralene ilmenit, arsenkis og magnetit fortrenger andre ertsmineraler. Disse tre mineralene må derfor være blant de eldste ertsmineralene i alle forekomstene hvor de er funnet. Noen innbyrdes aldersrekkefølge mellom dem kan ikke oppstilles på grunnlag av de observerte data.

Ingen observasjoner viser at magnetit fortrenges av andre ertsmineraler. Ilmenit fortrenges bare av titanit, og arsenkis fortrenges av svovelkis i Bh. 12 og helt sikkert av magnetkis og noe mer tvilsomt av sinkblende i Olavsgruven, foruten av magnetkis også i Nyberget gruve.

Når det gjelder alderen av svovelkis i forhold til de andre ertsmineralene, er observasjonene vanskeligere å tyde.

I Rødalen gruve, Fjellsjø gruve og Mugg-gruven er det ingen observasjoner som taler mot at svovelkis kan tilhøre de eldste ertsmineraler.

I alle disse gruvene er svovelkis brutt i stykker ved tektoniske prosesser, og i Rødalen gruve og Fjellsjø gruve danner magnetkis, sinkblende, kobberkis og blyglans grunnmassen mellom de oppbrutte svovelkiskrystallene, mens bare kobberkis er observert mellom svovelkisbruddstykkene i Mugg-gruven. I Fjellsjø gruve finnes dessuten idiomorfe svovelkiskrystaller omgitt av en tynn «hud» av kobberkis, d.v.s. kobberkis må ha krystallisert ut etter dannelsen av svovelkiskrystallene.

I Rødalen gruve må det imidlertid også være dannet svovelkis på et seinere stadium, idet svovelkis opptrer som «birds eyes» i magnetkis-modifikasjonen som har slipespaltbarhet og sterkere anisotropi enn vanlig magnetkis. Her har antagelig svovelkisdannelsen – som tidligere nevnt – gått via markasit.

I Kongens gruve – som også er plasert i gruppe II – finnes idiomorfe krystaller av svovelkis med inneslutninger av ilmenit, sinkblende, kobberkis og blyglans. Dette tyder på at svovelkis har vokst som porfyroblaster på et noe seinere stadium i den tida ertsmineralene ble avsatt, og innesluttet disse nevnte mineraler under sin vekst. Dette vil med andre ord si at svovelkis her må tilhøre de yngste ertsmineralene.

Idiomorfe svovelkiskrystaller med inneslutninger av kobberkis og blyglans er også funnet i Bh. 3, slik at liknende slutninger kan trekkes her.

I Bh. 12 er det helt tydelig at svovelkis fortrenger arsenkis, d.v.s. svovelkis må være yngre enn arsenkis i denne forekomsten.

Hvis bestemmelsen av svovelkis fra Nyberget gruve er riktig, der et

svovelkisliknende mineral danner sprekkefyllinger i magnetkis, sinkblende og kobberkis, må svovelkis være yngre enn disse tre mineralene i denne graven (samme sprekke kan følges sammenhengende gjennom disse tre mineralene).

Den tidligere oppfatningen som dr. C. W. Carstens har hevdet, at svovelkis er eldre enn sinkblende, magnetkis, kobberkis og blyglans, kan ifølge ovenfor omtalte observasjoner ikke uten unntak sies å være riktig i Røros-malmene. Svovelkis må i enkelte forekomster være dannet i flere perioder, til dels som et relativt ungt ertsmineral.

Zusammenfassung.

Diese Untersuchung ist auf Grund einer Sammlung von älteren und neueren Erzanschliffen durchgeführt worden. Eine geologische Kartierung ist in Verbindung mit dieser Untersuchung nicht durchgeführt worden.

Da die genauen Lokalitäten der meisten Erzanschliffe sehr mangelhaft bekannt waren, kann diese Arbeit für jede Grube und jedes Erzvorkommen nur summarisch sein.

Zuerst sind die einzelnen Erzminerale beschrieben. Die Minerale die gefunden wurden, sind in der Mineraltabelle aufgeführt. Mehrere dieser Minerale waren im Røroserzgebiet früher unbekannt.

Die Mineraltabelle ist auch ein Versuch, die Häufigkeit der einzelnen Erzminerale in jedem Erzvorkommen zu zeigen. Da es nicht bekannt ist in welchem Ausmass die Erzanschliffe von typischen Erzen gemacht wurden, ist diese Häufigkeitsangabe mehr oder weniger zweifelhaft.

Magnetkies zeigt in mehreren von den Gruben eine beginnende Umwandlung in eine grauweisse Magnetkiesmodifikation mit deutlicher Schleiſpaltbarkeit in einer Richtung. Dieses Mineral hat in der Gamle Solskinn Grube viel schwächere und in der Rødalen Grube viel stärkere Anisotropieeffekte als gewöhnlicher Magnetkies. In der Rødalen Grube hat diese Magnetkiesmodifikation Körner von Schwefelkies in der Mitte, d.h. «birds eye»-Struktur (Photo 1).

In mehreren der behandelten Vorkommen hat ein Teil des Magnetkieses perthitähnliche Lamellen mit einer etwas grösseren Schleifhärte als der übrige Magnetkies (Photo 2).

Die Cubanitlamellen des Kupferkieses in fünf und Vallerit in sieben der untersuchten Erzvorkommen deuten darauf hin, dass das Kupfer ursprünglich im Hochtemperaturmischkristall von Kupferkies und Magnetkies («kubischer Hochtemperaturkupferkies») kristallisiert war.

Entmischter Kupferkies in der Zinkblende in bis zu neun der Erzvorkommen und Zinkblendesternchen in Kupferkies in ein (möglicherweise zwei) Fällen (Photo 4 und 11) zeigt, dass Kupfer schon bei der Kristallisation von Zinkblende anwesend war. Die Zinkblende muss aber auch älter sein als die Zufuhr der kupferhaltigen Lösungen. Wo entmischter Kupferkies in Zinkblende vorliegt, muss Zinkblende zur Zeit, da die Kupferminerale gebildet wurden, rekristallisiert worden sein.

In der Mugg-Grube muss sowohl die Zinkblende als auch der Magnetkies schon kristallisiert gewesen sein, als die kupferhaltigen Lösungen eindringen, da man hier sehen kann wie Kupferkies und Cubanit als schmaler Rand zwischen Zinkblende und Magnetkies und in Sprüngen in Magnetkies liegen; siehe Photo 3.

Den Kupferkies findet man häufig in Sprüngen anderer Mineralien, sowohl in Silikaten als auch in Erzmineralien, und zwischen Bruchstücken von zerbrochenen Erzmineralien wie Schwefelkies, Ilmenit, Magnetit und Magnetkies. Dies deutet darauf hin, dass die kupferhaltigen Lösungen durch tektonische Zerrüttungszonen in die Erze und die Nebengesteine eingedrungen sind.

In der Olavsgrube kann man lokal Strukturen sehen, die darauf deuten, dass der Magnetkies den Arsenkies verdrängt hat (Photo 6), und dass dieser wiederum später vom Kupferkies verdrängt worden ist. Wie man auf Photo 8 an mehreren Stellen erkennen kann, befindet sich das Arsenkieskorn an der Grenze zwischen Kupfer- und Magnetkies jeweils ganz vorn an einer in die Kupferkiesmasse eindringenden Magnetkiesspitze.

Die kupferhaltigen Lösungen müssen imstande gewesen sein, einige Silikatminerale in der Zwischenmasse der idiomorphen Arsenkieskristalle zu zersetzen. Die kupferhaltigen Lösungen konnten aber offenbar die Arsenkieskristalle nicht verdrängen.

In Bohrung Bh. 12 wird Arsenkies von Schwefelkies verdrängt.

In der Kongens Grube, der Rødalen Grube und in Bh. 3 muss Schwefelkies wahrscheinlich als Porphyroblasten zur Zeit der Erzmineralisierung erst spät gewachsen sein, und hat während des Wachstums Silikate, Ilmenit, Zinkblende, Kupferkies und Bleiglanz eingeschlossen.

Die Bohrungen 3, 6 und 7 (Bh. 3, Bh. 6 und Bh. 7) liegen alle im Gebiet der Lossiusgruben, die in der Nähe des Rauhammeren Serpentin-gebiets liegen.

In Bh. 3 kann man idiomorphe Kristalle von Magnetkies in der Gangart sehen.

In Bh. 7 hat der Magnetkies Entmischungsflammen von Pentlandit

(Photo 12), und zwischen den Magnetkieskristallen liegen Einzelkristalle von Pentlandit (Photo 13). Chromit ist in allen Bohrungen im Gebiet der Lossiusgruben ein häufiges Mineral, vorzugsweise in der Gangart.

Diese Beobachtungen geben den Vorkommen in den Bohrungen 3, 6 und 7 eine Sonderstellung unter den untersuchten Gruben und Erzvorkommen im Rørosgebiet. Es ist wahrscheinlich, dass diese Vorkommen erst als liquidmagmatische Nickelmagnetkieslagerstätten gebildet wurden.

Die Mineralien Ilmenit, Magnetit, Arsenkies und teilweise auch Schwefelkies sind wahrscheinlich zu den ältesten Erzmineralien zu zählen, weil keine Beobachtungen zeigen, dass sie andere Erzmineralien verdrängt haben.

Von den seltneren Mineralien Dyskrasit, Wismut, Molybdenglanz und Kobaltglanz ist der Dyskrasit recht häufig, kommt aber nur in sehr kleinen Mengen vor.

Weiter gibt es einige noch nicht identifizierte Mineralien, die als «Naumannit», «Gold», «graues Mineral mit Blaustich», «bleiglanzähnliches Mineral» und «weisse Kiese» erwähnt sind.

Das Mineral, das als «Gold» erwähnt ist, ist wahrscheinlich eine Gold-Silberlegierung, weil das Polierverhalten und das Reflexionsverhalten demjenigen des Goldes ziemlich ähnlich ist. Das Gelb ist aber ein wenig heller als dasjenige des Goldes.

Das Polierverhalten und das Reflexionsverhalten für das Mineral, das als «Naumannit» erwähnt ist, stimmt ziemlich gut mit dem Verhalten der Mineralien Naumannit, Hessit, Beegerit und Chalkostibit überein. Das Mineral ist aber noch nicht sicher identifiziert.

Die Mineralien, die als «weisse Kiese» erwähnt sind, könnten in einigen Anschliffen Arsenkies sein, müssen aber in anderen Anschliffen andere Mineralien sein.

Für den Rest dieser nicht identifizierten Mineralien wurden keine Anhaltspunkte zur Bestimmung gefunden.

Litteratur.

- C. W. Carstens*: Zur Genesis der norwegischen Schwefelkiesvorkommen.
— Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Band 88. Jahrgang 1936, Heft 4.
- A. B. Edwards*: Textures of the Ore Minerals and Their Significance. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 1954.
- P. Ramdohr*: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin 1955 og 1960.
- H. Schneiderhöhn*: Erzmikroskopisches Praktikum. Stuttgart 1952.
- Th. Vogt*: Undersøkelse av våre malmleier efter moderne metoder. Tidsskrift for Kjemi og Bergvesen, nr. 9, 1936.

Foto nr. 1. «Birds eye»-struktur i magnetkis. Det lysest grå mineralet er svovelkis.

«Birds eye»-Struktur in Magnetkies. Das am hellsten graue Mineral ist Schwefelkies.

Fotografert med 1 nicoll, grønnfilter og immersjonsolje. Rødalen gruve.

Foto nr. 2. Magnetkis med større slipehardhet enn magnetkisen i grunnmassen. Det lysest grå mineralet med tydelig relieff er kobberkis, det mørkegrå er sinkblende og det sorte er hull i preparatet.

Magnetkies mit grösserer Schleifhärte als der Magnetkies in der Zwischenmasse. Das am hellsten graue Mineral mit deutlichem Relief ist Kupferkies, das dunkelgraue ist Zinkblende.

Löcher sind schwarz.

Fotografert med 1 nicoll, grønnfilter og tubus litt hevet. Olavsgruven.

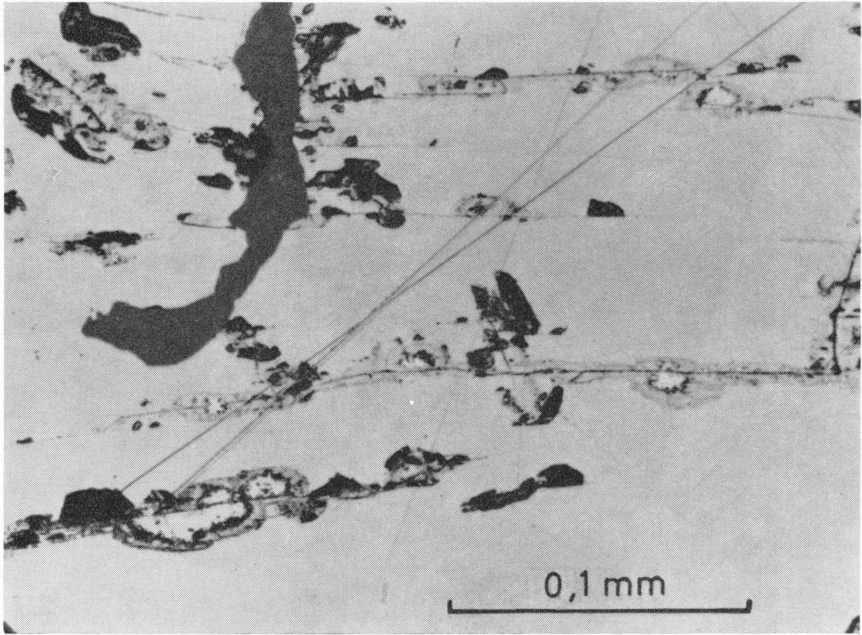


Foto 1

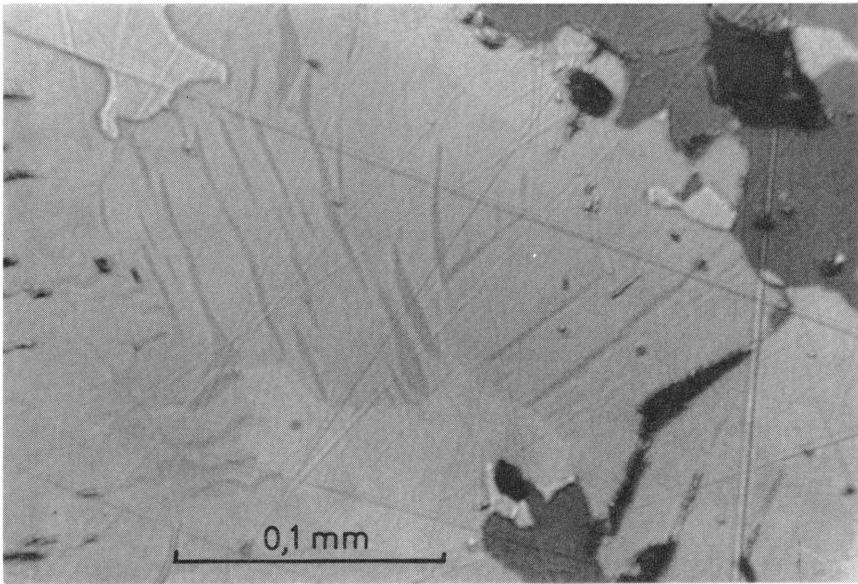


Foto 2

Foto nr. 3. Kobberkis og cubanit (C) mellom sinkblende og magnetkis og i sprekker i magnetkis. Kobberkis er lysest grå, magnetkis og cubanit har samme gråtone, men med tydelig forskjell i relieff. Sinkblende er mørkegrå. Det helt sorte er hull i preparatet.

Kupferkies und Cubanit (C) zwischen Zinkblende und Magnetkies und in Sprüngen im Magnetkies. Der Kupferkies ist am hellsten grau. Der Magnetkies und der Cubanit haben denselben Farbton aber mit deutlichem Unterschied im Relief. Die Zinkblende ist dunkelgrau. Löcher sind schwarz.

Fotografert med 1 nicoll, grønnfilter og immersjonsolje. Mugg-gruven.

Foto nr. 4. Sinkblendestjerne rundt idiomorf magnetitkrystall i kobberkis.

Ein Zinkblendestern, der um einen Magnetitkristall in Kupferkies auskristallisiert ist.

Fotografert med 1 nicoll og monokromatisk filter. Rødalen gruve.

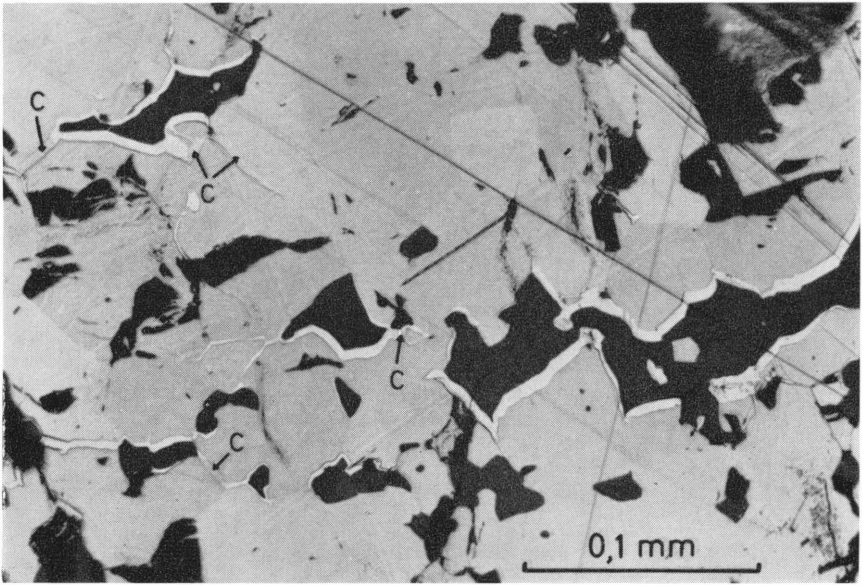


Foto 3

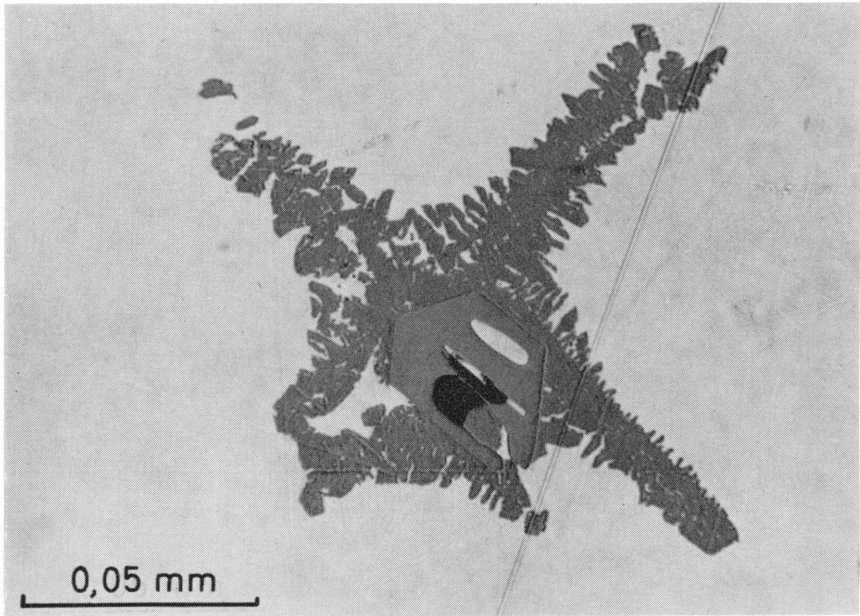


Foto 4

Foto nr. 5. Oppbrutte ilmenitkrystaller med tvillinglameller i kobberkis. Den lille ilmenitkrystallen er delvis omdannet til titanit (T). Videre sees sinkblende (S) og magnetkis (M).

Zerbrochene Ilmenitkristalle mit Zwillingslamellen in Kupferkies. Der kleine Ilmenitkristall ist teils von Titanit (T) verdrängt worden. S = Zinkblende, M = Magnetkies.

Fotografert med delvis kryssete nicoller og monokromatisk filter.
Ny Solskinn gruve (ved forkastningen).

Foto nr. 6. Idiomorfe arsenkiskrystaller (lysegrått) i silikat (mørkegrått) og xenomorfe «tunger» av magnetkis (mellomgrått) i arsenkis.

Idiomorphe Arsenkieskristalle (hellgrau) in Silikat (dunkelgrau) und xenomorphe «Zungen» von Magnetkies (mittelgrau) in Arsenkies.

Fotografert med 1 nicoll. *Olavsgruven.*

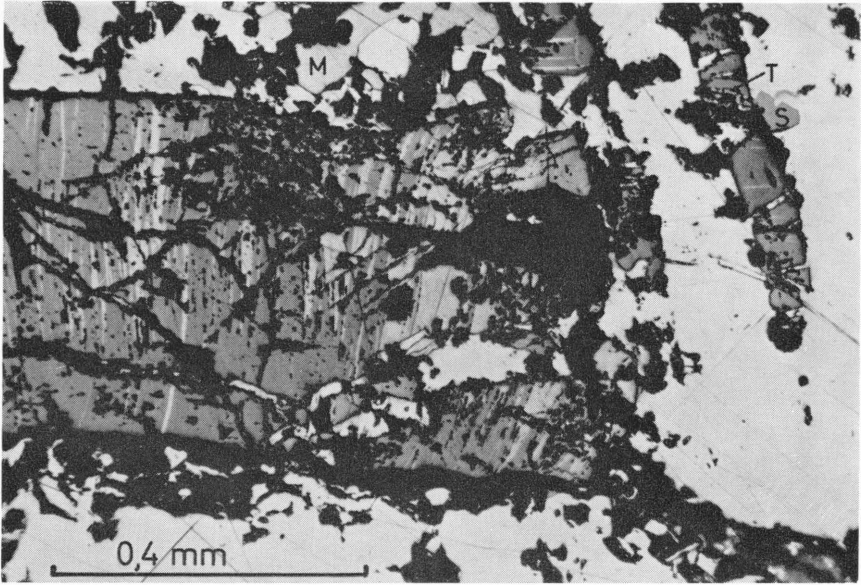


Foto 5

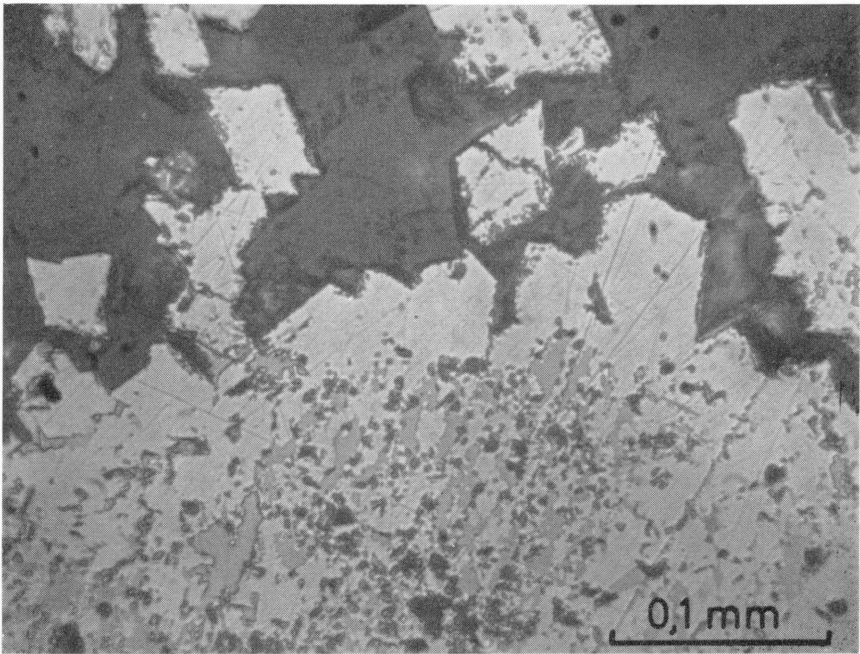


Foto 6

Foto nr. 7. Idiomorfe arsenkiskrystaller i kobberkis. Xenomorfe «tunger» av magnetkis i arsenkis nederst til høyre.

Idiomorphe Arsenkieskristalle in Kupferkies. Xenomorphe «Zungen» von Magnetkies unten rechts.

Fotografert med 1 nicoll. Olavsgruven.

Foto nr. 8. Arsenkiskorn (lysest grått) på «nes» av magnetkis som stikker inn i kobberkismassene (Cu); se pilene.

Körner von Arsenkies (am hellsten grau) auf der in die Kupferkiesmasse (Cu) eindringenden Magnetkiesspitze; siehe Pfeile.

Fotografert med 1 nicoll, lyst blåfilter og immersjonsolje. Olavsgruven.

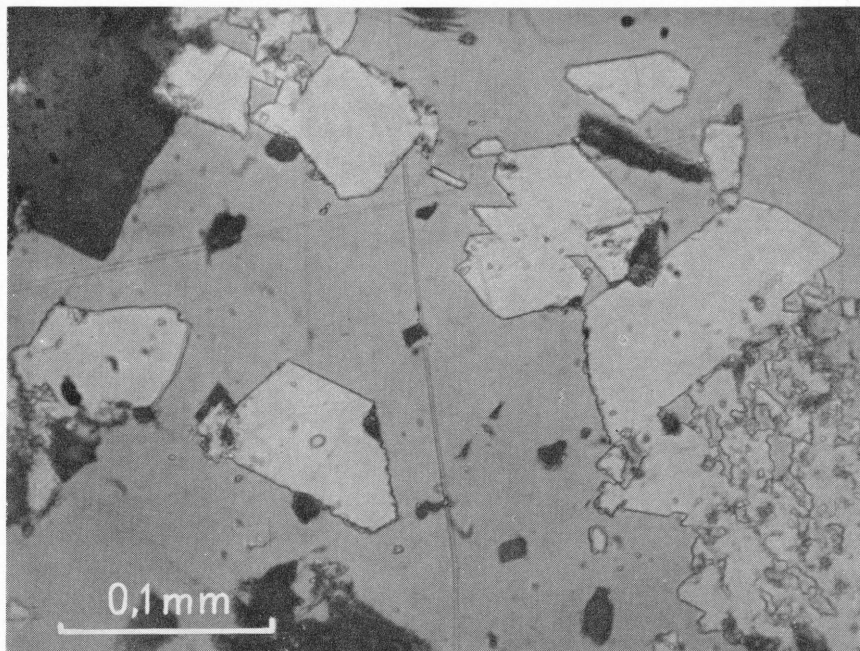


Foto 7

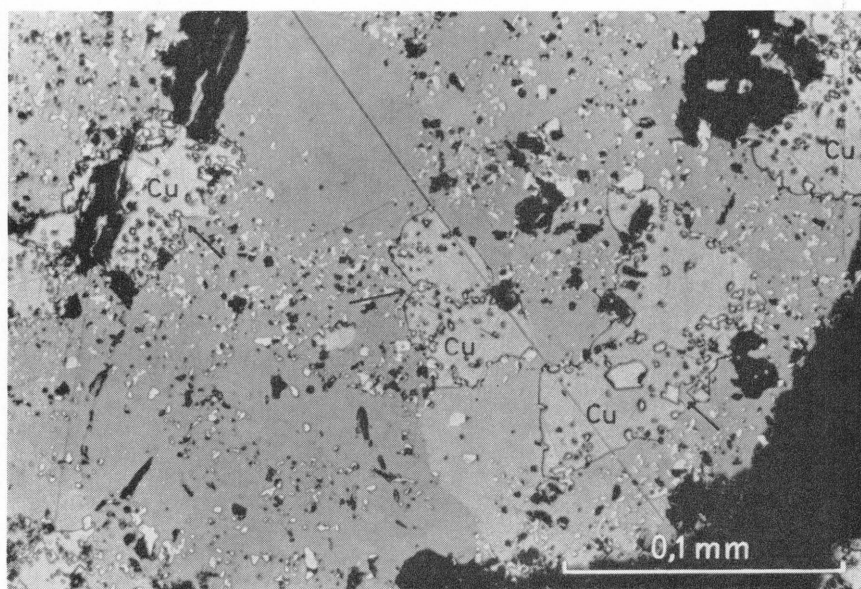


Foto 8

Foto nr. 9. Valleriit utkrystallisert i kanten av silikatinnestlutning (biotit?) i kobberkis.

Valleriit am Rande eines im Kupferkies eingeschlossenen Silikatminerales (Biotit?).
Fotografert med 1 nicoll og grønnfilter. Mugg-gruven.

Foto nr. 10. Rand av valleriit (kvitt) rundt små korn av kobberkis i magnetkis.

Ränder von Valleriit (weiss) um kleine Kupferkieskörner in Magnetkies.
Fotografert med nesten kryssete nicoller og immersjonsolje.
Ny Solskinn gruve.

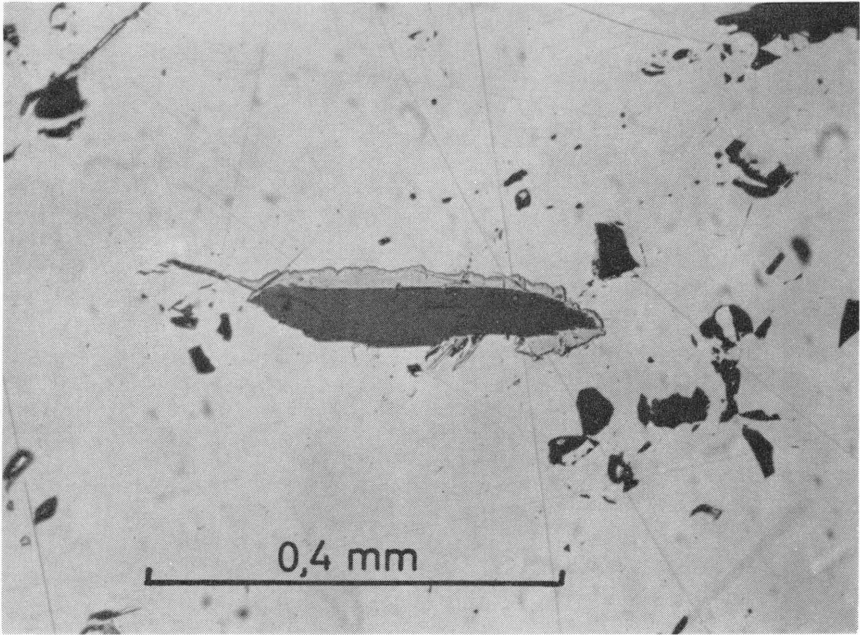


Foto 9

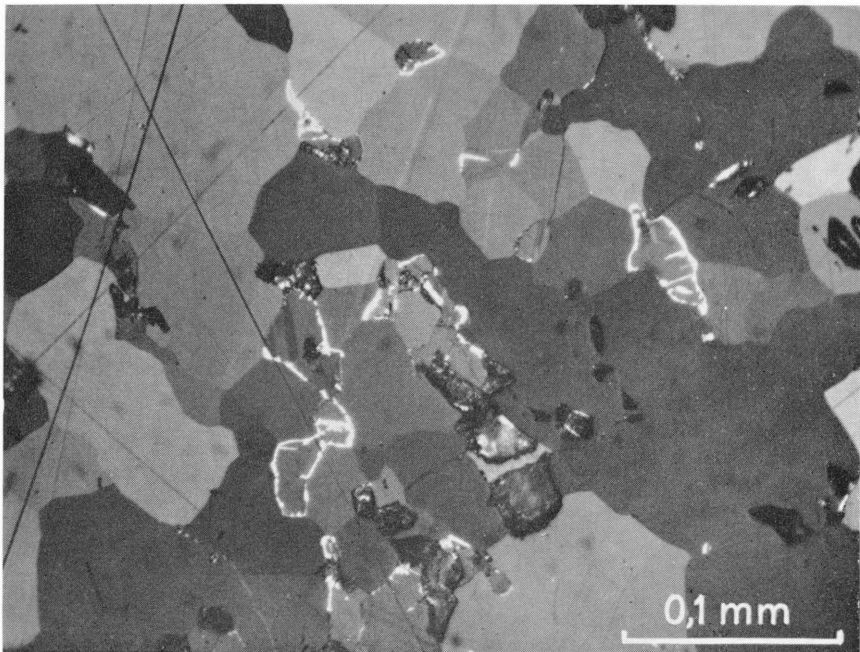


Foto 10

Foto nr. 11. Cubanit, valleriit (kvitt) og sinkblendestjerner (svart)
i kobberkis.

Cubanit, Valleriit (weiss) und Zinkblendesternchen (schwarz) im Kupferkies.
Fotografert med delvis kryssete nicoller, monokromatisk filter og immersjonsolje.
Rødalen gruve.

Foto nr. 12. Pentlandit-«flammer» i magnetkis.

«Flammen» von Pentlandit in Magnetkies.
Fotografert med 1 nicoll og grønnfilter. Bh. 7.

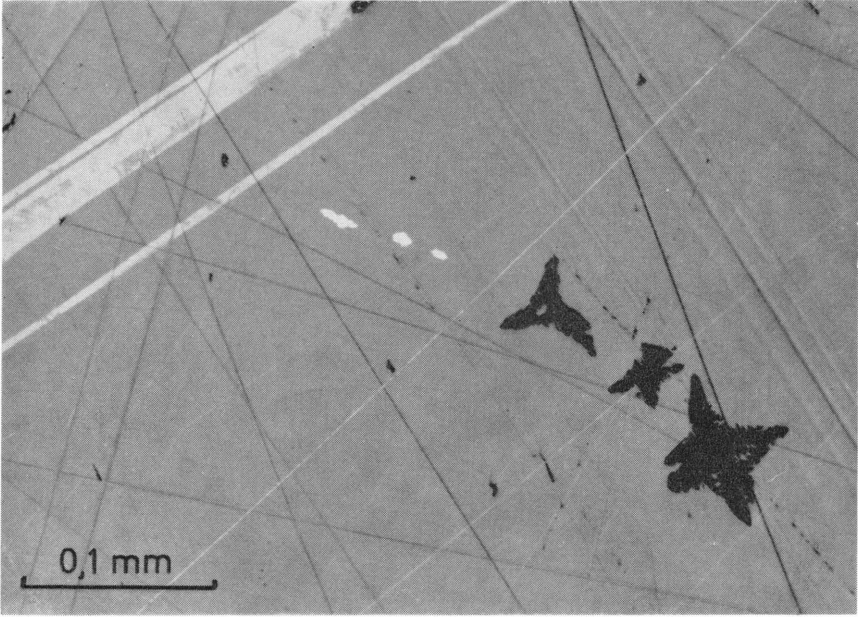


Foto 11

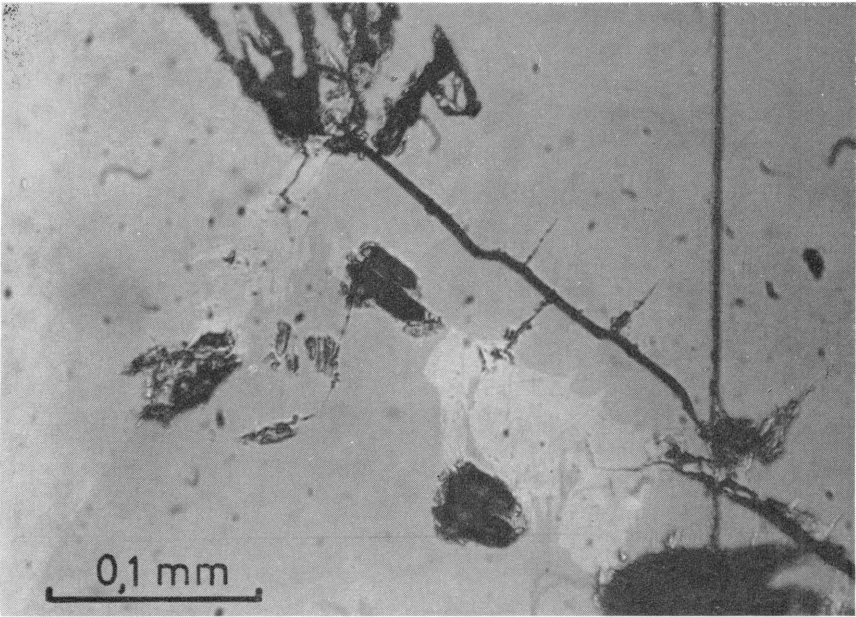


Foto 12

Foto nr. 13. Pentlanditkrystall (P), magnetkis (M) og kobberkis (Cu).

Pentlanditkrystall (P), Magnetkies (M) und Kupferkies (Cu).

Fotografert med 1 nicoll og grønnfilter. Bh. 7.

Foto nr. 14. Kobberkis (Cu), sinkblende (S), vismut (Bi), dyskrasit (D), «naumannit» (n)
og «blyglansliknende mineral» (x). Sort er hull i preparatet.

*Kupferkies (Cu), Zinkblende (S), Wismut (Bi), Dyskrasit (D), «Naumannit» (n) und
«bleiglanzähnliches Mineral» (x). Löcher sind schwarz.*

Fotografert med 1 nicoll og immersjonsolje. Mugg-gruven.

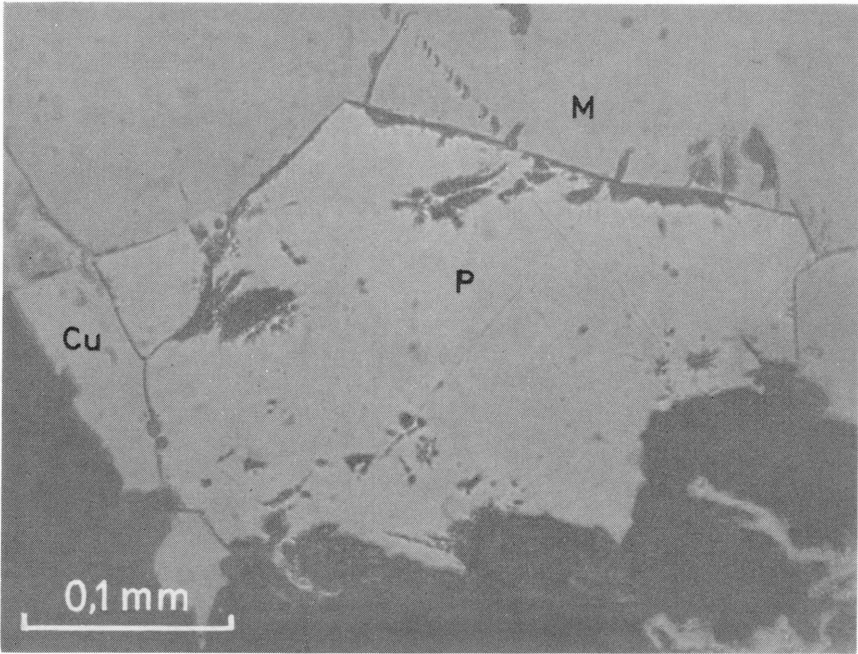


Foto 13

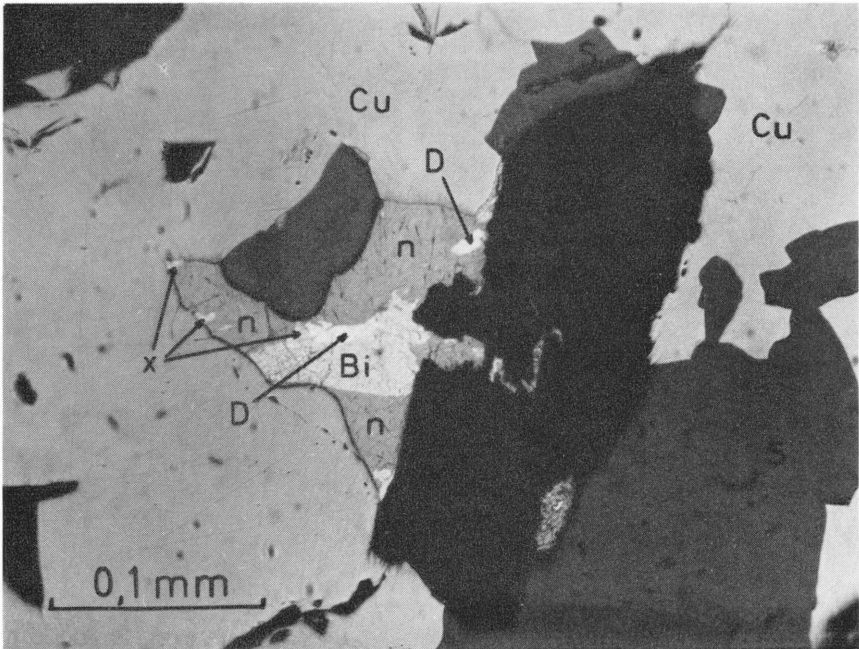


Foto 14

Foto nr. 15. Dyskrasit (D), «naumannit» (n) og «blyglansliknende mineral» (x)
i magnetkis (M) og sinkblende (mørkegrått).

*Dyskrasit (D), «Naumannit» (n) und «bleiglanzähnliches Mineral» (x) in Magnetkies (M)
und Zinkblende (dunkelgrau).*

Fotografert med 1 nicoll og monokromatisk filter.

Ny Solskinn gruve.

Foto nr. 16. Krystaller av koboltglans i kobberkis. Mørkegrått mineral
øverst til høyre er valleriit.

*Kristalle von Kobaltglanz in Kupferkies. Das dunkelgraue Mineral
oben rechts ist Valleriit.*

Fotografert med 1 nicoll, monokromatisk filter og immersjonsolje.

Storwartz gruve.

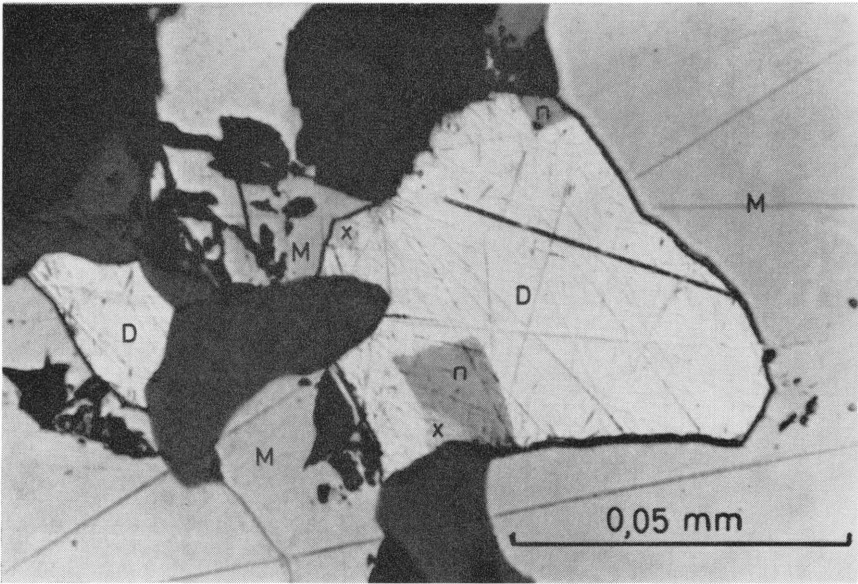


Foto 15

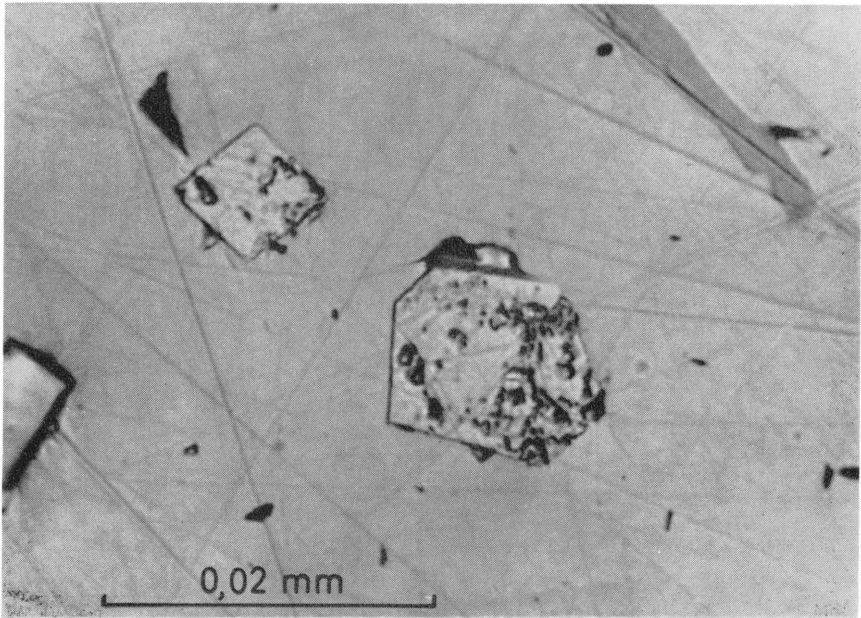


Foto 16

The sulfide deposit of Nordre Gjetryggen Gruve, Folldal, Norway.

By
NORMAN J. PAGE

Abstract.

Nordre Gjetryggen Gruve in the Folldal district, southern Norway, is at approximately $62^{\circ} 9'$ N. latitude and 10° E. longitude. The mining of copper from pyritic ores began in the area in 1748, while the recovery of zinc and sulfur became important in the 19th century. Nordre Gruve alone yielded 1.1 million metric tons of raw ore before 1957. From then until 1962 it produced about 65 thousand tons of raw ore per year. The mine has been developed for about 420 meters along the strike of N. 42° E. and to a depth of 510 meters. The ore body dips 38° NW. in the western part and between 45 – 50° NW. in the eastern part; the ore zone plunges 45° NE. The average thickness of the ore is 1.66 meters.

Geologically, the district is in the southwestern part of the Trondheim region near the Sparagmite boundary and Nordre Gruve can be considered to be on the southwest limb of a northeasterly plunging syncline composed of schists in the quartz-albite-epidote-almandine subfacies of the greenschist facies that have been assigned tentatively to rock units similar to those in the Hølanda–Hørg district. The rock units mapped are: (1) undifferentiated schists composed dominantly of quartz, chlorite, calcite, biotite, epidote, and hornblende; (2) quartzitic schists; (3) hornblende-quartz schists; and (4) trondhjemite now albite-quartz-garnet gneiss, and surficial material.

The ore minerals are pyrite, pyrrotite, sphalerite, chalcopyrite, galena, cubanite, molybdenite, arsenopyrite, and tetrahedrite-tennantite. The gangue consists of individual grains and aggregates of quartz, feldspar, and chlorite; disturbed, folded undifferentiated and quartzitic schist partings; and angular fragments of calcite. The gangue minerals have the same characteristics as they do in the country rocks.

Three types of banding are present in the ore (1) magnetite banding, (2) banding caused by variations in pyrite grain size, and (3) banding caused by a change in ore to gangue ratio. Some pyrite contains "inclusions" of other ore and gangue minerals; some exhibits a series of cataclastic textures ranging from simple fractured pyrite to pieces of pyrite floating in matrix sulfides. Pyrite is elongated parallel to the foliation and in some localities is very fine-grained and not recrystallized.

Variations of ore minerals across the thickness of ore were observed. Pyrite increases in percentage from hanging to foot wall, pyrrhotite is most abundant on the foot wall, and chalcopyrite is more common on the hanging wall. Both sphalerite and galena are more abundant near the walls. Contouring vertical profiles of assay data shows trends in areas of high Cu, Zn, and S that correspond to the directions of minor folding.

The original origin of the ore deposit is uncertain. If it is epigenetic related to the trondhjemite, or if it is sedimentary, the structural and textural characteristics of the ore must have been the result of the processes of regional metamorphism. Various sulfide geothermometers give temperatures of crystallization consistent with highest possible temperatures of metamorphism.

Introduction.

The Folldal district in southern Norway lies among the Folla River Valley, Hedmark Fylke, at approximately 62° 9' N. latitude and 10° E. longitude (Fig. 1) and is about 20 kilometers in length and 5 kilometers in width. The Nordre Gjetryggen Gruve, now the main mine of Folldalsverk A/S, is 11 kilometers by road or about 5 kilometers airline northeast of the village of Folldal.

In general, the topography of the region is representative of a mountainous area modified by Pleistocene glaciation. The mine is a little above timber line at 961 meters above sea level, on a moraine covered shelf or plateau. The geomorphology of the area is discussed by I. K. Streitlien in MARLOW (1935).

Five mines are known in the Folldal district; Folldal Hovedgruve, Nordre Gjetryggen Gruve, and Søndregruve to the east and Nygruve, and Grimsdalsgruve to the west of the village of Folldal. This mining region has yielded ore since 1748. A detailed history of the old mines can be found in *Folldal Verk gjennom 200 år*.

The Nordre Gruve ore body was discovered in 1917 but was not mined until 1935, when a flotation plant was built in Folldal to yield three concentrates; pyrite, copper, and zinc. Up to 1957, Nordre Gruve had produced 1.1 million metric tons of raw ore yielding approximately 11,000 metric tons of copper, 33,000 metric tons of zinc, and 330,000 metric tons of sulfur. From then until 1962, the mine has produced 65 thousand metric tons of raw ore per year. Information on the mining engineering can be found in HJELSETH and EINARSEN (1957).

An area of approximately 4 kilometers by 3 kilometers around Nordre Gruve was mapped on a topographical base map with a scale of 1:10,000. Aerial photographs were obtained later. Figure 4 is based on the topographic map with slight adjustments for location made from the photo-

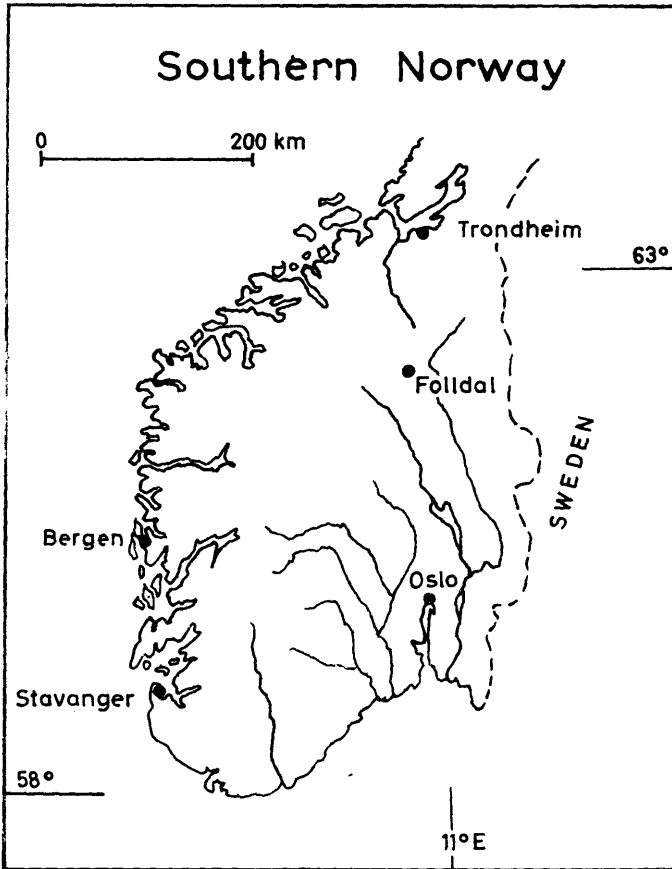


Fig. 1. Index map showing location of the Folldal district, southern Norway.

graphs. Aerial photographic coverage (scale; 1:20,000) is available for the region from slightly west of Folldalsverk to the eastern end of Gjetryggen between the Folla River and Grønko.

