



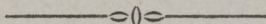
Norges Geologiske
Undersökelse

Nr. 149

TYSFJORDS GEOLOGI
BESKRIVELSE TIL DET GEOLOGISKE
GRADTEIGSKART TYSFJORD

AV
STEINAR FOSLIE

MED GEOLOGISK KART I LOMME,
TITELBILLEDE, 63 TEKSTFIGURER, 16 PLANCHER
OG SUMMARY



OSLO 1941

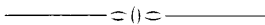
I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 149

TYSFJORDS GEOLOGI
BESKRIVELSE TIL DET GEOLOGISKE
GRADTEIGSKART TYSFJORD

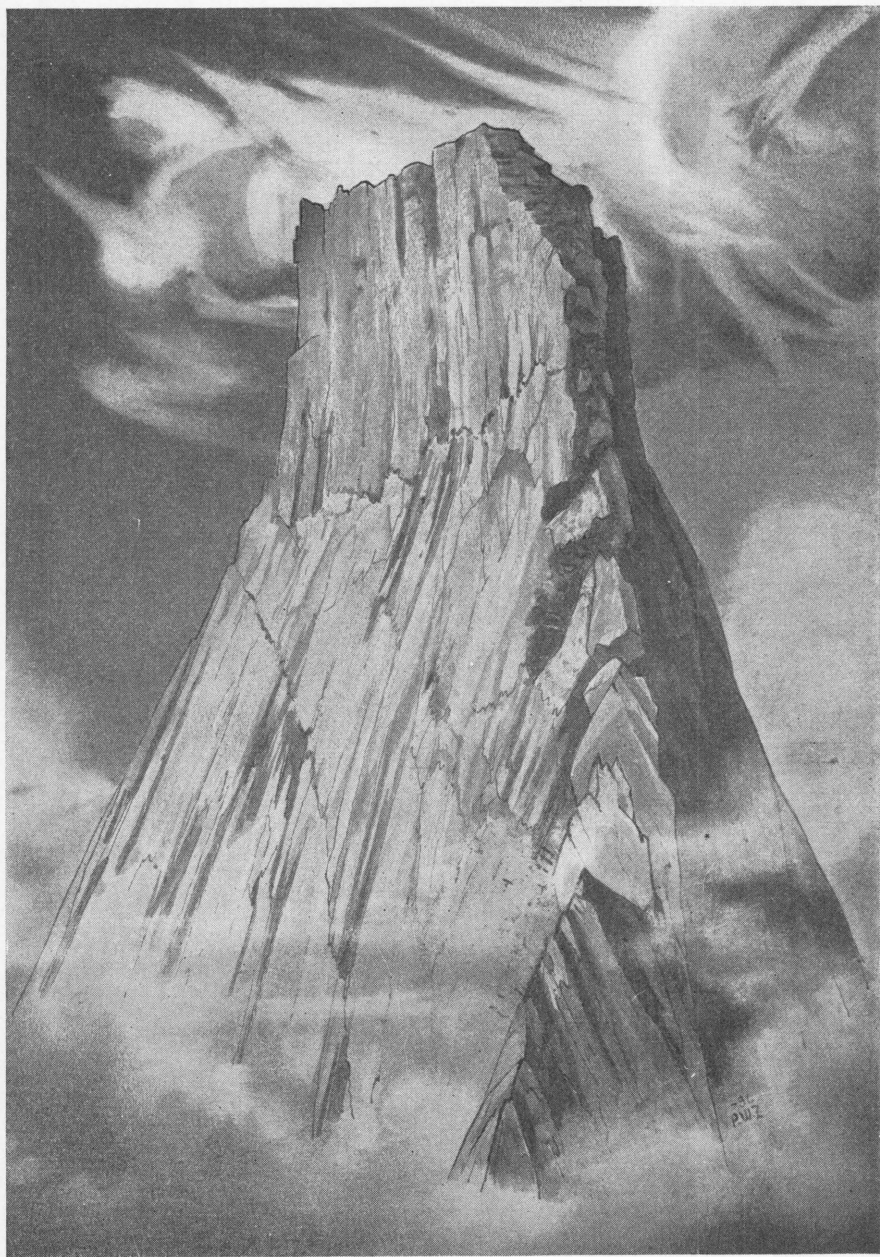
AV
STEINAR FOSLIE

MED GEOLOGISK KART I LOMME,
TITELBILLEDE, 63 TEKSTFIGURER, 16 PLANCHER
OG SUMMARY



OSLO 1941
I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S



Stetind.

Tegning av Peter W. Zapffe.

Innhold.

	Side
Forord	9
Tidligere geologiske undersøkelser	11
Litteraturfortegnelse for Tysfjordbladet	15
Geomorfologi	18
Det skandinaviske hovedvannskille	18
Høglandet øst for vannskillet	20
Fjordtopografien og fjorddannelsen	23
De enkelte fjorder	26
Botn-erosjonens landskapsformer	33
Strandflaten	34
Modifikasjoner i relieffet i sen- og postglasial tid	35
Vannkraft	38
Geologi	40
Oversikt over fjellgrunnens geologi	40
Detaljbeskrivelser distriktsvis	55
I. Pauro-bassenget	55
Reppi-skiferen	56
Gicce-gneisen	57
Glimmerskifere	57
Basiske eruptiver	58
II. Botnelvas mulde	60
Reppi-skiferen	62
Basiske eruptiver	62
Gicce-gneisens horisont	68
Sørfjordens norittfelter	69
Kalken under noritten	71
Botnelv-muldens vestlige avslutning	73
III. Tverrelvdalens sadel	76

	Side
IV. Indre Tysfjord—Austerdalen	80
V. Grenseområdet mot granitten i nord, mellom Isfjell og Russvik	84
VI. Granittgrensen ved Mannfjord	87
VII. Forbindelsen med Kjøpsvik—Grunnfjord-synklinalen	90
VIII. Kjøpsvik—Grunnfjord-synklinalen	92
IX. Grenseområdet mot granitten i vest	101
X. Høgfjellsområdet nordover fra Pauro-mulden	106
Kalk	108
Glimmerskifer	111
Oversikt over eruptivene	115
Hornblendeskifere og amfibolitter	117
Serpentin-kupper	119
Flekkete gabbroskifere	123
Trondhemitt-intrusivfeltet	125
Saliske lagerganger	127
Pegmatitt- og yngre kvartsganger	130
XI. Granittens grenseområde øst for Æfjord	132
XII. Æfjord-distriktet vest for Forså	135
XIII. Granittområdet vest for Æfjord	139
Skrovkjøsens gneisfelt	140
XIV. Lagserien fra Reppi-skiferen til Melkedals-kalken, vest for	
Børsvatn	143
Reppiskiferen og dens underlag	143
Njallavarres intrusiv-belte	145
Gicce-gneisen og overliggende lag	146
Serpentinkupper	149
XV. Lagserien fra Reppi-skiferen til Melkedals-kalken, øst for	
Børsvatn	150
XVI. Råna norittfelt	158
Noritt-typer	158
Olivinbergarter	160
Dioritt og granodioritt	163
Yngre ganger i norittfeltet	164
Inneslutninger i noritten	167
Breksjen i Sepmolfjell	168
Grafitt	170
XVII. Melkedals-kalken og overliggende lagrekker	170
Melkedals-kalken	171

	Side
Skjåfjells jernmalmskhorisont	172
Glimmerskiferne og de bituminøse Ballangen-skifere ...	173
Eruptivbergarter i ovennømtalte lagserie	176
Hornblendeskiferen ved Bruksås	181
Elvenes konglomeratiske kalkglimmerskifer	182
Bruksås kalk og skifer	185
Gangene ved Dalvatn	187
Håfjells-serien av kalk, dolomitt og skifer	188
Malmfunnernes og bergverksdriftens historie	191
Ballangens kobberverk	191
Blymalmsfunn i Tysfjord	198
Den nyere utvikling	199
Malmforekomster	202
A. Kort oversikt over malmforekomstene i kartbladets nordlige del, over Reppi-skiferen	203
B. Kobbermalmer, vesentlig som ganger i skiferformasjonene under Reppi-skiferen	205
1. Botneid-gruben	205
2. Baugefjell kobberforekomst	209
3. Baugevatn (Leirvatn) kobberfelt	210
4. Bugtedalen kobberforekomst	212
5. Rauvatn- eller Rensdyrjord kobberfelt	215
C. Jern- og kobbermalmer med skarnmineraler i Æfjordens gneiser og Tysfjord-granitten	216
6. Jernmalm i Æfjordens granittgneis, Jernlien grube	216
7. Sulfidforekomster med jernmalm i Æfjordens syenittgneis	224
8. Jernskjerp i Skrovkjøsens gneisfelt	228
9. Kobber- og jernskjerp i Tysfjordgranitten	229
D. Bly-forekomst i Tysfjordgranitten	232
10. Funta og Segeltind skjerp	232
Andre mineralske råstoffer	234
A. Feltspat, kvarts og flusspat	234
Hundholmen feltspat- og kvartsbrudd	235
Stetind o. a. feltspat-forekomster	241
Eiterdalens kvarts- og feltspat-forekomst	242
B. Glimmer	244
C. Asbest, talk, magnesitt	245
D. Kalk og dolomitt	246

	Side
E. Glimmerskifer som sement-råstoff	247
F. Brynestein og takskifer	248
Kvartærgeologi	249
A. Glasiale dannelser	249
Skuringsstriper	249
Flyttblokker	251
Bunmorene	253
Morenerygger	255
Nåværende breer og deres morener	257
Isdømte sjøer	259
B. Fjelloverflaten i sen- og postglasial tid	261
Huler, underjordiske bekker, kilder	261
Sekular forvitring, bergsmuldring, blokkhav	264
Har det vært isfritt land under siste nedising?	271
C. Løse sedimenter	274
Postglasiale elveavleiringer	274
Havavleiringer	274
Terrasser, strandlinjer, „den marine grense“	277
D. Bebyggelse og oppdyrking	281
Geology of the Tysfjord map area, Summary	283
Explanation to some of the figures	295

Forord.

Kartbladet Tysfjord omfatter området fra 68° — $68^{\circ} 20'$ nordlig bredde og $5^{\circ} 30'$ — $6^{\circ} 30'$ øst for Oslo meridian. Fig. 1.

Dette landområde er fullt av motsetninger. Enkelte strøk i nord kan ha slake og rolige former, mens andre hører til de villeste, bratteste og mest utilgjengelige, selv i Nordland fylke. Her har vi den blant tindebestigere berømte Stetind, første gang besteget i 1910, samt flere tinder, som så vidt vites ennå ikke er besteget, bl. a. Kuglhornet og dets nabotind nord for Stefjord.

Området har i forhold til sitt areal vært ganske brysomt å kartlegge. Fremkomstmulighetene er i mange strøk sterkt begrenset, til dels bare mulig på utvalgte steder. Opp- og nedstigningene er store, idet bebyggelsen omtrent bare holder seg til strandkanten, mens halvparten av landarealet ligger over 600 m o. h. og den høyeste tind, Frostistind når 1744 m. På de tallrike store høgfjellsvann fantes ingen båt og elvene var som regel for store til å passeres. Det var derfor nødvendig å medføre seilduksbåt. På høgfjellet er sommeren kort og klimaet oftest meget ugunstig. Verst er den tette havskodde, som kan komme settende uten varsel og ødelegger mangan dagstur.

Høgfjellet har vært meget lite besøkt, selv av jegere. Før i tiden var det bare doméne for lappene og deres reinhjorder, hvorom de mange lappiske navn vitner. Nå er det meget lite av dem også. Bare de gamle reinstier er bevart, for de holder seg i decennier.

Under de nevnte forhold er det klart at man oftest ikke kan regne med å komme tilbake til samme sted for kompletterende eller korrigerende undersøkelser. En lettelse i arbeidet var det at fjellgrunnen de fleste steder er meget godt blottet.

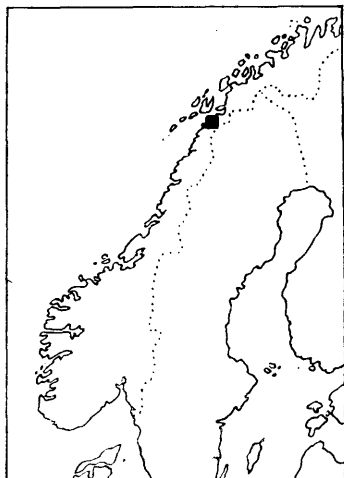


Fig. 1. Kartbladet Tysfjords beliggenhet.

Feltarbeidet ble utført i målestokken 1 : 50 000, og originalkartene inneholder en del flere detaljer enn det trykte kart i 1:100000. Fargeskjemaet for dette er valgt så vidt mulig i overensstemmelse med det tidligere trykte kartblad Dunderlandsdalen, men med betydelige utvidelser.

De overordentlig tallrike malmforekomster innen dette og det nordenforliggende kartblad var opprinnelig hovedobjektet for mine undersøkelser. Først på et senere tidspunkt ble det besluttet å fullføre den geologiske kartlegging, og da i forbindelse med de til-

grensende kartblad, som geologisk hører nøye sammen med dette. Det foreliggende materiale fra distriktet er derfor meget stort.

For å unngå gjentakelser og for ikke å sprengte rammen for en kartbladsbeskrivelse, har jeg derfor skilt ut den petrografiske del, som vil komme i et særskilt arbeid, felles for hele distriktet sør for Ofot-fjorden. Det vil omfatte over 30 bergartsanalyser med deres beregninger og de mikroskopiske undersøkelser, hvis resultat bare i liten utstrekning er tatt med her.

Det samme gjelder de viktigste malmforekomster i kartbladets nordlige del, som hører sammen med tilsvarende forekomster på Ofotenbladet. De øvrige malmforekomster liksom de ikke-metalliske mineralske råstoffer for hele kartbladet er derimot tatt med her, innbefattet den mikroskopiske og kjemiske undersøkelse av dem.

Tidligere geologiske undersøkelser.

Bergmester HENNING IRGENS avla i 1673, som senere omtalt, et kortvarig besøk ved Ballangen kobberverks grube.

Den første geolog som er kommet i berøring med disse trakter synes å ha vært den bekjente svenske bergassessor DANIEL TILAS i 1740-årene. Som medlem av grensekommisjonen bereiste han den norsk-svenske grense helt fra Femundstrakten til Lule lappmark, og gjorde innsamlinger, skisser og notater, som imidlertid alt sammen brente i 1751. Ingen av hans iakttagelser herfra er derfor bevart.

De tallrike naturforskere, som i slutten av det 18de og begynnelsen av det 19de årh. bereiste Nordland, må alle være passert utenom denne trakt, idet de fulgte den vanlige farled fra Sørfold over til Svolvær. Således nevner Wargas Bedemar, Leopold v. Buch, Everest, Hausmann og andre intet om dette distrikt.

De første geologiske iakttagelser fra Tysfjord stammer derfor fra professor B. M. KEILHAU, som i 1841 sammen med kandidat SUHLAND gjorde en kort reise inn i Tysfjord og videre gjennom Grunnfjord over grensefjellene ved riksrøys 249. Han besøkte dessuten Ballangen og det gamle kobberverks grube. Hans iakttagelser fra denne reise er publisert i *Gæa Norwegica*, s. 293—94. På s. 301 omtaler han den gamle kobbergrube og på s. 311 en forekomst av grafit ovenfor gården Næs ved Kjøbsfjorden, en forekomst som er meg ganske ubekjent.

Keilhaus fremstilling er temmelig summarisk, og gir ikke enkeltobservasjoner av noen interesse. Han fremhever meget riktig den nøye sammenheng mellom granitt og gneis, og hevder

at sistnevnte vanskelig lar seg skarpt atskille fra den egentlige glimmerskifer. Således sier han: „Aber der Glimmerschiefer und das Gebilde vom Vestfjord, welches sich vielleicht ebenso oft gneusartig als granitisch darstellt, gehören, ungeachtet ihrer großen petrographischen Ungleichheit, dennoch gewiß durchaus nicht zu absolut verschiedenen Formationen.“

Distriktet ble siden ikke besøkt av noen geolog før i 1874. Dette år sattes et energisk arbeid i gang i anledning utgivelsen av det første samlede geologiske kart over hele Norge.

Situasjonen var nå den at den geologiske undersøkelse av det sydlige Norge under KJERULFS ledelse, gjennom HAUANS arbeider var rykket opp til Nordlands fylkesgrense. Undersøkelsen av det nordlige Norge stod under ledelse av TELLEF DAHLL, som selv vesentlig hadde bereist Finnmark, mens KARL PETERSEN i Tromsø allerede siden 1867 hadde gjort omfattende og til dels detaljerte undersøkelser innen Troms fylke. Hele Nordlands fylke var imidlertid ennå praktisk talt ukjent geologisk. Dette ble rettet på i en fart, idet O. A. CORNELIUSSEN somrene 1874 og 75 samt T. LASSEN 1876 etter oppdrag av Tellef Dahll besørget den geologiske kartlegging av dette fylke. På kartbladet Tysfjords område ble det herunder ofret 3 dager, idet O. A. Corneliusen 11—13 august 1874 reiste gjennom dette område etter ruten Musken i Hellemo—Kjøpsvik—Indre Tysfjord—Æfjord—Forså—Ballangen—Råna og gjennom Eiterelvdalen til Skjomen. Kvalitativt var hans arbeid imidlertid meget godt. Av størst interesse er hans oppdagelse av det store felt av basiske eruptiver ved Råna.

Imidlertid hadde Karl Pettersen, visstnok uavhengig av de andre, utstrakt sine undersøkelser fra Troms fylke sørover gjennom Salten. Det synes som det vesentlig bare er en enkelt sommer, nemlig 1875, at han har bereist strøkene sørover fra Ofotfjorden, men som den produktive forfatter han var, har han omtalt dem i en rekke avhandlinger (se litteraturfortegnelsen). Disse omhandler dels landets orografi og dannelsen av fjorder og eider, et område som interesserte ham meget og hvor han har gjort mange viktige iakttagelser.

Dels omhandler de geologien, den siste avhandling også med et geologisk kart over området. Her viser han atskillig

større usikkerhet, til dels med forskjellige slutninger i de forskjellige avhandlinger. Dette skyldes for en stor del, at han søker å presse det hele inn i et fra Troms fylke tidligere oppstilt system for formasjonsinndelingen, som vesentlig er basert på det petrografiske utseende. Da dette siste er mer avhengig av metamorfosen enn av stratigrafien, får hans inndeling liten stratigrafisk verdi.

Han skiller ut en „Kjølgranitt“ (fra Mannfjorden og sør-øst) og en „Kystgranitt“, men fremhever deres nære innbyrdes slektskap. På grunn av kystgranittens hyppige gneisgranittiske og til dels skifrige karakter antar han at den for en vesentlig del er en sedimentær dannelse, og overfører følgelig denne slutning også til Kjølgranitten. De overføres av glimmerskiferne som en yngre formasjon. Alle disse regner han i Tysfjord-distriktet til sin „Tromsø glimmerskifergruppe“. Til sin eldre og mindre metamorfe „Balsfjordgruppe“ henfører han bare et lite skiferbelte i Ballangen. Dette er nettopp Ballangens belte av bituminøse skifere, hvor det er bitumengehalten i seg selv som forårsaker deres mindre metamorfe drakt, uten at dette har noen betydning for aldersinndelingen.

Pettersens tallrike observasjoner utvider kjennskapet til distriktet betydelig, men liksom alle de eldre reisende holdt han seg mest mulig unna det egentlige høgfjell, som det den gang sto en viss skrekk av. Innen Tysfjordbladet kan han derfor bare sees å ha gjort en enkelt ekskursion fra Indre Tysfjord opp Austerdalen til henimot vannskillet. Det vidstrakte høgfjellsområde var derfor fremdeles helt ukjent land.

Det følger nå atter en lang periode, da vårt distrikt ikke blir besøkt av noen geolog. Professor J. H. L. VOGTS reise i 1895 i Ofoten for å studere marmorforekomstene berører bare kartbladet Ofoten, og hans reiser i 1901—03 kommer heller ikke inn på Tysfjordbladet, bare med unntagelse av et kortere besøk ved Melkedalen gruber.

Sommeren 1906 gjør endelig ADOLF HOEL en del undersøkelser nettopp innen det her omhandlede område, med hovedoppgave å studere Frostisen og dens breer. Hoel var derfor ikke bare den første som har befart denne avsidesliggende bre, men han var også den første geolog som kom i nærmere

berøring med Tysfjords høgfjellsområder. Hans reiser måtte nødvendigvis få karakteren av en rekognosering, da det på den tid absolutt ikke eksisterte karter av noen art, bortsett fra P. A. Munchs skissemessige kart av 1852 i ganske liten målestokk.

I 1910 og 11 besøkte TH. VOGT feltspatbruddet på Hundholmen, hvor han som bekjent fant det nye mineral yttrifluoritt, samt talenitt osv.

I 1918 kom J. REKSTAD, som geologisk har kartlagt området vestenfor, også inn på det SV hjørne av Tysfjordbladet.

Forfatteren besøkte Ballangen-distriktet på en kort rekognoseringsstur i 1912. Somrene 1913—16 arbeidet han vesentlig med de tallrike malmforekomster innen nordre del av Tysfjord og søndre del av Ofoten. Det foregikk på denne tid en intens skjerpe- og undersøkelses-virksomhet i dette distrikt, ved hvilken han var rådgiver, profilerte borhull og opptok en rekke geologiske spesialkart over enkeltforekomster og malmførende områder. Kartbladet Tysfjord var på denne tid ennå ikke utkommet. Imidlertid var atskillig av det blitt undersøkt under dette arbeid, så da kartet kom i 1917 ble det besluttet å fullføre det. Denne geologiske kartlegging ble utført under deler av somrene 1918—21, sammen med søndre del av blad Ofoten, vestre del av blad Skjomen og nordøstre del av blad Hellembotn.

På *svensk side av grensen* hører de tilstøtende områder utvilsomt til de geologisk minst kjente trakter i Skandinavia. Lenger nord, fra Sjängeli av, og lenger sør, henimot Sulitjelma er kjennskapet allerede betydelig bedre. Av litteraturen kan jeg ikke finne, at andre enn F. SVENONIUS personlig har studert det faste fjells geologi i disse områder, og selv han synes bare på rekognoseringsreiser å ha kommet i nærheten av grensen, som jo er meget tungvint å nå fra svensk side. På morfologiens og glacialgeologiens område foreligger derimot et stort arbeid av JOHN FRÖDIN.

Litteraturfortegnelse for Tysfjordbladet.

1844. B. M. KEILHAU: *Gæa Norwegica*. Bd. II, s. 293—94, 301, 311.
1857. J. C. HØRBYE: *Les phénomènes d'érosion en Norvège*. Universitetsprogram 1857 s. 24.
1874. O. A. CORNELIUSSEN: *Dagbok 1874*, I, N. G. U. arkiv.
1875. KARL PETTERSEN: De gneis-granitiske dannelser langs det nordlige Norges kyststrøg. *Geol. Fören. Förh.* Stockholm, Bd. II, s. 450. (Omhandler ikke kartbladet Tysfjords område.)
1876. KARL PETTERSEN: Saltens geologi. *Archiv f. Math. og Naturvidenskab*. Bd. I, s. 211.
1876. KARL PETTERSEN: Bidrag til det nordlige Norges orografi. *Arch. f. Math. og Naturv.* Bd. I, s. 367.
1877. KARL PETTERSEN: Om fjord- og daldannelsen inden det nordlige Norge. *Arch. f. Math. og Naturv.* Bd. II, se s. 311—14, 327.
1880. TELLEF DAHLL: Geologisk kart over det nordlige Norge.
1881. KARL PETTERSEN: Kvænangen. Tromsø museums aarshefter, IV (s. 22—24 omtales Hellemofjorden).
1886. KARL PETTERSEN: Vestfjorden og Salten. *Archiv f. Math. og Naturv.*, Bd. XI, s. 377.
1892. O. A. CORNELIUSSEN: Bidrag til kundskaben om Nordlands amts geologi. N. G. U. nr. 4. Utdrag av ovennevnte dagbok, s. 188—89.
1897. J. H. L. VOGT: Norsk Marmor. N. G. U. nr. 22. På s. 196 kort opplysning om granitten ved Hundholmen.
1902. J. H. L. VOGT: Det nordlige Norges malmforekomster og bergverksdrift. *Forh. v. 2net norske landsmøte for teknikk*. Tekn. Ukeblad 1902. (På s. 7 kort notis om Melkedalen grube.)
1906. ADOLF HOEL: *Dagbok 1906*. N. G. U. arkiv.
1907. ADOLF HOEL: Frostisen. *Det Norske Geografiske Selskabs aarbog*. Bd. XVIII, s. 127.
1907. J. H. L. VOGT: Über die schräge Senkung etc. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd. I, s. 27—29, 32.

1911. TH. VOGT: Vorläufige Mitteilung über Yttrfluorit. Centralbl. f. Min. 1911, s. 373.
1914. Nordlands amts bergverksavdeling. Norges Jubilæumsutstill. 1914, Bodø.
1918. J. REKSTAD: Dagbok 1918. N. G. U. arkiv.
1919. J. REKSTAD: Geologiske iakttagelser på strekningen Folla—Tysfjord. N. G. U. nr. 83
1920. STEINAR FOSLIE: Raana noritfelt. N. G. U. nr. 87.
1921. STEINAR FOSLIE: Field observations in Northern Norway etc. Journ. of Geol. XXIX, s. 701—719.
1922. TH. VOGT: Über Thalenit von Hundholmen. Vidensk.selsk. skr. Kristiania. 1922, s. 17.
1922. TH. VOGT: Feltspatundersøkelser. N. G. U. nr. 98. Årbok f. 1922, s. 77.
1922. Norges Geogr. Opmåling: Topogr. beskr. til gradavdelingskart M 10, Tysfjord med tallrike fotografier fra distriktet.
1923. KARL ERMISCH: Die Kupfererzlagstätte von Melkedalen. Z. f. praktische Geologie. 1923, s. 17.
1926. STEINAR FOSLIE: Norges svovelkisforekomster. N. G. U. nr. 127, s. 114.
1931. STEINAR FOSLIE: On antigorite-serpentine from Ofoten with fibrous and columnar vein minerals. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. XII, s. 219.
1940. OLE T. GRØNLIE: Traces of the ice ages in Northern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. XX, s. 1.

Fra den svenske side av grensen:

1885. F. SVENONIUS: Glacialundersökningar i Jukkasjärvi och Gellivara malmtrakter. Geol. Fören. Förh. Bd. 7. s. 608 (Strandlinje ved Sitasjaure).
1887. F. SVENONIUS: Oskiktade terrasser i Lappland. Geol. Fören. Förh. Bd. 9. s. 13 (Strandlinje ved Sitasjaure).
1891. K. A. FREDHOLM: Bidrag till kännedomen om de glaciala företeelserna i Norrbotten. Geol. Fören. Förh. Bd. 13. s. 450. (Isskuringsmerker ved Sitasjaure etter Svenonius.)
1892. F. SVENONIUS: Om berggrunden i Norrbottens län. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. 126. (Ingen tekstomtale, men det første geologiske kart.)
1900. F. SVENONIUS: Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltraktens geologi. II. Geol. Fören. Förh. Bd. 22. (Den eneste avhandling hvor berggrunnen i de nærmeste grensetrakter omtales. Geologisk kart.)
1909. F. SVENONIUS: Om skärf- eller blockhafven på våra högfjäll. Geol. Fören. Förh. Bd. 31.

1910. A. GAVELIN: Norra Sveriges issjöar. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca. nr. 7, s. 84—85.
1914. JOHN FRÖDIN: Geografiska studier i St. Lule Älvs källområde. Sveriges Geol. Unders. Årsbok 7, 1913.
1916. WALTER WRÅK: Resultaten av floderosionen inom Skandinavien sedan sista interglaciertidens slut. Ymer 1916.
1918. FR. ENQUIST: Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. Sveriges Geol. Unders. Årsbok 12. 1918.
1921. JOHN FRÖDIN: De senglaciala isdämda sjöarna i översta delen av Stora Lule-älvs flodområde. Geol. Fören. Förh. Bd. 43.
-

Geomorfologi.

Tar vi et overblikk over kartbladet Tysfjords kompliserte morfologi, faller det straks i øynene at det framfor alt er den eiendommelige beliggenhet av vannskillet som har vært bestemmende for utviklingen.

Det skandinaviske hovedvannskille.

Der gis i det hele intet annet sted på den skandinaviske halvøy, hvor dette vannskille har en så ekstrem beliggenhet og kommer så nær Vesterhavet, som nettopp ved Tysfjord og dens omgivelser. Forløpet i forhold til de nærmeste fjorder vil framgå av kartet, fig. 2, og av nedenstående tabell, hvor det også er tatt med to vann. Disse er „innlandsfjorder“ under den marine grense, men var i senglasial tid virkelige fjorder.

Avstand fra hovedvannskillet til:

Skjomenfjord i øst	3 km
Storvatnet i Råna	3 »
Børsvatnet	4 »
Æfjord	4 »
Indre Tysfjord	5 »
Mannfjord	3 »

Regner vi bare til fjordbunnene som de var under landets dypeste nedsenkning etter siste istid, blir disse avstander ennå noe redusert, for Mannfjords vedkommende til bare 1 km. Dette er et minimum som endog teoretisk ikke kan tenkes å bli mer ekstremt, når vi erindrer at det vann som har sitt utspring så nær Vesterhavet, løper 350 km østover til Luleå ved Bottenvika. Et tilsvarende forhold vil vel i det hele vanskelig kunne påvises annensteds på jorden.

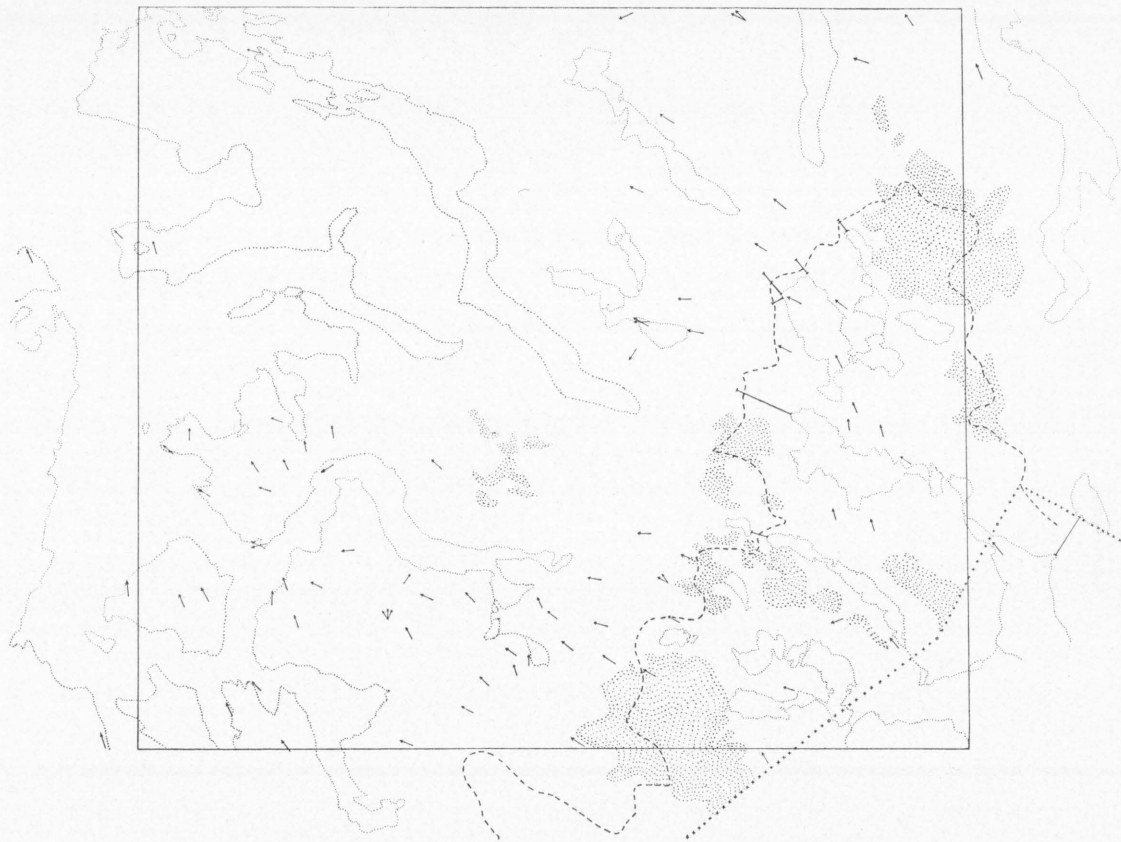


Fig. 2. Kartbladet Tysfjord med omgivelser. Det skandinaviske hovedvannskille med nåværende breer, isskurings-retninger og avtappings-lengder for de mot øst drenerende vann.

Likevel er passhøgdene over dette vannskille ikke så sørlig høye. Regnet fra øst mot vest og sør er de:

Sitasjaure—Sørskjomen .	673	m o. h.	Kort øst for kartgrensen.
Isvatn—Råndalen	740	»	
Gjeitvatn ¹ —Børsvatn . . .	740	»	2 pass, begge like.
Gjeitvatn—Melkedalen . .	750	»	2 pass, begge like.
Langvatn—Æfjord	850	»	
Baugevatn ² —In. Tysfjord	800	»	
Skogvatn—Sørfjorden . .	805	»	
Suorke—Sørfjorden	668	»	Kort sør for kartgrensen,
Suorke—Mannfjorden . .	662	»	etter J. Frödin.

Som det sees er passene ved Isvatn og Gjeitvatn så like, at deres innbyrdes høyde ikke kan fastsettes uten nøyaktig nivellement.

Mellom enkelte av disse pass hever fjellene seg til meget betydelige høyder, fra ca. 1300 m opp til kartbladets høyeste fjell, Frostistind med 1744 m.

Av fig. 2 framgår det også, hvordan distriktets nåværende gletsjere grupperer seg om dette vannskille i en vakker bue fra Meraftes i øst over Frostisen, Isfjell, Fonntind til Gicce-öokka. Alle er de typiske kappebreer, med sin største utbredelse på den side av vannskillet, som drenerer mot øst.

Vest for vannskillet er det bare tilbake en eneste rest av en sånn kappebre, nemlig Norddalsisen på eidet mellom Æfjord og Tysfjord. Alle de øvrige isrester i dette distrikt er typiske botn-breer.

Høglandet øst for vannskillet.

Så snart vi fra de trange og innelukkete fjorddaler i vest temmelig plutselig kommer opp på vannskillet, forandrer landskapet karakter. Skjønt topografien er temmelig ujevn, har det ikke lenger den innelukkete karakter, som betinges av velutviklede dalsystemer. Tross fjellene er det nå et åpent land-

¹ Kartets navn Gjeitvatn og Bukkevatn brukes av den lokale befolkning i omvendt betydning, iallfall i Børsvass-grendene. I dette arbeid følges kartet.

² Kartets vann, Baugevatn, benevnes i distriktet alminnelig Leirvatn, et navn som er i høy grad illustrerende.

skap med vidt utsyn, først og fremst på grunn av den rekke av store sjøer, som vi møter kort øst for vannskillet, fra Isvatn i nord til Naidi-vatn i sør. Pl. I, fig. 1.

Det som karakteriserer disse sjøer, er først og fremst deres uregelmessige form og deres relativt store bredde. I motsetning til fjorder og sjøer i vest og til sjøene videre mot øst er de vide, vannfylte klippebekkener, ofte med tallrike holmer, som antyder en liten dybde i forhold til bredden. I sin utforming er de forholdsvis uavhengige av den geologiske bygning. Dette viser at det selv i en preglasial topografi ikke har vært noe velutviklet dalsystem over dette område.

Nær vannskillet er dreneringssystemet som rimelig kan være forholdsvis uensartet, men videre østover gjennom Sverige samler det seg snart til ensrettete daler av en stadig mer påfallende parallellitet ned mot Bottenvika. Det er et urgammelt dreneringssystem, loddrett på fjellkjedens lengdeakse, og har åpenbart hatt samme forløp gjennom lange geologiske perioder. De sjøer som er utviklet i dette dalsystem, får også meget snart den karakteristiske form av lange, smale „innlandsfjorder“. Etter atskillig diskusjon¹ er disse nå påvist å omfatte glasialt overfordypete fjellbekkener, selv der hvor de ligger temmelig nær isskillet.

Til tross for at begge de nevnte typer av sjøer er dannet under medvirkning av isen, er det altså en vesentlig forskjell på dem, alt ettersom det har vært utviklet et preglasialt dalsystem eller ikke.

Indirekte viser dette at det nåværende vannskille innen vårt område har vært stasjonært i lange tider, at det er like gammelt som det østgående dreneringssystem. Det er ingen tegn til at de høye fjell mellom fjordene i vest er erosjonsrester etter et palæisk plan, som noensinne har drenert østover.

Det gjelder imidlertid bare nord til Frostisens fjellmassiv. Som det framgår av fig. 2 ligger dette som en nordvendt bastion, som avslutter vannskillets nordgående forløp. Under innflytelse av Ofotfjordens og dens sidefjorders forsenkning bøyer det her

¹ Karl Ahlenius: Seenkettenregion im Schwedischen Lappland. Upps. Bull. V, p. 77—80. John Frödin: St. Lule Älvs källområde, S. G. U. årsbok 1913, p. 90—93.

skarpt om, får plutselig en østlig forskyvning på hele 40 km, og bøyer videre nord for Ofoten helt østenom den egentlige fjellkjede.

Mens vi altså sønnenfor vårt område har gjennombruddsdaler mot øst, får vi nordover stadig mer fremtredende gjennombruddsdaler mot vest.

Ser vi på terrenget sør for Frostisen, viser det seg, at de fleste av de ovenfor omtalte store fjellvann øst for vannskillet har en påfallende ensartet høyde over havet. Den varierer bare mellom 667 m for Langvatn og 718 m for Naidivatn. Det er mulig at dette har forbindelse med et av de gamle denudasjonsplan, som man mener å ha påvist i terrenget østover Sverige¹ (vel nærmest Muddus-tidens nivå), men som jeg i vårt område ikke har kunnet finne noen markerte tegn til.

Som ovenfor påvist har også de korresponderende pass over vannskillet forholdsvis ensartet høyde, og de terskler av dette, som skiller vannene fra de dype vestlige botndaler, er påfallende smale.

En avtapping av dem mot vest vilde således bare kreve følgende korte gjennomslag, i de 3 førstnevnte tilfelle gjennom ganske lave åser: fig. 2.

Gjeitvatn . . .	ca.	600	m
Baugevatn . . .	»	700	»
Isvatn	»	750	»
Langvatn . . .	»	2800	»

Likevel er disse terskler ikke avsenket av isen så pass meget, at noen av vannene har fått vestlig avløp. Av sånne finnes derimot atskillige sønnenfor kartbladets område, hvor gjennombrytningen av vannskillet karakteristisk nok er foregått ved tilbakeskridende erosjon fra fjorddalene vestenfor. Ett eller flere av vannene innfanges, og vannskillet flyttes noe østover.

Innenfor Tysfjordbladets område kan det ikke påvises noen sånn forflytning av hovedvannskillet, muligens unntatt det eneste sted, hvor vannskillet overskjæres av et eldre, åpenbart

¹ W. Wråk: Skandinaviens relief-kronologi. Ymer 1908.
J. Frödin op. cit. s. 47.

preglasialt dalføre. Dette er Baugevatns dal, 777 m o. h., en forholdsvis dyp strøkdal, som over et lavt dal-vannskille fortsetter i indre Tysfjords dalføre.

I forbindelse med diskusjonen om isens erosjonsvirkning er de ovenfor omtalte forhold ganske illustrerende. De viser hvor lite effektiv en fremadskridende is er til å bryte ned et vannskille fra støtsiden, eller grave ut en dal, når ikke en fluviatil erosjon har skaffet den angrepspunkter på forhånd. Man får tvert imot inntrykk av at isen systematisk har uthulet flate klippebekkener på støtsiden av vannskillet, uten nevneverdig å ha senket dette selv. Først vestenfor kommer dens erosjonskraft til full utfoldelse, men i en noe annen form.

Fjordtopografien og fjorddannelsen.

Vest for vannskillet kommer vi snart ned i det fjordlandskap som framfor alt karakteriserer dette kartblads område og gir det dets storslåtte og ville natur. Pl. I, fig. 2.

Foruten Æfjorden omfatter det først og fremst Tysfjordens mange grener, mens selve hovedfjorden, som løper sør—nord, befinner seg like vest for kartranden. Topografisk kan vi hertil også regne de før omtalte „forhenværende fjorder“, som bare skiller seg fra de foregående ved at de nå er hevet over havets nivå. Det er Storvatn, Børsvatn samt Melkedalen med diverse vann. Dermed blir omtrent hele resten av kartbladet karakterisert ved denne topografi.

Om fjordproblemet i sin alminnelighet foreligger allerede en meget omfattende litteratur. For de nordnorske fjorders vedkommende kan henvises til de grunnleggende arbeider av Otto Nordenskiöld (Upps. Bull. IV) og Amund Helland og til de generelle arbeider av H. W:son Ahlmann (Geogr. Ann. I, 1919) og O. Høltedahl (Scientific Results, 3, 1929), samt mange andre, omtalt i litteraturfortegnelser i ovenstående.

Diskusjonen har dreiet seg om den rolle som tektoniske bevegelser, fluviatil og glasial erosjon har spilt under fjorddannelsen, og er forsåvidt ennå ikke avsluttet.

Den regelmessige forekomst av sterkt overfordypete klippebekkener i normale fjorder har imidlertid gjort det klart hvilken dominerende betydning den glasiale erosjon har hatt. Den

eneste alternative forklaring av disse klippebekkener, nemlig gravforsenkninger etter unge forkastninger, har vist seg helt uholdbar for normale fjorder.

På den annen side er det klart, at et relief som det man finner her og i det hele langs Norges vestkyst, i sitt anlegg må være meget eldre enn istiden, og må være utviklet av de sterkt eroderende, vestrennende preglasiale elver.

Det er en stor prinsipiell forskjell mellom forløpet av en elv og en bre: En elv begynner liten og blir større på veien. Den har derfor anledning til å oppsøke og velge ut for sitt løp de svakeste linjer eller minst motstandsdyktige bergarter, og konsentrere hele sin erosjonskraft i disse.

En bre begynner stor og mektig, men minker på veien. Den kan som regel bare velge sin vei etter det topografiske relief som på forhånd er lagt til rette, men for øvrig uten selektiv virkning.

Har vi en fjord eller en dal, som nøyaktig følger strøket eller en svakhetslinje, kan vi derfor gå ut fra som sikkert, at den opprinnelig er fluvialt anlagt. Men også for andre fjorder blir man som regel nødt til å trekke den samme slutning. Uten forutgående elveerosjon kan man i grunnen bare tenke seg fjordene som relativt korte, brede bukter eller som steile botnfjorder. Disse siste er da kommet fram ved den for isen eiendommelige tilbakegående erosjon. Denne foregår på isbevegelsens leside, ved „utplukking“ av blokker og flak, sprengt løs av frosten, og kan få betydelige dimensjoner.

Fjordkomplekset innen Tysfjorddistriktet (se fig. 6) skulle egne seg særlig godt for studier over fjorddannelsen.

For det første er det et av de mest uregelmessige og forgrenete langs Nordlands hele forrevne kyst, hva som åpenbart henger sammen med den innviklede geologiske bygning og mangelen på ledende strøklinjer.

For det annet utmerker Tysfjorden seg ved å ha det største dyp, 897 m, som overhodet er påvist nordenfjells innenfor kontinentalsokkelen, og likeså den største glasiale overfordypning på henimot 700 m.

For det tredje inntar dette fjordkompleks en særstilling i sitt ekstreme forhold til hovedvannskillet. Ganske visst vil

tverrgående fjorder i sin alminnelighet trenge dypt inn i landet, men fortsetter oftest som lange oversjøiske daler opp mot vannskillet, og mottar tilløp i form av betydelige elver. I Tysfjord-distriktet har fjorder som Storvatn, Børsvatn, Æfjord, Mannfjord ingen annen oversjøisk fortsettelse enn en kort, bratt botn, som når så kloss inn til hovedvannskillet, at man må forbauses over at ikke enkelte vann er blitt avtappet mot vest. Tilløpet innskrenker seg derfor til noen små bekker. Da vannskillet ikke før har ligget østligere, kan derfor ingen fluviatil erosjon av betydning ha gått forut for dannelsen av disse *innerste* fjordpartier. De må i sin helhet være glasialt uthulet, fortrinnsvis ved den botnerosjon som er omtalt ovenfor, og derfor påvirket av den geologiske bygning. Pl. III, fig. 1. Det er hva HELLAND kaller sekkefjorder.¹

Sammenholder vi dette faktum med fjordenes stadig gjentatte bekkenform med betydelig glasial overfordypning, med de store botner på sidene og den rene U-form som fjordprofilene viser, må vi slutte at en meget betydelig del av det volum som fjorddalene representerer, skyldes glasial uthulning.

Et overblikk over kartbladets fjordsystem viser, at egentlig ledende linjer ikke kan påvises. Om hverandre har vi fjorder som går langs etter og tvers på strøket, og først og fremst kombinasjoner av begge i samme fjord. Annet var for så vidt heller ikke å vente, fordi distriktets tektoniske bygning er karakterisert ved en plastisk foldning. Strøket varierer uavlatelig, fremtredende spaltesystemer mangler. Selv retningsbestemte diaklaser kan ikke påvises å ha spilt noen rolle for lokalisering av fjordene. Deres tilstedeværelse i fjordbassengene kan naturligvis ikke direkte benektes, men ved en rekke botner kan man konstatere at de mangler.

Fjordene opptrer på en viss måte radiært i sektoren nord til vest, og det synes nærmest som det er et gammelt drenerings-system fra høgfjellet i sørøst, som har vært bestemmende for deres lokalisering under betydelig lavere havstand enn nå. Dette forutsetter imidlertid, at Vestfjorden—Ofotfjorden har vært en forsinking og erosjonsbasis allerede før det nåværende relief ble utformet.

¹ Amund Helland: Norges land og folk, Tromsø amt I, s. 66.

De fleste av fjordene har sin lengderetning parallell med isbevegelsens hovedretninger. Det er meget ofte en påfallende kontrast („knekklinje“) mellom de bratte fjorddaler, særlig i deres indre del, og rester av en eldre, slakere overflate, som er bevart mellom dem. Selv om denne kontrast i sitt opprinnelige anlegg skyldes en forynget elveerosjon som følge av senkning av erosjonsbasis, kan dette ikke direkte påvises i vårt distrikt. Kontrasten her er helt glasialt preget, og skyldes fjordbreenes og først og fremst de praktfulle fjordbotners nederosjon. Den yngre karakter av dette relief framgår av at det flere steder fanger inn bekker i nytt løp.

De enkelte fjorder.

Storvatnet er et klippebekken av ren fjordkarakter, bare 11 m o. h., som drenerer mot nord til Ofotfjorden, idet dalen skjærer midt gjennom Råna norittfelt, og delvis ned i underliggende skifer. Disse motstandsdyktige bergarter hever seg på begge sider til mektige fjell av over 1300 m høyde, eller nesten dobbelt så høyt som vannskillet i sør. Dalen har derfor karakter av en ren gjennombruddsdal og hører, sammen med sidedalen Eiterelvdalen, til de villeste i distriktet. De svære urer på begge sider viser at bergarten er lett utsatt for frostsprengning, hva som gir den glasiale erosjon en fordel. Innad ender den i bratte botner, som delvis når helt opp til vannskillet, og med skarp kontrast mot en eldre overflate, som har tallrike små vann omtrent helt ut på brattkanten.

Børsvatn, som ligger nær under den marine grense, har også vært en fjord som løp tvers på strøket, med de for disse karakteristiske innsnevninger, alt etter bergartens karakter. Dens indre botn er analog med Storvatnets, og sees NO for Botnfjell å fange inn en angelformet bekk.

I sin ytre ende peker fjorden rett mot Håfjellet, og vannet tvinges mot sørvest, hvor det må passere tvers på en markert og godt utmodellert strøkretning, så det får et nokså komplisert løp.