Regional geology.

The Folldal ore deposits lie in the southwestern part of the Trondheim region (Trondheimsfelt), very near the Sparagmite boundary and within the garnet zone of metamorphism as delineated by GOLDSCHMIDT (1915). The stratigraphy and structure of this region are not well known. The first map of the Folldal area, made by K. O. BJØRLYKKE (1905) shows the

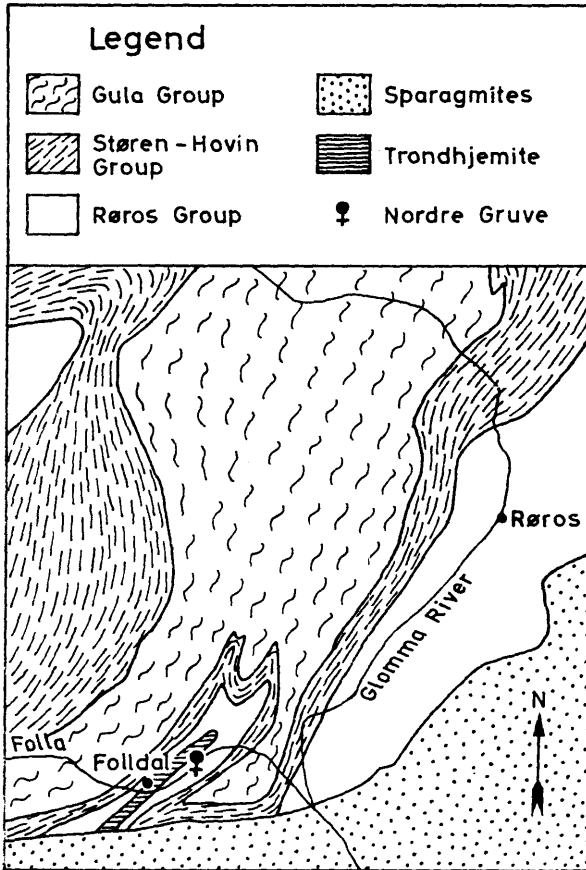


Fig. 2. Geological sketch map of the Folldal region, compiled from G. HOLMSEN (1918) and CARSTENS (1919).

contacts of granulite, mica schists, and phyllite trending northeast in alternating bands. CARSTENS (1919) mapped the area to the north and northeast of the Folldal quadrangle. He described “eruptive rocks”, probably similar to Bjørlykke’s granulite, passing through the Folldal area. G. HOLMSEN (1918) in his work on the ore belt in the Trondheimsfelt, included the Folldal area. He showed (1918, p. 171) the main structure of the Folldal quadrangle to be a northeastwards plunging anticline with a core of the Røros Group and limbs of Støren-Hovin and Gula Groups (Fig. 2). MARLOW (1935) mapped the Folldal quadrangle and made no structural interpretation. He merely indicated areas of out-

Geological Cross Section

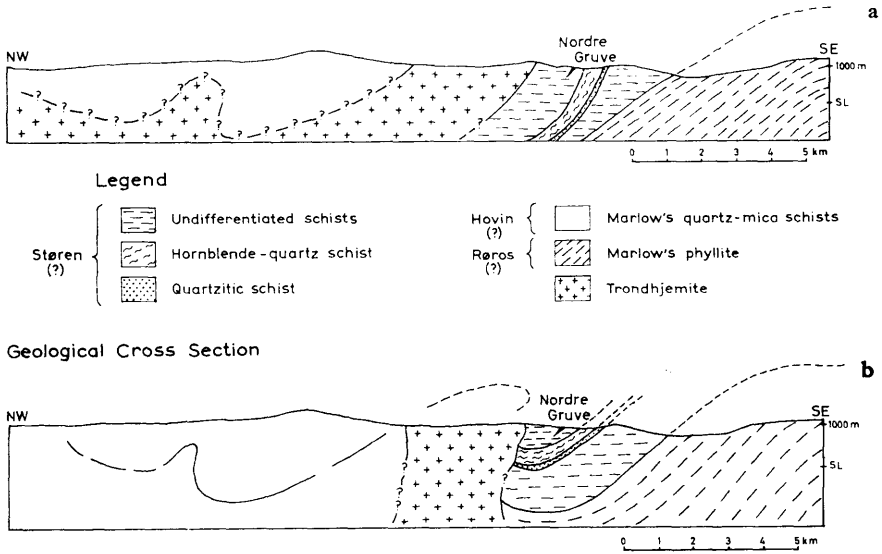


Fig. 3. Geological cross-sections through the area of Nordre Gruve.

a) authors interpretation, b) alternate interpretation.

crop, differentiated between different rock types, and recorded attitudes of foliation measured in the field.

Of the other quadrangles important for interpreting the regional structure, only the Tynset (HOLMSEN, 1943, 1950), part of the Sel (STRAND, 1951), Opdal (P. HOLMSEN, 1955) and the northern part of the Dovrefjell quadrangles (P. HOLMSEN, 1955) have been mapped. GEIS (1958) mapped a small region near Hjerkin in the Dovrefjell quadrangle. A few generalized structures are indicated on the *Geologic Map of Norway* (HOLTEDAHL, 1960). VOGT (1953, 1954) attempted to link structures of the Caledonian in Scotland with those in Norway and drew his northeast trending syncline II near the Folldal region. Strand in *Geology of Norway*, (HOLTEDAHL, 1960), implies that the area under discussion is a broad synclinorium which has been thrust out over the Sparagmites from the northwest.

Detailed stratigraphy is known in the Hølanda-Horg district near Trondheim (VOGT, 1945). HOLMSEN (1950) and MARLOW (1935, p. 14) both suggest that the mica schists and phyllites lying upon the Sparagmites in the Folldal area belong to the Røros Group, the oldest unit recognized in the Hølanda-Horg district. The information of Vogt and

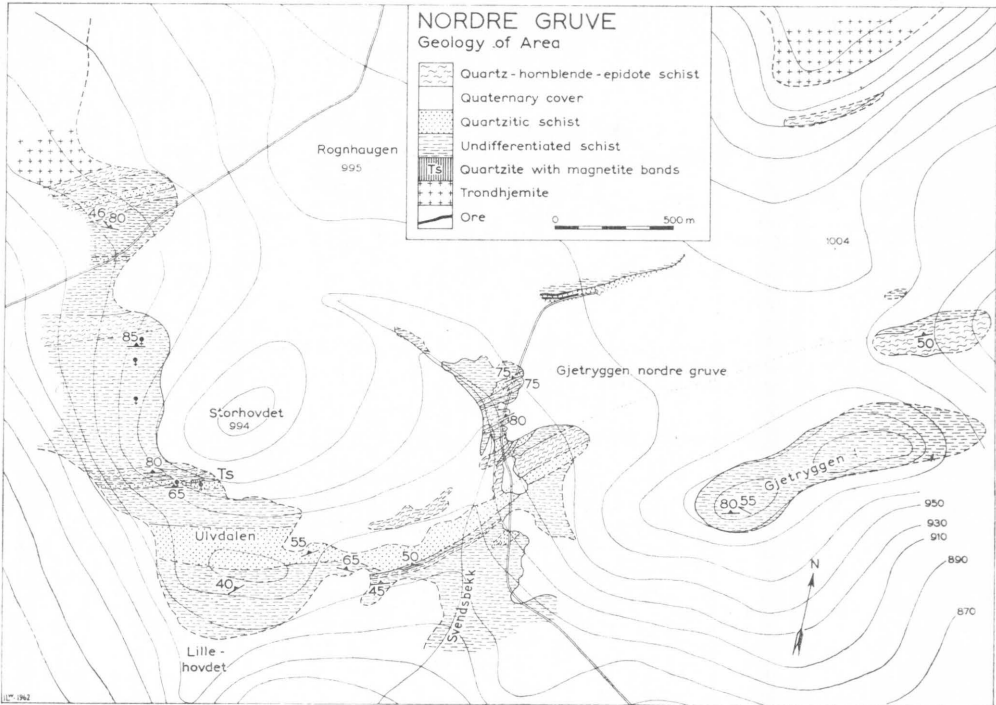


Fig. 4. Sketch map of geology around Nordre Gruve.

Marlow plus data gathered by the writer around the village of Folldal, allows a tentative structural, and a questionable stratigraphical, interpretation to be made of MARLOW'S (1935) geological map. Figure 3 has been constructed using this data and presents a northwest cross-section through the Nordre Gruve ore body. Some of the rock units are taken directly from Marlow's work, while those in the vicinity of Nordre Gruve are from the author's surface mapping. The series of undifferentiated schists indicated on the cross-section includes chlorite-epidote schists with quartz-rich layers. The series, including undifferentiated schists, quartzitic schists, hornblende-quartz schists is approximately 2500–3000 meters thick. According to the stratigraphic section of the Hølonde-Horg district, (VOGT, 1945, p. 459), the Støren Group of meta-basalts interlayered with sedimentary beds is about 2500 meters thick. This suggests that the schist series could be assigned to the Støren group, while Marlow's large area of quartz-mica schists might represent part of the Hovin Group.

The structural interpretation is based on data taken from Marlow's map and reinterpreted by the writer. This structural interpretation shows Nordre Gruve on the southwest limb of a northeasterly plunging syncline which is probably part of a broad synclinorium. Other interpretations are possible if one assumes the trondhjemite and schist contact to be discordant, (Fig. 3 b).

General geology of the Nordre Gruve area.

Lithology.

Five rock units were mapped on the surface (Fig. 4). From south to north these are; undifferentiated schists, quartzitic schists, hornblende-quartz schists, trondhjemite, and Pleistocene and Recent surficial materials. Underground several distinct beds of chlorite-epidote-garnet schist and chlorite schist were recognized within the undifferentiated schists. The distinct layers of hornblende-quartz schists were not observed underground.

Undifferentiated schists.

The undifferentiated schists are the most abundant rocks in the region mapped (Fig. 4). The general attitude is a northeast strike and a dip to the northwest at moderate to high angles.

The texture of the rocks of the undifferentiated schist series varies from fine-grained and foliated to banded, with distinct layers of the quartz-rich schists alternating with mafic-rich bands. In the southern portion of the map area, a phyllitic appearance characterizes the dominant rock, while in the middle to northern part of the map area, the same schists are interlayered with carbonate and hornblende-rich beds, glassy quartz lenses, and thin beds of pure quartzite.

Other horizons contain abundant garnets with or without hornblende. Intense folding and shearing disrupts the layers and lenses at various localities. Quartz and calcite lenses range from a microscopic thickness to 0.3 meter or larger. Characteristics of volcanic flows such as pillow structures or filled vesicles are not present. Modal analyses of undifferentiated schists are presented in Table 1.

Table 1. *Modal analyses of undifferentiated schists.*

	1	2	3	4	5	6
Quartz	40.7	29.0	29.4	18.3	52.6	35.5
Albite	0.0	0.0	0.0	tr.	0.0	4.6
Hornblende	0.9	tr.	53.7	1.5	1.6	15.5
Chlorite	16.5	29.2	11.8	67.5	13.6	14.3
Biotite	9.4	0.0	0.0	0.0	19.4	3.5
Muscovite	0.0	0.0	0.0	1.9	0.0	0.0
Epidote	11.3	35.8	3.5	5.3	4.5	25.9
Calcite	19.5	1.3	0.3	0.0	9.5	0.0
Garnet	tr.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Rutile	0.7	0.5	1.0	1.2	0.0	0.0
Apatite	tr.	tr.	tr.	tr.	0.0	0.0
Sphene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3
Zircon	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Ore minerals	1.0	0.6	0.5	3.6	0.5	0.0

- 1) Quartz-calcite-chlorite schist, foot wall, level 10, Nordre Gruve.
- 2) Epidote-chlorite-quartz schist, foot wall, level 10, Nordre Gruve.
- 3) Hornblende-quartz-epidote schist, foot wall, level 10, Nordre Gruve.
- 4) Chlorite-quartz-epidote schist, hanging wall, level 11, Nordre Gruve.
- 5) Quartz-biotite-chlorite schist, hanging wall, level 11, Nordre Gruve.
- 6) Quartz-epidote-hornblende schist, Svendsbekk, Nordre Gruve.

Microscopically, the schist is composed of large subhedral to anhedral grains of quartz; some feldspar, full of small dusty inclusions; and chloritized hornblende set in a ground mass of micas, quartz, and epidote. In many specimens, the foliated is formed by trains of chlorite, biotite, and probably clinozoisite and by broken, sheared, or stretched feldspar crystals with quartz "tails" surrounded by the micas. These appear as clots and bumps on the outcrop.

The thin sections exhibit granulated and crushed grains as well as recrystallized areas. Quartz shows strained extinction under crossed nicols and the groundmass is usually finely granulated. Euhedral hornblende crystals form a matted mass without any grain alignment. Chlorite frequently occurs on altered edges of hornblende. The light brown, pleochroic biotite also shows alteration to chlorite. Calcite has a sieve texture with inclusions of quartz and muscovite. In some specimens, two generations of calcite in porphyroblasts could be recognized by grain centers showing extinction under crossed nicols in one position and edges showing extinction in another. In some places, secondary calcite fills in between grain boundaries and in fracture zones. Chlorite is the ubiquitous

mineral of the undifferentiated schists. It occurs as an alteration product typical of retrogressive metamorphism.

A member of the epidote family occurs in subhedral crystals as twins on the (100) plane, isolated anhedral grains, and aggregated masses of granulated grains. In one determination, the optics of the minerals were $n_y = 1.725 \pm .002$, $n_z = 1.732 \pm .002$, $n_x = 1.719 \pm .002$, $XAc = 0^\circ$, positive, and large $2V$. It occurred in green elongated tabular prisms with a maximum length of 0.5 millimeter and a width of 0.1 millimeter. At other places, tabular prisms of a greenish gray mineral were found associated with glassy quartz lenses. An x-ray powder diagram showed the mineral to be a zoisite. In some thin sections, especially rich in ore minerals, the epidote contained centers or inclusions of a pleochroic brown, very high positive relief, high birefringent mineral which is tentatively identified as allanite. Garnet occurs as an euhedral mineral with numerous inclusions of quartz.

Zones of loose chloritic schists are exposed in the foot wall cross-cuts. These range in thickness from 0.3 meter to 2 meters or more. The zones have the appearance of having been highly sheared. Chlorite, usually in amounts of more than 85 percent by volume, is the dominant mineral in these zones. It has a $n_y = 1.615 \pm .002$, is optically positive and shows green pleochroic colors. Pyrite cubes, having an elongated axis parallel to the foliation, are sometimes present. They attain a length of 1 to 2 centimeters. In other zones, discrete crystals of a carbonate mineral with a $n_o = 1.695$ to 1.706 are found. It was determined by a x-ray powder pattern to be in the dolomite-ankerite group. From its refractive index, using a chart in KENNEDY (1947, p. 569), it is a dolomite containing about 25 percent ankerite. Other minerals found in the chloritic schists in small amounts are actinolite, quartz, sphene, chalcopyrite, biotite, and apatite.

On level 6 at coordinates 250x and 260x and 330y, a distinct layer or bed of chlorite-epidote-garnet schist containing large amphibole blades up to 5 centimeters long was mapped. A similar distinct layer was observed in the Marie Louise shaft on levels 9 and 10. The undifferentiated schists in the foot wall of the western end of the lower levels of the mine also are very rich in amphiboles, usually actinolite. This schist contained 88 percent of chlorite in a felted mass of anhedral crystals, 5.1 percent of epidote, 4.1 percent of garnet porphyroblasts (a maximum size of 0.5 centimeter) containing epidote inclusions, 1.4 percent of amphibole, mostly in rosettes of euhedral crystals, and minor amounts

of quartz, calcite, and ore minerals. The garnet has a refractive index of $1.800 \pm .002$ and probably belongs to the almandine-pyrope family. The optical data of the amphibole are: $n_y = 1.676 \pm .002$, $n_z = 1.684 \pm .002$, $XAc = 12.5^\circ$, X is yellowish brown, Y is greenish yellow, Z is dark green, positive, and $2V = 75^\circ$. The chlorite is optically positive and has a $n_y = 1.623 \pm .002$.

Hornblende schists.

The hornblende schists are an easily recognized unit because of the contrast of dark hornblende needles, in places, 1 centimeter long, with the light gray groundmass of quartz, chlorite, epidote and occasionally almandinepyrope-garnet. Minor minerals in the rock are muscovite, orthoclase, albite, sphene, and in one place spinel. The refractive index of the garnet is $1.802 \pm .002$, which puts it into the almandine-pyrope series. The hornblende has the following optical properties: $n_z = 1.695 \pm .002$, $n_y = 1.686 \pm .002$, $n_x = 1.675 \pm .002$, positive, $2V$ less than 70° , and $ZAc = 18^\circ$. The pleochroism is Z dark green, Y greenish, and X brownish green. Hornblende and garnet are both porphyroblastic and have a sieve structure enclosing numerous quartz and mica grains. Quartz grains have a granulated texture in some places. Some of the hornblendes have rims of chlorite suggesting retrogressive metamorphism. A modal analysis of this rock shows that it consists of quartz, 52.6 percent; albite, trace; chlorite, 6.2 percent; hornblende 29.9 percent; garnet, 2.3 percent; epidote, 7.7 percent and ore minerals, 1.3 percent.

Quartzitic schists.

The quartzitic schists generally form the immediate foot wall of the ore if thin selvages of chloritic schists are not present. They occur also as lenses and boudins in the undifferentiated schists.

The quartzitic schists range in composition from mica (muscovite and sericite) – quartz schists to glassy quartzite containing less than 5 percent accessory minerals. Table 2 presents modal analyses of the quartzitic schists.

Albite is most abundant in crests of folds in the schist. At some localities a foliation results from the alignment of phyllosilicates and streaks of ore minerals. The main ore mineral is pyrite in fine-grained cubic crystals together with minor amounts of chalcopyrite and pyrrhotite. In some

Table 2. Modal analyses of quartzitic schists

	1	2	3	4	5
Quartz	70.1	85.5	75.9	76.2	66.3
Albite	0.4	3.1	8.2	0.9	1.8
Muscovite	2.2	11.1	0.0	12.7	7.3
Biotite	0.0	tr.	6.6	tr.	4.6
Chlorite	tr.	tr.	0.0	0.1	0.0
Calcite	14.9	1.1	0.0	7.4	0.1
Hornblende	0.0	0.0	0.5	0.0	6.4
Epidote	0.0	0.4	2.8	2.2	13.5
Sphene	0.0	tr.	0.0	tr.	6.4
Zircon	0.0	tr.	0.0	tr.	tr.
Ore minerals	2.0	0.9	0.0	0.4	0.0

- 1) Quartz-calcite schist, level 10, foot wall, Nordre Gruve.
- 2) Quartz-muscovite schist, level 12, foot wall, Nordre Gruve.
- 3) Quartz-albite schist, level 11, near 250 shaft, Nordre Gruve.
- 4) Quartz-muscovite schist, level 13, foot wall, Nordre Gruve.
- 5) Quartz-epidote-muscovite schist, level 10, foot wall, Nordre Gruve.

localities, the quartzitic schist is almost entirely glassy quartz bands or lenses, occasionally containing disseminated magnetite in bands concordant with the foliation, as for example the rock marked as Ts in figure 4. The larger grains of quartz generally show strained extinction and may be surrounded by many finer grains, suggesting that the quartz has been granulated. Lenses of large recrystallized quartz grains and some glassy quartz, stretched out parallel to the foliation are common. The average quartz grain size is 0.5 millimeter, while the larger grains average 0.8 millimeter.

The compositions of rocks with more than 60 percent quartz plus feldspar are compared with those of the quartzplagioclase gneisses in figure 5. As the quartzitic schists contain no feldspars, the author believes they represent metamorphosed equivalents of clayey sandstones, deposited during a period of relative stability, and are not the equivalents of metamorphosed quartz-keratophyres or acid tuff accumulations. The strained extinction, granulated textures, and foliation are evidence of tectonic movement after deposition.

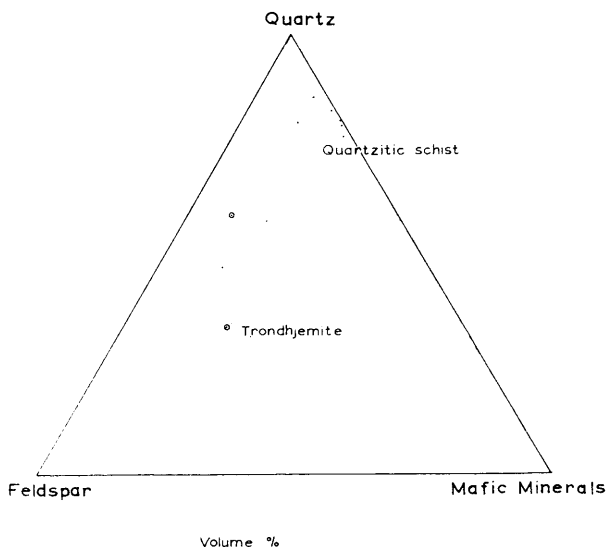


Fig. 5. Composition diagram for rocks containing more than 60 percent quartz plus feldspar.

Quartz-albite-garnet gneiss (trondhjemite).

The trondhjemite of Marlow is a pinkish-white to light gray, holocrystalline, foliated rock containing abundant porphyroblasts of garnets up to 0.5 centimeter in diameter. The author prefers to call this rock albite-quartz-garnet gneiss because of the genetic implications of the word trondhjemite. However, because it is labelled trondhjemite in the older reports, both terms will be used.

The trondhjemite outcrops of the surface in the northern part of the map area. At some localities, it contains scattered hornblende porphyroblasts. At others near the Hovedgruve, outside the present map area, it is cut by many veins of glassy quartz ranging up to 0.5 meter or more in thickness. Underground the quartz-albite gneiss (occasionally with a schistose texture) was mapped with undifferentiated schists unless it exhibited clear contacts with the other rocks and no gradation into schistose rocks. In these cases it was mapped separately (pls. 1 and 2). The gneiss occurs as distinct bands which continue for short distances along strike as lenses, boudins, or indistinct bodies gradational to their surroundings. The distorted and folded lenses of this rock within undifferentiated schists are difficult to explain. They may have formed

more continuous beds or lenses which were broken up during metamorphism and were engulfed in the other, incompetent, schists. However, the foliation is generally parallel to that of the surrounding schists, and it is difficult to see how the lensing could form if the gneiss were broken by tectonic movement. The bodies do not occur in a single definite stratigraphic zone and therefore are most likely lenses of reworked or water laid tuffs which had an irregular distribution in this sedimentary sequence.

The quartz-albite gneiss has an inequigranular allotriomorphic texture. Table 3 presents some modal analyses.

Table 3. Modal analyses of albite-quartz-garnet gneiss.

	1	2	3	4
Quartz	33.9	51.4	47.2	57.7
Albite	46.2	27.9	40.0	26.2
Orthoclase	0.0	0.0	0.4	tr.
Muscovite	3.6	4.5	0.0	tr.
Biotite	0.0	0.0	0.0	1.7
Chlorite	0.7	0.0	2.1	3.6
Calcite	0.0	0.0	9.3	0.4
Hornblende	0.2	1.1	0.0	0.0
Epidote	2.9	1.6	0.4	8.1
Garnet	6.2	3.5	0.1	0.1
Zircon	0.1	0.2	0.0	0.0
Rutile	0.0	0.0	0.0	tr.
Sphene	0.0	0.1	0.1	1.8
Ore minerals	0.1	0.1	0.0	0.0

- 1) Albite-quartz-garnet gneiss, Haanesklekken, Nordre Gruve.
- 2) Quartz-albite-muscovite gneiss, near Hovedgruve, Folldal.
- 3) Quartz-albite gneiss, occurs as a lens, level 10, Nordre Gruve.
- 4) Quartz-albite schist, occurs as a continuous band, level 6, Nordre Gruve.

Albite in the rock is frequently twinned. Infrequently the albite is sericitized, giving it a dusty appearance. The porphyroblasts exhibit a sieve texture caused by numerous subhedral inclusions of quartz, muscovite, and epidote. Many inclusions are subhedral and unlike most such minerals in altered feldspar, have clear, sharp edges as seen under a high magnification. A few quartz grains also have similar inclusions. Garnets of the pyrope-almandine group (refractive index $1.796 \pm .002$) contain many inclusions of epidote and are occasionally rimmed with biotite. Calcite, a secondary mineral in most cases, fills in around grains along cleavage planes and in places expands into aggregates. It generally has a dusty color except in fractures where clear grains occur.

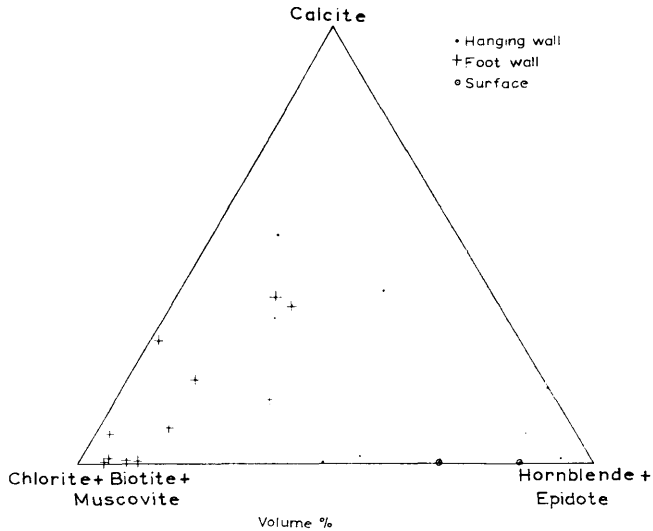


Fig. 6. Composition diagram for rocks containing less than 60 percent quartz plus feldspar.

Environment of deposition.

In figure 6 are recalculated modal analyses of all schists containing less than 60 percent quartz plus feldspar. The field occurrence of each analysed specimen is designated by a special symbol. Those schists and gneisses with more than 60 percent quartz plus feldspar are presented in figure 5. Figure 6 presents the compositional variance of the more basic magnesium rich schists while figure 5 illustrates variations in the more siliceous rocks. The plots of the analyses cluster into two groups, one around the composition of trondhjemite and the other along the quartz-mafic composition line near 70 to 80 percent quartz.

The triangular diagram of the more basic rocks combined with the general geology of this region suggests interesting, but so far unproven, clues concerning the depositional environment of the original rocks forming the schists around Nordre Gruve. Since the schist series is not overturned, there was a change from argillaceous sedimentation, as illustrated by the modal analyses of the samples from the foot wall which are near the mica apex, to a more calcareous type of deposition, as shown by the modal analyses of hanging wall schists. Following the argillaceous sedimentation, a dolomitic limestone was deposited, succeeded by a

quartz-rich sandstone and finally the calcareous sediments of the hanging wall. This sequence is suggestive of conditions similar to the border of a basin. GEIS (1961) states that some massive sulfide deposits in the Folldal district occur on the flanks of a trough. The problems of sedimentary environment of the schists have only been revealed by the present work and have by no means been solved.

Grade of Regional Metamorphism.

The schists in the Folldal area have mineral assemblages characteristic of the quartz-albite-epidote-almandine subfacies, the highest of the greenschist facies (TURNER and VERHOOGEN, 1960, p. 539-541). Typical mineral assemblages are hornblende-albite-epidote-almandine-biotite-quartz and hornblende-chlorite-almandine. Since the lowest temperature at which the almandine-amphibolite facies is probably stable (TURNER and VERHOOGEN, 1960, p. 553) is 500° C, this region probably never reached a temperature higher than 600° C. The maximum pressure was probably well below 4000 bars.

In rims of chlorite on hornblende crystals there is a suggestion of retrogressive metamorphism which is also implied by the amount of chlorite in the various modal analyses. As metamorphism and shearing movements during folding have destroyed most of the structures, textures, and probably minerals, of the original rocks it is difficult to postulate the premetamorphic character of these rocks. It is evident however that the schists around Nordre Gruve do not contain as abundant albite as do normal greenstones and graywackes. Their mineralogical composition is like that to be expected from calcareous clays metamorphosed to this degree.

Structure.

All of the foliation of the rocks in the area mapped strikes about N. 50° E. and dips between 40° and 85° northwest, making fairly consistently trending bands of schist as indicated by BJØRLYKKE (1905) (Fig. 5). There are the two primary trends of minor folding that plunge northwest and northeast. The northeast trend is probably directly related to the thrusting movements from the northwest toward the southeast; while the northwest plunge is related to compression at right angles to the thrusting caused by the shape of the blocks involved in the tectonic movements. The aerial photographs and the change in strike of the thick quartzite

bed 800 meters south of Nordre Gruve indicate a northwest trending warp of the general synclinal axis. The albite-quartz-garnet gneiss body shows the same relationship on aerial photographs. This is not a major structure which could offer a "structure control" to the ore body, nor is the ore body located in its crest or trough. From the study of aerial photographs, no major "structural controls" of either Nordre Gruve, Søndre Gruve, or Hovedgruve are apparent.

The contacts between the various rock units, when observable, are sharp except for the different mineral assemblages of the undifferentiated schists which give the appearance of gradual transitions, in some places. The variation in lithology appears to be actual bedding and not an effect of the regional metamorphism.

In summary, the various schists seem to be interfingering sedimentary rock facies, including water laid tuffs as well as non-volcanic debris. The quartzites represent periods of relative stability and weathering, while the undifferentiated schists are manifestations of more rapid sedimentation and igneous activity in a broad synclinal downwarp, which was later thrust southwest out over the Sparagmites. At the same time the schists were being metamorphosed and folded isoclinally with the main fold axes trending northeast. Contemporary compressive forces, resulting from differential thrusting on different blocks, caused the axes of minor folding at approximately right angles to the main ore. The time of emplacement or deposition of the trondhjemite is not known, but the present mineral composition, internal structure and shape suggests it predated the metamorphism.

The ore deposit.

Introduction.

Plates 1 and 2 present the geology of the mine of all the presently explored levels (1961) except the eastern part of levels 3, 4, and 5. This map is compiled from the work of SANDVIK (1937) who indicated ore, wall rocks, and faults, when mapping the western parts of levels 1, 2, and 3; from the work of GEIS (1958, 1961) who mapped levels 7, 8, 9, 10, and the eastern part of level 11; from the up-to-date record of known ore by Földalsverk; and from the author's mapping of levels 13, 12, and 6 and the western part of level 11, and his observations in the rest of the mine over a three month period. The previous workers did no mapping of the

attitudes of foliation, lineation, and minor folding. They are not responsible for the interpretations of structures indicated by the form lines on the map. To simplify the problem of the compilation the same three main rock units were used in mapping as were used by the two previous workers.

In general, the hanging wall rocks of the ore body are the undifferentiated schist series, except in a few places where quartzitic schist occurs. Unfortunately, there is only one locality where a large hanging wall rock section is exposed. This is in the drilling cross-cut on level 10 at coordinates 450x and 580y. The immediate foot wall of the ore is generally composed of the quartzitic schists which grade southward from the ore into undifferentiated schists. Foot wall rocks are well exposed by the cross-cuts from both shafts below level 6; above that level they are exposed only in one cross-cut and in a few foot wall drifts. At some localities a quartz-albite gneiss or schist is also exposed in the foot wall. A very thin layer of loose chlorite-calcite schist appears on the immediate hanging and foot walls of the ore body.

Size and shape.

Although Nordre Gruve is composed of several different ore lenses, the generalized ore zone has a strike length of 420 meters and has been developed to a depth of 510 meters below the surface.

The 30° projection of Nordre Gruve (Fig. 7) illustrates the size and attitude of the ore bodies in three dimensions. The projection is a simplified representation of a series of vertical cross-sections. Many of the complex branches and folds do not show in the diagram and any structures behind the plane of the foremost ore lens are obscured. The geologic map (Pls. 1 and 2) presents a more detailed picture. Figure 7 shows that the ore body is not one continuous manto or lens but is composed of five, or possibly four, separate ore lense, if one considers 1 and 7 to be interconnected. (The numbers of lenses used in this report are on figure 7). The main, and largest, lens in the eastern part of the mine, number 1, has four vertical upward branching lenses, numbers 2, 3, and 5 and possibly lens number 7. Lens 4 appears to be unconnected to lens number 1 and lies in front and to the north of the main ore zone. Lens number 6 branches off of lens number 7 and the smaller lens, number 9, is attached to lens number 8. The most westerly and first mined lens, number 10, appears to be separate from the other lenses, as

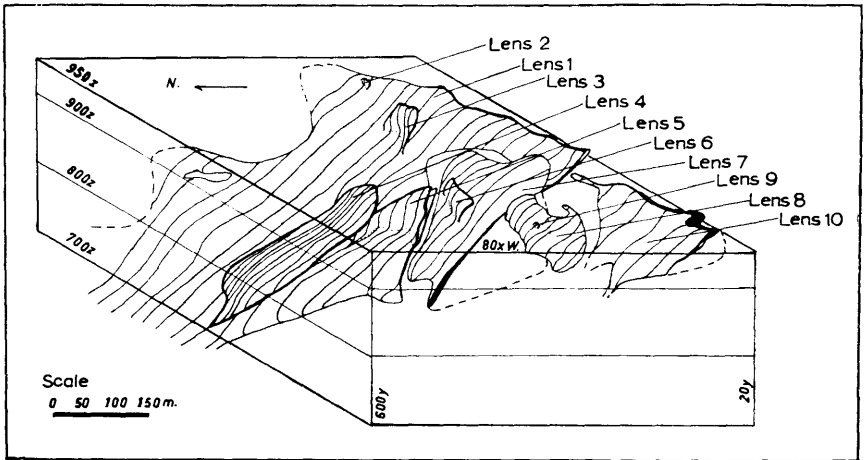


Fig. 7. Three-dimensional projection of the ten ore lenses of Nordre Gruve.

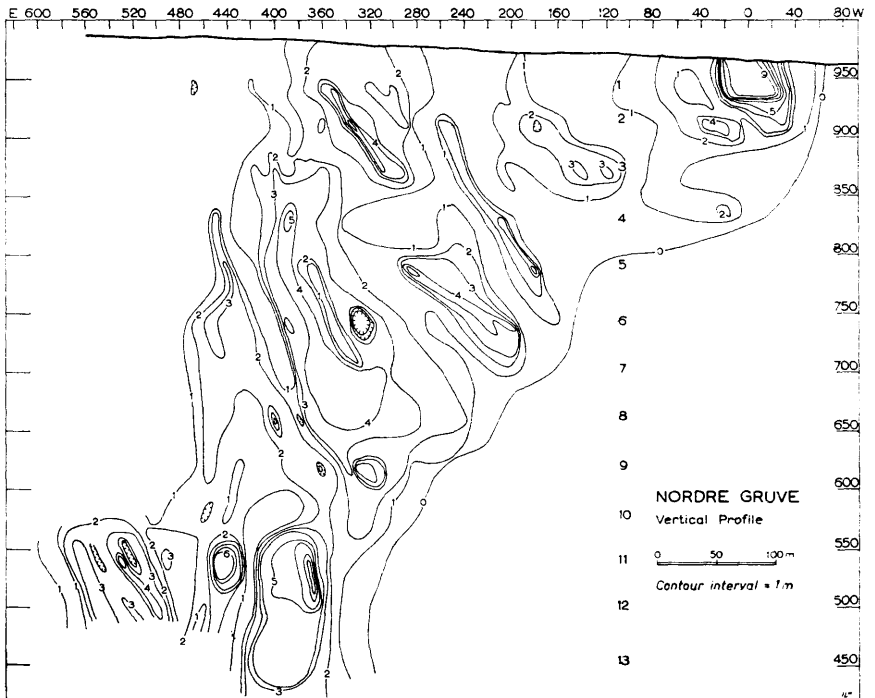


Fig. 8. Contour plot of thicknesses of Nordre Gruve projected to a vertical profile.

a drill hole through it shows a parting of quartz-mica schists between it and lens number 1.

The thickness of the massive sulfide ore, measured in the mine 664 times, has a range of 0.1 to 10.4 meters. These values were plotted on a frequency diagram and gave a mode of 1.0 meter. The calculated average thickness is 1.66 meters. Of values measured, 44.4 percent fall below 1.1 meter while 87.6 percent fall below 3.0 meters. Since all of the thickness data were located on mine maps, it was possible to prepare a profile of Nordre Gruve on which the thickness of ore, irrespective of the lens in which the ore is located, was contoured with an interval of 1.0 meter (fig. 8). From this profile there appear to be two lineations, one trending northeast and the other northwest. The northeast trend is marked by the plunge of the ore body, while the northwest trend is delineated by the individual high areas of thickness to be controlled partially by intensity of folding.

Structure.

The ore zone strikes N. 42° E. and dips 38° N. in the western part and closer to 45–50° N. in the eastern part. The generalized ore zone plunges about 45° to the northeast.

The largest folds which can be observed on the projection, map, and cross-sections (Fig. 9) are flexures down the dip of the ore body and warps along the strike of the ore as emphasized by the curving drifts on the map. It can be seen in the cross-sections 1, 2, and 3 (Fig. 9), that these are not tight folds, and they are not structures one would expect to offer structure control. The present location of thick and thin ore appears to be controlled by the gentle warping and a tighter type of folding which is responsible for branching and lensing shown on the map and cross-section.

Underground and on the surface where there are exposures, there are many minor folds. These, both in the undifferentiated schists and the quartzitic schists, plunge in one of three directions, approximately N. 15–20° W., N. 80° E., or N. 45–55° E. at angles between 10° and 90°. The direction N. 80° E. has a minor number of folds, while the other two trends are about equal in frequency. Where it is possible to measure the attitude of a mineral alignment, mainly in the hornblende schists, the same directions are found.

Evidence of movement parallel to the ore zone is found in the foot wall cross-cuts where apparent shear zones exist, such as near the Marie

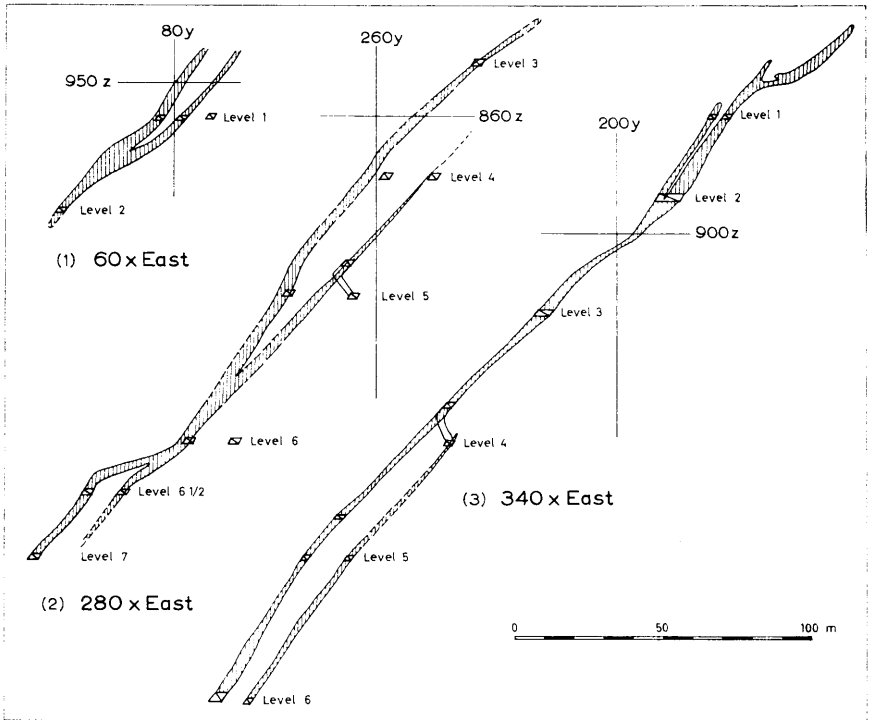


Fig. 9. Cross-sections of the ore body illustrating the branching and warping of the ore by folding. Ore is shown by vertical lines.

Louise shaft on level 11. There are other examples underground of the same relationship. This could be early or late tectonic movement. The latest tectonic movements parallel to the ore body produced slickensides on the ore and in places in the immediate wall rock a loose chloritic schist envelope on both sides of the ore.

The ore has been affected by much later tectonic movements transverse to the ore zone. There are two fairly distinct groups of transverse faults; one striking northeast and the other northwest. Those of either set may dip east or west, although the majority of the northwest trending faults dip westward. At a depth below level 6, post-ore faults are much more persistent and can generally be traced from level to level. The maximum apparent strike-slip displacement on any one fault is about 18 meters.

The post-ore faults may or may not have a breccia or crush zone. For

example, a detailed study of the fault zone on level 11, (coordinates 500x and 640y) shows that the fault strikes N. 60° W. and dips 77° W. It has a breccia zone of about 0.3 meter thick composed of crushed and fractured fragments of massive pyrite ore in a crystalline carbonate matrix containing chloritic schist fragments. The massive sulfide fragments were fractured and later filled with crystalline calcite. When ore fragments are absent, the fault zones contain small quartz lenses and fragments. Specimens of the brecciated ore show there was no introduction of metals at this time. A fault zone on level 5 (coordinates 180 x and 280y) contains calcite, limonite, and goethite plus massive ore fragments. The secondary iron minerals may be much later than the faulting and associated with secondary descending oxidizing solutions.

The map suggests a possible relation between localization of ore and the thickness of the quartzitic schist in the foot wall, but upon further detailed study, such a relation does not prove to exist. For example on level 10, there is a bed of quartzitic schist approximately 0.75 meter thick which has been affected by post-ore faulting. Ore is absent on either side of the fault. On the other hand on level 2 west the ore is 5 meters thick for a strike distance of about 75 meters, yet there is no quartzitic schist adjacent to the ore. On the lower levels, the ore pinches out in places as the drift approaches the more quartzose rocks.

The irregular lenses of ore appear to be essentially concordant with the enclosing wall rocks. However, a detailed scrutiny of the ore in relation to wall rock contact shows that the ore cross-cuts the foliation in places. Also underground there are many examples of small minor folds in which the ore has been folded or was introduced along a fold. There are also cases of the reverse where the wall rocks appear to have been folded into the ore. At the crests and troughs of these folds, or in areas of lower pressure, the wall rocks are commonly corroded or embayed by massive sulfide ore.

Several examples on different scales, of this cross-cutting relation are given in figure 10. The minor fold on level 7 (fig. 10(a)) contains glassy quartz at its crest where the ore forms an intrusion into the quartzitic schists and contains undisturbed remnants of the chloritic schists. In figure 10 (c) the schists appear folded into the ore, the massive sulfides appear to have corroded the wall rock and pulled pieces of it out into a sulfide matrix. Figure 10 (d) (e), and (f) are additional examples of the cross-cutting relation.

On a smaller scale the study of discordancy can be shown in hand

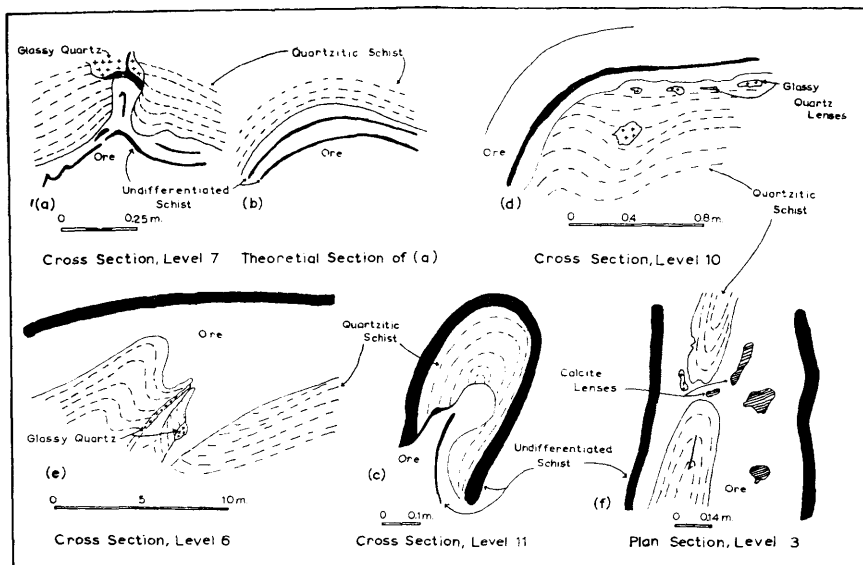


Fig. 10. Minor cross-cutting structures at the ore boundaries.

specimens and polished sections. On this scale there is no true concordancy of the wall rocks with the massive ore. At every contact, there are sulfides and silicate minerals transgressing the contact. In some specimens the ore is folded into the schists but exhibits cross-cutting relations to the foliation (Pl. 3 A). In other places, the schists, generally chloritic schists, are folded into the ore (Pl. 3 B). At other contacts of ore and schists, there is an apparent sharp contact, but less than a centimeter away in the schists, there are impregnations of pyrite, chalcopyrite, and pyrrhotite. In some places especially where an actinolite-rich chloritic schist is in contact with the ore, there is a zone of transition between schists and ore. Actinolite is the chief mineral of the schists in the gangue and pyrrhotite and chalcopyrite are the most frequent ore minerals in the schists.

The geologic map shows branches or prongs of ore extending from the main massive sulfide ore lenses. On the foot wall the majority of these point east, while on the hanging wall the larger number of branches or prongs point west. This relation holds for about 75 to 80 percent of the cases observed on the horizontal section. The folding in the hanging wall rocks corresponds to thickening and thinning of the ore zone, as for example on level 6, (coordinates 350x and 310y). Here the ore is thickest

in the broader, less intense fold, plunging 55° NW, but the massive sulfide pinches out into a prong-like form in the more intense fold (Pl. 1).

The ends of the massive pyrite body vary from a gradual transition between the ore and pyrite-impregnated wall rock to an abrupt contact between the ore and quartz-rich wall rocks. This thinning of ore is accompanied, in some places for example level 5 west, by a splitting of the main ore into branches from a half a meter thick to microscopic in size. On level 13, at the western end of the massive ore, a taillike body looks as if it had been stretched and boudinaged into the quartz-rich schists.

Mineralogy and texture of the ore.

There are two different types of ore; one, a massive sulfide ore consisting mainly of pyrite, pyrrhotite, magnetite, sphalerite, chalcopyrite, and gangue; the other, a disseminated ore occurring in the wall rocks at the edge of the massive ore and along the strike extension of massive ore in some places. It is composed of euhedral crystals of pyrite and veins and aggregates of pyrrhotite, chalcopyrite, and occasionally sphalerite. The abundance of the disseminated type in relative volume percentage is exceedingly small. It occurs mostly in sheared zones either related to the main ore or isolated from it. It ranges from very sparse disseminations of single crystals of pyrite to occurrences approaching the concentration of sulfides in the massive ore.

Three types of massive banded ore can be distinguished; a magnetite ore, an ore showing variations in the gangue to ore mineral ratio, and an ore showing variations in the grain size of pyrite. Only the first type of ore can be followed for more than a meter underground because of the difficulties in distinguishing the other types of banding.

Ore minerals.

Magnetite.

The only primary oxide mineral in the ore is magnetite, Fe_3O_4 , a relatively abundant constituent of the massive ore. One variety of the massive ore is the banded magnetite ore in which euhedral to subhedral magnetite crystals occur in the sulfides. The average magnetite grain size is 0.5 millimeters. The magnetite also occurs as lens-like aggregates or bands concordant with the foliation of the wall rocks. This is a disconti-

nuous type of banding since each lens or band of solid magnetite extends along strike for only a few centimeters, but the zone of small lenses extends along strike for great distances. There are several examples of a conformable relation where the folded wall rocks control the thickness of the ore. Here the magnetite bands are in folds; in other places, the magnetite bands bend around lenses of glassy quartz. This type of ore is mixed with ore that shows banding resulting from a variation in the ore to gangue ratio.

The lenses or bands of magnetite banded ore can attain a thickness of 2 centimeters. In a couple of places, magnetite was replaced along its crystallographic growth boundaries by a carbonate mineral. This phenomena is uncommon in Nordre Gruve.

Magnetite also occurs as subhedral and euhedral grains, sometimes fractured and crushed, concentrated around carbonate fragments in the massive sulfide ore. In either mode of occurrence, the sulfide minerals are moulded around and occasionally embay the magnetite grains suggesting an earlier age for magnetite. Small blebs of pyrrhotite are found within the magnetite in some cases.

Sulfides and sulfosalts.

The sulfide and sulfosalt minerals identified in the massive sulfide ore of Nordre Gruve are the following:

Main minerals	Accessory minerals
Pyrite, FeS_2	Galena, PbS
Pyrrhotite, Fe_{1-x}S	Cubanite, CuFeS_2
Chalcopyrite, CuFeS_2	Molybdenite, MoS_2
Sphalerite, ZnS	Arsenopyrite, FeAsS
	Tetrahedrite-tennantite

The accessory minerals amount to less than one percent of a modal analysis of 1000 points in any one specimen. Cubanite never appeared in a modal analysis of the ore because of its scarcity.

Pyrite.