I de lengdedaler, som dette vassdrag passerer, er utmodellert en rekke sjøer, som er demmet opp av markerte fjellrygger, til overløpet finner sted i en foss. Vi finner 3 sånne trinn,

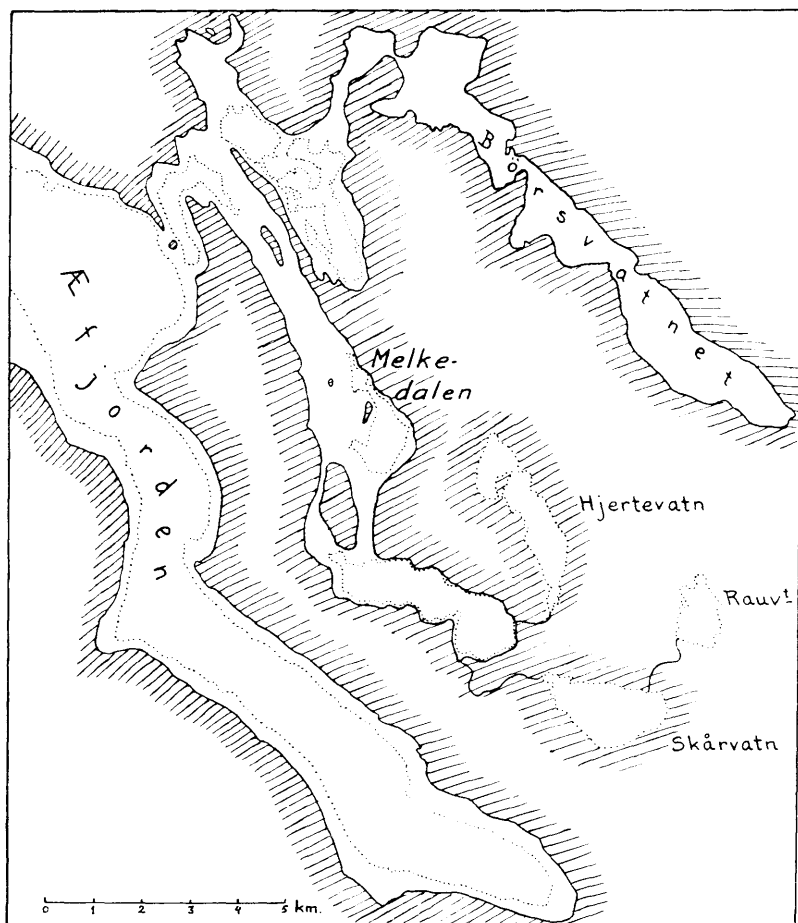


Fig. 3. Melkedalens sennglasiale fjordsystem, med begynnende utvikling av et eid, Æfjord—Børsvatn—Ofot-fjorden.

nemlig Bruksjordfoss ved utløpet av Børsvatn, Skafossen ved utløpet av Djupvatn og Forsafossen ved utløpet av Forsavatn. Særlig er Djupvatn karakterisert ved å ha utløp umiddelbart i en betydelig foss pl. IX, fig. 1, — naturens egen dambygning.

Melkedalens fjord. De nevnte sjøer er rester av et fjordsystem (fig. 3), som under landets dypeste nedsenkning strakte seg etter stroket helt opp til Store Melkevatn, hvor fjorden atter krysset lagene i Hjerthaugens markerte rygg og endte i



Fig. 4. Anderssskaret sett fra øst. I bakgrunnen Breiskartind (tilv.) og Valletind (tilh.). Løytnant Munthe-Kaas 1909.

en botn. Høyere opp er det ennå et botntrinn, nå utfylt av Skårvatn. Disse botner avtapper henholdsvis Hjertvatn og Rauvatn til sydlig avløp.

Som det framgår av fig. 3 har det mellom Børsvatn og Æfjord vært under utvikling et tverrgående sund, omtrent loddrett på isbevegelsens retning, og som forbinder tre omtrent parallelle fjorder.

Overordentlig markert er her relieffets nøyaktige parallellitet med strøket, som i Langåsen og parallelle rygger. Eiendommelig er Anderssskaret i nordvest. Fig. 4. Nøyaktig hvor lengdedal og strøk svinger skarpt om mot Tjellmarken, skjærer dette skar seg mot VSV tvers på strøket gjennom den høye fjellrygg mot Æfjorden, som det forsenker henimot 200 m. Det er typisk U-format, glattskurt av isen, hengende i forhold til lengdedalen, og sikkerlig eldre enn denne.

Æfjorden. Denne lange fjord går parallelt med Melkedalen og bare skilt fra denne ved en temmelig skarp egg. Pl. II, fig. 2.

Når unntas den innerste bunn, er Æfjorden i hele sin lengde en strøkfjord, som løper helt parallelt med glimmer-

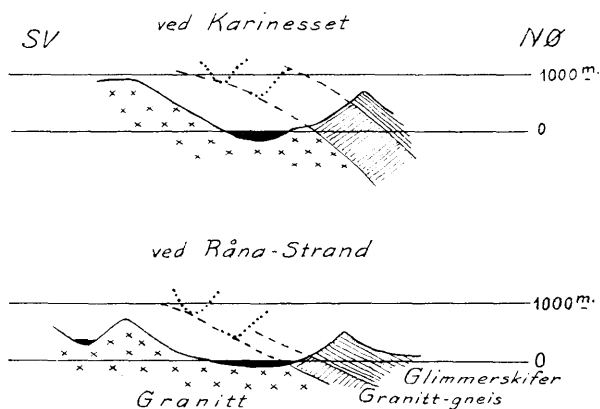


Fig. 5. Tverr-profiler over Æfjord, visende utviklingen.

skiferens og granittgneisens begrensning. Det eiendommelige er imidlertid at fjordens leie nå for den overveiende del befinner seg i den underliggende massive Tysfjordgranitt.

Vi kan herav slutte at fjorden opprinnelig er anlagt som en fluvial erosjonsrenne i de overliggende skifrige bergarter, at denne etterhånden er parallellforflyttet mot NO etter fallet og med steilskrent på samme side, og først den glisiale erosjon har arbeidet seg vertikalt ned i granitten. Det er åpenbart denne siste som er ansvarlig for det største erosjonsvolum i denne slakt U-formete fjorddal. Situasjonen er fremstilt på profilene fig. 5 i naturlig høydeforhold.

Innad slutter Æfjorden i en praktfull botn av glatte granittflåg. Pl. III, fig. 1. Over Skårvasseidet er den forbundet med Melkedalens øverste botn. Disse to tilsammen danner videre oppad et av de praktfulleste amfiteatre man kan se. Særlig fra passene mellom de høye fjell i sør er det imponerende. I nord, øst og sør omslutes det av høye fjell med steile skrenter i atskillig mer enn en halvsirkel. I midten hvelver granittens overflate seg urglassformig i Botnfjell. Denne overflate fortsetter som en horisontal hylle i brattskrenten av fjellene i sør. Den gir endog plass til en rekke små vann, og i den ellers utilgjengelige brattskrent tillater den en lett fremkomst, som før ble benyttet av lappene under flytning inn i den lett passable Gammeloftdal. Over denne hylle hever gneis

og glimmerskifer seg i steile vegger opp til vannskillet, og med til dels skarp grense mot en eldre overflate. Rundt hele amfiteatrets kant renner altså vannet *fra* dette og fjorden.

Tysfjord. Fig. 6. Hovedfjorden like vest for kartgrensen går i sin helhet i granitt. Eiendommelig nok har den en nordlig hovedretning, og først ute ved munningen svinger dens dyprenne mot vest ut i Vestfjorden.

Hovedfjorden er et samlebaseng for en rekke bifjorder fra øst og sørøst. Som også erfaringen fra andre fjorder har vist, finner vi den største glasiale overfordypning utenfor sammenløpet med de viktigste av disse bifjorder. I ca. 16 km lengde når bassenget her en dybde av litt over 700 m og i dets sydlige ende har man her et isolert loddsudd på hele 897 m. Målingene er ikke detaljerte nok til å bestemme form og utstrekning av dette lokale „dyphull“, som må ha sin spesielle årsak.

De nordligste sidefjorder, Skrovkjosen og Haukøyfjord ligger helt innen granittfeltet, som brede, åpne fjordbukter, til dels med smalere indre grener, og ender alltid i botner.

Mens de tidligere omtalte fjorder har sine botner mot hovedvannskillet, har disse sine botner mot lokale vannskill på halvøyene. De blir fjorder av 2nen orden. Forskjellen får betydning først i den senere del av istiden, da 1ste-ordens fjordene ennå har isbreer med tilførsel fra innlandsisen, mens 2nen-ordens fjordene bare har en helt lokal og begrenset tilførsel. Ikke desto mindre er disse halvøyer sterkt oppstykket av sånne fjorder, og de er til dels meget velutviklet, som den bratte og trange sekkefjord, Stefjorden. Her ser man et godt eksempel på, hvordan en fjordbotn er på vei til å bryte gjennom vannskillet ved tilbakeskridende iserosjon for å danne et av de her oppe så vanlige sund eller eid. Noe rennende vann har her jo aldri vært. Den gjenstående avstand over til Æfjorden er bare 1700 m, og man ser av kartet tydelig hvordan Stefjordens botn har avbøyd det nåværende vannskilles rygg ca. 600 m og senket den mer enn 200 m før prosessen kom til stillstand ved istidens slutt.

En lignende utvikling har man hatt ved Fuglfjorden, hvis botn bare ved en smal rygg er skilt fra Indre Tysfjord.

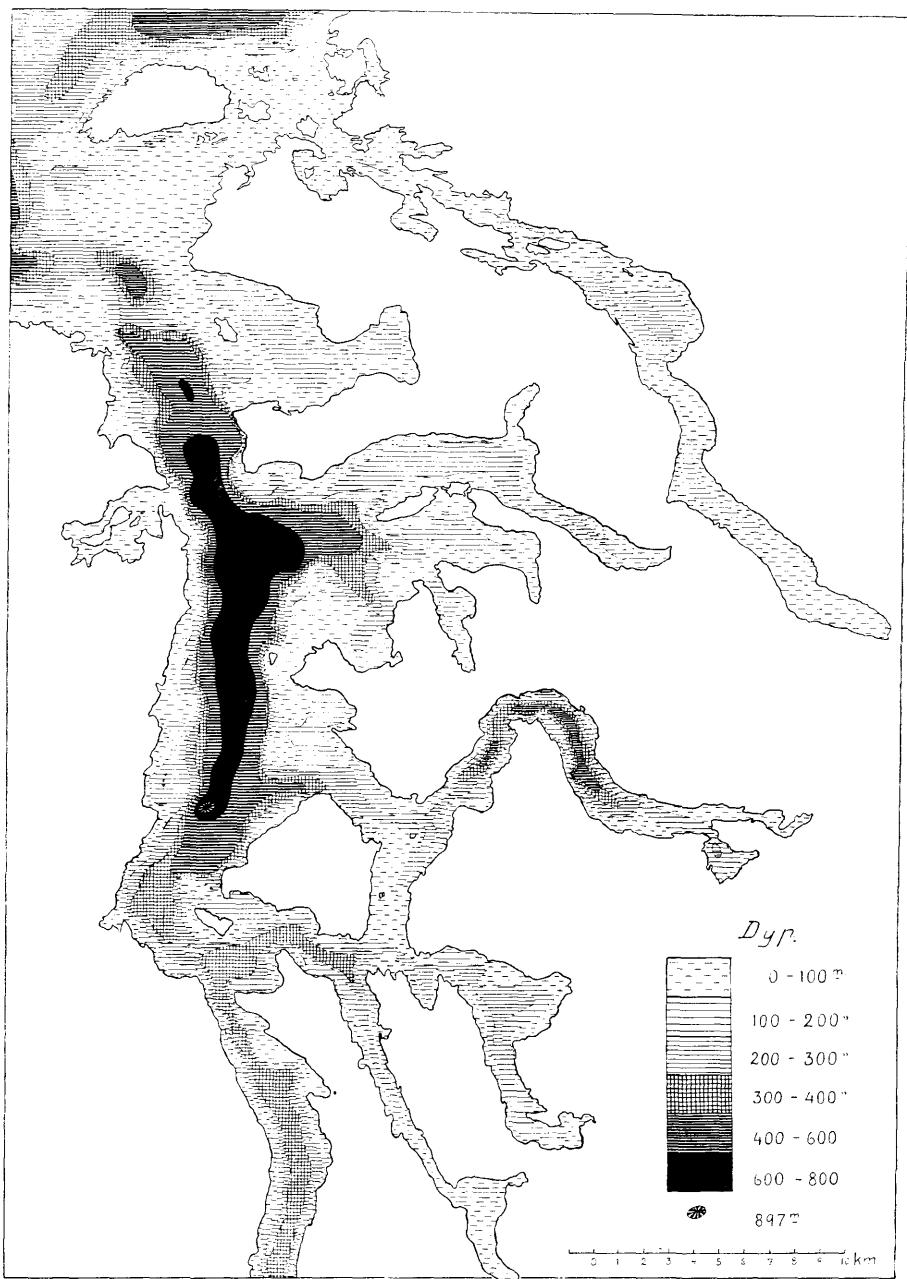


Fig. 6. Dybdeforholdene i Tysfjord og omgivelser.
(Etter sjøkartverkets loddskudd.)

De sydlige sidefjorder er mer kompliserte. Langs det vestre belte av glimmerskifere har man en lang vannvei, parallell med strøket og med kystens retning, men mer eller mindre skrått mot isbevegelsens hovedretning.

Den består av sundet øst for Hulløy, ytre del av Grunnfjord og en del av Indre Tysfjord inntil Brenneset, men alt dette er ikke av ensartet opprinnelse. Det nevnte sund med sine tallrike holmer og skjær er nemlig grunt og hengende i forhold til fjordene i nord og sør. Som det tydelig framgår av dybdekartet passerer Indre Tysfjord ut Kjøpsviksundet og Mannfjord—Grunnfjord ut Hulløysundet, begge tvers på en høy strøkrygg og ut i hovedfjordens store dypbasseng. Disse skulle derfor morfologisk sett ikke ha vært kalt sund, men fjorder.

Etter dette sees at Indre Tysfjord består av 2 seksjoner parallelt strøket og 2 seksjoner tvers på strøket. Dens buktede forløp ligner meget en gammel elvedal, hva den også sikkerlig har vært i sitt opprinnelige anlegg. Særlig påfallende er dette i den bratte og fra et iserosjons-synspunkt umotiverte bøy ved Langnes—Brennes. Når fjorden gjør denne bøy istedenfor å fortsette i isbevegelsens hovedretning over til Fuglfjorden, kan det bare skyldes en pre-eksisterende elvedal.

Indre Tysfjord er den eneste av de hittil nevnte fjorder, som ikke ender direkte i en botn, men fortsetter som en dal. Bare 3 km opp denne dal treffer vi imidlertid den savnete botn ved det sted som fjorden nådde under landets dypeste nedsenkning. Denne botn er meget velutviklet og har innfanget bekken fra Gammeloftvatn, samt på et hengende hår uttappet dette vann. Pl. III, fig. 2.

Først i overkant av denne botn, 600 m o. h. treffer vi det før omtalte gamle dalføre som fortsetter over vannskillet.

Mannfjorden sammen med Hulløysund utgjør en utpreget tverrgående fjord med de for sanne karakteristiske uregelmessige bredder. Kvasviken og Kvasvikodden er et utmerket eksempel på sånn selektiv erosjon. Så snart fjorden kommer inn i indre granitts antiklinal, utvider den seg til et stort og dypt basseng, på grunn av den svekkelse av motstandskraften mot erosjon, som en antiklinalstruktur som regel vil forårsake.

Grunnfjorden og Hellemofjorden sees såvidt i kartets sørvestlige hjørne, den siste som en direkte fortsettelse av hovedfjorden. De går bare i sin ytre del parallell med strøket, men krysser det sønnenfor kartgrensen.

Botn-erosjonens landskapsformer.

I det foregående har vi sett at de fleste fjorder her ender som såkalte sekkefjorder, hvis indre del er uterodert som botner, altså ved isens utblokking av frostsprengt fjell på isbevegelsens leside. Videre har jeg søkt å vise at disse fjordbotner iallfall i sin endelige utforming må høre til siste istid, på grunn av deres forholdsvis markerte kontrast til det omgivende landskaps relief, og at det er denne erosjonsform, som her har spilt den største rolle.

Det er imidlertid først og fremst halvøyene mellom fjordene hvis relief helt og holdent preges av botnerosjonen. Pl. VII, fig. 2. Hvilken imponerende kapasitet denne erosjonsform kan få, viser det klassiske område på Moskenesøya i Lofoten, som det er fremstilt bl. a. av Th. Vogt.¹ Men også på fastlandet innen vårt kartblad er det en velutviklet botntopografi på alle halvøyene mellom Æfjorden og Mannfjord eller nøyaktig det område som Fr. Enquist² har antatt for sin senglasiiale lokale nedising. Botnene utvikles i lokalt nedisete områder, først og fremst i nærheten av den klimatiske „snelinje“, hvor temperaturen særlig hyppig svinger omkring 0-punktet. De kan derfor dannes i 2 perioder, — i begynnelsen og ved avslutningen av en istid.

Det er botnerosjonen som har frembragt den verden av tinder og egger som vi møter her oppe. Blant disse fremhever seg først og fremst de som finnes innen granittområdet på halvøya fra Æfjorden til Tømmeråsfjord. Det er granitten som gir de lette og elegante, spisse tinder og skarpe egger med glatte flåg, som er så karakteristiske for Nordland. Pl. VII, fig. 1. Høyest av dem hever seg den blant tindebestigere så berømte Stefind, 1387 m o. h. Se titel-billedet. Den er også den eneste, hvor det på toppen er levnet en rest av en gammel overflate. Denne er for øvrig parallell med den skifrihet som de øverste partier av granitten viser, og svarer til den mot sør

¹ Det norske Geogr. Selsk. Aarb. XXI, 1910.

² S. G. U. nr. 285, 1918, p. 37

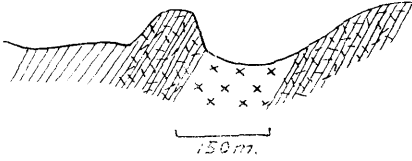


Fig. 7. Glasialt relieff over belte av granodioritt (kryss) i Kjoskakoppi.

skrånende flate rygg av Presttind. Pl. II, fig. I.

I alle de øvrige bergarter er tindene mindre markerte og flågene ikke så glatte. Da disse bergarter på grunn av metamorfosen til dels er sterkt herdet, er imidlertid kon-

trasten ikke så stor som man skulle vente. Således består distriktets høyeste tind, Frostistind, av gneisaktig glimmerskifer. Pl. X, fig. 1.

At de pegmatittinjiserede eller gneisaktige glimmerskifere hører til de mest motstandsdyktige bergarter har vi et godt detaljeksempel på i Kjoskakoppi NO for Børsvatn. Det lange belte av granodioritt er her ved selektiv iserosjon uthulet til et slakt trau, som følges av elven uten videre nederosjon. Som fig. 7 viser danner de pegmatittinjiserede skifere på siden utpregete rygger, mens den pegmatittfri skifer i hengen atter er forsenket. Øst for søndre del av Gjeitvatn danner hornblendeskifer et lignende trau i forhold til gneisaktig glimmerskifer.

Praktfulle botner finner man også utviklet i alle bergarter, og i alle mulige høyder over havet. Det er bare enkelte av de høyeste som nå har isbreer.

Botner som går ned under havets nåværende overflate, formidler overgangen til de før omtalte sekkefjorder, og viser deres genetiske samhörighet. Blant de mange av disse kan nevnes den vakre botn i Kjelkvika sør for Haukøfjord, som går ned til stort dyp og nærmest er en botnfjord. Den enda større botn sør for Kughornet når bare litt under havets nivå, hvor den danner det nesten innelukkete fjordbasseng Sildpollen. Det er en helt normal botn med morenerygg foran. Av vakre botner på høyere nivå kan fremheves Rusvikdalen og Forhaugdalen nord for Indre Tysfjord, og Storådalen øst for Kjøpsviksund osv. Alle har etterlatt bunnmorene i sitt trau, til dels også større og mindre vann.

Strandflaten.

Like utenfor kartbladets NV-hjørne er det mellom fastlandet og Barøya en bred og grunn havbukst med en vrimmel av grunner og skjær. Dette område må henregnes til den

normale strandflate. Denne flate, om enn temmelig ujevn, omfatter også en del øyer og holmer i Æfjordens ytre del, samt mindre områder av fastlandet omkring Langvåg, Håkonset og Haugen inn til den rad av øyer, som nesten avsperrer hele fjorden utenfor dens dypeste basseng, Forsahavet. Pl. VII, fig. 2. Her har vi derfor den meget stride Kjerringvikstrøm, som er ganske analog med den berømte Saltstrømmen, om enn atskillig mindre. Også utenfor denne fins det bassenger i fjorden på over 100 m dyp. Disse flater i indre regioner kan naturligvis ikke være abrasjonsflater, frembragt av havet, men må skyldes en eller annen form for denudasjon, som nærmere omhandlet av Ahlmann.

Innen alle de øvrige deler av kartbladet Tysfjord går kysten som regel mer eller mindre steilt ned i sjøen.

Modifikasjoner av relieffet i sen- og postglasial tid.

På en rekke steder i distriktet har vi sekular forvitring dels i form av en sandig oppsmuldring in situ av dertil egnete bergarter, dels i form av blokkhav på høgfjellet. Dette skal omtales i et senere avsnitt, mens vi her holder oss til de prosesser som har innvirket på relieffet.

1. De mer eller mindre skarpe rygger som atskiller botner og daler har forholdsvis tidlig vært isfri, og siden antatt former som kan avvike atskillig fra en glasiert overflates.

Eksempelvis kan nevnes at ryggen sørover fra Karifjell på østsiden av Æfjord, som består av godt lagete og lettangriperlige kalkrike skifere, er blitt karakteristisk takket og forvitret. Selv i granitten har eggene undertiden fått lignende uregelmessige former. Den knivskarpe egg østover fra Kuglhornet vest for Æfjord ser således på avstand til dels ut som et sagblad, dannet av loddrette skar som skiller kjempestore fjellblokker. Likeså viser enkelte fjelltopper kantete forvitningsformer som tyder på, at de lenge må ha raget opp som nunatakker. Pl. X, fig. 2.

I de brattere deler av området foregår denne nedbrytningsprosess med ganske stor intensitet den dag idag. Fra teltleiren på nordsiden av Baugevatn hørte vi hver eneste natt steinsprang

fra den bratte sørside av dette vann, og det er ikke noen unntagelse. I enkelte svimlende botner i Rana norittfelt eter fonnene seg innover med betydelig fart, og fremkaller stadig ras. Fig. 61. I Sepmolvarre øst for Snøgropa gjenstår en 2—3 m bred egg med nesten loddrette sider.

På flere steder er stein- og snøskred en hindring for bebyggelse og oppdyrking (Eiterelvdalen, nordsiden av Austerdalen, Muskvikdalen), andre steder har de vært en større eller mindre fare for den eksisterende bebyggelse (Gamnesholm ved Storvatnet, Straumen i Indre Tysfjord).

Resultatet av nedbrytningen finner vi i form av urer, som i enkelte strøk har betydelig størrelse og utbredelse, dels på fast fjell, dels på underliggende morene. Noen egen betegnelse på det geologiske kart har de imidlertid ikke fått, fordi mindre urer opptrer nesten overalt ved foten av de brattere fjell, bortsett fra de helt glattslipte granittflåg.

En betydelig del av løsavleiringene på begge sider av Storvatnet i Råndalen består således av urer, likeså Sildpollen i Steffjord, Mulbukttinds skråninger mot Tømmeråsfjord, nordsiden av Storådalene, Muskendalen og mange andre.

2. Det rennende vann har i postglasial tid først og fremst erodert i de løse avleiringer. Hvor fallet var tilstrekkelig, har det ofte rukket å grave gjennom disse ned til fast fjell. Særlig har de fine, mjeleaktige sandavleiringer vært et lett offer for erosjonen, og øst for Ballangen sees små bekker å ha gravet opp til 10—15 m ned i disse. Hvor sterkt-fallende bekker eroderer i mektig morene forårsaker de i flomtider av og til store ras, som demmer opp dammer i den bratte skråning, som Mannelva (i SV).

Mot fast fjell er erosjonen oftest stoppet opp, og i hardere bergarter som granitt, gneis, gneisaktig glimmerskifer, serpentin o. a. er den som regel ikke merkbar, ja, i mange tilfelle har bekker og elver ikke engang formådd å utviske skuringsstripene siden istiden. For å få en større erosjon i løpet av denne korte tid kreves enten særlig løse bergarter, eller spalter og sprekkesystemer eller ekstraordinært store vannmasser, som ved avløp fra isdemte sjøer.

Nedenfor nevnes noen eksempler på sånne unge cañons, karakterisert ved meget steile vegger i skarp kontrast mot et eldre, mer eller mindre jevnt isskurt relief:

Bekk fra 860 m-tjern i Snøgropa ved Sepmolfjell, temmelig dyp, i sin helhet i noritt.

Tilløp fra Kjøpviksvatn til Hestneselv nær Tysfjord kirke, 4 m dyp, tvers på glimmerskiferens strøk.

Bekk i Storvika, vis å vis Tysfjord kirke, dyp og trang, ca. \pm glimmerskiferens strøk.

Fortsettelsen av Goppidalen, øst for Vetten på Hulloya, 5 m dyp, parallell strøket i sterkt oppsprukket granittgneis.

I midtre del av Tverelvdal (Sørfjorden), opp til 20 m dyp i flattliggende glimmerskifer. Nederst i Tverelvdalen er det fra sen glacial tid opp til 10 m høye jettegryter i dalsidene.

Vannskillet NV for Skogvatn¹ gjennomskjæres av en trang spalte, nå delvis fylt av ur. Den har åpenbart en gang vært et elveløp, — avløpet fra en isdemt sjø i øst.

De praktfulleste foryngete daler finner vi mellom Musken og Sørfjorden. Fra den relativt jevne høyslette, Ridtaborre på ca. 620 m, skjærer Reppielvens dal seg ned mot vest og Botnelvens mot nord, begge dype, bratte og ville. Vi finner imidlertid sikre isskuringstriper temmelig langt ned i Reppidalens sørskråning og må gå ut fra at hovedmassen av dalenes volum har vært utformet av isen. Det trange, typisk V-formete og blokkfylte bunnparti av Reppidalen i lett smuldrende kalkglimmerskifer må antas å være postglasialt fordypet, og helt tydelig er dette i dalens østre ende. Den begynner her som et ganske ungt og skarpt markert gjel, utgravet av en ubetydelig bekk i en jevn, slak skråning. Først gradvis går den over i den mektige dalforsenkning, som når sin store dybde først fra det punkt, hvor Mannfjellelva er innfanget fra sør. Som det sees av kartet behøver denne bekke-erosjon bare å skride vel 1 km videre tilbake mot øst, før distriktets hovedelv, Botnelva (Svartelva)² blir fanget inn på samme måte, og avledet fra Sørfjorden til Mannfjorden.

¹ Kartets navn, Skogvatn, er ukjent i distriktet. Det heter *Repvatn* og ligger i helt vegetasjonsløse omgivelser.

² Kartets navn Svartelvvatn er galt, idet dette er et kjent vann med lappeboplass på svensk side av grensen. Det riktige er *Dappavatn* og *Dappaelv*.

Noe anderledes er Botnelvas dalkløft, som fra den jevne og isskurte høyslette begynner helt plutselig med den 190 m høye Botnfoss. Skiferen er her mer flattliggende og mindre lettsmuldrende, men vannmassene er langt større, liksom det i sin tid har vært et hovedavløp for en stor isdemt sjø. Bestemmende er her et system av spalter i retning N, 10° Ø, som i dalbunnen har forårsaket et kaos av svære blokker og fremstikkende rygger („Botn Birte“). Det er også her vesentlig i dalens innerste del man kan iaktta foryngelsen. I vestveggen har således en kjempemessig spalte med 5 m åpen bredde løsgjort en 15—20 m tykk fjellplate, som stykkevis alt er ramlet ned mens resten når som helst kan styrte ned i den ville slukt. Lengden er flere hundre meter.

En videre tilbakeskridende nederosjon av denne dalkløft over bare ca. 1 km ville føre denne dal over i den like dype Reppidal og dermed skape et eid bak hele den store Nesfjellshalvøy.

Vannkraft.

Som det uten videre framgår av det morfologiske avsnitt foran, frembyr det vannsystem, som mot øst drenerer til Lule elv, en rekke ytterst gunstige regulerings- og utbyggings-muligheter. De store vann og isbreer gir allerede en ganske betydelig naturlig regulering. Imidlertid er det bare en liten del av kraften som kan utnyttes på norsk side uten å forandre vannets løp. Det er vesentlig den betydelige, men meget avsides beliggende foss mellom Langvatn og Forsvatn. Pl. IV, fig. 1. Høydeforskjellen mellom disse vann er etter mitt nivellément 53,5 m. Det nivellerte profil langs fossens sørside gjengis i fig. 8. Nedslagsdistriktet inntil denne foss er 159 km², derav 35 km² vann og 25 km² isbre.

Ved hjelp av temmelig korte tunneler (se s. 22) kan større eller mindre deler av dette vannsystem overføres til Rånvass-, Børsvass- eller Æfjord-botn og gir med effektive fallhøyder på over 600 m ganske betydelige kraftmengder.

Selv for disse overføringer av bare den norske del av nedslagsdistriktet ville det kreves overenskomst med Sverige. De trer derfor helt i skyggen for de storslåtte muligheter som ville åpne seg ved et sånt samarbeid, hvis vassdraget, kort øst

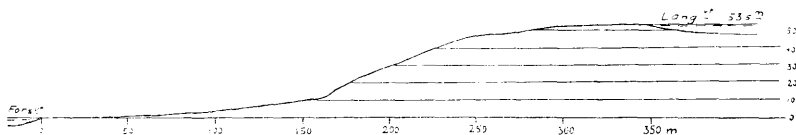


Fig. 8. Profil langs fossen mellom Langvatn og Forsvatn.
Nivellert med Bruntons pocket transit.

for kartgrensen, ble overført til fjorden Sørskjomen. Det store svenske vann Sidasjavrre, som såvidt når inn på vårt kartblads østgrense, opptar et norsk-svensk nedslagsdistrikt på henimot 1000 km² og med enestående reguleringsmuligheter.

Hele dette kan ved en tunnel på mindre enn 2 km overføres til det norske Kjårdavatn, som gjennom en kort dal løper ned til Sørskjomen. Dette er for øvrig samme avløp som Sidasjavrre en gang tidligere har hatt, i de isdemte sjørs tid. Med en utnyttbar fallhøyde på 600 m, kan man ved denne overføring få en kraftmengde på over 300000 hk i én stasjon.

Den som meg bekjent første gang har pekt på denne mulighet er ingeniør Kristen Friis i en artikkel i Aftenposten for 1919, nr. 14. Det er all grunn til å tro at han har rett, når han betegner det som et av de gunstigste utbyggingsobjekter i verden.

Angående de mot vest drenerende elver er det i denne henseende intet særlig å bemerke. Det er hittil utbygget vannkraft på 2 steder:

1. A S Nordland Portland Cementfabrikk i Kjøpsvik utbygget i 1920 Brynselfva i Sørfjorden, fallhøyde 455 m, kraft i primærstasjonen 1200 kW. Ved overføring av Botnelva til dette anlegg, som lett lar seg gjøre, ville kraften kunne mange-dobles.

2. A S Bjørkåsen gruber utbygget 1915—16 Bruksjordfoss fra Børsvatn provisorisk med 200 kW. Noe senere bygget de ennå en liten provisorisk kraftstasjon i Arneselven, med magasin i Bruvatn, nordligst på kartbladet. Hovedkraftanlegget ble bygget i 1917—21. Børsvatn avtappes nordover gjennom en 2600 m lang tunnel, som gir 80 m fallhøyde. Det er for tiden installert 2000 kW, men kraftmengden kan om nødvendig fordobles.

Geologi.

Oversikt over fjellgrunnens geologi.

Kartbladet innbefatter et utsnitt av fjellkjedens foldete sedimenter, rikelig intrudert med eruptivbergarter, og begrenset i vest og øst av store granittmassiver. I vest står *Tysfjordgranitten* med sine omgivende orto-randgneiser. Av foldningsgrøften Kjøpsvik—Grunnfjord er den delt i to områder. Det vestre har vært benevnt „Kystgranitten“ og har en overordentlig stor utbredelse. Det østre, som har vært benevnt „Kjølggranitten“, avsluttes i en sadel nord for Mannfjord, og utvider seg sterkt mot sør. Innbyrdes er de helt identiske, og utvilsomt sammenhengende i dypet.

1—3 km øst for kartgrensen begynner *Skjomengranitten*, også et stort massiv og oppe i hengskiferne med lignende gneiser, som såvidt når innenfor den østre kartrand ved Forsvatn.

Avstanden mellom de to massivers gneiser er ved nordre kartrand 32 km og videre nord ennå langt mere. Mellom Forsvatn og Æfjord er avstanden mellom dem minst, bare 11 km.

Det har ikke vært funnet fossiler innen området og sedimentene er så høymetamorfe at man med sikkerhet kan gå ut fra, at sånne heller aldri vil bli funnet. Når de på kartet er betegnet som kambro-silur, er dette ikke helt positivt bevist, men i overensstemmelse med den hittil vanlige oppfatning av de nordlandske sedimenters alder. Det viktigste holdepunkt er det bekjente funn av ordoviciske fossiler ved Sulitjelma, men noen direkte tilknytning til dette område er ennå ikke etablert. Innen kartbladet kan ikke finnes noe bidrag til løsningen av dette spørsmål, men det kan konstateres at noen diskordans ikke forekommer. Hele lagserien fra nederst til øverst er konkordant.

For inndelingen og sammenknytningen av de forskjellige områder innen kartbladet er man altså i mangel av biostratigrafiske holdepunkter henvist til de petro-stratigrafiske. I enkelte områder, som i nord og sørøst er dette lett, i de vestlige områder betydelig vanskeligere på grunn av den intense foldning.

De overskyvninger og den skyvedekke-bygning som er så fremtredende i fjellrandområdene, når ikke så langt vest som her. Ingen sådanne er påvist og der er heller ingen landskapsformer, som kan minne om en glintrand. Heller ikke er påvist noen forkastninger av betydning, bortsett fra små fleksur-forkastninger. Vi befinner oss i de sentralere deler av fjellkjeden, hvor alt er plastisk foldet på stort dyp.

Foruten om fjellkjedens hovedakseretning for disse foldninger, NNO, er det også foldning om utpreget tverrgående akser, hva som kompliserer det hele betydelig.

Dertil kommer at det i de lavere lag opptrer facies-forandring av sedimentene som vanskeliggjør kombinasjonene.

Tysfjordgranitten er en grovkornig granitt, forholdsvis massiv, men som regel med en svak flasrig parallelltekstur. I lokale områder blir denne utpreget. Fargen er en mellomting mellom lyst grå og ganske svakt rødlig. Den er atskillig omkrystallisert, så det vesentlig bare er mikroklin-pertitten som er tilbake av de primære mineraler. Bergarten er først og fremst karakterisert ved foruten lepidomelan å føre en jernrik, hastingsittisk hornblende med ganske liten aksevinkel, videre fører den nesten konstant flusspat og epidot-ortitt.

Over den følger som nevnt mer småkornige og jevnkornige mikroklinrike *granittgneiser* med mer fremtredende parallelltekstur og kjemisk mer aplittisk sammensetning. Særlig i Æfjord-distriktet inngår i disse også smalere eller bredere bånd av grå syenittiske gneiser.

Mellom Tysfjordgranitten og disse gneiser er som regel innskutt et smalt og meget utholdende bånd av en *bunn-glimmerskifer*, undertiden ledsaget av en kvartsittisk, utpreget sukkerkornig bergart (på kartet betegnet som kvartsitt-gneis). Mot disse grenser den grove Tysfjordgranitt med temmelig skarp grense, mens grensen mot de aplittiske gneiser er mindre markert.

Som det framgår av ovenstående er det i mange trekk vestrandens gneisproblem som kommer igjen her.

Etter det komplette profil, som sees f. eks. ved Mannfjordvatn, var det under feltarbeidet nærliggende å gå ut fra, at Tysfjordgranitten var en grunnfjellsgranitt, kvartsitten og bunn-glimmerskiferen kambriske basaldannelser og de overliggende gneiser kaledoniske intrusiver, presset og foldet sammen med fjellkjedesedimentene.

Imidlertid viste den mikroskopiske undersøkelse et nært slektskap mellom Tysfjord-granitten og disse gneiser. Således er begge karakterisert ved meget utbredt flusspat og epidot-ortitt, inne i Tysfjordgranitten finnes enkelte områder med finkornige gneiser og oppe i de overliggende gneiser finnes lokalt grovkornige, hastingtitt-førende partier, som ikke kan skilles fra Tysfjordgranitten.

I den nevnte *kvartsitt* ble det på ett sted like over Tysfjordgranitten påvist henimot 30⁰ flusspat som ikke kan være kommet annetsteds fra, enn fra nevnte granitt. Denne skulle altså ikke være eldre enn kvartsitten, idet flusspat er et mineral, som ikke kan tenkes anrikt ved sedimentasjon i en sandstein. For „kvartsitten“ blir altså bare de to alternativer til overs, at den enten er en kvartsrik randfacies av Tysfjordgranitten, eller at dennes intrusjon over visse områder har nådd akkurat opp til en preeksisterende kvartsitt i fjellkjedesedimentene. I begge disse tilfelle skulle altså Tysfjordgranitten være av kaledonisk alder. Det sistnevnte alternativ kan bare tenkes, når man er oppmerksom på, at på enhver lokalitet følger granittgrensen nøyaktig skifriheten i de overliggende skifere og gneiser.

Først når man ser større områder under ett framgår muligheten for, at det allikevel kan være overskjæringer. Således sees avstanden mellom granitten og den karakteristiske horisont av kalkglimmerskifere å være meget moderat, både nord for Æfjord og nord for Mannfjord, mens der i det mellomliggende område (nord for Indre Tysfjord) er en langt betydeligere lagpakke mellom dem. Nord for kartets område når granittgrensen stadig høyere opp, for til slutt nord for Ofotfjorden å nå Håfjellsalkens horisont.

Noen som helst kontaktmetamorfose langs granitten kan ikke påvises, men det var heller ikke å vente ved en regionalt så vidt høy metamorf facies som her.

På noen punkter skiller forholdene seg fra vestrandens gneiser lenger sør i landet, som jo er meget omdebatterte. Således mangler ganske de øyegneiser som der er så karakteristiske. Muligheten for den enkle løsning, at de overliggende mikroclinrike gneiser skulle være sedimentære sparagmitter bortfaller, etter hva som ovenfor er sagt og etter de petrografiske og kjemiske undersøkelser.

Som det framgår av ovenstående, er det meget som tyder på at Tysfjordgranitten er av kaledonisk alder og er trent inn i de dypere deler av fjellkjedeskiferne. Helt positivt er dette riktignok ikke bevist, og spørsmålet vil bli diskutert nærmere i et petrografisk arbeid, da det har meget vidtrekkende konsekvenser. Denne granitt har nemlig direkte sammenheng med det kompleks av granittiske og syenittiske bergarter, som Rekstad¹ har påvist på Hamarøylandet, og som igjen øyensynlig hører sammen med Lofoten-bergartene.

På kartet har jeg derfor foreløpig gitt disse kalirike eruptiver den nøytrale betegelse „*bunnmassivets eruptiver*“, uten aldersangivelse. Sikkert er det imidlertid, at den parallelltekstur som er utviklet så vel i gneisen som delvis i granitten er av kaledonisk alder, og samtidig med den alminnelige foldning i distriktet, eventuelt delvis som en primær protoklas-struktur.

Skjomengranitten skal bare omtales ganske kort, da den i sin helhet faller utenfor kartbladet. Etter resultatene fra østligere områder skulle den tilhøre grunnfjellet. Den har atskillig likhet med Tysfjord-granitten, dog ikke mer enn at man som regel i en stoff kan avgjøre hvilken av de to man har for seg. Den har enda mer utpreget dobbeltkornig struktur enn Tysfjord-granitten, men er noe kalkfattigere, hva som gir seg utslag i at den mangler hornblende. Derimot fører også den flusspat, men mangler epidot-ortitt. Dens horisont i forhold til lagrekken er ubetydelig lavere enn Tysfjordgranittens.

Den mektige sedimentserie faller i to hovedavdelinger, en øvre, hvor karbonatbergarter er helt overveiende, og en undre, hvor glimmerskifere er helt overveiende. Grensen mellom disse utgjøres av en smal, men meget karakteristisk sone av kalk-

¹ J. Rekstad. N. G. U. Nr. 83. Årbok for 1918 og 1919.

glimmerskifer, som delvis fører konglomeratiske boller av kvartsitt og trondhemitt. (Elvenes-konglomeratet.) Nedenfor vil bli nærmere diskutert hvorvidt dette bare er et pseudo-konglomerat. I alle tilfelle er det helt konkordant med den øvrige lagserie.

Metamorfosegraden er noenlunde ens over hele kartbladet. Sedimentenes mineralfacies er derfor forholdsvis konstant, svarende til den dypere del av mesosonen, uten store variasjoner i mineralsammensetningen.

Glimmerskiferne fører som regel mer eller mindre rikelig granat, så godt som alltid forholdsvis meget nydannet oligoklas, de kalkrikere dessuten epidot, rombisk zoisitt og hornblende. På grunn av feltspatinnholdet skulle de etter den vanlige terminologi strengt tatt alle betegnes som gneiser. På grunn av deres glimmer-rikdom, konstante leirjordoverskudd, primære lagning og helt utvilsomme sedimentære natur, har jeg foretrukket å opprettholde den tilvante betegnelse, glimmerskifer. Derimot finnes aldri nydannet kalifeltspat i dem, så hvor mikroklin opptrer i en bergart her, er det alltid tegn på eruptiv opprinnelse.

Den øvre lagserie står bare i et lite område ved kartets nordkant, hvor den utgjør sørenden av Håfjellsmulden, men brer seg sterkt nordover. Den består av overveiende kalkspatmarmor, en del benker av normal-dolomittisk marmor, glimmerskifer og et par mindre lag av kvartsitt. Tross atskillig foldning, er lagene meget regelmessige. Lagfølgen skaffer derfor ingen problemer, hverken her eller videre nordover.

For den øvre del av den undre lagserie gjelder det samme. Der finnes en rekke gode ledelag. Foruten det nevnte *Elvenes-konglomerat* er det de bituminøse *Ballangen-skifere* som er distriktets eneste horisont av utpreget bituminøse skifere, videre *Skjåfjelllets sedimentære jernmalmhorisont* og endelig *Melkedalskalken*. Alle disse er meget regelmessige, med forholdsvis konstante mektigheter og stor lateral utbredelse uten faciesforandringer.

Videre ned består lagrekken nesten bare av glimmerskifere, sterkere foldet enn før, med større variasjoner av mektighet og facies, og langt rikligere av intrusiver. Å finne rede i lagfølgen her ville ha vært meget vanskelig, hvis der ikke hadde vært en spesiell lett kjennelig horisont med ganske stor utbredelse, som

skiller seg ut. Det er kartets kalkglimmerskifer, som skal benevnes *Reppi-skiferen*, fig. 9. Det er en brun, biotitt- og granatrik glimmerskifer med atskillig høyere kalkgehalt enn normalt. Kalken finnes dels som kalkspat, men overveiende i form av silikater, nemlig hornblende og hvite staver av rombisk zoisitt.

Denne horisont markerer en stor sadel-hvelving i lagserien om en øst—vest-gående akse og står helt ensartet på nord- og sørsiden av denne sadel. I nord har den en forholdvis begrenset utbredelse øst—vest, idet den gradvis går over i de vanlige glimmerskifere. I sør danner den de markerte synklinaler ved Botnelv og Paurovatnet, og kan følges langt inn gjennom Sverige.

I det liggende av denne horisont er igjen de vanlige kvartsgranat-glimmerskifere enerådende, og iallfall i øst med en meget betydelig mektighet. Midt nede i den er igjen innleiret kalkmarmor i betydelige masser, men spredt på en gruppe av atskilte kalkbenker. Foldningen er her enda sterkere enn før, ofte med inversjoner, undertiden også med repetisjoner. De enkelte kalkbenker kan derfor bare tjene som ledelag over begrensede strekninger. Skjønt de på kartet er inntegnet så vidt nøyaktig som forholdene tillot, virker billedet av dem som man ser temmelig rotet. Først når man ser det hele under ett blir det et visst system i det, nemlig en mektig utviklet kalkførende gruppe i de sentrale områder, som gradvis taper seg mot øst og vest.

Helt i vest, i den delvis overfoldete mulde Kjøpsvik—Grunnfjord, kommer igjen en gruppe av mektige kalkbenker. De må høre hjemme over *Reppi-skiferen*, men uvisst hvor høyt over, sammenlignet med kalkene i kartbladets nordlige del. I mulden sør for *Indre Tysfjord* finnes mindre mektig kalk på omtrent samme horisont, men i mulden omkring *Paurovatn* finnes den ikke.

I sedimentserien er temmelig rikelig av eruptivbergarter, ofte sterkt differensiert, men overveiende basiske, og spredt over flere forskjellige horisonter. En utpreget parallellitet overalt vanskeliggjør bedømmelsen av de gjensidige aldersforhold. De finnes særlig rikelig i den kalkførende horisont under *Reppi-skiferen* og i horisonten mellom denne og *Melkedalskalken*, videre mer sparsomt over *Melkedalskalken*, samt meget sparsomt med utelukkende basiske eruptiver over *Elvenes-konglomeratet*.

Bortsett fra Råna norittfelt opptrer ingen av disse i store sammenhengende massiver. Dette har betydelig generell interesse, da vårt område befinner seg i de sentrale og dypeste deler av fjellkjeden. Som bekjent er det over lange strekninger langs fjellranden i øst, inne i Sverige, store skyvedekker av amfibolittiske og syenittiske eruptiver, som antas kommet fra vest og kunne formodes å anstå autoktont på norsk side.¹ Innen den her omhandlede del av fjellkjeden finnes som man ser ingen slike massiver av de nødvendige dimensjoner.

En hel del av de tilstedeværende eruptivbergarter er helt sikkert intrusive dypperter. For andre stiller saken seg mere tvilsom, men det har ikke lyktes å finne positive beviser for at noen av dem er effusive dagbergarter.

De basiske intrusivfelter kan deles i 3 hovedgrupper:

Den første består av *hornblendeskifere* med eller uten granat, og *amfibolitter*. De opptrer som utholdende bånd eller belter, helt parallellinnleiret i de sedimentære skifere, foldet og metamorfosert sammen med dem, og likesom dem helt omkrystallisert. De er temmelig homogene, og hvor de undertiden er vekselbåndet med trondhemittaplitter, er disse bånd skarpt begrenset og tydelig yngre. Nær knyttet til dem er et stort antall små kupper av sterkt serpentiniserte og fortalkete olivinbergarter.

Den annen gruppe ble i felt benevnt „*gabbroskifere*“. De er grovkornigere og noe lysere, mer av utseende som pressete gabbroide og diorittiske bergarter, og sterkere differensiert. Sammensetningen varierer således fra normalgabbroid over ossipitgabbroid og gabbrodiorittisk til kvartsdiorittisk, alle med ekstremt lavt kali-innhold. De synes også å stå i nær sammenheng med distriktets trondhemittiske intrusiver, bl. a. med det største av dem, mellom Hjertevatn og Børsvatn, men gjennomsettes av pegmatittganger. Om de sure bergarter bemerkes at de ganske visst kjemisk er rent trondhemittiske, men av utseende og strukturelt er nokså forskjellige fra original-trondhemittene fra Trøndelag. De er således finkornigere, granoblastisk omkrystallisert med sliret parallelltekstur.

¹ Se O. Kulling: Kaledoniska överskjutningstektoniken inom Torneträskområdet. G. F. F. 1939, s. 168.

Denne annen gruppe er på kartet ikke utskilt fra den første, og noen betydelig aldersforskjell er det ikke mellom dem.

Den tredje gruppe utgjøres av *Råna og Sørfjordens noritt-felter*, hvorav det førstnevnte bare for $\frac{2}{3}$ vedkommende faller innenfor kartbladet. Dette store felt har tidligere vært behandlet av forfatteren, vesentlig fra et differensiasjons-teoretisk synspunkt (se litteraturfortegnelsen). Det skiller seg i to henseender avgjort fra de ovenfor omtalte basiske eruptiver:

1. Betydelige deler av feltet er bevart som friske og upressete eruptiver, i hovedsaken med sin opprinnelige mineral-sammensetning. Hvor det har foregått en omkrystallisasjon, og det gjelder likevel den største del av feltet, er plagioklasen mindre avkalket enn ellers og istedenfor mørk, alminnelig hornblende er der dannet en lys, edenittisk som gir hele bergarten en for så basiske typer påfallende lys farge. Dette henger igjen sammen med feltets relativt høye magnesia-innhold.
2. Mens de andre basiske eruptiver slutter seg helt passivt til de sedimenter hvori de opptrer, og har gjennomgått samme senere utvikling som dem, har norittfeltet en mer selvstendig opptreden. Selv om også det fortrinnsvis er parallell-innleiret, sees det ikke sjelden å overskjære de omgivende skifere. Det synes aktivt å påvirke tektonikken i sine omgivelser, bryter så å si med distriktets tektoniske linjer. Bergartene viser til dels betydelige analogier med Goldschmidts Opdal-Innset-felt, dog uten de helt typiske opdalitter.

Noen andre steder i Nord-Norges fjellkjede finnes også slike selvstendige, store, basiske eruptivmasser, men svært spredt. Råna norittfelt har en meget isolert stilling og er det eneste på lange strekninger, bortsett fra den lille erosjonsrest som gjenstår av Sørfjordens norittfelt.

Det er derfor påfallende at disse to norittfelter opptrer på temmelig nøyaktig samme horisont i lagrekken og at de ligger i en innbyrdes stilling til hverandre som er parallell med fjellkjedens hovedakseretning, NNO. Norittfeltenes egen lengdeutstrekning går imidlertid mer eller mindre på tvers av denne akse, så det er ingen sannsynlighet for at de i sin tid har vært direkte sammenhengende.

Langs øst- og nordgrensen av Råna-feltet finnes lyse, diopsidførende skifere, som må antas å være kontaktmetamorfe kalkglimmerskifere.

Innen norittfeltet finnes en rekke bergartstyper som følge av variasjoner både i den primære kjemiske sammensetning og i metamorfosegraden. I det store og hele utgjør de to hovedgrupper.

En ytre bred rand rundt hele feltet har en ren norittisk sammensetning og i denne forekommer en rekke forholdsvis skarpt begrensede utsondringer av ultrabasiske bergarter, varierende fra olivinnoritt over peridotitt, troctolitt, lherzolitt til nesten ren dunitt. Deres størrelse varierer meget, fra ganske små kupper, omtrent som serpentinkuppene i skiferen, til små felter av en helt annen størrelsesorden. Enkelte er temmelig friske, andre mer eller mindre omkrystallisert under nydannelse av lys hornblende og hvit kloritt, men i motsetning til de før nevnte som regel ikke serpentin og talk. I denne ytre sone finnes også en rekke nikkelforekomster.

Det sentrale parti av feltet består av kvartsnoritt, med litt fri kvarts og kalifeltspat, og hverken med ultrabasiske utsondringer eller nikkelforekomster.

Glimmerskiferne sør og øst for noritten faller distinkt inn under denne, hva som særlig tydelig framgår av den isolerte noritt-kalott på Tverfjell. Skiferne vest og nord for feltet faller distinkt fra noritten. Det ligger derfor nærmest å betrakte noritten som en fakolittisk intrusiv mellom skiferlagene, med den følge at man får en basisk randsone så vel i heng som i ligg, med kvartsnoritten som det sentrale parti. Denne tydning støttes også av forholdene i feltets vestende, hvor noritten distinkt synes å kile ut mellom skiferlagene. Likså støttes den av den omstendighet at de nærmeste sikre ledelag, Reppi-skiferen og Melkedalskalken, passerer norittfeltet i enkelt og uforstyrret forløp, henholdsvis i det liggende og hengende.

På den annen side er forholdet i feltets norøst-hjørne (nord for kartranden) at noritten utvilsomt ikke kiler inn mellom skiferlagene, men at disse ubrutt hvelver seg rundt norittfeltet. Likså skal vi siden se at nettopp lagpakken mellom de to nevnte ledelag får en stor bredde-forøkelse henimot norittfeltet på grunn av en intens repetisjons-foldning, en virkning av eller årsak til

norittens egen fremtrengen. Derved åpner seg muligheten for at norittfeltet i virkeligheten kan utfylle en invertert synklinal, hva som i høy grad ville forenkle forståelsen av dette eruptivfelt og dets differensiasjon. Derved ville nemlig den basiske noritt med dens ultrabasiske utsondringer og dens nikkelforekomster i sin helhet komme til å utgjøre bunnpartiet av eruptivfeltet, og kvartsnoritten ville utgjøre topp-partiet. Prosessens forløp ville bli en gravitasjons-differensiasjon i analogi med den som er kjent fra en rekke lignende felter omkring i verden. En slik overfoldning mot sør er også i full overensstemmelse med, hva vi ellers iakttar om de øst—vest-gående akser.

Distriktets sure intrusiver utgjøres av de ovenfor omtalte større felter av trondhjemit i nær sammenheng med visse basiske eruptivbergarter. Videre er det et stort antall av ganger og injeksjonssoner, som er fremstilt på kartet med rød strekning, men bare der hvor de opptrer noenlunde rikelig. For øvrig må man være oppmerksom på at mere spredte ganger forekommer de fleste steder i distriktet opp til Elvenes-konglomeratet.

En gruppe for seg utgjør de mikroklinrike granittaplittiske lagerganger med utpreget parallell-tekstur, som opptrer i lagrekken nærmest over Tysfjordgranittens randgneiser, særlig i fjellene sør for Æfjorden, og som er helt identiske og samtidige med disse randgneiser. For smale bånd av aplittiske lagerganger noe høyere opp i lagrekken, f. eks. i Indre Tysfjord—Austerdalen er det ikke bragt helt på det rene, i hvilken utstrekning de er beslektet med disse mikroklinrike aplitter eller med de trondhjemitiske. Enkelte synes å innta en mellomstilling.

I de øvrige deler av lagrekken mangler de helt, men i en horisont høyt oppe, nemlig i Ballangen-skiferen og dens omgivelser, kommer igjen mikroklinrike, forskifrete lagerganger som synes å være beslektet med de først nevnte. De finnes først og fremst i et belte mellom Børsvatn og Ballangen, i liggen av Bjørkåsen. Videre finnes i denne horisont en nær beslektet type av forskifrete mikroklinaplitter, som er enda rikere på mikroklin og dessuten jevnt impregnert med svovelkis, de såkalte „kisaplitter“.

De øvrige ganger er yngre enn disse og har ikke noen utpreget parallell-tekstur, men er for øvrig atskillig varierende.

Stukturelt varierer de fra finkornig aplittiske over normalkornige til pegmatittiske. Kjemisk varierer de mellom trondhemittisk og granittisk betonte, idet mikroklinmengden varierer sterkt. Som regel kan sammensetningen ikke avgjøres sikkert uten mikroskopisk undersøkelse, så det ville kreves et meget omfattende arbeid å finne et system i variasjonene. I områder hvor de ikke er spesielt undersøkt, benevnes de derfor for korthets skyld *granittganger*, *granittintrusjoner* eller *granittinjeksjoner*, men kunne med like stor rett ha vært betegnet som trondhemitter.

Hovedmassen er parallell-innleiret som ganger, linser og årer i skiferne, men særlig de pegmatittiske skjærer ofte skifriheten, og inntar for så vidt en særstilling i dette distrikt, hvor nesten alle eruptiver er parallellinnleiret. I alminnelighet kan man si at jo grovkornigere de er, jo mer uavhengig er de av parallellteksturen, og desto rikere kan de være på kalifeltspat.

I visse horisonter får de mer karakteren av en granittisering enn av selvstendige ganger, og opptrer som rikelige små årer, linser, flekker og feltspat-porfyroblaster. Dette er særlig tilfelle i et belte kort i hengen av Reppiskiferen, som derfor har fått sitt eget navn *Gicce-gneisen*. Denne horisont bevarer også sin karakter over store deler av kartbladet.

Disse ganger og injeksjoner står ikke i noe direkte forhold til Tysfjordgranitten og dens gneiser, idet de opptrer utpreget sparsomt i dennes nærhet. Som kartet viser, finnes de overveiende rikeligst i lagpakken mellom Reppiskiferen og Melkedalskalken, eller samme horisont hvor også norittfeltene opptrer. Mindre utpregete soner av dem finnes dypere ned.

De gjennomsetter ikke bare sedimentene, men også eruptivene i distriktet. For de pegmatittkornige gangers vedkommende gjelder dette uten unntagelse, altså innbefattet trondhemittfeltene og alle Råna norittfelts bergarter. Det kan direkte påvises at disse ganger er de samme i noritten og i skiferserien. I norittfeltene opptrer også de småkornigere trondhemittiske ganger. For disses vedkommende kan det ikke direkte påvises at det er de samme som i skiferne, og den mulighet må derfor holdes åpen at det kan finnes flere grupper av dem.

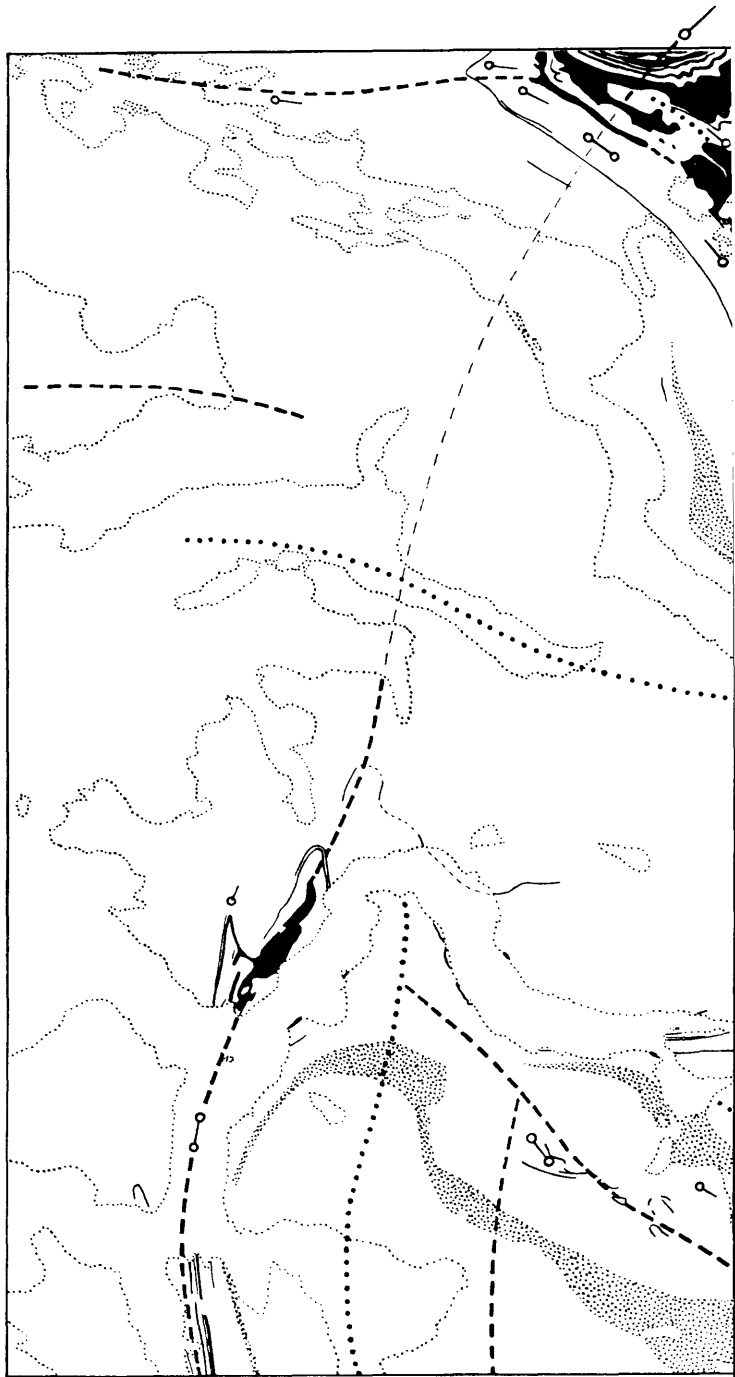
I visse skiferkomplekser finnes en rikelig infiltrasjon av ren kvarts i form av årer og linser, ofte nettopp i områder som ikke er granitt-injisert. Det er lavtemperaturs-dannelser og muligens bare en omløring av skiferens eget kvartsinnhold under metamorfosen. I alle tilfelle må de imidlertid ha vært på vandring, da de også finnes i kalk.

Tektonikken i distriktet (se fig. 9) beherskes som nevnt av en plastisk foldning, hvori både sedimenter og de fleste eruptiver har deltatt. Hovedaksen for denne faller sammen med den kaledoniske geosynklinals retning, NNO. Til denne hører den kjempemessige og noenlunde symmetriske *Håffjellsmulde*, som er bestemmende for lagstillingen lange strekninger videre nordover, men bare kommer inn i nordkanten av vårt kartblad. Åpenbart en avbrutt fortsettelse av den er Kjøpsvik-Grunnfjordmulden. Den representerer et dypere snitt i fjellkjeden, så den mot sør blir ganske smal, overfoldet til isoklinalt fall mot øst og begrenset av en utpreget sadel ved Mannfjord. En parallell, men slakere mulde opptrer i høgfjellsområdet henimot riksgrensen.

Like markert fremtrer en rekke foldninger omtrent tvers på denne retning, med mer eller mindre O—V-gående akser, først og fremst den store sadel over kartbladets midtre del. Den bevirker at Tysfjordgranitten ved Æfjords indre del er blottlagt langt videre øst en ellers, og at den over hele dette profil bare dekkes av lagseriens laveste lag.

Denne samvirken mellom to kryssende foldningsretninger bevirker en rekke eiendommeligheter. Det er først og fremst de i kartbladets sydlige del så karakteristiske lukkede mulder, hvor lagene i alle retninger faller mer eller mindre sentripetalt inn mot muldens sentrum. Det er videre den urglassformig hvelvete granittoverflate i det praktfulle amfiteater øst for Æfjord, nettopp hvor to sadelakser krysser hverandre.

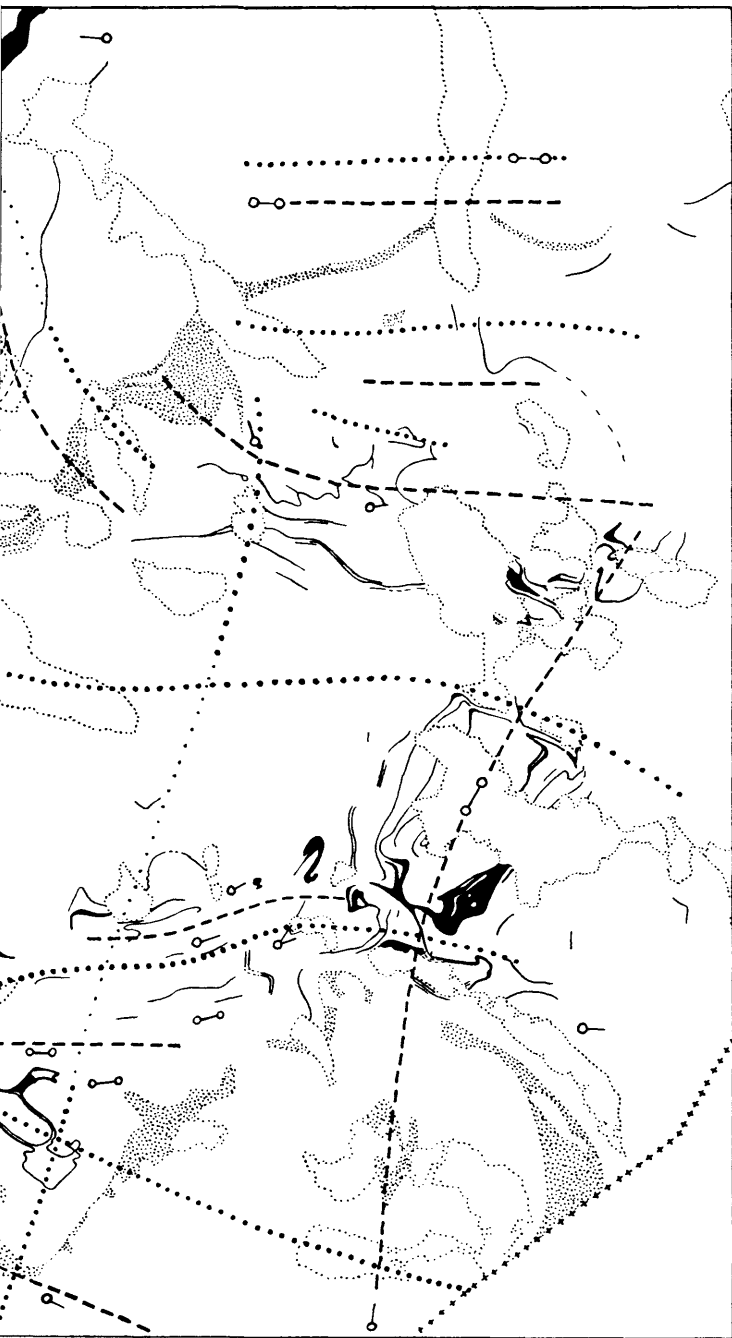
Det ser ut til, at de øst-vestgående akser er noe yngre enn de andre, idet de påvirker allerede eksisterende folder. *Håffjellsmulden* er i SV bratt avkåret av et markert tverrgående akse-system, som mot øst stryker parallelt med Tysfjordgranittens grense, men mot vest skjærer inn i granittgneisene selv. De bevirker den lange avledning av lagpakken i en resultant-mulde



== Kalk

Reppiskifer

Fig. 9. Kartbladet Tysfjord.



-- Synklinal Antiklinal \odot Foldningsakser

Foldningsretninger og sedimentære ledelag.

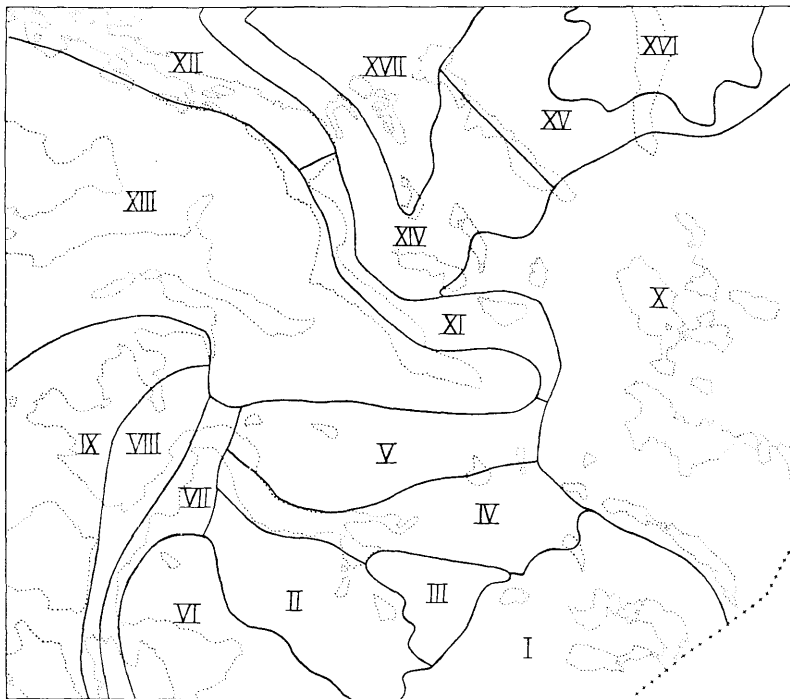


Fig. 10. Kapitel-numrene i detaljbeskrivelsen.

opp gjennom Melkedalen, og de bevirker en overordentlig markert rynkning av begge fløyene i Håfjellsmulden. Noe som helst tegn til Håfjellets akseretning sees ikke i granitten og dens omgivelser, før vi kommer sør for Tømmeråsfjorden. Her begynner Kjøpsvikmulden, men også den eiendommelig oppstuket og sogar invertert (se s. 96). En lignende hevning og foldning av østre hovedsynklinal iakttas nord for Guovddelas jvr, liksom vi NV for Skogvatn finner lokale overfoldninger etter disse akser.

Overfoldningene er alltid mot vest for det første akse-system, mot sør for det annet. Det er de øst—vest-gående akser som bestemmer norittfeltenes form.

Som det framgår av ovenstående er kartbladets geologiske bygning så vidt urolig og variert, at det var vanskelig å finne et system for detaljbeskrivelsene. De kunne ikke godt følge

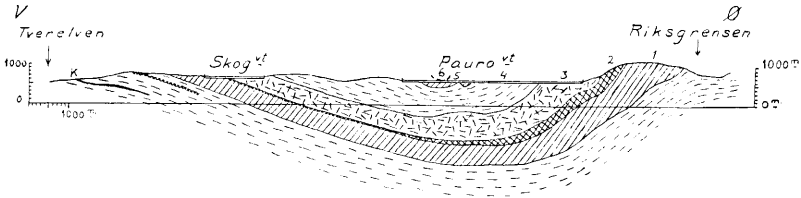


Fig. 11. Profil over Pauromulden. Se tabell i teksten. K = kalk.

hverken rent stratigrafiske eller rent geografiske linjer. Det ble valgt å gå fram for en stor del etter de tektoniske enheter. Et nøkkelkart, fig. 10, viser kapittel-inndelingen.

Detaljbeskrivelser distriktsvis.

I. Pauro-bassenget.

Kartets sørøstlige del utgjøres av en 10 km bred, på det nærmeste lukket, basseng-formig mulde, som både geologisk og topografisk er overordentlig godt markert. Randen utgjøres av en nesten sammenhengende rekke av høge fjell: Paurofjell—1412 m-fjell—Fonntind—Gicce-ökka—Naidifjell, som i store trekk faller sammen med det utgående av områdets mest motstandsdyktige gneisbergart. Kjeden er bare brutt ved Skogvatn og ved bassengets utløp ved riksgrensen i sørøst. Muldens sentrale del, som bygges opp av løsere skifere, utgjør et stort basseng med topografisk slake og rolige former, lett fremkomst, og for en stor del oppfylt av de store og uregelmessige vann Pauro og Naidi.

Som det framgår av ovenstående profil, fig. 11, lagt i retning Ø, 6° S, oppbygges den egentlige mulde over liggende granatglimmerskifer av følgende avdelinger: (De foranstående tall henviser til numrene på profilet.)

Øverst.	Mektighet	Middel ca.
6. Kvartsrisk, skifrig glimmerskifer	Såvidt synlig	
5. Øvre kalkglimmerskifer, helt lik Reppiskiferen		150 m
4. Granatglim.skifer, godt skifrig, ofte svakt rusten	800—1000	900 -
3. Massiv granatglimmergneis, <i>Gicce-gneisen</i> . . .	400— 800	600 -
2. Hovedmassen av intrusive hornblendebergarter		
1. Kalkglimmerskifer, <i>Reppiskiferen</i>	150— 750	450 -
Underst.		Sedimenter ca. 2100 m

Reppiskiferen.¹

Denne er en småskjellert, biotittrik, granatførende kalkglimmerskifer, som overalt er påfallende ensartet. Bare skifrighetsgraden varierer. Oftest er bergarten forholdsvis massiv, fast, ganske motstandsdyktig mot mekanisk forvitring, som det også sees av de topografiske forhold. Hvor den er godt skifrig, blir den imidlertid lettsmuldrende. Kjemisk angripes den lettere, så overflaten ofte kjennetegnes ved små oppstikkende lagkanter. Det er derfor sjelden å observere gode skuringsstriper på denne bergart.

Biotitten gir den en karakteristisk brunlig farge, som ofte kjennetegner den på lang avstand. Av kalken er bare en mindre del bundet som karbonat, men tilstrekkelig til at bergarten alltid vil bruse for syre, og overflaten ofte, men ikke alltid, får en typisk småhullet forvitring. Den overveiende del av kalken er bundet i plagioklas, hornblende og rombisk zoisitt. Sistnevnte opptrer som korte, hvite staver, bare synlig på forvitret overflate. Hvor den kan iakttas, er den det mest karakteristiske kjennetegn på denne bergart.

Reppiskiferen har ingen særlig tendens til foldninger, og har derfor et temmelig regelmessig fall sentripetalt inn mot muldens sentrum, noe flatere i vest, noe steilere i øst. Særlig ved Fonnvatn får man et godt inntrykk av lagpakkens regelmessige stigning opp de bratte fjellvegger på begge sider. Bare NV for Skogvatn er det en større forstyrrelse i form av en NV-gående tunge, som synes å måtte tydes som en overfoldning. SV for samme vann har skiferen sin minste bredde med 240 m og beregnet mektighet 150 m. I Paurofjell synes derimot mektigheten å måtte være iallfall 750 m.

Mot ligger har Reppiskiferen en godt definert grense mot normal granatglimmerskifer. Mot hengen kan man bare få steder iakttatt at det samme må være tilfellet, for her er grensen nesten overalt avbrutt av basiske eruptiver.

¹ Etter Reppi-dalen øst for Mannfjord.

Gicce-gneisen.

Over eruptivene følger neste sedimentserie som vi skal kalle Gicce-gneisen¹ (uttales Gitse). Opprinnelig har denne vært en normal granatglimmerskifer, men er nå så infiltrert med pegmatitt-materiale at den har fått fullstendig gneiskarakter, massiv, småkruset, oftest uten målbar skifrihet, men undertiden tydelig foldningsakse-retning Ø, 15° S (på Gicce-öokka). Den er utpreget lys av farge med rikelig muskovitt og klare, rosa granater, påfallende meget turmalin og uten antydning til rustdannelser, i det hele meget ensartet.

Det er bare i mindre utstrekning at pegmatitt-materialet opptrer som større slireganger, det meste er som små uregelmessige årer, klumper og flekker, som skvettet utover med en malerkost.

Glimmerskifere.

Mot hengen har gneisen eiendommelig nok en forholdsvis skarp grense mot overliggende granatglimmerskifere uten den nevnte pegmatitt-infiltrasjon og for øvrig også noe forskjellig fra foregående. De har ikke Gicce-gneisens utpreget lyse farge, fører granater av mindre størrelse, er litt mer kalkholdige, delvis atskillig rustne, og blir mot hengen etterhånden godt skifrige til tynnskifrige og temmelig finkornige, men aldri virkelig planskifrige. Det er disse som inntar det meste av det store basseng. De er ikke fullt så ensartet som foregående.

Således er det iallfall én sone av typisk grovhullet forvitring og noe høyere kalkinnhold. Den stryker kort vest for Paurovatn og er antakelig den samme som med 200 m horisontal bredde kommer igjen nord for 844 m-høyden på nordsiden av Naidivatn. Andre soner fører påfallende tett med små granater.

Det er den mindre kalkholdige del av skiferserien som i meget stor utstrekning er en del rusten. Der er også enkelte sterkere forrustne soner, særlig nord for midtre del av Paurovatn. I disse er samtidig utviklet lys, (bleket?) glimmer, men som årsak til rusten kunne ingensteds påvises mer enn en svak kisimpregnasjon.

¹ Etter fjellet Gicce-öokka, hvor den er meget utbredt.

Også i denne skiferserie opptrer atskillig pegmatitt-materiale, ikke som den før omtalte gjennomgripende infiltrasjon, men som selvstendige større ganger. Rikelig finnes de bare i enkelte soner, som er avmerket på kartet. Utenom disse er det temmelig utbredt tynne linser, striper og streker av pegmatitt eller kvarts, innleiret parallelt med skiferens lag. Også de større pegmatittganger har en tendens til fortrinnsvis å trenge inn parallelt lagene, selv om de også ofte skjærer dem. Hvor det er rikeligere av dem, opptrer foldninger og forstyrrelser i den ellers regelmessige lagning, uten at det her umiddelbart kan avgjøres hva som er årsak og hva som er virkning. Pegmatitten er forholdsvis rik på mikroclin.

I muldens midte er det endelig en *øvre kalkglimmerskifer*, som er meget lik Reppiskiferen og omtrent 150 m mektig. På nordsiden av Paurovatn sees såvidt denne overleiret av en meget tynnskifrig, kvartsrik glimmerskifer, som er den høyeste horisont på lang vei.

Disse sentrale deler av mulden viser en nord-rettet aksial forlengelse, til dels med en nesten isoklinal foldning, og på øst-siden med forholdsvis steile fall. De store halvøy og øyer i Paurovatn avspeiler nøyaktig strøkforholdene. Samme nordgående foldningsakser sees på vestsiden av Naidifjell og ved lagrekkens ombøyning i nordkant av mulden, kort vest for 1412 m-høyden.

Basiske eruptiver.

Disse finnes her for den alt overveiende del direkte i hengen av Reppiskiferen. De har sterkt varierende mektighet og tekstur. Snart er det relativt grovkornige metagabbroer eller gabbrodioritter, tydelige dypintrusiver, snart finkornige, skifrige hornblendeskifere. Her er det også en betydelig kjemisk variasjon, idet disse siste ofte viser en båndet veksel med surere materiale, eller helt kan avløses av dette.

Disse sure bånd kan fremdeles være hornblendeførende, men blir ofte helt hornblendefri, med biotitt som viktigste mørke mineral.

Vi får da til slutt lyst grå bergarter, som er planbåndet etter vekslende biotittinnhold, og som til dels har atskillig mektighet,

som i vestranden av Gicce-öökka. Det viser seg at de lyse mineraler for den overveiende del er oligoklas, mens kvarts er relativt underordnet og kalifeltspat helt mangler. Kjemisk er det altså rent kvartsdiorittiske bergarter, som åpenbart er nøye beslektet med hornblendeskiferen og tilsynelatende noenlunde samtidig med denne. Makroskopisk er de som rimelig kan være vanskelig å identifisere, så når de opptrer alene i sedimentserien, kan de av utseende ligne visse glimmerskifertyper. Det er jo ikke annet enn det relative forhold oligoklas—kvarts, som i ekstreme fall skiller dem fra disse.

I vestskråningen av Gicce-öökka er eruptivserien godt utviklet, riktignok med betydelig vekslning av typer, men i det store og hele med følgende normalprofil:

Øverst.

5. Enkelte smale bånd av hornblendeskifer oppe i Gicce-gneisen.
4. Forholdsvis lyse, finkornige, båndete bergarter av kvartsdiorittisk sammensetning, et sted med iliggende linser av grovkornig gabbrodiorittisk bergart.
3. Dels båndete hornblendeskifere med lysere bånd, dels også mere homogene gabbrodioritt-gneiser.
2. Underst utelukkende basisk og forholdsvis grov amfibolitt, oppad overgående i finkornigere hornblendeskifer, ofte foldet.
1. I øverste lag av Reppiskiferen små linser av amfibolitt.

Nederst.

Mellom gruppene 2—4 er det mer eller mindre jevne overganger, liksom enkelte av dem lokalt kan mangle. Følges således eruptivbeltet nordover, hvor det blir smalere, finner vi at det snart består av nesten bare hornblendeskifere, undertiden granatførende (Fonntind), snart av nesten bare de sure ledd. I det hele er det betydelige variasjoner fra sted til sted, skjønt det er åpenbart at det hele er knyttet sammen til en enhet.

Det er ingen tegn her som positivt tyder på at noe av denne serie skulle være vulkanske dagbergarter. Det synes nærmest å være en differensiert intrusivserie, utsatt for mer eller mindre stress. Bare er sjelden gang gjennomsettes den av ganger og årer av den pegmatitt, som opptrådte så rikelig i de overliggende skifere. Disse ganger treffes her som oftest i forbindelse med foldninger, og det er åpenbart at de er atskillig yngre enn alle ledd i denne serie.

I Pauromuldens østre fløy er det på denne horisont betydelig mektigere eruptivmasser. Samtidig er de her ofte grovere, til dels massive, mere ensartete metagabbroer, gabbrodioritter og gabbroskifere. Mot grensene blir de alltid skifrige, og går for øvrig også mot nord og sør over i vanlige hornblendeskifere.

Her er det også betydelige intrusiver inne i Gicce-gneisen, f. eks. den forholdsvis massive gabbrodioritt på Naidirjell, hvor selve toppen bare er en tynn gneis-kalott over gabbroen.

I de smalere belter, således nord for utløpet av Naidivatn, finnes den samme båndete veksling mellom sure og basiske ledd, som er omtalt ovenfor. Omtrent 1 km øst for Skogvatn er et ca. 100 m bredt bånd av hornblendeskifer med overveiende sure ledd, og atskillig granatførende. Her framgår forholdet til de yngre pegmatitter tydelig, idet det hele er rikelig gjennom-satt av dem.

I muldens øvre horisonter er for øvrig hornblendeskiferne ganske sjeldne, men de finnes dog helt opp til liggen av øverste kalkglimmerskifer. Det er påfallende at inne i denne treffer man dem nesten aldri, heller ikke i Reppiskiferen.

II. Botnelvas mulde.

Den vestre fløy av Pauro-mulden går regelmessig opp i dagen, men i sin sydlige del hvelver lagene seg over Tverelvdalens antiklinal ned til en ny stor symmetrisk mulde, også den på det nærmeste lukket, som vi kan kalle Botnelvas mulde. Den har sin lengderetning VNV og enkelte steder markert aksefoldning omtrent horisontalt i denne retning. Botnelvdalens kløft skjærer seg dypt ned, og deler den i to godt avgrensede deler, en østlig over høgsetten Ridtaborre, og en vestlig omkring Mønelvtind. Fig. 12, 13, 21.

Den ville Botnelvdal er riktignok så godt som utilgjengelig, men klarlegger allikevel muldens indre bygning. Et belte av parallell-innleiret trondhemitt-aplitt kan nemlig fra lang avstand sees som et hvitt, kontinuerlig bånd i de bratte dalsider, særlig tydelig i vest. Det senker seg trauførmig et godt stykke ned i brattveggen, og korresponderer i begge dalsider og i en oppstikkende rygg midt i dalen (Botn-birte). Dette viser at mul-

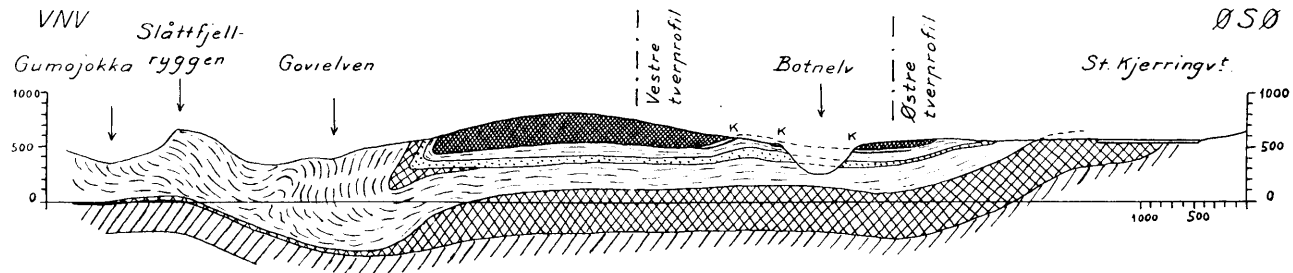


Fig. 12. Lengdeprofil over Botnelv-mulden. I toppen noritt med underliggende kalk (K). Prikket = trondhemitt-aplitt. Kryss-skravert = hornblendeskifer. I bunnen: Reppiskifer.

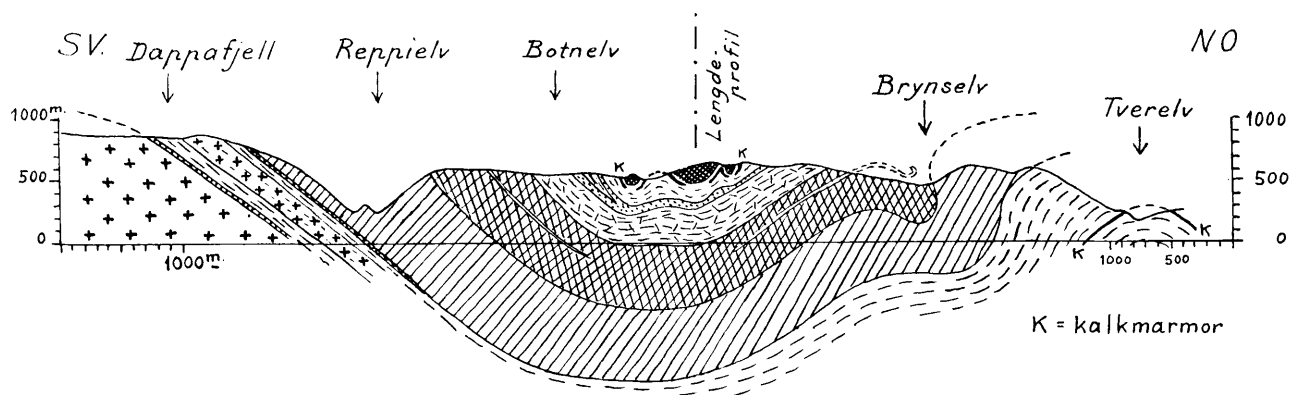


Fig. 13. Tverrprofil over østre del av Botnelv-mulden. Tegnforklaring som ovenfor og på fig. 21.

den her er noenlunde symmetrisk bygget og har en regelmessig, forholdsvis flat bunn. Først fra Mølnelvtind vestover inntreffer uregelmessigheter, og denne del av mulden skal derfor behandles til slutt.

Reppi-skiferen.

Det er igjen denne som danner den underste karakteristiske horisont, og som formidler sammenhengen med Pauromulden. Dette finner sted kort NO for Svartelva i form av en liten sadel tvers over muldeaksen, og altså med horisontal lagstilling på en kort strekning. På dette sted har derfor Reppiskiferen sin største sammenhengende horisontale bredde med over 4 km. Langs den sydlige fløy av mulden fortsetter den meget regelmessig vestover, og her er den dype, bratte Reppidal skåret ned i den. Den nordre fløy går over Brynvatn, her med en lokal inversjon til nordlig fall.

Dens mektighet varierer mellom 500 og 700 m, og som vanlig er den meget homogen. Det er sjelden å finne utpreget småfoldning og krusning, som er så alminnelig i de over- og underliggende granatglimmerskifere. Tektonisk er den åpenbart relativt motstandsdyktig, og dermed henger det muligens også sammen, at den i motsetning til de fleste andre horisonter nesten aldri er intrudert hverken av basiske eller sure intrusiver. Bare en sjelden gang treffes en skjærende pegmatittgang eller, som nord for Brynvatn, en del smale pegmatittstrenger parallelt med skifriheten. Disse sees delvis oppstykket av en rekke ennå yngre små trappetrinns-forkastninger. De resulterende trinnformige småstykker av gangen er rykket fra hverandre noen cm—dm, ledsaget av en plastisk, bord-aktig småfoldning av den mellomliggende skifer.

Nedad grenser Reppiskiferen direkte mot de underliggende granatglimmerskifere, i sør dog med en smal hornblendeskifer imellom.

Direkte over Reppiskiferen er også her mektige

Basiske eruptiver.

I ennå høyere grad enn før finner vi i denne serie en båndvis vekslning av typer, både kjemisk og strukturelt, hvis sanne natur for de finkorniges vedkommende ofte er meget

vanskelig å erkjenne i felt. Da denne horisont også er den eneste i distriktet, hvor det kunne tenkes en mulighet for at vulkanske dagbergarter var representert, vil den bli forholdsvis nøye gjennomgått.

På begge sider av Øvre Sørfjordvatn består de høye, bratte fjell av svære, basiske eruptivmasser. Fig. 15. Det er her grovkornige, massive, svart- og hvitflekkete bergarter, som kan betegnes som meta-gabbrodioritter. Riktignok er de helt omkrystallisert, men det er ingen tvil om at de har vært normale dypbergarter. Det er en del strukturvariasjoner, bl. a. mer finkornige, massive, som kan minne om enkelte typer i norittfeltene høyere oppe. Langs grensene i sørvest og nordøst er det mørkere amfibolitter og til dels hornblendeskifere, som i brede belter passerer over vannet. Forskjellen skyldes åpenbart ikke noe kontaktfenomen, for den grove, gabbrodiorittiske type holder seg uforandret helt opp til grensen mot overliggende skifer i Grunnvollfjell, samt i den ganske smale utkilende utløper. Riktignok er den ofte sliret og skifrig, men alltid grovflekket, og med noe varierende farge etter hornblendemengden. Liksom den overliggende glimmerskifer sees den å være sterkt foldet, og den er gjennomført av tallrike kryssende pegmatittganger.

I den underliggende Reppiskifer sees nær grensen av og til „knøler“ av hornblendeskifer.

Den mektige eruptivserie kiler plutselig temmelig raskt ut på nordsiden av Grunnvollfjell, omtrent analogt med forholdet i muldens sørfloy.

Østover mot Brynvatn derimot går sonen gradvis over i ordinære hornblendeskifere med forholdsvis uregelmessig strøk og fall, men utpregete foldningsakser i retning Ø, 20—30° S. Disse er godt utviklet fra Brynvatns utløp og sørover, og gir seg også uttrykk i grensenes tungeformige forløp. Særlig de finkornige hornblendeskifere har derfor her fått en viss grad av lineær-tekstur, så de bryter i mer eller mindre stavformige stykker. De har tidligere vært benyttet til *brynestein*, derav vannets navn. Overgangen kan bl. a. iakttas ved fossen nedenfor Brynvatn, hvor en rekke båndete typer er representert. Gabbrodioritten går gjennom overgangstyper med halvporfyrisk eller

porfyroklastisk utseende og til slutt linjeformig uttrukket feltspater, over i vanlig hornblendeskifer, som imidlertid ofte opptre i vekslende bånd av mørkere og lysere typer. Serien fører skapolitt.

Sørover fra fossen finner vi dessuten også andre overganger, nemlig til utbredte surere, finkornige og glimmerførende bergarter, som i felt ikke lar seg eksakt definere.

Fra epidotstripete, finkornige hornblendeskifere kommer man først over i noe lysere, sukkerkornige og småfoldete skifere med både biotitt og hornblende, samt tilsvarende med bare biotitt og epidot som mørke mineraler. Disse gir i felt inntrykk av bare å være en surere facies av hornblendeskiferen. Videre er det meget finkornige og delvis båndete biotitt-kvarts-oligoklas-bergarter, som bare i enkelte striper fører hornblende og rikelig epidot. Alle disse skifere fører både kvarts og plagioklas, men i meget vekslende mengde, aldri kalifeltspat. I de kvartsrikere ledd kommer også muskovitt til. Der kan altså være hornblendeførende bånd, vekslende med muskovittførende. Da disse to mineraler ikke kan opptre i stabil likevekt sammen, må man gå ut fra at det handles om inhomogene lagete bergarter. Denne serie av vekslende typer er aldri planskifrige, men forholdsvis massive, foldete eller slirete. Hvor foldningsaksene er godt utviklet, kan de i snitt tvers på disse endog minne om putelavaer.

Etter det som ovenfor er sagt, skulle det være meget nærliggende å anse det hele for en serie av omkrystallisert vulkansk tuff og aske, som de også til dels kunne ligne på forvitret overflate, og som den intime tilknytning til hornblendeskiferne kunne tyde på. Iallfall er det de eneste bergarter i trakten som kunne tenkes henført til denne kategori.

En nærmere mikroskopisk undersøkelse av dem viser imidlertid, at en slik antakelse iallikevel ikke er ganske nødvendig. De førstnevnte sukkerkornige typer står i virkeligheten kalkglimmerskiferen (Reppiskiferen) nokså nær, både mineralogisk og kjemisk. Bare den strukturelle drakt gir dem et noe fremmed utseende. En gradvis sammenheng fører også over til de sistnevnte kvartsrikeste, tette typer, hvis natur ikke kan bestemmes makroskopisk. Det ble derfor gjort en kjemisk

analyse av dem, og denne viser at sammensetningen, hva baseforholdet angår, fremdeles svarer temmelig nøye til Reppiskiferens. Bare kiselsyren ligger betydelig høyere, idet de kan føre over 50 % fri kvarts.

Mange av disse tvilsomme bånd innen eruptivbeltets undre del synes derfor å være beslektet med de underliggende kalkglimmerskifere, samtidig med at de i sin opptreden er påfallende nær knyttet til hornblendeskiferne. På grunn av kartets målestokk kunne de ikke skilles ut, men er innbefattet i den brune farge.

Så vidt mulig skilt ut er derimot en annen gruppe av innleiringer i eruptivserien, nemlig helt normal granatglimmerskifer av omtrent samme type som de overliggende. Disse er skarpt begrenset, helt utvilsomme, og båndene sees bl. a. ganske godt å markere foldningstektonikken ved Brynvatn.

Denne nære tilknytning mellom eruptiv- og sedimentmateriale reiser naturligvis spørsmålet om ikke en del av hornblendeskiferne kunne være opprinnelige lavaer. Som før nevnt er det overganger fra de grovkornige, sikre intrusiver til finkornige hornblendeskifere; men dette behøver ikke å utelukke, at også effusiver kan være representert i denne 4—600 m mektige eruptivmasse. Noen bevarte strukturester eller annet som kunne tyde helt positivt i denne retning, foreligger imidlertid ikke.

Følger vi eruptivserien videre mot den sydlige gren av mulden, mangler de grovere, gabbrodiorittiske typer nesten helt. Alt er mer eller mindre finkornig, men et par nye ledd kommer til i denne blandete serie.

For det første er det enkelte innleirete lagerganger eller bånd av natronrike trondhemitt-aplitter, eller, hvor kalifeltspat helt mangler, kvartsdiorittiske typer, som omtalt fra Pauromulden.

Dernest finner vi på ligg-grensen mot Reppiskiferen, samt høyere opp i serien, et par belter av en eiendommelig bergart. Det er en båndet, grov, delvis diorittisk utseende gneis, fullspekket av ganske store, oransjerøde granater, med rikelig sur plagioklas, til dels utsondret i grove slirer, omtrent like meget av hornblende og biotit, begge meget mørke, samt sparsomt med kvarts. Den kan foreløpig kort og godt benevnes en granat-diorittgneis, og betraktes som en metasomatisk forandret, grovt omkrystallisert

bergart, som ikke er påtruffet andre steder enn langs den sydlige gren av denne mulde og på en tilsvarende lokalitet vestligst i Pauromulden. På kartet er den antydnet med grove sorte prikker i rekke.

For å vise karakteren av hele denne eruptivserie i den sydlige muldefløy gjengis en profilering fra Dappa-reppi til Botnelva mellom 555 m-vatn og Lille Kjerringvatn. Fallet er 50—35° nordlig.

Øverst: Normal granatglimmerskifer.

Mektighet:

10 m Normal, mørk hornblendeskifer.

15 - Slirig båndet, finkornig biotitt-hornblendeskifer, noe surere, lokalt granatførende, til dels tuflignende.

105 - Normal hornblendeskifer.

15 - Sur injeksjons-sone. Den fortsetter østover som bredere trondhemitt-aplitt og mot nord til henimot Brynvatn, i ombøyningen til dels bare gang- og klumpformig i hornblendeskiferen.

200 - Normal hornblendeskifer. Denne fortsetter med flattere fall mot øst og nord langs vestsiden av St. Kjerringvatn, hvor den til dels blir grovere, metagabbro. Her sees det i den en knøl på få meters diameter av helt fortalket serpentinit!

55 - Surere, finkornig, småfoldet belte, betydelig likhet med den analyserte tuflignende, til dels også med kvartsdiorittskifer. Nær østlige utkiling ledsaget av pegmatitt, som til slutt fortsetter alene som en rekke pegmatittganger.

45 - Hornblendeskifer, sterkt foldet.

45 - Granatglimmerskifer, sterkt foldet, til 628 m-varden.

105 - Normal hornblendeskifer.

20 - Den grove granat-diorittgneis.

60 - Normal, mindre skifrig amfibolitt.

15 - Hornblendeskifer med granitinjeksjoner.

150 - Delvis normal hornblendeskifer, undertiden granatførende, vekslende med lysere bånd som er glimmerførende, til dels hornblendefrie, av mer eller mindre uklar natur. Østover mot bøyen rundt 630 m-høyden blir det i denne sone etterhånden rikelig av foldet glimmerskifer, til dels med innfoldete linser av hbl.skifer.

25 - Granatfattig glimmerskifer, litt rusten.

35 - Den grove granat-diorittgneis.

900 m tilsynelatende mektighet.

Underst: Reppiskiferen.

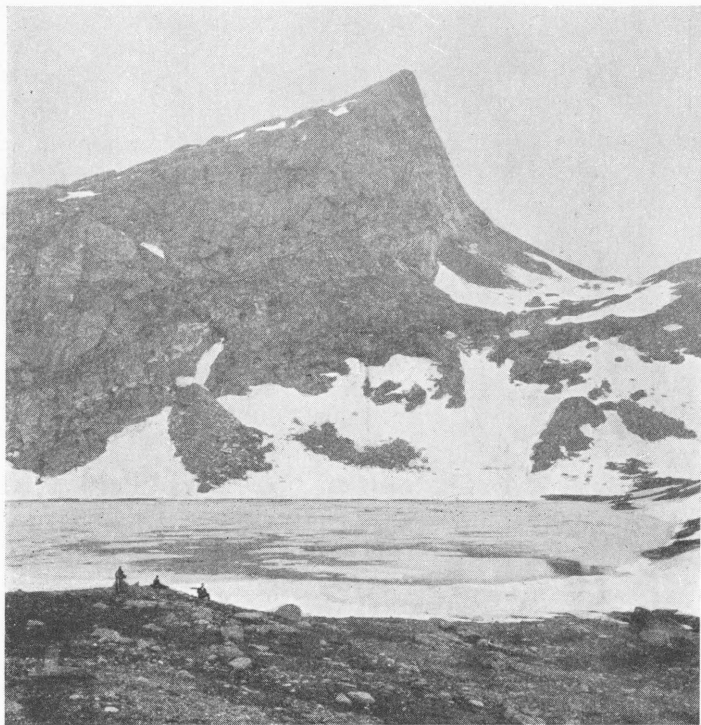


Fig. 14. Vaisatind og Vaisavatn. I brattfjellet står Gicce-gneis, i foten hornblendeskifer. Kapt. Hjort 1912.

Videre vestover fortsetter eruptivserien med uforandret karakter, de enkelte bånd naturligvis varierende. Således sees et sted et bånd av granatglimmerskifer å gaffe seg i hornblendeskiferen. Denne beholder en betydelig mektighet til henimot Vaisavatn, fig. 14, hvor den raskt smalner av, ganske som i nordfløyen. Påfallende nok opptrer i den smale sone nord for Vaisavatn atter en del av den grove gabbrodiorittskifer. Nordenfor Nestind taper de siste rester av sonen seg som spredte hornblendebånd i glimmerskiferen, og videre kommer den ikke igjen på denne horisont.

Gicce-gneisens horisont.

Over eruptivserien følger med skarp og klar grense granatglimmerskifere, synlig i kanskje 400 m mektighet. De inntar samme stilling i lagrekken som Gicce-gneisen i Pauro-mulden, men har ingen påfallende likhet med den, først og fremst fordi de mangler den intime infiltrasjon med pegmatittmateriale, som var særlig karakteristisk for Gicce-gneisen. Derimot har de til felles den ensartete karakter gjennom hele lagserien, den utpreget grovbladige tekstur og den lite markerte skifrihet. Dessuten er det nesten overalt en karakteristisk kvartsinfiltrasjon i form av linser og slirer. Derimot er pegmatittganger forholdsvis sjeldne i de deler av mulden som har svake, undulerende fall, nemlig øst for Botndalen og i muldens sydlige fløy vest for dalen. Nordenfor Sørfjordfjell blir skiferen atskillig mer foldet, og her har man foruten kvartsinfiltrasjonen også delvis mer granittpegmatitt i form av linser og slirer, samt ganger som setter tvers gjennom foldene. Her kan den lokalt være ganske rikelig, så bergartens utseende nærmer seg Gicce-gneisens. Ved grensen mot hornblendeskiferen nord for Middagsfjell er det også atskillige store pegmatittganger.