Pyrite is the ubiquitous mineral and is by far the most abundant mineral of the ore. It is also the most variable in size and shape. For this reason, a detailed study of pyrite grain shape and size was made using the cubic habit as a basis of measurement. In this case, grain shape and size are defined as the length and width of rectangular sections of pyrite with a

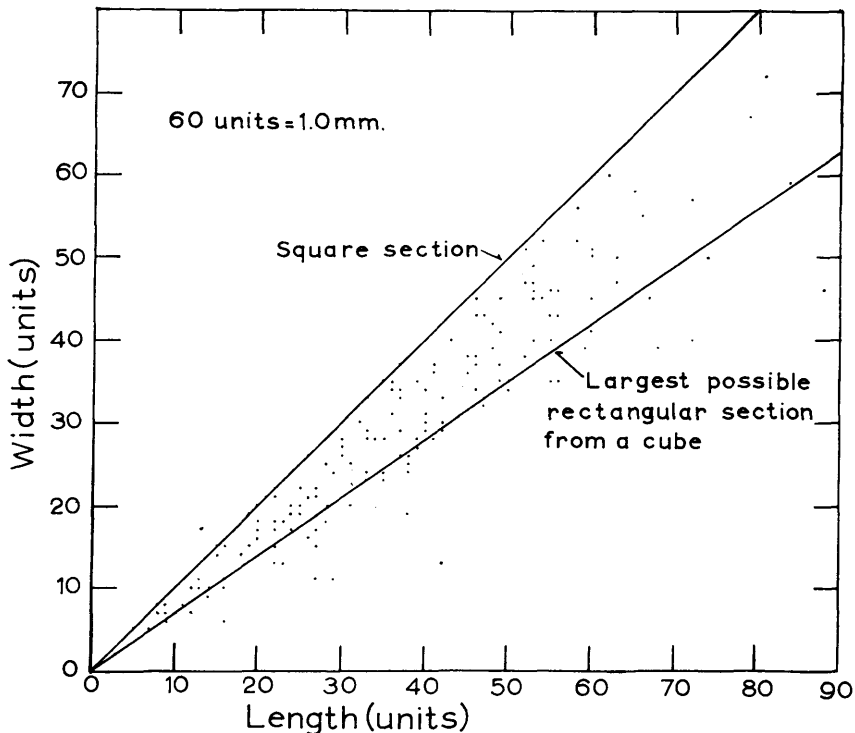


Fig. 11. Elongation of pyrite cubes shown by plot of length versus width of rectangular sections.

cubic habit as shown in polished sections. Some 200 rectangular sections were measured and plotted on a graph of length versus width. The mode of the maximum dimensions of the pyrite cubes is 0.67 millimeters squared and that of minimum dimensions of the cubes is 0.58 millimeters squared. The range was from the smallest measurable size to about 8 millimeters squared, although there are examples of euhedral pyrite in the disseminated ores with a maximum size of 2.5 centimeters and in places in the massive ore a much larger size.

If one takes a large number of randomly oriented cubes and passes a randomly oriented plane through the cubes (in practise a polished section of ore minerals with cubic habit) it is possible to calculate the longest theoretical edge of a rectangle made by the random cut. Although other sections are obtained, rectangular sections are used. The longest side of a rectangle made by a random cut in a cube is simply, the diagonal

of a square. A line representing the diagonal as an edge of a rectangle and a line representing a perfect cube can be plotted on a graph of length versus width as is done in figure 11. Any measurement of rectangles which fall in the region below the line representing the diagonal as an edge line on the figure, indicates a theoretical impossibility if one assumes the habit is cubic. Such points as these in figure 14 can be explained in several ways; (1) a subjective error exists in choosing only rectangles to measure, (2) the actual habit of pyrite departs from a cubic form and tends toward an octahedral habit, or (3) the pyrite cubes have been elongated in one direction as a result of stresses either during or after deposition of the mineral. About 20 percent of the rectangles measured fall into the region of elongation, which suggests that case (1) is not the entire answer. There are no visual reasons for believing in case (2) from macroscopic specimens. Therefore, it would appear that elongation of the pyrite cubes is indicated.

The variation in grain size of pyrite gives rise to one of the three major sub-types of massive sulfide ore. It is characterized by a textural banding and lensing resulting from abrupt changes in grain size. This banding is generally conformable to the foliation of the immediate wall rocks but is impossible to follow underground for large distances. Thus its extent and importance is difficult to determine. This type of banding occurs not only by itself, but in the same specimen as banded magnetite ore and/or gangue to ore banded ore. Although the grain sizes and zones are shown in the specimens they are not of use in determining a succession of grain size bands throughout the mine because of the great variation in type of banding from one location to the next.

The subhedral and euhedral crystals of pyrite in polished section lie in a matrix of chalcopyrite, pyrrhotite, and sphalerite. Commonly the edges of the pyrite crystals have been corroded by chalcopyrite and pyrrhotite and exhibit irregular boundaries against these two matrix minerals. Generally, pyrite shows distinct crystal edges when against sphalerite. In many places, what appear to be inclusions of sphalerite, chalcopyrite, galena, and silicates are seen in the middle of euhedral pyrite crystals; pyrrhotite is sparse as "inclusions". If these represent true inclusions in three dimensions and not embayments in the pyrite, they could therefore be explained by the pyrite crystal growing around the other minerals during formation.

A three dimensional investigation was carried out in the following manner. Specimens which showed "inclusion" in polished specimen

similar to those seen in Nordre Gruve sections were chosen from friable ore material from Bleikvassli. This material was used instead of Folldal ore because of the ease of recovering the pyrite without crushing the grains. They were leached in nitric acid to remove all other sulfides which may have made caries in the pyrite and therefore appear as "inclusions" in two dimensions. After this, polished specimens were prepared of the leached pyrite grains and observed under the microscope. One or two inclusions were observed after this, but the majority of "inclusions" did not exist. From this, it can be assumed that most of the "inclusions" really represent a three dimensional continuation of the carie structure. It is still possible for some of these minerals to be true inclusions.

In many places, the pyrite crystals have been fractured along cleavage planes or crushed and therefore exhibit a cataclastic texture. There is a continuous series of textures from those crystals which are euhedral and unfractured to those which are broken into pieces "floating" in matrix minerals. As the fragments are only slightly corroded, they reassemble to form the original crystals. At stages in between the extremes, the pyrite crystal is an entity but the cleavage fractures are filled with other ore minerals. There has been some replacement along the fractures and at the edges of pyrite crystals by the matrix minerals.

The greatest concentration of euhedral, non-fractured pyrite crystals, entirely free from "inclusions", appear in the crests of folds in the main ore that extend into the wall rocks. Also, pyrite grains near glassy quartz and quartz-carbonate inclusions seem to be relatively free from "inclusions".

Besides the above normal types of pyrite textures for the massive ore of Nordre Gruve, a pyrite of differing appearance occurs at certain localities. It is very fine-grained, less than 0.015 millimeter in diameter, and dusty because of the abundance of fine flecks of silicates in it. It is similar in grain size to that in the Løkken pyrite deposit which varies from 0.01 millimeter to 0.10 millimeter (VOKES, 1960). The main matrix mineral is sphalerite; pyrrhotite and chalcopyrite are rare in this type of ore. On level 10 at coordinates 540x and 690y, the hanging wall and foot wall areas are composed of medium-grained massive pyrite ore with normal amounts of matrix minerals. The generally euhedral pyrite crystals are well developed with few inclusions, while the ore in the center is composed of the fine-grained, dusty type of pyrite with sphalerite as the main matrix mineral. This zone does not appear to continue along strike more than a few meters. It occurs within the ore body rather than in the hanging or foot wall portions.

Sphalerite.

Sphalerite occurs as one of the matrix minerals for pyrite. In some places where ore is relatively rich in magnetite, sphalerite is sparse or lacking, otherwise it is almost always present. It occurs as irregular masses or aggregates moulding around and embaying pyrite, as caries in pyrite, embaying chalcopyrite, and alone associated with silicate and carbonate minerals. It is extremely rare to find sphalerite associated with pyrrhotite. Sphalerite may segregate into large masses that appear as bands or zones in pyrite ore without other matrix minerals. The overall evidence suggests that sphalerite and chalcopyrite probably crystallized simultaneously. Occasionally, sphalerite contains blebs and dots of chalcopyrite oriented along parallel planes. This seems to be an exsolution texture although in many cases it has been almost completely destroyed. Sometimes the chalcopyrite in the sphalerite appears in no definite orientation but is more like an emulsion texture.

Chalcopyrite.

Chalcopyrite is found as a matrix sulfide in association with both sphalerite and pyrrhotite as well as with pyrite. There is a tendency for it to be most abundant on the foot wall of the ore bodies around inclusions of carbonate, and in chlorite schist partings. Chalcopyrite generally has mutual boundaries with other matrix minerals, but it embays pyrite and upon occasions forms veins in pyrrhotite. Sometimes it contains minute blebs of sphalerite which may be remnants of a former exsolution texture, but now can not be definitely so classified. Chalcopyrite and pyrrhotite are associated in veinlets and disseminations in chloritic schists of the hanging wall. The chalcopyrite is in irregular mouldings or groups throughout the ore but in far lesser amount than is sphalerite. It often appears to be replacing silicate minerals, especially amphiboles, along cross-fractures and cleavage planes.

Pyrrhotite.

Pyrrhotite is perhaps the third most abundant ore mineral. It has a tendency to be most abundant along wall zones in the chlorite schists immediately on the hanging wall, in chloritic schist partings in the ore, and around inclusions of glassy quartz and carbonate. Rarely it occurs as

inclusions in pyrite as do the other matrix minerals. The texture of pyrrhotite is allotriomorphic and never shows crystal boundaries. The anhedral and rounded grains are in aggregates associated with chalcopyrite but rarely with sphalerite. Sometimes it shows strained extinction. Examples of pyrrhotite cross-cutting and embaying the other matrix minerals have been observed as well as the reverse relationship.

Galena.

Galena occurs in the ore in amounts of less than 0.5 percent by volume as small grains in the other matrix minerals and also in pyrite as inclusions. In one specimen a single euhedral crystal was observed. It is not abundant enough to be able to define any paragenetical relationships.

Cubanite.

Cubanite is a rare mineral in the massive ore (observed in only two polished sections) and occurs only in copper rich areas where there is abundant magnetite and pyrrhotite. The magnetite in these places is usually partly replaced by chalcopyrite and pyrrhotite. Cubanite is found only in chalcopyrite as single lamellae or groups of lamellae having variable dimensions probably oriented along the {111} planes.

Arsenopyrite.

Arsenopyrite was observed as euhedral grains in pyrite rich ore from samples taken near the hanging wall of the ore body. In most places, it was not corroded by other sulfide minerals, but some arsenopyrite grains were rounded, anhedral fragments giving the appearance of having been rolled.

Molybdenite.

Molybdenite was observed in two polished sections. It always occurs as small blades either in sphalerite or in pyrite. None of the blades were bent or twisted.

Tetrahedrite-tennantite.

A mineral occurring in small amounts in a few specimens was observed. It is isotropic, with a white to bluish-white color, and is harder

than chalcopyrite, but softer than pyrrhotite. It was only observed in galena rich areas of the ore. Its properties seem to indicate that it is a member of the fahlerts group (tetrahedrite-tennantite) of sulfosalts containing As, Sb, Cu, Zn, Fe, Ag, and Bi. Nowhere was it present in large enough grains to assign more than a tentative identification.

Gangue minerals.

The abundance of gangue in the massive sulfide ore varies from 1.2 to 72.7 volume percent as found from the polished and thin sections studied. It averages about 23.8 volume percent. The variation of percent gangue with percent thickness of the ore does not seem to show a trend for the whole mine. Some localities have more gangue in the foot wall ore and hanging wall ore than in the middle, but others show the reverse relationship. In the cross-sections of volume percent gangue plotted versus thickness percentage of ore, no consistent trends were found.

Gangue includes individual mineral grains and aggregates of quartz, feldspar as well as chloritic lenses, disturbed and folded undifferentiated and quartzitic schist partings, and angular fragments of carbonate. The gangue is composed of the same dominant minerals, quartz, calcite, and amphibole. Minor minerals are plagioclase (albite), epidote, garnet, biotite, chlorite, muscovite, and the common accessories found in the wall rocks. In some places, the amphibole was determined by optical methods to be an actinolite. It had the following optical data; $n_x = 1.628-1.633$, $n_y = 1.643-1.646$, $n_z = 1.654-1.658$; $Z\Lambda c = 13-15^\circ$, negative, $2V$ about 80° , X very pale yellow, Z pale green, and Y yellow green. The amphibole occurs as euhedral to subhedral crystals and aggregates which are fractured perpendicular to their c crystallographic axes. These fractures are filled with sulfide matrix minerals. Quartz grains generally show strained extinction and occasionally granulated and recrystallized textures. This is exactly analogous to the quartz observed in thin section from schists within the entire region of study. Calcite exhibits two generations of porphyroblasts, occurs as late secondary fillings in cracks and shear planes, and also is moulded around other silicate minerals. Plagioclase, occurring in a greater abundance as a gangue mineral than as a constituent of the wall rocks, is broken along cleavage directions. In polished sections and thin sections, the micas were observed as blades which are bent around other gangue minerals and in some cases around the ore minerals. Very seldom do mica foliae project into a crystal or aggregate

of an ore mineral. The other gangue minerals have exactly the same characteristics as they showed in the country rocks.

On level 5 west at about coordinates 200x and 280 y, an odd occurrence for Nordre Gruve and the surrounding area was observed. A large carbonate mass, 2.5 meters thick, was found exposed at various localities along 100 meters strike distance in the foot wall. The exposures are limited by the areas which have stoped out, probably removing part of body, and by unstoped areas where the rock disappears into the walls. In thin section, it consists of 95 percent carbonate with traces of quartz, mica, and ore minerals. Magnetite is occasionally found aligned in planes in the carbonate. The contact of the carbonate with the ore is of a gradational type. Several samples of the carbonate were separated and identified by x-ray powder patterns as belonging to the dolomite-ankerite group. The n_o refractive index was determined for these samples and found to range from 1.692 to 1.711. No dolomites or limestones have been reported in the Folldal district previously, but this could be due to the limited amount of geological investigations carried out in the area. The author believes that this dolomitic mass represent a thin bed of carbonate deposited in the original synclinorium.

Partings either of the undifferentiated schists or the quartzitic schists are found at all thicknesses ranging from microscopic to greater than 0.75 meter. They extend along strike for distances from microscopic to more than 50 meters. Generally, attitudes of foliation measured in such partings are similar to those measured in the adjacent wall rocks. In many cases such partings consist of discontinuous, highly distorted and folded bands in the ore. They appear to be remnants of the original wall rocks.

Glassy quartz lenses or masses, infrequently surrounded by rims of chlorite, are very common in the massive ore. They do not seem to occur along any particular horizon or position within the ore body except that in some places near the foot wall, there are trains of glassy quartz lenses encased in chlorite in a horizon parallel with the quartzitic schists in the foot wall. Sometimes there are disseminations of chalcopyrite and pyrrhotite within the quartz lenses.

Another type of gangue accumulation in the massive ore composes angular, and somewhat rounded, carbonate fragments composed of aggregates of coarse crystals. These fragments are spread throughout the massive ore in the entire ore zone. The greatest concentration of their occurrence seems to be on the lower six levels west of the Marie Louise

shaft. They are especially abundant on levels 4 and 5. A number of the fragments from localities covering the extent of the ore zone were x-rayed and shown to be calcite. Also the n_o refractive indexes were determined and fell within the range 1.654 to $1.644 \pm .002$. High concentrations of magnetite or minerals of the pyrrhotite-chalcopyrite assemblage occur on the edges of these calcite fragments. Infrequent veins of matrix minerals cut the fragments along fractures and cracks. The general appearance of the fragments in the ore is that of a limestone breccia containing some fragments that have had their corners and edges rounded due to tectonic movements. In postulating possible origins of the calcite fragments, it should be remembered that on level 5 there is a large ankeritic dolomite mass and that porphyroblasts occur in the loose chloritic schists. One possible origin is that the fragments represent hydrothermally introduced carbonates. Either theory makes it possible for later metamorphism to have redistributed the carbonate. There is no definite evidence for the last statement, but it remains as a possibility.

The ore contains lenses and fragments composed of mixtures of glassy quartz and calcite distributed rather randomly in the ore zone.

At one or two locations rounded lenses of quartz and feldspar were noted in which well-crystallized albitic feldspar was the dominant mineral. The groundmass or matrix of these lenses consisted almost entirely of ore minerals, mainly chalcopyrite and pyrrhotite. Besides these very localized concentrations, there are thin plagioclase bands in the ore which consist dominantly of albite with minor quartz. These bands, about 0.5 centimeter thick, do not appear to be very common in the ore, nor do they have great areal extent. All of the gangue, except the schist partings which show characteristics resulting from tectonic folding movements, exhibit evidences of tectonic activity in the ore zone due to movements during folding and metamorphism or much later tectonic activity parallel to the ore zone. The manner in which sulfide minerals, particularly the matrix sulfides, are moulded around the gangue fragments provides only poor evidence for later tectonic movement as the cause of rounded fragments. A number of cases where ore containing a large number of rounded and rolled gangue fragments were found. This is similar to the "Durchbewegung" structures described in German and other literature.

Variations in composition of the ore.

Massive sulfide ore deposits similar to Folldal have been considered to be fairly homogeneous bodies as regards to mineralogical and chemical composition. In light of this concept, a study of the compositional variation of the ore minerals with respect to the location of the sample in the ore body was carried out. Polished sections of well-located ore samples were point-counted to obtain modal analyses which were then tabulated and plotted on triangular diagrams in all possible combinations in an attempt to find trends in mineralogical variation.

Table 4. Mineralogical composition of ore.

Mineral	Average (%)	Range (minimum % - maximum %)
Pyrite	55.6	1.5-81.3
Sphalerite	7.5	0.0-44.9
Chalcopyrite	5.5	0.0-62.0
Pyrrhotite	5.3	0.0-29.5
Magnetite	1.8	0.0-12.9
Galena		0.0- 0.5
Arsenopyrite	0.5	0.0- 0.2
Fahlerts		0.0- 0.3
Gangue	23.8	1.2-72.7

The mineralogical composition of the ore in volume percent is summarized in table 4. The gangue free composition of a limited number of sections is shown in table 5. Figures 12, 13, and 14 are triangular diagrams of gangue free massive sulfide ore. In Figure 12 the three components plotted are pyrite volume percent, pyrrhotite volume percent, and the volume percent of matrix sulfide minerals (chalcopyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite, and tetrahedrite-tennantite). This shows that the Folldal massive ore is mainly a pyritic ore and that it is unlike certain others of the Caledonian sulfide ore bodies, for example Bleikvassli, which shows both a pyrrhotitic and pyritic ore type (VOKES, 1961, personal communication). Since pyrite is an ubiquitous mineral and its occurrence is generally unrelated directly to the occurrence of other ore minerals, it was chosen as one apex. The association pairs, pyrrhotite and chalcopyrite and sphalerite and galena form the second and third apices. The diagram illustrates the domination of the pyrrhotite-chalcopyrite assemblage in ore volume percent over the sphalerite-galena assemblage. The third triangular diagram (Fig. 14) is plotted with the apices being

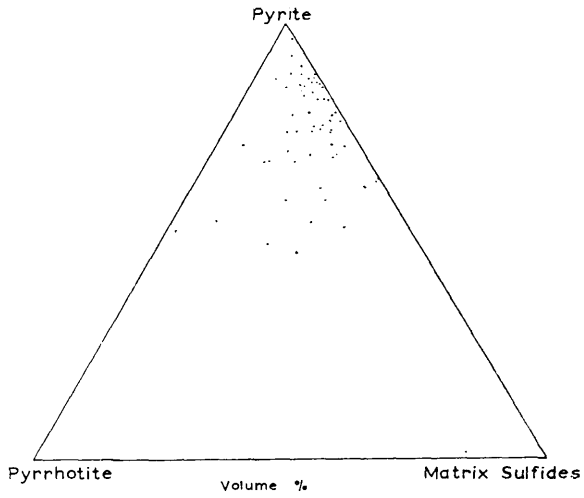


Fig. 12. Composition of ore expressed as volume percent pyrite, pyrrhotite, and matrix sulfide minerals.

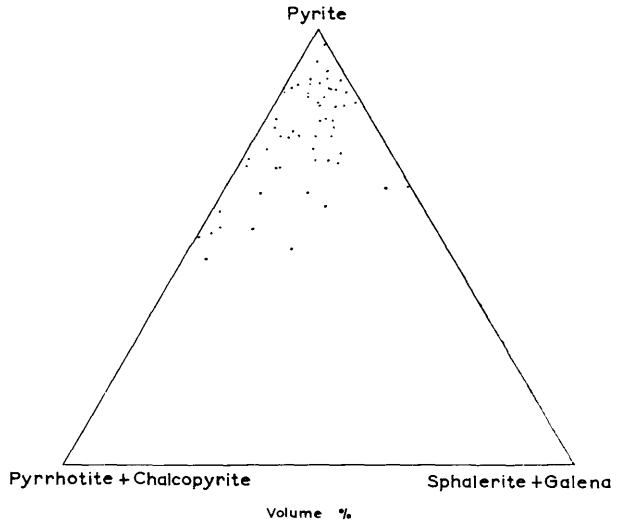


Fig. 13. Composition of ore expressed as volume percent of pyrite, pyrrhotite plus chalcopyrite, and sphalerite plus galena.

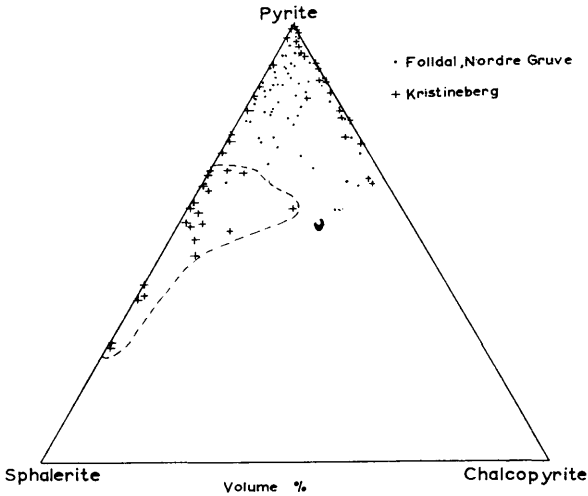


Fig. 14. Mineralogical composition of Nordre Gruve ore compared with that ore from Kristineberg, Sweden.

pyrite, sphalerite, and chalcopyrite. Analyses of Follidal ore are represented by the black points. DU REITZ (1951) gave 62 modal analyses of four types of ore; wet, dry, zinc, and pyrite, from the Kristineberg deposit in Sweden. These analyses were recalculated to pyrite plus sphalerite plus chalcopyrite totaling 100 percent and plotted on figure 15 as black crosses. Except for the zinc ore of Kristineberg, which contains 10 percent galena, there is a very close similarity between the bulk composition of Kristineberg and that of Nordre Gruve.

Table 5 presents the results of 49 modal analyses of samples collected at 13 different locations as sections across the width of the ore body. Because thickness varies from location to location, the analyses are located with respect to the hanging wall and foot wall by percent of thickness. The thickness of the analyzed sections ranges from 0.20 meter (locality 13E) to 2.50 meters at locality 12G. The table presents data for the variation in pyrite, pyrrhotite, matrix sulfide minerals, pyrrhotite plus chalcopyrite, and sphalerite plus galena, all calculated on a gangue free basis. The average volume percent of pyrite for 49 analyses is 75.8; 7.6; for pyrrhotite; matrix sulfides, 17.2; pyrrhotite plus chalcopyrite, 14.0; and sphalerite plus galena, 9.9. Histograms of each one of the five components tabulated showed that from 49 analyses, the matrix sulfides were normally distributed with a mode around 12 percent and that pyrite gave a

Table 5. Analyses of ore located with respect to wall rocks by percentage of thickness. (Pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite-galena 100 %.)

Pyrite, gangue free (volume %)													
Loc.	2 B	3 A	4 B	6 C	6 G	8 A	9 D	11 F	11H	12G	12H	13 A	13E
Hw.	87.6	88.4	85.6	85.6	68.3	92.8	79.0	83.2	84.0	62.4	79.0	47.5	13.2
0.25						88.8	49.9	71.7	83.2	75.3	82.8	68.1	86.8
0.50	77.8		59.5	84.9	57.7	87.5	76.5			75.3	83.8	16.5	96.7
0.75	82.3					75.2	85.6	72.6	73.2		77.5	62.6	70.5
Fw.	75.7	86.5	63.8	82.8	68.4	70.0	54.4	86.1	70.0	64.2	75.5	87.1	52.4

Pyrrhotite, gangue free (volume %)													
Loc.	2B	3A	4B	6C	6G	8A	9D	11F	11H	12G	12H	13A	13E
Hw.	0.5	0.1	0.1	3.8	19.5	2.4	9.2	2.9	4.2	3.7	1.5	24.9	13.4
0.25						2.7	14.4	2.8	5.4	3.7	1.2	14.5	1.5
0.50	2.5		12.6	4.8	18.9	1.9	6.5			12.4	0.8	7.6	0.4
0.75	4.9					7.5	0.1	22.1	5.0		0.9	12.1	29.4
Fw.	5.8	0.9	0.8	2.4	6.4	10.6	37.4	0.5	5.2	0.0	13.3	8.8	46.4

Matrix sulfide minerals, gangue free (volume %)													
Loc.	2B	3A	4B	6C	6G	8A	9D	11F	11H	12G	12H	13A	13E
Hw.	11.9	11.5	14.3	10.6	12.2	4.8	11.8	13.0	11.8	33.9	19.5	27.6	34.4
0.25						8.6	5.7	25.0	11.4	21.0	16.0	17.4	11.7
0.50	19.7		27.9	10.3	26.2	10.6	17.0			12.3	16.1	6.5	2.9
0.75	18.4					17.3	21.0	22.1	22.7		21.6	25.3	20.9
Fw.	18.5	12.6	35.4	14.8	24.2	19.4	8.2	13.4	24.8	35.8	14.2	4.1	1.2

Pyrrhotite plus chalcopyrite, gangue free (volume %)													
Loc.	2B	3A	4B	6C	6G	8A	9D	11F	11H	12G	12H	13A	13E
Hw.	5.8	1.2	1.5	9.1	23.4	3.7	10.0	8.1	7.3	30.1	7.6	48.2	45.6
0.25						3.8	18.4	9.5	8.1	24.2	3.4	24.0	13.2
0.50	8.0		21.9	9.2	35.2	7.7	16.1			16.0	1.1	12.0	3.1
0.75	5.4					18.0	1.5	23.6	14.9		3.1	20.9	30.7
Fw.	9.6	4.3	5.0	8.2	11.4	16.3	42.0	3.4	13.0	0.2	12.9	10.1	47.4

Sphalerite plus galena, gangue free (volume %)													
Loc.	2B	3A	4B	6C	6G	8A	9D	11F	11H	12G	12H	13A	13E
Hw.	6.6	10.4	12.9	5.5	8.3	3.6	11.0	8.7	8.6	7.5	13.9	4.4	1.1
0.25						7.4	1.7	18.8	8.7	0.5	13.8	7.9	0.0
0.50	14.2		18.7	5.9	10.0	4.8	7.4			0.1	15.8	1.5	0.2
0.75	12.5					6.5	12.9	3.8	12.8		19.4	16.5	19.6
Fw.	14.7	9.2	31.2	9.0	18.3	14.5	3.4	10.4	17.0	35.6	11.6	2.8	0.2

Locality	2 B:	240x,	150y;	thickness,	0.76 meter,	level 2.
Locality	3 A:	180x,	200y;	thickness,	0.80 meter,	level 3.
Locality	4 B:	330x,	250y;	thickness,	0.70 meter,	level 4.
Locality	6 C:	470x,	420y;	thickness,	0.61 meter,	level 6.
Locality	6 G:	310x,	350y;	thickness,	1.22 meters,	level 6.
Locality	8 A:	260x,	440y;	thickness,	0.72 meter,	level 8.
Locality	9 D:	300x,	490y;	thickness,	1.52 meters,	level 9.
Locality	11 F:	490x,	640y;	thickness,	0.91 meter,	level 11.
Locality	11 H:	460x,	640y;	thickness,	1.22 meters,	level 11.
Locality	12 G:	500x,	680y;	thickness,	2.50 meters,	level 12.
Locality	12 H:	540x,	690y;	thickness,	0.61 meter,	level 12.
Locality	13 A:	500x,	720y;	thickness,	2.00 meters,	level 13.
Locality	13 E:	470x,	680y;	thickness,	0.20 meter,	level 13.

normal distribution skewed toward the higher percentages with a mode about 80 percent, while the other three components gave distributions that skewed toward lower percentages. In thirteen sections, eight can be considered to have the pyrite percentage decreasing from hanging wall to foot wall; two have pyrrhotite decreasing and three have matrix sulfides decreasing. In six sections, a matrix sulfides increase from hanging wall to foot wall, while in four, these percentages tend to fluctuate. In seven sections, pyrrhotite fluctuates while in six sections pyrrhotite plus chalcopyrite fluctuate. Seven sections have sphalerite plus galena tending to increase. Each observed variation is only for the locality stated and the specimen used.

Although it is possible by using such a method to trace variations in mineral composition across the ore body for specific locations, it does not give an overall generalization. In order to summarize the data of the thirteen sections, the analyses for each component at all of the five thickness positions in the ore were averaged together to give one value

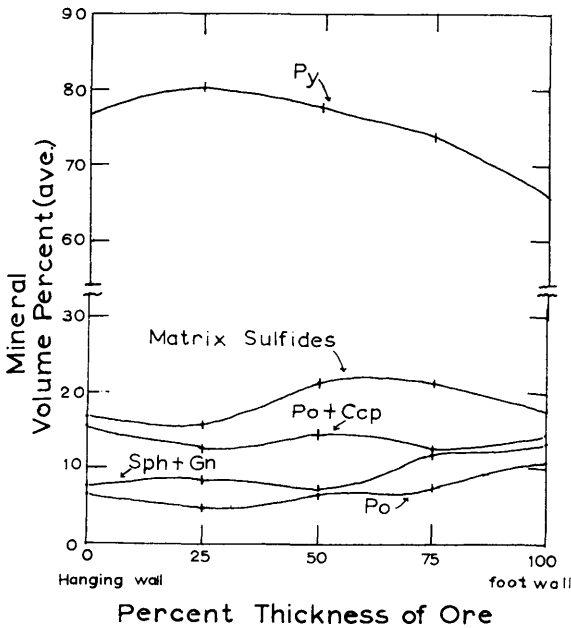


Fig. 15. Average mineralogical composition of the ore across the width of Nordre Grube deposit. Pyrrhotite, Po; chalcopyrite, Ccp; sphalerite, Sph; galena, Gn; pyrite, Py.

for each of the five positions in the ore for each component. This may not be justified because of lack of analyses and lack of knowledge as to whether the samples, except those on the hanging and foot walls, correspond to each other in location; but such a summation as is presented in figure 15 is useful when used with the frequency diagrams of each component, to represent fairly well distributed samples in each population. In figure 15, the average percentage of each component at five positions across the ore is plotted. Pyrite shows a decrease from hanging wall to foot wall with a slight increase in the middle of the ore. Matrix minerals, as a group, are about equal in bulk percentage at the wall, but tend to fluctuate in the middle of the ore body, being more concentrated in the foot wall half of the ore thickness. Pyrrhotite is more abundant on the foot wall than on the hanging wall and is at a minimum in the middle of the ore body. There generally seems to be a concentration of pyrrhotite near the contact of the ore with the wall rocks. In figure 12 the analyses which fall closer to the pyrrhotite apex than the majority of analyses are accounted for by this variation in pyrrhotite composition across the ore body. Sphalerite and galena are concentrated more toward the walls with a minimum concentration in the middle of the ore. Thus, sphalerite (this is the main component of sphalerite plus galena in which the galena percentage never rises above 0.5 volume percent) is more concentrated on the foot wall. Chalcopyrite seems to be concentrated mostly on the hanging wall, but has a large amount near the center of the ore body.

DU RIETZ's (1951) study of the pyritic ore of Kristineberg, Sweden, showed a decrease in Fe percent and pyrite across the ore body from the hanging wall to the foot wall. This is exactly analogous with Nordre Gruve. The Cu decreased as did the chalcopyrite from hanging wall to foot wall which is also similar to Nordre Gruve massive ore.

VOKES (1957) has found that, within the Birtavarre district, Troms, Northern Norway, chalcopyrite tends to be concentrated around rock fragments in the ore and on the walls. He suggests that the chalcopyrite was influenced by the physical presence of the wall rocks and their chemical composition. VOKES (1962, personal communication) has found for Bleikvassli that there are fairly definite variations in modal mineral composition from foot wall to hanging wall for the massive pyrite ore. There is a pyrrhotitic ore on the foot wall at some locations. He studied twelve cross-sections of various types of ore and found that in eight out of nine sections there was a moderate to marked increase in pyrite percentages from foot wall to hanging wall, and that there was a decrease in

matrix sulfides from foot wall to hanging wall for seven out of twelve sections. In general, the individual matrix sulfides showed a decrease from foot wall to hanging wall. This is exactly analogous to Nordre Gruve except in Nordre Gruve the trend is not as pronounced. This may be due to the fact that Bleikvassli ore was probably subjected to a higher degree of regional metamorphism than Nordre Gruve or it may be due to differences in the original conditions of depositions of the sulfides at the two different locations.

From this, it can be seen that massive sulfide deposits are probably not homogeneous, but do indeed contain mineralogical variations possibly unique to them that can only be recognized by a detailed study.

Chemistry of the ore.

Unfortunately, Folldalsverk has no assay data above level 4, but below this there are 201 available assays all located with respect to the mine coordinates. Copper, zinc, sulfur, and occasionally iron were analyzed in the samples across the whole thickness of the ore body. Although traces of galena are found in polished sections, giving the ore a lead component, Folldalsverk has not analyzed for this metal. Table 6 presents a summary of modes, averages, and ranges for copper, zinc, and sulfur.

Frequency-distribution curves were drawn from the data (Fig. 16). All of the curves are unimodal except the one of sulfur which tends to be bimodal. The copper frequency curve is skewed toward the lower percentages of copper.

Table 6. Statistical parameters of the assays.

Metal	Mode (%)	Average (%)	Range (%)
Copper	1.25	1.25	0.32- 4.2
Zinc	3.25	5.25	0.75- 8.0
Sulfur	33 and 43	35.64	21.50-48.2

An attempt was made to correlate copper versus zinc by using the product moment correlation coefficient (MORONEY, 1960) where the number of analyses equals 201; the average percentage of copper equals 1.25; the average percentage of zinc equals 5.35; and the standard deviation of copper equals 55.2; and that of zinc equals 219.6. Upon substitution, the correlation coefficient is found to be -0.32. A perfect straight

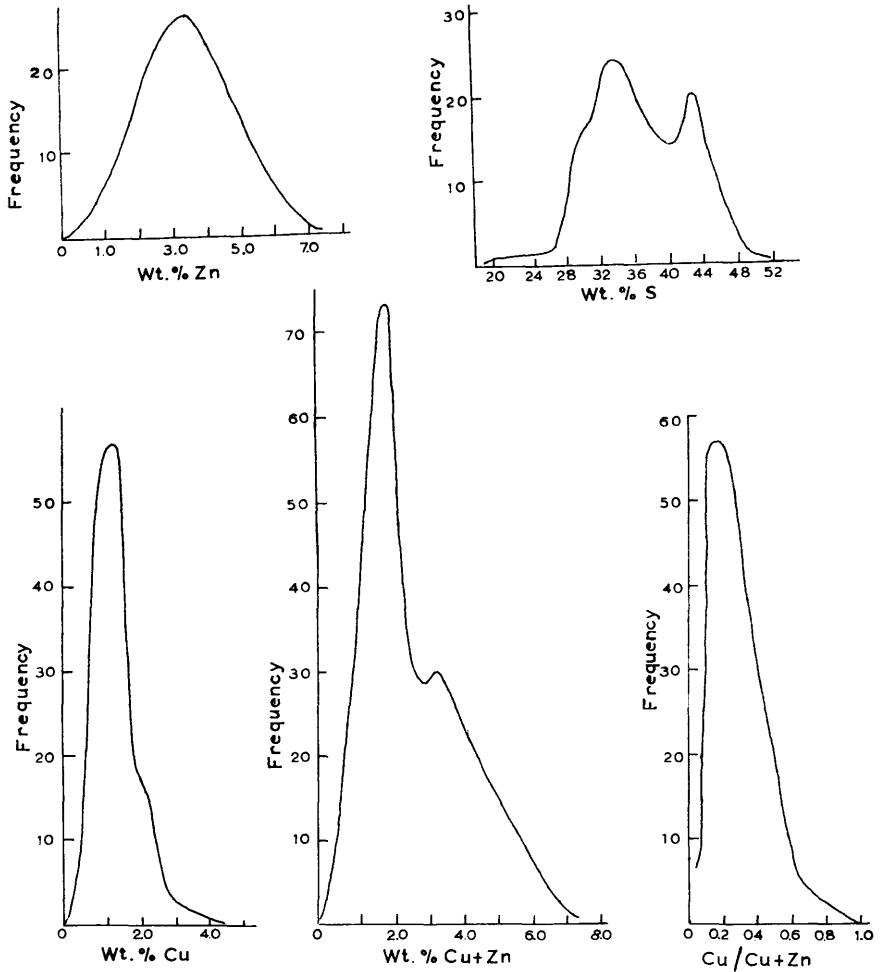


Fig. 16. Frequency distribution curves of assay data.

line correlation would have a coefficient equal to 1.0 and no correlation is represented by zero. The minus sign on -0.32 means that as the copper percentage increases, the zinc percentage decreases. The number 0.32 represents a fairly poor correlation at a high level of significance. This means the distribution of zinc is probably not related to that of copper.

Values of the ratio $\text{Cu}/\text{Cu}+\text{Zn}$ were calculated and plotted in a frequency distribution which gave a normal distribution skewed toward the lower ratios (Fig. 16). This curve has a similar shape to one published by

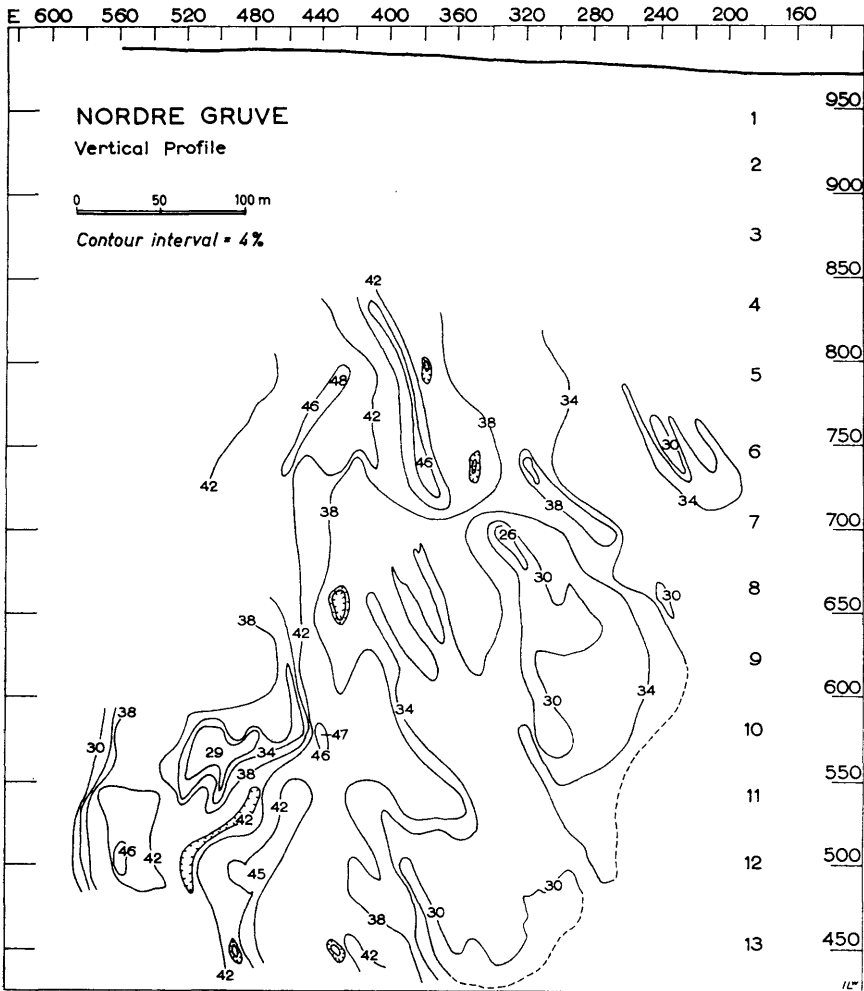


Fig. 17. Sulfur distribution in the Nordre Gruve deposit contoured by weight percentages on a vertical east-west profile.

WILSON and ANDERSON (1959) for the Geco massive sulfide ore in Canada which contains more zinc than copper as does the Folldal ore deposit.

In an attempt to understand better the distribution of copper, zinc, and sulfur in Nordre Gruve or to spot any zonal relationships, the located assay data were plotted on a vertical profile and contoured. Figure 17 presents the sulfur distribution with a contour interval of 4 percent.

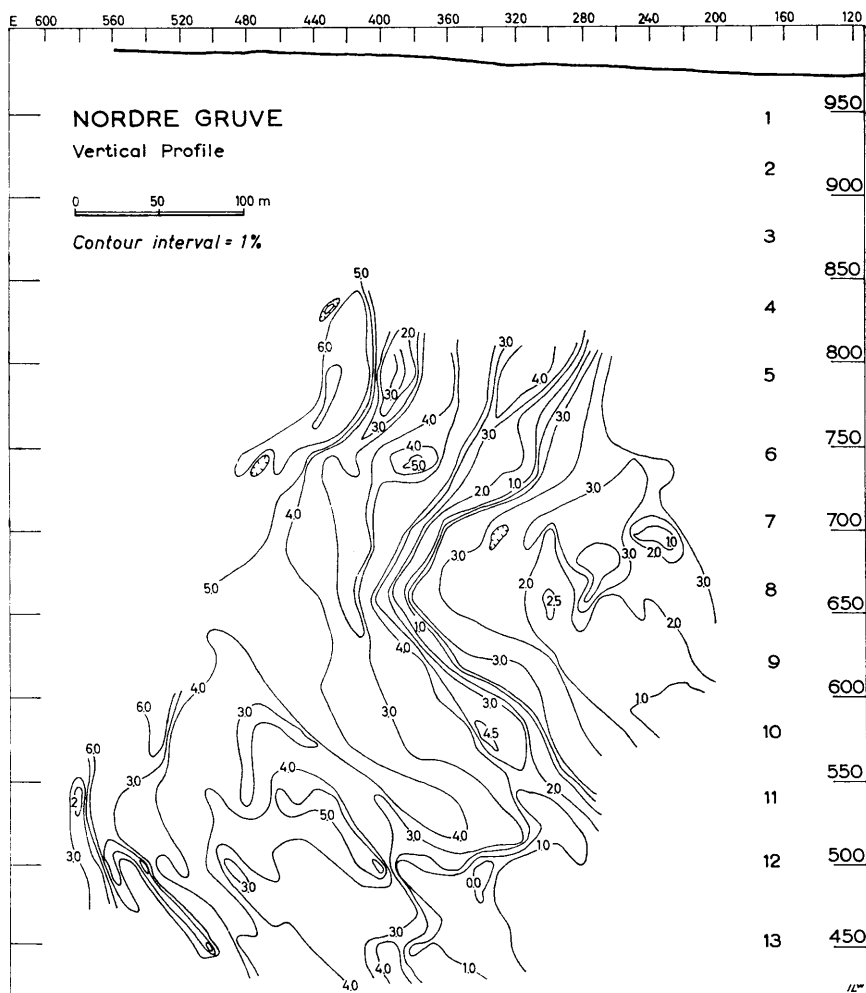


Fig. 18. Zinc distribution in the Nordre Gruve deposit contoured by weight percentages on a vertical east-west profile.

There are no readily apparent trends here, except that the sulfur percentage seems higher in the eastern part of the mine. Figure 18 is a similar diagram of the zinc percentages, interval 1.0 percent. One high zinc trend is readily apparent, plunging northeasterly with the trend of the ore. Another trend is discernible in the individual contour lines which seem to plunge northwesterly. In figure 19 of the copper distribution, one sees the same two trends, but they are more apparent. The areas

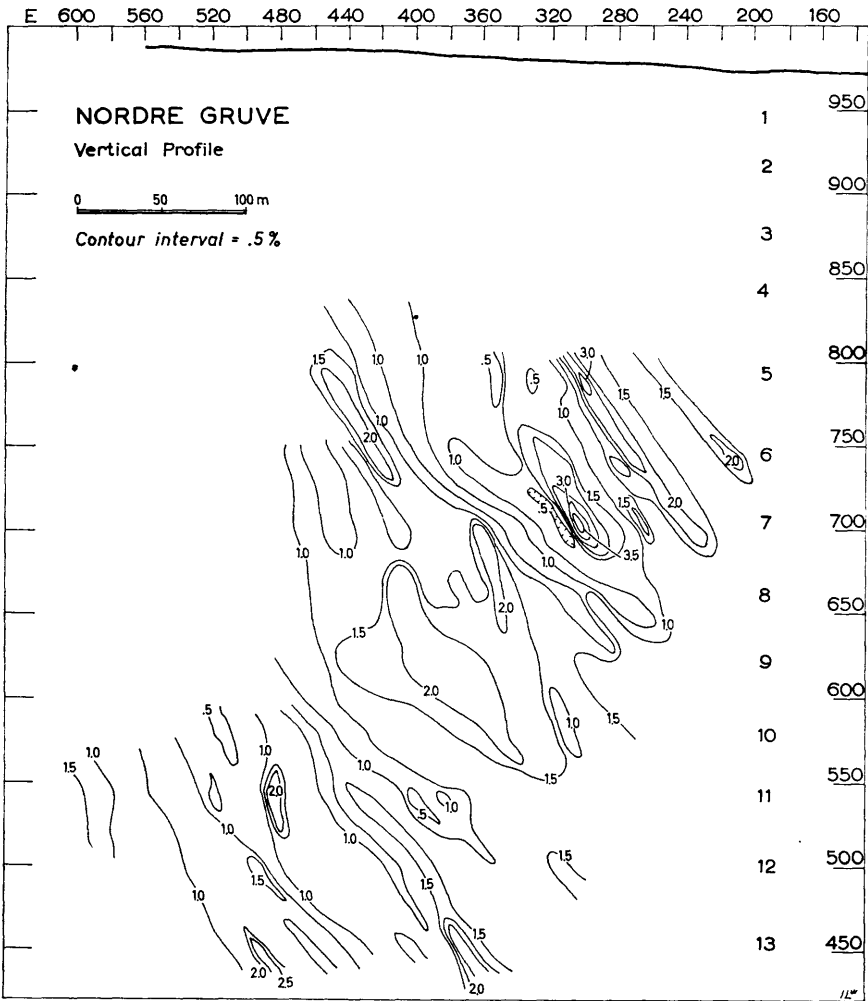


Fig. 19. Copper distribution in the Nordre Gruve deposit contoured by weight percentages on a vertical east west profile.

of high zinc percentage fall on a zone plunging about 45°E . in the plane of the profile, while the individual contoured highs plunge 40°W . in the plane of the profile. Projecting such a profile into the true plane of the ore body gives the two trends on the plunging lineations, one northeast and the other northwest. These two trends are in accordance with the directions of minor folding and the broader structural features of the Nordre Gruve massive ore. In order to check on representing assay data

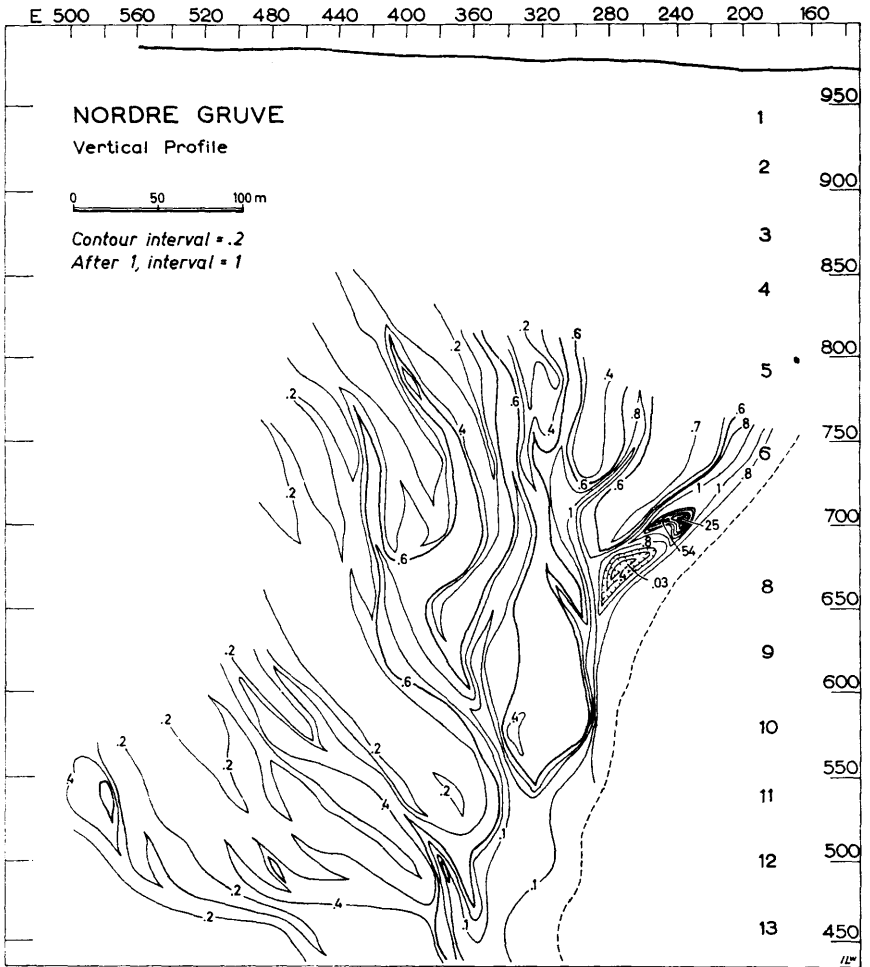


Fig. 20. Ratio of copper to zinc in the Nordre Gruve deposit contoured on a vertical east-west profile.

on vertical profiles, an average value of each metal was calculated for an individual level. Where the level passed through the largest number of high contours relative to the adjacent levels, the average value for the level was high relative to the other levels, thus supporting the method used. The distribution of copper and zinc is by no means as regular in Nordre Gruve as GJELSVIK (1960) found for the Skorovass ore body in the Grong area, Norway, although they both seem to have other similar characteristics such as the banding due to changes in grain size of pyrite.

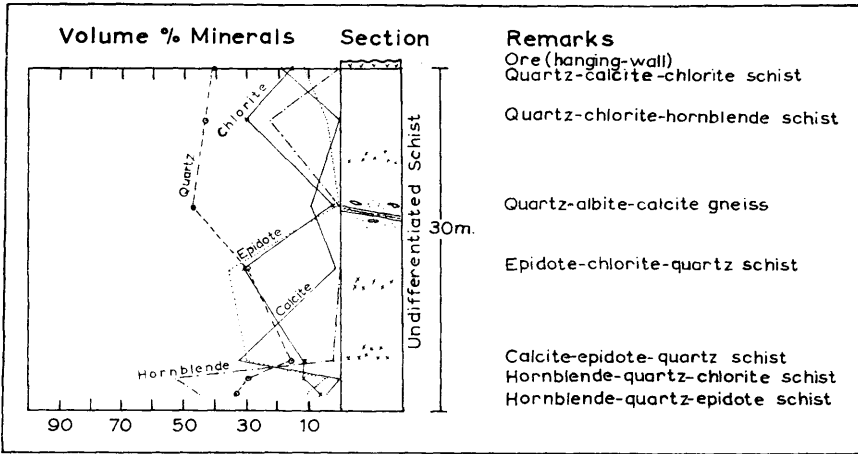


Fig. 21. Variation in modal mineral percentages on the hanging wall of the schists represents visible calcite, (x); quartz, (dots); glassy quartz lenses, (enclosed area).

The ratio of copper to zinc was also contoured in a vertical profile (fig. 20). All values of the ratio greater than 0.6, lie within the heavy black contour. This has a flamelike shape upwards along the western edge of the ore body. Again, one notices two different trends in the contours. Interestingly, the very lowest values of the ratio are associated with the extreme high values (at coordinates 240x and 675y). The lowest value is 0.20 and the highest, 54.1.

There are other elements in the Folldal ore as shown by a few scattered analyses. Folldalsverk receives a reward from the smelter for gold and silver recovered in their zinc concentrate. CARSTENS (1941) presents an analysis for Folldal pyrite concentrate which gives in weight percent; Cu, 0.32; S, 48; and Se, 43 grams per metric ton. Folldal's pyrite concentrate does not all originate from the same mine, although the majority of the ore comes from Nordre Gruve. Also OFTEDAL (1940) gives an analysis of the zinc concentrate. The Bi reported in the analysis may be associated with the traces of tetrahedrite-tennantite found in the ore. Arsenic has been reported in analysis of Hovedgruve ore (MARLOW, 1935) and probably occurs in Nordre Gruve. Any arsenic found in Nordre Gruve can probably be attributed to the minor amounts of arsenopyrite found in the ore from polished section study. This is the extent of the data on the minor elements in the Folldal Ore.

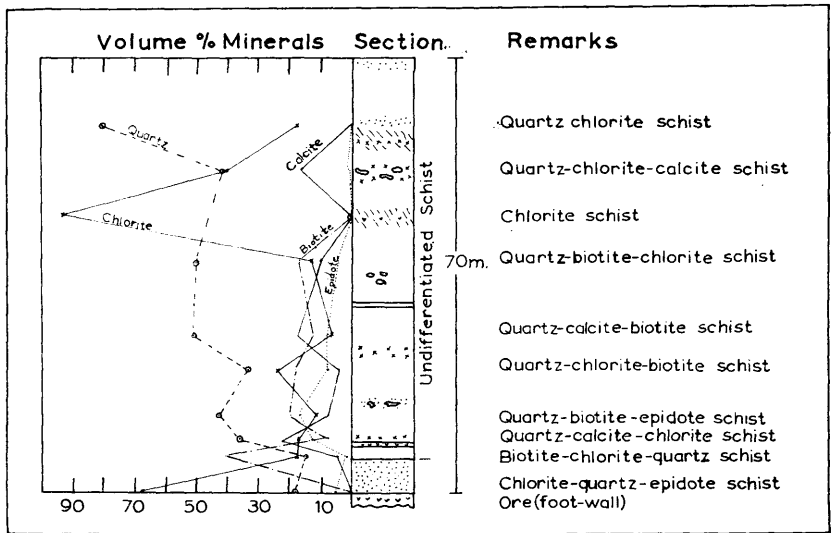


Fig. 22. Variation in modal mineral percentages on the foot wall of the schists represents visible calcite, (x); quartz, (dots); glassy quartz lenses, (enclosed area).

Wall rock alteration.

In order to determine if an alteration halo or zone exists around the ore body, a detailed mineralogical study of a hanging wall section on the undifferentiated schists was conducted. The results of this study were compared with wall rock samples collected in various other locations near the ore zone. Figures 21 and 22 summarize the results of the detailed study. In each diagram, a graph of the modal analyses versus location with respect to the ore body is plotted. It can be immediately seen that no simple trend or variation in mineral percentages with respect to distance from the ore zone exists. In part, this reflects the original heterogeneity of the undifferentiated schists, and in part, reflects probable results of varying metamorphic processes. But, it is not evidence for an alteration halo around the ore body. Chlorite, as a secondary alteration product, is present throughout the area mapped and therefore can not be used as evidence of hydrothermal alteration accompanying the ore. Other rock samples studied throughout the mine give no evidence for an alteration halo.

Origin.

The author's theoretic model of origin to explain the known facts about Nordre Gruve emphasizes the effects of regional metamorphism within the conditions of the high greenschist facies. The original origin of the main part of the ore minerals could be either sedimentary or hydrothermal, or a contribution from both processes. Evidence presented by SHAW (1954) and KURODA (1961) on trace elements in metamorphic assemblages suggests that the amount of ore material needed to form an ore deposit the size of Nordre Gruve could not come from a later metamorphic concentration of scattered amounts of metals in the original rocks.

The final temperature of formation or recrystallization of the ore as indicated by various geothermometers is between 400 and 500° C. The lamellae of cubanite in chalcopyrite indicate a temperature of exsolution of 400 to 450° C (SCHWARTZ, 1927). While the temperature range given by BUERGER (1934) for the unmixing of chalcopyrite from sphalerite is 350 to 400° C. VOKES (1962) has analyzed two clean sphalerites from the zinc concentrates of Nordre Gruve and obtained temperatures of $462 \pm 25^\circ$ C. and $457 \pm 25^\circ$ C. at pressures of 1500 ± 1000 atmospheres. These are based on refined investigations of BARTON and KULLERUD (1958) for the Fe-Zn-S system.

According to BARTON (1962, personal communication) the Fe-Zn-S system for the sphalerite-pyrite-pyrrhotite curve is still not completely established below temperatures of 600° C, but must be near to the solvus. This means that the amount of error expressed in Vokes' corrected temperatures must be greater than is shown. Also, since copper is present in the ore, the FeZnS system most probably does not represent true conditions of equilibrium. The Fe-As-S system has been presented in some detail by CLARK (1960). He states that the maximum temperature of pyrite-arsenopyrite association in nature must be $491 \pm 12^\circ$ C. This only applies to those specific localities in the mine where the association is found. There is a close similarity between the assumed maximum temperature of 550° C for the quartz-albite-epidote-almandine sub-facies of the greenschist facies and the temperatures indicated by the geothermometers.

Observed facts which must be explained by a theoretical model are (1) the different types of banding, especially the magnetite banding, which are conformable with the folded wall rocks; (2) the non-existence of an alteration halo; (3) the gangue minerals lacking characteristics of intro-

duced minerals but having properties similar to the same minerals found in the wall rocks; (4) the existence of "moved" or "rolled" gangue lenses and the existence of breccia-like structures formed by gangue and ore minerals ("Durchbewegung" structures); (5) the non-conformable rock to ore relations and the crests of folds in the wall rocks being broken by the massive sulfide ore; (6) the texture evidence of the pyrite cataclastic series which shows that there was continuous tectonic movement during or after deposition and which continued to a much later time; (7) the "inclusions" in the pyrite; (8) the concentration of matrix minerals, i. e. chalcopyrite, sphalerite, pyrrhotite near the walls of the ore body; (9) the occurrence of assay high areas of Cu and Zn corresponding with the directions of folding found in the wall rocks; (10) the elongation of the pyrite crystals; and (11) the local unrecrystallized areas of pyrite. All of these facts can and have been explained for individual cases in various ways, but to use these past explanations requires the construction of a highly complex series of events to explain simultaneously all of the observed facts for Nordre Gruve.

A suggested possibility for the origin of the magnetite banding is that the ore could have been folded after deposition if one considers the magnetite to be of the same depositional phase as the sulfides. If one assumes magnetite to be of any earlier mineralizing phase on textural relations, then it and the wall rocks could have been folded with a favourable horizon which was later replaced by sulfide minerals.

One may constrict a theoretical picture of the fold without the intrusion of the ore, ((b) of figure 11). Going from the foot wall to the hanging wall in the gentle fold, quartzitic schists, massive sulfide ore with chloritic schist partings, and chloritic schists occur. Upon more intense folding the ore, being more mobile than the quartzitic schists, would be injected or forced into the area of least pressure in the crest of the fold, carrying with it the partings of chloritic schists. This would give the result seen in figure 11 (a). On the other hand, it is difficult to picture the chloritic schist intensely folded before the emplacement of the ore with later replacement of all the schist except for the oriented folded partings by massive sulfides. The mass of glassy quartz in the crest of the fold, suggests this was an area of tension or low pressure where quartz could recrystallize from the quartzitic schists.

In some places, the fine-grained pyrite seems to be a result of intense shearing and granulation. In others, it could be remnants of originally deposited pyrite which has not recrystallized to the same degree as the

rest of the ore body. This explanation holds only if one accepts the theory that the ore body was deposited earlier and then later involved in the regional metamorphism. When it occurs at locations where there are no visible evidence of post-ore movement, the origin of the fine-grained pyrite may be explained as being local areas of unmetamorphosed ore.

Using either of two possibilities of origin for the ore, sedimentary and epigenetic, one may arrive at the conclusion that the ore of Nordre Gruve has been metamorphosed. First, suppose the initial origin of the deposit is epigenetic, then the mineralizing fluids must have an igneous source at depth. The only rock which could be of magmatic origin within the area is the trondhemite, which contacts the schists less than a kilometer away from the ore deposit at the surface. The relation of trondhemites to nearby ore deposits has been published in Norwegian as well as foreign literature for many year. The trondhemite contains the metamorphic mineral, garnet, and has been strongly foliated; both facts point to metamorphism. If one does not accept the trondhemite as being of magmatic origin and the source of ore fluids, some mysterious, unknown source must be postulated. Contrary to what one would expect, had the Folldal deposit been formed by the injection of a fairly homogeneous pyritic magma as suggested by VOGT (1935, 1948), the wall rocks at the ends of the ore body would have been bent or moulded around the ends of the ore lenses. This would be expected had the "magma" been injected and forced the wall rocks apart to make room for itself to crystallize. The conclusions arrived at if the original origin is sedimentary are obvious. Because of the nature of this study, this argument is limited to this one deposit within the Folldal district, but from the nature of occurrences it probably could be applied equally well to that of Søndregruve and Hovedgruve and might be used for the other three deposits in the district. On the overall picture of similar deposits in the Norwegian Caledonides, the Norwegian Caledonides, the argument is probably not valid. If originally of hydrothermal origin, the ore was probably emplaced before or at the same time as metamorphism and folding. During regional metamorphism and continuing to a later date, there were tectonic movements parallel to the ore zone and in the latest stage transverse to it. The clastic texture of pyrite is accounted for, as are the rolled gangue lenses, the wall rock relationships, and the variations in the compositions in the ore body, by the conditions of temperature and tectonics imposed upon the area. Any hydrothermal alteration halo would have been destroyed by metamorphism. The "inclusions" in pyrite and local areas of fine-grained pyrite

could be the results of differences in local recrystallization rates. Admittedly, little is known about such a complex system experimentally, but this model seems to best explain the evidence from Nordre Gruve.

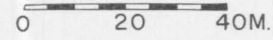
On a larger scale, samples of ore from other Norwegian Caledonian massive sulfide ore deposits, show a definite increase in grain size of pyrite with an increase in the metamorphic grade of the rocks in which the deposit occur. This can be seen in any representative set of examples of Caledonian ores from the various regional metamorphic grades.

Other geologists are at the present time advocating the theory of metamorphosed ore deposits without regard to their original origin. Also in the past literature, there are references and discussions of similar cases to Nordre Gruve. EMMONS (1910) discussed deposits of the massive sulfide type located in Hancock County, Maine, and the Milan Mine in New Hampshire which he thought had suffered the effects of regional metamorphism. He stresses, in the case of the Milan Mine, that the ore is folded exactly as are the wall rocks and that this fold as well as the ore has been broken and off set by a shear fault in the crest of the folds. He emphasized the effects of dynamic metamorphism. NEWHOUSE and FLAHERTY (1930) did experiments to explain the origin of textures of some banded sulfide ores by applying deforming pressures to various sulfide minerals. Pyrite was sheared into thin plates and arranged "en echelon" producing elongated masses, chalcopyrite flowed with the crystals becoming elongated 2 to 3 times their width and sphalerite was fractured. MARMO and MIKKOLA (1951) studied sulfides in black schists and their local concentration in the crests of folds and explained their origin was due to migration of sulfides under metamorphism to areas of least pressure. Their evidence consisted mainly of textural interpretations and was backed by no experimental evidence. WILLIAMS (1960) also describes and theorizes on the cataclastic effects pyrite suffered and the migration of softer sulfides to crests of drag folds from their limbs in Rammelsberg, Germany, during folding, all of which took place at temperatures of about 225° C. SCHADLUN (1959, 1960) strongly supports the theories emphasizing the dynamic metamorphism of ore deposits. The photographs of massive sulfide ore from Russia are almost identical with similar textures found in polished sections of the ore of Nordre Gruve. BANNO and KANEHIRA (1961) attempted to build up a sulfide and oxide mineral facies and stability fields to correspond with those worked out for metamorphic silicate assemblages. Their results were only schematic but represent a notable approach to the problem. From this









GEOLOGY OF NORDRE GRUVE

HORIZONTAL PROJECTION LEVELS 1 TO 6

SCALE



LEGEND

-  MASSIVE SULFIDE ORE
-  QUARTZITIC SCHIST
-  UNDIFFERENTIATED SCHIST
-  CHLORITE-AMPHIBOLE-GARNET SCHIST
-  QUARTZ-PLAGIOCLASE SCHIST
-  STRIKE AND DIP OF FOLIATION
-  STRIKE AND PLUNGE OF AXES OF MINOR FOLDS
-  FAULT

M. NORTH

LEVEL 1

LEVEL 2

LEVEL 3

LEVEL 4

LEVEL 5

LEVEL 6

250 SHAFT

MARIE LOUISE SHAFT

500

400

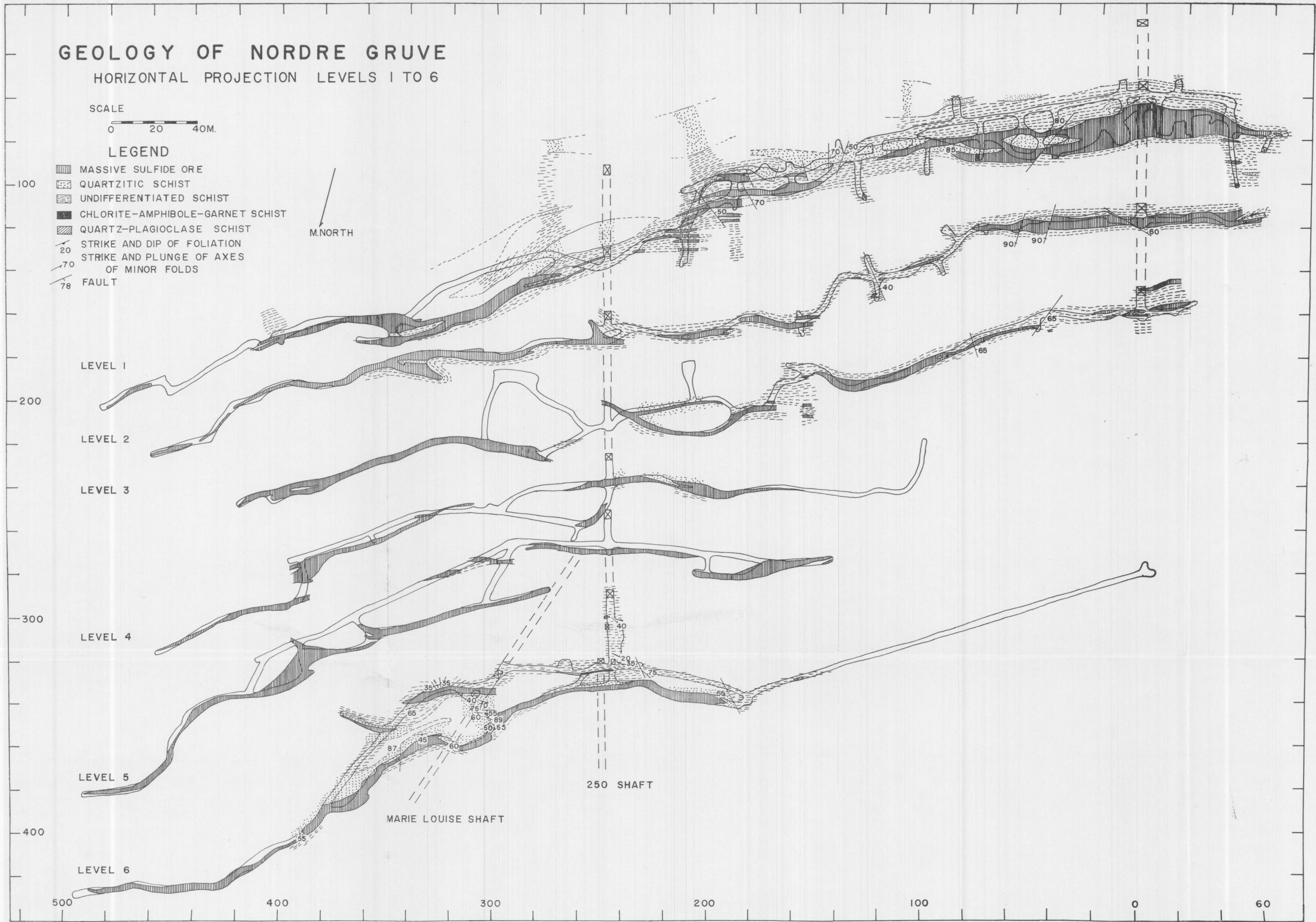
300

200

100

0

60



list of work done in the past, as well as from numerous, unquoted publications, it can be noted that the metamorphism of ore deposits is a widely recognized phenomenon. However, the effects of metamorphic conditions on the ores are little known experimentally or in detail from the field. Textural evidence and criteria for mineral replacement, such as BASTIN, GRATON, et. al. (1931) suggest, can not be used as evidence alone for a past metamorphic history because of the great ambiguity involved in distinguishing an epigenetic replacement and a metamorphic growth process. Probably the original origin of such a deposit can never be understood until much more is known about the distribution of minor elements in ore minerals under sedimentary and hydrothermal conditions, since any structures or textures due to original deposition are probably destroyed partially or completely by metamorphism.

Acknowledgements.

The study of Nordre Gruve was made possible through a Fulbright Stipend and realized only by the kind assistance given by the director and engineers of Folldalsverk A/S. In particular Messers. Hjelseth and Klunderud deserve special recognition for their ready assistance in all technical problems concerning field work at Nordre Gruve.

To Dr. F. M. Vokes who introduced the problem to the author, provided not only helpful suggestions during the laboratory work but also critically read the manuscript, and aided in the creation of a healthy research atmosphere, go the author's most esteemed recognition.

The laboratory work was done with the facilities of the Mineralogisk-Geologisk Museum, offered by Prof. T. F. W. Barth and Dr. H. Neuman, and was aided into development by Mr. Bergstøl who assisted with the x-ray work, Miss B. Mauritz, who photographed the polished rock specimens, and Miss I. Lowzow who aided in drafting of the figures. Hearty thanks are due to them as it is to Mr. M. Pettersson who read the manuscript and throughout the year contributed many stimulating discussions.

References.

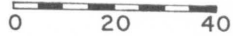
- Banno, S.* and *K. Kanehira* (1961). Sulfide and oxide minerals in schists of the Sanbagawa and Central Abukuma metamorphic terranes. *Jap. Jour. Geol. and Geogr.*, Vol. 32, No. 2, p. 331-348.
- Barton, P. B.* and *G. Kullerud* (1958). The Fe-Zn-S system, Annual report of the

- Director of Geophysical Laboratory, Washington D. C. 1957–1958, p. 227–229.
- Bastin, E. S., L. C. Graton, W. Lindgren, W. H. Newhouse, G. M. Schwartz, and M.N. Short* (1931). Criteria of age relations of minerals with especial reference to polished sections of ores. *Econ. Geol.* Vol. 26, p. 561–610.
- Bjørlykke, K. O.* (1905). Det centrale Norges Fjeldbygning. *Norges Geol. Unders.* 39.
- Buerger, N. W.* (1934). The unmixing of chalcopyrite from sphalerite. *Am. Min.*, 19, p. 528.
- Carstens, C. W.* (1919). Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. *Kgl. Vid. Selsk. 1.*
— 941). Om geokjemiske undersøkelser av malmer. *Norsk Geol. Tidsskr.* 21, p. 213–227.
- Clark, F. M.* (1960). The Fe-As-S system: phase relations and applications. *Econ. Geol.*, 55, pp. 1345–1381, 1631–1652.
- Du Reitz, T.* (1951). Geology and ores of the Kristineberg deposit, Västerboten, Sweden. *Sverg. Geol. Unders. Ser. C*, 524.
- Emmons, W. G.* (1910). Some ore deposits in Maine and the Milan mine. *New Hampshire, U.S.G.S. Bull.* 432.
- Folldal Verk gjennom 200 år. (1948). Historisk trekk, Ødegards Trykkerie, Røros, 68 p.
- Geis, H. P.* (1958). Geologisk undersøkelse av Nordre Gjetryggen Gruve. Unpublished report.
— (1961). Strukturelle iakttagelser ved noen norske kisforekomster. *Norsk Geol. Tidsskr.* 41, p. 173–192.
- Gjelsvik, T.* (1960). The Skorovass pyrite deposit, Grong area, Norway. XXI International Geological Congress, Part XVI, p. 54–66.
- Goldschmidt, V. M.* (1915). Die Kalksilikatgneise and kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebites. *Vid.Selsk. No. 10.*
- Hjelseth, G. and S. Einarsen* (1957). Folldal Verk. Bergverkenes Landsammenslutning gjennom 50 år, 1907–1957. Grøndahl and Sønn, Boktrykkeri, p. 129–138.
- Holtedahl, O.* (1960). Geology of Norway. *Norges Geol. Unders.* 208, 540 p.
- Holmsen, G.* (1918–1919). Fortsattelsen av Trondhjemsfeltets kisdrag mot nord. *Norsk Geol. Tidsskr.* 5, p. 171.
- Holmsen, P.* (1943). Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset-Femunden. *Norges Geol. Unders.* 158.
— (1955). Trekk av Opdalsfeltets geologi. *Norsk Geol. Tidsskr.* 35, p. 135–150.
- Holmsen, P. and G. Holmsen* (1950). Tynset. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. *Norges Geol. Unders.* 175.
- Kennedy, G. C.* (1947). Charts for correlation of optical properties with chemical composition of some common rock forming minerals. *Am. Min.* 32, p. 561–573.
- Kuroda, Y.* (1961). Minor elements in a metasomatic zone related to a copper bearing pyrite deposit. *Econ. Geol.* 56, No. 5, p. 847.
- Marlow, W.* (1935). Folldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. *Norges Geol. Unders.* 145, 114 p.
- Marmo, V., and A. Mikkola* (1951). On sulphides of the sulphide-bearing schists of Finland. *Bull. Comm. Geol. of Finland*, 156.
- Moroney, M. J.* (1960). Facts from figures. Penguin Books, London.
- Newhouse, W. H. and C. F. Flaherty* (1930). Texture and origin of some banded or schistose sulfide ores. *Econ. Geol.* 25, p. 600–620.

GEOLOGY OF NORDRE GRUVE

HORIZONTAL PROJECTION LEVELS 7 TO 13

SCALE



LEGEND

- MASSIVE SULFIDE ORE
- QUARTZITIC SCHIST
- UNDIFFERENTIATED SCHISTS
- CHLORITE-AMPHIBOLE-GARNET SCHIST
- QUARTZ-PLAGIOCLASE SCHIST
- STRIKE AND DIP OF FOLIATION
- STRIKE AND PLUNGE OF AXES OF MINOR FOLDS
- FAULT

M. NORTH

MARIE LOUISE
SHAFT

250 SHAFT

LEVEL 7

LEVEL 8

LEVEL 9

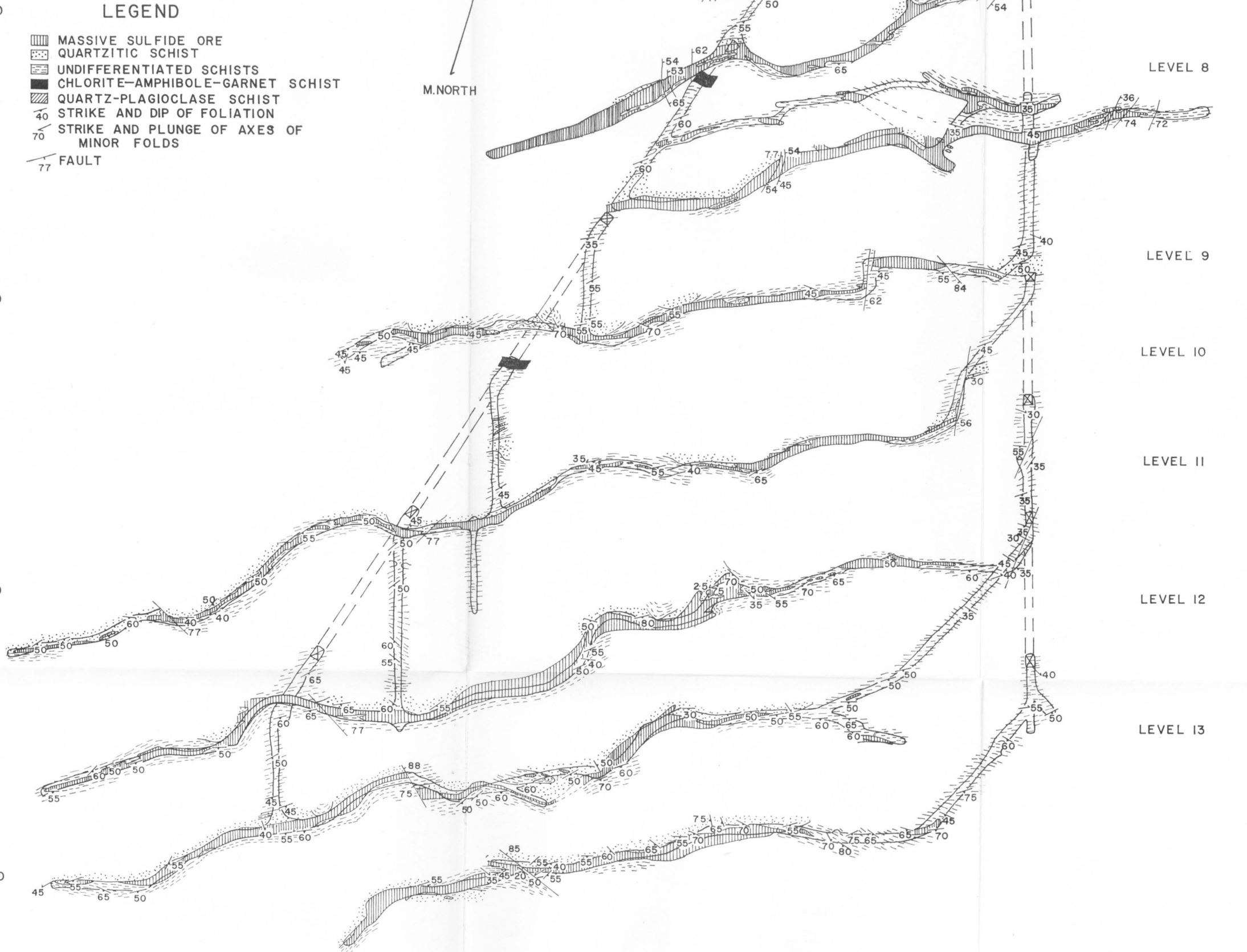
LEVEL 10

LEVEL 11

LEVEL 12

LEVEL 13

600 500 400 300 200



- Oftedahl, I.* (1940). Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien Norwegischer Zinkblende führender Vorkommen. Vid.Akad. Mat.-natur. 8, p. 1-103.
- Sandvik,* (1937). Geologic Map of levels 1-3, Nordre Gruve. Unpublished report.
- Shadlun, T. N.* (1959). O prejavok metamorfozy sulfidiekych kyzovych lozisk. (German and Russian summary), Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae Geologica, No. 2, p. 241-260 (1960). Einige metamorphe Bildungen von Typus der alpinen Gänge i den Sulfidlagerstätten. Instituto Lucas Mallada, C. S. I. C. Cursillor y Conferencias, Fasc. VIII, p. 97-99.
- Schwartz, G. M.* (1927). Chalcopyrite and cubanite. Econ. Geol. 22, p. 44-61.
- Shaw, D. M.* (1954). Trace elements in pelitic rocks. Bull. U.S.G.S.A. 65, p. 1151-1182.
- Strand, T.* (1951). The Sel and Vågå map areas. Norges Geol. Unders. 178.
- Turner, F. J.* and *J. Verhoogen* (1960). Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Company and Inc., New York, 694 p.
- Vogt, T.* (1935). Origin of the injected pyrite deposits, KGL Vid. Selsk. 20.
- (1948). Flowage structures and ore deposits of the Caledonides of Norway. Int. Geol. Cong. Rept. of 18 Session, Part XIII, p. 240-242.
- (1953). Lateral crystal movement in the Caledonides of Norway. KGL Vid.-Selsk. 26, No. 23.
- (1954). The lateral compression in Norway and the Great Glen Fault in Scotland. I and II, KGL Vid. Selsk., 27, Nos. 9 and 10.
- Vokes, F. M.* (1957). The copper deposits of the Birtavarre district, Troms, Northern Norway. Norges Geol. Unders. 199.
- (1960). Mines in South and Central Norway. 25th Int. Geol. Cong. guide book, C-10.
- (1962). Mineral parageneses of the massive sulfide ore bodies of the Caledonides of Norway. Econ. Geol. Vol. 57, p. 890-903.
- Williams, D.* (1960). Genesis of sulphide ores. Proc. Geol. Assoc. 71, part 3, p. 245-284.
- Wilson, H. L. D. B.* and *D. T. Anderson* (1959). The composition of Canadian sulphide ore deposits. Can. Min. and Met. Bull., 52, No. 570, p. 619-631.

The Geological Interpretation of the Slidre Positive Gravity Anomaly.

By

SCOTT B. SMITHSON

Mineralogisk-Geologisk Museum¹.

Abstract.

A positive gravity anomaly that occurs in Slidre has an amplitude of 53 mgal and can be separated into two parts. The top of the disturbing body causing the anomaly cannot be deeper than 4 km. Gabbros and mafic gneisses are exposed in windows of Precambrian rocks which are overlain by about 1000 m of Cambro-Ordovician sedimentary rocks. The cause of the anomaly is probably a body of mafic rocks lying at the upper surface of the Precambrian basement. The model calculated to satisfy the observed anomaly consists of a 2.5-km-thick slab underlain by a 10.5 km deep column. This model is interpreted to represent a sheet-or saucer-like mafic intrusion, a lopolith, that has a thick, deep feeder.

Introduction.

A gravity traverse of the Geographical Survey of Norway's (Norges geografiske oppmåling) regional gravity net revealed unusually high Bouguer anomalies along Slidre Fjord. Later gravity measurements in connection with a study of the Flå granite (Smithson, 1963 a) indicated a positive gravity anomaly of considerable extent. Additional measurements were, therefore, undertaken by the writer in order to define the anomaly more clearly. The area studied is located in Valdres, Oppland "Fylke" between 59° 30' and 62° 00' N. Lat. and 8° 15' and 10° 00' W. Long. about 150 km NW of Oslo (Fig. 1).

¹ Present address: Geology Dept., University of Wyoming, Laramie, Wyoming, U.S.A.

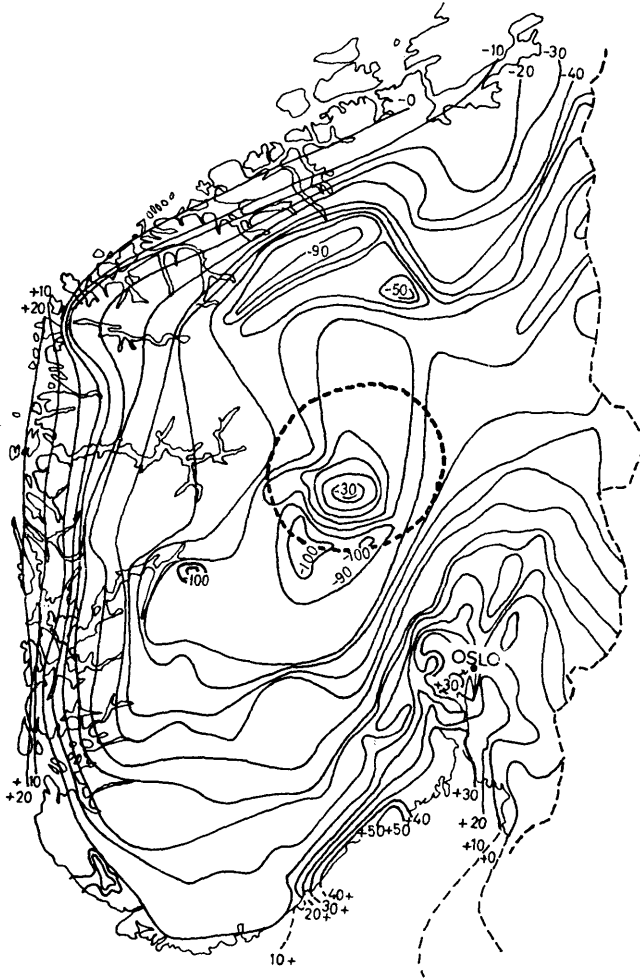


Figure 1. Bouguer gravity anomaly map of southern Norway.
The area investigated is outlined by the heavy broken line (after Grønhaug, 1963).

Gravity Methods.

Field Work.

A pre-existing station net measured by the Geographical Survey of Norway, mostly on precision levelled elevations, consisted of 249 stations. This net was filled in by the writer along roads in areas of particular interest during the summers of 1961 and 1962. In 1963, additional mea-

surements were carried out with helicopter transportation in the rugged terrain of the Jotunheimen at the north end of the map area. A total of 313 gravity stations were measured by the writer.

The writer's gravity measurements were carried out with a Worden Master model gravimeter that has a dial constant of 0.107 mgal/division. Instrument drift was controlled twice daily; the observed gravity values were tied into the first-order gravity station at the Geological Museum, Oslo.

The general procedure followed in making the gravity reductions has been described previously (Smithson, 1963 b). In this case, a density of 2.74 gm/cc was used for the Bouguer correction. Station elevations were determined from spot elevations on the topographic maps and by means of aneroid barometers. The error of the map elevations is ± 1 m; the maximum probable error of the barometric elevations is ± 5 m. Terrain corrections were applied using the method of Hammer (1939). The terrain corrections range from 6–8 mgal. for stations in the main valleys to 0 mgal for a large number of stations situated on the flat upland surface. The maximum error expected in the Bouguer anomalies is about 2 mgal which is relatively small compared with the size of the anomalies.

Bouguer Anomaly Map.

The Bouguer gravity map (Fig. 2) reveals one main feature, the large positive anomaly marked by the closure that attains a maximum value of -20 mgal in Slidre. The Bouguer gravity map of southern Norway (Fig. 1) shows that this high positive feature lies athwart a negative gravity trough that ranges from -80 to -100 mgal and extends parallel to the front of the Caledonides. The Slidre anomaly then must be a feature of high gravity relief.

Negative closures are indicated over the Flå granite south of the Slidre anomaly and southwest of Slidre. The negative anomalies, however, are overshadowed by the magnitude of the Slidre gravity "high".

The value of the gravity field begins to increase rather markedly at Bagn in Begnadalen and continues northward as a broad NNW–SSE-trending positive area. In the center of this positive area, increased gradients define an E–W-trending positive feature. It is in this E–W trending feature where the most positive value of -20 mgal is attained.

At the north edge of the map (Fig. 2), another positive anomaly is found in the Jotunheimen. Although the station density is low, the eastern part of the map seems to be characterized by low gravity relief.

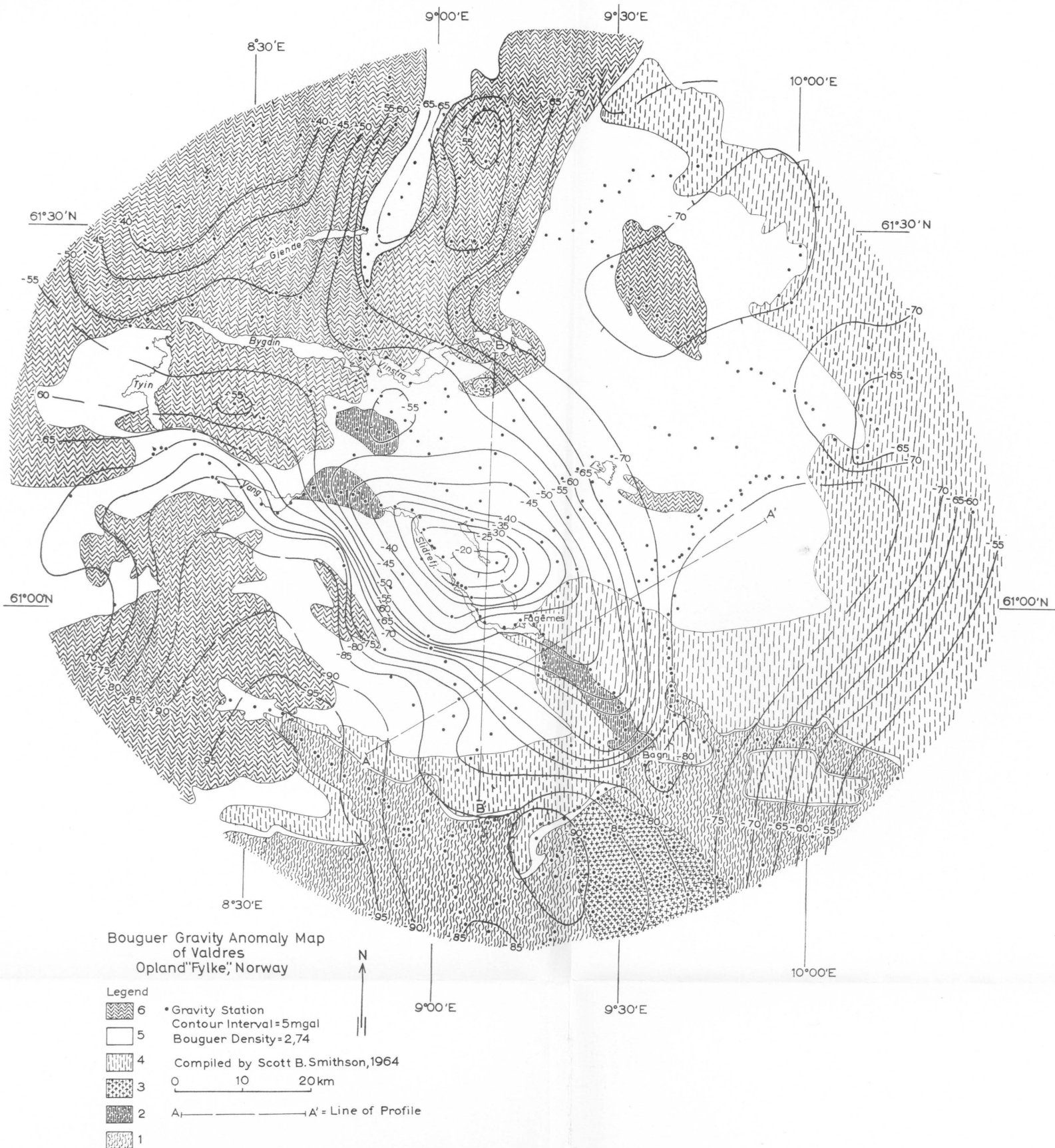


Figure 2. Bouguer anomaly map of Valdres.

Legend: 1-3 precambrian rocks

1. Banded granodioritic gneiss. 2. Quartz-dioritic gneiss and gabbro enclosing some quartzite. 3. Flå granite.

4-5 Eocambrian and Cambro-Silurian sedimentary rocks

4. Eocambrian quartz sandstone. 5. Cambro-Ordovician sandstones, slates, and the Valdres sparagmite.

6. Crystalline rocks of the Caledonian overthrust massifs.

Geology.

The rocks of the area are composed of the following divisions: 1) Precambrian rocks 2) Eocambrian sandstones, Cambro-Ordovician sedimentary rocks, and the Valdres sparagmite 3) The crystalline rocks of overthrust massifs.

Precambrian rocks are exposed in two windows in the center of the map area (Fig. 2) and along its southern border. Except for the extreme northern part of the map area, the elevation of the peneplaned Precambrian surface ranges from about 300 to 1000 m above sea level.

Banded granodioritic gneisses and the Flå granite, which cuts them, crop out from the Precambrian basement along the southern edge of the area (Strand, 1954; Smithson, 1963 a). Along Begnadalen north of Bagn, quartz-dioritic gneisses are exposed. These gneisses are separated from the granodioritic gneisses to the south by a northwestward-dipping shear zone marked by augen gneiss at Bagn. The quartz-dioritic gneiss is a banded rock containing numerous bands of amphibolite and a few anorthositic bands together with plagioclase-rich quartz-dioritic bands (Strand, 1943). Some of the amphibolite bands contain relics of hypersthene. Northward, these gneisses pass locally into massive quartz diorite that contains hypersthene and antiperthite; the mineral facies also increases to the north.

Northwestward to the east of Vang, the rocks of the southern Precambrian window consist of foliated gabbro, anorthosite, quartz diorite, and most commonly amphibolite. In the northern Precambrian window, quartz schists and quartzites of supracrustal origin are concordantly enclosed by gabbroic rocks. An actinolite schist here probably represents a metamorphosed ultramafic rock.

Strand (1943, p. 54–56) believes that these quartz-dioritic rocks from north of Bagn and the two windows are all related and form an igneous differentiation series. The gneisses and amphibolitic members of the complex are regarded as protoblastic having passed directly from a magmatic stage into the various metamorphic rocks. The mafic rock complex is construed to be a large concordant batholith, which has incorporated lenses of supracrustal rocks.

Overlying the Precambrian basement, Eocambrian quartz sandstone and a Cambro-Ordovician sequence of sedimentary rocks are found. The Cambrian consists of alternating shale, sandy slate, and sandstone. These are overlain by phyllites and then alternating slates and sandstones. The

stratigraphic thickness of the Cambro-Ordovician deposits is probably between 500 and 1000 m. The Valdres sparagmite, which overlies the Ordovician rocks unconformably, is composed of arkoses and quartz conglomerates and represents a molasse-type deposit.

Massifs of crystalline rock belonging to the Bergen-Jotun kindred (Goldschmidt, 1916) have been thrust to their present tectonic position overlying the Cambro-Ordovician rocks or Valdres sparagmite. These rocks form small klippen in the middle of the map area and large masses along the northern edge. The massifs are separated from the underlying sedimentary rocks by mylonitized zones adjacent to thrust planes.

All the rocks younger than the Precambrian basement show strong effects of Caledonian deformation.

Interpretation.

The interpretation of the Bouguer anomalies requires the separation of these anomalies into two parts, the regional gravity field and the local field. The regional field is usually caused by deeper, larger-scale features; the local field is caused by smaller shallower geologic features. The Bouguer anomaly map (Fig. 2) and the map of southern Norway (Fig. 1) indicate that the gravity field decreases with a low gradient towards the south. The general background anomaly in the central map area from -70 to -80 mgal.

Superimposed on this background value is a gravity high that has a maximum value of -18 mgal. This indicates a maximum gravity relief of about 50 to 60 mgal, a huge anomaly; moreover, this gravity "high" seems to be composed of two components. The one is the broad north-northwest-trending feature whose upper value is outlined by the -55-mgal contour. *This anomaly begins abruptly at Bagn over the geological contact between the granodioritic gneiss to the south and the quartz-dioritic gneiss on the north.* The other component of the gravity "high" is the almost E-W trending closure characterized by high gradients and the -20-mgal contour.

The high gradients in the gravity field suggest that the cause of this anomaly lies at a relatively shallow depth. The cause of this anomaly must be a geologic feature with a positive density contrast and a large mass excess relative to the surrounding crustal rocks. A survey of the geologic map indicates that neither the early Paleozoic sedimentary rocks nor the

klippen of dense gabbroic rocks of the overthrust massives can plausibly be the source of these anomalies.

The properties of a gravity field allow an estimation of the maximum depth at which a gravitating body causing the anomaly can lie (Smith, 1960). The most likely source of the positive anomaly is some sort of mafic rock body which may have a density of about 3.00 gm/cc. The Precambrian granodioritic gneiss on the south side of the map area has a mean density of about 2.74 gm/cc (Smithson, 1963 a). If a density contrast of 0.25 gm/cc is used and the base of disturbing body is placed at infinity, the inequalities of Smith (*op. cit.* p. 608) show that the depth to the top of this body is less than or equal to 4 km. This means that the source of the anomaly must be at or near the surface of the Precambrian basement.

The geology indicates that, in fact, the source of the anomaly lies at the surface in a few places and is only covered by a superficial veneer of sedimentary rocks in most places. The fact that the gravity gradient increases abruptly over the contact between the granodioritic and quartz-dioritic gneiss suggests that the source is shallow and actually lies in the density contrast between these two rock types. Strand, moreover, has interpreted the widely separated occurrences of mafic rock to be a single Precambrian mafic intrusion of batholithic dimensions.

Measurements of the vertical magnetic intensity were also undertaken in conjunction with the gravity survey. Although the measurements were too scattered and variable to delineate the contacts of the disturbing body, the measurements did indicate a maximum anomaly of slightly over 1000 gammas at Røn near the center of the gravity anomaly. This is comparable in amplitude to the magnetic anomalies found over the Cortlandt complex (Steenland and Wollard, 1952) and the Sudbury lopolith (Miller and Innes, 1955).

For analysis of the gravity anomalies, two profiles, A-A' and B-B', are drawn across the "high" (Figs. 2 and 3). The background anomaly is arbitrarily determined from the apparent average gradient over a larger area. A positive density contrast of 0.25 gm/cc is used for computations of the models.

Profile A-A' (Fig. 3 a) shows that a broad local anomaly of 25 mgal is found over the southern part of the broad flat gravity high. This anomaly can be simulated by the gravitative effect of a slab of dense material 2.5 km thick. The contacts dip in under the slab.

A maximum local anomaly of 53 mgal occurs along profile B-B' (Fig.

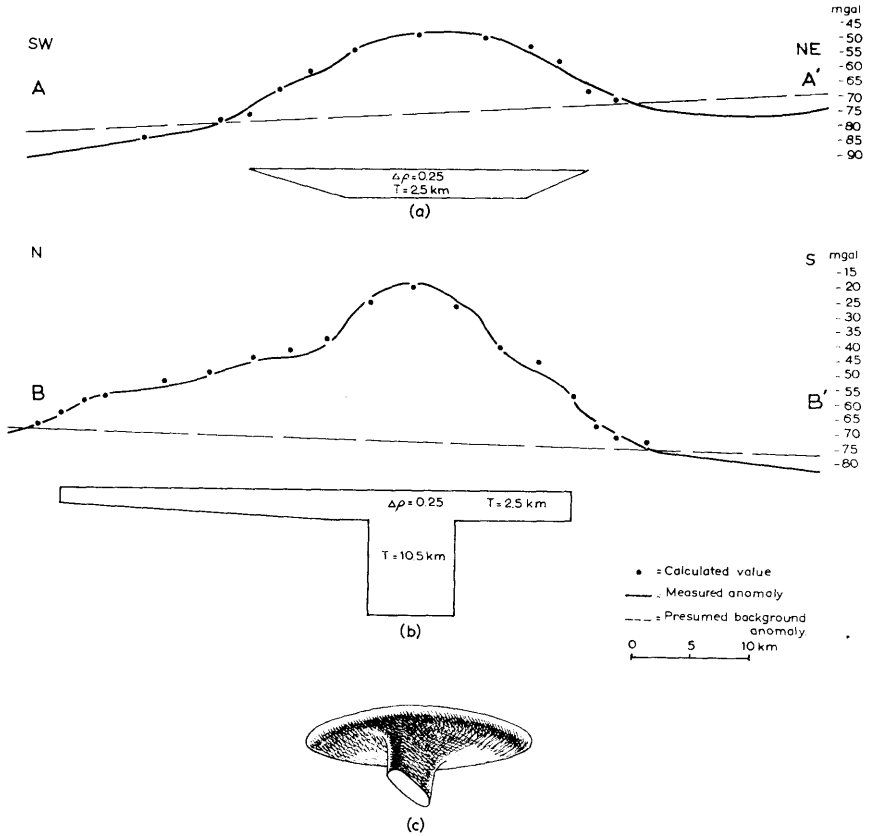


Figure 3. Profiles through the gravity anomaly and models calculated to approximate the anomaly. (a) Profile A-A'. (b) Profile B-B'. (c) Three-dimensional representation of the body calculated to simulate the gravity anomaly - viewed from the side and below.

3 b). Along this profile, the broad smaller anomaly and the abrupt larger anomaly are readily distinguished. The disturbing body in this profile is a 2.5-km-thick plate underlain by a deep, narrow block whose calculated base is 10.5 km deep.¹ Since the addition of more material at the base of this block has only a small effect, the actual figure for the depth of the base cannot be taken literally. The northern contact of the upper slab dips in gently; the southern one probably dips steeper because of the high gradient here.

The shape of the model that satisfies the observed gravity anomalies

¹ Model computed by the method of Hubbert (1948) with end corrections applied where necessary (Nettleton, 1940, p. 117).

is an elongate north-south-trending slab underlain by a deep vertical stem whose oval cross section has an east-west-trending longer axis (Fig. 3 c). Because their exact position is unknown, the attitudes of contacts for the slab cannot be determined with certainty; however, the calculated model probably represents the gross overall shape of the geologic body. The east-west structural trends in the mafic gneisses of the Precambrian window east of Vang (Strand, 1951) exhibit an encouraging correspondence with the gravity contours in this area and, consequently, with the longer axis of the oval-shaped stem. The structural trends in the northern window show irregular structural trends that are not readily reconciled with the model.

Both scattered geologic observations and the gravity anomalies indicate that much of the Slidre area is underlain by a large mafic intrusion which lies at the surface of the Precambrian. That this mafic intrusion would be called a lopolith by geologists if it were fully exposed is suggested by the gravity model. The visible part of the intrusion would be a large plate-shaped body. Gravity interpretation demonstrates that this presumed lopolithic body is underlain by a column of dense material of considerable mass; this stem or column is construed to be a large feeder pipe.

Mafic intrusions may be highly variable in shape and composition. Steenland and Woollard (1952) used gravity interpretation to demonstrate that the Cortlandt igneous complex is a thin plate of mafic rock underlain by vertical feeder pipes, one of which is of relatively large diameter. In addition, the foliation in the intrusion generally coincides with the outline of the largest feeder pipe (*ibid.*, p. 1091). In the Great Dyke of Southern Rhodesia, gravity interpretation confirms the trough-like structure in places which is indicated by the attitude of mineralogical layering. Elsewhere, the higher broader gravity anomalies are interpreted in terms of a thick, deep funnel (Worst, 1960); *i. e.*, possible feeders. Wilson (1956) has postulated that because the layering in mafic intrusions generally dips more gently than the contacts, mafic bodies interpreted to be lopoliths may actually be funnel shaped.