Midt opp i denne skiferserie er det derimot en meget betydelig lagerintrusjon av mer eller mindre skifrig sur aplittisk bergart, som er kontinuerlig rundt det meste av mulden, og undertiden delt opp i flere grener.

Øst for Botnelva er mektigheten 10—50 m, vestenfor går den opp i over 100 m. Den kan være meget regelmessig over lange strekninger, som regel temmelig skarpt begrenset, og bare de par steder hvor den sees å kile ut, finner man den splittet opp til en aplitt-injisert skifer.

Enkelte steder, som nord for Mølnelvtind, kan den være ualminnelig frisk og av granittisk utseende, med opp til 13% mikroklin, så den atskillig ligner de skifrige granitter nærmest over Tysfjordgranitten, om enn ikke så kalirik. Som regel er den imidlertid fattigere på kalifeltspat, har kjemisk nærmest en trondhjemitisk sammensetning, virker ofte sliret og uren.

Karakteristisk er den intime sammenheng med hornblendeskifer som den undertiden viser, skjønt den opptrer midt inne

i glimmerskiferserien. I passet sør for Sørfjordfjell er det således et 160 m bredt belte av denne aplitt, som til dels er sterkt sliret med hornblendeskifer, som den enkelte steder også kan sees å inneslutte i linser og bruddstykker. Hengende glimmerskifer er også sonevis aplitt-injisert, og aplitten får da glimmerrike bånd.

Nord for Lille Kjerringvatn, hvor aplitten på grunn av flatt fall og foldning har fått en horisontal bredde av 200 m, har den i liggen en ca. 30 m mektig mørk hornblendeskifer, delvis med den porfyrlastiske struktur som viser, at denne selv er en intrusiv. Nærmest hengen veksellagrer den til dels båndvis med hornblendeskifer, og tegn til sånne bånd kan også finnes midt inne i den.

Undertiden synes aplitten å kunne „avløses“ i strøk av hornblendeskifer, således på østsiden av Sandvatn, hvor det i et profil over dens sone opptrer nesten mer hornblendeskifer enn aplitt. Her begynner forresten sterke foldninger å gjøre seg gjeldende, så vi vest for nevnte vann får en tilsynelatende meget stor mektighet av den. Et karakteristisk profil over sonen, med angitte horisontale bredder fra hengende til liggende glimmerskifer viser:

100 m typisk hornblendeskifer.

40 - aplitt.

80 - vekslende bånd av hornblendeskifer og aplitt, til dels med mellomsure ledd.

300 - uren trondhemitt-aplitt.

25 - hornblendeskifer.

I sør for Nedre Mølnevatn er et sterkt rustparti i den urene aplitt nær dennes sørgrense. I overflaten sees bare spor av svovelkis, men partivis er bergarten helt utvitret.

Sørfjordens noritt-felter.

Aller øverst i muldens sentrale del treffes massive gabbroide bergarter, som viser seg å være noritt, temmelig identisk med den i Råna norittfelts bunnparti. På østsiden av Botndalen er det tre små atskilte felter, på vestsiden ett stort. I deres nærmeste omgivelser treffes på en rekke steder soner av kalk-

marmor, ofte brede, men uregelmessige. Denne rikdom på kalk virker overraskende, for i den nærliggende Pauro-mulde var det ikke tegn til kalk på denne horisont.

Imidlertid er forholdene enklere enn de ser ut til. Her i muldens sentrale del er det en storbølget aksefoldning, som har frembragt repetisjoner. De tre norittpartier i øst er således utvilsomt bare de gjenstående trauformige bunnpartier av et opprinnelig sammenhengende felt, og all den observerte kalk synes å kunne henføres til en og samme horisont, kort under norittfeltene. På noen avstand kan man iaktta lagenes vakre ombøyning. Denne opprinnelige sammenheng kan sikkert utstrekkes også til det vestlige felt, både for norittens og kalkens vedkommende.

I de østlige felter er noritten temmelig ensartet og frisk, med primær plagioklas og bevarte rester av pyroksenene, så den skiller seg helt fra de før omtalte basiske eruptiver lenger ned i lagrekken. I det store vestlige felt er den noe mer variert. De friske typer fører dels bare pyroksener, dels også olivin, undertiden med så rikelig plagioklas at det lokalt blir olivin-anortositter. Kvarternoritter forekommer ikke, men det finnes én stor og 4 små kupper av olivinrike peridoritter med enstatitt etc., alt av samme typer som i Rånafeltet. Betydelige deler av dette felt er helt uralittisert og omkrystallisert, så vel til småkornige typer som til grov flekket meta-gabbro. Hvor disse, særlig mot grensene, kan bli gneisaktig sliret, kan de få atskillig likhet med de før omtalte gabbrodioritter lavere nede, men leilighetsvis vil man finne partier tilbake med bevarte trekk av norittkarakteren.

Karakteristisk for noritten her, kanskje særlig nær grensen, er kryssende og svermende leukokrate strenger som gjennomsetter den. De er ganske smale, noen millimeter eller centimeter brede, men kan ofte opptre temmelig tett. Også i peridotittkuppene finner vi trondhemitt-aplitt, visstnok som ganger. De opptredende kvartsganger fører langt sjeldnere turmalin enn de tilsvarende ganger i Rånafeltet, men undertiden finnes den som et fint nettverk av nåler. Også i granittpegmatitt kort sør for norittgrensen er påvist turmalin.

Kalken under noritten.

Øst for Botndalen er kalken 5—15 m mektig, gjennomgående temmelig ren, men uregelmessig og lite kontinuerlig i strøk, til dels utlutet fra dagen i kjempemessige natur-sjakter. Som regel er den skilt fra norittens bunn ved 15—35 m mektig granatglimmerskifer, men ikke sjelden kommer de i direkte kontakt, således på sørsiden av midtre norittfelt. Her sees på lang avstand en hvit, lysende klump, som viser seg å være 15 m bred grovkornig marmor uten fortsettelse i strøk, og med hårskarp, vertikal grense direkte mot noritten. Denne er grovkornig, men har mot kalken en 1—2 dm bred finkornig, helt uralittisert grensefacies. En få mm tykk rand langs grensen består av kvarts og forskjellige kalksilikater. Kort østenfor sees bare rester av marmoren klebende på en loddrett norittvegg. Hvor kalken er helt borte, danner den før nevnte grenserand en skorpe på overflaten, full av ribber som har raket et par mm inn i marmoren. For øvrig er denne fattig på kontaktmineraler, bare på ledsagende kvartsårer er det dannet *grossular*.

Særlig på begge sider av det sydligste norittparti er skiferne en del rustne på grunn av svak kisimpregnasjon. Disse rustsoner synes her særlig å opptre like under kalken, sammen med et belte av gabbrodiorittisk hornblendeskifer. De synes nærmest å korrespondere med de laveste skifere over Giccegneisen i Pauro-mulden.

Vest for Botndalen finner vi samme kalkhorisont som mektige benker av temmelig uregelmessig utbredelse, og bare på sørsiden av noritten. Fig. 15. Først treffes i glimmerskiferterrenget ut mot stupet av dalen en vakker liten mulde, hvor kalken er bred, men bare 6—7 m mektig og overleires av typisk rusten glimmerskifer. Det synes som vi her befinner oss nær bunnen av den borteroderte noritt. Vel 100 m nordenfor treffes igjen kalk av utvilsomt samme horisont, som nå med 45° fall dukker inn under norittfeltet. Da denne meget godt illustrerer deres innbyrdes forhold, skal den omtales noe nærmere. Profilet er, med angitt horisontal bredde:

Noritt-grensen.

- 5 m glimmerskifer.
- 1,5 - kalkmarmor.
- 31 - granatglimmerskifer.
- 28 - grovkornig, noe silikatførende kalkmarmor. Den er sitrongul, visstnok bare i overflaten, og gjennomsett av små parallelle ganger av kvarts med vingul grossular, samt pegmatitt.

Østover bøyer kalken inn mot noritten, som avskjærer det hele temmelig brått, vestover går det mere gradvis. Her avskjærer norittgrensen først den smale hengkalk, nærmer seg litt etter litt hovedkalken, som den gjør smalere og partivis bryter seg helt igjennom. Et langt stykke kan den følges inne i noritten i form av avbrutte kalkpartier, fortsetter så igjen som et sammenhengende belte langs norittgrensen, inntil den under sterk foldning gafler seg i to grener. Den ene, i skiferen, slutter snart i en nydelig fold med steiltstående foldningsakse, markert av en dyp hule. Den annen, i noritten, synes først å forsvinne helt, men finnes igjen lenger inne i feltet, hvor en kalkknøl lyser hvitt på lang vei, overordentlig sterkt knadet og foldet, omtrent tvers på hovedstrøket. Til slutt fortsetter den igjen langs norittgrensen under Mølnelvtind, ca. 40 m bred, inntil den oppslukes for godt av noritten.

Det er helt på det rene, at alt dette hører til en og samme kalkhorisont, og det samme er sikkerlig også tilfellet med det belte som opptrer inne i skiferen lenger mot sørvest, temmelig bredt, men intenst foldet, til dels oppdelt i enkelte knadete linser.

Det framgår av de her beskrevete forhold mellom noritt og kalk, at noritten ikke har vist noen særlig fremtredende evne til å oppløse kalken, og heller ikke kan det her påvises kjemiske forandringer ved eruptiven, som skulle tyde på en slik in-situ-prosess i større skala.

Imidlertid er det utvilsomt at kalken er blitt borte i stor utstrekning, således mangler den på hele nordsiden av norittfeltet; men noritten er i virkeligheten bare bunnpartiet av et stort borterodert felt og oppe i den finner vi flere steder løse revete partier og bånd av glimmerskifer.

Det synes som om kalken, hvor den ved intrusjonen er revet løs fra sitt underlag, dels er hevet et stykke opp i magmaen, som vi nu kan iaktta det, dels også må være hevet så høyt, at den nå er blitt borterodert. Det er mulig at dens lette vekt i forhold til magmaen i visse fall kan ha medvirket. Har det herunder foregått en oppløsning av kalken, synes den i alle fall å være fordelt over et så stort magmavolum, at det ikke kan påvises direkte tegn til den i norittens sammensetning.

Den lange og intime berøring mellom kalk og noritt skulle by de beste betingelser for en kontaktmetasomatisk metalltilførsel til kalken. Noen sånn er det imidlertid ikke tegn til, hverken i form av sulfider eller silikater. De silikater som finnes, er således utpreget jernfattige og innskrenker seg vesentlig til vingul *grossular* (Ca-Al-granat) som er atskillig utbredt, særlig i små kvartsårer i kontaktsonen. Den har $n^{\text{Na}}=1,737$ og er altså praktisk talt jernfri.

Forholdet bekrefter den gamle erfaring at undersiden av intrusivmasser gir liten anledning til metasomatisk tilførsel, og naturligvis i ennå mindre grad når det som her gjelder utpreget basiske intrusiver.

Derimot er disse norittfelter de eneste steder på kartbladet, utenom Rånafeltet, hvor det skulle kunne forekomme nikkelmalm, men slike er hittil ikke påvist.

Botnelv-muldens vestlige avslutning.

Det inntreer her uregelmessigheter, som skaffer visse vanskeligheter med tydningen av forholdene vestover. Fig. 15.

Langs nordsiden av norittfeltet styker som nevnt aplittsonen regelmessig med sydlig fall inntil Nedre Mølnelvatn. På dettes nordside bøyer den om under intens foldning og fortsetter sør-
over, men nå i *invertert* lagstilling, altså vestlig fall, og med en mørk, finkornig hornblendeskifer i ligger, opp til Mølnelvtind og Øvre Mølnelvatn. Her er deformasjonen sterkest, med intens aksefoldning, rask veksling av bergartene og ofte høyst uregelmessig blanding av sort hornblendeskifer og lys aplitt.

På sørsiden av tinden og bort til Vesterskarvatn står en kornigere og massivere, mindre forskifret eruptiv, også den delvis båndet med aplitt. Den ligner en del gabbrodioritten,

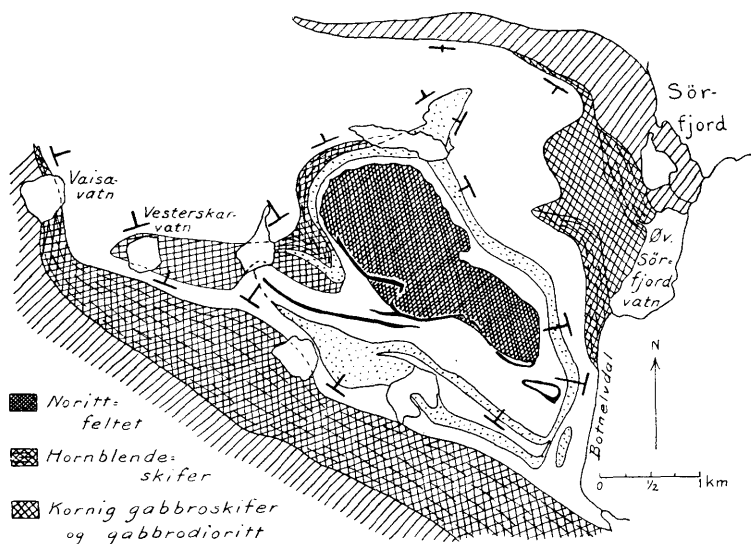


Fig. 15. Vestre del av Botnelv-mulden. Fordelingen av de basiske eruptivtyper. Fallretningene. Prikket: trodhjemitt. Hvitt = glimmerskifer og -gneis.

til en viss grad også typer av den uralitiserte noritt. Det er mulig at den avsluttes i en mulde like på vestsiden av Vesterskarvatn, uten den på kartet tegnede forbindelse med liggende hornblendeskifer i Vaisatind.

Fra Vesterskarvatn og til aplittombøyningen ved Nedre Mølnevatn har vi altså en regelmessig, invertert grenselinje, som påfallende nok faller omtrent sammen med den linje, hvor de undre basiske eruptiver plutselig avtar i mektighet, så vel i nord- som i sørflyøyen av mulden. Fig. 15. Vest for denne linje er et utbredt område av gneisaktig granatglimmerskifer over Govidalen, Slåttfjelltind og Gumojokka. I motsetning til de sterkt varierende bergarter østenfor er denne vidt omkring påfallende ensartet, grovbladig, gneisaktig, nesten overalt infiltrert med kvarts og pegmatitt i smale knuter, strenger og linser, men riktignok oftest sparsomt. Den ligner nå atskillig Gicce-gneisen, om enn fremdeles ikke så lys, og det kan neppe være tvil om at det ennå er dennes horisont vi befinner oss i. Den tilsynelatende altfor store mektighet her skyldes åpenbart foldninger

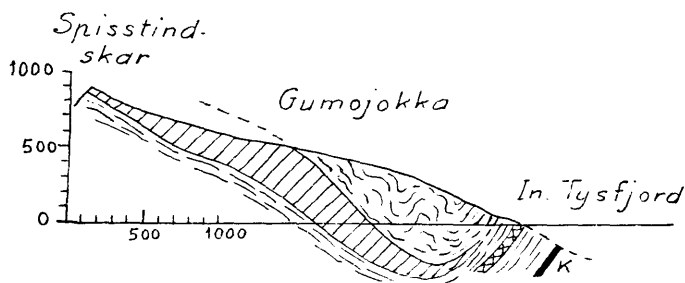


Fig. 16. Reppiskiferen (enkel skravering) forsvinner ved Gumojojokka.

i forbindelse med den før nevnte inversjon, som altså stryker tvers på muldens lengdeakse, men noenlunde parallelt med aksene ved Kjøpssvik.

Den nevnte inversjon, her med overfoldning mot øst, synes å være begrenset til de øvre lag, men gjør seg ikke gjeldende nede i Reppiskiferen. I Slåttfjelltind og Nesfjell er det riktignok atskillige foldninger, som gir denne en større bredde enn vanlig, men videre sør fortsetter den regelmessig og sterkt avsmalnende.

Anderledes i nordre gren av mulden. I Mølnelva sees Reppiskiferen ennå normal, men smalere. Videre vest forsvinner den helt, for ikke mer å kunne gjenfinnes. Dette forhold er høyst eiendommelig og vanskelig å tyde tilfredsstillende. Det kan konstateres at det ikke er tale om noen tilbakefoldning, ikke om noen forkastning og neppe heller noen normal utkiling, idet avstanden til den søndre fløy i Nestind jo er temmelig kort.

Det sannsynligste er at det er kalkglimmerskiferen som litt etter litt mister sine spesielle karaktertrekk og nærmer seg den normale kvartsglimmerskifer, og ovenikjøpet her kommer inn i det isoklinale foldningsbelte langs Indre Tysfjord (se senere). Ennå i Govidalens nedre del (under 300 m) er det enkelte lag som tenderer mot en slags kalkglimmerskifer. Profiliet fig. 16 viser det antagelige forhold.

Denne avslutning var for så vidt beklagelig, som Reppiskiferens karakteristiske sone ville vært meget nyttig for å klarlegge tektonikken nettopp i de vanskelig tydbare horisonter i vest.

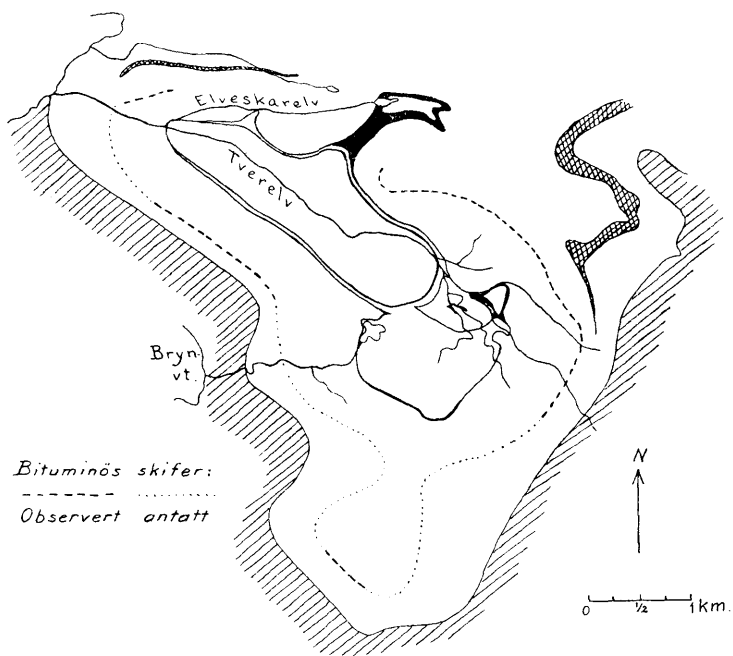


Fig. 17. Tverelvdalens sadel. Skravert = Reppiskiferen.
Kryss-skravert = hornblendeskifer. Svart = kalk.

Dens horisont i muldens nordre fløy må etter dette antas å fortsette i foten av Almenningsfjellet, ut mot Langnesset, noe i det hengende for de kalkbenker som sees å stryke noenlunde sammenhengende ut langs fjorden. Dette forhold medfører, som vi senere skal se, en betydelig avsmaling av plassen for ligg-skiferne videre mot vest, og det blir spørsmål om det foreligger en avskjæring av disse mot granittgrensen.

III. Tverelvdalens sadel.

Et blick på kartet viser, at når man kommer ned i det liggende av Reppiskiferen nord for de nå beskrevete mulder, møter man et uregelmessig billede av skifere, kalker og amfibolitter i snart steile, isoklinale, snart flatt foldete lag, og med tilsynelatende meget store variasjoner i mektighet.

I ett område finner vi en viss regelmessighet i disse undre horisonter, nemlig i den sadel som atskiller de nevnte mulder,

og gjennom hvis flattliggende lag Tverelva og Elveskarelva har skåret dype og vakre snitt. Som det sees, dreier det seg om en svak kuppelhvelving, idet dens lavere horisonter bøyer tilbake i seg selv. Fig. 17, 18.

På ryggen nord for Brynvatn finnes ligg-grensen av Reppiskiferen, som her er hullet, lettforvitrelig, forholdsvis planskifrig, med stadig oppstikkende lagkanter og uten bevarte skuringsstriper.

Den underliggende mektige granatglimmerskifer er grovflasrig, småkruset og småfoldet, med hard og glatt overflate, bortsett fra oppstikkende nudder av granat. Den er som regel kvartsinfiltrert, av et noe gneisaktig utseende, men helt uten pegmatittmateriale, og skiller seg ikke nevneverdig fra visse deler av de høyere skiferhorisonter, f. eks. i Middagsfjell. Nær grensen er det fremdeles noen hullete, kalkholdige soner i den, men i det store og hele er den ganske godt markert, og herfra synlig over lange distanser. Grensen sees flatt hvelvet opp mot isen på Gicce-öokka, svinger der nordover, mens de underliggende skifere sees i nesten horisontal lagstilling på nordsiden av Tverelvdal.

Ca. 600 m nede i denne skifer-serie finnes en kalkmarmorhorisont med flatt forløpende trasé

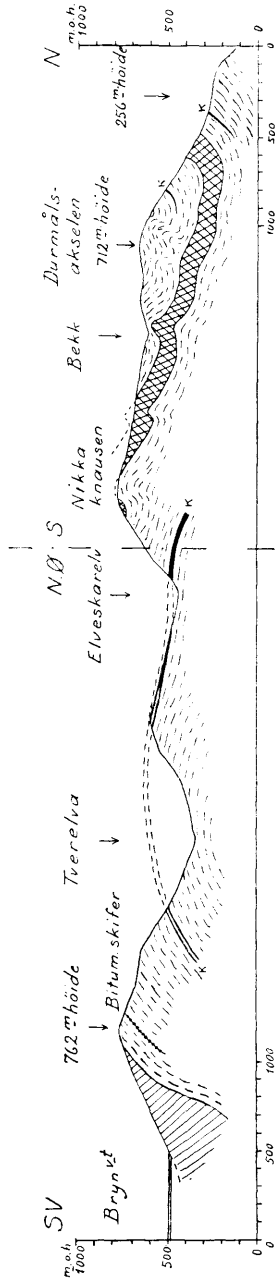


Fig. 18. Profil mellom Brynvatn og Austerdalen. Skarvett = Reppiskifer. Kryss-skarvett = hornblendeskifer. Streket = glimmerskifer. Svart, K = kalk.

i begge dalsider, men ganske moderate mektigheter. For det meste er kalken delt i 2 atskilte lag, med 7—30 m mektig typisk granatglimmerskifer imellom. Den undre kalk forløper med helt regelmessig trasé rundt alle dalsider, den øvre får et mer uregelmessig forløp, da den på en rekke steder når akkurat over dalkanten.

Innerst i dalen tar denne alene derfor en sving langt opp gjennom fjellet, her delvis sterkt småfoldet, og som det sees på kartet med de mest uventede buktninger og repetisjoner på grunn av det flate fall. Mektigheten er her blitt mindre enn vanlig, ofte bare et par meter, eller oppdelt i 3 kalkbenker innen en 5 m mektig lagpakke, og i liggen til dels med helt ubetydelig hornblendeskifer.

Vest og øst for 612 m-høyden gjør, som det sees, øvre kalk en bukt over dalkanten ned i Elveskardalen. I øst er den overliggende glimmerskifergneis såvidt gjennombrutt av erosjonen, så kalkens flate er blottlagt nedover skråningen, og den tilsynelatende får en meget stor bredde. I Tverelvdalens skrent sees her de virkelige mektigheter, nemlig undre kalk 8 m, skifer 7 m og øvre kalk 7 m. I Elveskardalen har disse forenet seg til en samlet kalkbank av minst 20 m mektighet, som danner en sluttet krets rundt dalsidene. Her stikker den altså for godt i dypet, for ikke på lang vei å komme opp igjen. Fig. 18.

Alt i alt har altså denne kalkhorisont sin største mektighet i nord og smalner av mot sørøst, hvor den til dels deler seg opp i ennå flere tynne kalkbenker. Fallet er ganske flatt rundt hele sadelen, unntagen lengst i vest, hvor det blir steilere og sterke foldninger begynner å gjøre seg gjeldende.

I dalens midtre del har erosjonen nådd ned til vel 200 m under kalkhorisonten, uten vesentlige forandringer av skifertypen.

Foruten kalken er det også en annen horisont som skiller seg ut fra denne ensformige skifer, nemlig en bituminøs sone ca. 150—200 m i ligg av Reppiskiferen, og med forløp helt kongruent med kalken. Den kan følges lange strekninger langs nordkant av 762 m- og 317 m-høydene, sørkant av 849 m-rygg, NO for 800 m-høyden osv. Se fig. 17. I typisk utvikling utgjøres den av 10 m mektig bituminøs skifer, derover 10 m rusten, bituminøs gneis og øverst få dm uren kalk.

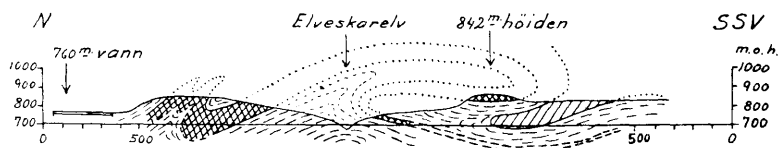


Fig. 19. Foldning etter østgående akse NV for Skogvatn. Kryss = hornblendeskifer. Enkelt skravert = Reppiskifer. Streket = glimmerskifer.

Som det sees, mangler hornblendeskifer helt i disse horisonter sør for Tverelvdaalen, mens den videre nord blir temmelig rikelig. Den første begynnelse til den treffes i ryggen SO for 849 m-høyden, hvor den er innleiret på en horisont mellom bitumen-sonen og Reppiskiferen. Skjønt den her bare er 5—6 m mektig, har den på grunn av det flate fall en anselig bredde. Nærmest i liggen, samt oppover i hengen av denne, er granatglimmerskiferen her planskifrig, godt spaltbar med sølvglinsende flater, spekket med bitte små granater. Det er det eneste strøk i distriktet, hvor skiferen nærmer seg karakteren av taks skifer, skjønt skifriheten synes helt å falle sammen med lagningen. Opp mot liggen av Reppiskiferen blir den etterhånden igjen mer grovflasrig, med større granater.

Den flattliggende hornblendeskifer fortsetter regelmessig nordover og svinger bort sørsiden av Elveskardalen, her til dels mer grovkornig, en sikker intrusiv. Hit har alt vært regelmessig, men heri inntreer nå en forandring. Skiferne blir atskillig foldet, med utpregete Ø—V forløpende horisontale foldningsakser over et bredt belte videre nord, og det blir vanskelig å utrede tektonikken og lagfølgen i detalj.

Et godt eksempel er 842 m-høyden, hvis øvre del har en kalott av horisontalt liggende hornblendeskifer, underleiret i nord, vest og sør av vanlig granatglimmerskifer. Distinkt under den kommer videre sør en tunge av normal Reppiskifer, altså en lagfølge som er helt motsatt av den normale, mens den i 868 m-høyden kort østenfor igjen er normal.

Den eneste mulige forklaring er en fullstendig og lokal inversjon av denne nesten horisontale lagrekke, som fremstilt på ovenstående profil, fig. 19. På tverrsnitt sees ofte intense foldninger. For å utrede tektonikken i detalj her ville kreves et kart av meget større målestokk.

Ved vestenden av Tverelvdal, kort nord for 317 m-høyden, begynner også en smal, øst-strykende hornblendeskifer et stykke i hengen av den bituminøse skifersone, og derfor på nøyaktig samme horisont som den i øst. Sammenhengen mellom dem kunne ikke uten videre konstateres på grunn av det utilgjengelige terrenget.

IV. Indre Tysfjord—Austerdalen.

Nordenfor de forholdsvis regelmessig byggede områder, som før er omtalt, kommer et tektonisk meget sterkt påvirket belte, som strekker seg langs Indre Tysfjords østgående gren, pl. I, fig. 2 og videre på begge sider av Austerdalen. Alle bergarter er her sterkt foldet, og fallet dels meget variabelt, dels isoklinalt. Fig. 21. Strøket holder seg mer ensartet på grunn av de flattfallende, i det store og hele øst—vestgående foldningsakser. Videre nord, omtrent fra midten av Gammeloftvatn, pl. III, fig. 2, blir fallet igjen forholdsvis regelmessig, flatt sydlig, inntil granittgrensen ved Æfjord.

Innen nevnte belte, hvor den vanlige granatglimmerskifer dominerer, opptrer atskillig hornblendeskifer i til dels ganske stor mektighet, samt en rekke kalksoner, mange ganske smale, spredt over et temmelig bredt område. Det lar seg ikke gjøre — iallfall ikke uten meget detaljert kartlegging — å forfølge disse i detalj, kombinere dem med sikkerhet eller avgjøre hvor mange horisonter de tilhører.

Sett i store trekk synes det imidlertid å være visse holdepunkter etter den ledetråd vi fikk i Tverelvdalens lagserie. Det belte av hornblendeskifer, som der begynte ganske smalt noe i liggen av Reppiskiferen, er utvilsomt det samme som etter en rekke foldninger kommer igjen i langt større mektighet i Nikka-knausen, og videre etter en uregelmessig, men flat og tydelig mulde, går ut i nordre fot av Daumannsakselen. Fig. 18. I liggen av denne ned mot Austerdalen er en ganske smal kalkbenk og glimmerskiferen blir etterhånden ganske flattfallende. Dens mektighet er derfor ikke større enn at den brede hovedkalk Straumtind-Gammeloftvatn kan antas å representere samme horisont som kalken i Tverelvdalen.

En tilsvarende, men mindre mulde, kan påvises sør for Gammeloftvatn, hvor hornblendeskifer av visstnok samme horisont

omslutter 738 og 919 m-høydene. Kort i liggen også av denne er en smal foldet kalkbenk før vi kommer ned i hovedkalken. Det lille muldeformige skall av hornblendeskifer i dalskråningen i sør, NV for 1046 m-høyden, hører antakelig også til samme horisont.

I det store og hele synes lagene her i Austerdalens botn, mellom de to mulder, og i de nærmeste fjell nord og sør for Austerdalen å være flatt undulerende, selv om lokalobservasjoner ofte kan vise steile fall. Av samme grunn er mektighetene ikke så store, som man ved et blick på kartet skulle tro.

Vestover fra Gammeloftvatn stryker hovedkalken intenst foldet og med sydlig fall, i liggen ledsaget av mektig hornblendeskifer. Etter en mulig avbrytelse når den til slutt ut i Tysfjord ved holmen utenfor Straumen. Mot øst forsvinner den temmelig plutselig i hornblendeskiferen. Å følge den helt kontinuerlig lar seg ikke gjøre på grunn av det overordentlig steile terreng og de ur-dekte brattskråninger. Enkelte tilsynelatende avbrytelser av denne og andre horisonter kan nok føres tilbake til disse vanskeligheter under kartleggingen, men som regel skyldes de den intense foldning med utvalsninger osv.

På sørsiden av Indre Tysfjord treffes en dobbelt kalkbenk ved Nisgamnes og Somarset, omtrent 400 m under Reppiskiferen. Den har altså omtrent samme posisjon som kalken i Tverelvdalen og hører sikkerlig til samme horisont. Også hornblendeskiferen kort under Reppiskiferen finner vi igjen som et 25—50 m bredt belte.

Denne kalk, som er sterkt foldet og småkruset og opptil 30 m bred, følges vestover langs kysten, snart på land, snart ute i fjorden, fram til Lagmannsneset, hvor den sees for siste gang som brede kalkbånd i gneisen. Østover går den likså kruset og med lignende bredde over Forhaug og Råvedfjell, senere avsmalnende og oppspaltet i flere strenger ut til halvøya Pollen, hvor den forsvinner.

Til den før omtalte kalk ved Straumen, som antokes å tilhøre samme horisont, er avstanden ca. $\frac{3}{4}$ km. Mellom dem er det flere ikke ubetydelige kalkbenker, 17, 8, 5, 10 m brede, alle med steilt sydlig fall og forsvinnende østover. Det ser derfor ut som vi her har et belte med isoklinal foldning og

repetisjon av samme kalkhorisonter. Beltet må nøyaktig falle sammen med Indre Tysfjords basseng langt utover, men bare på ett sted, ved Forhaugen, kommer kalken i land på nordsiden med 30 m synlig bredde.

Dette steiltstående, isoklinale belte går østover over i Austerdalens mer flattliggende, men fremdeles sterkt foldete lagpakker. Overgangen merkes allerede på halvøya i Pollen med dens flattliggende hornblendeskifer i horisontale folder og en markert antiklinal av underliggende glimmerskifer.

Granittinjeksjoner.

Som før nevnt var glimmerskiferne over Reppiskiferens horisont karakterisert ved pegmatittinjeksjoner, dels rikelig, som i Gicce-gneisen, dels sparsommere, og bare over mindre områder helt fraværende. I Reppiskiferen selv var disse pegmatitter meget sparsomme, og i de mektige lag av underliggende glimmerskiferer i Tverelvdalen var de så godt som fraværende.

Nu skulle man naturligvis vente, at i det her omtalte belte med sterk tektonisk påvirkning og foldning skulle disse pegmatitter opptre særlig rikelig, hvis de hadde noen direkte forbindelse med denne foldningsperiode. Så synes imidlertid ikke å være tilfellet. Glimmerskiferne er her de fleste steder fri for pegmatittinjeksjoner. Deres til dels gneisaktige utseende skyldes intens småfoldning i forbindelse med det alltid tilstedeværende feltspatinnhold.

Derimot opptrer atskillige steder båndet, omkrystallisert, granittisk utseende aplitt, som i fullt monn har deltatt i foldningen. Særlig karakteristisk finner vi dette i strøket Somarset—Grunnvoll—Sørfjord—Råvedfjell, omtrent fra liggen av den før nevnte smale hornblendeskifer under Reppiskiferen. Granatglimmerskiferen her får et enda mer gneisaktig utseende, frembragt av tallrike parallelle bånd av aplitt. Det er alle trinn, fra temmelig brede bånd av ren aplitt til ganske smale striper, foldet med skiferen og nesten overgående i den. Samtidig opptrer tallrike kvartslinser i skiferen, mens man bare rent lokalt finner en hvit, grov pegmatitt som tykke linser i den, eller uregelmessige, skjærende ganger, som også sees å skjære hornblendeskiferen. Leilighetsvis kan de rene aplittbånd også være meget intenst

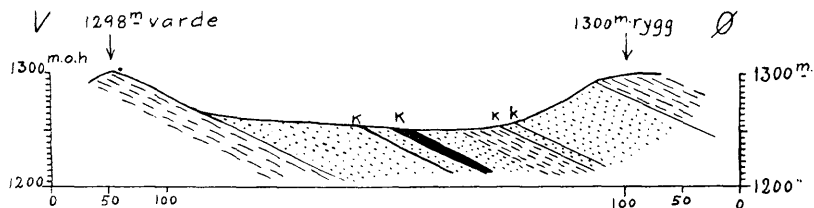


Fig. 20. Profil over kvartsitten vest for Baugevatn. Svart, K = kalk. Prikket = kvartsitt. Streket = glimmerskifer.

foldet, men normalt synes de å avstive skiferen, så det hele blir mindre foldet og får mere konstant strøk.

Aplitten kan ikke direkte iaktas å ha intrusivkontakt mot skiferen eller skjære denne, og undertiden er den noe oppblandet med skifermateriale, så kontrastene blir mindre skarpe. Mot den mulighet at det her skulle dreie seg om omkrystalliserte sparagmittiske sedimenter, taler deres uregelmessige utbredelse, deres smale vekselbånding med normal skifer, men fremfor alt den omstendighet, at vi også i hornblendeskiferen finner en tilsvarende bånding med en analog aplitt. Nettopp i denne sone synes hornblendeskiferen å være rikelig båndet med aplitt, som til dels nesten kan fortrenge den, og nesten synes genetisk sammenhørende med den.

En lignende sone av aplittbåndete glimmerskifere og smale kalkbenker stryker langs sørbredden av Gammeloftvatn og kommer igjen i en vakker sadel et stykke under hornblendeskiferen vest for 759 m-vann. Det dreier seg også her om samme aplitt, skjønt den ofte er sterkt oppblandet med skifermateriale. Delvis sterkt aplittbåndet er også den brede hornblendeskifer like under hovedkalken, samt den utkilende sørende av hornblendeskiferen vest for 759 m-vann, hvor det er dannet en nydelig båndgneis med skarpt begrensede, tynne vekselstriper av hvitt og svart.

Et lyst belte av annen karakter er innleiret mellom vestendene av Fonnvatn og Baugevatn, kort i ligggen av Reppiskiferen. Se fig. 20, som viser et profil over det oppe på 1300 m-ryggen.

Det er her et 170 m mektig belte av kvartsittisk utseende bergarter, i ligg og heng temmelig skarpt avgrenset mot godt skifrig granatglimmerskifer, som i hengen er av den før omtalte

planskifrige, søvglinsende type. Kvartsitten veksler med enkelte bånd av en meget kvartsrik glimmerskifer og et 40 m belte av normal granatglimmerskifer, samt 4 lag av kalkmarmor, fra 1 til 30 m mektige. Det hele har ennå Pauro-muldens meget regelmessige lagstilling. Mot øst fortsetter kvartsitten avsmalnende og til dels i store folder under 1129 m-toppen og forsvinner under Baugevatns bre. Mot vest stikker den under Fonntind-breen, men det er antakelig den samme som kommer igjen øverst i Elveskardalen, intenst foldet. I det omgivende distrikt mangler kvartsitt på denne horisont.

Bergarten har som rimelig kan være ingen klastiske trekk bevart. Den holder over 90 % SiO_2 og fører foruten litt plagioklas og biotitt også omtrent 10 % frisk mikrolin, et mineral som er ganske fremmed for de sedimentære glimmerskifere i distriktet. Det kunne for så vidt være grunn til å overveie, om den skulle ha forbindelse med de tvilsomme mikroklinførende „kvartsittgneiser“, som opptrer langs Tysfjordgranittens hovedgrense i syd, ikke langt under Reppiskiferen, eller med den store trondhjemit på samme horisont lenger nord.

På kartet er avsatt 3 små serpentinkupper i forbindelse med smale hornblendeskifere, fra kort vest for Baugevatn til henimot Nikkaknausen. Den største av disse, ved 898 m-tjern, er 50 m bred og sterkt fortalket. Interessant er det, at i samme belte fantes sør for 1046 m-høyden også en minimal serpentinkuppe på noen få meters diameter. Den viser med hvilke overordentlig små dimensjoner disse ennå kan opptre helt isolert og helt individualisert. På ryggen sør for Straumen opptrer endelig den vestligste serpentinkuppe innen dette område, her i glimmerskifer. Den er noe større, og også den atskillig fortalket.¹

V. Grenseområdet mot granitten i nord, mellom Isfjell og Russvik.

Nord for den nettopp omtalte foldningssone, omtrent fra Gammeloftvatn og 698 m-vatn, følger ensartete granatglimmerskifere videre nordover, uten innleiret hornblendeskifer og bare med et par temmelig ubetydelige kalkbenker, med stadig flatere sydlig fall fram til granitten i Æfjord.

¹ Denne ble for noen år siden undersøkt av Trondheims domkirkes folk, som imidlertid ikke kunne bruke den.

I liggen følger et omtrent 250 m mektig belte av lys, finkornig, oftest aplittisk granittgneis. Som regel er den helt ensartet, men undertiden sees smale soner i den som er rustne og urene og antakelig representerer litt innesluttet skifermateriale.

Nedad går aplittene med forholdsvis skarp grense, og her uten antydning til bunnglimmerskifer, over i normal, grov Tysfjordgranitt, nesten uten parallelltekstur. Dennes overflate danner lange strekninger et lett fremkommelig, flatt gulv, som en hylle i den ellers bratte fjellvegg, fra 780 m-vann over 732 og 646 m-hyllene og videre på 903 m-hyllen.

Grenseflaten varierer fra nesten horisontal til 15° sydlig fall og er svakt undulerende, idet den gjennomgående er lavere foran dalgangene enn foran fjellnesene. I skaret for enden av Norddalen rykker grensen for den grove granitt sørover i en tunge, og her treffes på grensen en få meter mektig sone av mørk, skifrig glimmerskifer eller skiferblandet aplitt. Den overliggende granittaplitt rykker på grunn av det flate fall meget langt nedover Norddalen.

Det omtalte belte av granittaplitt-gneis, som overalt danner skillet mellom Tysfjordgranitten og de overliggende glimmerskifere, er imidlertid ikke det eneste. Oppe i skiferserien sees på lang avstand flere lyse soner, som også viser seg å være granittaplittisk, gjennomgående mere finkornig og skifrig enn den nedenfor. I det store og hele synes disse å smalne av og kile ut sørover, bort fra granittgrensen og henimot det foldete område.

Disse vekslende belter sees meget vakkert i de takkede tinderekker i Saltelv- og Tauselvtind med flere. Pl. II, fig. 1. Glimmerskiferen inntar som regel selve toppene og granittaplittene deres bratte nordskrenter og skarene mellom dem. I Kopptind gir denne veksel seg meget vakkert uttrykk i topografien. Fig. 21 og Pl. VIII, fig. 2. For øvrig er det også enkelte smale aplitter inne i skiferbåndene og enkelte smale skiferlag inne i aplittbåndene. Det hele er absolutt parallellanordnet og har opptrådt som en samlet enhet under foldningen.

Fjellbygningen er ganske ensartet så langt vest som til utløpet av Øvre Russvikvatn og Indre Russviktind. De lavere deler av skiferserien har fremdeles det regelmessige, men her litt sterkere sydlige fall, og med et par smale kalkbenker, 2 og

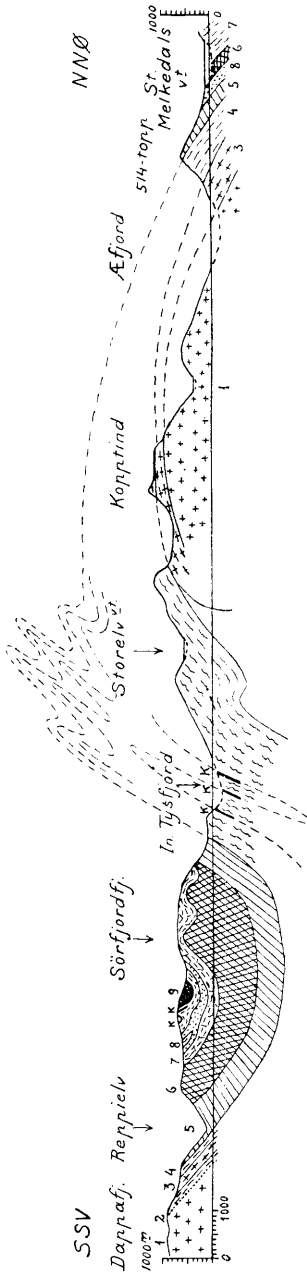


Fig. 21. Profil fra Mannfjord-distriktet over vestre del av Botnelv-mulden til Melkedalen.

1. Tysfjord-granitt. 2. Bunn-kvartsitt og -glimmerskifer. 3. Granittgneis. 4. Kvarts-glimmerskifer. 5. Reppiskifer.
6. Hornblendeskifer. 7. Giece-gneis. 8. Trondhjemitt. 9. Sørfjordens noritt. K = kalk.

5 m mektige. Lagene stryker til dels diagonalt over den smale fjell-egg, så den blir takket og vanskelig fremkommelig. Mot det hengende, ned mot Indre Tysfjord og Forhaug-landet, blir skiferen etterhånden intenst småkruset og småfoldet, i enda høyere grad enn sør for fjorden, så strøk og fall ofte blir helt ubestembare. Den er ensartet og forholdsvis lys på grunn av muskovitt-innholdet, og med store granater. Der er rikelig infiltrasjon av små kvartslinser, men ingen granittiske intrusjoner, hverken av aplitt eller pegmatitt.

Fra utløpet av Øvre Russvikvatn tiltar granittaplitten på grensen sterkt i mektighet, og samtidig inntreffer en markert inversjon av hele bergartsserien, antydnet på fig. 21. Den karakteristiske Presttind har en flatt mot SO hellende rygg. Pl. VIII, fig. 1. Dennes overflate faller sammen med den svake parallelltekstur i Tysfjordgranitten, som ennå finnes forholdsvis nær under aplittgrensen, og som også betinger den nesten horisontale lille flate på toppen av Stedtind. I sørskråningen av Presttind hvelver imidlertid fallet over til sørvestlig, også her parallelt overflaten. Ved utløpet av Øvre Russvikvatn er det blitt omtrent loddrett og videre vestover blir det invertert til nordøstlig fall, som omfatter hele den

mektige aplittserie til Nedre Russvikvatn og glimmerskiferen videre ned til Indre Tysfjord, og som holder seg vestover til trakten om Fuglfjorden.

På en del av denne strekning er det et smalt og kontinuerlig glimmerskiferbelte, som skiller den grove Tysfjordgranitt fra granittaplitten, samt et par lignende belter inne i aplitten.

VI. Granittgrensen ved Mannfjord

Forholdene ved grensen mot granitten i sør illustreres godt ved et profil over Lille Mannfjellvatn, fra liggen av Reppiskiferen, fall 30—35° nordlig, som på venstre del av profiltegningene fig. 13 og 21.

Mektighet Reppi-skifer.

Bunnglimmer-
skifer

- | | |
|----------|--|
| 50 m | Gabbroskifer, forholdsvis grov, vestover overgående i vanlig hornblendeskifer, til dels innleiret i underliggende: |
| 75 - | Vanlig granatglimmerskifer, nedad skarp grense mot: |
| 60—110 - | Granittaplitt, finkornig, temmelig skifrig. |
| 40— 50 - | Litt grovere granittskifer. |
| 80— 50 - | Noe rusten glimmerskifer, intimt blandet med granittaplittbånd. |
| 20— 50 - | Noenlunde ublandet glimmerskifer. |
| 30 - | Kvartsskifer eller „kvartsittgneis“, sukkerkornig. |

Tysfjordgranitt, meget grov og massiv, delvis med litt parallelltekstur, særlig langs den skarpe grense.

Denne skifrige „kvartsitt“ hviler altså på massiv granitt og overleires av en lagpakke av skifrige bergarter. Det lå derfor nærmest å anta, at den var en sedimentær basalkvartsitt over eldre granitt, skjønt den ikke viser spor av bevarte klastiske trekk og heller ikke tegn til noe basalkonglomerat. Det er imidlertid, som nevnt i oversikten, en rekke momenter som gjør, at denne enkle tydning blir meget tvilsom. Foreløpig skal bare nevnes at det på denne ene lokalitet ble påvist et betydelig flusspatinnhold i dens undre del. Bergarten holder over 92% SiO₂, men fører ca. 8% frisk mikroklin og omtrent like meget serisittisert albit, og ligner strukturelt meget granittaplitten.

Den overliggende glimmerskifer danner over lange strekninger et smalt bånd, som skiller den massive granitt fra de overliggende skifrige granittaplitter, og vil i det etterfølgende

bli kalt „bunnglimmerskiferen“. Den er karakterisert ved omtrent overalt i overflaten å være en del „råtten“ og litt rusten som følge av en svak kisimpregnasjon. Derav har den nærliggende rygg nord og øst for 812 m-tjern fått navnet Raubergryggen.

Sammenlignes profilet her med det tilsvarende på nordsiden av mulden, fig. 21, finner vi, at mektigheten fra bunnen av Reppiskiferen og ned til granittaplitten og til Tysfjordgranitten her er overordentlig meget mindre. Likså mangler ganske de kalkbenker, som opptrådte på nordsiden, men øyensynlig dypere ned enn vi her når.

Dette gir anledning til følgende betraktninger:

1. Betrakter vi Tysfjordgranittens overflate som en konstant horisont, slik som det i detalj alltid ser ut til, og som „kvartsitten“ a priori kunne tyde på, måtte det altså forutsettes en meget rask avtagning på temmelig kort avstand fra en mektig lagrekke nord for mulden til en ganske tynn, men over lange strekninger konstant, lagrekke sør for mulden.

2. Går vi på den annen side ut fra undergrensen av Reppiskiferen, som er en sikkert konstant horisont, synes aplittbeltet langs granitten i sør ikke å korrespondere med det tilsvarende langs granitten i nord. Derimot opptrer det på temmelig nøyaktig samme horisont som de før omtalte aplittinjeksjons-soner i Indre Tysfjords foldningsbelte. Likså kommer „kvartsitten“ ved Mannfjellvatn på omtrent samme horisont som den før omtalte kvartsitt vest for Baugevatn. Dette forutsetter altså en meget betydelig avskjæring av lagene fra Tysfjordgranittens side.

Den her omtalte lagserie følges ensartet og regelmessig vestover til Dappavatn, hvor kvartsitten forsvinner. Vest for Hollafjell følger så en lokal synklinal med loddrett eller endog invertert skarp grense mellom grov, massiv granitt og sterkt kruset og foldet, til dels aplittinjisert glimmerskifer. I Raubergryggen vestenfor blir fallet igjen ganske flatt nordlig, så den lett rustne bunnglimmerskifer får en stor horisontal bredde, inntil den med steilere fall setter ut for stupet mot Musken.

Herfra danner nu hele komplekset, se fig. 22, en vakker sadelbue mot nord, som utgjør den nordlige avslutning av det

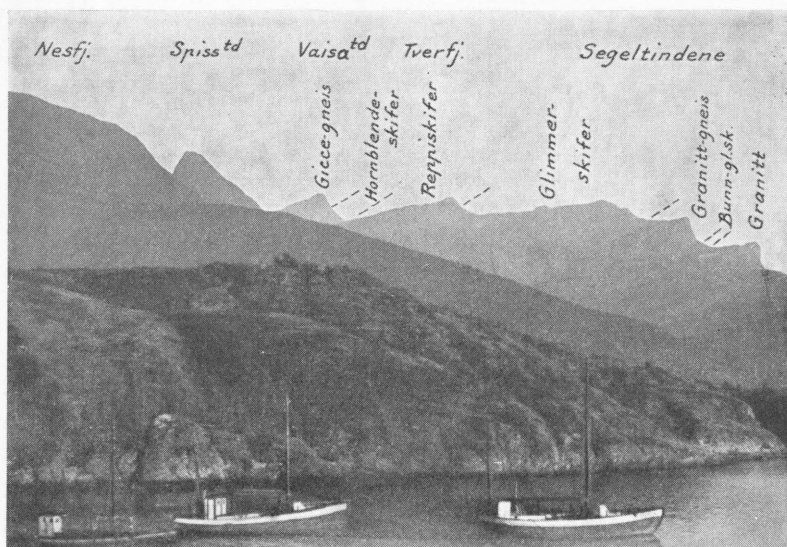


Fig. 22. Det karakteristiske profil Segeltind—Vaisatind, sett fra Tysfjord kirke. St. Foslie $\frac{2}{9}$ 1920.

store granittmassiv som av Karl Pettersen i sin tid ble kalt Kjølganitten, og som er identisk med Tysfjordgranitten. Sentrum for denne store sadelbue utgjør den bredste del av Mannfjordens basseng, og den fører med skarp ombøyning over til den inverterte, nord-sør-strykende skifersynklinale i vest.

Granitten danner karakteristiske glatte flåg og er ensartet grov og massiv med antydning til en flasrig parallelltekstur, særlig henimot grensene. Undertiden holder den grove type seg helt fram til grensen mot bunn-glimmerskiferen, men som regel er de nærmeste par meter mere småkornig og skifrig. Enkelte steder, som f. eks. under Segelfjell, kan dette skifrige belte av granitten få atskillig bredde, og da kan kontrasten mot de overliggende granittaplitter bli mindre skarp eller helt utydelig.

Imidlertid er de her overalt atskilt av et kontinuerlig belte av bunn-glimmerskifer, der som en bratt liten hammer stryker opp mellom første og annen Segeltind, videre får 60—70 m mektighet rundt nordbøyen, avtar mot Grindvikklubben, hvor den er sterkt aplittbåndet, „kleber“ seg på brattveggen av Kvasviktind, og når kartgrensen med 30 m mektighet i invertert

lagstilling. „Kvartsitten“ i det liggende er det helt slutt med. Skiferen er infiltrert med en del kvartsårer, men ingen pegmatitt.

Den overliggende granittaplitt får en overordentlig stor økning av mektigheten rundt sadelens nordre bøy omkring Storåvatn. Ellers er den helt typisk, massiv eller stripet, oftest finkornig, til dels helt lys med karakteristiske spredte, snoraktige, glimmerførende strenger, undertiden også innleirete lag av normal granatglimmerskifer. Særlig i sin liggende del har den undertiden grovere kornighet, f. eks. ved Grindvikklubben, hvor den utgjør en stripet, middelkornig granitt, så grensen mot hovedgranitten kan synes tvilsom. En rekke steder, særlig mellom Musken og Funta-elv, har den liggende del et porfyrgranittisk utseende. Det er sikkerlig porfyrklaste, som betegner et mellomstadium i omkrystallasjonen.

Over aplitten følger fhv. grovflasrig, normal granatglimmerskifer uten pegmatitt, men en del kvartsinfiltrert. I disse kvartslinser sees i Kvasvika en del magnetkis. Den overliggende Reppiskifer har i vest langt mindre mektighet enn før, knapt 150 m, og blir også etter hvert mindre skarpt definert.

VII. Forbindelsen med Kjøpsvik—Grunnfjord-synklinalen.

I den sydlige del av denne synklinale, hvor Reppiskiferen ennå kan følges, synes lagfølgen forholdsvis klar. Verre blir det i den nordlige del, hvor Reppiskiferen som før omtalt forsvinner, hvor det inntreffer store foldninger, og hvor det har stor interesse å bestemme horisonten for de svære kalkmasser som opptre her.

Dette er av foran nevnte grunner ikke så liketil. Nærmer man seg dem fra granitten i vest og nord, synes de nærmest å måtte ligge under Reppiskiferen og svare til den mektige kalk i Austerdalen. Nærmer man seg dem fra sør, synes de ganske sikkert å ligge over Reppiskiferen, og ser man på foldningsaksene synes det endog en mulighet for at de kan komme helt opp i Håfjells-kalkens horisont. I begge de siste tilfelle kreves en betydelig overskjæring fra Tysfjordgranittens side.

I mangel av kontinuerlige ledelag får vi prøve med erfaringene fra granittinjeksjons-sonene. I de østenforliggende områder såes, at granittpegmatitt praktisk talt manglet i Reppiskiferen

og underliggende lag. Dette gjaldt så vel i de regelmessige lag sør for muldene, som i foldningsområdet nord for dem. Noe over Reppiskiferen derimot var det enten meget utpregete pegmatittinjeksjoner, som i Pauromulden, eller sparsomme, som i Botnelvas mulde og vestover.

Langs vestkysten av denne samme halvøy mellom Mannfjord og Indre Tysfjord finnes nå det samme forhold igjen. Under Reppiskiferen finnes ingen pegmatitt, men kort i hengen av den blir glimmerskiferen pegmatitt-injisert over Bjørknes—Mølnvika—Storå, videre langs hele kysten så høyt opp som til 500 m o. h. på nordsiden av Nesfjell, og videre helt fram til Langneset.¹ Vi kan etter ovenstående regne med at hele dette område hører til hengen av Reppiskiferen.

Ved Stordalen er det en 7 m bred kalk som ikke finnes videre nordover, ved Nes og Klubben en 90 m bred kalk, som er sterkt kruset, forurenset av meget kalksilikater og rikelig gjennomvatt av granittpegmatitt.

Skiferen mellom disse kalkhorisonter er i 4—500 m bredde påfallende rusten. Lignende er ellers bare påtruffet nær liggen av norittfeltene i Botnelvas mulde, samt i stor utstrekning over Gicce-gneisen i Pauromulden og i Børsvasstrakten. Mot sør går den ut i sjøen, mot nord fortsetter den samlet eller bare båndvis rusten i et bredt belte opp til Brenneset, her sterkt foldet, og så langt øst som til bukten før Langneset.

Skjønt også denne skifer er rikelig pegmatittinjisert, er det åpenbart at rusten ikke har noen forbindelse med denne injeksjon. Det er nærliggende å anta, at en av de herværende kalkhorisonter korresponderer med den som bruddstykkevis var bevart i liggen av norittfeltene.

På Kjærneshalvøya sør for Mannfjord finnes et nøyaktig lignende profil. Pegmatittinjeksjonen begynner på neset sør for Kjærnesholmen, og omfatter hele halvøya videre vest. Den smale kalk fra Stordalen kommer over Kjærnesholmen, her 12 m bred, og derover den sonevis sterkt rustne skifer. Rusten er så vidt sterk at den også gir seg til kjenne i bekkeløpene, men

¹ Kartet gir ikke et helt tilfredsstillende bilde av pegmatittinjeksjonene, da de bare er avsatt hvor de opptrer rikelig, og med samme betegnelse som enkelte rikelig aplittbåndete soner.

sees å opptre vesentlig på overflaten som følge av oksydasjon av en svak kisimpregnasjon. Så følger tre kalksoner, 60, 6 og 40 m brede, den siste ledsaget av hornblendeskifer, alle tre med regelmessig forløp til kartgrensen i sør. Det er den første av dem, som korresponderer med Nes-kalken. Videre vest over Kjærklubben er den pegmatittinjiserede glimmerskifer sterkt foldet, og med et inntil 50 m bredt linseformig bånd av granittisk aplitt.

Overensstemmelsen er så stor at det med sikkerhet er samme horisonter som herfra i en vakker, jevn bue følger langs Tysfjorden innover mot Brenneset. På nordsiden av fjorden finnes kalken imidlertid ikke igjen i strøk-fortsettelsen.

VIII. Kjøpsvik—Grunnfjord-synklinalen.

Fra Kjøpsvik og nordover har vi et av distriktets mektigste kalkfelter, idet den horisontale bredde går opp i 600 m. Pl. V, fig. 2.

Av kartbilledet, fig. 23, får man straks det inntrykk, at det dreier seg om en flattliggende mulde, som utgjør den nordlige avslutning av den foldningsgrøft, som strekker seg sørover til Grunnfjorden. Dette fremheves ytterligere av en kvartsitt kort utenfor hovedkalken og videre ennå et par smale kalkbenker, alt med den samme vakre ombøyning.

Imidlertid viser det seg snart at tydingen av tektonikken ikke er så enkel som det ser ut til. Foruten de større foldninger, som framgår av kartbilledet, er det en mer eller mindre intens småfoldning etter akser, som ikke er særlig regelmessige eller godt markerte. Fallvinkelen er, hvor den overhodet kan måles i kalken, som regel loddrett eller steilt østlig. Langs grensene er det ofte vekslinger mellom kalk og glimmerskifer på grunn av innfoldninger, f. eks. NV for kirken, eller en takket grense som går diagonalt på hovedstrøket, som NO for Lillebotn-vatn (97 m-vatn). I profil sønnenfor dette sees også sterkt foldete skiferbånd og meget uregelmessige skiferpartier midt inne i hovedkalken. I den øvre ende, like under 436 m-høyden, er det ikke noen jevn ombøyning, men kalken er som smale, rette bånd innfoldet i skiferen, og ombøyning kan bare iakttas i de enkelte skiferlag.

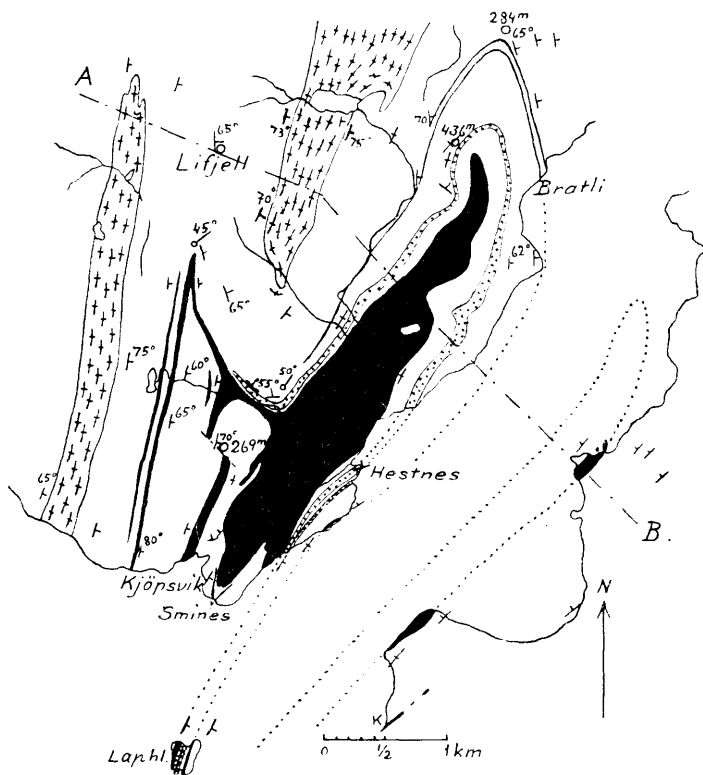


Fig. 23. Foldningene ved nordenden av Kjøpsvik-mulden.

Flytter vi så til sørvest-enden av den formodede mulde, viser det seg, at i østkanten av denne, innenfor sementfabrikken, stryker kalken med steilt fall og ca. 100 m bredde rett ut i sjøen mot sør, mens det øvrige av den brede kalk slutter plutselig like før den når sjøen ved Smineset. Skjønt kalken også her tilsynelatende har steilt fall, synes den å slutte i en lokal mulde under meget sterk foldning. Denne er ytterligere markert av en smal kalk like under, som med skarp ombøyning såvidt når ut i sjøen.

Mens det altså i feltets øvre del nærmest ser ut til å være en isoklinal mulde, med kvartsitten i liggen, synes den i sør-enden nærmest å måtte tydes som en kombinert sadel, med kvartsitten i hengen.

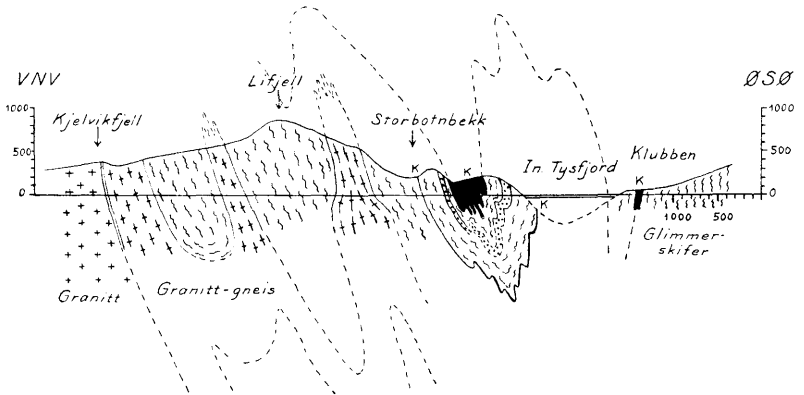


Fig. 24.

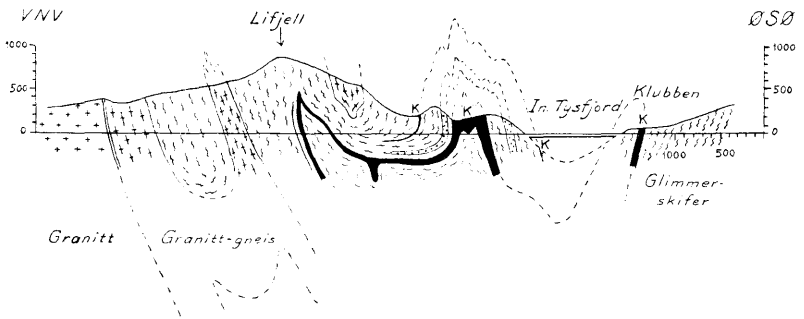


Fig. 25.

Profiler Kjelvikfjell—Klubben. Svart, K = kalk. Prikket = kvartsitt. I øverste profil er Kjøpsvik-kalken tydet som mulde, i nederste som sadel. I begge sees bergartsgrenser og fallvinkler i overflaten å være identiske.

De to alternativer er tegnet inn over en og samme profil-linje, fig. 24—25, og sees i store trekk å være speilbilleder av hinannen. Det sees også at tydningen som normal mulde forutsetter et flatt aksefall mot SSV, tydningen som sadel et flatt aksefall mot NNØ. Sadel-profillet sees i det store og hele å stemme best med kartbilledet, men av andre grunner er det temmelig umulig å godta. Som vist i forrige avsnitt, hører lagserien her utvilsomt hjemme *over* Reppiskiferen. Hvis derfor den mektige kalk her dukker ned, måtte den nødvendigvis komme opp igjen et sted før granitten i nordøst, hvor det som

før vist, kommer lag fra det *liggende* av Reppiskiferen. Der finnes imidlertid intet tegn til den.

Østgrensen av feltet løper forholdsvis regelmessig og gir ingen entydig løsning av problemet. Denne må, som vi skal se, søkes i vest.

Ved øvre Hestneselv grener en kalksone i vakker bue, og med bare 55° nordlig fall, av fra hovedkalken. Den stryker i omtrent rett vinkel mot denne og med ca. 40 m bredde opp mot Lifjell. Kwartsitten følger med i ombøyningen, men kiler snart ut. Kalken derimot fortsetter, et sted utpresset til bare ca. 10 m bredde, og når helt opp til 600 m o. h. under Lifjellstoppen. Her ender den i en spiss ombøyning og setter rett ned fjellet mot sør som en dobbelt kalkbenk, 40 og 25 m bred, hvorav den første når helt til sjøs. Fra omtrent 200 m o. h. satte en parallell kalkbenk også sørover, likeledes med steilt østlig fall. Etter en liten foldningsforkastning under 269 m-høyden når den sjøen ved Kjøpsvik-gården med $40+10$ m bredde.

Det er en absolutt sammenheng mellom alle disse kalker, og de hører derfor utvilsomt til samme horisont som hovedkalken. Som anført er deres mektighet ganske moderat, selv om det tas hensyn til forminskelse ved delvis utpresning, og det samme var tilfellet i sørøstfløyen. Vi kan herav trekke den slutning, at hovedkalkfeltets virkelige mektighet på langt nær er så stor som den gir inntrykk av, men er fremkommet ved de intense foldninger og ombøyninger.

Ved disse vestlige kalker kan det også observeres sikre foldningsakser. De viser seg å falle $45-50^\circ$ mot nordøst, altså inn under skiferen og granittaplitten i nord. Dette bekrefte ytterligere i spissen av kalkbøyen oppe under Lifjell, hvor det i forlengelsen av kalken nordover opptrer rikelig ganger og linser av pegmatitt. Ved disse er det huler ned mot dypet som viser at kalken fortsetter inn i Lifjell under overflaten.

I dette område har vi altså en distinkt antyklinal-karakter med kvartsitten tilsynelatende i hengen, men med langt steilere foldningsakser enn begge de før nevnte alternativer forutsetter. Dette gir nettopp løsningen på problemet.

Antyklinal-karakteren er i virkeligheten fremkommet ved en oppstuing og delvis overkipning av hovedsynklinalen og

dens foldningsakser mot granitten i nord. Det blir så å si en kombinasjon av de to foran gjengitte profiler. Det er ikke noen tilfeldighet at dette er inntruffet akkurat mot det område, hvor hovedgranittgrensen i nord mellom Russvik og Fuglfjord som før omtalt selv er invertert.

En følge av den samme tektonikk er åpenbart også den eiendommelige opptreden av granittaplittene i vest. Som to motsatt rettete kjempemessige tunger trenger de langt inn i skiferområdet uten overskjæringer, og i endene kiler de ikke ut mellom skiferlagene på vanlig måte. Ved den østre, i Svartelva, bøyer skiferne tydelig rundt, mens tungen vest for Lifjell avsmales hakeformig under plastisk siksak-foldning av aplitten selv. Det er klart at denne arkitektur skyldes storslåtte foldninger, og med den store høydeforskjell i terrenget er det også tydelig at foldningsaksene ikke kan være flattfallende. De har tilnærmet det samme fall som de nettopp omtalte i kalken.

Å fremstille denne bygning selv i en stereografisk tegning ville bli forholdsvis komplisert. Best forestiller man seg den ved å tenke seg akselinjer trukket fra spissene av kalk og aplitter nedover med ca. 45° fall mot nordøst, og tenke seg foldning om disse linjer. Imidlertid er som før nevnt også foldningsaksene i dette område variable. Således er det på Hulløya i sør lignende forhold, med to skiferbuer som bøyer symmetrisk rundt mot aplitten med loddrett fall. Her er åpenbart foldningsaksene omtrent vertikale.

Det synes videre som disse foldninger om mer eller mindre steile eller inverterte akser er begrenset til området nærmest den vestlige hovedgranitts store ombøyning. Østover blir flatere akser rådende, og sørover hovedsynklinalen mot Grunnfjord med sine lange, regelmessige, parallelle kalksteinsbånd må de tilnærmet horisontale akser være enerådende.

Hovedkalken i Kjøpsvikmulden er en temmelig grovkornig, lyst grålig kalkspatmarmor med en viss likhet med Ballangsmarmoren, men ikke fullt så ren, og lokalt svovelkisførende. Se analyse s. 246.

Kvartsitten er plattig eller iallfall stripet, hvit, til dels endog glassaktig. Den fører praktisk talt bare kvarts og muskovitt, oftest uten nevneverdig feltspat, og er den av alle kvartsberg-

arter i distriktet som mest har karakteren av en normal, sedimentær kvartsitt. Se analyse s. 234.

Profilen i Svartelva er, regnet fra den overordentlig sterkt foldete hovedkalk mot liggeren:

Hovedkalken.

25 m glimmerskifer.

60 - kvartsitt.

55 - glimmerskifer.

8 - sterkt uren kalk (liggkalken).

80 - granittinjisert glimmerskifer, sterkere foldet.

5 - hornblendeskifer.

Mektig granittinjisert glimmerskifer, men med avtagende injeksjon henimot granittaplitten.

Den smale liggkalk fortsetter nordover, snart som to parallelle benker i 30—50 m innbyrdes avstand og med mektigheter på 2—6 m rundt bøyen ned til Bratli. Det er sikkerlig den samme, som så vidt kommer på land igjen øst for Tysfjord kirke med 10 m mektighet.

Kvartsitten blir urenere og smalere mot sør og kiler helt ut kort etter den før omtalte inverterte ombøyning. I løse blokker i bekken sees her spalteganger av kvarts med rikelig svart turmalin. Nordover fortsetter den sammenhengende og aldri under 35 m bred rundt ombøyningen, et par steder med store foldninger, særlig sør for Kikviknes. På Hestneset kommer den på land igjen, men nå urenere og betydelig mere feltspatførende og med en ordinær hornblendeskifer kort i liggeren. Den grove granatglimmerskifer videre ut til liggkalken ved stranden er like rikelig granittinjisert som Gicce-gneisen, og kan studeres i gode blotninger. Mens Gicce-gneisen var intenst småkruset og pegmatitten som skvettet ut med en malerkost, opptrer den her med en annen type, som vi kan kalle *knutesnor*-form. Det er lange, helt hvite, parallelle striper, oftest millimeter- til centimeter-brede, og med større eller mindre knutelignende utvidelser på stripene. Fig. 26. Stripene eller snorene består av en finkornig aplittisk blanding av overveiende feltspat med en del kvarts. De er skarptskåret og kan undertiden opptre som hinannen svakt skjærende ganger. Tross den finkornige struktur er det tydelig at de hører sammen med den før omtalte yngre pegmatittinjeksjon og ikke med de eldre, foldete granittskifere



1 dm.

Fig. 26. Pegmatitt
i „knotesnor“-
form.

eller granittaplitter. Undertiden kan de også opptre i meterbrede soner, men da mer eller mindre oppdelt i linser.

Knutene er mer pegmatittisk utviklet og består av en gruppe grove feltspatkorn (overveiende plagioklas) eller ofte bare av et enkelt, som da er en tydelig porfyroblast. Av særlig interesse er, at her et sted opptre et 5 m bredt belte av den normale glimmerførende granittaplitt, med nøyaktig de samme knotesnorformige pegmatittstriper som i skiferen, hva som tydelig viser aldersforskjellen. Også i kalken opptre den samme hvite granitt som linser.

Langs sørøstkysten får vi altså i alt følgende profil, som her skal sammenstilles med profilet på Lappholmen:

Øst for Tysfjord kirke	Lappholmen
Vest. glimmerskifer	20 m synlig glimmerskifer
ca. 100 m hovedkalken	33 - uren kalk
13 - glimmerskifer	12 - gneisaktig glimmerskifer
20 - stripet og uren kv.sitt	8 - uren kvartsitt
30 - hornblendeskifer	20 - hornblendeskifer
ca. 100 m granittinjis. gl.skif.	45 - granittinjis. glim.skif.
10 - uren kalk	7 - sterkt uren kalk
Øst. Så vidt synlig glimmer-	4 - glimmerskifer
skifer ned til sjøen.	5 - kalk
	40 - synlig grov glimmerskifer, sterkt granittinjisert.

Profilene er så fullstendig like og ligger så direkte i strøkforlengelsen av hverandre, at det ikke kan være tvil om at muldens østfløy fortsetter regelmessig over denne holme. De øvrige holmer gir ikke meget veiledning, idet det midt på Svartskjær bare er et 7 m bredt bånd av uren, delvis rosafarvet marmor i glimmerskiferen, og på Sandskjær bare synlig glimmer-skifer.

Imidlertid opptre ved Kjær i Grunnfjorden igjen kombinasjonen kalkmarmor—kvartsitt, som tyder på at det er fortsettelsen av den nå utpressete Kjøpsvikmulde, med isoklinalt, steilt østlig fall.

Et profil på sørsiden av Kjærvika viser, regnet fra øst:

Mektig, granittinjisert glimmerskifer

12 m noe skiferbåndet kvartsitt ut på den lange odde

21 - uren kalk med skiferstriper. Denne fortsetter under dampskipskaaien på Kjær og ut i bukten nordenfor, her bare 13 m bred og ledsaget av 7 m kvartsitt.

62 - ordinær glimmerskifer, sterkt foldet

30 - uren kalk, med atskillige skiferbånd. Flere av disse er rustne, derav ett med rik svovelkisimpregnasjon i 1,5 m bredde.

5 - kvartsitt, forholdsvis ren

Fhv. bred kvartsrik glimmerskifer med enkelte kvartsittstriper.

Vestgrensen av skifermulden går ute i Grunnfjorden, men kommer i land på sørsiden av Hulløya. I den vakre skiferbue her er innleiret en opptil 44 m bred kalkmarmor, som sikkerlig er fortsettelsen av den som gikk i sjøen mellom Oldervik og Kjøpsvik.

Vi tar til slutt et overblikk over dette det stratigrafisk vanskeligste område innen kartbladet. Blant de mange parallelle kalkdrag i Grunnfjordmulden er tidligere påvist, at det over Kjærnes er en direkte fortsettelse av Klubben—Nes-kalken. Videre er det sannsynlig at kalk-kvartsitt-serien ved Kjær korresponderer med den på Lappholmen og i Kjøpsviks hovedmulde, samt at den kalk som fra Grunnfjorden kommer i land på Hulløy svarer til den øst for Oldervik. De to sistnevnte er tidligere påvist å høre til samme horisont, og som før antydnet er det sannsynlig at den førstnevnte også gjør det. Fortsettelsen av den 90 m brede kalk på Klubben ble nemlig forgjeves etter søkt på nordsiden av Indre Tysfjord. Der finnes bare sterkt foldete glimmerskifere og en 200 m bred hornblendeskifer, breksjeaktig gjennomvevet med granitt, samt langt i øst en få meter mektig kalk, som må høre hjemme langt under Reppi-skiferen. Samme resultat gir et profil opp eggen mot Storfjell, hvor der 325—500 m o. h. er pegmatittinfiltret gneis som ligner Gicce-gneisen, siden sterkt foldet glimmerskifer, to steder på eggen med intenst foldete, forholdsvis smale bånd av kalk og hornblendeskifer uten fortsettelse.

Det synes derfor sannsynlig at kalken på Klubben er østfløyen av en egen mulde, og bøyer sørover igjen ute i fjorden.

I så fall hører også den til samme horisont som Kjøpsvikmulden, som antydnet i profilene. Fig. 24—25.

Forholdet blir da det, at den isoklinale og overfoldete Grunnfjordsynklinal henimot granittområdet i nord deler seg opp i tre divergerende, selvstendige mulder, omtrent som en fransk lilje, og at dette er fremkommet ved et foldningstrykk fra nord som i visse partier nær granitten har reist foldningsaksene og muldene opp til loddrett stilling og lokalt sogar veltet dem helt over, så mulden i enkelte områder ser ut som en sadel.

Alle glimmerskifere fra kalken ved Kjøpsvikvatn i vest inntil sør for kirken i øst skulle etter dette høre til kalkens hengende. De er forholdsvis ensartet, mer eller mindre granatførende, muskovittrike, enkelte steder også med karakteristiske tverrstillete biotittskjell og nær kalken undertiden med en del grønn hornblende. De er lite eller ikke pegmatittinjisert, men det opptrer også her en sone av typisk granittaplitt, 6 m bred, 100 m øst for kalkene ved Kjøpsvikvatn. Vest for, og altså i liggen av denne kalk, oppe under Lifjell, opptrer også skarpt-skårete linser og bånd av samme granittaplitt.

I liggen av Kjøpsvikmuldens kalk er skiferne, som nevnt, på en rekke steder rikelig pegmatittinjisert, så de undertiden kan minne om Gicce-gneisen, hva man etter ovenstående også skulle vente. Det var tilfellet langs kysten øst for Tysfjord kirke, ved sørenden av Storfjellryggen, videre sørover langs vestsiden av Kjøpsvikmulden over Svartelva og opp til den skarpe ombøyning under Lifjell, hvor den opptrer i store ganger. Fra skråningen sør for Kjøpsvikvatn går det en grov, pegmatittgang langs liggen av kalken og holder seg nesten helt ned til sjøen.

Ved 155 m o. h., hvor den er 7 m bred, er det endog et gammelt feltspatbrudd på den, den eneste drift på feltspat inne i skiferområdet. Det har stor interesse for sammenligning med de tallrike feltspatforekomster inne i Tysfjordgranitten i samme distrikt. Den fører også et mørkt, orthit-lignende mineral, som imidlertid ved røntgenspektografisk undersøkelse viser seg å være praktisk talt cerium-fritt og ennå ikke er helt sikkert identifisert.

Som før påvist kommer kalkene i Grunnfjord—Kjøpsvik-synklinalen i det hengende av Reppiskiferen, og hvis de alle, som her antatt, hører til en og samme eller et par ganske nærliggende horisonter, er det overveiende sannsynlig at det er samme horisont som kalken under norittfeltet i Botnelvas mulde. I så fall kommer Kjøpsvik-kvartsitten på nøyaktig samme horisont som det utbredte aplittbelte i nevnte mulde, i hvis ligg det også på begge steder finnes sparsomt hornblendeskifer.

IX. Grenseområdet mot granitten i vest.

Langs nordkysten av Kjøpsviksund er det et godt profil vestover mot granitten:

Etter vestligste kalk følger grovflasrig glimmerskifer, sterkt småfoldet og kruset, og bare delvis med synlige granater. På Lifjellryggen er i denne en 5 m bred kalkstripe som ikke kan følges. Ved Oldervik følger et 280 m bredt belte av finkornig, lys, aplittisk granitt med forholdsvis skarp grense mot skiferne på siden. Imidlertid viser granitten en viss bånding, med noe mørkere, glimmerførende, flasrige bånd, overgående i tydelige slirer av innesluttet skifer, som underordnet veksler med den lyse granitt. På disse steder kan det iakttas at også dette kompleks viser en sterk småfoldning liksom skiferen, eldre enn den senere påtrykte parallelltekstur. Videre følger atter en bred sone av nøyaktig samme glimmerskifere som før, men snart rikeligere pegmatittinjisert, så de ligner den før beskrevete skifer like i ligger av Kjøpsvikmulden, og minner om Gicce-gneisen. De fører karakteristiske små linser i rad og rekke av feltspatrik pegmatitt, sjeldnere også flere meter mektige, mere uregelmessige pegmatittmasser. Nær disse siste er det åpenbart hvordan pegmatitten nesten dråpeformig er trengt inn i skiferen, som skvettet ut med en kost, men i det store og hele parallell skifriheten. Dråpene er ofte bare noen millimeter til 1 cm brede. En 40 m bred sone av hornblendeskifer er eldre enn pegmatitten. Skiferen holder seg ensartet, på slutten med litt sparsommere pegmatitt, fram til den skarpe grense mot rand-aplitten i Urvika. Denne er småkornig, lys, og bortsett fra et svakt rødlig skjær ligner den i alle detaljer den før passerte granittaplitt. Således frembringer meget små biotittskjell en

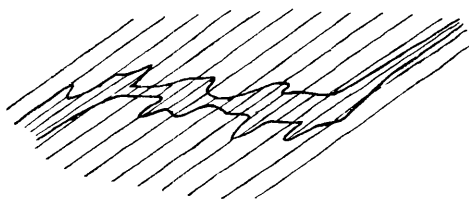


Fig. 27. Biotitt-rikere bånd i granitt-gneisen, eldre enn skiffrigheten.

svakt sjattert bånding av litt lysere og mørkere soner, undertiden litt uregelmessig fingerformig inngripende i hverandre. Dessuten er det skarpt avgrensede mørke striper, rike på grovbladig, mørk glimmer. De er dels planparallele, dels viser de en slags foldning, eldre enn skiffrigheten. Fig. 27. De ligner helt skiferen nærmest grensen, og synes sikkert å være innesluttete og omkrystalliserte skiferbånd. De første metre fra grensen fører aplitten lignende pegmatittnyrer som skiferen. Fallet er hele veien steilt østlig til loddrett. Videre mot vest avløses aplitten av den grove, massive Tysfjordgranitt, her uten glimmerskifer- eller kvartsskifer-bånd langs grensen. Grensen er i dette fall ikke fullt så skarp, men likevel helt tydelig. Det er således påfallende at den markerte vegetasjonsgrense, som sees på lang avstand, ikke følger grensen aplitt—glimmerskifer, men grensen for den grove Tysfjordgranitt.

Følges de nå passerte bergarter nordover, bevarer de sin karakter i det store og hele uforandret. Den østlige del av randaplitten, nærmest skifergrensen, er utpreget finkornig, rødlig, og med de karakteristiske mørke striper. Vestover blir den mer homogen og middelkornig. Omtrent fra øst for Fredagsviken begynner en 30 m bred, gneisaktig bunnglimmerskifer som skiller den fra den grove granitt, og fortsetter med varierende mektighet nordover.

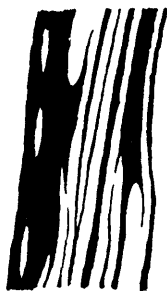
Et profil over Hundholmen — Kjelkvikfjell viser følgende: Fra Hundholmen og opp ryggen, pl. VII, fig. 3, er granitten meget grov, enten helt massiv, uten antydning til strøk, eller øyeaktig-flasrig med ganske svakt utpreget strøk. En smal sone er forskifret. Øst for Holmfjell er det midt i den grove granitt et 20 m bredt og få hundre meter langt linseformig bånd av mørk, finkornig skifer med glimmer, hornblende, feltspat og kvarts, som stryker Ø—V, altså nesten tvers på det normale strøk. Den markeres ved rik vegetasjon i skarp motsetning til den nakne granitt, og gjennomsettes av strenger og grov, felt-

spatrik pegmatitt. Det er åpenbart en omkrySTALLISERT inneslutning.

Over Kjelkvikfjell kommer bunn­glimmerskiferen, 10 m bred, klar og regelmessig, i øst begrenset av en mer basisk hornblendeførende skifer, omtrent som den omtalte inneslutning. De siste 70 m før skiferen har Tysfjordgranitten med jevn overgang fått en tydelig skifri­ghet, parallelt grensen, derav de siste 10 m finkornig og godt skifrig, men fremdeles biotittførende. Her er det eiendommelig nok også *under* (vest for) bunn­glimmerskiferen en typisk granitt­aplitt, 7 m bred, men temmelig lokal. Den er finkornig, massiv, lys rødlig, fri for mørke mineraler og med skarp grense så vel mot glimmerskiferen som mot den før nevnte forskifrete granitt.

I heng av glimmerskiferen følger den mektige aplitt, dels av den finkornige, massive type, dels mere flasrig, biotittførende, og da nokså lik hovedgranittens direkte grensefacies. Karakteristisk er som regel en viss båndet og skyet karakter. Under­tiden har den et øyeporfyraktig utseende som her i all fall delvis skyldes yngre pegmatittstrenger, parallelt med skifri­gheten, som også kan oppløse seg i feltspatknuter. Andre steder sees aplitten parallelt med skifri­gheten gjennomsatt av ned til få mm brede strenger av ren kvarts, ofte samlet i bunter, fig. 28, omtrent som vi ellers ofte iakttar dem i glimmerskiferne.

Nord for Kjelkvik er bunn­glimmerskiferen 48 m bred, ens­artet, og når helt ut på Straumsnes, delvis litt pegmatitt­injisert. I liggen følger den grove granitt direkte med skarp grense, bare de nærmeste par desimeter er forskifret, og noen aplitt i liggen finnes ikke mer. Slik fortsetter den til Fuglfjorden, hvor skiferen er sterkt foldet og derfor hele 110 m bred. Midt inne i den er omtrent 3 m mektig kalk, det eneste sted hvor det er funnet et kalklag i bunn­glimmerskiferen. På grensen av dette opptrer grafittrik, rusten skifer med innsprengninger av zoisitt, for øvrig er skiferen delvis serisittisert og dekket av svart manganhud. Her har vært skjerpet på jern, men det kan ikke sees annet enn at det er den svarte grafit og manganhuden, som man har tatt feil av.



ca. 1 dm.

Fig 28. Strenger av ren kvarts (hvit) i granitt­gneisen.

Granittgneisen i hengen er nu blitt aplittisk, til dels grovere i kornet og framfor alt sterkt foldet, så strøk ofte ikke kan iakttas. Omkring Kjelkvikvatnet synes den atskillig oppblandet med skifermateriale i form av mørkere, glimmerrike, gneisaktige partier. Vi befinner oss nå i det område hvor den før omtalte store inversjon av hovegranittgrensen tar sin begynnelse, og i forbindelse med den inntreffer betydelige uregelmessigheter i grensenes forløp omkring Fuglfjorden. På østsiden av fjorden er bunnglimmerskiferen forsvunnet, og derfor uteblir den vanlige skarpe grense mellom granittene. Det samme er tilfellet hele veien rundt over Tømmeråsfjord. Dette ytrer seg dels ved mer eller mindre gradvis overgang mellom Tysfjordgranitten og den fremdeles biotittførende „aplitt“, dels ved at det i sistnevnte opptrer båndformige partier av den grove, dels ved at Tysfjordgranitten i stor bredde får en svak flasrig parallelltekstur som i enkelte områder kan bibeholdes langt inn i hovedgranitten, f. eks. på Haukøy.

I den bratte topp av Mulbukttind, pl. VII, fig. 1, sees nedenfra et mektig, lyst, steilt belte i den båndete, grove granitt. Det kunne på avstand ikke avgjøres enten det er en massiv aplitt eller muligens en pegmatitt.

På *Hulløya* kan granittens grenseområde studeres ganske godt, idet aplittbeltet fra Oldervik i vakker foldningsbue direkte forener seg med randaplitten. Langs nordkysten kan iakttas at både skifer og aplitt er sterkt foldet, men fallet nesten loddrett. Langs østkysten gjenstår et smalt belte av gneisaktig granatglimmerskifer, delvis pegmatittisert, og ved Kongsnes med en smal stripe av kalk og hornblendeskifer. Ved Hulløy gård bøyer det hele rundt i jevn bue, aplitten stripet og foldet og ofte med de karakteristiske mørke snorer, nøyaktig som ved Oldervik.

Glimmerskiferen er rundt hele bøyen atskillig vekselbåndet med granittaplitt nær grensen, omtrent på samme måte som for beskrevet fra Grunnvoll i In. Tysfjord. Det er også flere smale striper av hornblendeskifer, samt en inntil 44 m bred kalkbenk som må antas å være fortsettelsen av den fra vest for Kjøpsvik. På grunn av ombøyningen på Hulløy sees den

å nå inn til knappe 200 m avstand fra vestre randaplitt, så det altså blir meget liten plass for underliggende skifere. I den nordre skifertunge om Risviktind sees intet tegn til denne kalk, og de kan heller ikke tenkes å stå i noen direkte forbindelse med hinannen under aplitten, da foldningsaksene overalt her synes å stå omtrent loddrette. Som alminnelig hvor granittens randsone blir bred, mister den sin finkornige og aplittiske karakter, og får for en stor del utseendet av en middelkornig, ensartet, vanlig granitt, til dels bare lite skifrig. Mot vest er en bunnglimmerskifer av sterkt vekslende bredde, som forsvinner mot nord. Akkurat i dette brede område mellom de to skiferbuer er det også langt inne i randgranitten inneslutninger av helt tydelig glimmerskifer, som da er intrudert med typisk finkornig granittaplitt, som ofte kan bli meget rikelig. Det er sjelden å se så tydelig som her at det dreier seg om normale inneslutninger i randgranitten. Vi ser hvor raskt skiferbeltenes mektighet varierer, den takkede inngripen av granitten i skiferen, og øst for 592 m-vann helt løsrevete flak av skiferen inne i granitten, i fortsettelsen av et avsmalnende skiferbelte. Alt er parallelt med skifriheten.

Bunnglimmerskiferen danner en bratt avslutning på disse inneslutninger, idet hovedgranitten vestenfor er helt fri for dem. Den er grov, massiv og ensartet over hele den vestlige del av Hulløy. Da randgranitten her som nevnt er grovere enn vanlig, er kontrasten mot hovedgranitten ikke fullt så påfallende, men den beholder oftest sin mere slirete og stripete karakter. I det hele synes det som inneslutning av skiferbånd og iblanding av skifermateriale er avgjørende for utviklingen av randgranittens karaktertrekk.

Henimot Ulvøyenes, vestligst på Hulløy, og litt utenfor kartgrensen, er det i den grove granitt en del små, kantete, skarpt begrensede inneslutninger av en mørk hornblendeførende bergart. Langs vestsiden av Grunnfjord står samme grove granitt, men her med en del parallelltekstur.

På vestsiden av Kjøpsvik—Grunnfjordsynklinalen skulle Reppiskiferen komme opp igjen, men det er intet tegn til den. Dette kan skyldes at den taper sine karaktertrekk mot vest, som før omtalt, men selv under hensyn til dette synes det å

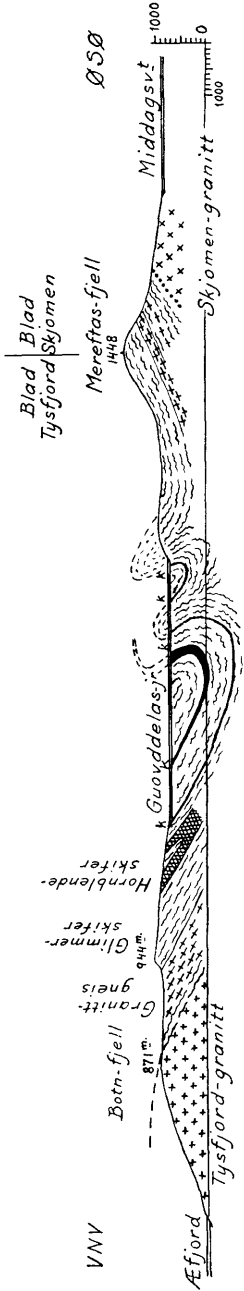


Fig. 29. Profil over hovedsynklinalen mellom Tysfjordgranitt og Skjomengranitt øst for Æfjord. Svart, K = kalk. Prikker (i øst) = bunnkvartsitten.

bli liten plass for hele den lagfølge som på østsiden ligger under Kjølsvik-kalken. Særlig er dette påfallende under kalken ved Hulløy gård. Enten har man altså en meget rask uttynning av lagrekken vestover, eller sannsynligvis må Tysfjordgranitten ha skåret lagene, og her nå høyere opp i lagrekken.

X. Høgfjellsområdet nordover fra Pauro-mulden.

Ved nordenden av Pauromulden gikk Reppiskiferen som før omtalt i luften med sydlige fall. Det følger så et vidtstrakt høgfjellsområde nordover, pl. I, fig. 1 og pl. IV, fig. 1, helt til kartgrensen i øst, uten enkle og entydige ledelag, først og fremst på grunn av den intense foldning. Imidlertid treffes den typiske Reppiskifer igjen over indre del av Store Melkedalsvatn—Børsvatn—Storvatn i Råna, nå med forholdsvis regelmessig nordlig fall. Skjønt den minste avstand mellom dens utgående i sør og nord er 15 km luftlinje, er denne skifer så vidt karakteristisk, at horisonten må ansees sikkert bestemt.

Det mellomliggende område, som skal omtales i dette avsnitt, må derfor alt sammen befinne seg i ligger av Reppiskiferen og utgjøre en antiklinalhvelving med østlig akseretning. Fig. 9. Denne markeres ytterligere av Tysfjordgranitten i vest, som med sine overliggende aplittiske granittgneiser her er fram-erodert i en tilsvarende hvelving øst for den indre del av Æfjord, og derfor på dette sted er blottlagt lengst østover gjennom fjellkjedens hovedakse. På samme måte sees ved Forsvatn, pl. IV, fig. 1, i kartets østrand tilsvarende granitt-

gneiser, som dukker under fjellskiferne på deres annen side. De opptrer noe i hengen av det store østlige granittområde — Skjomen-granitten —, som derfor på dette sted når lengst vestover, inn mot fjellkjedens akse. Skjomengranitten selv når ikke inn på kartbladet, men begynner kort øst for kartgrensen.

I dette område nord for Guovddelasjavrre kommer derfor disse to vidtstrakte granittområder nærmest inn mot hverandre. Avstanden mellom

hovedgranittene blir bare 15 km og mellom de overliggende granitt-gneiser bare 11 km i luftlinje. Dette siste tall representerer de fra erosjonen bevarte fjellkjedesedimenter, som her har sin minste bredde og nærmer seg en av røttene av foldningssonen. Se profil, fig. 29.

Et overblikk over området får man fra de høye fjell sør for Baugevatn. Lagene fra Isfjellregionen i vest ned mot Guovddelas og Gjeitvatn sees å ha forholdsvis regelmessig fall mot sørøst, mens lagene i Storrita og Meraftasfjell, henholdsvis øst og nord for Forsvatn, har flatt nordvestlig fall. Av profilet framgår også at sedimentenes randområder på begge sider faller forholdsvis flatt og regelmessig inn mot en sentralakse, altså en tydelig synklinalbygning. Innad blir det sterke foldninger, og i profilets sentrale del innstiller lagene seg forholdsvis raskt på et mer eller mindre isoklinalt østlig fall, nesten som i den før omtalte foldningsgrøft ved Kjøpsvik. En slik bygning inn-treffer først og fremst henimot røttene av foldningssonen, som i underste profilsnitt på fig. 30. Vi har her nærmest en overgangstype til denne bygning (tektonisk et ikke fullt så dypt

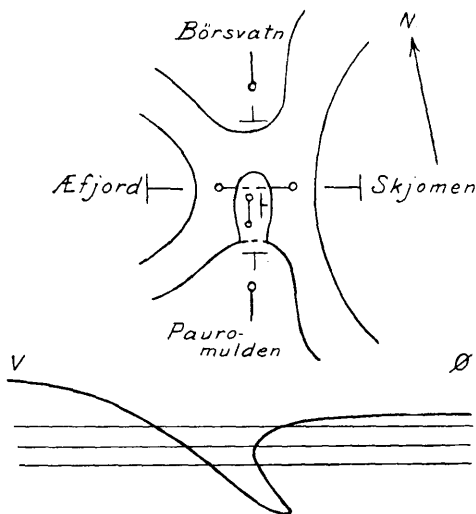


Fig. 30. Schematisk plan og tverrprofil over lagbygningen med typiske snittlinjer.

snitt), og den kommer bare fram i området mellom Bukkevatn og Baugevatn, til dels i forholdsvis skarp kontrast til de ikke inverterte lag i nord og sør. Det er åpenbart den før omtalte antiklinalhvelving som er ansvarlig for, at vi også tektonisk får et dypere snitt i dette spesielle område. Den krysser omtrent tvers på nordgående foldningsakse (synklinalaksen), som i dette område normalt enten er horisontal eller har ganske flate fall. Fig. 30. Antiklinalhvelvingen synes altså nærmest å heve en allerede eksisterende foldning, så den skulle være noe yngre. Dette synes forresten ennå tydeligere å framgå av avbrytelsen av synklinalaksen Håfjell—Kjøpsvik lenger vest.

Kalk.

De naturligste ledelag innen området skulle være de tallrike lag av kalkmarmor som opptrer her. Disse er på kartet inntegnet så vidt nøyaktig som forholdene tillot det, og enkelte steder kan de også følges kontinuerlig over lengere strekninger. I det hele gir de imidlertid et så broket billede, særlig sett i forbindelse med fallvinklene, at det synes nesten håpløst å få knyttet dem sammen til bestemte horisonter. På grunn av den intense foldning er det ofte inversjoner og til dels repetisjoner. På grunn av det store trykk som har hersket under foldningen, har kalken til dels forholdt seg som en plastisk masse, så det oppstår umotiverte fortykninger og fortynninger, til dels hel utpresning. Ved grensene mellom kalk og glimmerskifer hender det, at man ikke er i stand til sikkert å avgjøre i hvilken retning grensen faller, selv hvor relieffet er sterkt. Det er også tvilsomt om en mer detaljert kartlegging ville føre stort lenger, fordi det nettopp er detaljene som er mest uregelmessige. Fester man seg ikke ved dem, men ser på kartbilledet i store trekk, synes det å framgå et visst system i fordelingen.