Baker and Bott (1962) have used gravity interpretation to propose a broad funnel shape for a mafic intrusion in Sierra Leone. The gravity interpretation of the Sudbury mafic intrusive (Miller and Innes, 1955) confirms its lopolithic form; however, the presence of small feeders cannot be excluded (*ibid.*, p. 27). Mafic intrusions may vary from thin plates with large feeders to hugh funnel-shaped masses and more or less bracket the shape proposed for the body causing the Slidre anomaly.

Conclusions.

The Slidre positive gravity anomaly corresponds in position with rather mafic rocks occurring in Precambrian windows. Calculations show that the source of this anomaly must lie at shallow depth. In this area Precambrian rocks are covered by a thin sequence of Cambro-Ordovician sedimentary rocks. The source of the anomaly must be in the Precambrian basement and is most likely at the surface of the Precambrian.

The separate exposures of variable mafic rocks have been interpreted as differentiated members of a concordant mafic batholith (Strand, 1943). The positive gravity anomaly in Slidre is approximated by a model composed of a thin horizontal plate with a large deep feeder in the middle. Since sufficient geologic control is not available, the proposed model can hardly be regarded as unique; however, it is probably plausible in its gross features. On the other hand, not only the positions and attitudes of contacts could alter the picture, but also vertical variations in density so common in mafic intrusions (Wilson, 1956) would effect the calculations. The shape of the model is consistent with a flat or saucer-shaped intrusion underlain by a thick deep feeder.

The areal extent of this postulated mafic intrusion is about the same as Sudbury. The concordantly enclosed bodies of supracrustal rocks are explained by the lopolith hypothesis. Another possibility is, however, that the banded gneisses of the Aurdal rectangle represent metamorphosed equivalents of mafic volcanics and tuffs deposited in a basin and intruded by gabbro. The Slidre anomaly is, in any case, probably caused by a mafic intrusion which could contain mineral deposits. Detailed geophysical studies would be necessary to locate any possible economic occurrences.

Acknowledgments.

The writer wishes to thank Professor T. Strand for fruitful discussions and for critically reading the manuscript, and Dr. H. Neumann for placing the facilities of the Mineralogisk-Geologisk Museum at his disposal. The cooperation of the Geographical Survey of Norway and Mssrs. O. Trovaag and G. Jelstrup of that organization is gratefully acknowledged. Mssrs. T. Nordby and Ø. Høyde were of immeasurable help with the field work. Miss Ingegjerd Dillan is thanked for the drafting.

The project was carried out during the tenure of a U. S. National Science Foundation Graduate Fellowship and a Royal Norwegian Council for Scientific and Industrial Research Postdoctoral Fellowship.

References.

- Baker, C. O. and Bott, M. H. P.*, 1962, A gravity survey over the Freetown basic complex of Sierra Leone: Overseas Geol. and Min. Res., v. 8, n. 3, p. 260–78.
- Goldschmidt, V. M.*, 1916, Übersicht der Eruptivgesteine in kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem: Vid. Selsk. Skr., n. 2, 140 p.
- Grønhaug, A. G.*, 1963, Some notes on a compiled gravimetric map of southern Scandinavia: Norges geol. undersøk., Nr. 215, p. 22–29.
- Hammer, S.*, 1939, Terrain corrections for gravimeter stations: Geophysics, v. 4, p. 184–94.
- Hubbert, M. K.*, 1948, Line-integral method of computing gravity: *ibid.*, v. 13, p. 215–25.
- Miller, A. H. and Innes, M. J. S.*, 1955, Gravity in the Sudbury basin and vicinity: Publ. Dom. Obs., Ottawa, v. 18, n. 2, p. 13–43.
- Nettleton, L. L.*, 1940, Geophysical prospecting for oil: New York, McGraw-Hill, 444 p.
- Smithson, S. B.*, 1963a, Granite Studies: II. The Precambrian Flå granite, a geological and geophysical investigation: Norges geol. undersøk., Nr. 219, 212 p.
- 1963b, Granite Studies: I. A gravity investigation of two Precambrian granites in South Norway: Norges geol. undersøk., Nr. 214 B, p. 53–140.
- Steenland, N. C. and Wollard, G. L.*, Gravity and magnetic investigation of the Cortlandt complex, New York: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 63, p. 1075–93.
- Strand, T.*, 1943, Et gneis-amfibolitt kompleks i grunnfjellet i Valdres: Norges geol. undersøk., Nr. 159, 56 p.
- 1951, Slidre: Beskrivelse til det geologiske gradteigskart: *ibid.* Nr. 180, 54 p.
- 1954, Aurdal: Beskrivelse til det geologiske gradteigskart: *ibid.* Nr. 185, 71 p.
- Wilson, H. D.*, 1956, Structure of lopoliths: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 67, p. 289–300.
- Worst, B. G.*, 1960, The Great Dyke of Southern Rhodesia: South Rhodesia Geol. Surv. Bull., n. 47, 234 p.

Otta-dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen.

Av
TRYGVE STRAND
Med 2 tekst-figurer.

«Valdres-gruppen» i tittelen ovenfor er ment å skulle betegne det samme som «Valdres-sparagmitten» i videste betydning. Det sistnevnte navn har vært brukt om vedkommende stratigrafiske avdeling siden K. O. Bjørlykke innførte det (1910) og norske og nordiske geologer vet hva det betegner. Men for utenlandske geologer med vage begreper om norsk og skandinavisk geologi kan ordet «sparagmit» virke høyst villedende og vekke forestilling om en eokambrisk alder. Sparagmit, opprinnelig en petrografisk term, har jo i tidens løp fått en sterk stratigrafisk bismak. Det vil åpenbart være korrekt å betegne det vi mener med «Valdres-sparagmitten» i videste forstand som Valdres-gruppen og dele den inn i formasjoner og ledd efter nedenstående skjema:

Valdres-gruppen

Marsteinhøgda kvartskonglomerat, ledd i Langsu-formasjonen
Langsu-formasjonen, basiske gråvakker med konglomeratlag,
(«Gabbro-konglomerat») Langsu-konglomerat
Bygdin kvartsitkonglomerat, ledd øverst i Valdres-formasjonen
Valdres-formasjonen, arkoser og feltspatførende sandstener
Mellsenn-formasjonen, sandsten og skifer, underst med graptoliter,
tilsv. 4 a i Oslo-feltet
Underlag: Fyllit-formasjonen, tilsv. 3 b – 3 c i Oslo-feltet,
eller Otta-dekkets krystalline bergarter.

Hva angår Mellsenn-formasjonen har det vist seg at den lyse sandsten i dens øvre del ikke er annet enn en facies av Valdres-formasjonens arkoser. Navnet Valdres-formasjonen må festes til den typiske «Valdres-

sparagmit» av arkoser og feltspatførende sandstener, utbredt over største delen av typeområdet mellom Valdres og Gausdal. Bygdin kvartsittkonglomerat er et ledd øverst i formasjonen, som fra typeområdet ved østenden av Bygdin kan følges østover til foten av Langsuen i Gausdals vestfjell (kartområde Nordre Etnedal). Over Bygdin-konglomeratet i Langsuen følger mektige grønnlige meta-gråvakter med rikelig innhold av basisk materiale (mineralene albit, epidot, klorit og hornblende). Som navn for denne øvre del av Valdres-gruppen foreslås Langsu-formasjonen. De såkalte «gabbro-konglomerater» med grunnmasse av basisk gråvacke er å betrakte som en facies av samme formasjon og kan kalles Langsu-konglomerat. Innleiret i Langsu-formasjonen er en øvre horisont av kvartsittkonglomerat i søndre Langsuen og Marsteinshøgda, det kan kalles Marsteinshøgda-konglomerat og gå inn som et ledd i Langsu-formasjonen. – Inndelingen av Valdres-gruppen i en undre Valdres-formasjon med feltspatførende sandstener og arkoser rike på kalifeltspat og en øvre Langsu-formasjon med basiske gråvakter er funnet gyldig i mange områder utenfor typeområdet.

Den undre grense for Valdres-gruppens alder ble ansett gitt ved at Mellsekk-formasjonen lå over en svart skifer, hvori K. O. Bjørlykke hadde funnet graptolitter av alder tilsvarende 4 a i Oslo-feltet (se Strand 1959, fotnote s. 186). Bjørlykkes profil med det graptolitførende skiferlag er gjengitt her som fig. 1. Forfatteren har (i 1962) gått opp den undre del av dette profil. Underst i profilet er en foldet og småskruklet grå fyllit (1). Den graptolitførende svarte skifer (2) har derimot planparallele lagflater med ensartet nordlig fall og er fullstendig konkordant med og stratigrafisk sammenhengende med den overliggende skifer med tynne kalkknoller (3). Skiferen med kalkknoller er et karakteristisk lag underst i Mellsekk-formasjonen i profilene ved Valdres skiferbrudd, 6 km vest for Bjørlykkes profil ved Mellsekk-setrene. – Forfatteren fant ikke graptolitter ved sitt korte besøk ved profilet, men Astrid Monsen bestemte graptolitene herfra, og det kan ikke være noen grunn til å tvile på at det materiale hun hadde var riktig etiketert. Det må da anses som fastslått at den undre del av Mellsekk-formasjonen, som igjen er den undre del av Valdres-gruppen, er av tidlig mellom-ordovicisk alder.

I sitt arbeide «Sel and Vågå» (1951 a) har forfatteren beskrevet Otta-dekket (undre Jotun-dekke) og fulgt det fra typeområdet i de nedre deler av Sjoas og Ottas dalfører til området mellom Lemonsjøen og Tesse (se kart fig. 2). Videre vestover ble dekket fulgt som et tynt og usammenhengende gneisflak med et overliggende konglomerat med grunnmasse

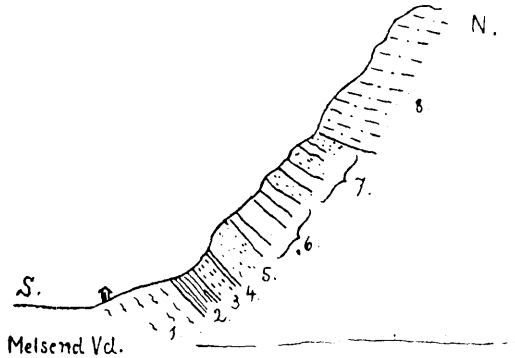


Fig. 1. Profil i sydhellingen av Skarvemellen ovenfor Melsenn-setrene.
Efter K. O. Bjørlykke (1905, s. 476). Se teksten.

Section through the Melsenn formation (2-7) and the overlying arkose of the Valdres formation (8) in the Mellene district, Valdres, the type area of the Valdres group, from K. O. Bjørlykke (1905, p. 476). A layer of black shale (2), that has yielded Llanvirnian or early Caradocian graptolites, forms an unbroken succession with the overlying sediments of the Melsenn formation.

av basisk gråvacke (Langsu-konglomerat) så langt som til vestgrensen av gradteig Vågå (2° vest for Oslo).

For å forfølge de samme bygningsledd videre mot vest og sydvest har forfatteren gått opp fire profiler, fra Fossberget i Lom til området ved Sålell seter (1, fig. 2), langs veien Røisheim-Spiterstulen på østsiden av Visdalen (2), langs veien Galdesand-Raudbergstulen-Gjuvasshytta (3) og langs veien som går opp fra Elveseter i Leirdalen til Storgjuvbreen langs breelven Storgjuva (4). De to førstnevnte profiler ble gått opp i 1946 og profilet langs Visdalen har fått en kort omtale i «Geology of Norway», s. 193. De to sistnevnte ble gått opp siste sommer (1963). For en nærmere topografisk orientering kan henvises til NGOs kartter Lom (Gradteig E 29 vest) og Midt-Jotunheimen (1:50 000).

I området for kartet fig. 2, langs dalførene til Otta, Bøvra og Leira, er det som kjent fem tektonisk-stratigrafiske ledd i den geologiske bygning: bunngneisen, den overliggende eokambriske og kambro-ordoviciske lagrekke, Otta-dekket, Valdres-gruppens sedimenter og Jotun-dekket.

Om tektonikken kan det for øvrig ikke sies annet enn at lag- og skifrighetsflater i alminnelighet faller mot syd eller sydvest inn mot «Foldningsgrøften». Tverrfoldning langs nordvestlige akser ble observert ovenfor Elveseter. Utvilsomt faller også de større tektoniske enheter innover mot

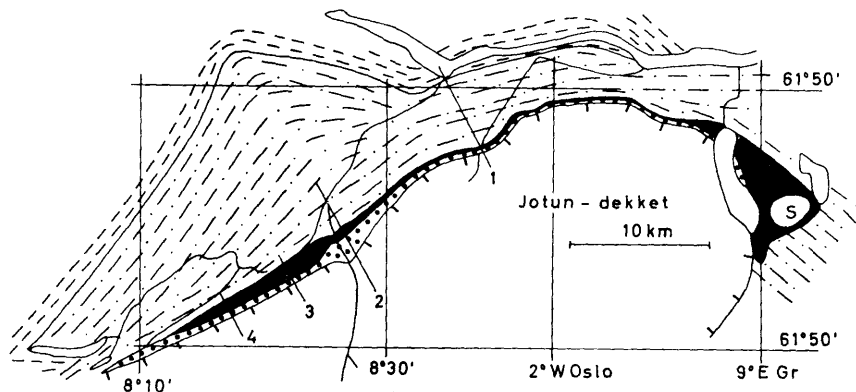


Fig. 2. Geologisk kartskisse over strøkene ved den nordlige ombøyning av «Foldningsgrøften».

Tykke streker: bunngneis. Streker og prikker: Eokambriske og yngre sedimenter under dekkene. Svart: Otta-dekkets (undre Jotun-dekkets) krystalline bunnmassiv, s: dekkets sedimenter. Tykke prikker: Valdres-gruppen. Hvitt: Jotun dekket.

Geologic sketch-map of the districts at the northern part of the "Faltungsgroften".
Heavy dashes: Basal gneiss. Dots and dashes: Eocambrian and younger sediments below the nappes. Black: Crystalline basal massifs of the Otta nappe (lower Jotun nappe), s: sediments of the nappe. Heavy dots: sediments of the Valdres group. Left white: Jotun nappe.
1-4 mark the sections investigated by the writer.

grøften, men fallvinklene for disse er ukjent og mektighetstallene i det etterfølgende er basert på usikre anslag.

Sedimentene under Otta-dekket er stort sett ensartet på strekningen fra Fossberget i Lom til Sålell seter (profil 1) over en bredde av 6 km fra bunngneisen til undergrensen av dekkene. De består av vekslende lag av opprinnelige sand-, silt- og leirsedimenter. Det er lyse sandstener som kan minne om lys sparagmitt og mørke som kan ligne mørke sparagmitter. Men sandstenene finnes ikke i tykke ensartete lagrekker, men veksler med fyllitter og sandstenskifrer. Ved Sålell seter fantes en kalkbenk av noen meters tykkelse sammen med mørke sandstener og et lag med konglomerat. K. O. Bjørlykke (1905, s. 422) traff på en kalksten i lia ovenfor Fossberget. Det er sannsynligvis samme vekslende lag av sandsten og skifer som finnes under Otta-dekket i profilet langs Vidsalen (2) og som står ved veien ved Bøvra ovenfor Galdesand, hvor det er tykke benker av mørk sandsten i veksel med skiferlag. De samme bergarter kan følges oppover langs Bøvra og Leira til Elveseter hvor de står i dalbunnen og i den sydøstre dalside under Otta-dekket. En tykkskifrig biotitrik glimmer-

skifer ved Elveseter viste seg å inneholde rikelig av saussuritisert plagioklas og en del epidot. Dette er samme mineralsammensetning som i gråvakke-bergartene i Vardhø-formasjonen i Sel og Vågå kartområde (Strand, 1951, s. 40 f) og det er meget mulig at de ovenfor omtalte bergarter hører til en eokambrisk lagavdeling som er utbredt sammenhengende fra Våldalen syd for Lomskollen til Leirdalen. I den nordvestre dalside av Leirdalen ovenfor Elveseter er hovedbergartene tynnskiferige fyllitter, tildels svarte og kullstoffrike. Lignende forhold med fyllitter nordvest for og under en avdeling mer grovkornete sedimenter er det også i et profil ovenfor Røisheim i Bøverdalen (K. O. Bjørlykke 1905, s. 424).

Otta-dekkets krystalline bergarter er blitt påvist i alle de fire oppgatte profiler. I profil 1 bare i en eneste blotning, en bergknatt i omkr. 1260 ms høyde på østsiden av elven Vulua sydøst for Sålell seter. Bergarten her er finkornet mylonitgneis (med bl. a. albitt og epidot). Noen porfyrklaster av mikroperthitt ligner Jotun-bergartenes perthitter. Dekket har her sannsynligvis liten mektighet.

I profilet langs veien i Vidsdalen (2) treffes grensen mellom en rusten fyllitt og en overliggende gneis nær ovenfor bekken Sveagrove. Videre herfra står båndete og stripete gneiser langs veien over en strekning av omkring 500 m. Det foreligger slip av en finkornet mylonittgneis med rikelig av porfyrklaster av mikroperthitt med de karakteristiske spindelformede innleiringer.

I profilet i veien Galdesand–Raudbergstulen (3) treffer man de nederste blotninger av Otta-dekkets bergarter like ovenfor Galdesand (omkr. 570 m o. h.) mens de øverste blotninger er ved bekken Tjøinngrove, ikke langt nedenfor dens utløp av Raudbergstultjernet, i en høyde av omkring 970 m o. h. Veiprofilet har hovedretning øst–vest, skrått på den nordøst–sydvestlige hovedstrukturretning, men bergartsplatens tykkelse er neppe mindre enn høydeforskjellen, da den horisontale avstand tvers på strøkretningen, omkring en kilometer, må bidra til å øke tykkelsen. Den nederste blotning ovenfor Galdesand er en massiv plagioklasrik gneis. Etter et overdekket stykke nederst i lia er det videre oppover jevnt med blotninger, dels av grovkornete gabbroide eller dioritiske bergarter (med hvit saussuritiert plagioklas), dels av finkornete mylonittgneiser og -skifrer, som har mistet sine opprinnelige struktur. Det er ikke blitt gjort mikroskopiske undersøkelser av noen av bergartene her, men en inspeksjon av blotningene er nok til å bli klar over hva slags bergarter man har å gjøre med.

I profilet ovenfor Elveseter (4) treffes i omkring 760 ms h. o. h. (omkring 100 m over dalbunnen) en hvit sukkerkornet bergart med enkelte striper av klorit. Bergarten kan lett forveksles med en kvartsit, men den viser seg under mikroskopet som en lys gneis rik på mikropertitt. Høyere oppe, omkr. 800 m o. h., er det gode blotninger av grå mylonittgneiser og -skifrer. Innleiret i disse er det tynne bånd av den samme lyse bergart. Videre finnes den i stor sammenhengende mektighet i en knatt på nord-siden av veien. Den deler her opp i decimetertykke benker og ligner sterkt på en kvartsit og må utvilsomt være suprakrustal. Gneisplatens mektighet er i dette profil omkring 50 m. Gneisen står i Storgjuvas gjel, men er ikke blitt fulgt videre mot sydvest.

En grå gneis fra veiprofilet viser seg i mikroskopet sterkt mylonitisert og helt omkrystallisert i lavfacies. Den ovenfor omtalte lyse gneis består av kvarts, mikroperthit, albit (underordnet) og litt epidot og klorit. Mikroperthiten er av type «jotun-perthit» med spindelformete tverrsnitt av innleiringene. Bergarten har således en granittisk sammensetning og da den som ovenfor omtalt synes å være suprakrustal, kan den tolkes som en meta-rhyolitt. Dette reiser spørsmålet hvorvidt noen av de utpregete båndete bergarter i Otta-dekkets krystalline bunnmassiv kan være av suprakrustal opprinnelse.

Valdres-gruppens bergarter er dårlig blottet i strøket syd for Sålell seter (profil 1). I omkring 1260 ms høyde o. h. syd-sydvest for tjernet som ligger sydvest for Sålell seter er det blotninger av sandsten og av en gråvakke-bergart av samme type som grunnmassen i konglomeratene som finnes østenfor i Vågå kartområde. De sparsomme blotninger synes å vise at Valdres-gruppens sedimenter her finnes på sin plass mellom Otta-dekket og Jotun-dekket.

Også i profilet i Visdalen (2) er Valdres-avleiringene lite blottet. Ved veien ved bekken Lauva sees en forholdsvis finkornet stripet grå sandsten over Otta-dekkets gneis. Nordenfor, nedenfor Visdalsetrene, er det blotninger av en grønnlig skifrig bergart og en lyst grønnlig stripet sandsten. Ved setrene er det blokker av bergarter med vekslende grønne og lyse striper. De grønne bergarter er utvilsomt gråvakkere rike på basisk materiale. I en blokk fantes utvilsomme konglomeratboller. – Valdres-sedimentene må etter de funne blotninger være tilstede over en lengde av minst 1500 m langs veiprofilet. De har en undre avdeling av feltspatførende sandsten, tilsvarende Valdres-formasjonen og en øvre avdeling med basiske gråvakkere med konglomerater, tilsvarende Langsufor-formationen.

I de to sydvestlige profiler (3, 4) er Valdres-gruppen representert ved lyst grå ganske finkornete feltspatførende sandsteiner. Sandsteinene her kan ha tynne mørkere striper og viser en facies som er typisk både for eokambrisk «lys sparagmit» og for Valdres-formasjonen. Grønnfargete lag av Langsu-formasjonens type er ikke blitt påvist i disse profiler. Mektigheten er noenlunde like stor i de to profiler og kan anslås til omkring 100 m. Ved Raudbergstulen (profil 3) ligger undergrensen på omkring 970 m o. h., mens en gabbrobergart av Jotun-dekket er blottet i en høyde syd for setrene omkring 1050 m o. h. I profilet langs Storgjuva (4) står sandstenen mellom omkring 850 og 950 m h. o. h. og overleires av grovkornete mylonittgneiser med lett synlige porfyroklaster av rød kali-feltspat.

Valdres-gruppens sedimenter fortsetter sannsynligvis videre mot sydvest. Landmark (1949) har på sitt kart (pl. I) inntegnet et drag av Valdres-sedimenter ved Bøverkinnhalsen, som kiler ut mot sydvest. Men Valdres-gruppen kommer igjen inn med stor mektighet på strekningen sydvestover fra ved Krossbu og Høydalsvatn. Bergartene er etter Landmarks beskrivelser stort sett av de samme typer som i de her beskrevne profiler.

De feltgeologiske data meddelt i det foregående er grunnlag for det geologiske oversiktskart, fig. 2. Otta-dekket, representert ved sitt krystalline bunnmassiv, og de overliggende sedimenter av Valdres-gruppen er blitt fulgt over på nordvestsiden av «foldnings-grøften». Vi finner her samme tektonisk-stratigrafiske følge som i de sydøstlige områder: Sedimenter av østlig facies, Otta-dekket, Valdres-gruppen og Jotun-dekket. Otta-dekket er herved påvist å strekke seg over en lengde av 65 km i retning nordvest-sydøst regnet til sydøstenden av den bevarte del av dekket på nordøstsiden av Gudbrandsdalen. Om vi regner Espedals-massivet og Røssjøkollens gabbroflak som deler av Otta-dekket, øker de tilsvarende lengder til henholdsvis 90 og 100 km.

Summary.

The Otta nappe and the Valdres group in the district along Bøverdalen and Leirdalen.

In his 1951 paper (Strand, 1951) the writer described the Otta nappe (lower Jotun nappe). The nappe was mapped in the Vågå map area, extending west to the meridian 2° west of Oslo (right part of map, Fig. 2). It is here a thin and discontinuous sheet of mylonitic gneisses,

representing the crystalline basement complex of the nappe. In the easternmost part of the area of the map, Fig. 2, the crystalline part of the nappe is thicker and here also a part of the sedimentary cover of the nappe has been preserved. Above the Otta nappe are sediments of the Valdres group, developed as a conglomerate with graywacke matrix, the "Gabbro conglomerate" of the Valdres group.

In the districts further to the west and south-west, along the valleys of Bøvra and Leira, the writer investigated four sections (1-4 in fig. 2) to trace the continuation of the Otta nappe and the sediments of the Valdres group.

The crystalline rocks of the Otta nappe thicken to the west and south-west and reach a thickness of no less than 500 m in section 3. The rocks are amphibolites or saussurite gabbros and gneisses. Almost all the rocks are more or less mylonitized and parts of them have been transformed into fine-grained mylonite schists. The gneisses contain micropertthites with spindle-shaped insets of albite plagioclase, characteristic of the charnockitic Jotun rocks. The micropertthites are relics that survived the Caledonian metamorphism.

The sediments of the Valdres group reach a maximum thickness, amounting to some 200 m in section 2, along Vidsdalen. They here consist of a lower division of feldspathic sandstones, the Valdres formation, and of an upper division of greenish graywackes rich in basic material with conglomerates, the Langsu formation, while only the feldspathic sandstones of the Valdres formation are present in sections 3 and 4.

The present paper thus records the presence of the Otta nappe and the overlying sediments of the Valdres group at the northwest side of the "Faltungsgraben", in which the Jotun nappe (upper Jotun nappe) forms a synclinal structure together with the underlying tectonic and stratigraphic units.

In the introduction to the paper the writer proposes to use the term Valdres group for the sequences hitherto referred to as the "Valdres sparagmite" in a wider sense. The term "sparagmite" is an unhappy one in this context, because it to many readers will suggest an Eocambrian age of the Valdres group. More than sixty years ago K. O. Bjørlykke found Ordovician graptolites in a section in the Mellene district in Valdres (see Fig. 1). A recent revision of that section showed the graptolite-bearing shale to be undoubtedly a part of the Mellenn formation, which is again the lowermost part of the Valdres group.

Litteratur.

- Bjørlykke, K. O.*, 1905. Det centrale Norges fjeldbygning. N.G.U. Nr. 39, 595 s.
— 1910. «Fjeldsproblemets» stilling i Norge og Sverige ved utgangen av 1909. N.G.T. 2, Nr. 1, s. 3–20.
- Landmark, K.* 1949. Geologiske undersøkelser Luster–Bøverdalen. Univ. i Bergen Årbok 1948, Naturv. rekke Nr. 1. 57 s.
- Strand, T.* 1951. The Sel and Vågå map areas. N.G.U. Nr. 178, 116 s.
— 1959. Valdres-sparagmittens stratigrafiske stilling. N.G.U. Nr. 205, s. 185–198.

Geology and structure of the Prestberget area.

By

TRYGVE STRAND

With 12 text-figures.

The Prestberget area is taken as a convenient name of the area treated in this paper, shown on the tectonogram, Fig. 2 its topographic and geologic situation is shown on the map, Fig. 1. Prestberget is a hillock rising to the west of Vågåmo village with the old church of Vågå, situated on the alluvial plain at the outlet of Finna river into the main Otta river. The area of the Prestberget proper is shown on the map, Fig. 3.

The Prestberget area is a part of the Sel and Vågå area previously studied by the writer (Strand, 1951). In that paper the writer described the Otta nappe as consisting of an underlying massif of high-grade crystalline rocks and an overlying cover of Eocambrian (?) to Cambro-Ordovician sediments of eugeosynclinal facies. Underlying the nappe are sediments of Eocambrian and Cambro-Ordovician age of the so-called eastern facies, totally different from the sediments of the nappe.

In his 1951 paper the writer gave the following stratigraphy of the Otta nappe:

- Sel micaschist
- Serpentine conglomerate
- Greenstone conglomerate
- Greenstones
- Heidal series
- Crystalline basement (the Rudiø complex)

With a revised classification and terminology the scheme now proposed is as follows:

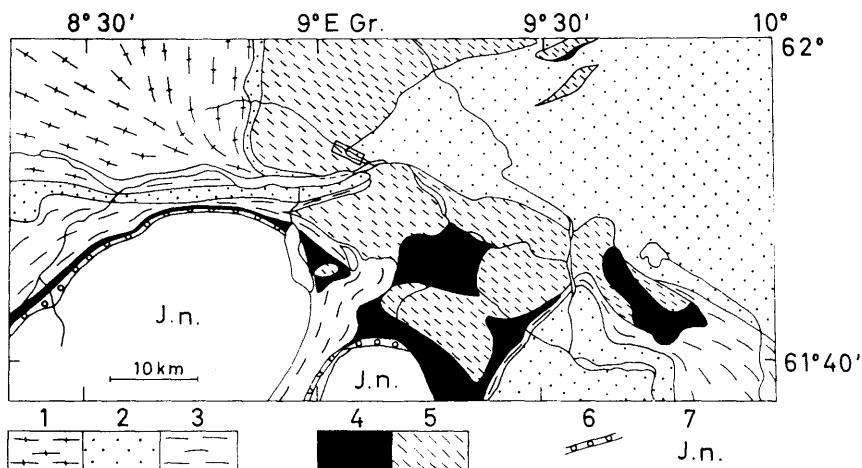


Fig. 1. Geologic map of the type area of the Otta nappe in the northern part of Gudbrandsdalen, to show the position of the Prestberget area.

1-3. Basement and sediments beneath the Otta nappe.

1. Basal gneiss. 2. Mainly feldspathic sandstones (sparagmites), Eocambrian.

3. Mainly pelitic sediments, Eocambrian to Ordovician.

4-5. Otta nappe (lower Jotun nappe). 4. Crystalline basement complex.

5. Sediments and volcanics.

6. Valdres group, greywackes with conglomerates.

7. Jotun nappe (upper Jotun nappe).

Geologisk kart over en del av nordre Gudbrandsdalen, som viser beliggenheten av Prestberg-området.

Sel micaschist

Svartkampen group

Otta serpentine conglomerate

Heidal group

To conglomerate

The writer proposes to restrict the Heidal group (Heidal series of Gjelsvik, 1946) to the micaceous quartzites immediately above the crystalline basement and the overlying garnet micaschists. The quartzites and flagstones of the Heidal group are similar to the "light sparagmites" of the Sparagmite super-group and may be of Eocambrian age.

The Svartkampen group is a new unit and term to comprise the upper part of the Heidal series (as originally defined) and the Greenstones. The type section and area is in Heidal in the lower part of the Sjoa valley, in the north-east slope of the valley, towering to the mountain Svartkampen.

Rocks very characteristic of the Svartkampen group in the type area are "green schists", a field term for greenish micaschists more or less rich in chlorite, albite and epidote, indicating an admixture to the sediment of material from basic igneous rocks. Another type of rock characteristic of the Svartkampen group are micaschists and quartzschists with large and easily visible needles of amphibole. "Normal" sedimentary schists with quartz, micas and garnet as dominating minerals also occur in the Svartkampen group.

Interbedded with the sediments are layers of greenschist with a basaltic or andesitic composition, of thickness varying from thin seams to zones measuring several tens of metres. In an area in the Otta valley west of Otta railway station greenschists and more massive greenstones occur in a thickness of about 2000 m, representing the deposits at a volcanic center. Volcanic deposits of an acid composition, rich in quartz and albite, are much more scarce than the basic ones. It is thus clear that the Svartkampen group was deposited during a period of strong volcanic activity.

At the top of the Svartkampen group is the "Greenstone conglomerate" (Strand, 1951, p. 65–66) for which the name To conglomerate is here proposed (from To farm near Otta railway station). The writer is now inclined to suspect that the To conglomerate is equivalent to the Skards-hø conglomerate (Strand 1951, p. 70), and that the former name may be superfluous.

The Otta serpentine conglomerate (name proposed by Th. Vogt (1945, p. 507)) contains a surprisingly well-preserved and rich fauna, indicating an early Middle Ordovician age (Yochelson, 1963).

The Heidal and Svartkampen groups correspond to the Røros and Støren groups in the Trondheim region, while the Sel micaschist, overlying the Otta serpentine conglomerate, must correspond to the lower part of the Hovin group in the same region.

In his 1951 paper (p. 30–31) the writer recorded some observations from the Prestberget area which seemed to indicate that older structures of slides and assumed recumbent folds with axial planes dipping gently to the north-west had been affected by a younger folding with north-west to west axial directions. The writer therefore considered the Prestberget area as worthy of a closer investigation. When Dr. Janet S. Peacy was staying at the Oslo Geological Institute in 1958, the writer suggested that she undertake a detailed investigation of the area. Dr. Peacey made a brief visit in the area, but her work elsewhere prevented her from doing any further work there. However, her painstaking work resulted in the

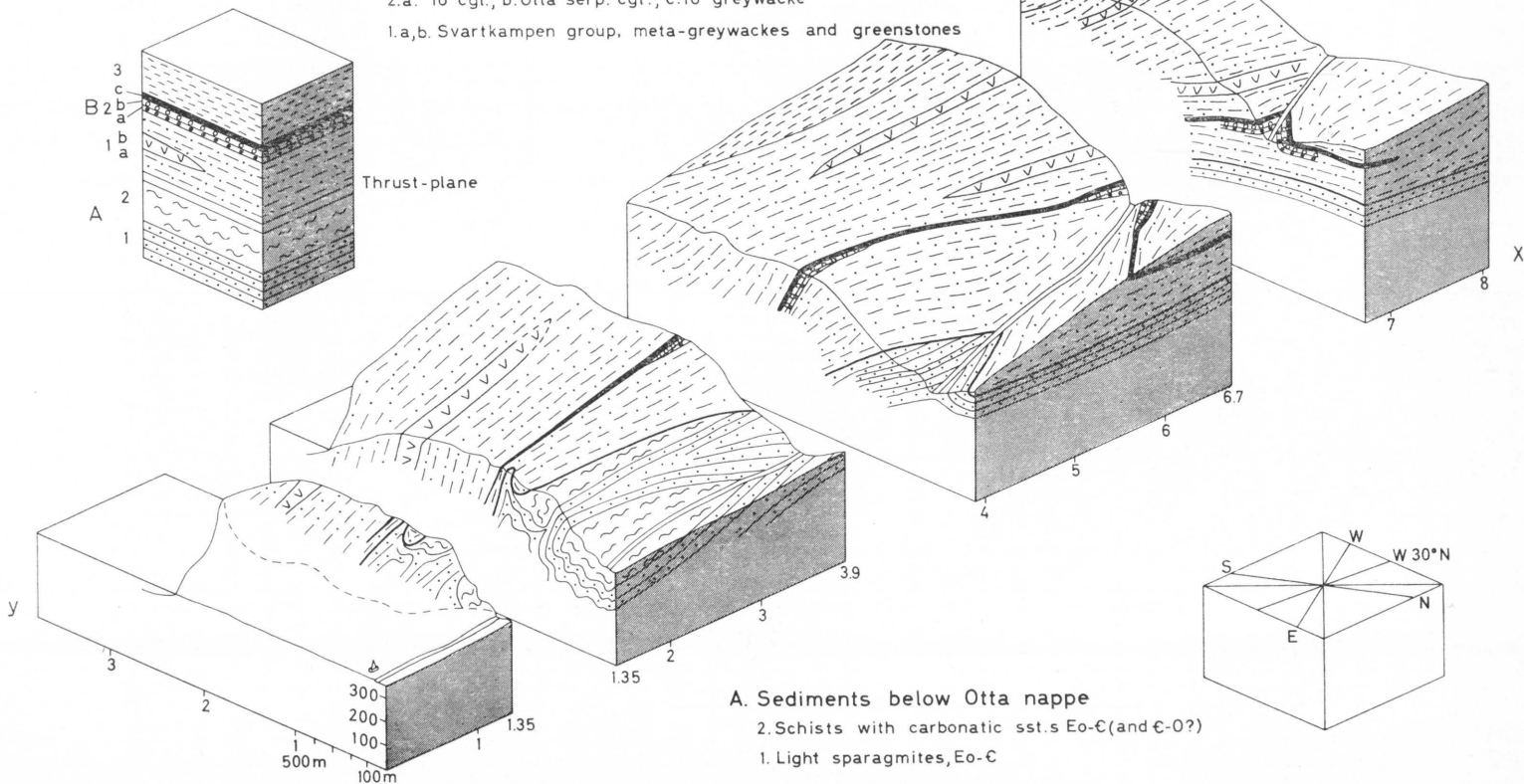
TECTONOGRAM - of PRESTBERGET AREA

B. Sediments of Otta nappe

3. Micaschist (Sel formation?)

2.a. To cgl., b. Otta serp. cgl., c. To greywacke

1.a,b. Svartkampen group, meta-greywackes and greenstones



A. Sediments below Otta nappe

2. Schists with carbonatic sst.s Eo-C (and E-0?)

1. Light sparagmites, Eo-C

Fig. 2. Tectonogram of the Prestberget area.

Blokkdiagram av Prestberg-området.

discovery of mesoscopic¹ structures giving proof of two or three phases of folding. Dr. Peacey made a report of her work in Prestberget which she handed over to the writer and which she kindly allowed to be used in the preparation of the present paper.

The map Fig. 1 shows the Prestberget area situated at the apex of a large triangle-shaped anticlinorium of Eocambrian sparagmites with the rocks of the Otta nappe adjacent at the north-west and south-west sides of the triangle. To the south of Prestberget the eastern end of a narrow anticlinorium of sparagmites extends along the south side of the Otta valley. The structures in question have bent and folded the thrust-plane of the Otta nappe. The macroscopic structures thus indicate one or more phases of deformation later than the emplacement of the nappe.

The rocks of the Prestberget area fall in two distinct groups, the rocks of the Otta nappe and the rocks underlying the thrust-plane of the nappe. (See tectonogram, Fig. 2). The latter rocks are sandstones and schists mainly of Eocambrian age. The crystalline basement complex of the nappe is not present in the Prestberget area and from the evidence to be found in that area it is not immediately apparent that the thrust-plane beneath the nappe is a tectonic plane of a high order of magnitude. But the sediments of the nappe are radically different from those in the underlying complex.

The sequence beneath the Otta nappe consists mainly of light feldspathic sandstones in benches of about decimetre thickness. Rocks of this type termed "light sparagmites" cover large areas within the Sel and Vågå area. Above the "light sparagmites" in the Prestberget area is a sequence of pelitic schists with mostly thin intercalated layers of sandstone. The rocks are often more or less calcareous or dolomitic with rare thin layers of rather pure dolomite. Of this sequence the "light sparagmites" are certainly Eocambrian, while parts of the overlying pelitic sediments may be of Cambrian and perhaps even of Ordovician age.

The main part of the Otta nappe in the Prestberget area consists of rocks of the Svartkampen group, rocks of the Heidal group (as here defined) can not be identified with any certainty. The rocks have always a distinct schistosity, but are commonly rather tough and not too easily splitting along the planes of schistosity. The mineral composition of some examples of the rocks is given in Table I. It will be seen that most of

¹ Mesoscopic structures are structures visible in hand specimens and exposures, macroscopic structures are those that must be studied on geological maps (Turner and Weiss, 1963, p. 76, p. 144).

the rocks contain a fair amount of mafic material, probably derived from the basic volcanic rocks formed during the deposition of the sediments.

Volcanic rocks within the area are greenschists with the minerals albite, epidote, amphibole and chlorite, indicating a basaltic or andesitic composition. They may be found as bands of about decimetre thickness alternating with the sediments, but may also form layers several tens of metres in thickness. Although there is some variation among the deposits of the rocks here in question, there are no characteristic marker horizons.

The To conglomerate in the present area has the same petrographic characters as in the type area near the Otta railway station, a dark rather massive greenish rock with boulders of light quartzite.

The Otta serpentine conglomerate is easy to recognize and is exposed in a fine development at Dalen farm (3.8x, 1.8y)² with boulders of serpentinite reaching a size of 30 cm.

In the Prestberget area the Otta serpentine conglomerate is overlain, in a normal succession according to the writer's interpretation, by a dark greenish rock visibly rich in chlorite, which will here be designated as the To greywacke. A conspicuous feature of this rock is lenses of light-coloured material rich in quartz embedded in the dark greenish matrix. If the above interpretation is correct, there is a difference in the sedimentary facies between the Prestberget and the Otta areas, as in the latter the monotonous Sel micaschist follows immediately above the Otta serpentine conglomerate.

The higher parts of Prestberget are underlain by micaschists of the same type as in the Sel micaschist formation at Otta. It is probable that the micaschists in the present area represent the Sel formation, even if the characteristic conglomerates have not been found beneath them.

Intrusives into the rocks of the Otta nappe are saussurite gabbros occurring as lenses of size about 10 m. In some cases the rocks are fine-grained and even porphyritic with the character of dolerites. The intrusives seem to be especially common in the rocks close above the slide near the To and Otta conglomerates.

As will appear from the tectonogram, Fig. 2, the thrust-plane of the Otta nappe slopes down to the north and sinks below the surface at the Finna river (4.5x, 0.5y). Roughly parallel to the thrust-plane is a slide that disappears below the surface farther north (7 x, 1 y). The dip of the two tectonic planes is between 3° and 4° to west-north-west. The lower

² The numbers refer to the coordinate system of the tectonogram, Fig. 2.

part of the Otta nappe, between the thrust-plane and the slide mentioned above, consists of the common Svartkampen rocks described above.

A description of the slide may commence at the Finna where the slide-plane disappears beneath the surface. Here at the west side of the river the To conglomerate with boulders of light quartzite is overlain by serpentine conglomerate (partly talcose) and further by To greywacke with the characteristic light lenses. At the east side of the river (inaccessible) the To conglomerate is seen to rest on underlying quartz-schist. Near the boundary to the quartz-schists the boulders in the overlying conglomerate are highly deformed, indicating that the boundary is a slide-plane.³ To the south-east the slide-plane is seen to jump upwards on to a higher level in the underlying schist, which thus seems to be cut off by the slide. — The greywacke above the serpentine conglomerate can be followed upwards along the valley slope until it disappears below drift cover about (6 x, 1.5 y).

The slide is exposed again in the eastern part of the area. From a field situated about (5 x, 1.5 y) a foot-path leading towards east to the farm Dalen follows a ledge, a feature along the slide. The To greywacke is here found to rest on the underlying schists with a thin intervening serpentine conglomerate, almost wholly smeared out at the slide. At the path, about (4.5 x, 1.6 y) the following section is seen: above, to the south of, the To greywacke is a rusty weathering micaschist followed by greenstone, the whole thickness being about 20 m. In the surroundings of Dalen farm (3.8 x, 1.8 y) the section above the slide corresponds to that at the Finna river: To conglomerate with boulders of quartzite, serpentine conglomerate and To greywacke, the beds are here vertical or dip steeply to the south. The To conglomerate and the Otta serpentine conglomerate disappear to the east of Dalen, while the To greywacke can be followed further east to disappear just west of the Prestberget road (see map, Fig. 3). East of Dalen the section above the To greywacke is the same as the section at the foot-path about 500 m further west: rusty micaschist and greenstone.

The observations leave little, if any doubt, that a plane of movement, a slide, occurs below the sequence formed by the three members: To conglomerate, Otta serpentine conglomerate and To greywacke. But as was emphasized earlier the three members are assumed to form a succession "right side up" above the normally underlying Svartkampen

³ The section here was figured by the writer (Strand 1951, Fig. 12, p. 31), but was then given a somewhat different interpretation.

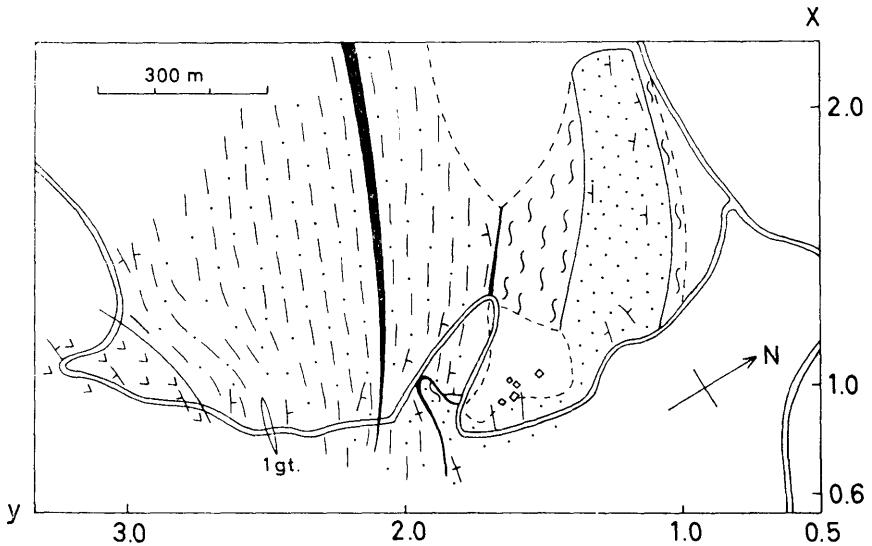


Fig. 3. Geologic sketch-map of the area along the Prestberget road, the Prestberget area proper. Symbols and grid the same as in the tectonogram, Fig. 2.

Geologisk kartskisse over området i Prestberget langs veien til Nordherad.

rocks. If we are to assume an unbroken succession between the To greywacke and the great overlying masses of meta-greywackes and green-schists, the sequence in the Prestberget area must be radically different from the sequence at Otta, where the thick Sel formation of monotonous micaschists comes directly above the Otta serpentine conglomerate. Now, at two places along the slide the To greywacke has been found to be overlain by a highly crumpled and squeezed micaschist. It is a possible interpretation that this micaschist represents the Sel micaschist formation, which was cut off and smeared out along a slide-plane. On the under side of this large slide the To greywacke, and the Otta and To conglomerates were torn loose from their substratum and dragged along. The Otta serpentine conglomerate, great parts of which became talc, formed a horizon of easy gliding and was smeared out along the slide. The slide-plane that can be mapped in the present area should thus be a secondary feature beneath a more important slide. Above the main slide horizon in the micaschist we should have rocks of the Svartkampen group in a normal stratigraphic position overlain by micaschists of the Sel formation at the top of the hill (see tectonogram, Fig. 2).

The writer suspected that the tectonics of the Otta nappe was one of

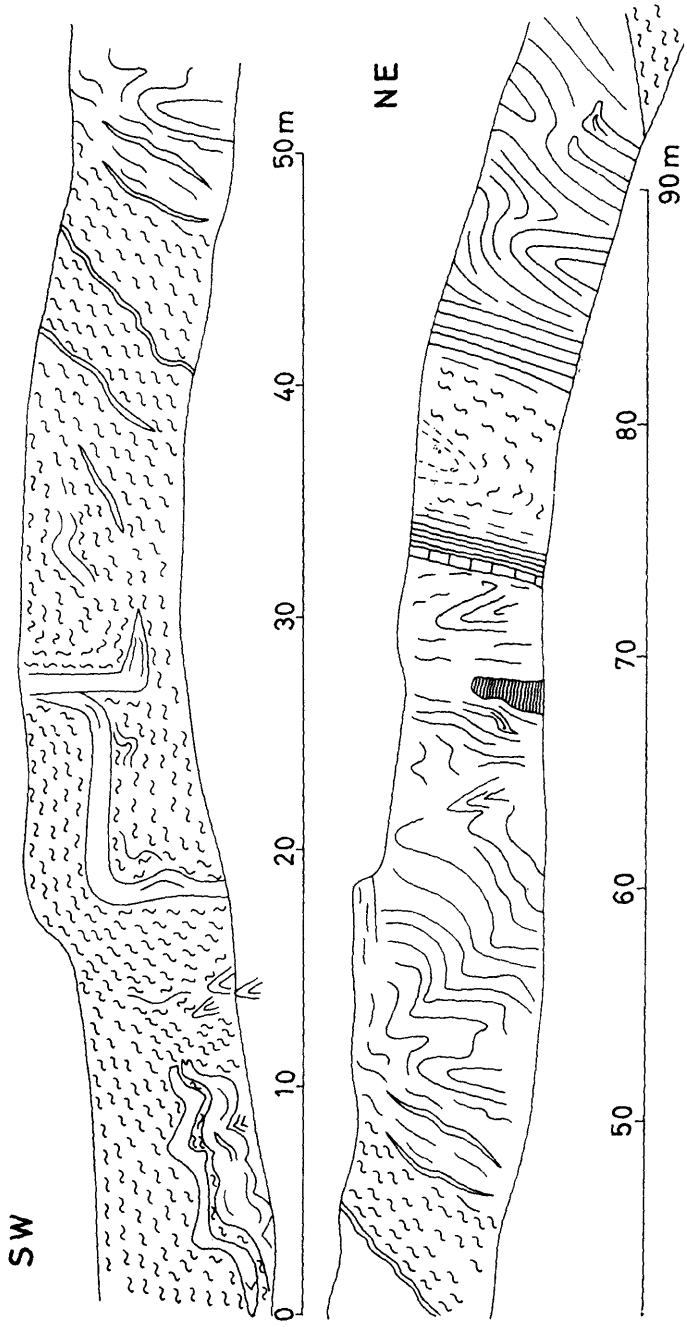
large recumbent folds with axial planes dipping north or north-west and has eagerly looked for mesoscopic structures (fold closures) that might prove the presence of such folds. The results have been in the negative. A layer of greenschist, some tens of metres thick, was followed to the east and was found to dwindle out to a thickness about one metre at (6 x, 2.5 y). But the exposures near this locality gave no indication that the pinching out of the greenschist marks the apex of a fold.

The Prestberget area proper is readily accessible as a road from Vågåmo ascends up its slope. The rocks are well exposed along the road. Some of the sections are very spectacular and evidence of three phases of deformation can clearly be seen. See map and sections Figs. 3–9. As was mentioned previously Dr. Peacey has found evidence of at least two phases of folding from her study of the mesoscopic structures in the area of Prestberget proper, and the following description of the structures of the first two phases, F_1 and F_2 , has been drawn from her report.

The structures of the first phase, F_1 , are found all over the area and are quite characteristic, the folds are acute and isoclinal with sharp crests and often intense thinning of the limbs. The axial planes strike west-north-west and dip steeply to north-north-east, while the plunge is on the average 50° in direction slightly south of west, though the plunge is rather variable. A strong lineation in the rocks is apparent as an elongation of the grains of quartz and other minerals and by a preferred orientation of amphibole porphyroblasts. The L structures trend in directions between W and WNW and most of them have a variable pitch in the same direction. See Fig. 12.

A later phase F_2 , produced folds of an orientation not sensible different from that of the F_1 folds, but of an entirely different style. The folds are rather open with rounded crests and are further distinguished by a grooving and rodding as a strong b lineation. Of decisive importance is the fact that folds of F_1 type have been refolded across the axial planes of folds of F_2 type (Fig. 5).