I liggen av Reppiskiferen er minst 300 m av lagpakken fri for kalk. I de undre skiferlag, nærmest granitten i vest og øst, mangler den også helt, bortsett fra et ubetydelig lag nær aplittgneisen i øst og vest. I et enkelt tverrprofil, nemlig over Mellomfjell—Snøvatn, finnes heller intet spor av kalk. Dette er nettopp i den før omtalte antiklinalhvelving, og det må antas at erosjonen her er nådd ned under alle kalkenes horisont. I det

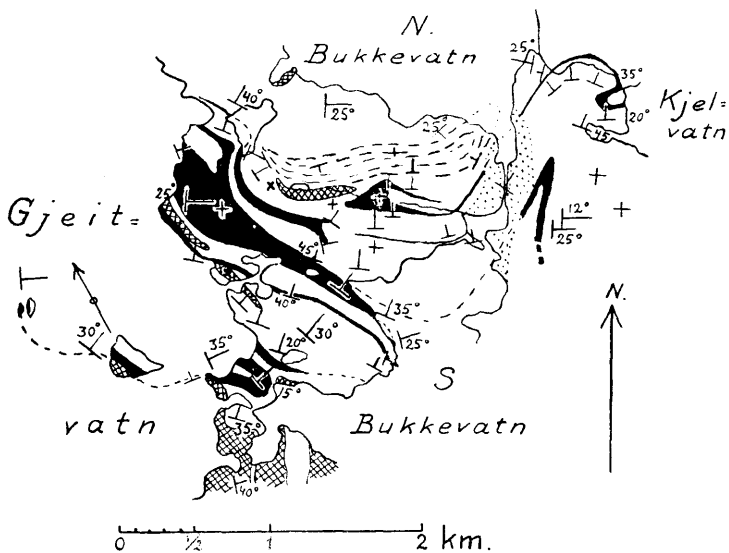


Fig. 31. Utsnitt av geologisk kart mellom Gjeitvatn og Kjelvatn.
 Svart = kalk. Krysskravert = hornblendeskifer. Hvitt = glimmerskifer.
 Streket = do. gneisaktig. Prikket = morene. To diagonal-
 kryss = serpentin-kupper.

hele synes alle kalklag her å opptre i en lagpakke av forholdsvis begrenset vertikal utbredelse, og liksom Reppiskiferen å være delt ved nevnte luftsadel i en nordre og en søndre fløy. (Se fig. 9.)

Den nordre fløy begynner i vest ved Lomtjern nær Melkedalsvatn som en 2 m mektig kalk, østover øker lagene gradvis i antall og mektighet forbi Rauvatn til Gjeitvatn. Øst for Rauvatn opptrer de allerede i flere atskilte grupper, delvis kanskje som følge av repetisjoner, og med et par av dem over 10 m mektige, henimot Gjeitvatn er flere over 20 m og på den store holme i Gjeitvatn er det et regelmessig kalklag på over 30 m mektighet. Herfra over Bukkevatn og Kjelvatn passerer de med stor mektighet den sterkeste foldningssone, lokalt med meget stor bredde på grunn av flate, undulerende fall. Fig. 31. Videre går kalken nordover under vestre del av Frostisen, igjen avtagende i mektighet og antall, fortsetter, nå med vestlig fall, ned gjennom Skopelvas dype botndal, opp til 10 à 15 m mektig, hvelver over til Iselva og stryker østover til kartgrensen ved Somarskaret, igjen som en enkelt eller et par forholdsvis smale benker.

De noe høyereliggende kalker nordenfor Gjeitvatn og ved Storeggelva i Rånvasbotn er alle bare få meter mektige, liksom den aller øverste kalk i heng av trondhemitten nord for Rauvatn.

Den søndre fløy av samme kalkhorisonter begynner ved sørenden av Gjeitvatn som en høyst uregelmessig, i hovedsaken isoklinal mulde over Guovddelasjavrrer, oppbrettet i sin nordkant. Mektighetene varierer meget og sør for Kobbvatn er det sterke lokale foldninger. Ned elven fra dette vann ser det derfor ut som stadig nye kalklag når den fra vest, men ikke passerer den. Noen forkastning er der imidlertid ikke. De samme foldninger er åpenbart ansvarlige for den store overflatebredde kalken har øst for 990 m-høyden på sørsiden av Guovddelasjavrrer, men allikevel må den virkelige mektighet her overstige 100 m. Pl. IV, fig. 2.

Ned mot Baugevatn slutter denne lokale mulde seg til den store Pauromulde over OSO-gående foldningsakser, men på en så uregelmessig måte, at overgangen ikke kan utredes i detalj. Bare i den vestre fløy forløper kalkene noenlunde kontinuerlig og med forholdsvis flate sørøstlige fall i en regelmessig lagpakke. De fleste av de tallrike kalkbenker vest for Guovddelasjavrrer er imidlertid bare få meter brede. Ved 1045 m-høyden legger de seg nokså flatt og kommer igjen omkring 936 m-toppen som en mektig, uregelmessig, sterkt aksefoldet masse, samt på 1087 m-fjellet, her som en tydelig, om enn sterkt foldet kalott på toppen. Dette formidler forbinnelsen med de før omtalte kalker i Austerdalen og ved Gammeloftvatn.

Det framgår at alle disse kalker holder seg, ikke alene et godt stykke under Reppiskiferen, men også under den før omtalte horisont av kvartsskifere.

Østover under Pauro-mulden slutter de derimot meget raskt. Nord for østre del av Baugevatn er det bare noen ganske tynne kalklag som snart forsvinner, og videre østover gjennom Sverige kan de mektige lagpakker av glimmerskifere under Reppiskiferen forfølges milevis sør for Sitasjavrrer uten antydning til kalk.

Det framgår altså, at foruten de store uregelmessigheter som er fremkalt ved fjellkjedefoldningen, har disse kalksedimenter også primært hatt sin lokale begrensning. Det er en utpreget

akse med store mektigheter som strekker seg fra trakten Gjeitvatn—Bukkevatn i nord over Guovddelasjavrrer — vestre del av Baugevatn — Austerdalen og delvis Tverelvdalen til indre Tysfjord. I nordvest, sør og øst for dette område avtar mektighetene raskt.

Alle karbonatbergarter i det her omhandlede område er kalkmarmor. De er alle grovkrySTALLINE, oftest lyst blågrå av farge, nær overflaten ofte skittent gulliggrå. De fleste, men ikke alle, er mer eller mindre forurenset av silikater. Dertil kommer at kvartsinfiltrasjoner i form av små linser, som i stor utstrekning finnes i glimmerskiferne, ikke så sjelden også finnes i kalkmarmoren. Nær grensene er det ofte skiferbånd i kalken og smale kalkbånd inne i skiferen.

Glimmerskifer.

De mektige skifermasser under Reppiskiferen er her i det store og hele vanlige granatglimmerskifere, som både i kjemisk sammensetning og mineralfacies er så vidt like, at de ikke gir anledning til noen videregående inndeling. Allikevel er det en viss tendens til systematisk variasjon.

De undre lagpakker, under kalkenes horisont, er temmelig ensartete, forholdsvis lysere, kvartsrikere, oftest granatrikere og mer eller mindre infiltrert med små kvartslinser. De høyere lagpakker, over kalkene og opp mot Reppiskiferen, er overveiende noe mørkere og kvartsfattigere, dels på grunn av økende biotittmengde, dels på grunn av en del hornblende, som skyldes stigende kalkinnhold. De tenderer altså mot Reppiskiferens type, men uten å nå så langt at de kan forveksles med den. Det er imidlertid rikelig unntagelser fra denne to-delning, så forskjellen mer må betegnes som en tendens enn som en skarp overgang.

Kvartsinfiltrasjonen, som før er omtalt fra foldningsstrøkets skifere i Indre Tysfjord—Austerdalen, fortsetter også inn i det her omhandlede foldningsområde. Den er her mer fremtredende og mer karakteristisk enn i noe annet distrikt innen kartbladet, mens pegmatittinjeksjonen for det meste er påfallende ubetydelig.

Det kan vel sies at *alle* skifere under kalkenes horisont her er mer eller mindre kvartsinfiltrert, unntagen de flatt og regelmessig fallende laveste horisonter, ned mot granittene i

vest og øst. Disse består så vel i skrentene ned mot Æfjord—Skårvatn som i skrenten av Mereftasfjell nord for Forsvatn av lagpakker av ensartete, til dels glinsende kvarts-glimmerskifere, nesten uten kvartslinser.

Kvartsinfiltrasjonen utgjøres oftest av små linser av ren kvarts, parallelt med skifriheten, og synes å være sterkest i småfoldete områder, hvorved disse får et mer gneisaktig utseende.

For øvrig finnes det også lignende kvartsinfiltrasjon i de øvre lagpakker av skiferen, men der mer lokalt eller begrenset til enkelte lag, f. eks. langs vestbredden av Guovddelasjavre og nord for Botneidvatn. Selv oppe i den kalkrikere Reppi-skifer er den iaktatt i et lokalt sterkt foldet parti øst for breen på sørsiden av Baugevatn. Av stor interesse er det at ganske analogt opptredende kvartslinser finnes enkelte steder inne i selve den mektige kalkmarmor sør for Guovddelasjavre.

Sterkere enn ellers opptrer kvartsinfiltrasjonen i noen områder av den undre lagpakke, hvor skiferne av den grunn blir ennå lysere og mere massivt gneisaktige enn ellers. Fig. 32. Her danner kvartsen ikke bare de før nevnte parallelle eller foldete linser, men også korte små skjærende årer og ganger. Disse *lyse gneiser* inntar Mellomfjells vidtstrakte hvelving vest for Gjeitvatn, fra 751 m-vann i nord og sørover langs Isfjellets østskråning, med et smalere belte helt frem til 759 m-vann. For øvrig går den også i strøk gradvis over i de ordinære granatglimmerskifere.

Lyse gneiser av nøyaktig samme type er det også østenfor foldningsgrøften, i den NV del av Frostisen. De begynner også her direkte i liggen av den laveste kalk langs Skopelva—Iselva, hvor de danner en hvelvet antiklinal, og står ensartet og motstandsdyktige opp de bratte flåg mot Frostisens høyeste fjell. Pl. X, fig. 1. På begge steder synes det å være de utpregete antiklinalhvelvinger som har gitt kvartsinfiltrasjonen friere spillerom, men samtidig bidrar lagflatenes parallellitet med overflaten sin del til det lyse utseende.

Med hensyn til kvartsinfiltrasjonens natur er feltgeologisk følgende å bemerke:

Den består av ren kvarts uten andre mineraler, således heller ikke spor av kis. Bare vest for 680 m-tjern vest for

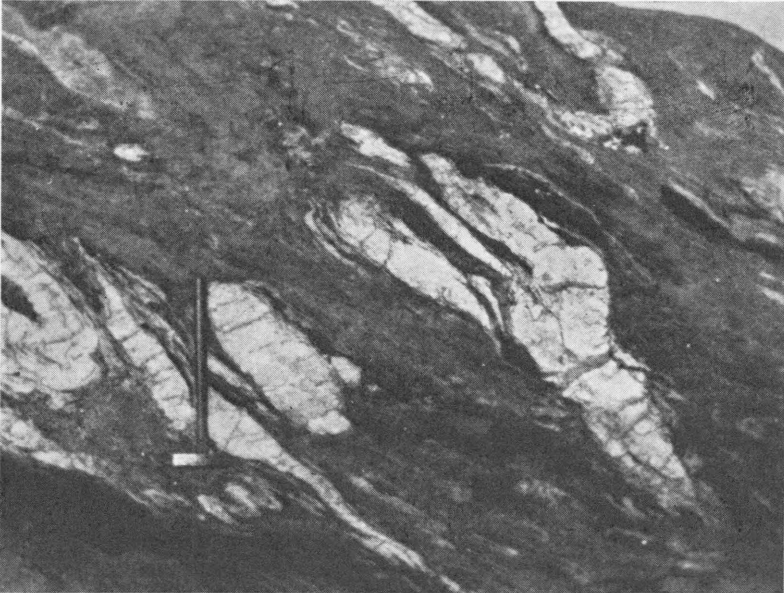


Fig. 32. Linser av kvarts i gneisaktig glimmerskifer. Mellomfjell SV for Gjeitvatn. St. Foslie $\frac{1}{9}$ 1915.

Guovddelas jvr. ble der iaktatt litt alkalifeltspat i utkilingen av de større linser og i bekken sørover fra Snøvatn (i øst) rikelig grov kalkspat i disse. Kvartsen opptrer i de vanlige granatglimmerskifere, i visse biotitt-kvartsittiske skifere (nord for midtre Baugevatn), samt delvis i kalk, men derimot ikke av denne type i hornblendeskifere og granittaplittgneiser.¹ Disse siste sees imidlertid, bl. a. vest for Baugevatn, å veksellagre med kvartslinse-rike glimmerskifere. Med pegmatitt-injeksjoner har de oftest ingen forbindelse, men det hindrer ikke at begge undertiden kan opptre sammen, som i ryggen sør for Straumvatn ved Frostisen og i ryggen NØ for Baugefjellsbreen, begge steder intenst foldet.

Det framgår av ovenstående, at kvartsinfiltrasjonen ikke står i noen direkte forbindelse hverken med hovedgranittgrensene eller med intrusiver eller injeksjoner av noen art. Det synes

¹ Cfr. parallelle kvartsbånd i granittaplitt, fig. 28 og spredte kvartslinser i hornblendeskifere (s. 131).

nærmest å være materiale som under metamorfosen er utløst av skiferen selv, men til en viss grad har vært mobilisert og på vandring, samtidig med og kort etter foldningen.

I den undre skiferserie ble det lokalt iaktatt en horisont av karakteristisk utseende, som kan betegnes som *flekkskifer*. Den strekker seg i ca. 100 m bredde oppe i østkråningene av Filtind og 1190 m-fjell til henimot Snøvatn. Det er foldet kvartsbiotitt-muskovitt-skifer uten granat. De mørke flekker består av uorienterte aggregater av biotitt, kloritt, kvarts og litt epidot og er dannet ved diaforese (tilbakeskridende metamorfose), av et mineral hvorav nå ingen rester er tilbake. Det har muligens vært granat, som i enkelte beslektete skifertyper nær Bruvatn.

De førnevnte mørkere skifere i den øvre del av lagserien representeres bl. a. av Bonto-lako skiferen sør og vest for Storvatnet i Råna. Det er forholdsvis planskifrige, finskjellede kvartsglimmerskifere med varierende granatmengde og forholdsvis rikelig biotitt og hornblende. Den står meget ensartet i fjellet sør for Botneidvatn¹ og beholder i hovedsaken samme type, mot hengen opp til Reppiskiferen, mot liggen ned til første kalkbank ved Storeggelva, også i fjellpartiet mellom Gjeitvatn og Isvatn. De mørkere skifere er også representert på tilsvarende horisont vestover mot Hjertvatn, i hengen av kalkmulden ved Guovddelasjavrrre samt i brattveggen sør for Baugevatn. I det lettest tilgjengelige profil her, langs østkanten av den store bre, står i betydelig mektighet en biotittrik „knuteskifer“. De små hvite knuter på overflaten sees i mikroskopet å være porfyroblaster som svampaktig inneslutter en mengde små kvartskorn. De ligner meget kordieritt, men viser seg ved nærmere undersøkelse å være oligoklas.

Skiferne i hele området er som regel bitumenfri, men noen få steder er bituminøse soner observert. Disse er alltid mer eller mindre rustne som følge av sitt opprinnelige svovelinhold, nå i form av fattige kisimpregnasjoner. De er her ikke særlig utholdende i strøk, iallfall kan de sjelden følges over lengere strekning, men det synes allikevel som de iakttatte lokaliteter grupperer seg på et par bestemte horisonter.

¹ Det er dette vann, som på lappisk heter Bonto lako.

Nord for 751 m-vann ved Mellomfjell er gneisene bituminøse i 60 m bredde, derav et belte over en kortere strekning endog sterkt rusten grafittskifer. I bekkedalen sør for 934 m-høyden på Mellomfjell, samt i et belte 400 m øst for elvens utløp av Gjeitvatn er det begge steder svakt bituminøse rustsoner. Disse 3 lokaliteter omkring søndre del av Gjeitvatn synes å tilhøre samme horisont, noe i liggen for hovedkalkene. Kort sørvest for riksrøys nr. 253 er en rekke smale, rustne, til dels sterkt bituminøse bånd, som heller ikke kan være langt fra denne horisont.

Kort over aplittgneisen ved Forsvatn er det regelmessige, svakt bituminøse skifere i ganske flattliggende lagpakker, som fortsetter rundt østre fot av Mereftasfjell, kort utenfor kartgrensen. De hører til en meget lavere horisont.

Oversikt over eruptivene.

Det har sin spesielle interesse å se på intrusivene i fjellkjedeskiferne innen dette område, som representerer et særlig dypt snitt over fjellkjeden. Som det sees av kartet er de utbredte, men på ingen måte dominerende. Over betydelige områder mangler de nesten helt, og dette gjelder først og fremst de laveste horisonter ned mot granittene i øst og vest, hvor shearingen har vært sterkest, foldningen svakest.

De basiske dominerer og befinner seg nå alle i amfibolitt-facies, uten rester av den opprinnelige mineralbestand. De fleste er helt ordinære, mørke hornblendeskifere og amfibolitter. I, eller nær ved, disse opptrer som regel serpentinkuppene.

Et mindre område kan utskilles med en, iallfall strukturelt, forskjellig type, som her skal benevnes „gabbroskifer“. Den har ikke fått egen betegnelse på kartet, men utbredelsen framgår av fig. 33. Den er grovere, mer flekket, for det meste lysere og mer differensiert, så utseendet blir et noe annet, men er for øvrig nær beslektet med foregående. På den annen side er den nøye knyttet til det største område av sure intrusiver i fjellkjedeskiferne. Disse, som kjemisk er av trondhjemtittisk sammensetning, opptrer like i hengen og har kanskje medvirket til den grovere struktur her.

I en rekke av de basiske bergarter finnes leukokrate ledd, nemlig som vekselbånd i hornblendeskiferne, mer som

slirer i gabbroskiferne. Disse er dels helt fri for kalifeltspat, og benevnes da kvartsdioritt eller oligoklasgranitt ettersom de har hornblende eller glimmer som viktigste mørke mineral. De som foruten sparsom glimmer har et moderat innhold av kalifeltspat, blir identiske med ovennevnte trondhemittiske bergarter.

Også i visse områder av glimmerskiferne finnes sure lager-ganger, som vel oftest hører til sistnevnte gruppe. Selv om alle ovennevnte bergarter åpenbart er innbyrdes beslektet, melder det seg det spørsmål, hvor meget av disse surere ledd kan ansees for lokale utsondringer av den basiske magma, og hvor meget må være mer regionale intrusjoner.

Iallfall nederst i lagserien, nærmest granittgrensen, finnes det ennå en gruppe av lagerintrusiver. Det er kalirike granitt-gneiser, granoblastiske og delvis aplittiske, som nøye svarer til randgneisene langs Tysfjordgranitten, og som før har vært omtalt fra vestligere områder. I hvilket forhold disse står til de ovenfor nevnte er her ikke så liketil å avgjøre. For det første er de alle parallellintrusjoner, som aldri skjærer hverandre. For det annet er det i felt oftest umulig å avgjøre hvilke av disse finkornige granoblastiske bergarter er rike på, fattige på eller fri for kalifeltspat. Uten en systematisk mikroskopering av disse ganger får man derfor vanskelig noe overblikk over hvor høyt opp i lagserien de kalirike er representert.

En ytterligere komplikasjon er tilstedeværelsen av tvilsomme, mikroklin- og plagioklas-førende kvartsbergarter, også de granoblastiske med mer eller mindre sukkerkornig struktur og atskillig likhet med granittaplittgneisene. Tidligere er omtalt en kvartsrik skifer av denne art vest for Baugevatn. Den viser seg å innta nøyaktig samme horisont i sør som den store trondhemitt-intrusjon i nord. Begge opptre i tilknytning til kalksteinslag og begge er, bortsett fra kvartsmengden, temmelig analoge også strukturelt sett. Selv den flekkete gabbroskifer finner vi representert i det liggende, om enn sparsomt, nemlig langs vestbredden av Baugevatn. Mindre skarpt fremtredende kvartsrike skifere finnes, som vi skal se, flere andre steder.

De eneste virkelige skjærende ganger i distriktet er enkelte sparsomme pegmatitter, samt yngre kvartsganger.

Hornblendeskifere og amfibolitter.

I de undre horisonter finnes bare en sjelden gang en og annen smal sone av hornblendeskifer. Hovedmassen av denne holder seg til de midlere horisonter, som også er de som fører de viktigste kalklag. Liksom disse innordner derfor de basiske eruptiver seg i en nordlig og en sørlig fløy, et stykke under Reppiskiferen, atskilt ved en antyklinal over Mellomfjell, (se fig. 30). Denne antyklinal er, som før nevnt, nederordnet tvers igjennom kalkserien, mens laveste hornblendeskifer ennå sees å gjenstå som et bindeledd mellom de to mulder.

Øst for den søndre del av Gjeitvatn finnes nemlig betydelige masser av hornblendeskifer, som med sitt regelmessig nord-sydlig strøk og isoklinale østlige fall synes å stå i en påfallende skarp kontrast til strøket i muldene i nord og sør. Det viser seg imidlertid i gode tverrsnitt at „strøket“ i dette bindeledd representerer aksene for sterke foldninger, som har lagt hornblendeskiferen i en rekke sadler og mulder.

I det hele synes foldning og småkrusing å ha virket på denne gruppe av basiske eruptiver i like høy grad som på sedimentene, med hvilke de i tektonisk henseende danner en enhet.

Distriktets hornblendeskifere er gjennomgående forholdsvis homogene, mørke, småkornige, og består i hovedsaken av hornblende, oligoklas og epidot, i enkelte partier også granat. Undertiden opptrer en sliret bånding, vekselvis svarte, hornblenderikere og grønnlige, epidot-feltspatrikere bånd. Dette sees utgreget i enkelte finkornige, sterkt foldete partier, f. eks. på østsiden av Baugevatn. Den store bredde her skyldes delvis overleiring i flattfallende folder over glimmerskiferen.

Disse vanlige typer står temmelig ensartet fra nord for Isvatn, sørover forbi Bukkevatn og Gjeitvatn, og videre sør til Baugevatn, samt den liggende sone vestover til Rauvatn. På sørsiden av Baugevatn, oppunder Reppiskiferen, blir de for en stor del mer amfibolittiske, grovkornigere og til dels massivere enn på nordsiden. Det samme gjelder en stor del av distriktets mektigste amfibolittiske belte, som fra Gjeitvatn over Rauvass-tind og Rauvatn strekker seg vest til Store Melkedalsvatn. Det

ender henimot Skårvasselv i en liten, sterkt foldet mulde, og får dermed straks preg av den vanlige småkornige hornblendeskifer.

Grensene er som regel skarpe og klare, skjønt enkelte steder mer biotittførende nær grensen. Undertiden er hornblendeskiferen imidlertid oppdelt i en rekke parallelle belter med mellomliggende glimmerskifer, som NV for Guovddelas jvr., eller den kan opptre som smale, men tallrike bånd opp gjennom glimmerskiferen, som ved NV-hjørne av Gjeitvatn.

Her opptrer for øvrig i nær tilknytning til hornblendeskiferen en tvilsom kvartsrik bergart. Den kan karakteriseres som en finkornig biotitt-oligoklas-kvarts-skifer, fri for kalifeltspat. Den er lite skifrig, utpreget sukkerkornig og smuldrende, med ganske rikelig biotitt i form av bitte små skjell. Den opptrer i nordskrånningen av Rauvasstind og de 4 serpentinkupper her, videre forbi 749 m-tjern og som et 150 m bredt belte videre 1 km vestover langs amfibolittfeltets nordgrense. Undertiden veksler den med belter av finkornig hornblendeskifer, begge foldet og ofte innfiltret i hverandre. Den nære tilknytning til hornblendeskiferen lot formode at det dreiet seg om en av dennes saliske ledsagere, kvartsdiorittisk eller oligoklasgranittisk. Den ligner disse atskillig, og dertil kommer at den undertiden ledsages av grovere, parallelle årer, som utvilsomt er trondhemittiske. Imidlertid har den et betydelig kvartsoverskudd og en påfallende likhet med de tufflignende skifere som før (s. 64) er omtalt fra Brynsvatn, og ved analyse der ble påvist å kunne være av sedimentær opprinnelse.

Skjønt hornblendeskifere og amfibolitter i trakten vest for Gjeitvatn har den største mektighet i distriktet, synes denne ikke å overstige 2 à 300 m. Det er nemlig i ombøyningen her sterke og uregelmessige foldninger og til dels flate fall.

Heller ikke i dette distrikt er det noen sikre tegn til at lavaer eller tuffer skulle være representert blant disse bergarter. Alle synes nærmest å være metamorfe dyperuptiver, og mektighetene forandrer seg raskt. De er rikeligere representert på vest- enn på øst-siden av hovedsynklinalen, og over enkelte strekninger mangler de helt.

Serpentin-kupper.

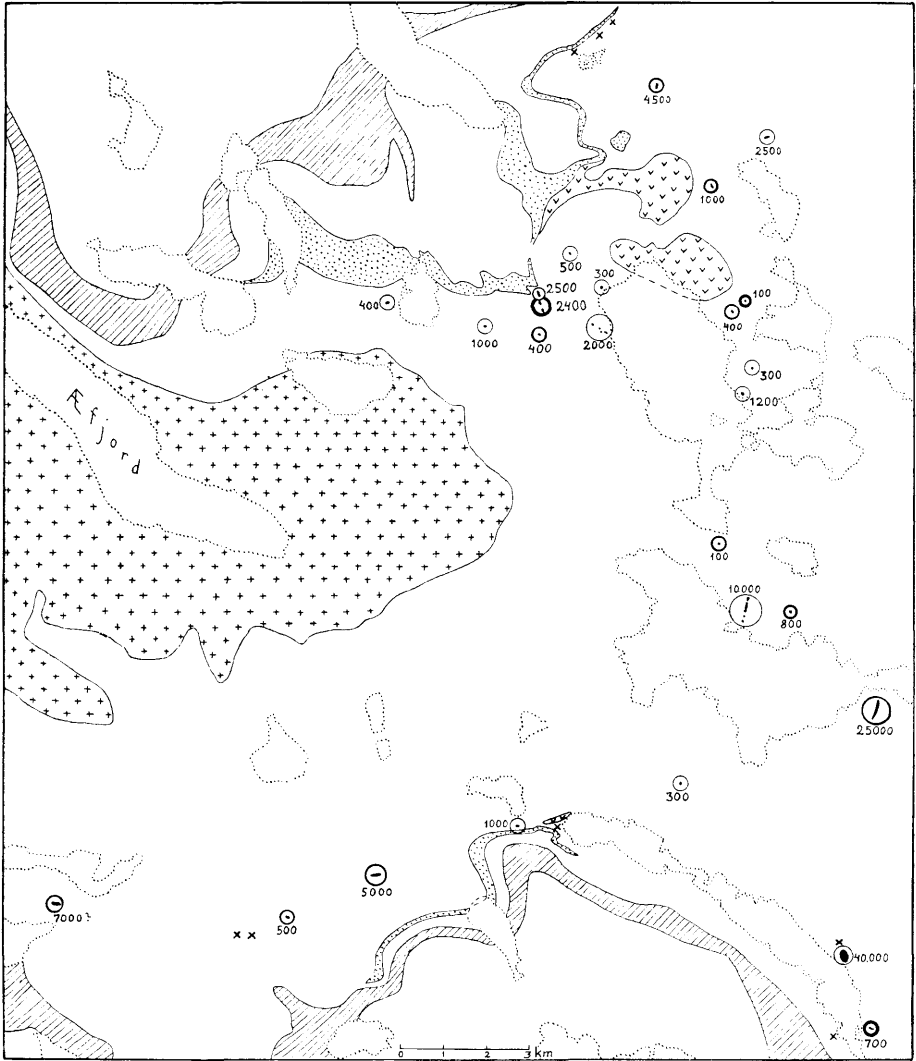
Av kartbladets egentlige serpentinkupper opptre alle unntagen 5 på lavere horisonter enn Reppiskiferen. Disses antall er 33, og det vil neppe finnes flere. I det godt blottede terreng raker disse vegetasjonsfri kupper som regel opp og lyser mer eller mindre rødlig på lang avstand, så de vanskelig oversees. Overflateskorpen er sprukket som en gammel ost.

På grunn av sine små dimensjoner er de lite fremtredende på kartet, så dette ikke gir noe overblikk over deres opptreden. De er derfor fremstillet særskilt på et oversiktskart, fig. 33, og deres anslagsvise horisontal-areal i m² angitt ved hosstående tall. Arealet varierer fra under 100 til ca. 40 000 m² og er til sammen for alle bare 110 000 m² eller vel 0,1 km². Arealmessig utgjør de altså bare en brøkdel av en promille av det område som de opptre i. Da deres dimensjoner mot dypet utvilsomt er like små, vil andelen volummessig bli enda mindre (terrenget har jo et sterkt relief).

Kuppene er ofte sirkelrunde, men kan også ha form av korte lagerganger, alltid med skarpe, glatte grenser og rundete ender. Nord for Guovddelas jvr. sees det hvordan en slik ganglignende forekomst av 600 m lengde og temmelig konstant 20—40 m bredde er oppløst i 4 skarpt atskilte serpentinkupper som inntar $\frac{2}{3}$ av nevnte lengde.

Man får oftest inntrykk av at kuppene er uberørt av områdets tektonikk. Granittgangene kommer nok i kontakt med dem, men trenger ikke inn i dem, og deres seige, massive bergarter synes i alminnelighet ikke å ha deltatt i den forskifring og foldning som ellers er regional her. At de likevel er eldre enn denne kan leilighetsvis observeres. Således viser nærmeste kuppe vest for Rauvasstind som helhet en markert foldning, se fig. 34.

De opptre i hornblendeskifer og i glimmerskifer, et par direkte i kontakt med kalk, men ingen inne i kalk. Ved første øyekast synes de temmelig uregelmessig spredt over terrenget, men som det framgår av oversiktskartet er de i det store og hele anordnet som de tidligere beskrevete kalkbenker, horn-



Markerings-sirklene for serpentinkuppene antyder fortalkningsgraden slik:

- ubetydelig- ○ delvis- ○ helt fortalket
- ▽ "Gabbroskifer" x x Rike kobberertser

Fig. 33. Utsnitt av det geologiske kart. Serpentin-kuppene under Reppiskiferen, markert ved sirkler. Sammedets utbredelsen av „gabbroskifer“, og opptreden av ganger med rike kobberertser.

blendeskifere og amfibolitter, nemlig etter atskilte nordlige og sydlige buer og en mellomliggende lokal mulde. Dette viser at alle disse serpentinkupper er knyttet til en begrenset lagpakke et stykke i ligen av Reppiskiferen, den samme som også er hovedintrusjonsnivået

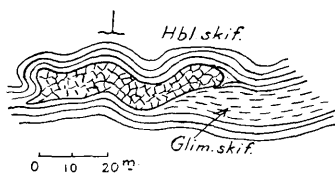


Fig. 34. Foldet serpentinkuppe vest for Rauvasstind.

for amfibolittene med hvilke de utvilsomt står i sammenheng.

Bare en enkelt av kuppene opptrer i et lavere nivå, nemlig i nordskrånningen av Filtind. Den synes heller ikke å være analog med de andre, idet en stor del av den ca. 70 m mektige lagerintrusjon består av varierende typer av mørk hornblendegabbro. Sammenhengen med ultrabasiske bergarter framgår av magnesittførende talkskiferoner i den, særlig temmelig mektig langs ligg-grensen. Lokalt sees her også en mørk grønn klorittskifer med magnetittoktaedre.

Også den lille kuppe vest for 794 m-tjern på sørsiden av Guovddelas jvr. viser samme mer gabbroide karakter.

Alle de øvrige hører til den vanlige type av serpentinkupper, hvorav jeg før har beskrevet en vest og en øst for Rauvatn, med interessante mineraler.¹ De består i hovedsaken av større eller mindre rester av den opprinnelige olivin, av serpentin i form av bladig antigoritt og av karbonat i form av magnesitt. Opprinnelig har de vært dunitter (rene olivinbergarter), skjønt en viss variasjon har det nok vært i sammen-setningen, særlig med hensyn til pyrokseninnholdet.

Den forskjell som nå fremfor alt faller i øynene er fortalknings-graden, som varierer meget mellom de forskjellige kupper. Den er fremstillet på det ovenfor nevnte oversiktskart ved tykkelsen av markerings-sirklene. Det meste av serpentinen er uten nevneverdig fortalkning, men de typer vi treffer er:

1. Kryssende, smale talkårer i massiv serpentin. Denne talk er oftest meget ren, bladig, undertiden sjøgrønt gjennomskinnelig, men i sparsomme mengder. Denne type er forholdsvis sjelden her.

¹ Norsk Geologisk Tidsskrift Bd. XII, s. 219.

2. Fortalkning etter sletter, glidesoner og skarpe ombøyninger av grensen, ofte i atskillig mektighet, men som regel blandet med magnesitt eller dolomitt.
3. Regional fortalkning som omfatter deler av kuppene, oftest nær grensen, eller kuppene i sin helhet, hvor de er noenlunde små. Dette produkt synes som regel å være temmelig urent og består av en blanding av talk, magnesitt og en fargeløs hornblende, derimot lite eller ikke kloritt. Talkinnholdet varierer imidlertid, og med det hårdheten.

Variasjonene i fortalkningsgraden synes ofte nokså umotivert, og årsaken er ikke helt klar. Et godt eksempel er de 3 kupper på rad i vestskråningen av Rauvassaksla. Den nordligste og største av disse, som tidligere er beskrevet (*loc. cit.*) er bare fortalket over ganske begrensede områder nær grensen, for øvrig er det en talkfattig olivin-antigoritt-bergart. De to sydlige viser allerede på avstand en gråhvit farge, og er i sin helhet forandret til en talkrik masse som gruppe 3, uten rester av serpentenbergarten, og det til tross for at den ene av dem har dimensjoner ca. 50×40 m og altså slett ikke er så liten. Årer og ganger med talk, asbest etc. som finnes i serpentinene, mangler naturligvis her.

Fra de før beskrevete kupper er omtalt ganger med søyleformige og fibrige mineraler tvers på gangflaten, nemlig magnesitt, dolomitt, talk og asbest. Særlig i kuppen vest for Rauvatn er en praktfull gang av serpentinasbest med $\frac{1}{2}$ m lange fibrer, men helt tre-aktige, sprøe og stive så man stikker seg på dem (metaxitt), og ikke brukbare. Dette er tilfellet med all asbest i distriktet. Blant de øvrige er det bare kupperekken nord for Guovddelas jvr. som fører den slags ganger, for øvrig er de ikke observert. Sistnevnte sted iakttas hvordan en gang av stiv asbest gradvis fortalkes, så vi til slutt får en kolonneformig masse av ren bladig talk tvers på spaltens vegger, undertiden med enkelte iliggende søyler av karbonat. En del andre ganger fører en hårdere, lys, massiv talk-antigoritt-masse, på sidene med jevn overgang i serpentin, i midten med grov-krystallin dolomitt. De kan være $\frac{1}{2}$ m brede.

Flekkete gabbroskifere.

Som før nevnt er det en del basiske eruptiver som iallfall strukturelt skiller seg ut fra amfibolittserien, og som kan benevnes gabbroskifere. De er så å si i sin helhet samlet nord for Gjeitvatn, først i et ganske vidtstrakt felt direkte i liggen av de sure intrusiver og med 940 m-høyden som sentrum, dernest i en svak synklinal mellom Botnfjell og 842 m-høyden. Se fig. 33. Bergartene er begge steder helt analoge og overleirer glimmerskiferen med flate fall som en lagerintrusjon av moderat mektighet, og opprinnelig utvilsomt sammenhengende.

Karakteristisk for disse felter av „gabbroskifer“ er grovere struktur og et meget urolig bergarts-billede. Det er en basisk og en sur gruppe, begge med en rekke nyanser, i uregelmessig slireformig veksel, istedenfor den båndvise hos hornblendeskiferen. Det hele er sterkt og uregelmessig foldet og med utpreget parallelltekstur uten å bli tynnskifrig. Av den opprinnelige mineralbestand er neppe noe bevart.

De hornblenderike ledd skiller seg fra de vanlige hornblendeskifere ved at plagioklas er samlet i små flekker, linser eller streker, så bergarten får et mer eller mindre „hvitt i svart“-flekket utseende, omtrent som det ville fremkomme ved presning av en porfyritt eller analog grovere dypbergart. I andre belter som er like basiske, men langt lysere, dominerer plagioklas og epidot i forhold til hornblenden; man får en „svart i hvitt“-flekket eller jevnt småstreket skifrig bergart av et meget karakteristisk utseende. Kjemisk er den typisk ossipitt-gabbroid. Mellom disse ledd kan det være mange nyanser, som opptrer slireformig i hverandre uten skarpe grenser.

Videre følger en småkornig, grå bergart, fremdeles med samme mineralselskap som foregående, men langt surere. Den har en ren kvartsdiorittisk sammensetning og er nøye knyttet til de foregående med slireformig veksling, men nå ofte med hårskarp grense. At den er noe yngre synes sikkert, men noen stor aldersforskjell kan det etter deres gjensidige forhold å dømme neppe bli tale om.

Det samme gjelder siste ledd, som blir lyse, finkornige, nesten aplittiske oligoklasgranitter, fremdeles fri for kalifeltspat,



Fig. 35. Båndet veksling av flekket gabbroskifer og oligoklasgranitt, senere sterkt foldet og gjennomslått av turmalinførende kvartsårer. 940 m høyden vest for Isvatn. St. Foslie 7/8 1915.

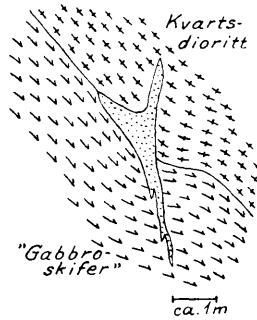
samt andre litt grovere med et moderat innhold av kalifeltspat og helt identiske med hovedintrusjonen av trondhjemitiske bergarter, som omtales nedenfor. De opptrer som ofte rikelige bånd og som store, slirete belter i meget intim veksel med de basiske, alt fremdeles med parallelltekstur. Fig. 35.

Denne krysses først av noen sparsomme årer og ganger av pegmatitt, som skjærer de foran nevnte bergarter og deres grenser. Det samme gjelder enkelte uregelmessige årer og ganger av kvarts, fig. 36, som undertiden fører rikelig turmalin.

Det er påfallende hvordan disse felter av gabbroskifer i sin opptreden er atskilt fra dem av hornblendeskifer-amfibolitt, skjønt begge er kjemisk nærstående. Man merker straks hvilken av disse typer man beveger seg i, og noen egentlig sammenblanding av dem synes ikke å forekomme; men allerede straks i liggen av gabbroskiferen treffes bånd av vanlige hornblende-

Fig. 36. Kvartsåre krysser bergartsgrensen gabbroskifer—kvartsdioritt.

skifere, og denne type er senere enerådende, både østover mot Isvatn og vestover i brattskrenten nord for Botnfjell. Disse er undertiden vekselbåndet med plane, lysere bånd som ligner ovennevnte kvartsdioritt, men som også med sukkerkornig struktur kan vise tilknytning til biotitt-oligoklas-kvarts-skiferne NV for Gjeitvatn.



Trondhemitt-intrusivfeltet.

Den uten sammenligning største intrusjon av sure bergarter oppe i skiferserien innen kartbladet er den, som strekker seg fra St. Melkedalsvatn i vest til forbi Botneidvatn i øst. Sin største mektighet har den østenfor Hjertvatn med ca. 500 m.

Bergarten er en lyst grå, småkornig kvarts-oligoklas-biotittbergart med ca. 8% mikroklin. Uten å være skifrig har den en tydelig parallelltekstur, synlig selv i de sentrale partier. Når den er benevnt trondhemitt, er det fordi den kjemisk hører hit. For øvrig har den liten likhet med denne bergartstype som den i alminnelighet er utviklet i Trondheimsfeltet, fordi den i det vesentlige er omkrystallisert (granoblastisk).

Henimot henggrensen er det enkelte parallellinnleirete bånd av glimmerskifer i den, og særlig mellom Senvatn og Rauvatn er det ingen godt definert henggrense, idet de siste 2—300 m er sterkt oppblandet med lag av gneisaktig skifermateriale. En kalkbenk som begynner her, innfanges også, så vi flere steder finner den temmelig langt inne i eruptiven, til dels som avbrutte stykker av laget.

Ved liggrensen er det mektige rustsoner, særlig nærmest østenfor Rauvatn, men en del også vestenfor. Det er serisittiserte skifere med en moderat kisimpregnasjon. Lenger vest finnes en svakere forrustning også langs henggrensen.

Videre er det midt inne i den en impregnasjonssone, som kan spores fra østbredden av Hjertvatn og helt opp på fjellet, men er uten praktisk betydning. Den består av en fin impregnasjon med svovelkis-krystaller i sliret trondhemitt. Denne gjennomsettes av en pegmatitt med enkelte grovere kisindivider.

Østover fra Rauvatn sees trondhemitten foldet i nydelige, slake mulder og sadler, for det meste med smale kalkbenker kort i hengen. Til slutt ender den i en invertert nordgående tunge som kiler ut under sterk foldning på Rauvassaksla, men kommer igjen i en tilsvarende tunge på nordsiden. Det hele blir mer en foldningsutpresning enn en egentlig foldningsforkastning.

Videre kommer den igjen i betydelig bredde i dalen opp for Børsvassbotnen hvor den inntar hele dalbunnen og slutter i en vakker sadel henimot Skreelva i nord. I randpartiet ned mot Børsvassbotnen, er den utpreget finkornig, stripet, nesten aplittisk, til dels båndvis vekslende med hornblendeskifer, hvor snart den ene, snart den annen er overveiende. Mot de sentrale partier blir trondhemitten enerådende, mellomkornig, men fremdeles utpreget stripet. Kort nord for 467 m-tjern er det en foldet og uregelmessig kvartsgang i den, ca. 1 m mektig, lokalt med tallrike store, men spredte *muskovitt*-individer i form av svære „bøker“ og „vifter“, opptil over 10 cm tykke. Mot liggen (i SØ) blir trondhemitten sterkt småfoldet, siden igjen sliret med bånd av hornblendeskifer samt først og fremst partier av flekket gabbroskifer av den ovenfor omtalte type. Gradvis går det hele over fra overveiende sure til overveiende basiske bergarter, og alle ledd synes innbyrdes nær beslektet.

Da fallene i dalen er forholdsvis flate, blir mektigheten av trondhemitten her ikke så stor som den ser ut til, og da hengskiferen i øst faller svakt med dalsiden kommer eruptiven igjen like oppe på fjellhøyden, nå som en bare ca. 50 m mektig lagergang. Denne hvelver seg med store, slake folder nordover og østover forbi Botneidvatn og kiler til slutt helt ut i skråningen mot Storvatn. Øst for 798 m-tjern sees det hvordan den legger seg omtrent horisontalt, bare svakt undulerende om NV-gående foldningsakser. I to små topper er det erosjonsrester av den overliggende glimmerskifer. Fig. 37. I hele dette østlige område er den noe mer massiv enn før, mot det utkilende også mer grovkrystallin. Det meste av den er ren og skarpt-krystallin, men enkelte steder er det båndvis innleiret lag av glimmerskifer eller innblandet skifermateriale. Mot liggen (i sør) har vi igjen den nære tilknytting til den flekkete gabbroskifer.

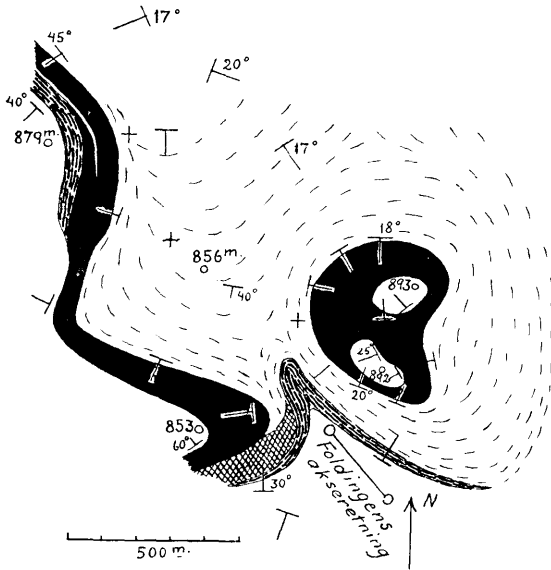


Fig. 37. Utsnitt av kartet sørøst for Børsvatn. Svart = trondhjemit.
 Tettstreket = skiferblandet do. Hvitt = granat-glimmerskifer,
 delvis med granittganger (streker).
 Kryss-skravert = gabbroskifer.

Saliske lagerganger.

Mens gabbroskiferne, som ovenfor nevnt, alltid var ledsaget av saliske ledd og nøye sammenhørende med disse, er forholdet for hornblendeskifer og amfibolitter noe anderledes. Over store områder mangler sure bergarter helt i dem, således fra N. Bukkevatt sørover til Baugevatt og på begge sider av dette. Andre steder opptrer de særdeles rikelig, mest som planparallele bånd. Hornblendeskiferen i skrenten for enden av Austerdalen mellom 759 m-vann og 1087 m-høyden er således for en del vakkert tynnskifrig vekselbåndet med lys aplitt, som undertiden er en del impregnert med svovelkis. Imidlertid fører også glimmerskiferen i de samme strøk til dels rikelig bånd av aplitt, således fra V. for Baugevatt til 759 m-vann og mellom dette og 696 m-vann. Også denne sees lokalt litt kisimpregnert. Det er sikkerlig samme aplitt, og en fortsettelse av den som opptrådte rikelig ned gjennom Austerdalen, (s. 83). Videre mot NO i samme belte blir den langt sparsommere, men sør for 811 m-

høyden sees ennå typisk vekselbånding i hornblendeskiferen av sur aplitt, som ofte uregelmessig, linseformig *gafler* ut i den, og derfor virker tydelig yngre. I glimmerskiferen er der ingen aplitt mere her, men på 800 m-skaret mellom Guovddelas jvr. og S. Gjeitvatn samt ved kysten nord for Mellomfjell er det lysere belter av tynnplattige skifere i den, som fører atskillig kalifeltspat og ligner pressete granittaplitter, skjønt allerede betydelig kvartsrikere enn vanlig for disse. De ledsages av noen ubetydelige striper av hornblendeskifer.

Som ovenfor omtalt er det vest for Baugevatn et godt definert belte av kalifeltspat-førende kvartsskifer nøyaktig på trondhjemittens nivå. Den forsvinner under Baugevass-breen, men også videre øst er det tvilsomme kvartsrike skifere av betydelig bredde og mindre skarpt begrenset. De sees dels i brattskrenten sør for Baugevatn, men særlig på nordsiden, fra 918 m-høyden til henimot Baugefjells-amfibolitten samt litt øst for 794 m-vann nordenfor. De er karakterisert ved sin ofte sukkerkornige struktur og et konstant, men moderat innhold av kalifeltspat. Skjønt de til dels er sterkt foldet, ja, endog infiltrert med de før omtalte kvartslinser, skiller de seg fra de vanlige sedimenter her, som aldri fører kalifeltspat, men uten skarpe grenser mot dem. Fra de aplittiske lagerganger skiller de seg vesentlig bare ved sitt langt høyere kvartsinnhold.

Lenger sør på omtrent samme horisont, ved bekkene øst for Baugevatn, er det igjen rikelig av den vanlige aplitt i glimmerskiferen, til dels ledsaget av pegmatitt.

I nord treffer vi atter hvite, aplittiske bånd i hornblendeskiferen vest for N. Bukkevatn, men samtidig også rikelig i den omgivende glimmerskifer, mest som større intrusjoner. Her og der finnes disse hele veien opp til den overliggende gabbroskifer i NV, hvor de igjen opptrer rikelig, særlig i dens liggende. De hvite aplitter i disse forskjellige bergarter synes derfor å være samtidige og identiske. Videre vestenom Isvatn er det sparsomme aplittiske bånd i hornblendeskiferne hele veien fram til Storegjelva. Ved 470 m o. h. vest for denne er det sogar basisk-sur vekselbånding i hele lagergangens bredde. Rikeligst er granittintrusjonene i den lange skrent som strekker seg helt fra N. Bukkevatn til øst for Botneid-vatn, og hvor de for en

stor del utgjøres av pegmatitt, dels av lyse aplitter og dels bånd av biotittrikere, finkornige, alltid parallellinleirete oligoklasgranitter.

De forholdsvis tynnskifrige Bonto-lakoskifere sørover fra Botneid-vatn er dels helt fri for granittganger, dels opptrer de rikelig, særlig sør for 822 m-tjern (fig. 37) og langs liggen av den store trondhemitt-intrusjon. Gangene her er dels uregelmessige pegmatittiske, dels normalkornige lagerganger som står i direkte sammenheng med trondhemitten, her og der med små bånd av den kornige gabbroskifer.

Også i liggen av trondhemitten videre vest er det tilsvarende lagerganger, men her er lite eller ingen pegmatitt. Forholdsvis rikelig opptrer de i trakten om serpentinkuppene vest for Rauvassaksla, ved nedre del av Hjertervatn og ved Lomtjern, fortrinnsvis i glimmerskiferen, men derimot ikke i de forholdsvis massive amfibolitter, f. eks. omkring malmfeltet.

I sterkt foldet hornblendeskifer kan disse aplittiske ganger unntagelsesvis sees direkte å skjære den, som ovenfor serpentinkuppen vest for Rauvasstind. For øvrig finnes de ofte nær grensene, og da kanskje særlig i den før omtalte sukkerkornige biotitt-oligoklas-kvarts-skifer, som opptrer her.

Hovedintrykket er at de ovenfor omtalte sure lagerganger har en forholdsvis regional utbredelse innenfor en bestemt lagpakke, nemlig den hvor også den store trondhemittintrusjon og hovedmassen av de basiske eruptiver hører hjemme. Videre synes de både i alder og sammensetning å være nær knyttet til denne trondhemitt, og gjennom den å være beslektet med gabbroskiferen og fjernere med de mer forskifrete basiske eruptiver, som de leilighetsvis sees å skjære. Den intime sammenheng med sistnevnte, som vekselbåndingen undertiden kan tyde på, må derfor være mer tilsynelatende.

Videre finnes imidlertid også parallellinleiringer av granitt i skiferpakken som overleirer Tysfjordgranitten, særlig i trakten ved Skårvatn, men her utpreget kaligranitt. Mellom 319 m-høyden og tangen i Skårvatn, pl. VI, fig. 1, er det således en rekke parallelle bånd av granitt og gneisaktig skifer, hvor sistnevnte kan være granittisert slik at den nærmest utgjør glimmerrike bånd i granitten. Nord for utløpet av vannet er det et

ca. 200 m bredt belte med opp til 30—40 m brede lagerganger av samme granitt, som følges helt opp på 517 m-høyden. Videre langs brattskrenten opptrer den temmelig sparsomt, men sees å anstå i skaret sør for Mellomfjell, så det er åpenbart at den korresponderer med de før omtalte granittaplitter i Saltelvtind og vestover. Ganske tilsvarende er forholdene i øst ved Forsvatn, hvor aplittgneisen utgjør lagerganger med en rekke parallellinnleirete skiferlag, og som utenfor kartgrensen fortsetter langt, både mot nord og sør.

Alle lagergangene her nede er småkornige, forskifrete, intimt vekslende og sammenvokset med glimmerskiferen, noe aplittiske og fører rikelig mikroklin. De er derfor helt identiske med finkornige partier av randgneisen rundt Tysfjordgranitten.

Spørsmålet om i hvilket forhold disse står til de trondhjemske lagerganger høyere oppe er som nevnt s. 116 ikke så liketil å avgjøre, bl. a. fordi de i felt er så like. Meget instruktiv i den forbindelse er en „blandet“ lagergang, som finnes litt NV for lille tjern i Skårvasselvei nedenfor utløpet av Skårvatn, og altså godt innenfor området for de kalirike lagerganger. Den består i hele sin bredde av vekslende mørke og lyse bånd av hornblendeskifer og lys aplitt, 1—50 cm brede med knivskarpe grenser, plane og regelmessige i strøkretningen, mens glimmerskiferne omkring er sterkt foldet. Nå viser det seg at disse aplittbånd ikke er intrusjoner av kaligranitten, men at de er helt fri for kalifeltspat. De består av en granoblastisk blanding av kvarts og oligoklas med meget små hornblendeeindivider som eneste mørke mineral og har altså nærmest kvartsdiorittisk sammensetning, av den type som er vanlig høyere oppe. I allfall i dette tilfelle har altså de to gangtyper ingen forbindelse med hverandre.

Pegmatitt- og yngre kvarts-ganger.

I hele det her omhandlede område opptrer ganger og injeksjonssoner av *pegmatitt* påfallende sparsomt, i motsetning til forholdet over Reppiskiferen. I de laveste lag, ned mot granittene på begge sider, mangler de så godt som fullstendig, og det samme er med få unntagelser tilfellet i hele den undre, sterkt kvartsinfiltrerte skiferavdeling. Små grovkornige pegmatitt-

årer i litt større antall ble her bare observert i en sone mellom 698 og 804 m-vann vest for Isfjell, ved nedre del av bekken fra Snøvatn og i ryggen NO for Baugefjellsbreen.

I øvre skiferavdeling er pegmatittganger også sparsomme, bortsett fra enkelte områder i Bonto Lako-skiferne som nevnt ovenfor, og synes derfor på ingen måte særlig knyttet til de sterkeste foldete skifere. En stor del av dem opptrer her som lagerganger sammen med de normalkornige, og må nærmest betraktes som grovkornige facies av disse. Andre er uregelmessige og overskjærende, også i forhold til gabbroskifer og kvartsdioritt (s. 124). Sjeldnere er det intim injeksjon av pegmatittmasse i foldet glimmerskifer. Linser og årer av pegmatitt ligger av trondhemitt-intrusjonen fører ved Botneidvatn kobberertser og sparsomt turmalin. Feltspaten i disse viser seg å være sur plagioklas uten fri kalifeltspat, så de må antas å ha forbindelse med trondhemitten. Selv pegmatitter som fører en del kalifeltspat kan ha samme forbindelse. Også i hengen av trondhemitten her er det små pegmatitt-injeksjonssoner mellom Skårdalsbekken og Langnestind, en del også ved bunnen av Børsvatn. I sørføyen er det en del pegmatitt ved sørenden av Baugevatn, både på øst- og vestsiden. Sistnevnte sted danner den linser og ganger i den mørke glimmerskifer og i hornblendeskiferen, og gjennomsetter tydelig sistnevntes folder, men er likevel selv tydelig foldet og oppstykket.

Av *kvartsgangene* er det en gruppe, som ofte fører rikelig turmalin. De er korte, uregelmessige, opptrer spredt over ganske brede belter og skjærer skifrifgheten, ganske analogt med pegmatittene, som de kan opptre sammen med. De er iaktatt i ryggen NO for Baugefjellsbreen, i gabbroskiferen vest for Isvatn (fig. 36) og i fjellryggen SO for Rauvatn, øst for 684 m-høyden. Sist nevnte sted fører mange av gangene nesten like meget svart turmalin som kvarts og undertiden påvokste krystaller av ren albitt i druserom. Turmalinen er også vandret inn i de omgivende glimmerskifere som grove individer inntil 1 m fra ganggrensen.

I hornblendeskiferen i Baugefjell, feltet NV for riksrøys 253 og det på vestsiden av Baugevatn, opptrer kvarts som spredte korte gangstrenger, som linser etter skifrifgheten og som

tynne spalteganger. Mineralinnholdet er varierende og omfatter turmalin, rutil, jernglans, kloritt, kalkspat samt til dels atskillig av rike kobberertser. Disse ganger vil bli omtalt nærmere under behandlingen av kobberforekomstene.

Til slutt er det en gruppe smale, rettlinjete spalteganger av kvarts, som gjennomsetter alt annet, og åpenbart er yngre enn all folding:

1. Nord for østre del av Kjelvatn noen lange ganger i glimmerskiferen av ren kvarts, bare her og der med litt grov kloritt i tønneformige pakker.
2. Ved nedre del av bekken fra Snøvatn en rettskåret gang av ren kvarts, nesten 1 m mektig og minst 200 m lang, strøk N, 8° V, loddrett. Den gjennomsetter sterkt foldet, gneisaktig glimmerskifer med rikelig av de før omtalte kalkspatførende kvartslinser.
3. I østskråningen av Filtind, 1280 m o. h. en smal spaltegang av litt annen type. Den fører kvarts i midten, feltspat og glimmer på sidene, samt litt svovelkis og magnetitt.
Alle disse tre lokaliteter ligger langs en sørgående, rett linje, og forlenges den videre, treffes de ovennevnte ganger ved kobberforekomstene nord og sør for Baugevatn.
4. Ved vestkysten av Isvatn sees i hornblendeskiferen tverrgående spalteganger av kvarts med en del kalkspat, kloritt-aggregater, jernglanstavler og albitt.
5. Mellom Botnfjell og Rauvassaksla gjennomsettes så vel hornblendeskiferen som serpentinkuppen av opp til 1,5 m brede, loddrette ganger av ren kvarts.

Ikke ved noen av disse 5 ganger iakttas metasomatose. Deres forhold til de førnevnte turmalinførende ganger kan ikke avgjøres, da de ikke opptrer sammen.

XI. Granittens grenseområde øst for Æfjord.

Under Mellomfjell senker overgrensen av granittgneisen seg svært jevnt ned mot Skårvatn. Det kan lett kontrolleres, at det ikke er antydning til noe sprang i den, idet den tegner seg skarpt i den bratte fjellvegg. I den overliggende skifer er det nemlig her meget sparsomt med lagerganger. Peg-

matittårer og kvartsinfiltrasjon mangler nesten helt og ved Rauvasselv er skiferen markert ved atskillig forrustning nær grensen. Øst for Skårvatn er det en 5 m mektig og meget regelmessig skiferbenk få meter nede i granittgneisen. Først ovenfor vestre del av Skårvatn opptrer som før nevnt rikelig av granittaplittiske lagerganger i hengskiferen, muligens i tilknytning til en svak overskjæring av dennes lag.

Et profil over granittgneisen øst for Skårvatn viser at i et bredt belte langs henggrensen er den typisk finkornig, skifrig, lys og aplittisk, ofte med magnetitt-krystaller. Det midtre og bredeste parti er rødlig, mellomkornig, med benkevis varierende kornstørrelse, og fremdeles med tydelig parallelltekstur. Mot liggen blir den igjen overveiende finkornig, bare med enkelte grovkornige benker, og for øvrig urolig, sliret med enkelte mørkere, glimmerrike soner.

Ved elven som faller ut i østenden av Skårvatn, følger med skarp grense massiv, meget grovkornig Tysfjordgranitt, som, bortsett fra et par meter ved selve grensen, er helt uten skifrihet. Lokalt er det ved grensen en ganske smal innleiring av kvartsitt og glimmerskifer, som i strøk synes å gå over i en av de mørkere soner i aplitten.

Fra ca. 500 m o. h. kommer igjen glimmerskifer på grensen, nå som en mektig lagpakke med noen smale kvartsittiske benker, som med flatt østlig fall når opp på Botnfjell. I sin nedre ende gjør skiferen en skarp ombøyning. Som en 10 m mektig sone med middels nordlig fall skyter den inn i den grove granitt med skarpe grenser mot denne både i heng og ligg. Noen forkastning synes det ikke å være.

Overflaten av den massive Tysfjordgranitt hvelver seg urglassformig over Botnfjell, omgitt på alle sider unntatt vest av et praktfullt amfiteater av steile skiferskrenter. Den utgjør kjernen av den før nevnte antiklinal over Mellomfjell. Blank-slepne og utilgjengelige flåg senker seg så vel mot Skårvatn som mot Æfjord.

Over det forholdsvis lave Skårvasseid stryker med skarp grense den overliggende rødlig og aplittiske granittgneis videre vestover. Profilet er ganske som det sist omtalte, bare med den forskjell, at det nå mot ligg-grensen har utviklet seg et



Fig. 38. Grensen mellom granittgneis og overliggende glimmerskifer.
Langstrandskollen, Indre Æfjord. St. Foslie, september 1914.

40—100 m bredt, helt tydelig og skarpt begrenset belte av utpreget grå, mørkere og hornblendeførende gneis. Lokalt er det på begge sider av dette ubetydelige bånd av glimmerskifer.

Utover langs østsiden av Æfjord fortsetter hele komplekset meget regelmessig. Den overalt meget grove og massive Tysfjordgranitt, som i Æfjordbotn endog har nesten porfyriske feltspater, kommer bare opp på nessene utover fjorden. Oppe i brattskrenten følger den overliggende glimmerskifer med skarp grense, fig. 38, under Karifjells topp visstnok med en parallell granitt-intrusjon oppe i skiferen. Det hele danner en jevn, slak mulde mellom Skårvasseid og Karifjell.

Gneisbeltet består dels av de røde, aplittiske granittgneiser, som alltid er noe grovere, dels av de før nevnte grå gneiser, som er finkornigere, og til dels helt basiske. Sist nevnte følger her ikke bare ligg-grensen som et smalt belte, men opptrer også i et nytt belte noe høyere oppe. I hengende del av dette veksler stadig benker av den røde og den grå gneis, oftest skarpt

begrenset, og det hele utpreget skifrig. Et par steder sees den røde som tydelige, skarpt begrensede linser i den grå. Det hele fortsetter uforandret fram til Forsa-havet, det eneste sted hvor glimmerskiferen når ned til sjøen.

XII. Æfjord-distriktet vest for Forså.

Den skarpe øvre grense av granittgneisen fortsetter i sørskråningen av Gullikskollen—Kufjell—Andersskaret, pl. II, fig. 2, mot overliggende gneisaktig glimmerskifer, som er forholdsvis kvartsrik, granatfattig, med storflasrig glimmer omtrent som nord for Skårvatn. Nærmest grensen er granittgneisen oftest godt skifrig, de første desimetre endog småfoldet som skiferen, men mot liggen blir den snart temmelig massiv, middelskornig, med mindre aplittisk karakter enn før, bare med lite utpreget parallelltekstur, delvis med atskillige isolerte krystaller av homogen magnetitt. Fargen er i regelen lyst rødlig.

På 407 m toppen NO for Sandvik er en glimrende blotting av grensen i over 100 m lengde. Her kan iakttas tungeformige innbuktninger av mer og mindre forskifret granitt inn i det hengende, fig. 39, mens man ellers langs denne grense som regel ikke kan se noen som helst overskjæring. Dette er også det eneste sted hvor det langs denne grense er rikelig kvartsitt-lignende bånd, til dels i flere meters bredde, og av omtrent samme type som før er omtalt fra flere steder i hengen av selve Tysfjordgranitten. Det er kvarts-skifere med atskillig av grumset albitt og litt klar kalifeltspat. På grensen er her også en del serisittisert skifer med impregnasjon av svovelkis uten kobber, og uten noen som helst verdi.

Hvor grensen går ned i Forsa-havet er dette kvartsittiske bånd fremdeles $\frac{1}{2}$ m mektig, og kort inne i granittgneisen er et 3 m bredt bånd av normal amfibolitt.

På sørvest-siden av Æfjorden inntas hele halvøya av den typiske grove, for det meste massive Tysfjord-granitt. Pl. VII, fig. 2. Den er meget ensartet, og her i grenseområdene har også den en svakt rødlig fargetone, tydeligere enn ellers. Likeså har den undertiden for øyet synlige magnetitt-korn. Bare ved bekkens utløp i Leirpollen sees et par ganske smale soner av innleiret hornblendeskifer i den.

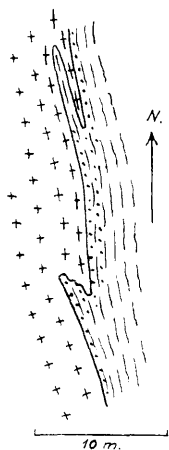


Fig. 39. Granittgneisens grense mot overliggende glimmerskifer. Kwartsskiferne er prikket.
407 m-høyden NO for Sandvik, Æfjord.

I det brede gneisbelte mellom glimmerskiferen og Tysfjordgranitten, som i vest når sin største mektighet med ca. 2500 m, fortsetter de to før fulgte basiske bånd kontinuerlig vestover. Fra Kjerringvikstrømmen av får de en langt større mektighet enn før og samtidig til dels grovere korn og får mer karakteren av egentlige syenitt-gneiser. Samtidig danner hele serien en temmelig markert vestgående synklinal, fig. 9 og 40, svarende til ombøyningen av glimmerskifer-serien ved Andersskaret, og som fortsetter utenfor kartets grense.

Det øvre belte av syenitt-gneis slutter i synklinal ved Polsneset. Det undre belte har et sydlig og et nordlig utgående, som på grunn av aksens flate fall ikke går sammen i dagen, men like utenfor kartgrensen tvert imot begynner å divergere igjen. Det ligger direkte over Tysfjordgranitten, som synes å avbryte det søndre utgående mot vest ved Valle i et sterkt foldet område. Videre vest sees det bare som spredte striper langs sørkysten av Barøya. Det nordre utgående kommer bare såvidt inn på kartbladet nord for Rødøy, hvor det med sydlig fall overlirer en ganske tilsvarende Tysfjord-granitt nord for kartgrensen.

Granittgneisen blir på denne måte også oppdelt i to belter. Fargen er alltid rødlig, og på Rødøy sterkere rødfarget enn noe annet sted i distriktet. Det undre belte av granittgneisen, som sees på fig. 40, er ofte grovere i kornet enn det øvre, og kan enkelte steder nærme seg selve Tysfjord-granitten i utseende. Det får imidlertid ikke dennes typisk flasrige tekstur og store mikroklinindivider, men er alltid mer eller mindre parallelstruert med resulterende forminket kornstørrelse. Gjennomgående er det også fattigere på mørke mineraler. Undertiden kan de imidlertid komme så vidt nær hverandre i utseende, at de er vanskelig å skille, og deres innbyrdes slektskap synes nokså utvilsomt.

De bergarter som her er betegnet som *syenitt-gneiser* er noe varierende av type. Alle er omkrystalliserte med konstant,

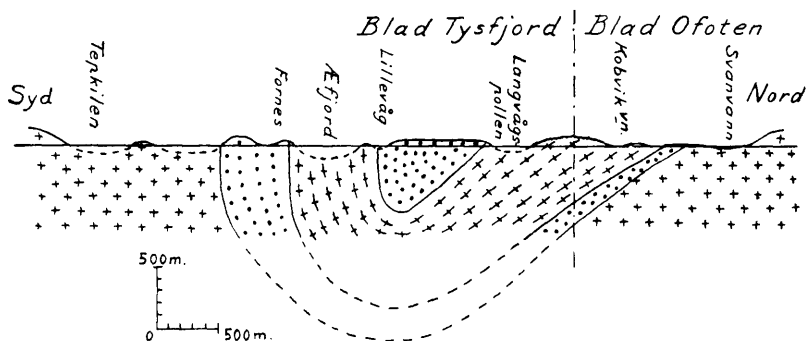


Fig. 40. Profil over mulden i Ytre Æfjord, Kryss = Tysfjordgranitt.
Staver = granittgneis. Prikker = syenittgneis.

men meget moderat innhold av fri kvarts, rikelig mikroklin og oligoklas, sist nevnte som regel overveiende, atskillig hornblende og biotitt, først nevnte som regel overveiende, en del epidot og — ikke magnetitt, men jernglans.

Biotitt og fri kvarts øker som regel samtidig, hvorved de gradvis tenderer mot mer granittisk betonte, finkornige grå gneiser. Andre bånd er mer basiske, svartflekkete bergarter med porfyroblastiske hornblender, og tenderer mot gabbroid sammensetning. Alle disse varianter er på kartet innbefattet under syenitt-gneisen.

De mest typisk syenittiske bergarter, forholdsvis grovkornige og massive, opptrer sonevis i det undre belte, som overleirer Tysfjord-granitten fra Kjerringstrømmen til Valle. I det øvre belte er bergartene som regel mer skifrige, og har mer karakter av forskjellige grå gneiser.

Tilsynelatende i nær tilknytning til disse opptrer bånd av finkornige, rødlige, lyse granittaplitter, også de med en del parallelltekstur. I trakten øst for Repvik sees disse røde og grå typisk vekselbåndet over atskillig bredde eller med isolerte, meterbrede, regelmessige bånd av den røde inne i den grå.

Mot hengen har den grå gneis en hårskarp grense mot den mellomkornige, røde gneisgranitt, som imidlertid ved grensen selv kan være finkornig. Den har da samme type som de tallrike, skarptskårne, centimeter- til meterbrede aplittbånd, som

nær grensen opptrer inne i den grå gneis, og undertiden tendens til sukkerkornig struktur med jernglans istedenfor magnetitt.

Også i den grovere syenitt på sørsiden av Æfjord sees av og til bånd og linser av den samme yngre aplitt, her til dels direkte overskjærende. Vest for Hestnes opptrer den rikelig i uregelmessige intrusjoner og langs stranden vest for Kjerringvik sees gjennomsettende middelskornig, rødlig granitt med helt tydelige inneslutninger og flak av syenittgneisen.

Det synes etter dette temmelig sikkert, at de finkornige aplitter hører sammen med granittgneisen og er fremkommet ved dennes intrusjon i præ-eksisterende bergarter. Noen reaksjonsprodukter på grensene forekommer ikke og noe positivt tegn til at syenittgneisen selv skulle være fremkommet som reaksjonsprodukt mellom granittgneis og innesluttete sedimentbånd, foreligger ikke.

Ganske sparsomt opptrer små uregelmessige gangslirer og strenger av en oftest rød pegmatitt, som bare er iaktatt i syenitt og grå gneis. De fører grumset albitt (An_8), klar kalifeltspat og undertiden plater av jernglans. Lokalt fører de molybdenglans, litt turmalin osv. (se s. 225).

Det eneste, som etter ovenstående ikke framgår tydelig her, er forholdet mellom syenittgneisen og den grove Tysfjordgranitt. I bøyen på vestsiden av Vallebukten synes det riktig nok å være apofyser av sistnevnte inn i førstnevnte, men helt klart er det ikke. De basiske belter er som regel meget skarpt begrenset så vel mot granittgneis som mot Tysfjordgranitten. Bare noen få steder (Fornes) sees noen smale bånd av grå gneis og granittaplitt inne i granittgneisen, og nord for Rødøy atskillige bånd inne i Tysfjordgranitten.

I trakter langt utenfor kartgrensen (Sørfold) har jeg imidlertid i Tysfjordgranitten observert ganske lignende, litt masivere syenittiske bergarter, som rikelig gjennomsettes av granittens ganger.

XIII. Granittområdet vest for Æfjord.

Her er hovedområdet for Tysfjordgranitten, som strekker seg vestover til kartgrensen og langt videre.

Den danner et vilt landskap med spisse tinder, glatte flåg og dype botner og fjorder. Denne forrevne topografi gir et innblikk dypt ned i granittens masse. Pl. III, fig. 1.

I det store og hele er der en påfallende utpreget grense mellom den øvre gneisserie med parallell-tekstur og den massive granitt, skjønt de som annetsteds omtalt må ansees nær beslektet. Allerede få kilometer fra denne grense befinner man seg minst 2000 m nede i granitten, som viser en utpreget homogenitet både i sammensetning og struktur. Således finnes den groveste kornstørrelse, som overhodet er kjent i den, allerede kort under denne grense langs Æfjorden, og den samme utpreget grove og forholdsvis massive granitt inntar hele den lange halvøy fra Æfjordbotn og østenom Stejfjord og Skrovkjosen. Lenger vest blir det derfor ikke mer mulig å bedømme hvor langt nede i granittmassen man befinner seg.

I visse områder har også Tysfjord-granitten selv en mer fremtredende parallell-tekstur eller parallellflasrig tekstur, så vidt at strøk og fall kan måles. Dette merkes allerede på halvøya sør for Skrovkjosen, er mer utpreget på den smale Haukøy-halvøy og enda mer i Mulbukttind, hvor derfor grensen mot den overliggende gneis som før nevnt er mindre utpreget enn vanlig.

Fremkomsten av parallell-tekstur akkurat i dette område står åpenbart i forbindelse med den store inversjon for enden av Kjøpsvik-mulden, som før er omtalt, s. 104, og som må gripe langt inn i granittområdet.

Enkelte steder, som på Haukøy, sees i denne parallellstruerte, til dels litt småfoldete granitt ganske smale, skjærende pegmatittiske ganger, som sender utløpere inn mellom skiktflatene.

Tysfjordgranittens farge er i hovedsaken grå, men ofte får den et så vidt merkbart rødlig skjær, særlig i grenseområdene. Den er i det hele ikke særlig utpreget.

Det er et påfallende trekk, især for den grå granitt, at den over atskillige områder har en tendens til å forvitre og

smuldre i overflaten, uten at den umiddelbare årsak til dette er helt klar. Det er derfor den danner runde heller og jevne flåg, i motsetning til den røde gneisgranitt langs Æfjorden, som danner skarpkantete små avsatser, og som regel er frisk helt opp i dagen. Man må være oppmerksom på dette ved anvendelsen av den grove Tysfjordgranitt til bygningsbruk.

Skrovkjosens gneisfelt.

Midt inne i granittfeltet, i trakten om Skrovkjosen, treffes helt uventet et større område av finkornige, litt skifrige og slirete bergarter, som til en viss grad minner om gneisbeltet i hengen.

Den overveiende del av disse er utpreget sure, av granitisk sammensetning. Bare for en liten del (vest for Somarset) har de en svak rødlig farge, som minner om de friske granittgneiser lenger nord. For øvrig er de rent grå, men fremdeles hornblendefri, med biotitt som femisk mineral, til forskjell fra de før omtalte kvarts-syenittiske grå gneiser, som også oftest er mørkere. Skifriheten er ofte lite utpreget, men bergarten beholder likevel en urolig, sliret karakter. Karakteristisk er små idiomorfe magnetitt-korn.

Over store områder, særlig mellom Ulvik og Skarberget på sørsiden, har de imidlertid undergått atskillig forandring. Her finner man lyst gråhvite, forholdsvis lett smuldrende bergarter med en utpreget sukkerkornig struktur. De er ennå rikere på mikroklin enn før, og nesten fri for mørke silikater. Derimot fører de atskillig jernerts i ganske fine korn, som her viser seg å være utelukkende kornig, helt homogen *jernglans*. Den kan opptre så rikelig, at den gir bergarten mørkere grå skjolder. Dessuten er der atskillig epidot-ortitt.

Undertiden sees i disse bergarter tilsynelatende rester av en opprinnelig grovkornigere feltspat, markert ved en flekkvis fordeling av de mørke mineraler og med mellomliggende aggregater av sukkerkornige små mikroklinindivider, visstnok fremkommet av et større individ.

Mot grensene av Tysfjord-granitten får vi også i dette område mer basiske bergarter, karakterisert ved mineralkombinasjonen hornblende-mikroklin-oligoklas-epidot, moderate mengder

fri kvarts, samt atskillig jernerts, som iallfall for en stor del er jernglans. På toppen av Tuva blir det formelig impregnasjonssoner av sistnevnte.

Bergartene kan nærmest parallelliseres med syenittgneisene ved Æfjord, men er ikke så typiske eller homogent-krystalline som disse. I enda høyere grad enn de grå granittgneiser er de urolig sliret, ofte flekket, forskifret og endog foldet. Iallfall i trakten om Tuva er det heller ikke den vanlige skarpe kontrast mellom de syenittiske og granittiske gneiser, som her begge er grå. Det synes å være en jevn overgang mellom dem. Derimot er grensen mot Tysfjord-granittens nakne og glatte flåg overordentlig skarpt markert, særlig i Vindskaret, og observeres på lang avstand.

Langs sørgrensen begynner det basiske belte med bare 10 m bredde øst for Ulvikkollen, når sin største bredde ved Skarberget og går ut i Tysfjord 300 m sør for Skarbergnes, 1300 m vest for kartgrensen. Foruten de slirige typer, lokalt ekstremt epidotrike, finnes her også middels- til grovkrystalline bergarter av noe mer diorittisk utseende. Øst for bukten ved Skarberget sees grensen mot den lyse granittgneis å utgjøre en rekke brede, vekslende bånd av de to bergarter. Begge er rikelig gjennomvevet av pegmatittårer, mest av rød farge, mens de tilsvarende på Tuva var gjennomvatt av skjærende ganger av hvit granittaplitt. Liksom i Æfjord synes disse årer og ganger å holde seg fortrinnsvis til det basiske belte. Inne i gneisgranitten iakttokes bare et par steder en gjennomsettende gang av lys granittaplitt (øst for Skjellesvik og topp av Ulvikkollen). Hele Skrovkjøsens „gneisfelt“ har i det hele et mer leptitisk utseende enn randgneisene ved Æfjord.

Grensen mot Tysfjord-granitten viser enkelte uregelmessigheter av interesse: Øst for bukten ved Skarberget treffes allerede inne i syenittgneis-beltet store linser og bånd av typisk, grov Tysfjord-granitt, som her synes å være yngre. Før denne blir enerådende sørover sees fremdeles enkelte inneslutninger av uregelmessige, mørkere partier i den, senere noen spredte bånd av samme, samt et par smale bånd av lys, finkornig granitt, som synes nær beslektet. For øvrig er den grove Tysfjordgranitt helt ensartet tvers over halvøya. På ryggen øst for

Ulvikkollen er det som nevnt bare et 10 m bredt basisk belte som skiller Tysfjordgranitten fra den slirete og mer finkornige gneisgranitt, men det opptrer også enkelte grove soner i denne, hvor noen forskjell neppe kan merkes. På den annen side sees henimot 195 m-skaret slireformig utviklete partier av granittaplitt inne i Tysfjordgranitten. De inneslutter bruddstykker av granitten, og må være noe yngre. Ved Skorneskollen og Eidskaret har Tysfjordgranitten mot grensen et par vekselsoner med mer finkornig og skifrig granitt.

Som før nevnt kan det ikke sikkert avgjøres i hvilket dyp i granitten disse vestlige områder befinner seg. Det nordre parti av Skrovkjøsens gneisfelt sees ved Skorneskollen å ligge tydelig over granitten, med nordre fløy av den vakre mulde rundt Tuva steilt oppreist. Det søndre parti ligger over granitten med steilt nordlig fall, og det er mulig at det øst for Skjellesvik til og med vestre Sildbotntind likeledes danner en mulde. Forbindelsen mellom de to partier nede ved fjorden vest for Kjerna er utydelig og usikker. Det er endog mulig, at der ingen forbindelse er, men at det dreier seg om to atskilte gneismulder, den ene fra Tuva til Undereidet, den annen fra Sildbotntind og vestover.

Som det vil sees er det altså ikke utelukket at området simpelthen kunne være et nedfoldet parti av gneisene i hengen av Tysfjordgranitten, omtrent som den før omtalte mulde i ytre Æfjord, skjønt det her blir vanskelig å få den anbragt i områdets steile topografi.

Imidlertid finnes det i bunnen av den steile Stefjordbotn også et parti av småkornig, svakt rødlig granittgneis, omtrent av samme type som i Æfjorden, og her utvilsomt dypt nede i Tysfjordgranittens masse. Sistnevnte har nær grensen grovflasrig parallell-tekstur med øyeaktig feltspat. I granittgneisen sees av og til rester av større feltspatindivider, og grensen synes i det hele tatt ikke å være særlig skarp. Noen gang er det derfor ikke. Den gjennomsettes av pegmatitt med store magnetittindivider.

XIV. Lagserien fra Reppiskiferen til Melkedals-kalken,
vest for Børsvatn.

Reppiskiferen og dens underlag.

I sitt nordre utgående er kalkglimmerskiferen (Reppiskiferen) like typisk som i det før omtalte søndre, men gjennomgående noe mer tynnskifrig og derfor mer utpreget lett-forvitrelig. Dette kjennetegner den allerede på avstand. Den fører fremdeles de karakteristiske zoisittstaver, oftest atskillig granat og delvis hornblende-porfyroblaster. Mot liggen går den gradvis, men raskt over i de vanlige kvarts-glimmerskifere. Mot hengen sees ved Njallavarre en overgangssone av biotitt-granat-rik kvarts-glimmerskifer, ved Hjerthaug en med store stengler av rombisk zoisitt på lagflatene. Her finnes også som en ren unntagelse et par smale bånd av kvartsglimmerskifer midt inne i den.

Fra Børsvatn vest for Kvanmo stryker Reppiskiferen med stor mektighet over Hjertvatn, Store Melkedalsvatn og videre over Karifjell, her med noe mindre mektighet, idet fallet er nesten parallelt med overflaten. På Stornesaksla ovenfor Jernlien er mektigheten ytterligere avtatt betydelig og skiferen er heller ikke fullt så typisk utviklet som før. I den stupbratte nordskrent kan det ikke direkte iakttas hvor den tar veien. I allfall finnes den ikke igjen videre nord, sannsynligvis fordi den gradvis har mistet sitt særpreg og gått over i de vanlige glimmerskifere. Det foreligger også den mulighet, at dens horisont samtidig avskjæres av granittgrensen, idet de underliggende skifere avtar betydelig i forhold til deres mektighet lenger øst og sør. Fig. 21.

Imidlertid er det skifertypen fra brattskrenten ovenfor Skårvatn, som fortsetter her over eidet ved Forså og sørskrenten av ryggen Gullikskollen—Kufjell. Pl. VI, fig. 2. Den er forholdsvis kvartsrik med grovflasrig glimmer og nokså sparsom granatføring, undertiden med kvartsinfiltrasjon og gneisaktig utseende. Derimot opptrer granitt- og pegmatitt-ganger meget sparsomt, som overalt nær granittgrensen. De betydelige undre kalkhorisonter er nå bare representert ved noen smale kalkbenker ovenfor Jernlia og sør for Gullikskollen, intetsteds over 2 m mektige.

Reppiskiferens horisont gir et godt billede av tektonikken. Ved store Melkedalsvatn danner lagserien en markert synklinal, som frembringer en sterk foldning, særlig av heng-skiferne i den indre bue, ved NV-enden av vannet. Den østre fløy over Hjert-haugene er steilt oppreist eller sogar invertert, med skarpt markert ombøyning og intens foldning, særlig i Lille Hjerthaug (521 m). På østsiden av Hjertvatn og over mot Børsvatn ligger lagpakken meget regelmessig, med flate nordlige fall, til dels undulerende, med en svakt muldeformig ombøyning og stor horisontal bredde.

Nærmest i ligger av Reppiskiferen finner vi her i Senvas-skjerpene og bortover mot Botnmofjell et belte av nesten aplitt-kornige, tykkbenkete, gråbåndete skifere av karakteristisk type, men tvilsom karakter. De fører overveiende oligoklas og hornblende, atskillig kvarts og en del kalkspat, samt i enkelte bånd rikelig av små granater.

Mot ligger avløses de av vanlige kvarts-granat-glimmerskifere, som også står over hele Botnmofjell. Her inntreffer imidlertid betydelige uregelmessigheter i lagstillingen, bestemt ved foldnings-akser mot N 30° V, eller noenlunde parallelt med nevnte foldninger lenger vest.

I fjelleets østlige skråning faller skiferne flatt østlig, i en svak mulde ned mot trondhemitten i Børsvassbotten. I ryggen vest for toppen danner de en markert sadel, som senker seg svakt, parallelt med overflaten i nevnte retning. I vestskråningen blir det en mer intens aksefoldning med sterkt varierende fall. I forbindelse dermed står den tunge av kalkglimmerskifere, som strekker seg sørover etter en bekkedal. De ligger i dalbunnen temmelig flatt og gir til dels inntrykk av en separat innleiring noe i ligger av Reppiskiferens hovedparti. Bygningen korresponderer imidlertid med foldningene i trondhemitten lenger sør (se s. 126).

Hele den liggende skiferserie er karakteristisk fattig på granitt- og pegmatittganger, hva også i alminnelighet er tilfellet med Reppiskiferen. Et sted ved nordkysten av Melkedalsvatn sees denne dog gjennomvevet av uregelmessig pegmatitt, og i trakten fra Kvanmo og opp på fjellet i SV finnes der enkelte spredte pegmatittganger i den, som til gjengjeld er noen

av de største i distriktet. De er ofte flattliggende, med stort overflate-areal, og fører skriftgranitt, grov feltspat og til dels litt granat.

Langs ligg-grensen av Reppiskiferen er en sone med rikelig granitt-pegmatitt, fra Senvass-skjerpene og østover til foten av Botnmofjell. Ved skjerpene iakttas rombisk zoisitt og rutil i pegmatitten, og kobberkisen står i forbindelse med den.

Njallavarres intrusiv-belte.

Lagerganger og bånd av basiske eruptiver er ganske vanlige i Reppiskiferen, særlig i den hengende del. De er dels vanlige granat-hornblendeskifere, dels også grovere gabbroskifere, ledsaget av stripet og sliret trondhemitt. Rikeligst opptrer de sør for Njallavarre-feltet. De samme lagerganger finnes også i de liggende kvartsglimmerskifere, men langt sparsommere.

Det er imidlertid like i hengen av Reppiskiferen at vi møter hovedmassen av dem. Her danner de et så godt som sammenhengende eruptivbelte fra Stornesaksla til Børsvatn, og altså på samme horisont som de mektige eruptiver i Pauromulden og Botnelvmulden i kartets sydlige del.

En vesentlig del av de basiske eruptiver her er av de grovkornige, ofte lyse eller flekkete typer, som ovenfor er benevnt gabbroskifer, og stadig ledsages av sure, trondhemittiske bergarter. Serien minner betydelig om de bergarter som opptrer nordenfor Gjeitvatn, og er omtalt tidligere.

Vest for Melkedalsvatn kan det iakttas hvordan trondhemitten er nær beslektet med de grove gabbroskifere, idet de kan gå gradvis over i hverandre, mens den overfor de mer skifrige hornblendeskifere til dels kan være breksjeaktig gjennomvevende. Trondhemitten kan også selv være sterkt forskifret og foldet, og ofte høyst uren.

Omkring Njallavarre har eruptivene sin største mektighet og atskillig varierende typer, som vil bli nærmere omtalt i tilknytting til et spesialkart over kobberfeltet.

Forholdsvis underordnet er her ordinær hornblendeskifer, ofte epidotisert, og som lokalt sees så injisert med pegmatitt i linser og strenger, at det bare er rester igjen av den. Hovedmassen er mer grovkornige, forholdsvis feltspatrike gabbro- og

diorittskifere, i midten med et belte av typisk lys trondhemitt, som ofte slireformig veksler med de foregående, til dels med overgangstyper.

Alle disse er genetisk nøye sammenhørende, uten noen betydelig aldersforskjell. De gjennomsettes alle av yngre pegmatitt, som også opptrer i glimmerskiferne utenfor eruptivfeltet. Trondhemitten kan være så infiltrert med pegmatitt, at den nær grensen får et flammet utseende. Eruptivfeltet er godt begrenset mot glimmerskiferen, men det synes muligens å være en del resorberte rester av denne inne i feltet. I trondhemitten er til dels en markert stripning, som synes å skyldes slike skiferrester, idet den i strøk etter som eruptivmassen avtar, kan gå over i gneisaktig granatglimmerskifer.

I skråningen ned mot Børsvatn er bergarten mot hengen en finkornig, skifrig, til dels endog foldet kvartsdioritt, med tydelig yngre bånd av grovere og massivere trondhemittisk karakter. Mot liggen følger mer normal finkornig trondhemitt og til slutt gabbroskifere. Nede ved Børsvatn er hele eruptivsonen oppløst i en rekke forholdsvis smale bånd i glimmerskiferen. Ned skråningen mot nordspissen av Hjertvatn stryker en tett, massiv aktinolit-gabbro. Oppover går den over i hornblendeskifer, som kommer noe i liggen av det øvrige.

Som det framgår av kartet opptrer eruptivene ikke direkte i hengen av Reppiskiferen, men litt oppe i kvartsglimmerskiferen, som her er sterkt varierende, med til dels tvilsomme typer, oftest granatførende og atskillig intrudert med granitt, til dels i brede bånd.

Gicce-gneisen og overliggende lag.

I hengen av eruptivsonen følger med markert grense en grov, gneisaktig kvarts-granat-glimmerskifer med små, klare granater, turmalinførende og sterkt pegmatitt-injisert. Det er nøyaktig den samme Gicce-gneis, som vi før kjenner fra Pauromulden på samme horisont og med omtrent samme mektighet. Den strekker seg fra Middagsneset ved Børsvatn som et 4—500 m bredt belte over nordenden av Hjertvatn, og videre med regelmessig strøk og steile fall opp ryggen mot Store Hjerthaug og fram forbi nordenden av Store Melkedalsvatn, hvor typen taper seg.

Den er gjennomvevet av små parallelle årer av pegmatitt og delvis kvarts, som gir den et stripet utseende, og dessuten gjennomvannet av enkelte større, skjærende pegmatittganger.

Videre mot hengen avtar pegmatitt-injeksjonen og samtidig granatenes størrelse. Vi får regelmessige glimmerskifer, som i sørøstskråningen av 619 m-toppen er svakt rustne i ca. 400 m bredde. De har ytterst små granatkrystaller og den sparsomme pegmatitt utelukkende som små skjærende ganger, altså fremdeles tilsvarende forholdene i Pauro-mulden.

Videre nordover fra toppvarden og fra 241 m-tjern over det vidstrakte Skjåfjell og ned til Børsvatn blir forholdene mer uregelmessige, skjønt strøket i store trekk er noenlunde konstant. Der opptrer igjen rikelig pegmatitt-intrusjoner helt opp til Melkedals-kalken, skjønt sonevis i sterkt varierende mengde. Disse er for det meste i form av større eller mindre skjærende ganger,¹ til dels av betydelig utstrekning. Lokalt kan imidlertid gjennomvevningen være mer intim og bergarten mer gneisaktig, samtidig som den er sterkt foldet og uregelmessig, som f. eks. fra 573 m-høyden ned til Djupvik i Børsvatn.

Dessuten opptrer i SV-skråningen av Skjåfjell en del brede soner av de ganske svakt rustne skifer med lite pegmatitt, men ikke i kontinuitet med den nettopp nevnte. De stryker nordligere, og den vestligste av dem forløper fra nordbredden av 241 m-vann i NNO retning opp mot tjernet vest for 554 m-vann.

En nærmere utredning av tektonikken i dette område lar seg neppe gjøre av mangel på sikre ledehorisonter, men generelt sett synes forholdet å være følgende: Fig. 41.

Lagpakken mellom Reppiskiferen og Melkedalskalken beholder sin normale bredde inntil profilet Sjursvatn-Hjertevatn. Videre mot nordøst begynner bredden å øke raskt, skjønt strøk og fall ikke viser store forandringer. Snart blir bredden det mangedobbelte, hva som neppe lar seg forklare ved en primær mektighetsøkning. Så vidt det kan dømmes etter rustsoner og injeksjonssoner, synes bredden å øke vifteformig. Viftens rot

¹ Når det her tales om pegmatittganger, må det bemerkes, at de er av varierende kornstørrelse og for en stor del like godt kunne betegnes som grovkornige granittganger. Likeledes varierer kali-innholdet, og kanskje de fleste er kjemisk sterkt trondhjemitisk betonte.

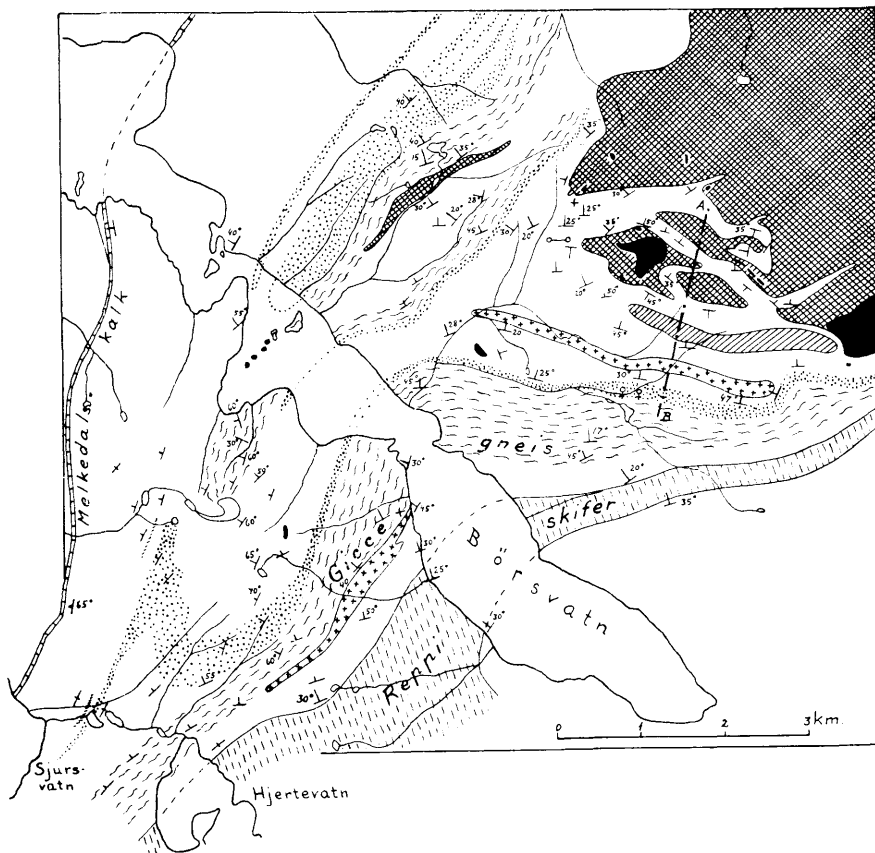


Fig. 41. Utsnitt av det geologiske kart med innlagte rustne skifere (prikket) og særlig sterkt granittisert skifere (S-streket).

er i det nevnte profil, mens toppen utgjøres av Råna norittfelt. Det ligger derfor nær å tro, at den skyldes en tiltagende isoklinal fôldning i denne retning.

Det er videre påfallende, at det nettopp er denne lagpakke som er langt rikeligere pegmatitt- og granitt-injisert enn andre. I det hele er det en overordentlig markert kontrast i denne henseende mellom skiferne over og under Reppiskiferen.

Hva basiske intrusiver angår, er forholdet her det motsatte.

I Gicce-gneisen og videre opp mangler disse nesten fullstendig. Det ble bare observert en smal sone av albittrik horn-

blendeskifer ved utløpet av 241 m-vann, og en lang, 7 m bred sone av gabbroskifer sør for det lille tjern vestligst for 554 m-vann. Fig. 41.

Følges den omhandlede lagpakke videre mot nordvest, sees pegmatitt-injeksjonen å omfatte et bredt belte av disse kvarts-biotittskifere i liggen av Melkedals-kalken inntil toppryggen av Gullikskollen—Kufjell. Først fra bøyen ved Andersskaret og videre nordover når den helt ned til granittgrensen. Overalt opptrer den mest som skarpt definerte ganger, overveiende i strøkretningen, men delvis også som en intimere injeksjon av pegmatittmateriale i form av slirer og øyne (Kufjellets kobberfelter).

Serpentinkupper.

Tidligere er omtalt (s. 119) hvordan 33 av kartbladets serpentinkupper holder seg til en begrenset horisont et godt stykke i liggen av Reppiskiferen, en horisont som også er intrusjonsnivå for en rekke andre eruptiver.

De resterende 5 synes også å være noenlunde horisontbundet. De opptrer et godt stykke i hengen av Reppiskiferen og ikke langt fra intrusjonsnivået for Råna norittfelt og dets olivinstener. To ligger i Kufjell, en i Skjåfjell, en ovenfor Stokkedal og en i Kvanåkertind.

Kuppene i Kufjell opptrer i glimmerskifer, men med en smal hornblendeskifer kort i liggen. Den østligste er ganske stor, 150×40 m, mens den på toppen er mindre og atskillig fortalket på siden.

Serpentinkuppen i Skjåfjell ligger i dettes nordskråning, 550—580 m o. h. Den er 150 m lang, maksimum 45 m bred, uten antydning til parallelltekstur, og i motsetning til de fleste andre sterkt oppsprukket og oppdelt i blokker, så den ser ut som en ruinhaug. Den er litt fortalket, men uten noen renere talk.

Kuppen opptrer midt i glimmergneisen, som omkring den danner en lokal liten mulde (fig. 42), og omgis delvis på sidene av en skifrig aktinolitt-gabbro, som er opptil 15 m bred. Denne finnes også videre mot SV som selvstendige linser i den foldete skifer.

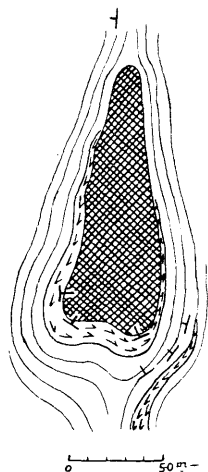


Fig. 42. Serpentin-kuppen i Skjåfjell, omgitt av aktinolitt-gabbro, i glimmerskifer.

Serpentinen og til dels også aktinolitt-gabbroen er ofte gjennomstrødd av pegmatitt-årer av en egen type, særlig karakterisert ved rikelig flogopitt ($\beta = \gamma^{\text{Na}} = 1,598$). De fører dessuten atskillig oligoklas og turmalin, litt klar, rød granat, noen stengler av rombisk zoisitt og forholdsvis lite kvarts. Disse glimmerrike ganger har forholdsvis uskarpe grenser mot sidebergarten. Andre av gangene består overveiende av feltspat med en del kvarts og turmalin, og som regel en glimmerrik grensesone overgående i bergarten. Flogopitten har på forvitret overflate ofte et glatt, tre-aktig utseende på grunn av sammenkitting av bladene med jernoksyd.

XV. Lagserien fra Reppiskiferen til Melkedals-kalken, øst for Børsvatn.

Øst for Børsvatn fortsetter Reppiskiferen uforandret og som regel uten pegmatittganger, men mektigheten er blitt mindre, 150—200 m. Mot liggen er det nå meget gradvis overgang til de vanlige kvarts-granat-glimmerskifere, som videre ned får et mer gneisaktig utseende på grunn av kvartsinfiltrasjon. I motsetning til området vestenfor finnes en moderat pegmatitt-injeksjon i et par soner, over topp av Langnestind—822 m-høyden og videre. Der er ingen store pegmatittganger, men ett sted en 10 m mektig linse av trondhemitt.

De basiske intrusiver er langt sparsommere enn i Njallavarre-distriktet, men opptrer på samme horisont, nemlig litt i øverste parti av Reppiskiferen og det meste i hengen av denne. Her er enkelte mellomliggende lag av kvarts-glimmerskifer, ofte med små lyserøde granater. Eruptivene er av samme typer som vestenfor, dels granat-hornblendeskifere, dels grovere gabbroskifere og diorittiske skifere, gjennomstrødd av en og annen pegmatittgang. Mot hengen avsluttes de av en 25 m mektig trondhemitt. Noen ertsforekomst er her ikke påvist på Njallavarres horisont.