A third phase of deformation, F_3 , was more tentatively indicated by Dr. Peacey on the evidence of a group of folds younger than F_1 with a style different from that of the F_2 folds in being more brittle. A decisive indication of a phase of deformation later than F_2 is that the axes of the F_2 folds with their characteristic lineation can be seen to have been bent and to have varying orientations in places very near to each others (to be seen in the dolomitic sandstones at 50–73 m in the Prestberget section, Fig. 4). In the same section a layer of thin-bedded quartzite can be seen



to have been folded on axes deviating about 20° from the strong F_2 lineation of the rock (Fig. 7). It will not in all cases be possible to distinguish between F_2 and F_3 structures, the attitude of which are shown in Fig. 12 from Dr. Peaceys observations. Some of the folds of supposed F_3 age are reclined with axial plunge and dip of axial plane practically the same.

Dr. Peacey has further observed folds that have been torn away from their surroundings on planes of heavy mylonitisation (Fig. 10), a further indication of repeated deformation. Further information on the structures in the sections at the Prestberget road can be got from Figs. 4-9 and the adjoined texts.

The orientation of quartz c axes were measured in eleven orientated specimens from the area (D 1-11, Fig. 11).

There are only two of these, D 1 and 3, that show a symmetric pattern with the L structure in the axis of the girdle. In D 2 a faint lineation (elongation of flakes of chlorite) is not in the girdle axis, but there is a very faint indication of a second girdle with the L structure as axis. According to the writer's interpretation the quartz orientation was connected with the F_1 phase. In the case of D 2 the deformation that caused the L structure (probably F_2) had very little effect on the orientation pattern. An alternative interpretation must be that a late phase (F_3 ?) did

Fig. 4. Section through the Eocambrian (and younger?) schists, sandstones, carbonatic sandstones and subordinate dolomites underlying the thrust-plane of the Otta nappe. Prestberget, south-west end of section 20 m distant from the sharp turn in the road (1.3 x, 1.7 y). The south-west parts of the section are strongly crumpled schists with quartz-stringers with embedded sandstones.

0-11 m. Folds in sandstone, see Fig. 6 for a large scale picture.

14 m. Folds of F_1 type with varying axial trend and plunge.

40-45 m. A ledge of thin-bedded quartzite shows folding (F_3) on axes diverging from the F_2 lineation (see Fig. 7).

50-73 m. Dolomitic sandstones, more or less fine-grained and rich in carbonate, with folds, made easily visible by the selective weathering (see Fig. 8). The folds with the characteristic F_2 lineation have varying axial trends and plunges. At left side of the large cave, 67 m, is a clear example of double folding (see Fig. 5).

73-81 m. A 1-m-thick layer of dolomite in dolomitic schist, followed by siltstones and schists.

80-94 m. Quartzite sandstones of "light sparagmite" type, at 90 m folds, probably of F_1 phase, with bent axial planes.

At the north-east end of the section is a thrust-plane, dipping 30° NNW, upon an underlying schist, again underlain by nearly horizontal sandstone.

Profil gjennom eokambriske (og yngre?) skifrer, sandstener, karbonatholdige sandstener og (sparsomt) dolomitter i Prestberget. Hårnålsvingen er like ved den sydvestre ende av profilet.

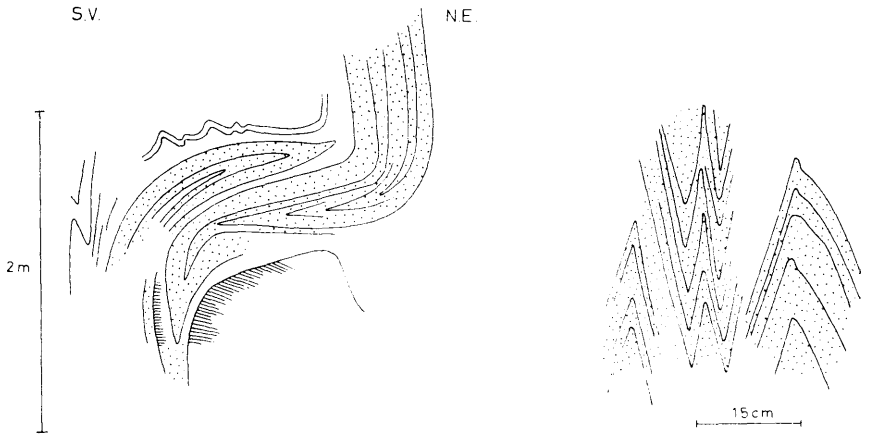


Fig. 5. By J. S. Peacey. Left figure: F_1 folds refolded by open folds (F_2) with characteristic lineation. In section Fig. 4, 67 m. Right figure: Characteristic F_1 folds. Prestberget (1.0 x, 1.9 y).

Til venstre: F_1 folder foldet for annen gang av åpne folder (F_2) med karakteristisk linjestruktur. Til høyre: typiske F_1 -folder.

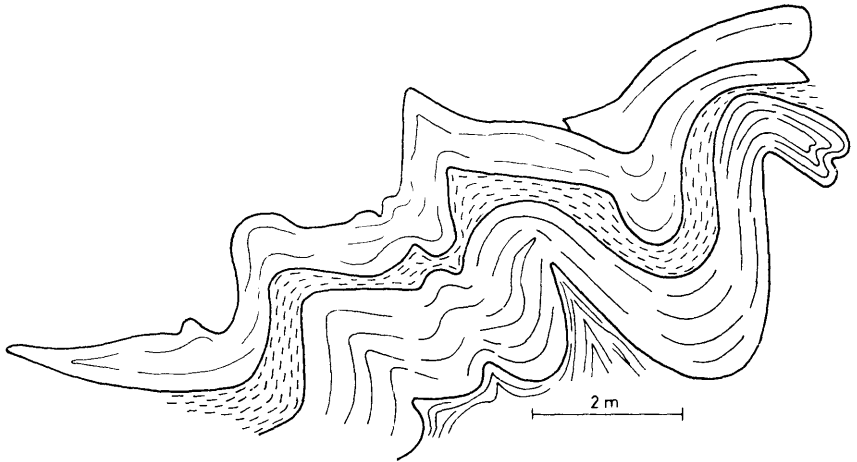


Fig. 6. Folds (F_2) in sandstone, 0–11 m in section Fig. 4. The varying thickness of the sandstone in the lowermost fold and the fold closures found within the ledges of sandstone indicate repeated folding (F_1 and F_2).

Folder i sandsten, 0–11 m i profil fig. 4, som viser gjentatt folding.

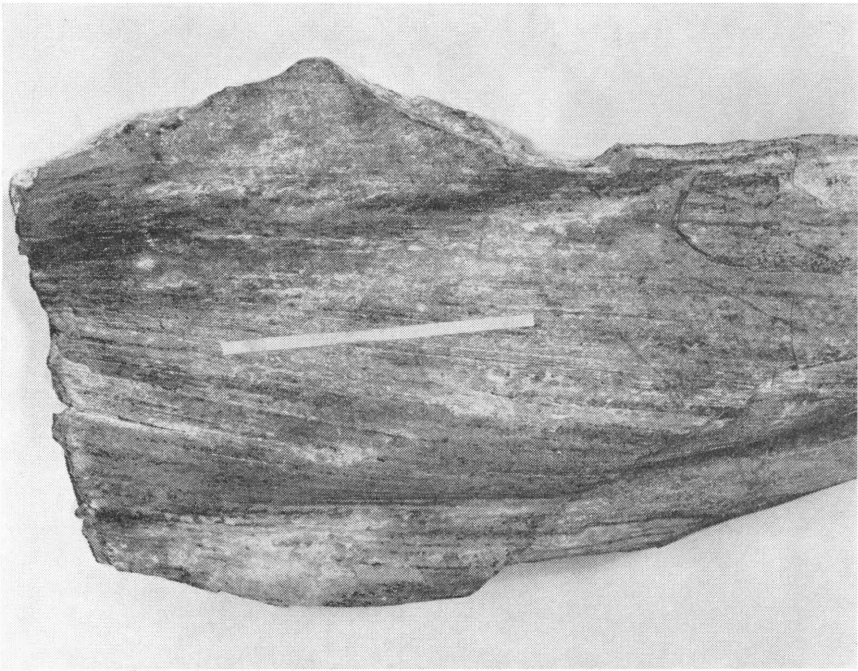


Fig. 7. Thin-bedded quartzite, Prestberget, 40–45 m in section Fig. 4. The white strip in the midst of the picture, 20 cm long, marks the crest of an anticline, diverging about 20° to the strong F^2 lineation.

*Tynnbenket kvartsitt, Prestberget, 40–45 m i profil fig. 4.
Den hvite stripen, 20 cm lang ligger langs ombøyningen av en fold.*

completely destroy and reconstitute all older patterns, but this seems much less likely. D 4–6 are from quartzites in the sequence below the Otta nappe in the Prestberget section (Fig. 4). Two of them show girdle patterns, but the strong F_2 lineation of the rocks are not in the axis of the girdle. D 5 and 7–11 show asymmetric patterns not easy to interpret, but clearly indicating a polyphase history. In accordance with the above interpretation the orientation patterns formed during the F_1 phase could thus in many cases be effaced and modified during later phases, but not entirely re-orientated on a new plan. In the case of D 8 & 9 it is possible that the rocks were tilted by folding after the production of the earlier pattern.

D 12, inserted for comparison, is a regular type of quartz orientation

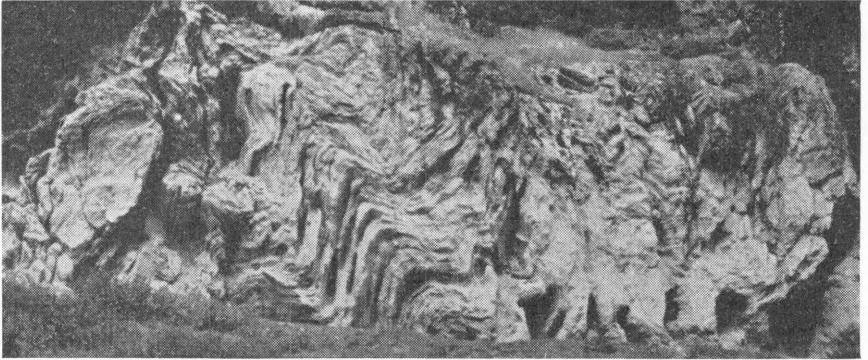


Fig. 8. Folds in dolomitic quartzites, 50–70 m in the section Fig. 4. Selective weathering made the folds easily visible and formed a number of caves, the largest of which (at right margin of picture) is 3 m high at the opening. The weathering is most probably pre-glacial, as indicated by Reusch (1921).

Folder i dolomittholdig kvartsitt, 50–70 m i profilet fig. 4. Forvittringsformer med huler, sannsynligvis av preglacial alder, se Reusch (1921).

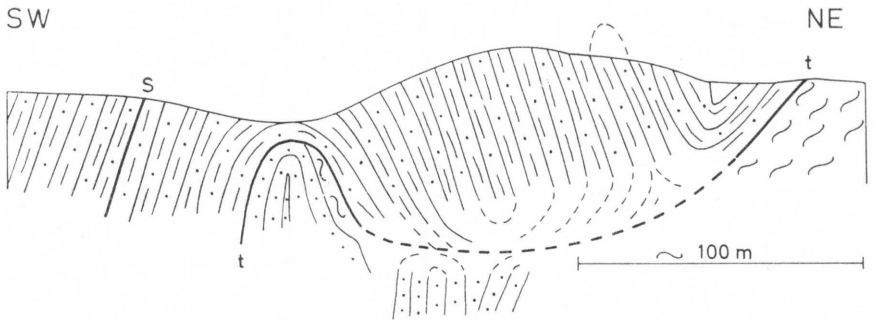


Fig. 9. Section in Prestberget, symbols as in the tectonogram, Fig. 2. The thrust-plane (t) near the north-east end of the section is at the sharp turn in the road (1.3 x, 1.8 y). The rocks in the right and middle parts of the sections are tough meta-greywackes with interlayered bands of greenstone. To the left the thrust-plane and the rocks below and above it have been folded into a sharp antiform. Further left the slide is marked by a strong tectonisation, but the To greywacke can not be found at the road (it is present a hundred metres above it).

Profil i Prestberget, skyveplanet (t) i den nordøstre del av profilet er ved hårnålsvingen.

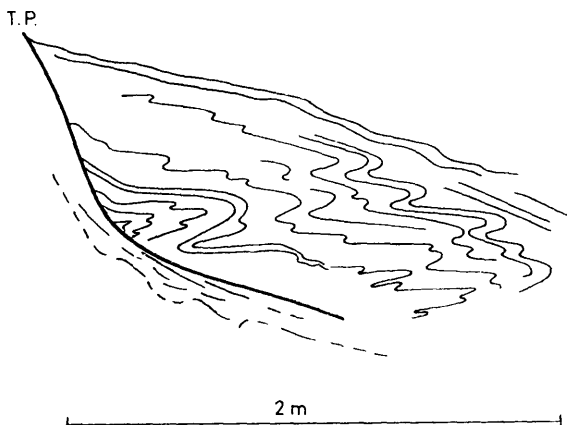


Fig. 10. By J. S. Peacey. Folds (F_1), torn away from their surroundings and resting on a mylonitised slide-plane. Prestberget (1.6 x, 1.0 y).

Folder (F_1) som er blitt slitt løs fra sine opprinnelige omgivelser ved en senere fase av bevegelse.

pattern found in rocks of the Heidal group in the Otta nappe in Heidal, 20 km south-east of the Prestberget area.

To sum up the history of the Prestberget area, it seems very natural to correlate the F_1 phase of deformation with the period that culminated in the *mise-en-place* of the Otta nappe, assuming that the deformation and mineral orientation and the nappe movement were guided by an essentially uniform plan.

As was mentioned previously the writer earlier assumed that the tectonics of the Otta nappe in the present area was one of large recumbent folds with a north-east and north axial trend. But within the area nothing has been found that could verify such a hypothesis. It seems that the main movement towards south and south-east was by partial movements within the rocks and on slides within the nappe complex, apart from the movement along the thrust-plane. The resistance to this movement was small enough that the stresses could be released by the sliding of the rocks, and bending moments to produce larger folds in the "main" Caledonian direction were not set up. But orientation of quartz on girdles with north- and north-east-trending axes (of assumed F_1 age) and by (comparatively rare) L structures in the same directions testify to movements to south and south-east. But this main movement direction of the rocks is very faintly displayed by observable mesoscopic structures. As in many other parts of the Scandinavian Caledonides the prominent

structures are cross-structures. We may perhaps understand the mechanism that produced the cross-structures, when considering that the plans of stress and deformation could vary from place to place during the same phase. There could thus be components of stress, or, more correctly, of stress gradients in direction normal to that of the main movement, which resulted in cross-folds and other cross-structures. Patterns in the basement (as margins of basins of deposition) could possibly in some cases be a cause of cross-folding or they could make it especially strong. But cross-folding seems to be of such common and general occurrence in so many parts of our Caledonides (and in many other orogenic belts) that an effect of frames seems inadequate as a general explanation. —

The F_1 cross-folds observed in the present area are commonly of small dimensions, their present attitude may in many cases be influenced by

Fig. 11. Diagrams 1–12.

Equal area (Schmidt) net, lower hemisphere, in the horizontal plane. Orientation of quartz c-axes, each diagram based on the orientation of 200 grains. Contouring: 0–1–2–4–6 %.

1. Quartz-muscovite schist, sp. No E 29 ø 390 (No 1, Table 1), Råstad farm (4.7 x–0.2 y), outside of the area of the tectonogram). Maximum concentration 8 %.

L structure is a fine corrugation of micas.

2. Quartz-albite-amphibole schist, E 29 ø 400 (No 2, Table 1). At the Finna river opposite the outlet of the Måla brook (5.0 x, 0.9 y). Max. conc. 10 %.

L structure (faint) is elongation of chlorite flakes.

3. Amphibole porphyroblast schist, E 29 ø 398, south-east of Dalen farm (3.3 x, 0.4 y). Max. conc. 8 %. L structure is parallel orientation of amphibole needles, which structure seems to have been effaced by a later deformation (without a new L being produced).

4. Feldspathic quartzite, E 29 ø 380, at the sharp turn, Prestberget road (1.3 x, 1.8 y).

Max. conc. 5 %. L structure is F_2 corrugation or fine rodding.

5. Same rock as preceding and from the same fold, E 29 ø 381. max. conc. 4 %.

6. Dolomitic quartzite, E. 29 ø 408, Prestberget, 65 m in section Fig. 4, Max. conc. 6 %

7. Quartz-epidote schist. E 29 ø 403, loc. as 400 & 401 (D 2 & 10). Max. conc. 5 %.

L structure is a corrugation or fine rodding of F_2 type.

8. Quartz-albite chlorite rock, E 29 ø 375 (No 3, Table 1), knoll at path south-east of Dalen farm (2.8 x, 1.7 y). Max. conc. 5 %. No visible L structure.

9. Amphibole porphyroblast schist, E 29 ø 395, at old road to Kvarberg farm (2.3 x, 2.1 y).

Max. conc. 5 %. L structure is parallel orientation of amphibole.

10. Quartz-epidote-amphibole rock. E 29 ø 401, loc.: same as 400 (D 2). Max. conc. 5 %.

L structure is elongation of chlorite flakes.

11. Quartz-albite-chlorite rock, E 29 ø 409, Prestberget, above the hairpin turn in the road (just above the thrust-plane of the Otta nappe) (1.5 x, 1.8 y). Max. conc. 5 %.

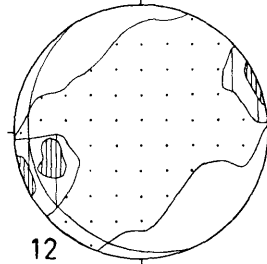
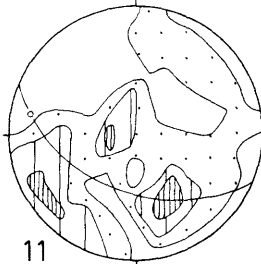
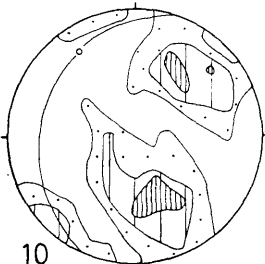
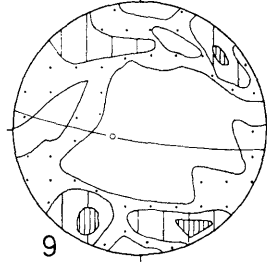
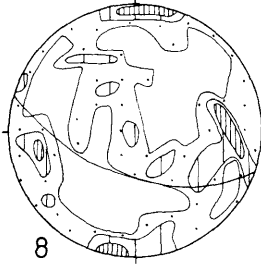
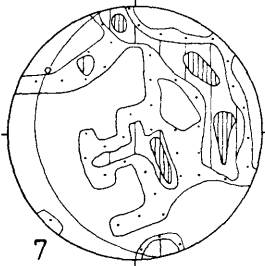
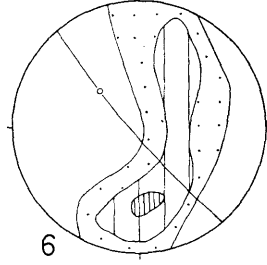
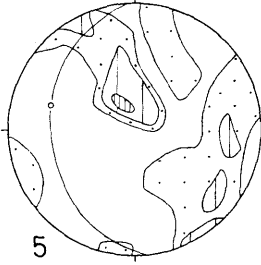
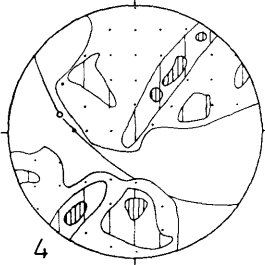
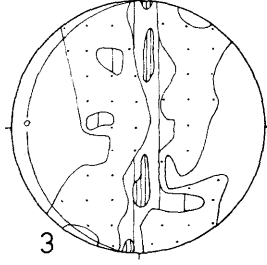
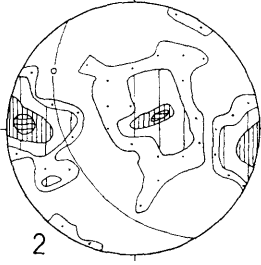
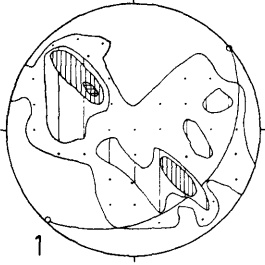
L structure is indistinct corrugation of mica and chlorite.

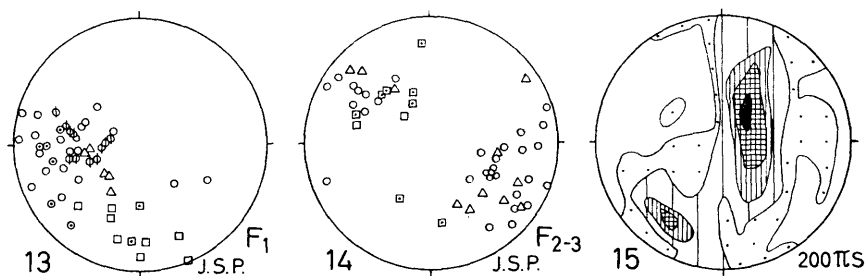
12. Garnet micaschist, F 29 v 662 of the Heidal group, Heidal, 20 km south-east of the Prestberget area. Max. conc. 6 %.

N

Diagrams 1 - 12

N





To D 13 & 14: ○ L structures, † orient. of amphib,
 □ π axial pl. ○ " " qu. rods
 □ π cleavage △ fold plunge

Fig. 12. Diagrams 13–15. Equal area net, lower hemisphere. D 13 and 14 give observations of F_1 and F_2 – F_3 structures in Prestberget by Dr. Peacey, see adjoined text. D 15, contoured diagram of 200 poles of bedding planes from the Prestberget area.

Contour intervals $\frac{1}{2}$ – $1\frac{1}{2}$ –3–4 %.

F_2 and F_3 movements (see D 13). It seems no unreasonable assumption that much of them were interfolial folds (definition of term in Turner and Weiss, 1963, p. 116) formed in incompetent and easily “foldable” rocks by gliding of more competent rocks above and below them.

It now seems certain that the deposition of the Valdres group started in early Middle Ordovician time, and there are good grounds to assume that the emplacement of the Otta nappe was contemporaneous with the older parts of that group and earlier than the younger parts of it. The probable age of the F_1 phase should thus be Middle Ordovician.

The F_2 and F_3 phases must then be correlated with the folding of the Otta nappe together with the underlying rocks and the basement, thus producing the structures that determine the pattern of the present geologic map. The boundary line between the Otta nappe in south-west and the underlying mainly Eocambrian rocks in the north-east, extending more than 50 km to the ESE from the Prestberget area, is at the NE side of a synclinorium in the Otta nappe. See map, Fig. 1. The thrust-plane of the Otta nappe is bent down along the boundary line, to a vertical position over parts of the distance and locally even to inversion. The synclinorium is in a tract of especially strong cross-folding. The F_2 folds with their strong lineation must most probably be correlated with the making of the synclinorium in question. As was mentioned earlier, the Prestberget area is only a few kilometres removed to the north of the

east end of an anticlinorium of light sparagmites extending at the south side of the Otta valley. This may further account for the strong compression of the rocks in Prestberget proper, shown in the sections Figs. 4–9.

The Jotun nappe was emplaced after the deposition of the sediments of the Valdres group, upon which it rests. The Bygdin conglomerate at Bygdin, 65 km south-south-west of the Prestberget area, situated near beneath the thrust-plane of the Jotun nappe, has a structure of strong cross-folding very similar to the F_2 structures of Prestberget and surroundings (Strand, 1945). John R. Hossack, Edinburgh, is at present engaged in detailed investigations in the Bygdin area. He has kindly informed the writer that he considers the strong cross-folding at Bygdin to be younger than the deformation of the conglomerate boulders parallel to the thrust-plane of the Jotun nappe, but that he is uncertain as to the question of a time break between the two phases. It is quite probable that the strong cross-folding found at Bygdin is the same phase as F_2 in Prestberget. The age of this phase is probably not older than late Ordovician and not younger than late Silurian.

It is not easy to get exactly to know what happened in the F_3 phase, perhaps the F_2 structures were further accentuated by it. Structures of local thrusting and fracturing found by Dr. Peacey in Prestberget may belong to that phase. The F_3 phase may be as late as post Middle Devonian, corresponding to the folding of the Old Red Devonian deposits of south Norway.

Detailed structural investigations have until now been undertaken in small parts only of the Scandinavian Caledonides and they have not in all cases led to the discrimination between separate tectonic phases. Mention may be made of the important work of Lindström (1961 and earlier papers), based on a large amount of measurements from a number of areas in the eastern parts of the mountain-chain. By statistical treatment of L and beta structures he has found evidence of at least three phases of deformation. But it is not possible to make any correlations with the phases in the Prestberget area, at least not in present state of knowledge.

In the Driva valley, about 100 km north-north-east of the Prestberget area, Wegmann (1959) described folds with axes trending east-west, the axes of which were bent down to a strong easterly plunge along the western boundary of the Trondheim region. The folding on east-west axes, assumed to be contemporaneous with nappe movement, can be

correlated with the F_1 phase in Prestberget, while the axial flexure along the Driva probably was in the same phase as F_2 in Prestberget.

In Glomfjord region situated at the Arctic Circle in northern Norway detailed investigations carried out by a research group from University College, London has resulted in the recognition of two phases of folding (Rutland 1959, Hollingworth, Wells and Bradshaw 1960, Nicholson and Walton, 1963). To quote from the abstract in the paper of Hollingworth et al.: "Almost everywhere there is evidence of two major episodes of folding. The first folding was isoclinal and recumbent and associated with large scale sliding. – Later folding is generally of a more open type, though locally recumbent. – The later folding has largely controlled the present geometry of structural units" Similar relations between an older phase with tight isoclinal and recumbent folds and a younger phase with open asymmetrical folds has been found in Sørøy, Finnmark, $70^\circ 40' N$, by Ramsay and Sturt (1963, p. 414–415, Fig. 2).

The two areas are thus similar to the Prestberget area in so far that an older phase with large horizontal movements of the rocks was followed by a younger phase with a more stiff behaviour of the material. But it would be premature at present to set up any time correlations between phases of folding in regions so far apart.

Acknowledgements.

As will be apparent from previous parts of this paper, Dr. Janet S. Peacey began the detailed work in the area and placed valuable observations at the disposal of the writer. She also read the manuscript. Norges Geologiske Undersøkelse defrayed the cost of the field work. Nansen-fondet gave a grant for the preparation of the quartz orientation diagrams; Sigurd Huseby, cand. mag., carried out the measurements for the diagrams. Unni Bjørlykke, cand. real., made point-countings to determine the mineral compositions in Table 1. The technical staff of the Faculty of Science at Blindern performed the photographic work and the faircopying of the drawings. Mrs. Rut Backer typed the manuscript.

*Institutt for geologi, Blindern,
March 1964.*

Table 1.
Mineral composition of rocks of the Svartkampen group
in the Prestberget area.

	1	2	3	4	5	6
Quartz	66	66	57	56	49	35
Albite		19	19	19	17	9
Epidote		3	2	3	7	11
Muscovite	28			8	6	2
Biotite	2		4	4	1	3
Chlorite	4	1	14	4	1	16
Amphibole		11			12	19
Garnet					1	
Calcite			4	5	6	5

Sphene, ore and other accessories not included.

1. Specimen. No E 29 ø 390, Råstad farm (4.7 x, - 0.2 y) (outside the area of the tectonogram).
2. E 29 ø 400, at the Finna river opposite the outlet of the Måla brook (5.0 x, 0.9 y).
3. E 29 ø 375, knoll at path south-east of Dalen farm (2.8 x, 1.7 y).
4. E 29 ø 26, loc. as 2.
5. E 29 ø 25, loc. as 2.
6. E 29 ø 28, at the south side of Finna river opposite Holen farm (7.5 x, 0.7 y).

Sammendrag.

Geologi og struktur i området ved Prestberget, Vågå.

Prestberget er det bratte berget vest for Vågå kirke (med Jutulporten), hvor veien til Nordherad slynger seg oppover. Ved veien ved Bygdetunet er det meget gode blotninger av foldete lagdelte bergarter og det kan her påvises at lagene er blitt foldet tre ganger. Den første fase av foldning (F_1) førte til små sterkt sammenklemte folder. Bevegelsene i denne fase har særlig vært glidning av bergartene og det var i denne fase at et stort flak

av bergarter (Otta-dekket) kom på sin nåværende plass efter å være blitt flyttet meget langt (100 km eller mer). Bergartene ble igjen foldet i en ny fase, F_2 , dobbelt foldning av de eldre F_1 -folder kan sees flere steder (se særlig fig. 8). Samtidig ble Otta-dekket og dets underliggende skyveplan foldet, se stereogrammet, fig. 2. F_2 -foldene har en meget tydelig linjestruktur i akseretningen. Det er funnet folder med akser som danner en vinkel på omkring 20° med F_2 -linjestrukturen, (Fig. 7), disse må derfor være dannet i en senere, tredje fase, F_3 .

Foldningen F_1 og fremskyvningen av Otta-dekket har muligens foregått så tidlig som i mellomste ordovicium, mens den siste foldning, F_3 , kan være foregått så sent som i devon. Noe sikkert kan vi ikke vite om disse forhold.

References.

- Gjelsvik, T.* 1946. Anorthosittkomplekset i Heidal. N. G. T. 26, pp. 1–58.
- Hollingworth, S. E., M. K. Wells and R. Bradshaw,* 1960. Geology and structure of the Glomfjord region, north Norway. Int. Geol. Congr. Rep. 21st session, Norden. Part 19, pp. 33–42. Copenhagen.
- Lindström, M.* 1961. Tectonic fabric of a sequence of areas in the Scandinavian Caledonides. Geol. Fören. Förhandl. 83, pp. 15–64. Stockholm.
- Nicholson, R. and B. J. Walton,* 1963. The structural geology of the Nævervatn–Storglåmvatn area. N. G. T. 43, pp. 1–58.
- Ramsay, D. M. and B. A. Sturt,* 1963. A study of fold styles from Sørøy, north Norway. N. G. T. 43, pp. 411–430.
- Reusch, H.* 1921. Huler dannet ved forvitring. N. G. U. Nr. 87, VI, 15 pp.
- Rutland, R.* 1959. Structural geology of the Sokumvatn area. N. G. T. 39, pp. 287–337.
- Strand, T.* 1945. Structural petrology of the Bygdin conglomerate. N. G. T. 24, pp. 14–31.
- 1951. The Sel and Vågå map areas. N. G. U. Nr. 178, 116 pp.
- Turner, F. J. and L. E. Weiss,* 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. MacGraw – Hill, New York, 545 pp.
- Vogt, Th.* 1945. The geology of part of the Hølonda–Hørg district. N. G. T. 25, pp. 449–527.
- Wegmann, E.* 1959. La flexure axiale de la Driva. N. G. T. 39, pp. 25–74.
- Yochelson, E. L.,* 1963. Gastropods from the Otta conglomerate. N. G. T. 43, pp. 75–81.

NORGES GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE

ÅRSBERETNING FOR 1963

Ved
KARL INGVALDSEN
Adm. direktør

Innhold.

	Side
NGU's administrasjon	313
Personale	313
Budsjett og regnskap	322
Fra virksomheten 1963	323
Publikasjoner	325
Årsrapport for Geologisk avdeling	
Geologisk kartlegging	326
Berggrunnskartlegging	326
Kvartærgeologisk kartlegging og undersøkelser	327
Undersøkelser av malmer, mineralske råstoffer og bygningssten	328
Hydrogeologi	329
Diverse befaringer	330
Bergarkivet	330
Laboratorier	331
Ekskursjoner	331
Utenlandsreiser og deltakelse i møter i utlandet	331
Årsrapport for Geofysisk avdeling	
Feltarbeider	332
Geofysiske bakkemålinger og borhullsmålinger	332
Flymålinger	333
Seismiske målinger	334
Ingeniørgeologiske arbeider	334
Malmgeologiske undersøkelser	334
Diamantboringer	335
Beregningsarbeider	335
Verksted- og laboratoriearbeid	336
Utenlandsreiser	336
Årsrapport for Kjemisk avdeling	
Spektrografisk og kjemisk analytisk virksomhet	336
Laboratoriet for keramiske og ildfaste materialer	337
Geokjemi	337
Geokjemisk prospektering	338
Metallurgi	339
Undervisning	339
Foredrag	340
Utenlandsreiser og deltakelser i møter i utlandet	340
Gjestende stipendiater	340

Årsberetning for 1963

NGU's administrasjon.

Norges geologiske undersøkelse har siden 1. januar 1962 omfattet et administrasjonskontor og 3 fagavdelinger, Geologisk, Geofysisk og Kjemisk avdeling. Institusjonen har et Oslokontor, hvor virksomheten for en stor del omfatter arbeider i den hydrogeologiske seksjon.

Adm. direktør er sivilingeniør Karl Ingvaldsen, og dr. philos. Harald Bjørlykke, cand. real. Inge Aalstad og sivilingeniør Aslak Kvalheim er direktører for henholdsvis Geologisk, Geofysisk og Kjemisk avdeling. Kontorsjef ved NGU er cand. jur. Per Kr. Gundersen.

Personale.

Ansettelse i 1963.

Administrasjonskontoret:

Pedersen, Ellen, bud- og kontorassistent, 1. juni.
Ryssdal, Marit, bibliotekar, 1. oktober.

Geologisk avdeling:

Flood, Boye, vitenskapelig assistent I, 1. mars.
Gustavson, Magne, statsgeolog II, 1. mars.
Graff, Per-Reidar, lab.ing. I, ansatt oktober, tiltrer mars 1964.
Sørensen, Erling, laborant I, 1. mai.
Thorkildsen, Chr. Dick, statsgeolog II (tidligere vikar som statsgeolog II), 19. oktober.
Carstens, Harald, statsgeolog I (tidl. lab.ing.II ved Kjemisk avdeling) 1. desember.
Røste, Johannes Rye, teknisk assistent I, 9. desember.
Gvein, Øyvind, vitenskapelig assistent I, 11. desember.

Geofysisk avdeling:

Brandhaug, Kolbjørn, fast konstruktør, 1. januar.
 Opsahl, Henrik, fast teknisk assistent I, 1. januar.
 Staw, Jomar, fast tekniker II, 1. januar.
 Johansen, Hermann, midl.t. laboratorieass. II, 1. april.
 Vassbotn, Sven, borformann, 1. september.
 Barkey, Henri geolog II, 1. desember.

Kjemisk avdeling:

Skarholt, Siri, laboratorieassistent I, 1. januar.
 Forbordsaune, Johan, fast laborant I, 1. januar.
 Solem, Knut, fast konstruktør I, 1. januar.
 Varga, Miklos, fast konstruktør II, 1. januar.
 Pedersen, Ingebrigt, fast laborant I, 1. januar.
 Wolden, Odd, laborant I, 11. mars.
 Nilsen, Rolf, laboratorieingeniør I, 1. april.
 Myrseth, Brith, laboratorieassistent II, 1. juni.
 Pedersen, John Ivar, laborant I, 24. september.

Avskjed i 1963.

Administrasjonskontoret:

Hornemann, Christian, bibliotekar, 30. april.
 Brandli, Harald, bud- og kontorassistent, 31. mai.

Geologisk avdeling:

Hjelle, Audun, statsgeolog II, 28. februar.
 Solli, Roar, laboratorieingeniør I, 31. mars.
 Henningsmoen, Kari, statsgeolog II, 1. august.
 Sæbø, Per Christian, vitenskapelig assistent II, 1. august.
 Skjeseth, Steinar, statsgeolog I, 30. november.

Geofysisk avdeling:

Livgaard Egil, geolog II, 31. oktober.

Kjemisk avdeling:

Pedersen, Ingebrigt, laborant I, 31. juli.
 Stokland, Reidar, laboratorieingeniør I, 14. august.
 Carstens, Harald, laboratorieingeniør II, 1. desember.

Ved utgangen av året 1963 hadde NGU følgende personale i heldagsstilling: (Den oppførte ansettelsesdato angir det tidspunkt da vedkommende ble knyttet til NGU i hovedstilling.)

Administrasjonskontoret:

Adm. direktør:

Ingvaldsen, Karl, siv.ingeniør, a. 1. januar 1958.

Kontorsjef:

Gundersen, Per Kristian, cand. jur., a. 1. oktober 1960.

Forvalter:

Thorvaldsen, Arvid, a. 1. juli 1956.

Bibliotekar:

Ryssdal, Marit, a. 1. oktober 1963.

Fotograf:

Aamo, Ingmar, a. 1. august 1962.

Regnskapsfører:

Hanssen, Alf, a. 1. august 1955.

Kasserer:

Nygård, Hjørdis, a. 17. juli 1961.

Kontorfullmektig I:

Skaanes, Kari, a. 1. juli 1961.

Kontorassistent/fullmektig II:

Ristan, Anne Margrethe, a. 1. mai 1961.

Hvidsand, Brit, a. 1. mars 1962.

Pedersen, Ellen, a. 1. juni 1963.

Vakt- og varmemester:

Wold, Jostein, a. 15. august 1961.

Geologisk avdeling:

Direktør:

Bjørlykke, Harald, dr. philos., a. 1. august 1958.

Statsgeolog I:

- Broch, Olaf Anton, cand. real., a. 1. juli 1930.
- Holmsen, Per, cand. real., a. 1. juli 1939.
- Hagemann, Fredrik, cand. real., a. 1. mars 1957.
- Færden, Johannes, cand. real., a. 1. oktober 1959.
- Sverdrup, Thor Lorck, cand. real., a. 16. november 1958.
- Bryn, Knut Ørn, cand. real., a. 1. januar 1959.
- Carstens, Harald, dr. philos., a. 1. desember 1963.

Statsgeolog II:

- Thorkildsen, Christian Dick, cand. real., a. 1. februar 1960.
- Wolff, Fredrik Christian, cand. real., a. 16. februar 1960.
- Hysingjord, Jens, cand. real., a. 15. august 1961.
- Gustavson, Magne, cand. real., a. 1. januar 1961.
- Skålvoll, Harald, cand. real., a. 1. juli 1957, midl.

Midlertidig statsgeolog:

- Poulsen, Arthur O., cand. min.
- Holmsen, Gunnar, dr. philos.

Vitenskapelig assistent:

- Kollung, Sigbjørn Jarle, cand. real. midl.
- Gvein, Øyvind, cand. real., a. 11. desember 1963.
- Flood, Boye, cand. real., a. 1. mars 1963.
- Englund, Jens Olaf, cand. mag. midl.

Laboratorieingeniør I:

- Graff, Per-Reidar, cand. real., ikke tiltrådt.

Konstruktør II:

- Wilhelmsen, John Willy, a. 23. juli 1954, midl. tjenestefri.
- Klemetsrud, Halvard Tidemann, a. 1. juli 1957.

Teknisk assistent:

- Gust, Johan, a. 1. oktober 1962.
- Røste, Johannes Rye, a. 9. desember 1963.

Preparant:

- Jacobsen, Knut, a. 1. januar 1954.
- Jacobsen, Tom, a. 1. mai 1962.

Laborant:

Aarsland, Edvard P., a. 1. januar 1959.

Hatling, Harald, a. 1. februar 1961.

Sørensen, Erling, a. 1. mai 1962.

Tegner:

Vikholt, Halfrid, a. 1. mars 1955.

Willa-Hansen, Rolf, a. 1. mai 1962.

Esaissen, Ørnulv, a. 21. november 1962.

Nergaard, Lajla, 1. januar 1962, midl. tjenestefri.

Sekretær I:

Møller, Laura, a. 1. april 1961.

Kontorassistent/fullmektig II:

Anderssen, Gunhild, a. 1. januar 1962.

Geologisk avdeling har videre i deltidstilling eller timelønnet: 1 tegner og kontorassistent. Dessuten har en del geologer ved andre institusjoner og viderekomne studenter vært knyttet til avdelingen som vitenskapelige medarbeidere under sommerens markarbeid. En del personell har vært ansatt i korttidsengasjementer.

Geofysisk avdeling:**Direktør:**

Aalstad, Inge, cand. real., a. 15. juli 1952 (besk. som dir. 1.10.62).

Geofysiker I:

Sakshaug, Gunnar, siv.ing., a. 1. juli 1936.

Singsaas, Per, tekniker, a. 1. september 1937.

Hillestad, Gustav, siv.ing., a. 20. januar 1953.

Fysiker I:

Breen, Arne, siv.ing., a. 1. desember 1940.

Geolog I:

Svinndal, Sverre, cand. real., a. 1. juli 1961.

Geofysiker II:

- Trøften, Per-Fredrik, siv.ing., a. 15. juli 1955.
Moxnes, Hans Petter, cand. real., a. 6. juli 1959.
Håbrekke, Henrik, siv.ing., a. 17. august 1959.
Sindre, Atle, cand. real., a. 24. mai 1961, midl. tjenestefri.

Geolog II:

- Tan, Tek Hong, (nederlandsk eksamen) midl., a. 23. april 1959.
Barkey, Henri (nederlandsk eksamen), a. 1. desember.

Konstruktør I:

- Uddu, Odd, a. 1. oktober 1952.
Brandhaug, Kolbjørn, a. 1. september 1958.
Haugan, Arne, a. 1. juni 1961.

Borformann:

- Bratli, Johannes, a. 1. januar 1953.
Vassbotn, Sven, a. 1. september 1962.
Gausdal, Odd, a. 20. september 1957.

Operatør I:

- Dalsaune, Einar, a. 1. juli 1952.

Teknisk assistent I:

- Opsahl, Henrik, midl. a. 21. april 1958.

Tekniker:

- Melleby, Petter, a. 14. november 1955.
Blokkum, Oddvar, a. 17. januar 1961.
Staw, Jomar, a. 18. juni 1956.

Preparantassistent:

- Opdahl, Ragnar, a. 1. november 1955.

Laboratorieassistent II:

- Johansen, Hermann, midl. a. 1. april 1963.

Tegner:

- Gran, Kjell, a. 12. desember 1955.
Grønli, Gunnar, a. 12. januar 1956.

Haugen, Torbjørn, a. 3. juli 1959.
Solvang, Terje, a. 1. januar 1961.
Jacobsen, Bjørn, midl. a. 16. mai 1960.
Østby, Solveig, midl. a. 14. august 1961.
Lund, Astrid, midl. a. 1. januar 1962.

Mekanikerformann:

Skauge, Ole, a. 1. oktober 1937.

Snekker:

Pettersen, Normann, a. 18. februar 1946.

Instrumentmaker:

Kirkeby, Kåre, a. 15. september 1951.

Mekaniker:

Brevik, Bjørn, a. 1. mai 1939.
Pettersen, Reidar, a. 25. mars 1952.
Gravseth, Odd, a. 10. november 1953.

Verkstedarbeider:

Tetli, Alf, a. 1. oktober 1958.

Sekretær I:

Singsaas, Cathrine, a. 1. oktober 1953.

Kontorassistent/fullmektig II:

Solvang, Ingebjørg, a. 13. august 1962.

Bud- og kontorassistent:

Holiløkk, Lars, a. 1. juli 1959, midl.

Avdelingen har 1 tegner i deltidstilling. Videre har endel personell vært knyttet til institusjonen på annen måte, f. eks. i korttidsengasjementer som tegnere. Ved avdelingen har det dessuten vært engasjert personell til feltarbeidet.

Kjemisk avdeling:

Direktør:

Kvalheim, Aslak, siv.ing., a. 1. oktober 1937.

Laboratorieingeniør I:

- Grenness, Johannes, siv.ing., a. 1. mai 1943.
Aarvik, Jon, siv.ing., a. 25. august 1950.
Faye, Gjert Chr., siv.ing., a. 10. desember 1958.
Nilsen, Rolf, siv.ing., a. 1. april 1963.

Geokjemiker I:

- Bølviken, Bjørn, siv.ing., a. 1. mars 1954.

Laboratorieingeniør II:

- Ødegård, Magne, siv.ing., a. 1. mai 1961.
Andreassen, Birger Th. siv.ing., a. 15. februar 1961.

Geokjemiker II:

- Hvatum, Ole Ø. siv. agr., a. 1. april 1961.

Konstruktør I:

- Berner, Beate, a. 4. januar 1955.
Næss, Gunnar, a. 16. januar 1960.
Solem, Knut, midl. a. 1. januar 1961.

Konstruktør II:

- Varga, Miklos, a. 8. april 1957.

Konstruktør III:

- Sivertsen, Tove, a. 9. januar 1958.

Teknisk assistent I:

- Bremseth, Asbjørn, a. 9. november 1959.
Wik, Jon M., a. 23. november 1953.

Laborant I:

- Horgmo, Birger, a. 1. mars 1953.
Ekremsæter, Jørgen, a. 1. september 1960.
Forbordsaune, Johan, a. 1. januar 1961.
Pedersen, John Ivar, a. 1. oktober 1963.
Wolden, Odd, a. 1. mars 1963.

Laboratorieassistent I:

Holmberget, Edna, a. 1. september 1960.

Skarholt, Siri, a. 1. januar 1961.

Laboratorieassistent II:

Myrseth, Brith, a. 1. juni 1963.

Sekretær I:

Bersvendsen, Jørgen H., a. 1. juni 1957.

Kontorassistent/fullmektig II:

Ellingsen, Inger, a. 25. april 1960.

Kjemisk avdeling hadde dessuten pr. 31.12. 1963 i tjeneste 6 praktikanter.

Institusjonen hadde i 1963 ialt 127 stillinger, herav 106 fast organiserte og 21 helårsengasjementer. På flere felter som NGU bearbeider er det påkrevet med et noe øket personale for å få større arbeidskapasitet f. eks. for den geologiske kartlegging. For å kunne komme over enkelte høyst aktuelle arbeidsoppgaver og for å gjøre bruk av flere metoder innen anvendt geofysikk, er det uomgjengelig nødvendig med rekruttering av flere medarbeidere.

En stor del av arbeidet ved NGU rapporteres i form av grafiske fremstillinger og karter og institusjonen er avhengig av flere kvalifiserte tegnere for å komme à jour med bearbeidingen av geofysiske luftmålinger slik at disse kan publiseres.

Budsjett og regnskap.

	1963	
	<i>Budsjett</i>	<i>Regnskap</i>
Statsbudsjettets kap. 3943.		
<i>Inntekter:</i>		
1. Oppdragsinntekter	Kr. 560 000,00	Kr. 534 066,65
2. Salg av kart og publikasjoner »	5 000,00	» 14 976,91
3. Salg av instrumenter	» 22 000,00	» 47 348,15
4. Andre inntekter	» 13 000,00	» 17 082,20
	<hr/> Kr. 600 000,00	<hr/> Kr. 613 473,91

Statsbudsjettets kap. 943.

<i>Utgifter:</i>		
01. Lønninger	Kr. 3 268 800,00	Kr. 3 093 990,31
10. Kjøp av kontorutstyr	» 50 000,00	» 49 801,79
11. Kjøp av feltutstyr	» 108 000,00	» 107 849,37
12. Kjøp av instrumenter	» 93 000,00	» 93 087,25
13. Kjøp av maskiner og transp.utst. »	114 500,00	» 113 740,07
15. Vedlikehold	» 99 000,00	» 108 024,77
29. Andre driftsutgifter		
291. kontorutgifter	» 114 000,00	» 125 594,71
292. trykningsutgifter	» 112 000,00	» 111 534,48
293. bygningers drift	» 150 000,00	» 142 809,47
294. reise- og forpleiningsutg. »	542 000,00	» 451 617,31
295. forbruksvarer	» 272 000,00	» 270 987,74
296. ymse driftsutgifter	» 360 000,00	» 340 628,55
	<hr/> Kr. 5 283 300,00	<hr/> Kr. 5 009 665,82

Utgiftsbudsjettet for 1963 var i alt på kr. 5 283 300,00. Siden 1/1-1962 har den tidligere spesielle bevilgning for malmundersøkelser (kap. 555, delvis av motverdimitler) vært innarbeidet i institusjonens budsjett.

Regnskapet for 1963 viser en underskridelse på utgiftsbudsjettet på vel kr. 270 000,00. Dette henger sammen med at det ikke har vært mulig å utnytte budsjettets underpost 01 lønninger og dermed er reiseutgiftene også blitt mindre enn budsjettert.

Inntektsbudsjettet på kr. 600 000,00 ble overskredet med vel kr. 13 000,00, slik at regnskapet for 1963 totalt er ca. kr. 285 000,00 bedre enn budsjettet.

Fra virksomheten i 1963.

For budsjettåret 1963, det 105. år siden undersøkelsen ble opprettet i 1858, kan det berettes:

Institusjonsanlegget, lokaler, utstyr og samlingsrom.

I løpet av 1963 ble det mulig å foreta rydding og parkmessig behandling av ytterligere en del av institusjonsområdet på Østmarkneset. De viktigste veier med parkeringsplasser er nå asfaltert. I store trekk har NGU nå meget tilfredsstillende lokaler. En unntagelse er visse laboratorier ved Kjemisk avdeling som etterhånden er blitt meget hardt utnyttet og ikke lenger tilfredsstillende hygieniske og sikkerhetsmessige krav. Noen større anskaffelser av instrumentelt utstyr og supplering bør gjennomføres ved de 3 fagavdelinger så snart som mulig. I forbindelse med ekviperingen av nybygget for NGU ble bevilgningen til instrumentelle anskaffelser noe mindre enn forslaget. Samlingsrommet i nybyggets sokkeletasje forberedes montert. Det er bestemt å være åpent for publikum, i første rekke skoleelever.

Viktigere arbeidsoppgaver og oppdragsvirksomhet.

Den reviderte plan for geologiske kartlegging av Norge som prinsipielt tar sikte på å dekke landet fullstendig med geologiske kart i M. 1:250 000 over en 20 års periode ble lagt frem i februar 1962.

Stortinget skal behandle planen som egen sak. Kartleggingsplanen er av grunnleggende betydning for den geologiske utforskning av landet. Den vil samtidig danne basis for mange praktiske undersøkelser.

Geofysiske målinger fra luften, som institusjonen har utført siden 1959, dekker nu i alt 60 000 km². Dette utgjør ca. 20 % av fastlandsarealet hvorav anslagsvis halvparten kan måles fra vanlig fly. Det er i 1963 utført magnetiske målinger over Skagerak samt en rekognoserende, magnetisk registrering over deler av norskekysten utover kontinentalsokkelen på strekningen mellom Molde og Bodø.

Oppdragsvirksomheten ved NGU utgjør en betydelig del av institusjonens samlede arbeider og består først og fremst av geofysiske målinger

av forskjellig art. Hertil kommer geologiske og geokjemiske undersøkelser mest i forbindelse med prospektering, hydrogeologisk konsulentvirksomhet og forutgående undersøkelser ved prosjektering av nye vannkraftanlegg. Seksjonen for diamantboring har vært meget opptatt i forbindelse med den siste type oppdrag.

Biblioteket.

Biblioteket ved NGU består nå av ca. 45 000 enheter. Tilgangen i 1963 var 331 bind. Institusjonen har bytteforbindelser med i alt 269 institusjoner fordelt på en rekke land i alle verdensdeler. Etter at NGU's bibliotek er montert i hensiktsmessige lokaler har en fått oversikt over hvilke suppleringer det er nødvendig å tilføre biblioteket. Bestanden av håndbøker må økes noe i takt med utviklingen og ekspansjonen i NGU's virksomhet.

Foto- og reproduksjonsvirksomhet, verksteder.

Ved siden av laboratoriene som arbeider både med interne oppgaver og oppdrag har NGU flere virksomheter hvis arbeider er av stor betydning for hele institusjonen.

Siden 1962, da NGU fikk bevilget en stilling som fotograf, er atelieret for denne blitt supplert. Ennu gjenstår anskaffelser av en del utstyr for å kunne yte den nødvendige fotografiske service innenfor institusjonen. NGU har også etter hvert fått meget bra utstyr for reproduksjonsarbeider for rapporter o. l. Institusjonens verksteder har kapasitet for mekanisk arbeide, forarbeiding og justering av instrumenter og på svakstrømsområdet. Dessuten finnes et mindre snekkerverksted og et verksted for overhaling av eksplosjonsmotorer og kjøretøyer.

Utenlandsreiser og deltakelse i møter i utlandet.

Adm. direktør Ingvaldsen deltok i en konferanse for naturvitenskaplig forskningsvirksomhet innen nordkalottområdet og som ble arrangert i Rovaniemi 14.–15. september 1963 av foreningen Norden og det finske Lapplands forskningsselskap. Adm. direktør deltok også i det nordiske direktørmøte som ble holdt i København ved Danmarks geologiske Undersøgelse i tiden 21.–22. november 1963.

Publikasjoner.

I NGU's serie er i 1963 utkommet:

- 214 A W. A. Elders: On the Form and Mode of Emplacement of the Herefoss Granite.
- 214 B S. B. Smithson: Granite Studies: I. A. Gravity Investigation of two Precambrian Granites in South Norway.
- 216 J. A. Dons: Gruber og skjerp innen gradteigkart E. 36 V., Kviteseid.
- 217 A. Bugge: Norges molybdenforekomster.
- 218 G. Holmsen: Erfaringer om jordskade ved vassdragsreguleringer.
- 219 S. B. Smithson: Granite Studies: II The Precambrian Flå Granite, a Geological and Geophysical Investigation.
- 220 S. Skjeseth: Contributions to the geology of Mjøsa Districts, and the classical Sparagmite area in Southern Norway.
- 221 Paul H. Reitan: The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite Finnmark, Norway.
- 222 F. M. Vokes: Geological Studies on the Caledonian Pyritic Zinc-Lead Ore body at Bleikvassli, Nordland, Norway.
- 223 Årbok 1962 Innhold: Unni Bjørlykke: Foreløpige meddelelser fra kartbladet Essandsjø. A preliminary report on the Essandsjø map area. Inge Bryhni: Relasjonen mellom senkaledonisk tektonikk og sedimentasjon ved Hornelens og Håsteinens devon. Harald Carstens: On the variolitic structure. B. Chadwick, H. D. Blake, A. E. Beswick & J. W. Rowling: The Geology of the Fjeldheim-Gåsbakken area, Sør-Trøndelag. Josef Chaloupský: Notes on the Geology of an area West of Støren (The Trondheim Region). Rolf W. Feyling-Hanssen: A late Quaternary Correlation Chart for Norway. Fredrik Hagemann: En redegjørelse fra Th. Kjerulf om hans forhold til B. M. Keilhau. Magne Gustavson: Grunnfjellsvinduer i Dividalen, Troms. Audun Hjelle: Noen observasjoner fra grunnfjellsområdet mellom Randsfjorden og svenskegrensen. Per Holmsen: On the tectonic relations of the Devonian complex of the Røragen area, East-Central Norway. Olaf Holte-dahl: Echosoundings in the Skagerak. With remarks on, the geomorphology. Sigbjørn Kollung: Metamorfe og eruptive bergarter fra Hitra. Jan Mangerud: Isavsmeltningen i og omkring midtre Gudbrandsdal. J. S. Peacey: Deformation in the Gangåsvann Area. Trygve Strand: Noen stratigrafiske aldersspørsmål i Grong-

- feltet og i den sydøstligste del av Helgeland. Harald Svensson: Tundra Polygons, photographic interpretation and field studies in the North-Norwegian polygon areas. Arne Tollan: Trekk av isbevegelsen og isavsmeltingen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. L. van Wambeke and G. Verfaillie: A beryllium magnetite correlation in the Hørtekollen-Grubeås area, Buskerud, Norway, and its use for beryllium prospection. Fredrik Chr. Wolff: Pollen-meteoritten. Et nytt funn av meteoritt i Norge. Årsberetning for 1962. Fortegnelse over publikasjoner og kart.
- 224 Dag Risdal: Foraminiferfaunaen i en del sedimentkjerner fra indre Oslofjord.

Følgende publikasjoner er under trykking:

204. Arth. O. Poulsen: Norges gruver og malmforekomster. II. Nord-Norge.
225. Feyling-Hanssen: Foraminifera in Late Quaternary Deposits in the Oslofjord Area in Norway.
- H. Carstens: Leucite- and sodalite-bearing trachybasalts of Jan Mayen. (Norsk Polarinstitutt årsbok. Oslo 1963.)

Årsrapport for Geologisk avdeling.

Ved direktør dr. Harald Bjørlykke.

Geologisk kartlegging.

Berggrunns-kartlegging.

Kartleggingen Flisa-Kongsvinger ble fulgt opp våren 1963. Statsgeologene Sverdrup, Hysingjord, Gustavson, Thorkildsen og Skålvoll og vitenskapelig assistent Kollung og Gvein, samt tekniker Hatling deltok i dette arbeid.

Vit.ass. Øyvind Gvein avsluttet sitt detaljkartleggings-arbeid ved Kongsvinger og cand. mag. Fridtjof Sommerud fortsatte sitt arbeid ved Flisa.

Statsgeolog Thorkildsen har kartlagt på kartblad Hunnedal i Rogaland med tekniker Hatling som assistent.

Statsgeolog Færden har fortsatt den geologiske kartlegging på AMS-kart Røros 1:250 000. I Røros-Brekken området har det deltatt to assistenter.

I Follaldsområdet arbeider en tysk hovedfagstudent, Hans Heim, og Tore Birkeland arbeider med hovedfagsoppgave omkring Øyungen, begge under ledelse av statsgeolog Færden.

Statsgeolog Bryn har kartlagt berggrunnen sydøst for Mjøsa, og grunnfjellet syd for Oslo i Akershus og Østfold. I forbindelse med planlegging av en kloakktunnel fra Lørenskog til Lillestrøm har Bryn foretatt undersøkelser og kartlegging av det aktuelle området.

Statsgeolog Gustavson arbeidet videre med den geologiske kartlegging på AMS-kart Narvik i Sør-Troms spesielt i Harstad-Kvæfjord-området og i Dividalen.

Statsgeolog Wolff har fortsatt kartleggingsarbeid på AMS-kart Trondheim 1:250 000.

Statsgeolog Skålvoll kartla de prekambriske bergarter innenfor kartbladene Skoganvarre og Halkkavarre i Finnmark.

Statsgeolog Skjeseth med studenter har foretatt kartleggingsarbeidet i sparagmittområdet AMS-kart Lillehammer 1:250 000.

Statsgeolog Broch fortsatte kartleggingen i grunnfjellet nær Oslo og på kartblad Froland.

Vitenskapelig assistent Kollung har kartlagt Sør-Helgeland, i Namdal og Hitra.

I løpet av 1963 ble samarbeidet med det Sovjetrussiske laboratorium for prekambrisk geologi (Leningrad) bragt til en foreløpig avslutning. I de år samarbeidet har vart, har NGU mottatt et stort antall aldersbestemmelser av norske bergarter.

Kvartærgeologisk kartlegging og undersøkelser.

Statsgeolog P. Holmsen har deltatt i og ledet kvartærgeologisk kartlegging i Jotunheimen. Her deltok cand. real. P. F. Bergersen, cand. real. P. Jørgensen, studentene A. Tolland og L. Egeland, dessuten en kort tid cand. real. J. Mangerud. Holmsen foretok dessuten blokkletingsundersøkelser i Rørosfeltet. Undersøkelsene tok sikte på å kartlegge blokkstrømmene av konglomerat som bl. a. går over Røros bergstad. Som et ledd i feltarbeidet til senere geokjemisk detaljstudie under professor Webb's ledelse ble det foretatt kvartærgeologiske undersøkelser ved Tverrfjellet, Hjerkin. Holmsen har sammen med statsgeolog Færden foretatt en befarings av Røragens devonfelt.

Statsgeolog Kari Henningsmoen og konstruktør J. Wilhelmsen avsluttet de siste feltarbeidet med kartlegging av kartblad Eidsvoll.

Konstruktør J. Wilhelmsen og laborant E. Sørensen har foretatt kart-

legging og prospektering av grus- og sandforekomster i Sør-Trøndelag fylke. Prøvene ble i første rekke tatt fra grus- og sandtak i drift, men ellers også fra drivverdige forekomster, ialt 110 tak.

Etter anmodning fra Industridepartementet har konstruktør J. Wilhelmssen og laborant E. Sørensen foretatt kvartærgeologisk undersøkelse med boring og prøvetaking av større sandforekomster i Brekke i Sogn.

I forbindelse med grustakundersøkelse har teknisk assistent H. Hatling og laborant E. Sørensen utført endel boringer og undersøkelser på Reppe, Ranheim.

Undersøkelser av malmer, mineralske råstoffer og bygningssten.

Malmforekomster. Seksjonen blir ledet av statsgeolog Johs. Færden.

Det er utført konsulentarbeid for A/S Røros Kobberverk og Killingdal Grubeselskap av statsgeolog Johs. Færden. Vit.ass. Boye Flood har foretatt geologisk kartlegging i Olavsgruben for A/S Røros Kobberverk.

Samarbeidet med A/S Sulfidmalm fortsatte i 1963.

Vit.ass. Boye Flood foretok geologiske undersøkelser i Råna-feltet, Nordland, assistert av teknisk assistent Johan Gust i samarbeid med geofysikeren Per Singsaas. I 1963 ble nordsiden av Råna-feltet undersøkt.

I anledning av innstilling av driften i A/S Bjørkaasen Gruber foretok statsgeolog Færden innsamling av materiale fra gruben. Det ble også geologisk kartlagt omkring gruben i forbindelse med mindre geofysiske målearbeider.

Vit. ass. Boye Flood foretok befaringer av Straumfjellet i Kvæfjord, Kalle kobberskjerp i Vaterfjord, Vaterfjord molybdenforekomst, samt en en angivelig jernmalmsforekomst i Vaterfjord.

Ivar Hultin har avsluttet sitt feltarbeid i Feragen serpentinfelt, som er hans hovedfagsarbeid.

Mineralske råstoffer og bygningssten. Seksjonen blir ledet av statsgeolog T. L. Sverdrup.

Vinterhalvåret ble benyttet til bearbeidelse av materiale innsamlet sommeren 1962, bl. a. kvarts-feltspatforekomster i Agder-fylkene og Østfold (et arbeid som fortsatte i felt sommeren 1963), flusspat i Telemark og Buskerud, kaolin i Akershus, kopperkis i Telemark og kvarts i Nordland m. m. Kartleggingsarbeidet av hyperittfelter ved og omkring Kragerø for Raffineringsverket A/S ble avsluttet sommeren 1963. De radiometriske undersøkelser av borkjerner fra Øksnanuten ansees ferdig.

Videre ble rapporter sendt ut etter befaring av kleberstensforekomster på Dovre og i Heidal. Rapportene etter vit.ass. Wiiks undersøkelser av kvarts i Lundlia og Grønlia, samt kvartsitt, Rolla, ble ferdig våren 1963 og sendt ut til de respektive oppdragsgivere.

Våren 1963 foretok statsgeolog D. Thorkildsen sammen med statsgeolog Hysingjord en befaring til Olderøy, Jøssund, vedrørende dolomitt, samt en befaring vedrørende kvarts i Rogaland sammen med statsgeolog Sverdrup. Kvartsundersøkelsene i Rogaland ble fortsatt høsten 1963, og Thorkildsen foretok da også befaring av kvartsittfelt samt en beryll-befaring i samme fylke.

Av større undersøkelser i 1963 kan nevnes følgende: Kartlegging av dolomittforekomstene i Ullsfjord, Troms fylke, (Hysingjord, Thorkildsen, Sverdrup), undersøkelser etter god sten for singel og pukk (makadam), Sør-Trøndelag vesentlig for veidekker (Sverdrup, Wilhelmsen).

Av befaringer kan nevnes følgende: Nordland fylke, dolomitt og kvarts-feltspat i Hellekofjord, samt disthen i Tysfjord (Thorkildsen og Hatling).

Feltspat og kvarts, Innhavet (J. Hysingjord og E. Aarsland).

Feltspat og kvarts, Drag, (T. Sverdrup).

Diverse befaringer av beryllforekomster i Svartisen-Glomfjord-området (Sverdrup, Hysingjord, Thorkildsen, Flood, Gustavson, Aarsland og Hatling).

Troms fylke: Lundlia og Grønlia kvartsforekomster (oppdrag, Sverdrup og Gustavson).

I Møre og Romsdal har J. Hysingjord foretatt en befaring av olivin- og granatområdene.

I Vestfold fylke har Sverdrup og Hysingjord fortsatt innsamlingsarbeidet av bergarter for niobundersøkelser i Oslo-feltet. Videre har Hysingjord startet opp en undersøkelse av tungmineraller i eruptive bergarter, og noen større prøver er samlet inn for undersøkelsen. Sverdrup og Gvein har sett på feltene av mørk og lys larvikitt, et arbeid som sannsynligvis vil bli fulgt opp av Gvein.

Hydrogeologi.

Seksjonsleder er statsgeolog Fredrik Hagemann.

Statsgeologene ved avdelingen har hovedsakelig vært opptatt med befaringer i forbindelse med grunnvannsforsyning. Befaringene har omfattet planlegging av enkelt- og felles-anlegg ved boring i fjell og løsav-

leiringer. Enkelte steder har en løst vannforsyningen til tettbebyggelser ved boring i fjell.

Prøvepumping i forsøksbrønnen på Syrbekk ved Tønsberg har fortsatt hele året.

Konstruktør T. Klemetsrud har også i år utført en rekke forundersøkelser for å bringe på det rene mulighetene for grunnvannsforsyning fra sand og grusavleiringer. I løpet av året er det bygget flere vellykkete rørbrønner rundt om i landet. Bl. a. er det satt i drift 3 rørbrønner i Notodden, som tilsammen yter ca. 24 000 l/min. Dette vil være tilstrekkelige vannmengder for en by med 50–60 000 mennesker.

Foreløpige grunnboringer og pumpeforsøk ved Vågå, Verdalen og Brumunddal tyder på at de der på en enkel måte kan løse vannforsyningen ved rørbrønner. Klemetsrud har foretatt de systematiske grunnvannsundersøkelser på Romerike.

Seksjonen har også i det siste året hatt hydrogeologiske oppdrag i forbindelse med vassdragsreguleringer. I Stjørdal har en sammen med Vassdragsvesenets grunnvannsavdeling satt ned observasjonsrør for registrering av grunnvannsvariasjoner.

Registreringsarbeidet ved Vannboringsarkivet utføres av fru Astrid Teige.

Diverse befaringer.

Direktør Bjørlykke foretok sommeren 1963 befaringer av molybdenforekomster i Kvinesdal og kopperforekomster ved Hovin i Telemark hvor det ble utført noen orienterende diamantboringer. Han foretok også befaring av kartleggingsarbeider i sparagmittområder i Østerdal, befaring av rasområder i Misvær i Nordland og vannstandsundersøkelser i Lundamo i anledning Lundesoknas regulering.

Bergarkivet.

Tilgangen på rapporter i 1963 var 45, hvorav 21 behandlet erts- og malmforekomster.

Bergarkivet omfattet pr. 31. 12. 1963 3835 nummer, hvorav 3273 behandlet malmforekomster og 562 industrielle mineraler og bergarter.

I vår kartsamling er registrert en økning av 45 kart. I alt er registrert 1576 kart.

Av tracinger er bare registrert et par nye.

Laboratorier.

Det kjemiske laboratorium ble inntil 1. 4. 63 ledet av siv.ing. Roar Solli. Resten av året har stillingen vært ubesatt.

Ved jordartslaboratoriet er det foretatt ca. 600 differensialtermiske analyser for NTH, samt en del spesielle analyser på DTA for geologene ved NGU. Av mekaniske analyser er utført ca. 200 hvorav de fleste i forbindelse med grus- og sandundersøkelser i Sør-Trøndelag, samt 35 for et prosjektert pukkanlegg på Ørland. Leder av jordartslaboratoriet har vært konstruktør John Wilhelmsen.

Radiometrisk laboratorium har foretatt radiometriske bestemmelser av prøver innsamlet av NGU's geologer. Videre har laboratoriet undersøkt innsendte prøver og besvart forespørsler. Utlånet av Geiger-Müller tellere har tatt seg opp noe. Det samme gjelder forespørsler angående uran. Daglig leder av laboratoriet er statsgeolog Chr. Dick Thorkildsen.

Ved røntgenlaboratoriet er det i løpet av 1963 utført 510 pulveropptak for identifikasjon av materialer. Av mer sjeldne mineraler som ble identifisert kan nevnes: Sperrylitt, (nytt for Norge) gull, Kautokeino kobberfelter, smithsonitt og hydrosinkitt, Mosbergvik, samt pumpellyit, Hunnedal. I løpet av året har laboratoriet fått et nytt kamera for mer eksakte strukturoptak (Guinier-kamera). Daglig leder av laboratoriet er statsgeolog Jens Hysingjord.

Ved preparantverkstedet har en laget 1824 tynnslip og 263 polerslip. Hertil kommer endel kutting og planslipning av prøver.

Ekskursjoner.

Statsgeolog Fr. Chr. Wolff ledet ekskursjonen i Nord-Trøndelag med professor John Rodgers fra Yale University, USA. Videre har Wolff ledet ekskursjon med statsgeolog Jan Lundquist fra SGU til Sør- og Nord-Trøndelag.

Utenlandsreiser og deltakelser i møter i utlandet.

Statsgeolog Fr. Wolff har i tiden 9. 1.–20. 1. foretatt reise til Finland for å studere opplegget ved kartleggingsavdelingen ved Geologinen Tutkimuslaitos.

Konstruktør J. Wilhelmsen oppholdt seg i Sverige i tiden 1. 2.–15. 2. for å studere nye typer svensk borutstyr.

Direktør Bjørlykke og statsgeolog J. Færden deltok i et møte i Helsingfors i tiden 6. 5.–12. 5. i Det skandinaviske arbeidsutvalg for å utarbeide internasjonale metallogenetiske karter.

Statsgeologene J. Færden og Fr. Wolff deltok i tiden 3. 6.–11. 6. i en ekskursjon i Rhinområdet. Ekskursjonen ble ledet av professor H. Falke, Mainz.

Preparant K. Jacobsen oppholdt seg i Sverige 15. 5.–19. 5. for å studere utstyr til preparantverkstedet.

Statsgeolog H. Skålvoll deltok i Nordkalott-konferansen i Rovaniemi i Finland i tiden 14. 9.–15. 9.

Årsrapport for Geofysisk avdeling.

Ved direktør Inge Aalstad.

Feltarbeider.

Geofysisk avdeling har i 1963 utført 34 oppdrag med i alt 1043 feltdager.

Av dette ble 11 oppdrag med 545 feltdager utført for egne midler, mens 23 oppdrag med 498 feltdager ble utført for oppdragsgivere utenom institusjonen.

I det følgende er oppdragene kort omtalt ordnet etter fagområder.

Geofysiske bakkemålinger og borhullsmålinger.

Elektromagnetiske målinger ble på vinterføre utført under ledelse av geofysiker Sakshaug over et ca. 6 km² stort område nord og syd for Cabardasjokka i tilknytning til det i 1959 undersøkte område ved Gässemaras. Samtidig utførte geolog Tan slingrammålinger over et ca. 1 km² stort område ved Ucca-Vouvdas som ledd i oppfølging av et blokkfunn fra 1961.

På Femunden ble det av tekniker Dalsaune på isen foretatt magnetiske målinger langs noen rekognoserende profiler for å lokalisere årsaken til misvising i kompassretning.

I Ballangen og Ankenes herreder ble det utført omfattende elektromagnetiske-, egenspennings- og magnetiske målinger under ledelse av geofysiker Singaas. Over den gamle kisforekomst i Bjørkåsen ble det gjort forsøksmålinger over et ca. 1.5 km² stort område, mens det ved

nikkelmagnetkisforekomsten i Eiterdalen ble undersøkt et ca. 800 m langt og 500 m bredt område omkring gruben og nordvestover. På Saltvikfjell ble målt i et ca. 8 km langt og 1 til 2 km bredt område mellom Rånbogen og Skjomenfjorden som omfatter kontaktsonen noritt-glimmerskifer. Området ble samtidig geologisk kartlagt av Geologisk avdeling.

For A/S Sydvaranger ble utført tyngdemålinger over hele selskapets konsesjonsområde, Sandnes–Neverskrubbukt, Langfjorden–Pasvikelv. Det ble målt profiler med 500 m innbyrdes avstand og i tillegg utført detaljerte målinger over Sentralfeltet Bjørnevann–Pesk vann. Målingene ble utført av geofysiker Moxnes og omfatter i alt ca. 4 000 punkter.

Geofysiker Sindre utførte tyngdemålinger over et område sydvest for Ørtvann for nærmere å klarlegge en anomali fremkommet ved tidligere målinger.

Som et supplement til de i 1956 og 1958 i Bidjovagge utførte geofysiske undersøkelser foretok geofysiker Sakshaug elektromagnetiske målinger av et ca. 7 km² stort område over forekomstene og nordover med kabelutlegg på østsiden av Bidjovageantiklinalen.

Magnetiske målinger i borhull i Fosdalens Bergverks grube ble utført av fysiker Breen.

For å skaffe erfaringsmateriale ble det utført elektromagnetiske målinger i borhull ved en kjent forekomst ved Lergrubebakken, Glåmos. Målingene ble utført av geofysiker Singsaas.

Geofysiker Håbrekke utførte magnetiske borhullsmålinger ved Rød-sand Gruber og i Heindalsfeltet.

Flymålinger.

Industridepartementets Lockheedfly ble solgt i løpet av vinteren, og flymålingene ble i 1963 utført med et fly av type Beechcraft «Queen Air» leiet fra Bjørumfly. Flyet ble benyttet i alt 200 flytimer, og det ble målt en samlet profilengde på 25 000 km.

I Sigdal–Tyrstrand-området ble det som oppdrag målt over et vel 1000 km² stort område.

I Akershus ble det for egne midler målt et vel 5 000 km² stort område vest og nord for Oslofjorden.

For egne midler ble det også igangsatt målinger i Rørosfeltet og målt et ca. 2 500 km² stort område fra grensen mot Sverige i øst og til Oppdal i vest.

Ved alle disse målinger ble det benyttet profilavstand 500 m og fore-

tatt samtidig måling med magnetisk, elektromagnetisk og radiometrisk utstyr.

I Skagerak ble det utført magnetiske målinger langs profiler med en samlet lengde på vel 5 000 km etter oppdrag fra Universitetet i Bergen.

For egne midler ble det målt magnetisk langs 8 profiler med en samlet lengde på ca. 3 000 km ut over Kontinentalsokkelen i området mellom Molde og Bodø.

Seismiske målinger.

Hovedtyngden av årets seismiske målinger ble utført for Vassdragsvesenet ved Mardøla kraftanlegg, Eikesdal. Under ledelse av geofysiker Hillestad med assistanse av geofysiker Sindre og tekniker Melleby ble det her målt en rekke damsteder, tunneltraseer og forekomster av tetningsmasse.

I forbindelse med en planlagt papirfabrikk i Skogn ble det målt både langs aktuelle byggelinjer og i sjøen i tilknytning til prosjektering av havneanlegg. Videre ble det foretatt måling langs traseen for vannledningstunnel til samme bedrift. Målingene ble utført av geofysiker Hillestad.

Mindre oppdrag ble utført ved Blussuvoll skole i Trondheim, ved en kraftstasjonstomt ved Store Slindsjø, Selbu og ved et tunnelprosjekt på Storforshei, Nord-Rana.

Ingeniørgeologiske arbeider.

Geologene Svinndal og Livgård har foretatt befaringer og ytet geologisk assistanse til Vassdragsvesenet i forbindelse med kraftutbygging ved Tokke, Trollheimen, Mauranger, Mardøla, Osa-Sima-Veig og Nore kraftanlegg.

Malmgeologiske undersøkelser.

Indre Finnmark. Geolog Tan med assistenter har fortsatt de malmgeologiske undersøkelser i Kautokeino herred også i 1963.

Regional blokkleting ble foretatt i enkelte deler av kartblad Mollis, Raisjavrrre og Kautokeino over et samlet areal på 850 km². Kjemisk avdeling utførte samtidig geokjemisk prospektering i dette område.

Over et område ved Ucca Vuovdas ble det laget et geologisk detaljkart. Det ble videre gravet grøfter ved noen geofysiske indikasjoner, og i samarbeid med Kjemisk avdeling ble det tatt prøver fra fast fjell og morenen.

Geolog Barnett utførte geologiske undersøkelser i området mellom Sodnajavrre og Masijokka med henblikk på å kartlegge de utstrakte sulfid-grafittdrag som er kjent fra tidligere undersøkelser. Videre ble et drag mellom Stuorajavrre og Caravarre undersøkt.

Kyststrøket Vest-Finnmark-Nord-Troms.

Undersøkelsene som ble utført av bergingeniør Trøften og geolog Barkey med assistenter ble i 1963 konsentrert om Nordreisa. Det ble foretatt en innplotting av anmeldelser i herredet fra 1895 og senere, og de utpekte områder ble fulgt opp i felten av blokkleter. Geologisk kartlegging i målestokk 1:50 000 ble utført over et ca. 800 km² stort område begrenset av en linje Sokkelvik-Storhaugen-Sabmajavri-Mariastilla-Sørstraumen. Detaljundersøkelser ble foretatt i et område ved Rieppe og Moskodal gruve.

Diamantboringer.

I løpet av året er det diamantboret 1691, 9 m fordelt på 4 forskjellige oppdrag. Boringene er utført under ledelse av borformann Gausdal.

I Rindal ble det boret 2 hull tilsammen 429,75 m i forbindelse med undersøkelser i Trollheimen kraftanlegg.

Som ledd i projektering av dam og tunneler ved Mardøla kraftanlegg i Eikesdalen ble det boret 14 hull på tilsammen 740,10 m.

For undersøkelse av byggegrunnen ved en planlagt utvidelse av Sentral-sykehuset for Nordland fylke, Bodø, ble det boret 8 hull på tilsammen 67,05 m.

I Hovin i Telemark ble det boret 6 hull på tilsammen 456,05 m i forbindelse med undersøkelse av en kobberforekomst.

Beregningsarbeider.

I samarbeid med Regnesentret, NTH, utarbeidet geofysiker Moxnes program for elektronisk databehandling av magnetiske måleverdier, slik at en ut fra verdier for vertikalfeltet får beregnet gradient og 2. derivert foruten fortsettelse av feltet oppover og nedover. Som oppdrag for A/S Sydvaranger ble slik beregning utført for et område ved Høybukta-moen.

Terrengkorreksjoner ved tyngdemålinger ble også utført med elektronisk regnemaskin, og metoden ble prøvet på tyngdemålinger fra Ørtvann.

Verksted- og laboratoriearbeid.

Ved verkstedet ble det foruten vedlikehold og komplettering av instrumenter og utstyr utført forandring og tilpassing av utstyr for flymålinger i forbindelse med overgang til annet fly.

Foruten magnetometre av egen modell ble det bygget og solgt 5 stk. susseptibilitetsmålere med utstyr også for måling i borhull.

Etter oppdrag fra Universitetet i Bergen ble bygget et astatisk magnetometer for måling av bergarters remanens.

En hel del arbeider har også vært utført for så vel Geologisk- som Kjemisk avdeling.

Utenlandsreiser.

Geofysiker Håbrekke og tekniker Uddu oppholdt seg i Stockholm i tiden 17.–19. januar for å besiktige nytt fly for geofysiske målinger.

I det 24. geofysikermøte som European Association of Exploration Geophysicists avholdt i Strasbourg i dagene 12.–14. juni deltok geofysikerne Sakshaug, Singsaas og Moxnes.

Direktør Aalstad deltok i en konferanse som det finske Lapplands forskningselskap avholdt i Rovaniemi i tiden 14.–15. september.

Fysiker Breen oppholdt seg i Stockholm i dagene 26. og 27. oktober i anledning komitémøte vedrørende 4. nordiske vintermøte som avholdes i Trondheim i januar 1964.

Tekniker Uddu deltok i en studiereise til Bolidenselskapets sentrallaboratorium i Skelleftehamn og til Sveriges Geologiska Undersøkning i Stockholm i tiden 9.–13. desember.

Årsrapport for Kjemisk avdeling.

Ved direktør Aslak Kvalheim.

Spektrografisk og kjemisk analytisk virksomhet.

Ledere: G. Faye (spektrografi) og R. Stokland (kjemisk analyse).

Kvantometret ble i begynnelsen av året utbygget med alle planlagte spektrallinjer og en del av disse linjene ble aktivisert slik at rutineanalyser i begrenset omfang kunne begynne. Det ble således utført raske analyser av kullasker og liknende. Videre ble det arbeidet med utprøving og utarbeidelse av andre kvantometriske rutinemetoder.

Ved spektrografilaboratoriet ble det dessuten som vanlig gjort en hel rekke bestemmelser, til dels av komplisert og tidskrevende art, både som oppdrag utenfra, og for avdelingene ved NGU.

Ved de kjemiske analyselaboratoriene har virksomheten vært tilsvarende, med oppdrag utenfra eller for avdelingene ved NGU. Analysearbeidet har bl. a. omfattet serier av borkjerner, fullstendige analyser av malmer og bergarter o. l., og kullanalyser.

Ved spektrografilaboratoriet ble det utført ca. 3 500 bestemmelser og ved de kjemiske analyselaboratoriene ca. 3 500. I tillegg hertil kommer kjemiske rutineanalyser av tusenvis av prøver i forbindelse med det geokjemiske prospekteringsarbeidet, og et stort antall spektrografiske bestemmelser for en stor del av disse prøvene.

Laboratoriet for keramiske og ildfaste materialer.

Leder: J. Grenness.

Laboratoriet har som tidligere utført alle viktigere sikte- og slemmeanalyser, spesifikk vekt-bestemmelser, smeltepunktbestemmelser o. l., både i tilknytning til oppgaver som løses sammen med de andre laboratoriene og som særskilte oppdrag.

I forbindelse med utredningen av teglverksplaner for Gauldal er undersøkelser av leire fra Rambrøt-forekomsten fullført. I samme forbindelse er det gjort magringsforsøk med teglsteinsmel for Gauldalsleirene. Disse er ennå ikke avsluttet.

Undersøkelsene av leire fra Nordfold og Grong ble avsluttet. Undersøkelse og bedømmelse av leire fra Fredrikstad er utført som et ledd i en ekspropriasjonssak.

Noen leirliknende produkter: «Attagel», «Attasorb» m. m., som kan være av interesse som bindemidler i stedet for, eller sammen med, bentonitt, er undersøkt på plastisitet, smeltepunkt m. m.

Problemet saltutslag på keramiske produkter har vært bearbeidet både ved laboratorieforsøk og ved litteraturstudier.

For bestemmelse av sulfatinnholdet i leirer er det utarbeidet en enkel og hurtig metode.

Geokjemi.

Dr. Harald Carstens har fortsatt sine geokjemiske studier. Han har arbeidet med undersøkelse av norske meteoritter. Meteorittmaterialet ble utlånt fra Geologisk Museum, Oslo.

En undersøkelse av stabilitetsforholdene innen epidotgruppens mineraler er påbegynt.

Videre har han fortsatt studiene av Jan Mayens lavaer.

En aksjon foretatt her i landet med det mål å finne nye norske meteoritter har foreløpig ikke gitt positivt resultat.

Geokjemisk prospektering.

Leder: B. Bølviken.

I forbindelse med oppfølging av geokjemiske anomalier er det utført geologisk kartlegging rundt kjente forekomster i Sørli. Materialet er under bearbeidelse.

I Kautokeino har prøvetaking av bekkesedimenter fortsatt etter liknende retningslinjer som foregående år. Dette år ble kartbladene Raisjavre og Kautokeino komplettert. Det vil nå bli satt en foreløpig sluttstrek for prøvetaking av bekkesedimenter i Kautokeinotraktene idet man først ønsker å bearbeide ferdig det materiale som er samlet inn.

Under røskearbeider ved Ucca Vuovdas i Kautokeino er moreneprøver fra grøftene innsamlet og analysert på tungmetaller. Slike undersøkelser ser ut til å være verdifullt komplement til røsking der det er tykt overdekke.

Prøvetaking av bekkesedimenter er gjennomført i alle tilløp til Karasjokka og Anarjokka der elvene er farbare med elvebåt. Samtidig med prøvetakingen ble det gjort bl. a. pH- og redox-målinger i bekkevannet. Det innsamlede materiale er under bearbeidelse.

Analysering av bekkesedimenter i Ulveryggen–Porsavann-trakten i Finnmark ble påbegynt i 1958 og fortsatt i 1962. Kompletterende undersøkelser ble utført i 1963. Rapporter og kart fra disse undersøkelser er overtatt av private interesser.

Geokjemiker Hvatum har fortsatt undersøkelser av elementfordelingen i norske myrer. Foreløpige resultater fra disse undersøkelser vil bli fremlagt på Det VI Nordiske Geologiske Vintermøte.

Samarbeidet med Landsskogtakseringen har fortsatt etter liknende retningslinjer som foregående år. I 1963 mottok Kjemisk avdeling 1121 humusprøver for videre behandling. I 1964 ventes at dette samarbeidet endres noe, da Landsskogtakseringens arbeidsmetoder skal omlegges.

Professor John S. Webb ved Imperial College of Science and Technology (University of London) har i 1963 innledet et samarbeid med NGU's kjemiske avdeling om forskningsprosjekter innen geokjemisk prospek-

tering. Professor Webb besøkte Norge i den anledning sommeren 1963, og deltok sammen med Kjemisk avdelings direktør i befaringer for å finne egnede områder for feltarbeidene.

Det er utført følgende oppdrag for bergverk:

- 1) Røros Kobberverk. Undersøkelse av sporelementer i bekkesedimenter i forbindelse med oppfølging av flymålinger.
- 2) Elektrokemisk A/S. Analysering av jordprøver innsamlet i forbindelse med oppfølging av flyanomalier.
- 3) A/S Sydvaranger. Analysering av bekkesedimentprøver innsamlet i forbindelse med A/S Sydvarangers malmleting.

Metallurgi.

Ledere: J. Aarvik og R. Nilsen.

Ingeniør Aarvik har gjort overflatemålinger på finknust kisavbrann med apparat fra Kungliga Tekniska Högskolan. Det ble ikke funnet noen enkel sammenheng mellom kornstørrelse og kornoverflateverdiene. Det var stor forskjell mellom de ymse avbrannene. Røstetid og røstetemperatur ble påvist å ha tydelig innvirkning på overflateverdiene. Avbrann fremstilt ved røsning av kis som var knust til bestemt kornstørrelse, fikk mindre overflate enn avbrann som var knust til samme kornstørrelse etter at kisen først var røstet i form av biter av t. eks. 5 mm størrelse.

Ingeniør Aarvik har også undersøkt reaksjonen mellom SO_2 og olje (lettbensin), særlig med sikte på å unngå soting. Det ble funnet at reaksjonsrøret uten fylling gir soting. Fylling av røret har avgjørende innvirkning på reaksjonen. Noen silikater hindrer soting helt, og reaksjonen går fullstendig, mens t. eks. mullitt, i form av porselen eller «Pytagoras»-masse gir soting.

Ingeniør Nilsen har arbeidet med olivin-forsøk, både med olivin som formsand, og med fremstilling av smelteolivin.

Undervisning.

Dr. H. Carstens har holdt forelesninger og øvelser ved Bergavdelingen NTH i faget mineralogi og krystallografi.

Direktør Kvalheim har holdt spektroskopikurs for studenter fra Fysikkavdelingen NTH og fra Norges Lærerhøgskole, med øvelser henlagt til NGU Kjemisk avdeling. Under øvelsene assisterte laboratorieingeniør G. Faye og konstruktør B. Berner.

Foredrag.

Dr. H. Carstens har holdt foredrag i Geologisk klubb: «Om meteoritt-leting».

Ingeniør J. Grenness har holdt foredrag om «Teglverksleirer» ved Norsk keramisk selskaps vårmøte i Trondheim.

Utenlandsreiser og deltakelser i møter i utlandet.

Direktør Kvalheim deltok i XI. Internasjonale spektroskopiske kollokvium i Beograd 30. 9–4. 10. 1963.

Dr. Carstens foretok, med bidrag fra Nansenfondet, en reise til London, hvor han i 8 dager drev meteoritt-studier ved British Museum.

Laboratorieingeniør G. Faye reiste i tiden 9.–13. desember til Bolidenlaboratoriet, Skelleftehamn, og til Stockholm, for å studere detaljer ved kvantometriske og «Tape-maskin»-metoder. Reisen ble foretatt sammen med verksmester Uddu fra NGU, Geofysisk avdeling, da det var store fordeler ved å ha en instrumentmaker med.

Gjestende stipendiater.

Med portugisisk stipendium har portugiseren Dr. Raul David Gomes arbeidet i 3 måneder ved spektrografilaboratoriet for å sette seg inn i avdelingens metoder for kvantitativ spektralanalyse.

FORTEGNELSE OVER
PUBLIKASJONER OG KART

*List of publications and maps
issued by Norges geologiske undersøkelse*

Papers in Norwegian marked with an (S.) after the title have summaries or abstracts in English. Papers marked with (Z.) (Zusammenfassung) or (R.) (Resumé) have summaries in German or French, respectively.

Norges geologiske undersøkelse

har utgitt ved Universitetsforlaget, Oslo:

1. Aarvog for 1891 (Indhold: *K. O. Bjørlykke*: Graptolitførende skifere i vestre Gausdal. *Th. Münster*: Foreløbige meddelelser om reiser i Mjøsegnene udførte for den geologiske undersøgelse sommeren 1889. *Joh. C. Andresen*: En nyfundet flek av primordial i Hennungbygden, Grans prestegjeld. *Hans Reusch*: En dag ved Åreskutan. *S. A. Houglund*: Bergartsgange ved Sand i Ryfylke. *G. E. Stangeland*: Bemærkninger om endel myrstrækninger i Bergs og Rakkestads præstegjælde i Smaalenene samt om myrene paa Jæderen. *J. Johnsen*: Svenningdals sølvgruber. *J. P. Friis*: Feldspat, kvarts og glimmer, deres forekomst og anvendelse i industrien. *Hans Reusch*: Granitindustrien ved Idefjorden. *Hans Reusch*: Skuringsmærker og morænegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget ældre end «istiden». (S.) 1891 Kr. 3,00.
2. *C. H. Homan*. Selbu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Selbus omraade. (S.) 1890. Kr. 2,00.
3. *J. H. L. Vogt*. Salten og Ranen, med særligt hensyn til de vigtigste jernmalm- og svovelkis-kobberkis-forekomster samt marmorlag. (Z.) 1890. Utsolgt.
4. *Hans Reusch*, med bidrag af *Tellef Dahll* og *O. A. Corneliussen*. Det nordlige Norges geologi. (S.) 1891. Utsolgt.
5. *G. E. Stangeland*. Torvmyrer inden Kartbladet «Sarpsborgs» Omraade. (S.) Med kart. 1891. Kr. 2,00.
6. *J. H. L. Vogt*. Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige representerede grupper af jernmalmsforekomster. (Z.) 1892. Utsolgt.
7. *J. H. L. Vogt*. Nikkelforekomster og nikkelproduktion. (Z.) 1892. Utsolgt.
8. *G. E. Stangeland*. Torvmyrer inden Kartbladet «Nannestads» Omraade. (S.) Med kart. 1892. 3,00.
9. *Amund Helland*. Jordbunden i Norge. (S.) 1893. Utsolgt.
10. *Amund Helland*. Tagskifere, heller og vekstene. 1893. Kr. 5,00.
11. *W. C. Brøgger*. Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte «høifjeldskvarts». (Z.) 1893. Kr. 4,50.
12. *Carl C. Riiber*. Norges granitindustri. (S.) 1893. Kr. 2,00.
13. *K. O. Bjørlykke*. Gausdal. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Gausdals omraade. (S.) 1893. Kr. 2,00.
14. Aarvog for 1892 og 93. (Indhold: *H. Reusch*: Strandfladen, et nyt træk i Norges geografi. (Med kart.) *H. Reusch*: Mellem Bygdin og Bang. *H. Reusch*: Har der eksisteret store, isdæmmede innsjøer paa østsiden af Langfjeldene? *K. O. Bjørlykke*:

- Høifjeldskvartsens nordøstligste udbredelse. *ŷ. P. Friis*: Udvinning af feldspat og glimmer i Smaalenene. *Amund Helland*: Dybderne i nogle indsjøer i Jotunfjeldene og Thelemarken. *E. Ryan*: Undersøgelse af nogle torvprøver. *Amund Helland*: Opdyrkning af lerfaldet i Værdalen.) 1894. Kr. 5,00.
15. *ŷ. H. L. Vogt*. Dunderlandsdalens jernmalmfelt i Ranen, Nordlands amt, lidt søndenfor polarkredsen. (Z.) 1894. Kr. 4,00.
 16. *Amund Helland*. Jordbunden i Jarlsberg og Larviks amt. 1894. Kr. 6,00.
 17. *ŷ. H. L. Vogt*. Nissedalens jernmalforekomst. (i Thelemarken.) (Z.) 1895. Kr. 3,00.
 18. *Amund Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. I. Den almindelige del og herrederne i Søndmør. 1895. Utsolgt.
 19. *Amund Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. II. Herrederne i Romsdalen og Nordmør. 1895. Utsolgt.
 20. *G. E. Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge og deres Tilgodegjørelse. I. (S.) 1896. Utsolgt.
 21. Aarvog for 1894 og 95. (Indhold: *H. Reusch*. Geologisk literatur vedkommende Norge 1890—95.) 1896. Kr. 3,00.
 22. *ŷ. H. L. Vogt*. Norsk marmor. (Z.) 1897. Kr. 10,00.
 23. *Amund Helland*. Lofoten og Vesteraalen. 1897. Kr. 10,00.
 24. *G. E. Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge og deres Tilgodegjørelse. II. (S.) 1897. Kr. 2,50.
 25. *K. O. Bjørlykke*. Geologisk kart med beskrivelse over Kristiania by. 1898. Utsolgt.
 26. *K. O. Bjørlykke*. Norges Geologiske Undersøgelser udstilling i Bergen. (S.) 1898. Kr. 2,00.
 27. *ŷ. P. Friis*. Terrængundersøgelser og jordboringer i Stjørdalen, Værdalen og Guldalen samt i Trondhjem i 1894, 95 og 96. (S.) Kr. 3,00.
 28. Aarvog for 1896 til 99. (Indhold: *Andr. M. Hansen*: Skandinaviens stigning. (S.) *A. Helland*: Strandlinjernes fald. (S.) Med kart. *ŷ. Rekstad*: Løse afleiringer i øvre Foldalen. (S.) *ŷ. Rekstad*: Om periodiske forandringer hos norske bræer. (S.) *Adolf Dal*: Geologiske iagttagelser omkring Varangerfjorden. (S.) 1900. Kr. 4,00.
 29. *ŷ. H. L. Vogt*. Søndre Helgeland. Morfologi. Kvartærgeologi. Svenningsdalens sølvvertsgange. (Z.) 1900. Kr. 5,00.
 30. *Ths. Münster*. Kartbladet Lillehammer. Tekst. (Z.) 1900. Kr. 2,00.
 31. *W. C. Brøgger*. Om de sen-glaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristiania-feltet. (Molluskfaunan.) (S.) 1900—01. Kr. 15,00.
 32. Aarvog for 1900. (Indhold: 9 avhandlinger av *H. Reusch*. Nogle optegnelser fra Værdalen. (Det store Værdalskred m. m.) Jordfaldet ved Mørset i Stjørdalen. Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia (Valdres). Listerlandet. Istidsgruset ved Lysefjordens munding. En forekomst af kaolin og ildfast ler ved Dydland nær Flekkefjord. Skjærgaarden ved Bergen. Oplysninger til Blakstads jordbundskart over Trondhjems omegn. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. (S.) 1901. Kr. 5,00.
 33. Aarvog for 1901. (Indhold: *H. Reusch*. Geologisk literatur vedkommende Norge 1896—1900.) 1902. Kr. 4,00.
 34. Aarvog for 1902. (Indhold: *Johan Kiær*: Etage 5 i Asker. (S.) *Reusch*, *Rekstad* og *K. O. Bjørlykke*: Fra Hardangerviddens. (S.) *ŷ. Rekstad*: Iagttagelser fra bræer

- i Sogn og Nordfjord. (S.) *Ŷ. Rekstad*: Geologisk kartskisse over trakterne omkring Velfjorden, med beskrivelse. (S.) 1902. Kr. 5,00.
35. *O. E. Schiøtz*. Den sydøstlige Del af Sparagmit-Kvarts-Fjeldet i Norge. (S.) Med kart. Tillegg: *W. C. Brøgger*. *Agnostus gibbus*, Linrs. var. *Schiøtzii*. 1902. Kr. 5,00.
36. Aarbog for 1903. (Indhold: *Ŷ. P. Friis*: Andøens kulfelt. (S.) *H. Reusch*: Nogle optegnelser fra Andøen. (S.) *H. Reusch*: Fra det indre af Finmarken. (S.) *H. Kaldhol*: Suldalsfjeldene. (S.) *Ŷ. Rekstad*: Fra høifjeldstrøget mellem Haukeli og Hemse-dalsfjeldene. (S.) *Ŷ. Rekstad*: Skoggrænsens og snelinien større høide tidligere i det sydlige Norge. (S.) 1903. Kr. 5,00.
37. Aarbog for 1904. (Indhold: *Ŷens Holmboe*: Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordlige kyst. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Om oversiluren i Brumund-dalen. (S.) *Andr. M. Hansen*: Litt om Mjøsøkelen. (S.) *Ŷ. Rekstad*: Beskrivelse til kartbladet Dønna. (S.) *Johan Kiær*: Bemærkninger om oversiluren i Brumund-dalen. (S.) *Ŷ. Rekstad*: Fra det nordøstlige af Jotunfjeldene. (S.) Med kart. *H. Reusch*: Nogle notiser fra Sigdal og Eggedal. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Et kort tilsva-r til dr. Kiærs bemærkninger om oversiluren i Brumunddalen. (S.) 1904. Kr. 6,00.
38. *G. E. Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge og deres Tilgodegjørelse. III. (S.) 1904. Kr. 4,00.
39. *K. O. Bjørlykke*. Det centrale Norges fjeldbygning. (S.) Med kart. Tillegg: *Chas. Lapworth*. Notes on the Graptolites from Bratland, Gausdal, Norway. 1905. Kr. 15,00.
40. *Hans Reusch*. Voss. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Voss's omraade. (S.) 1905. Kr. 4,00.
41. *W. C. Brøgger*. Strandliniens beliggenhet under stenalderen i det sydøstlige Norge. (Z.) 1905. Kr. 6,00.
42. *A. W. Brøgger*. Øxer av Nøstvettypen. Bidrag til kundskaben om ældre norsk sten-alder. (Z.) 1905. Kr. 4,00.
43. Aarbog for 1905. (Indhold: *K. O. Bjørlykke*: Om Selsmyrene og Lesjesandene. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Om ra-ernes bygning. (S.) *Ŷ. H. L. Vogt*: Om relationen mellem størrelsen af eruptivfelterne og størrelsen af de i eller ved samme op-trædende malmudsondringer. (Z.) *Ŷ. Rekstad*: Iagttagelser fra Folgefonnens bræer. (Z.) *Ŷ. H. L. Vogt*: Om Andøens jurafelt, navnlig om landets langsomme ned-synken under juratiden og den senere hævnning samt gravforkastning. (Z.) *C. Bugge*: Kalksten og marmor i Romsdals amt. (S.) *Ŷ. Rekstad*: Fra Indre Sogn. (S.) 1905. Kr. 6,00.
44. Aarbog for 1906. *Hans Reusch*. Geologisk litteratur vedkommende Norge 1901—1905. 1907. Kr. 4,00.
45. Aarbog for 1907. (Indhold: *Ŷ. Rekstad*: Folgefonnshalvøens geologi. (S.) *C. Bugge*: Bergverksdriften i Norge 1901—1905. *H. Reusch*: Skredet i Loen 15de januar 1905. (S.) *C. Bugge*: Bemærkninger om norsk stenindustri. *Olaf Holtedahl*: Alun-skiferfeltet ved Øieren. (Z.) 1907. Kr. 5,00.
46. *Ŷ. H. L. Vogt*. De gamle norske jernverk. (Z.) 1908. Kr. 3,00.
47. *Hans Reusch*. Tekst til geologisk kart over fjeldstrøkene mellem Jostedalbræen og Ringerike. (S.) Med kart. 1908. Kr. 4,00.
48. *K. O. Bjørlykke*. Jæderens geologi. (S.) 1908. Kr. 5,00.
49. Aarbog for 1908. (Indhold: *H. Reusch*: Den geologiske undersøkelses opgaver. *V. M. Goldschmidt*: Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsen. (Z.) *G. Holmsen*:

- Geologiske iagttagelser fra Børgefjeld. (S.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra Søndhordland. (S.) *H. Kaldhol*: Fjeldbygningen i den nordøstlige del av Ryfylke. (S.) *J. Rekstad*: Bidrag til kvartærtidens historie for Nordmør. (S.) 1909. Kr. 4,50.
50. *Hans Reusch*. Norges Geologi. 1910. Utsolgt.
51. *J. H. L. Vogt*. Norges Jernmalmsforekomster. (Z.) 1910. Kr. 6,00.
52. *A. Grimnes*. Jæderens Jordbund. (S.) Beskrivelse til *A. Grimnes*: Kart over Jæderen 1 : 50 000. 1910. Med kart. Kr. 8,00.
53. Aarbok for 1909. (Indhold: *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra strøket mellom Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. (S.) *W. Werenskiold*: Om Øst-Telemarken. (S.) *V. M. Goldschmidt*: Geologiske iagttagelser fra Tonsaasen i Valdres. (S.) *J. Oxaal*: Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgefjeld og trakterne om Namsvandene. (S.) *J. Rekstad*: Beskrivelse til det geologiske kart over Bindalen og Leka. (S.) *Th. Vogt*: Om eruptivbergartene paa Langøen i Vesteraalen. (Z.) 1910. Kr. 6,00.
54. *Andr. M. Hansen*. Fra Istiderne. Vest-Raet. 1910. Kr. 5,00.
55. *Daniel Danielsen*. Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. (S.) 1910. Kr. 4,00.
56. *Carl Bugge*. Rennebu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Rennebus omraade. (S.) Med kart. 1910. Kr. 6,00.
57. Aarbok for 1910. (Indhold: *W. Werenskiold*: Fra Numedal. (S.) *A. Hoel*: Oks-tinderne. (R.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjord. *H. Reusch*: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. (S.) 1910. Kr. 5,00.
58. *W. Werenskiold*. Fornebolandet og Snarøen i Østre Bærum. (S.) Med kart. 1911. Kr. 4,00.
59. Aarbok for 1911. (Indhold: *J. Oxaal*: Fra Indre Helgeland. (S.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord. (S.) *C. W. Carstens*: Geologiske iagttagelser fra Mo prestegjæld i Nordlands amt. (Z.) *Rolf Marstrander*: Svartisen, dens geologi. (S.) 1911. Kr. 5,00.
60. *W. Werenskiold*. Søndre Fron. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Søndre Frons omraade. (S.) Med kart. 1911. Kr. 6,00.
61. Aarbok for 1912. (Indhold: *Gunnar Holmsen*: Oversigt over Hatfjelddalens geologi. (Z.) *C. Bugge*: Lagfølgen i Trondhjemsfeltet. (S.) *J. Rekstad*: Opdæmning i Bjellaadalen ved istidens slutning. (S.) *J. Rekstad*: Fra øerne utenfor Saltenfjord. (S.) *J. Rekstad*: En mytilus-fauna under morænemasser i Smaalenene. (S.) *J. Oxaal*: Norges eksport av sten i aarene 1870—1911 samt forsøk til en statistikk over det indenlandske forbruk av huggen sten. (S.) 1913. Kr. 6,00.
62. *J. Rekstad*. Bidrag til Nordre Helgelands geologi. (S.) Med kart. 1912. Kr. 5,00.
63. *Olaf Holtedahl*. Kalkstensforekomster i Kristianiefeltet. (S.) 1912. Kr. 4,00.
64. *Hans Reusch*. Tekst til geologisk oversigtskart over Søndhordland og Ryfylke. (S.) Med kart. 1913. Kr. 4,00.
65. *K. O. Bjørlykke*. Norges kvartærgeologi. (S.) 1913. Utsolgt.
66. *W. Werenskiold*. Tekst til geologisk kart over strøkene mellom Sætersdalen og Ringerike. (S.) Med kart. 1912. Kr. 4,00.
67. *J. Rekstad*. Fjeldstrøket mellom Saltdalen og Dunderlandsdalen. (S.) Med kart. 1913. Kr. 4,00.
68. Aarbok for 1913. (Indhold: *J. Oxaal*: Den hvite granit i Sogn. (S.) *O. E. Schiøtz*: Om isskillet i trakten omkring Fæmund. (S.) *H. Reusch*: Fra Trysil. (S.) *S. Foslie*: Ramsøy titanmalmsfelt i Solør og dets differentiationsprosesser. (S.) 1914. Kr. 5,00.

69. Aarbok for 1914. (Indhold: *ŷ. Rekstad*: Fjeldstrøket mellom Lyster og Bøverdalen. (S.) *ŷ. Oxaal*: Kalkstenshuler i Ranen. (S.) *ŷ. Rekstad*: Kalksten fra Nordland. (S.) *H. Reusch*: Nogen bidrag til Hitterens og Smø lens geologi. (S.) *O. Holtedahl*: Fossiler fra Smø len. (S.) 1914. Kr. 5,00.
70. Fem avhandlingar, skrevne i anledning Norges Jubileumsutstilling 1914. (Indhold: *H. Reusch*: Norges Geologiske Undersøkelse. (S.) *W. Werenskiold*: Tekst til geologisk oversiktskart over det sydlige Norge. (S.) *Th. Vogt*: Geologisk beskrivelse til kartar over Nordland. (S.) *ŷ. H. L. Vogt*: Norges Bergverksdrift. (S.) *ŷ. Oxaal*: Den norske stenindustri. (S.) 1914. Kr. 2,00.
71. *Carl Fred. Kolderup*. Egersund. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersunds omraade. (Z.) Med kart. 1914. Kr. 8,00.
72. *ŷ. H. L. Vogt*. Gronggruberne og Nordlandsbanen. (Z.) 1915. Kr. 4,00.
73. *Gunnar Holmsen*. Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. (S.) Med kart. 1915. Kr. 5,00.
74. *Gunnar Holmsen*. Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen-Fæmundsstrøket. (S.) Med kart. 1915. Kr. 4,00.
75. Aarbok for 1915. (Indhold: *O. Holtedahl*: Iagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. (S.) *O. Holtedahl*: Nogen foreløbige meddelelser fra en reise i Alten i Finmarken. (S.) *ŷ. Rekstad*: Kvartær tidsregning. Terrassen ved Moen i Øvre Aardal, Sogn. (S.) *H. Reusch*: Den formodede littorinasenkning i Norge. (S.) *ŷ. Rekstad*: Helgelands ytre kyststrand. (S.) *ŷ. H. L. Vogt*: Om manganrik sjø malm i Storsjøen, Nordre Odalen. (Z.) 1915. Kr. 6,00.
76. *ŷohn Oxaal*. Norsk granit. (S.) 1916. Utsolgt.
77. *V. M. Goldschmidt*. Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen. (Z.) 1916. Kr. 3,00.
78. *ŷ. Holmgren*. Naturstenens anvendelse i husbygningen i Skotland. (S.) 1916. Kr. 2,50.
79. Aarbok for 1916. (Indhold: *G. Holmsen*: Rendalens bræsjø. (S.) *G. Holmsen*: Sørfolden—Riksgrænsen. (S.) Med kart. *ŷ. Rekstad*: Kyststrøket mellom Bodø og Folden. (S.) *H. Reusch*: Litt om Jutulhugget. (S.) 1917. Kr. 4,00.
80. *ŷ. Rekstad*: Vega. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1917. Kr. 8,00.
81. Aarbok for 1917. (Indhold: *H. Reusch*: Nogen bemerkninger i anledning av seterne i Østerdalen. (S.) *O. Holtedahl*: Kalkstensforekomster paa Sørlandet. (S.) *G. Holmsen*: Sulitelmatrakten. (S.) Med kart. *ŷ. Rekstad*: Fjeldstrøket Fauske—Junkerdalen. (S.) 1917. Kr. 5,00.
82. *Carl Bugge*. Kongsbergfeltets geologi. (S.) Med kart og plancher. 1917. Kr. 15,00.
83. Årbok for 1918 og 19. (Innhold: *G. Holmsen*: Gudbrandsdalens bræsjø. (S.) *C. W. Carstens*: Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. (Z.) *H. Reusch*: Nogen kvartærgeologiske iagttagelser fra det Romsdalske. (S.) *ŷ. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra strekningen Folla—Tysfjord. (S.) Med kart. *G. Holmsen*: Nordfollas omgivelser. (S.) 1919. Kr. 3,50.
84. *Olaf Holtedahl*. Bidrag til Finmarkens geologi. (S.) 1918. Kr. 8,00.
85. *ŷ. H. L. Vogt*. Jernmalm og Jernverk. Særlig om elektrisk jernmalm-smeltning. 1918. Utsolgt.
86. *ŷohn Oxaal*. Dunderlandsdalen. Fjeldbygningen inden gradavdelingskartet Dunderlandsdalens omraade. (S.) Med kart. 1919. Kr. 8,00.
87. Årbok for 1920 og 21. (Innhold: *O. Holtedahl*: Kalksten og dolomit i de øst-

- landske dalfører. (S.) *Arne Bugge*: Nikkelgruber i Bamle. (S.) *S. Foslie*. Raana noritfelt. Differentiation ved «squeezing». (S.) *J. Rekstad*: Et fund av skjellførende leir i Lørenskog. (S.) *R. Falck-Muus*: Brynestensindustrien i Telemarken. (S.) *H. Reusch*: Efterhøst. (S.) *A. L. Rosenlund*: Fæø grube.) 1922. Kr. 6,00.
88. *J. Rekstad*. Eidsberg. De geologiske forhold innen rektangelkartet Eidsbergs omraade. (S.) Med kart. 1921. Kr. 6,00.
89. *Olaf Holtedahl*. Engerdalen. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Engerdalens omraade. (S.) Med kart. 1921. Kr. 6,00.
90. *Gunnar Holmsen*. Torvmyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland. (Z.) 1922. Kr. 7,00.
91. *J. Rekstad*. Kvartære avleiringer i Østfold. (S.) 1922. Kr. 1,00.
92. *J. Rekstad*. Grunnvatnet. 1922. Kr. 2,00.
93. *J. H. L. Vogt*. Trykktunneller og geologi. Med et avsnit: Spændinger i fjeldet ved trykktunneller, av *Fredrik Vogt*. (Z.) 1922. Kr. 3,00.
94. *Ole T. Grønlie*. Strandlinjer, moræner og skjælføremkomster i den sydlige del av Troms fylke. (S.) 1922. Kr. 2,00.
95. *Arne Bugge*. Et forsøk paa inndeling av det syd-norske grundfjeld. (S.) 1922. Kr. 1,00.
96. *J. Rekstad*. Norges heving efter istiden. (S.) Med kart. 1922. Kr. 2,50.
97. *Olaf Holtedal* og *Jakob Schetelig*. Kartbladet Gran. (S.) Med kart. 1923. Kr. 6,00.
98. Årbok for 1922. (Innhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes innberetninger.) 1923. Kr. 3,00.
99. *Gunnar Holmsen*. Vore myrers plantedække og torvarter. (Z.) Med kart. 1923. Kr. 7,00.
100. *J. Rekstad*. Hans Reusch. Nekrolog og bibliografi. 1923. Kr. 2,00.
101. *Olaf Andersen*. Ildfaste oksydens fysikalske kjemi. Oversigt over nyere præcisionsundersøkelser. (S.) Statens raastofkomité. Publ. nr. 1. 1922. Kr. 2,00.
102. *Olaf Holtedahl* og *Olaf Andersen*. Om norske dolomiter med bemerkninger om den praktiske anvendelse av dolomit. (S.) S. R. K. Publ. nr. 2. 1922. Kr. 2,00.
103. *Olaf Andersen*. En forekomst av ren kvarts i Krødsherred. (S.) S. R. K. Publ. nr. 3. 1922. Kr. 1,00.
104. *J. Bull*. Elektrisk Metalsmelting. Forsøk og undersøkelser utført ved Marinens Torpedo- og Minefabrik i samarbeide med Statens Raastofkomité. (S.) S. R. K. Publ. nr. 4. 1922. Kr. 1,00.
105. *Thv. Lindeman*. Torv. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 5. 1922. Kr. 1,00.
106. *Carl Bugge* og *Steinar Foslie*. Norsk arsenmalm og arsenikfremstilling. (S.) S. R. K. Publ. nr. 6. 1922. Kr. 1,00.
107. *V. M. Goldschmidt*. Om fremstilling av bariumlegeringer. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 7. 1922. Kr. 1,00.
108. *V. M. Goldschmidt* og *E. Johnson*. Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 8. 1922. Kr. 3,00.
109. *Erling Johnson*. Om tilgodegjørelse av kalifeltspatens kali-indhold. (S.) S. R. K. Publ. nr. 9. 1922. Kr. 3,00.
110. *Carl Bugge*. Statens apatitdrift i rationeringstiden. (S.) S. R. K. Publ. nr. 10. 1922. Kr. 1,00.
111. *J. Gram*. Undersøkelser over bituminøse kul fra Spitsbergen og Andøen. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 11. 1922. Kr. 1,00.

112. *J. Gram*. Den kemiske sammensætning av Spitsbergen—Bjørnøykul. (S.) S. R. K. Publ. nr. 12. 1923. Kr. 1,00.
113. *Andreas Rødland*. Oljefremstilling av Kings Bay-kul og kul og skifer fra Andøen. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 13. 1924. Kr. 1,00.
114. *B. Hansteen Cramer*. Om vegetationsforsøk med glimmermineralerne biotit og sericit som kalikilde. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 14. 1922. Kr. 2,00.
115. *J. v. Krogh*. Undersøkelser over norske lerer. I. (S.) S. R. K. Publ. nr. 15. 1923. Kr. 1,00.
116. *Brynjulf Dietrichson*. Undersøkelser over norske lerer. II (S.) S. R. K. Publ. nr. 16. 1923. Kr. 2,00.
117. *W. Guertler*. Kort oversigt over kobberets indflydelse paa jern og staa. Forkortet og bearbejdet av *J. Bull*. (S.) S. R. K. Publ. nr. 17. 1923. Kr. 1,00.
118. *J. Bull*. Prøver med en hærdeovn for kulstofstaa. (Wild-Barfield's patent.) Forsøk og undersøkelser utført ved Marinens Torpedo- og Minefabrik i samarbeide med Statens Raastofkomité. (S.) S. R. K. Publ. nr. 18. 1923. Kr. 1,00.
119. *J. v. Krogh*. Undersøkelser over norske lerer. III. (S.) S. R. K. Publ. nr. 19. 1923. Kr. 1,75.
120. *Brynjulf Dietrichson*. Undersøkelser over norske lerer. IV. (S.) S. R. K. Publ. nr. 20. 1924. Kr. 2,00.
121. *Thorolf Vogt*. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. (S.) Med kart. 1927. Kr. 14,00.
122. Årbok for 1923. (Innhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes årsberetninger.) 1924. Kr. 3,00.
123. *Gunnar Holmsen*. Hvordan Norges jord blev til. (S.) 1924. Utsolgt.
124. *J. Rekstad*. Hatfjeldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1924. Kr. 8,00.
125. *J. Rekstad*: Træna. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1925. Kr. 8,00.
126. *Steinar Foslie*. Syd-Norges gruber og malmforekomster. (S.) Med kart i planformat. 1925. Utsolgt.
127. *Steinar Foslie*. Norges svovelkisforekomster. (S.) 1926. Utsolgt.
- 128a. *Olaf Andersen*. Feltspat. I. Feltspatmineralenes egenskaper, forekomst og praktiske utnyttelse med særlig henblikk på den norske feltspatindustri. (S.) 1926. Utsolgt.
- 128b. *Olaf Andersen*. Feltspat. II. Forekomster i fylkene Buskerud og Telemark, i flere herreder i Aust-Agder og i Hidra i Vest-Agder. *Tom. F. W. Barth*. Feltspat. III. Forekomster i Iveland og Vegusdal i Aust-Agder og i flere herreder i Vest-Agder. (S.) 1931. Kr. 5,00.
129. *Gunnar Aasgaard*. Gruber og skjerp i kisdraget Øvre Guldal—Tydal. (S.) 1927. Kr. 5,00.
130. *Arne Bugge*. En forkastning i det syd-norske grunnfjell. (S.) 1928. Kr. 5,00.
131. *J. C. Torgersen*. Sink- og blyforekomster på Helgeland. (S.) 1928. Kr. 4,00.
132. *Gunnar Holmsen*. Lerfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. (S.) 1929. Kr. 3,00.
133. Årbok for femårsperioden 1924—28. (Innhold: Direktørens beretning om virksomheten ved N. G. U. Statsgeologenes beretninger om arbeidet. *R. Falck-Muus*: Femårsberetning fra bibliotekaren. *C. Bugge*: Meddelelser om geologiske undersøkelser i Hallingdal og Valdres. *R. Falck-Muus*: Norske bergverksarkivalia III. *A. Bugge*: Oversikt over inndelingen av Det Sydnorske grunnfjell samt om Fahlbåndene i Kongsberg ertsdistrikt.) 1929. Kr. 3,00.

134. *J. Rekstad*. Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1929. Kr. 8,00.
135. *Gunnar Holmsen*. Grundvandet i vore leiravsætninger. (S.) 1930. Kr. 3,00.
136. *Gunnar Holmsen*. Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1932. Kr. 8,00.
137. *Steinar Foslie og Mimi Johnson Høst*. Platina i sulfidisk nikkelmalm. (Z.) 1932. Kr. 3,00.
138. *W. C. Brøgger*. Essexitrekkenes erupsjoner, den eldste vulkanske virksomhet i Oslo-feltet. (Z.) 1933. Kr. 3,00.
139. *W. C. Brøgger*. Om rombeporfyrgangene og de dem ledsagende forkastninger i Oslo-feltet. (Z.) 1933. Kr. 2,00.
140. *Gunnar Holmsen*. Lerfall i årene 1930—32. (S.) 1934. Kr. 2,00.
141. *Olaf Anton Broch*. Feltspat. IV. Forekomster i Akershus og Østfold øst for Glomma. (S.) 1934. Kr. 4,00.
142. *J. C. Torgersen*. Sink- og blyforekomster i det nordlige Norge. (S.) 1935. Kr. 3,00.
143. *Arne Bugge*. Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskart F. 35 Ø. og F. 35 V. De løse avleiringer ved *A. Samuelsen*. (S.) Med kart. 1937. Kr. 10,00.
144. *Gunnar Holmsen*. Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1935. Kr. 6,00.
145. *Wolmer Marlow*. Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1935. Kr. 6,00.
146. *Arne Bugge*. Kongsberg—Bambleformasjonen. (S.) 1936. Kr. 4,00.
147. *Steinar Foslie*. Kisdistriktet Varaldsøy—Ølve i Hardanger. Tillegg og Summary ved *Brynjulf Dietrichson*. (S.) Med kart. 1955. Kr. 8,00.
148. *Gunnar Holmsen*. Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1937. Kr. 6,00.
149. *Steinar Foslie*. Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart Tysfjord. (S.) Med kart. 1941. Kr. 15,00.
150. *Steinar Foslie*. Hellembotn og Linnajavrre. Geologisk beskrivelse til kartbladene. (S.) Med kart. 1942. Kr. 8,00.
151. *Gunnar Holmsen*. Våre leravsetninger som byggegrunn. (S.) 1938. Kr. 3,00.
152. *Trygve Strand*. Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. (S.) Med kart. 1938. Kr. 6,00.
153. *Carl Bugge*. Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigskarter E. 32 V. og E. 32 Ø. (S.) Med kart. 1939. Kr. 12,00.
154. *Harald Bjørlykke*. Feltspat. V. De sjeldne mineraler på de norske granittiske pegmatittganger. (S.) 1939. Kr. 4,00.
155. *Olaf Anton Broch, Fridtjov Isachsen, Orvar Isberg, Trygve Strand*. Bidrag til Skudenes-sedimentenes geologi. (S.) 1940. kr. 1,50.
156. *K. O. Bjørlykke*. Utsyn over Norges jord og jordsmonn. (S.) Med oversiktskartet av jordbunnsforholdene i Norge i to blader: Sør-Norge og Nord-Norge. Målestokk 1 : 2 000 000. 1940. Kr. 10,00.
157. *Brit Hofseth*. Geologiske undersøkelser ved Kragerø, i Holleia og Troms. (S.) Med kart. 1942. Kr. 4,00.
158. *Per Holmsen*. Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden. (S.) 1943. Kr. 3,00.

159. *Trygve Strand*. Et gneis-amfibolitt-kompleks i grunnfjellet i Valdres. (S.) 1943. Kr. 3,00.
160. *Jens A. W. Bugge*. Geological and petrographical investigations in the Kongsberg—Bamble formation. 1943. Utsolgt.
161. *Christoffer Oftedal*. Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. (S.) 1943. Kr. 2,50.
162. *Henrich Neumann*. Silver deposits at Kongsberg. (The mineral assemblage of a native silver—cobalt—nickel ore type.) 1944. Kr. 4,50.
163. *Brynjulf Dietrichson*. Geologiske undersøkelser i Espedalen. Gradteig Vinstra og tilgrensende høifjell. (S.) 1945. Kr. 3,00.
164. *Olaf Holtedahl*. Norges geologi. Med 24 plansjer, derav et berggrunnskart og et glacialgeologisk kart over Norge, samt 485 tekstfigurer. Bind I—II. 1953. Utsolgt.
165. *Gunnar Horn*. Karsthuler i Nordland. (S.) 1947. Kr. 7,00.
166. *Gunnar Holmsen*. Lerfall og ras i årene 1933—39. (S.) 1946. Kr. 3,00.
167. *Gunnar Holmsen* og *Per Holmsen*. Leirfall i årene 1940—1945. (S.) 1946. Kr. 4,00.
- 168a. *Tom. F. W. Barth*. The nickeliferous Iveland—Eveje amphibolite and its relation. Med kart. 1947. Kr. 5,00.
- 168b. *Harald Bjørlykke*. Flåt Nickel Mine. Med kart. 1947. Kr. 3,00.
169. *Steinar Foslie*. Melkedalen grube i Ofoten. Søndre Ofotens malmforekomster. I. (S.) Med kart. 1946. Kr. 7,00.
170. *Ivar Oftedal*. Oversikt over Norges mineraler. (S.) 1948. Utsolgt.
171. *Jens A. W. Bugge*. Rana gruber. Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. (S.) Med kart. 1948. Kr. 12,00.
172. *Harald Bjørlykke*. Hosanger nikkelgruve. (S.) Med kart. 1949. Kr. 3,00.
173. *Trygve Strand*. On the Gneisses from a Part of the North-Western Gneiss Area of Southern Norway. 1949. Kr. 3,00.
174. *Steinar Foslie*. Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jernmanganmalmer. Søndre Ofotens malmforekomster. II. (S.) Med kart. 1949. Kr. 8,00.
175. *Per Holmsen* og *Gunnar Holmsen*. Tynset. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1950. Kr. 6,00.
176. *Gunnar Holmsen*. Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1951. Kr. 8,00.
177. *Chr. Oftedal* og *G. Holmsen*. Øvre Rendal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1952. Kr. 6,00.
178. *Trygve Strand*. The Sel and Vågå Map Areas. Geology and Petrology of a Part of the Caledonides of Central Southern Norway. Med kart. 1951. Kr. 6,00.
179. *Tore Gjelsvik*. Oversikt over bergartene i Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. (S.) Med kart. 1951. Kr. 4,00.
180. *Trygve Strand*. Slidre. Beskrivelse til det geologiske gradteigkart. (S.) Med kart. 1951. Kr. 6,00.
181. *Chr. C. Gleditsch*. Oslofjordens prekambriske områder. I. Innledende oversikt. Hurum. (R.) Med kart. 1952. Kr. 9,00.
182. *Chr. C. Gleditsch*. Oslofjordens prekambriske områder. II. Røyken og Håøy. (R.) Med kart. 1952. Kr. 7,00.
183. Årbok 1951. (Innhold: *Ivan Th. Rosenqvist*: Kaolin fra Hurdal. (S.) *Trygve Strand*: Biotitt-søvitt på Stjernøy, Vest-Finnmark. (S.) *Trygve Strand*: Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark. (S.) *W. Werenskiold*: Isrand-

- dannelser ved Atnesjø. (S.) Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1951. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1952. Kr. 4,00.
184. Årbok 1952. (Innhold: *Per Holmsen*: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 1. En orientering om arkivets arbeidsgrunnlag. Om samarbeide med boringsfirmaene. Den viktigste fennoskandiske faglitteratur. (S.) *Steinar Skjeseth*: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 2. Vannboringer utført i traktene omkring Mjøsa og Randsfjorden 1950—52. (S.) *Brynjulf Dietrichson*: Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser. (S.) *Tore Gjelsvik*: Det nordvestlige gneisområde i det sydlige Norge, aldersforhold og tektonisk-stratigrafisk stilling. (S.) *Per Holmsen*: Et langt fremskjøvet «jotundekke» i Rendalen. (S.) *Trygve Strand*: The Relation between the Basal Gneiss and the Overlying Meta-Sediments in the Surnadal District. *Trygve Strand*: Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. (S.) *Gunnar Kautsky*: Et fossilsynd i Susendalen, Nordland. (Z.) *Johs. Færden*: Sink-blyforekomstene ved Mikkeljord, Hattfjelldal, Nordland. (S.) *Steinar Skjeseth* and *Henning Sørensen*: An Example of Granitization in the Central Zone of the Caledonides of Northern Norway. *Tore Gjelsvik*: Kort beretning om Norges geologiske undersøkelses ekspedisjon til Birtavarre gruvefelt i Troms 1952. (S.) *J. A. Dons*: Om elve-erosjon og en isdemt sjø i Birtavarre-området, Troms. (S.) *Tom. F. W. Barth*: The Layered Gabbro Series at Seiland, Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1952. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1953. Kr. 10,00.
185. *Trygve Strand*. Aurdal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. (S.) Med kart. 1954. Kr. 6,00.
186. *Rolf Selmer-Olsen*. Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. (S.) 1954. Kr. 8,00.
187. *Gunnar Holmsen*. Oppland. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1954. Kr. 8,00.
188. Årbok 1953. (Innhold: *Christoffer Oftedahl*: Dekketektonikken i den nordlige del av det østlandske sparagmittområde. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Noen isavsmeltningsfenomener i Østerdalen. (S.) *Konrad B. Krauskopf*: Igneous and Metamorphic Rocks of the Øksfjord Area, Vest-Finnmark. *M. G. Oosterom*: En hornblenderik sone i Seiland-peridotitten. (S.) Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1953. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1954. Kr. 7,00.
189. *Carl Bugge*. Den kaledonske fjellkjede i Norge. (S.) 1954. Kr. 5,00.
190. *Gunnar Holmsen*. Hallingdal. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1955. Kr. 8,00.
191. Årbok 1954. (Innhold: *Gunnar Henningsmoen*: Om navn på stratigrafiske enheter. (S.) *Henrich Neumann*: Kobberforekomstene på Straumsheia. (S.) *Brynjulf Dietrichson*: Spessartite and Pseudotachylite Intruded on the Thrusting-Zone of the Upper Jotun Eruptive Nappe near Nautgardstind, East-Jotunheimen. *Trygve Strand*: Sydøstligste Helgelands geologi. (S.) *Henning Sørensen*: A Petrographical and Structural Study of the Rocks around the Peridotite at Engenbræ, Holandsfjord, Northern Norway. *F. M. Vokes*: Observations at Raipas Mine, Alta, Finnmark. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for

1954. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.)
1955. Kr. 7,00.
192. *Peter Padget*. The Geology of the Caledonides in the Birtavarre Region, Troms, Northern Norway. 1955. Kr. 7,00.
193. *Johannes A. Dons*. Kartkatalog. Norges berggrunn. (S.) 1956. Kr. 8,00.
194. *Per Holmsen* og *Christoffer Oftedahl*. Ytre Rendal og Stor-Elvdal. Beskrivelse til de geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1956. Kr. 15,00.
195. Årbok 1955. (Innhold: *Gunnar Holmsen*: De fem jordartregioner i Norge. (S.) *Steinar Skjeseth*: Geologi og vannboring. Kambro-silurbergartenes hydrogeologi i Mjøstraktene. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 3.) (S.) *Per Holmsen*: Oppsprekning, topografi og vannføring i massive dypbergarter. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 4.) (S.) *Trygve Strand*: Gabbrokonglomeratet i Sjodalen. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Om Grongkulminasjonen og Grongfeltets skyvedekker. (S.) *Per Holmsen*: Hyolithus-sonens basale lag i Vest-Finnmark. (S.) *M. G. Oosterom*: Some notes on the Lille Kufjord layered gabbro, Seiland, Finnmark, Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1955. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1956. Kr. 7,00.
196. *Steinar Fosli* † og *Trygve Strand*. Namsvatnet med en del av Frøyningfjell. Geologisk rektangelkart og beskrivelse. (S.) 1956. Kr. 8,00.
197. *Rolf W. Feyling-Hanssen*. Micropaleontology applied to soil mechanics in Norway. 1957. Kr. 5,00.
198. *Gunnar Holmsen*. Røros. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1956. Kr. 8,00.
199. *F. M. Vokes*. The Copper Deposits of the Birtavarre District, Troms, Northern Norway. 1957. Kr. 15,00.
200. Årbok 1956. (Innhold: *Tony van Autenboer* and *Finn J. Skjerlie*: Brannerite, a new mineral in Norway. *Brynjulf Dietrichson*: Valdresparagmitten og det såkalte gabbrokonglomerat i Sjodalen. (S.) *Rolf W. Feyling-Hanssen*, *Per Chr. Sæbø* and *John W. Wilhelmsen*: A clay sample from Tangen brickwork. *Per Holmsen*: De eokambriske lag under hyolithussonen mellom Carajavrrer og Caskias, Vestfinnmark. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Jomaforekomstens blokkvifter. (S.) *Steinar Skjeseth*: Kvaliteten av grunnvann. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 5). (S.) *Steinar Skjeseth* og *F. M. Vokes*: Blyglansforekomst på Krækkjaheia, Hardangervidda. (S.) *F. M. Vokes*: Some copper sulphide parageneses from the Raipas formation of Northern Norway. *F. M. Vokes*: On the presence of minerals of the linnaeite series in some copper ores from the Raipas formation of Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1956. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1957. Kr. 9,00.
201. *Per Holmsen*, *Peter Padget* and *Eero Pehkonen*: The Precambrian Geology of Vest-Finnmark, Northern Norway. Med kart. 1957. Kr. 12,00.
202. *Christoffer Oftedahl*. Oversikt over Grongfeltets skjerp og malmforekomster. (S.) 1958. Kr. 6,00.
203. Årbok 1957. (Innhold: *Brynjulf Dietrichson*: Variation Diagrams supporting the stratiform, magmatic origin of the Jotun Eruptive Nappes. *Rolf W. Feyling-Hanssen*: Mikropaleontologiens teknikk. (S.) *Tore Gjelsvik*: Epigenetisk kopper-

- mineralisering på Finnmarksvidda. (S.) *Tore Gjelsvik*: Albittrike bergarter i den karelske fjellkjede på Finnmarksvidda, Nord-Norge. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Storisen transport av kisblokker fra Joma. (S.) *Paul H. Reitan*: The structure in the area of mineralization on Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark. *Steinar Skjeseth*: Vann i grus og sand. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 6.) (S.) *Steinar Skjeseth*: Norske kilder. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 7.) (S.) *Steinar Skjeseth*: Uran i kambrisk alunskifer i Oslofeltet og tilgrensende områder. (S.) *Trygve Strand*: Greenschists from the southeastern part of Helgeland, Norway, their chemical composition, mineral facies and geological setting. *F. M. Vokes*: A note on the sulphur isotope composition of chalcopyrite and pyrrhotite from the Mosco-gaissa mines, Birtavarre, Troms. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersø-kelse. Årsberetning for 1957. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart.) 1958. Kr. 10,00.
204. *Arthur O. Poulsen*: Norges gruver og malmforekomster. II. Nord-Norge. Med kart 1 : 1 000 000. 1959. Kr. 30,00.
205. Årbok 1958. (Innhold: *Knut Ørn Bryn*: Geologien på søndre del av kartblad Essandsjø. (S.) *Dwight F. Crowder*: The Precambrian Schists and Gneisses of Lakselv Valley, Northern Norway. *Richard V. Dietrich*: Geological Reconnaissance of the Area between Kristiansand and Lillesand. *Rolf W. Feyling-Hanssen*: Marine kvartær-fossiler fra Seimsjøen i Sør-Odal. (S.) *Fredrik Hagemann*: Vannboring i Øst- og Midt-Finnmark. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 9.) (S.) *Olaf Holvedahl*: Noen iakttagelser fra Grønsennknipla i Vestre Slidre, Valdres. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Note on gel structures in a pyrite bed, the Grong district. *Paul H. Reitan* and *J. J. C. Geul*: On the formation of a carbonate-bearing ultrabasic rock at Kvitteberg, Lyngen, Northern Norway. *Thor Siggerud*: Uranundersøkelser i Trøndelag. (S.) *Thor Siggerud*: Fotogeologi. (S.) *Steinar Skjeseth*: Rørbrønner på Rena og Elverum. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 8.) (S.) *Per Chr. Sæbø*, *Paul H. Reitan*, and *J. J. C. Geul*: Stilbite, stellerite, and laumontite at Honningsvåg, Magerø, Northern Norway. *Per Chr. Sæbø* and *Paul H. Reitan*: An occurrence of zeolites at Kragerø, Southern Norway. *Per Chr. Sæbø* and *Thor L. Sverdrup*: Note on stilbite from a pegmatite at Elveneset, Innhavet in Nordland county, Northern Norway. *Trygve Strand*: Valdres-sparagmittens stratigrafiske stilling. (S.) *Gunnar Holmsen*: Norges geologiske undersøkelse gjennom 100 år. Direktør *Harald Bjørlykke*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1958. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart.) 1959. Kr. 15,00.
206. *Gunnar Holmsen*: Ljørdalen. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1958. Kr. 6,00.
207. *Knut S. Heier*: Petrology and Geochemistry of High-Grade Metamorphic and Igneous Rocks on Langøy, Northern Norway. 1960. Kr. 15,00.
208. Geology of Norway. Redaktør *Olaf Holvedahl*. 1960. Kr. 90,00.
209. *Gunnar Holmsen*: Østerdalen. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1960. Kr. 12,00.
210. *Bjørn Grothaug Andersen*: Sørlandet i sen- og postglacial tid. (S.) Med kart. 1960. Kr. 15,00.
211. Årbok 1959. (Innhold: *Harald Bjørlykke*: Supergene anrikninger av kopper i våre kisforekomster. (S.) *Knut Ørn Bryn*: Et funn av pseudotachylitt i S. Trøndelag.

- og en teori for dannelsen. (S.) *Magne Gustavson*: Den manganholdige siderittmalm i Rubben, Troms. Undersøkelser sommeren 1959. (S.) *Magne Gustavson* og *Arne Grønhaug*: En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgfjell. (S.) *Audun Hjelle*: Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa. (S.) *Paul H. Reitan*: Refleksjoner over betydningen av høye punkt-temperaturer på overflater i forbindelse med bevegelser i bergarter. (S.) *Thor Siggerud*: Måling av den radioaktive stråling fra bergarter i Norge. (S.) *Thor Siggerud*: Radioaktiv stråling i anlegg i fjell. (S.) *Harald Skålvoll*: Noen kvartærgeologiske iakttagelser i Lakselvdalen, Finnmark. (S.) *Thor L. Sverdrup*: The pegmatite dyke at Rømteland. A description of the minerals and a discussion of the mineral paragenesis, especially within the system (Fe, Mn) O—TiO₂—Y₂O₃—(Nb, Ta)₂O₅—SiO₂. *Thor L. Sverdrup* og *Per Chr. Sæbø*: Pegmatittene ved Liverud og Gulliksrud ca. 5 km øst for Kongsberg, Øvre Eiker. (Meddelelse nr. 1 over typer av norske feltspatkvartarsforekomster.) (S.) *Per Chr. Sæbø*, *Thor L. Sverdrup* and *Harald Bjørlykke*: Note on «birds-eye» textures in some Norwegian pyrrhotite-bearing ores. *Fredrik Chr. Wolff*: Foreløpige meddelelser fra kartbladet Verdal. (S.) *Direktør Harald Bjørlykke*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1959. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1960. Kr. 15.00.
212. Norwegian guide-books. International Geological Congress. XII session. Norden 1960. Kr. 50,00. Utsolgt.
213. Årbok 1960. Innhold *Knut Ørn Bryn*: Grunnvann øst for Oslo-feltet. Medd. fra Vannboringsarkivet. Nr. 10. (S.) *Kari Egede Larssen*: Et pollendiagram fra Høydalsmo, Telemark. (S.) *Fredrik Hagemann*: Grunnvann i Vestfold. Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 11. (S.) *Audun Hjelle* og *Knut Ørn Bryn*: Kullblendeførende breksje ved Hof, Solør. (S.) *Audun Hjelle*: Forsøk på kromatografisk bestemmelse av (Ca, Mg)-karbonater, (S.) *Gunnar Henningsmoen*: Remarks on stratigraphical classification. Sammendrag. *Gunnar Henningsmoen*: Cambro-Siluria in fossils in Finnmark, Northern Norway. Sammendrag. *Olaf Holtedahl*: Grensen fyllit-Valdres-sparagmitt i strøket sydøst for Grønsennkipa. Vestre Slidre. (S.) *Gunnar Holmsen*: Jordartsregioner i Norge. (S.) *M. Marthinussen*: Brerandstadier og avsmeltningsforhold i Repparfjord-Stabbursdal-området, Vest-Finnmark. Et deglasiasjonsprofil fra fjord til vidde. (S.) *Thor Siggerud*: Radioaktivitetsundersøkelse av bergartsprøver i magasinene på Mineralogisk geologisk museum, Universitetet i Oslo. (S.) *Finn J. Skjerlie* and *Tek Hong Tan*: The Geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms – Finnmark, Northern Norway. Sammendrag. *F. M. Vokes*: Supergene Alteration of Norwegian Sulphide deposits – a query. Sammendrag. *J. Westerveld*: The Manganese vein of Mount Brandnuten, Botnedal, South Norway. (S.) Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur. Code of stratigraphical nomenclature for Norway. Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1960. Ved direktør *Harald Bjørlykke*. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart. 1961. Kr. 15.00.
- 214a. *W. A. Elders*: On the Form and Mode of Emplacement of the Herefoss Granite P. 5–52.)
- b. *Scott B. Smithson*: Granite Studies: I. A. Gravity Investigation of two Precambrian Granites in South Norway. (P. 53–140.) 1963. Kr. 15.00.

215. Årbok 1961. Innhold: *Knut Ørn Bryn*: Fortsetter Horrsjøbergets sedimentserie inn i Norge? (S.) *Arne Grønnhaug*: Some notes on a Compiled Gravimetric Map of Southern Scandinavia. (S.) *Harald Carstens*: A Post-Caledonian Ultrabasic Biotite Lamprophyre Dyke of the Island Ytterøy in the Trondheimsfjord, Norway. (S.) *Audun Hjelle*: Ultrabasisk biotittførende lamprofyrgang ved Skabberud, Stange. (S.) *M. Marthinussen*: C₁₄-datings referring to shore lines, transgressions and glacial substages in Northern Norway. (A supplement to Papers of 1960 and 1961 by the Author.) *Dag Risdal*: En undersøkelse av kvartære, økostratigrafiske soner i Drammen, på grunnlag av foraminiferer. *Steinar Skjeseth og Tidemann Klemetsrud*: Rørbrønner. Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 12. *Steinar Skjeseth*: «Trysilhevningen». Kambro-ordovisisk stratigrafi i Femundtraktene. (S.) *Thor Sverdrup*: Feltspatundersøkelsene på Drag og ved Innhavet syd for Tysfjorden, Nordland fylke. (Foredrag holdt i Norsk Geologisk Forening 10/6 1960). *Jacques Touret*: Geological Studies in the region of Vegårdshei-Gjerstad. Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1961. Ved direktør Harald Bjørlykke. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart. 1962. Kr. 15.00.
216. *Dons, Johannes A.*: De prekambriske bergarter i Telemark. I. The Precambrian rocks of the Telemark area in South Central Norway I. Gruber og skjerp innen gradteigkart E 36 V. Kviteseid. 1963. Kr. 8.00.
217. *Arne Bugge*: Norges Molybdenforekomster. 1963 Kr. 15.00.
218. *Gunnar Holmsen*: Erfaringer om Jordskade ved vassdragsreguleringer. 1963. Kr. 15.00.
219. *Scott B. Smithson*: Granite Studies: II. The Precambrian Flå Granite, a Geological and Geophysical Investigation. 1963. Kr. 20.00.
220. *Skjeseth, Steinar*: Contributions to the Geology of The Mjøsa Districts and the classical Sparagmite Area in Southern Norway. 1963. Kr. 12.00.
221. *Paul H. Reitan*: The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite Finnmark Norway. 1963. Kr. 15.00.
222. *F. M. Vokes*: Geological Studies on the Caledonian Pyritic Zinc-Lead Ore body at Bleikvassli, Nordland, Norway. 1963. Kr. 15.00.
223. Årbok 1962. Innhold: *Unni Bjørlykke*: Foreløpige meddelelser fra kartbladet Essandsjø. A preliminary report on the Essandsjø map area. *Inge Bryhni*: Relasjonen mellom senkaledonisk tektonikk og sedimentasjon ved Hornelens og Håsteinens devon. *Harald Carstens*: On the variolitic structure. *B. Chadwick, H. D. Blake, A. E. Beswick & J. W. Rowling*: The Geology of the Fjeldheim-Gåsbakken area, Sør-Trøndelag. *Josef Chaloupsky*: Notes on the Geology of an area West of Støren (The Trondheim Region). *Rolf W. Feyling-Hanssen*: A late Quaternary Correlation Chart for Norway. *Fredrik Hagemann*: En redegjørelse fra *Th. Kjerulf* om hans forhold til B. M. Keilhau. *Magne Gustavson*: Grunnfjellsvinduer i Dividalen, Troms. *Audun Hjelle*: Noen observasjoner fra grunnfjellssområdet mellom Randsfjorden og svenskegrensen. *Per Holmsen*: On the tectonic relations of the Devonian complex of the Røragen area, East-Central Norway. *Olaf Holtedahl*: Echosoundings in the Skagerak. With remarks on the geomorphology. *Sigbjørn Kollung*: Metamorfe og eruptive bergarter fra Hitra. *Jan Mangerud*: Isavsmeltningen i og omkring midtre Gudbrandsdal. *J. S. Peacey*: Deformation in the Gangåsvann Area. *Trygve Strand*: Noen stratigrafiske aldersspørsmål i Grongfeltet og i den sydøstligste

- del av Helgeland. *Harald Svensson*: Tundra Polygons, photographic interpretation and field studies in the North-Norwegian polygon areas. *Arne Tollan*: Trekk av isbevegelsen og isavsmeltningen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. *L. van Wambeke* and *G. Verfaillie*: A beryllium magnetite correlation in the Hørtekollen-Grubeås area, Buskerud, Norway, and its use for beryllium prospection. *Fredrik Chr. Wolff*: Pollen-meteoritten. Et nytt funn av meteoritt i Norge. Årsberetning for 1962. Fortegnelse over publikasjoner og kart. 1963. Kr. 35,00.
224. *Dag Risdal*: Foraminiferfaunaen i en del sedimentkjerner fra indre Oslofjord. 1964. Kr. 12,00.
225. *Feyling-Hanssen*: Foraminifera in Late Quaternary Deposits in the Oslofjord Area in Norway. 1964. Kr. 50,00.
226. *Dag Risdal*: Foraminiferfaunaens relasjon til dybdeforholdene i Oslofjorden, med en diskusjon av de senkvartære foraminifersoner. 1964. Kr. 15,00.
227. Studies in the Trondheim region, Central Norwegian Caledonides. (Christoffer Oftedahl: The nature of the basement contact, *Janet Springer Peacey*: Reconnaissance of the Tømmerås Anticline, *Fredrik Chr. Wolff*: Stratigraphical position of the Gudå conglomerate zone. 1964. Kr. 15,00.

Småskrifter.

- Nr. 1. *Olaf Andersen*. Norges Geologiske Undersøkelse, dens oppgave og virksomhet. 1922.
- » 2. *Rolf Falck Muus*. Avhandlinger og karter utgitt av NGU systematisk ordnet. 1922.
- » 3. *Gunnar Holmsen*. Erfaringer om jordskaden ved innsjøreguleringer. 1927. Kr. 0,50.
- » 4. *Gunnar Holmsen*. Grunnvannbrønner. 1940. Kr. 0,50.
- » 5. Geologi og Norges geologiske undersøkelse. Utgitt i anledning av Norges geologiske undersøkelses 100 års jubileum. 1958. Kr. 1,00.
- » 6. *Thor Siggerud*. Uran og uranleting 1959. Kr. 5,00.
- » 7. *Harald Bjørlykke* og *Thor L. Sverdrup*. Feltspat. 1962. Kr. 4,00.

**Oversikt over fargetrykte geologiske kart utgitt av
Norges geologiske undersøkelse.**

	Kartets tryknings- år	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kartuten beskr.
Rektangel- og gradteigskart					
Målestokk 1 : 100 000					
Aurdal	1954	Trygve Strand	185	kr. 6,—	kr. 4,45
Aursunden	1936	Rolf Falck-Muus			»
Bjørkvassklumpen	1959	Steinar Foslie			»
Dunderlandsdalen	1915	John Oxaal	86	» 8,—	»
Egersund	1914	C. F. Kolderup	71	» 5,—	»
Eidsberg	1919	J. Rekstad	88	» 5,—	»
Eiker	1935	Arne Bugge	143	» 8,— ¹	»
Engerdalen	1921	O. Holtedahl	89	» 5,—	»
Flesberg	1935	Arne Bugge	143	» 8,— ¹	»
Foldal	1936	Wolmer Marlow	145	» 5,— ²	»
Gol	1939	Carl Bugge	153	» 8,—	»
Gran	1923	O. Holtedahl og J. Schetelig	97	» 5,—	»
Hellemobotn	1936	Steinar Foslie	150	» 8,— ³	»
Hemsedal	1939	Carl Bugge	153	» 8,— ²	»
Jævsjø	1959	Steinar Foslie			»
Kviteseid	1960	J. A. Dons			»
Linnajavre	1936	Steinar Foslie	150	» 8,— ³	»
Namsvatnet	1956	Steinar Foslie	196	» 8,—	»
Narvik	1950	Th. Vogt			»
Nordli	1960	Steinar Foslie		» 4,45	»
Nordre Etnedal	1939	Trygve Strand	152	» 5,—	»
Nordre Femund	1936	G. Holmsen	144	» 5,—	»
Rennebu	1910	Carl Bugge	56	» 5,—	»
Rjukan	1960	J. A. Dons			»
Sandøla	1958	Steinar Foslie			»
Slidre	1950	Trygve Strand	180	» 6,—	»
Stor-Elvdal	1956	Per Holmsen og Chr. Oftedahl	194	» 15,— ⁴	»
Søndre Femund	1937	G. Holmsen	148	» 5,—	»
Søndre Fron	1911	W. Werenskiold	60	» 5,—	»
Sørli	1960	Steinar Foslie			»
Trones	1960	Steinar Foslie			»
Tunnsjø	1958	Steinar Foslie			»
Tynset	1950	Per og Gunnar Holmsen	175	» 6,—	»
Tysfjord	1931	Steinar Foslie	149	» 12,—	»
Voss	1905	H. Reusch	40		»
Ytre Rendal	1956	Per Holmsen og Chr. Oftedahl	194	» 15,— ⁴	»
Øvre Rendal	1950	Chr. Oftedahl og G. Holmsen	177	» 6,—	»

¹ Med publikasjonen følger kartene Eiker og Flesberg.

² Med publikasjonen følger kartene Gol og Hemsedal.

³ Med publikasjonen følger kartene Hellemobotn og Linnajavre.

⁴ Med publikasjonen følger kartene Ytre Rendal og Stor-Elvdal.

**Oversikt over fargertrykte geologiske kart utgitt av
Norges geologiske undersøkelse.**

	Kartets tryknings- år	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kart uten beskr.
Landgeneralkart					
Målestokk 1 : 250 000					
Hattfjelldal	1925	J. Rekstad	124	kr. 8,—	kr. 7,10
Rana	1932	G. Holmsen	136	» 8,—	
Salta	1930	J. Rekstad	134	» 8,—	
Træna	1925	J. Rekstad	125	» 8,—	»
Vega	1917	J. Rekstad	80	» 8,—	»
Oversiktskart over Kristianiafeltet					
Målestokk 1 : 250 000	1923	W. C. Brøgger og J. Schetelig			kr. 7,10
Kvartærgeologiske landgeneralkart					
Målestokk 1 : 250 000					
Hallingdal	1954	G. Holmsen	190	» 8,—	»
Oppland	1954	G. Holmsen	187	» 8,—	»
Oslo	1949	G. Holmsen	176	» 8,—	»
Røros	1956	G. Holmsen	198	» 8,—	»
Ljørdalen	1958	G. Holmsen	206	» 6,—	» 4,—
Østerdalen	1960	G. Holmsen	209	» 12,—	
Oversiktskart					
Målestokk 1 : 1 000 000					
Berggrunnskart over Norge	1960	O. Holtedahl og J. A. Dons	208		» 25,—
Målestokk 1 : 2 000 000					
Glacialgeologisk kart over Norge	1960	O. Holtedahl og B. G. Andersen	208		» 15,—
Målestokk 1 : 1 000 000					
Gruver og malm- forekomster i Nord- Norge	1959	Arth. O. Poulsen	204 B		» 17,50

**Publikasjonene og kartene selges gjennom bokhandlene.
Omsetningsavgiften er inkludert i de oppgitte priser.**

Følgende fargertrykte geologiske kart er utsolgt:

	Trykningsår	Forfatter
Rektangelkart:		
Bergen	1880	Th. Hjortdahl, Th. Kjerulf og J. Friis
Eidsvold	1889	Ths. Münster, Th. Kjerulf og P. Krohn
Fet	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Gausdal	1891	K. O. Bjørlykke
Gjøvik	1884	Th. Kjerulf, P. Krohn og O. Hagen
Hamar	1884	Th. Kjerulf, Alfred Getz, P. Krohn, J. H. L. Vogt m.fl.
Haus	1880	Th. Hiortdahl og M. Irgens
Hønefoss	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Kristiania	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Kongsberg	1927	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Levanger	1880—81	Th. Kjerulf og M. Bugge
Lillehammer	1899	Ths. Münster
Melhus	1897	Th. Kjerulf, M. Bugge, C. Schulz og J. H. L. Vogt
Meraker	1883	Th. Kjerulf, M. Bugge, O. Hagen m. fl.
Moss	1926	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Nannestad	1885	J. H. L. Vogt og T. Ch. Thomassen
Nannestad	1919	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Rindal	1889	M. Bugge
Sarpsborg	1879	P. Mortensen, Th. Thomassen, J. H. L. Vogt og N. Wille
Selbu	1891	M. Bugge, K. Hauan, C. Homan og H. Reusch
Skjørn	1880—81	K. Hauan, Th. Kjerulf og M. Bugge
Stavanger	1921	V. M. Goldschmidt
Steinkjær	1883	M. Bugge
Stjørdal	1880—81	Th. Kjerulf og M. Bugge
Terningen	1875—82	Hauan, Kjerulf m. fl.
Trondhjem	1879	M. Bugge
Tønsberg m. Larvik	1926	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Aamot	1887	Ths. Münster og P. Krohn
Oversiktskart		
Målestokk		
1 : 1 000 000		
Nord-Norge	1924	Th. Vogt
Syd-Norge	1915	W. Werenskiold
Berggrunnskart over Norge	1953	O. Holtedahl og J. A. Dons

Ved henvendelse til Norges geologiske undersøkelse er det høve til å studere arkivseksemplar av de utsolgte kartene.

A.W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S - OSLO