Kort i hengen for eruptivsonen begynner igjen ensartet, typisk Gicce-gneis, rikelig injisert med pegmatitt. Der er også atskillige store, uregelmessige pegmatittganger, som undertiden synes å sette igjennom hele injeksjonen. Som vanlig opptrer ingen basiske intrusiver i denne. I dens øvre partier i Stokkedalselva er derimot en opptil 100 m bred intrusjon av forholdsvis frisk og grovkornig, massiv trondhemitt, som selv er gjennomvevet av pegmatitt.

Videre står denne gneis meget typisk i Durmåls-fjell og dettes nordskråning, til dels sterkt foldet. Den har uregelmessige, ofte flate nordlige fall, mer eller mindre parallelt overflaten, så gneissonen her får stor bredde. Den fortsetter smalere over sørskråningen av Kvanåkertind.

Mot hengen følger videre en forholdsvis skarpt begrenset og utpreget rusten sone av 75—150 m horisontal bredde, men betydelig mindre mektighet, fig. 41, utvilsomt en fortsettelse av den som fantes i SO-skråningen av Skjåfjell. Den går fra Stokkedal langs elva sør for Småtuva, over 920 m-høyden og passerer etter sterk nordlig ombøyning sør for høyeste topp av Kvanåkertind. Så vel den som gneissonen sees videre å fortsette regelmessig opp ryggen mot Tverfjell i øst.

Bergarten i denne sone er i det store og hele den samme som Gicce-gneisen, men litt mer skrifrig og lett-forvitrende, og med enkelte iliggende soner av ikke rusten, normal gneis. Rustsonen selv er oftest rikelig pegmatittinjisert, og med store linser og parallell-innleirete ganger av grov granitt og pegmatitt. Disse er ikke rustne, og kan ikke sees å ha noe med rustdannelsen å gjøre. I trakten ved Kvanåkertind sees atskillig rombisk zoisitt i gneisen, og store hvite, aplittiske linser av overveiende feltspat. Nevneverdig kisimpregnasjon kan oftest ikke påvises, unntagen SO for Kjoskakoppi, hvor den der opp-tredende svovelkis-forekomst er knyttet til denne sone.

I heng av rustsonen følger igjen vanlig pegmatitt-injisert gneis, nord for Småtuva med et 80 m bredt trondhemitt-bånd. Videre finner vi i denne — i trakten fra Kjoskakoppi til henimot Kvanåkertind — et skarpt begrenset, lyst belte av en massiv og forholdsvis grovkornig sur eruptivbergart, 100—200 m bredt, som tilhører en annen type enn de tidligere omtalte. Den fører

mikroklin, plagioklas (An_{30}), epidot og betydelig rikeligere biotitt enn trondhjemitene. Kjemisk har bergarten en ren *granodiorittisk* sammensetning og står, som senere omtales (s. 163), muligens i genetisk forbindelse med Råna norittfelts eruptivserie. Selv er den gjennom satt av en rekke uregelmessige, større og mindre pegmatittganger.

Beltet er uterodert som et trau mellom oppragende egger av mer motstandsdyktig injeksjonsgneis. Fig. 7. Det slutter i øst med bred front, som forårsaker en sterk ombøyning av bergartsserien i liggen, mens heng-gneisene fortsetter nesten uforstyrret. Fig. 41. I beltets forlengelse opptrer en karakteristisk platig gneis med skarpt definerte linser av granitt og pegmatitt.

Kort i heng av rustsonen opptrer også de to siste *serpentin-kupper* på temmelig nøyaktig samme horisont som den tidligere omtalte fra Skjåfjell.

Den største ligger ovenfor Stokkedal, i SV-skråningen av Småtuva. Den er innleiret i flattfallende glimmergneis, hvis lag bøyer seg omkring den. Andre basiske eruptiver finnes ikke i nærheten.

Lengden er ca. 150 m, og tykkelsen knapt 40 m. Kuppen utmerker seg særlig ved å være en forholdsvis frisk olivinstein, som nesten i sin helhet er gjennomvevet av et nettverk av smale talkårer, $\frac{1}{2}$ —2 cm brede, i krysspunktene atskillig mer. De deler den opp i omtrent hodestore stykker. Talken er grovkrystallin, oftest fibrig, og temmelig ren.

Videre er kuppen gjennom satt av atskillige smale spalter med serpentinasbest, ett sted med opp til 2 dm lange fibrer, og ikke fullt så stive som ellers vanlig i distriktet.

Den siste kuppe finnes i passet nord for toppen av Kvan-åkertind, nær grensen mot norittfeltet. Den er ganske liten og helt omkrystallisert til en hornblende-prokloritt-fels med karbonat. Et grovkornig bånd i den er zoisittførende hornblenditt. Kloss inn til grensen står en gang av frisk trondhjemit.

Som det framgår av ovenstående er lagfølgen i denne områdets sydligste del forholdsvis regelmessig og nøyaktig den samme, som vi kjenner fra før.

Nordover fra rustskiferen følger så en serie av vekselvis mer eller mindre granittinjiserete gneiser og glimmerskifere.

og med enkelte bånd av rustne skifere. Serien inntar en overordentlig stor bredde helt opp til Melkedalskalkens horisont, som her først nåes nordligst på kartbladet, i kanten av Ballangsmarka. Det er den samme vifteformige spredning, som begynte vest for Børsvatn og fortsetter her, med vestenden av norittfeltet som sentrum. Fig. 41.

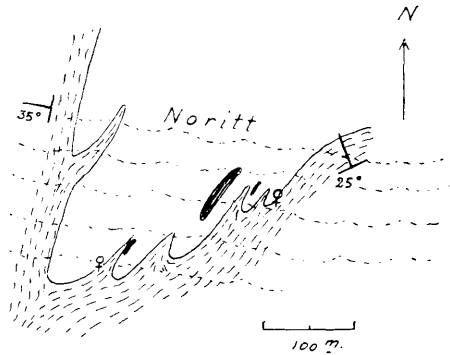


Fig. 43. Norittfeltets utkiling mot SV i glimmerskifer. Sørskråningen av Simlefjell. Sort = peridotittkupper.

Hverken Reppiskiferen, som fortsetter regelmessig sør for norittfeltet, eller Melkedalskalken, som fortsetter nord for samme, har vært gjenstand for noen repetisjon eller nevneverdig foldning. Det er utelukkende den mellomliggende lagpakke, som har øket til en horisontal bredde av 9 km mot normalt under 2 km, uten at fallvinklene er blitt vesentlig mindre.

De foldninger, som må være ansvarlig for dette, må i det store og hele være isoklinale, idet fallretningen for den overveiende del er nord til nordvest.

Vestspissen av norittfeltet i Simlefjell stikker som en kile inn mellom skiferne, med en rekke tungeformige skiferflicker, særlig langs ligg-grensen. Fig. 43. På sørsiden faller de regelmessig og distinkt inn under noritten, på nordsiden overleirer de den like regelmessig. Man kan ikke på dette sted finne noe sikkert bevis for den formodede store isoklinale foldning. Videre er skiferne på begge sider forholdsvis sparsomt granittinjisert, og det samme gjelder de fleste steder i norittfeltets nærmeste omgivelse. Noen direkte forbindelse mellom dettes eruptivserie og de rikelige granittganger i den her omtalte lagpakke, kan derfor ikke påvises. Heller ikke blir skiferen mer gneisaktig i nærheten av norittfeltet, men tvert imot mer tynnskifrig. Noen kontaktmetamorfose kan ikke iakttas, hverken langs sør- eller vestgrensen.

Som det sees av kartet er norittfeltets begrensning høyst uregelmessig i området sør for Sepmolfjell. Dette skyldes ikke

bare norittens inntrengen mellom skiferlagene, men også en markert foldning om øst-vestgående foldningsakser, som her setter inn. Denne framgår ikke bare av de isolerte eruptivmassers form, men kan også måles i stort og smått i skiferen selv.

Samtidig opptrer ved grensen av noritten undertiden omkrystalliserte typer, som tenderer mot distriktets øvrige basiske eruptiver. Dels utvikles store granater, dels hornblendegneiser med forholdsvis mørk hornblende. Kort sønnenfor, i Nordbotn, kommer endelig et øst-vestgående belte av mørk, gneisaktig granathornblendeskifer, som så vel i sin øvre som nedre ende synes å avsluttes som en mulde. Den er på kartet avsatt med lys brun farge på grunn av sin betydelige likhet med distriktets øvrige hornblendeskifere, men om den også virkelig hører til denne gruppe er noe tvilsomt. Den kommer ikke i kontakt med norittfeltet, men deres formodete innbyrdes forhold framgår av fig. 44.

På nordvest-siden av norittfeltet, fig. 61, skulle de tilsvarende foldningsakser ha et nordøstlig forløp, men er her langt mindre tydelige og kan som regel ikke direkte observeres. De sterkeste granittinjiserte belter her er ofte sterkt småfoldet, harde og massive. De danner derfor nokså markerte rygger, som Stokkedalsfjell — Harnesen — 944 m-topp og Blåfjell — 553 m-rygg. De fører ikke glimmerskiferens karakteristiske „knote“-granater, men ofte rikelig av små, klare, idiomorfe granatindivider, videre turmalin og på sistnevnte lokalitet også disthen. Typen kan ikke skilles fra Gicce-gneisen.

Mellom Normalakitta og Blåfjell opptrer i denne serie et helt isolert og maksimum 100 m bredt, delvis flattfallende belte av basiske intrusiver. Disse er likevel for en stor del friske og upressete noritter, som utvilsomt hører sammen med hovedfeltet. Mot hengen grenser det til et sterkt granittinjisert område, og man får langs henggrensen et belte av en sliret veksel mellom granittiske og gabbroide bergarter. Der har foregått en assimilasjon, idet granitten fører atskillig mer av mørke mineraler enn vanlig.

For øvrig er basiske eruptiver så godt som fraværende i denne mektige lagpakke, når vi ser bort fra enkelte ganske små

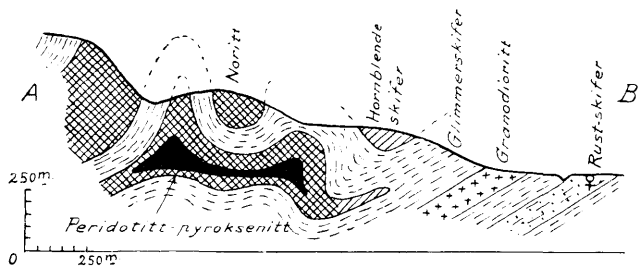


Fig. 44. Profil i fjellveggen nordøst for Kjoskakoppi etter linjen A—B på fig. 41.

isolerte linser og noen innleiringer nær norittfeltets grenser. Således opptrer SO for 944 m-toppen et 25 m bredt gabbroid belte, samt et smalt bånd av en eiendommelig mørk hornblenditt, som omtrent utelukkende består av jernrik aktinolit.

En nærmere utredning av tektonikken innen skifereserien lar seg også her vanskelig gjennomføre av mangel på typiske ledelag. Imidlertid følges fra Børsvatn (nesset vest for Stokkedal) over Stokkedalsfjell og østkanten av Harnesen opp på ryggen ved Simlefjell en sammenhengende, svakt rusten sone av omtrent samme type som den mot Kvanåkertind. Sonen består av gneisaktige skifere med pegmatittinjeksjon, og her sees flere steder forrustning både på gneis, pegmatittganger og kvartsårer, hva som skyldes en transport av jernoksyden på overflaten. I heng av denne rustsone er et belte med rikelig pegmatittinjeksjon, og særlig på Harnesen også store pegmatittganger. På ryggen NV-side har disse ofte fall parallelt med overflaten og kan derfor innta betydelige arealer. Mot liggen avtar som vanlig først den intime pegmatitt-injeksjon, siden blir også de selvstendige ganger etterhånden sparsommere.

Videre opptrer i Rundtvdalen skifere av betydelig bredde, som sonevis er sterkere og svakere rustne. Nordover fortsetter de mot myrene i nedre Kalådalen, sørover ned til Børsvatn, og svarer sikkerlig til de før omtalte rustskiferensoner vest for Skjåfjell. Den vestligste rustsone forløper fra bukten av Børsvatn SO for Vika og omtrent over Tverelvas skarpe sydlige bøy.

Vest for sistnevnte linje er overalt temmelig ensartete gneisaktige kvarts-biotittskifere med mer eller mindre granat, og for

en stor del enten pegmatittinjisert eller iallfall med granittiske og pegmatittiske ganger. En 100 m bred intrusjon lengst i nord viser seg å være trondhemittisk, hva som muligens er tilfellet med det meste. I de øverste horisonter er en del av gangene finkornige, aplittiske, og da alltid helt parallelle med skiferens tekstur. Jo mer grovkornige gangene er, desto mer uavhengige er de av denne. På en stor pegmatittgang NO for Storvika har det vært drevet en synk etter anvisning av ønskevist. Der ble bare funnet noen ubetydelige magnetkiskorn.

I skiferens innbuktning i norittfeltet ved Bruvatn er strøk og fall meget varierende. Den er ikke særlig gneisaktig, men rik på granat, ofte i store porfyroblaster. Fra sør for Bruvatn stryker den med steile fall rett opp fjellet til 760 m-ryggen. Den er her gjennomført av tallrike pegmatittganger, ofte med rikelig av grove muskovittplater, til dels også grov feltspat. På norittgrensen kan iakttas, at nøyaktig de samme pegmatittganger også opptrer inne i noritten. Det er antagelig en fortsettelse av injeksjonssonen fra 944 m-høyden, hvor gangene fremdeles fører den grove muskovitt. Denne synes fortrinnsvis utviklet i og nær norittfeltet. (Se fig. 59.)

Følger vi lagserien på østsiden av Storvatn sees allerede på lang avstand, at så vel Reppiskiferen som Gicce-gneisen og rustskiferen stryker meget regelmessig opp ryggen mot Tverfjell og passerer nord for skaret mot Eiterelvdalen. Reppiskiferen er her ytterligere avtatt i mektighet og er noe mindre typisk. Den går så vel mot ligg som heng gradvis over i tynnskifrige kvartsglimmerskifere uten granittinjeksjon. I sin hengende del har den vekselvis mørkere, biotittrike og lysere hornblenderike, kvartsdioritt-lignende bånd. Med påfallende skarp grense følger så Gicce-gneisen, som også er betydelig smalere enn før, og så endelig en smal rustskifer, som her kommer i direkte kontakt med norittfeltet. Dettets undergrense skjærer altså dypere ned enn lenger vest.

De øst-vest-gående akser fra Nordbotn dominerer fremdeles (fig. 9), idet hele noritten i Tverfjellet danner en trauførmig mulde i fjellets øvre del. De underliggende skifere dukker derfor igjen opp som en sadel nordenfor, — i Mataloftet, men her er det allerede den sterkt pegmatittinjiserte Gicce-gneis, som

står i direkte kontakt med noritten. I sadelens sentrale del ligger lagene horisontalt, og de rikelige ganger av pegmatittisk granitt inntar derfor til dels store arealer. Også på vestsiden av Storvatn spores denne mulde, idet de underliggende skifere trekker seg nordover langs kysten helt til henimot Gamnesholmen.

Den bratte østskråning mot Eiterelvdalen er praktisk talt utilgjengelig, og lagene kan derfor ikke følges her. Også i de steile fjellvegger nede i dalen er det vanskelig å kontrollere dem. I allfall nærmest under noritten er skiferne pegmatittinjisert, videre mot liggen oppover dalen blir det vanlige glimmerskifere inntil kalksonen. I den steile fjellnese på SV-siden av dalens øvre del står Frostisens kvartsinfiltrerte, gneisaktige skifere, som her hvelver seg sadelformig, for siden å stryke opp mot 904 m-høyden og Reintind.

Noen fortsettelse av Reppiskiferen kunne ikke påvises i dalen. Imidlertid er det et annet forhold som tyder på, at den muligens fortsetter og rykker helt opp til norittgrensen. Så snart Klubviktind er passert begynner langs norittfeltets østside en *kontaktmetamorf sone*, som hittil ikke har kunnet påvises langs de øvrige grenser. Det er et belte av forholdsvis lyse skifere av en ny type, som nær grensen viser spor av en sterk foldning og har en karakteristisk stenglig utvikling. Nær grensen øst for Klubviktind er de til dels også gjennomvasket av granittganger. Under mikroskopet viser det seg, at en del av hornblendene er erstattet av nydannet *diopsid*. Videre opptrer en del *mikroclin*, men ikke biotitt. Det er derfor mulig, at kontaktmetamorfosen først blir påfallende i kalkholdige skifere.

Noe direkte bevis for at dette er en fortsettelse av Reppiskiferen foreligger ikke, men rent stratigrafisk er det heller ikke noe i veien for det, som det framgår av følgende:

Østenfor har de underliggende, flattfallende og tynnskifrige glimmerskifere en betydelig likhet med Bontolako-typen. I NO-skråningen av Klubviktind er de til dels svakt rustne, i andre soner er rikelige granittiske intrusiver i form av skarpt begrensede lagerganger og linser, uten at skiferen får karakter av injeksjonsgneis, omtrent som i visse før omtalte soner i Bontolako-skiferen. Ned mot Klubviktjernene kommer belter

av tynnskifrige hornblendeskifere, til dels med lyse, trondhjemittiske vekselbånd, som også var karakteristisk for nevnte område. De kan følges opp til Somarskaret i ganske flattliggende lag over stor bredde.

Ved utløpet av Klubviktjern treffes kalkbenker kort øst for kartgrensen. De stryker nordover med flatt vestlig fall og kan også følges opp på Somarskaret, hvor de som før omtalt utvilsomt representerer fortsettelsen av kartbladets laveste, store kalkhorisont. Øst for Klubviktjern ned mot Skjomenfjorden kommer endelig helt i ligger de kvartsinfiltrerte gneisaktige skifere uten pegmatitt, som svarer til dem under Frostisen.

XVI. Råna norittfelt.

En generell oversikt over dette felt og dets tektonikk er allerede gitt s. 47. Nedenstående skjema gir en oversikt over mineralfordelingen i bergartene:

<i>Peridotitt:</i>	Olivin	Enstatitt	(Diallag)	(Bytownitt)	
<i>Noritt:</i>	Bronsitt	Diallag	Bytownitt	(Biotitt)	
<i>Kvartsnoritt:</i>	Hypersten	Pigeonitt	Labrador	Biotitt	Ortoklas

Norittyper.

Nærmer vi oss feltet fra vest i retning mot Sepmolfjell, pl. IX, fig. 1, røper noritten seg allerede på lang avstand ved den ur av løse blokker in situ, som dekker den.

Selv har den en for så vidt basiske bergarter påfallende lys farge. I hovedsaken er den sammensatt av svakt grønne og små gråhvite korn, henholdsvis av pyroksen eller hornblende og en meget basisk plagioklas i innbyrdes noe varierende forhold, men i det store og hele feltspatrik. Denne type vil bli kalt *Sepmol-typen*. Den er i store trekk ensartet, men den normal-kornige bergart kan lokalt gjennomsettes av slirer av en grovkornig, pegmatittisk noritttype. Der er også små variasjoner i utseendet, som skyldes metamorfosen.

En jevnt lys, skittengrå bergart viser seg således å være en så godt som helt frisk noritt med både den rombiske og monokline pyroksen i behold. Disse går ytterst lett, og under forbruk av en del feltspat, over i en lys, edenittisk hornblende.

Først forsvinner den rombiske, siden også den monokline pyroksen, men strukturen bibeholdes.

Fra omkring 1200 m o. h. begynner det å opptre partier, først bare som slirer, med en videregående omkrystallisasjon. Den ytrer seg slik at mineralkontrastene blir større. Hornblendene blir noe mørkere grønn, mens plagioklasen blir renere og lysere. I skrånningen ned mot Storvatn kan det iakttas en videregående utvikling i denne retning, idet de nevnte mineraler etter hvert samler seg i større aggregater, bergarten får et stadig mer flekket utseende og ender til slutt som en mange steds meget utbredt diorittlignende bergart, hvis opprinnelig norittiske karakter neppe mer kan erkjennes. Den kan benevnes „*flekk-gabbro-typen*“. Plagioklasens kalkinnhold er under denne prosess noe nedsatt, men ikke meget. Hele serien er — i motsetning til kvartsnorittene — karakterisert ved forholdsvis lavt biotittinnhold.

Det meste av norittene innen Tysfjordbladet utgjøres av de ovennevnte to forholdsvis feltspatrike typer, men innbyrdes veksler de ofte så vidt uregelmessig, at de vanskelig kan holdes fra hverandre på kartet.

Det samme gjelder norittene i det ganske komplisert foldete kompleks NO for Kjoskakoppi. Fig. 44. Her finnes også et par andre omkrystalliserte typer, den ene med store granater, den annen med slanke staver av rombisk zoisitt i en hyperittlignende orientering. Ved grensene av disse isolerte norittpartier står en del tvilsomme granat- og til dels biotittførende hornblendegneiser av temmelig nær samme type som det tidligere, s. 154 omtalte belte av hornblendeskifere i Nordbotn. Det er ikke sikkert avgjort om disse bergarter hører til en eldre eruptivserie eller er sterkt metamorfe utløpere av norittfeltet, hva som ikke skulle være helt utelukket, se fig. 44.

Noritter av Sepmoltypen fortsetter ensartet nordover Arneskaret og opp på Arneshesten. I nærheten av de store peridotittfelter, som begynner her, men fortsetter rikeligere på Ofotenbladet, kommer delvis en ny noritttype.

Den er karakterisert ved at mengden av feltspat avtar, mens mengden av pyroksen, særlig den rombiske, tiltar sterkt. Overgangen begynner i form av grove slirer. I ekstreme til-

felle kan den gå over til rene bronsititter. Denne type, som oftest er forholdsvis frisk, skal benevnes *Råna-typen*.

I østre del av Arnesskaret, samt ved nikkelskjerpet øst for Snøgropa, begynner noritten å få svakt tavleformig feltspat. Uten skarp grense, men likevel med forholdsvis rask, slireformig overgang, får vi en ny bergart, som står ensartet ned i Råndalen. Den hører til *kvartsnorittene*, som i forhold til norittene er karakterisert ved noe jernrikere pyroksener, noe surere plagioklas, mer biotitt og en del fri kalifeltspat og kvarts. Det er de eneste bergarter på hele kartbladet, som fører kalifeltspat i form av ortoklas.

Den type, som overveier her, er forholdsvis grovkornet med store, svakt tavleformig utviklete plagioklaser, og benevnes *Arnesskar-typen*.

Østenfor Storvatnet står samme bergart i en karakteristisk, jevnt middelskornig type uten tavleformig feltspat. Den har nærmest et opdalittisk utseende og skal benevnes *Stemnes-typen*.

Sør for Arnesskaret sees de to typer å veksle og være nær beslektet med hverandre. Begge er meget friske og massive, og er sjeldnere metamorfosert enn norittene.

I visse områder kan de imidlertid undergå en lignende metamorfose. Pyroksen erstattes med grønn hornblende, plagioklasen avkalkes en del, ortoklasen forsvinner og primærstrukturen går tapt. Vi får igjen diorittlignende bergarter, som imidlertid skiller seg fra de før omtalte ved betydelig rikeligere biotitt. De benevnes *Vesterdals-typen* etter dalen øst for Råneggen, nordøstligst i feltet, hvor de opptrer rikeligst. For øvrig kan de i mindre partier finnes hvor som helst.

I mange områder finnes friske og metamorfe bergarter så uregelmessig om hverandre, til dels endog i vekslende benker, at vi må gå ut fra, at det delvis skyldes lokal *autometamorfose*.

Olivinbergarter.

Disse opptrer utelukkende innen den norittiske randsone, og benevnes med et samlenavn *peridotitter*. De betydeligste felter finnes langs massivets nord- og sørgrense, og er langt større enn noen av de serpentiniserte olivinsteinskupper, som

vi har lært å kjenne innen skiferformasjonen. For øvrig finnes også små peridotittkupper av sistnevntes størrelsesorden spredt rundt så godt som hele randsonen.

Det nordlige peridotitt-område begynner ved Bruvatn og fortsetter på Ofotenbladet som langstrakte bånd i noritten. I sin vestlige del har det inntil 500 m bredde og grenser direkte mot glimmerskiferen, i selve vestenden dog med litt mellomliggende flekket noritt.

Bergarten er for en betydelig del *saksonitt* (Olivin + enstatitt) eller *lherzolitt* (olivin + enstatitt + diallag), men atskillig er nesten ren olivinbergart, — frisk *dunitt*. Sistnevnte er oftest forvitret i overflaten til en rødlig sand. Det er dunitten som først og fremst fører de utbredte impregnasjoner av nikkelholdig magnetkis, og som da kan oksyderes til en ganske mektig jernhatt, så lite av den sees i overflaten. Enkelte randsoner utgjøres av feltspatførende *olivinnoritt*.

Disse kan være metamorfosert til tette bergarter av en ganske lys hornblende og hvit kloritt, mens derimot serpentin- og talkdannelse bare sjelden forekommer innen Råna norittfelt.

Nordover fortsetter Bruvassfeltet som nevnt som en rekke brede bånd av vekselvis peridotitt og noritt, sistnevnte ofte meget grovkornig og smuldrende og til dels selv rusten. Der kan også opptre en maske-aktig veksling mellom dem.

Langs norittfeltets sørgrense er tre betydelige peridotittfelter. Det første står i den bratte fjellvegg NO for Kjoskakoppi og har deltatt i den sterke foldning her. Fig. 44. Bergarten skiller seg noe fra de øvrige, idet den opprinnelig har vært en utpreget *peridotitt-pyroksenitt*. Nå er den forandret til overveiende nesten fargeløs hornblende med en del biotitt. En enkelt sone i den med en svak horisontal skifrighet er sterkt fortaltet. I nærheten er det to bitte små isolerte kupper.

På hver side av Storvatn opptre nesten som pendenter to store peridotittfelter direkte mot skifergrensen, begge i ytterst bratt og utilgjengelig terreng, så de bare delvis kunne undersøkes. De synes iallfall delvis å være feltspatrikere enn de andre.

Feltet nord for Kvanåkertind er i topp-partiet overordentlig sterkt revnet og oppsprukket i kantete blokker og ser ut som en ruinhop. Her i toppen er det en noe metamorf plagioklas-

førende olivinbergart uten pyroksen, men med vakre reaksjonsringer. Delvis er den helt omkrystallisert til en grov hornblendebergart eller lokalt til en bergart av hvit kloritt med iliggende slanke hornblendeprismer.

På små spalter er utviklet stiv serpentinasbest (metaxitt) av samme type som tidligere har vært omtalt. Andre spalter fører talk og breunneritt.

I noritt-tungen 1 km NV for dette felt er et langt og smalt uregelmessig bånd av peridotitt, som nærmest ser ut til å være en rekke nesten sammenhengende små kupper. Fig. 46.

Feltet i Tverfjell øst for Storsvatn er så bratt, at det nærmest bare er tilgjengelig i toppen og helt nede ved foten av fjellet. Bergartene, som vesentlig har kunnet studeres i uren nedenfor feltet, synes å være meget interessante. Foruten saksonitt opptrer betydelige mengder av en vakker, frisk *troc-tolitt* (olivin + plagioklas) og en del ganske lys *olivin-anortositt* (overveiende plagioklas). Sistnevnte bergart er ellers bare funnet på ett sted i Sørfjordens norittfelt.

I hengen av dette felt, oppe på Tverfjellet, er et smalt og meget langt peridotitt-drag av nesten gangaktig utseende. Ut over stupet i øst stryker det med 6 m bredde. Vestover deler det seg i to parallelle bånd, hvert på 10 m bredde, med mellomliggende 15 m hornblendeskifer, og fortsetter meget utholdende utover stupet i vest, hvor bredden er atskillig større. Forinnen var peridotitten over en kortere strekning bare 1—2 m bred med skarpe grenser mot noritten, og ser ut som en ordinær gang. Denne, og et par smale granittganger, er imidlertid innleiret parallelt med en svak skifrihet i noritten. Også videre sørover har denne temmelig tydelig parallelltekstur med til dels båndet veksling mellom lag av litt forskjellig utseende. Det er en mulighet for at dette er et primært trekk og at følgelig også peridotitten er et primært bånd, en aggregasjon av olivinkrystaller i eruptivmassen.

Videre nordover fjellplatået er det som strødd utover med små rødbrune peridotitt-kupper i noritten. De er dels ganske små, rundaktige, dels lange og smale.

Langs den norittiske randsone for øvrig opptrer som nevnt peridotitt-kuppene spredt og små, nesten ingen over 100×50 m.

Mellom kartgrensen i nord og Eiterdalen er der således syv stykker, alle mer eller mindre omkrystallisert med hornblendekloritt-dannelse. En ganske liten kuppe på toppen av 794 m-høyden er for øvrig sterkt fortalket.

På Simleffjell finnes der tre kupper av nevneverdig størrelse, opp til 100×50 m, og med store pyroksenindividuer. På Sepmolfjell er der en, som bare er 5 m bred, men temmelig lang, såvidt synlig i blokkhavet.

Mens disse kupper i fast fjell er lett synlige og vanskelig oversees, er det mulig at enkelte små kan skjule seg under blokkhavet, hva enkelte løse blokker kan tyde på.

Foruten de omtalte finnes det forskjellige steder i noritten, f. eks. nær Arnesskaret, enkelte rene miniatyr-kupper på få meters diameter av pyroksenførende peridotitt. Den omstendighet at disse ofte forekommer som utsondringer av så ytterst små dimensjoner i en massiv bergart viser, at det som regel ikke kan være tale om selvstendige intrusjoner.

Dioritt og granodioritt.

På nordsiden av antiklinalen ved Mataloftet på Tverfjell begynner eruptiver igjen fra 577 m-høyden av, direkte i heng av den granitt-injiserte glimmergneis. De utgjør et forholdsvis tynt skall ned de bratte flåg til Eiterdalen, hvor de er helt utilgjengelige, da man bare kan komme ned i selve hjørnet mot Elvenes.

Bergarten på 577 m-høyden er en grovkornig dioritt, rik på glimmer og hornblende, helt uten kalifeltspat, temmelig forskjellig fra noritten på sørsiden av antiklinalen og fra dem, vi ellers kjenner fra randsonen.

Mikroskopisk har den atskillig likhet med de metamorfe kvartsnoritter av Vesterdals-typen og er rikelig gjennomsett av de samme granitt-pegmatitter som glimmergneisen.

Ved foten av flågene står metamorf noritt av flekkgabbro-typen, og en lysere, visstnok yngre bergart, som helt ligner den før omtalte granodioritt fra Kjoskakoppi (se s. 152). Også disse er gjennomsett av granittpegmatitt.

Yngre ganger i norittfeltet.

I den nordlige del av feltet, på Ofotenbladet, finnes fin-kornige, diopsidrike, diabaslignende ganger. Da de ikke er observert på Tysfjordbladet, skal de ikke omtales her.

De ganger, som opptrer her, er alle utpreget saliske og av flere forskjellige typer:

1. Lange, regelmessige spalteganger av småkornig trondhemitt, undertiden med tendens mot kvartsdioritt, med eller uten kalifeltspat.
2. Ganske smale og uregelmessige lignende ganger, vesentlig i kvartsnoritten.
3. Pegmatittiske ganger, varierende fra rent trondhemittiske uten kalifeltspat til granittiske med vesentlig mikroklinpertitt, begge med muskovitt. Det er bare i pegmatittene, at kalifeltspat kan bli dominerende.
4. Kvartsganger med en del andre mineraler.

I virkeligheten finnes disse ganger i de fleste områder av norittfeltet, men i varierende mengde. Hvor sammensetningen ikke er nærmere kjent benevnes de nedenfor „granittganger“.

Sepmolfjellets svimlende bratte slukter mot Snøgropa og Råndalen gir fortrinlige snitt gjennom norittmassen, og viser en rekke gjennomsettende ganger av førstnevnte type med meget stor dybde. De er lange og smale, rettlinjete og omtrent parallelle, med normalgranittisk, delvis også pegmatittisk struktur. De er alle temmelig skarptskårne, oftest 1—2 m brede, og må være trengt inn i en allerede helt fast bergart. Pl. IX, fig. 2.

Nær toppen har de middels fall mot SO, altså omtrent tvers på norittmassivets begrensingsflate, ned mot Råndalen er fallet steilere mot O. I norittens utløper i steilskrenten sør for dette fjell, som de gjennomsetter fra fot til topp, er fallet 50° mot O, 10° S. I noritten nord for 1086 m-høyden er flere store granittganger, omtrent konformt med en svak parallell-tekstur, som stryker O—V.

Herfra ned ryggen mot Gammesholmen treffes så vel i noritten som i peridotitten kombinerte normalkornige og pegmatitt-kornige ganger og årer. De første viser seg å være av trondhemittisk sammensetning, til dels sliret og stripet mot

norittgrensen. Den noritt av flekkgabbrotypen som de gjennomsetter blir finkornigere langs grensen. Pegmatitten fører grovkornig mikroklin-pertitt.

Inne i peridotittfeltet er et stort, visstnok flattfallende parti av normalkornig trondhemitt med til dels skarp grense mot grov granittpegmatitt. Denne viser en anrikning av muskovittplater mot trondhemittgrensen og må derfor være noe yngre. Feltspatens farge varierer fra hvit til markert grønnlig, særlig hvor det er rikelig turmalin. Denne grønnlige mikroklin treffes ofte i pegmatitter innen norittfeltet, og bare der.

For øvrig er det i noritten i dette strøk en del ganger og linser av utelukkende pegmatitt, som også kan sees å gjennomsette nikkelmalmen i Gamnes-skjerpene. De består av overveiende mikroklinpertitt, en del kvarts, store muskovittblader, store søyler av svart turmalin samt litt rød granat.

I den vestlige og nordlige del av norittfeltet går et drag med nokså rikelig av pegmatittganger fra Simle fjell over Arnesskaret og Arneshesten ned mot Råna og videre inn på Ofoten-bladet.

De finnes både i noritten og kvartsnoritten og er karakterisert ved litt turmalin og atskillig grov muskovitt, som har vært brutt på flere steder (se fig. 59). Store krystaller av klinozoisitt har også vært funnet på dem.

Det viser seg her at pegmatittene slett ikke alltid fører overveiende mikroklin. Flere av de mindre ganger sees å ha utelukkende oligoklas-feltspat uten derfor å forandre karakter. På et par slike ganger øst for Bruvatn sees en sliret overgang fra normalkornig til pegmatittisk struktur. I det hele viser både finkornige og grovkornige ganger atskillige variasjoner i forholdet mellom natron- og kalifeltspat, som det er vanskelig å finne system i.

Av særlig interesse er det, at nøyaktig de samme ganger opptrer både i noritten og inn gjennom glimmerskiferen. Dette kan sees bl. a. ved grensen sør for Bruvatn. Det må derfor ansees å være på det rene, iallfall for denne gangtypes vedkommende, at den er identisk med de før omtalte rikelige pegmatitter i visse gneisaktige horisonter av glimmerskiferen.

I den bratte og utilgjengelige sørvestskråning av Klubviktind er også rikelig av visstnok lignende ganger. Man får et godt

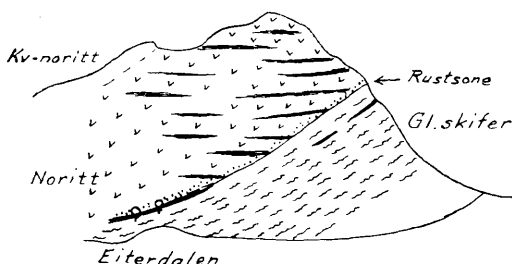


Fig. 45. Granittanger (svart) i Klubbviktind, sett fra Tverfjell.

overblikk over dem fra toppen av Tverfjell, som fremstilt på fig. 45 og pl. X, fig. 2. I den underliggende glimmerskifer er en og annen gang innleiret parallelt med skifrigheten og en stor pegmatittgang følger norittens undergrense, i det

liggende av Eiterdalen grube. Oppe i noritten går gangene derimot diagonalt fra skifergrensen, hvor de er tallrikest, og synes etter hvert å tape seg innover. Fra en annen synsvinkel, Sepmolfjell, ser det nærmere ut som om de fra kvartsnoritten svermer inn i noritten.

Også i kvartsnoritten opptrer tallrike ganger. I trakten ved Arnesskaret gjennomsettes den som nevnt av ganger av grov pegmatitt, samt et par av mikroklinfri trondhemitt. Nord for ytre del av Eiterdalen finnes et betydelig pegmatittparti, differensiert i ren kvarts og en del ren feltspat, som omtales nærmere s. 242.

For øvrig er først og fremst karakteristisk i denne bergart et nettverk av smale og uregelmessige, svermende og kryssende ganger, som ofte har en mindre skarp begrensning mot sidebergarten. De sees typisk utviklet i den nordøstlige del av feltet og særlig på det laveste av ryggen NV for Klubbviktind, mens de mange andre steder finnes sparsommere. Nevnte sted er de tallrike men smale, ned til et par mm bredde og med normalkornig, ikke pegmatittisk struktur.

I urene på begge sider av Storvatnets nordre del røper gangene seg som lyse striper. Østenfor Stemnes viser disse seg å være smale pegmatittårer med rikelig feltspat, store granater og enkelte store turmalinkrystaller.

Som det har framgått av ovenstående gjennomsettes alle bergarter i Råna norittfelt uten unntagelse av trondhemittiske og granittiske ganger av forskjellige typer.

Kvartsganger finnes mer sparsomt og sees kanskje best utviklet nordover fra Sepmolfjell, hvor de kan opptre som et

formelig nettverk. De består av ren, hvit kvarts helt uten feltspat, men ofte med svarte turmalinkrystaller, og undertiden med stengler av rombisk zoisitt, som kan være vingult gjennomskinnelige. Sjeldnere finnes blader av blå disthen.

I fjellskråningen nord for 713 m-høyden nord for Kvanåkertind treffes uskarpt begrensede årer av kvarts med grov kalkspat og granatkrystaller.

Inneslutninger i noritten.

Selv hvor noritten er helt massiv fram til grensen, f. eks. øverst i brattstyrningen sør for Simleffjell, kan der finnes smale bånd av noritt og glimmerskifer gjensidig innleiret i hverandre. I visse områder har noritten selv en svak, men tydelig parallelltekstur, særlig nær grenser og i mindre, isolerte partier, men også inne i massivet. Denne kan være ledsaget av litt foldning og kan være bestemmende for forløpet av yngre ganger, men forårsaker i alminnelighet ikke noen forandring i norittens mineralselskap eller struktur.

Nær grensen sør for Bruvatn er det derimot i noritten enkelte meget finkornige, mørkt båndete, diopsidførende soner, som er rustne på grunn av kisimpregnasjon.

Mer påfallende er en slik sone av betydelig bredde i brattskrenten vest for 902 m-høyden sør for Arnesskaret. Med kvartsnoritt av Stemnestypen på begge sider stryker den NNO med steilt fall. Den er ikke rusten, men består av vekslende mørkere bånd med overveiende diopsid, og lysere bånd med hornblende + plagioklas. Sørøver blir den etterhånden grovere, med svakere kontrast, uten skarpe grenser mellom litt lysere og litt mørkere bånd, og går etterhånden over i normal noritt av Sepmoltypen.

Det er en mulighet for, at det hele kan være enslags primær bånding. Tvers over denne setter ett sted en 1 m bred zoisittamfibolitt. Den ser ut som en gang, men viser seg å opptre som et eksplement i direkte forbindelse med de mørke bånd. Det hele skjæres av en granittgang.

Lenger nord er det midt inne i kvartsnoritten en isolert liten kuppe av en finkornig, mørk, litt båndet pyroksenittisk bergart, utvilsomt en inneslutning. Det samme er tilfellet med

lignende bergarter en rekke andre steder i feltet, f. eks. ofte i forbindelse med magnetkisforekomstene.

Omtrent 500 m o. h., nord for Iselva ved Gamnes, opptrer således i den vanlige noritt små skarpt begrensede bruddstykker av en finkornig, sliret diopsid-plagioklasbergart. Magnetkis-impregnasjonen ved de sydlige Gamnes-skjerp synes vesentlig knyttet til lignende finkornige bergarter, og i Eiterdalen grube finner vi dem som tallrike, skarpt begrensede bruddstykker innesluttet i den grove, malmførende noritt. I det øverste skjerp her finnes denne bergart også delvis ved ligg-grensen av noritten og synes beslektet med den diopsidførende, kontaktmetamorfe skifer lenger nord. Her er det i skjerpet på 794 m-høyden igjen en kisimpregnert, mørk, finkornig bergart, men nå forandret til en amfibolfels.

I alle disse tilfelle handles det om inneslutninger av en eldre, temmelig vidt utbredt bergart, men det er ikke sikkert avgjort om dette er kontaktmetamorfe, kalkholdige sedimenter eller en eldre basisk eruptiv.

En interessant inneslutning finnes øst for Kalådalen, 910 m o. h. I noritten ligger her et uregelmessig flak, 6×25 m, tilsynelatende av en glimmerrik, kontaktmetamorf gneis med rikelig andesin, hornblende og klinozoisitt, men forholdsvis sparsomt kvarts. Mot noritten har det en mørkere og finkornigere rand, som består av diopsid, hornblende og klinozoisitt uten feltspat og kvarts. Flaket inneholder flere av de i glimmergneisen vanlige parallellinnleirete granittganger, som *ikke* kan sees å fortsette inn i noritten. Dette er det eneste eksempel på granittiske ganger, som muligens kunne være eldre enn noritten, men noe avgjørende bevis er det neppe.

Breksjen i Sepmolfjell.

Går vi fra høyeste topp av Sepmolfjell ned langs ryggen mot sør treffes snart glimmerskifer. Da den ikke når ned i brattskråningen mot øst, synes den å ligge over noritten. Det hele er imidlertid sterkt foldet etter øst—vest-gående akser, så det blir flere vekslinger mellom noritt og skifer, og til dels en sammenblanding av dem. Fig. 46.

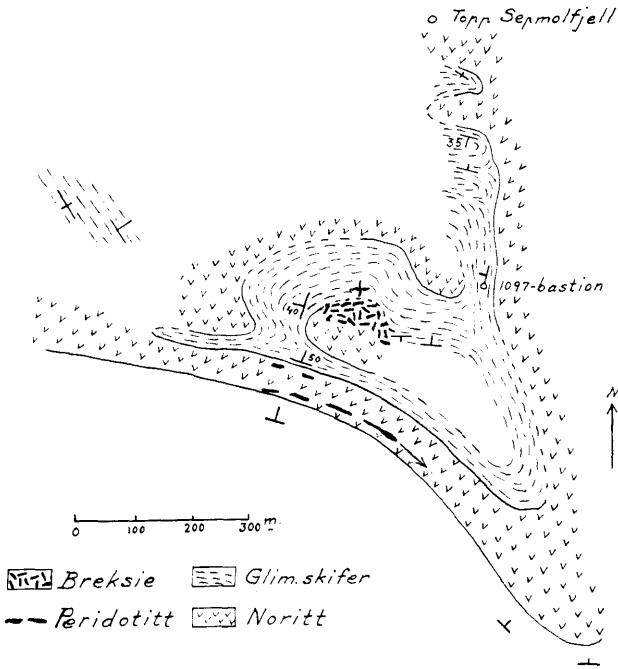


Fig. 46. Breksjen i Sepmolfjell og dens omgivelser.

I en slik sadelformig ombøyning, 1120 m o. h. finnes en praktfull og eiendommelig breksje. Den breksierende bergart er trondhemitt i lyse årer. Først opptrer de skarptskårne og spredt, siden som et nettverk som omslutter skarpkantete bruddstykker med opptil 1 dm diameter. Til slutt blir disse ved reaksjonsprosesser potet-aktig rundete, så bergarten kan se ut som en kulebergart.

En hel del av bruddstykkene er lyst grå og viser seg å bestå av nesten ren diopsidfels, bare med litt kvarts og feltspat, deriblant mikroklin. De har spor av opprinnelig skiffrighet. Rundt dem er det mot trondhemitt-årene dannet en reaksjonsrand av mørk grønn hornblende. Mindre bruddstykker er helt gått over til denne og er altså i sin helhet mørke. Ved fremskreden reaksjon blir trondhemitten selv oppfylt av grove, stavformige porfyroblaster av rombisk zoisitt. Mer uregelmessige assimilasjoner gjør billedet enda mer broket.

Grensen mot granatrik glimmerskifer er skarp, men buktet og uregelmessig. Skiferen har ikke deltatt i noen reaksjon, men inne i den finnes nær grensen hodestore knoller av nevnte hornblendemasse, liksom skifermateriale er foldet et stykke inn i breksjen.

Diopsidfelsens opprinnelse er ikke helt klar. Den må nærmest antas å være beslektet med de ovenfor omtalte diopsidbergarter, skjønt den er langt lysere og diopsidrikere, og må i tilfelle være dannet av en opprinnelig nesten ren karbonatbergart. I denne forbindelse minnes om, at Sørfjordens norittfelt innesluttet bruddstykker av kalkmarmor, s. 72.

Grafitt.

Eiendommelig for Råna norittfelt er grafitten, som er påvist mangesteds, og som på Ofotenbladet har vært prøvebrutt på 3 steder. Den opptrer på tre forskjellige måter, men aldri i kvartsnoritten:

1. På spalter, som kan finnes så vel i noritt som i peridotitt.
2. Som impregnasjon i selve bergarten, bare i noritt, ikke i peridotitt.
3. Som til dels rikelig impregnasjon i enkelte typer av Ni-magnetkis-malm.

Innen Tysfjordbladet er den vesentlig iaktatt i Gamnestrakten. Her fantes i ryggen sør for Iselva:

350 m o. h. Grafitt og store biotitt-tavler på spalter i grov flekkgabbro.

430 m o. h. Impregnasjon av små grafittskjell i frisk noritt med bronsittstengler.

700 m. o. h. Tynn grafittmasse på glidespalte i peridotitt, fall 45°.

I nikkelskjerpet øst for Snøgropa finnes små skjell av grafitt i rikt magnetkis-impregnert, massiv noritt.

XVII. Melkedalskalken og overliggende lagrekker.

De ovenfor behandlede lavere lagrekker har det vært litt av et problem å utrede, både stratigrafisk og tektonisk, på grunn av den intense og uregelmessige foldning, de rikelige intrusiver, de sparsomme ledehorisonter og disses begrensede utholdenhet i strøk.

Fra Melkedalskalken og oppover bortfaller dette problem. Skjønt foldningen fremdeles er sterk nok, er lagrekken klar og utvilsom på grunn av de rikelige ledehorisonter og en påfallende regelmessighet i sedimentasjonen, uten store facies- eller mektighetsforandringer. Fig. 47. Dette forhold vedvarer også videre nordover Ofoten-distriktet.

Lagrekken faller naturlig i to deler. Opp til Elvenes-konglomeratet er glimmerskifere fremdeles dominerende, og kan med de underliggende lag sammenfattes til en undre hovedavdeling. Ovenfor det nevnte konglomerat blir karbonatbergarter dominerende, og lagrekken kan henføres til en øvre hovedavdeling, som vesentlig er utbredt nordenfor kartbladets område. Dette svarer til J. H. L. Vogts tidligere inndeling for andre distrikter i Nordland.¹

Melkedalskalken.

Dette er en forholdsvis smal kalkbenk, isolert innleiret i de pegmatittinjiserte glimmerskifere, og selv ofte sterkt injisert. Innen kartbladet følges den sammenhengende 26 km, uten store mektighetsforandringer.

Over Børsvasseidet ved Storvik stryker den som en 7—8 m bred, grovkornig, lyst grå, typisk kalkspatmarmor og fortsetter ensartet sørover Skjåfjell med svakt tiltakende bredde. Ca. 500 m nord for øverste grube i Melkedalen er profilet fra ligg til heng: 14 m kalk, 10 m glimmerskifer, 3 m kalk. Kalken er her til dels sterkt tremolittisert, antagelig som følge av en høyere magnesiagehalt og i forbindelse med granittinjeksjonen. Forbi Melkedalens grubefelt og ut i Sjurvatn ved Enerhaugen er bredden 25 m og kalken for en stor del dolomittisert.

Fallet har hele veien vært 45—65° vestlig, men ved sørsiden av Sjurvatn bøyer lagene helt om under intens foldning og krusning, særlig av glimmerskiferne inne i buen, men også av kalken selv, som fremdeles er sterkt tremolittisert. Videre fortsetter den igjen nordover, nå med steilt østlige fall, ytterst regelmessig og uten foldninger. Med 35 m mektighet følger den ryggen øst for Sørrelva etter en liten forsenkning i ryggens topp,

¹ J. H. L. Vogt: Norsk marmor. Norges Geol. Unders. Skr. nr. 22. 1897.

fram til Skaforsnes gård. Nærmest i hengen av den er skiferen hele veien her rik på store granater.

Et stykke i hengen er også en smalere kalk, 5—7 m mektig, temmelig uren og skiferblandet, som strekker seg fra høyden ved Venes og sørover. Avstanden mellom kalkene er 100 m, økende til 125 m henimot Sjurvatn, og betydelig mer i den store ombøyning. Den passerer elva ved dammen nedenfor Sjurvatn og opp til innmarken på øvre Melkedals gård, hvor den kiler ut.

Fra Skaforsnes mot NV fortsetter hovedkalken alene, og bare 10 m mektig, forbi Ivarjord til tvers for Olalemmen grube. (Kartets østligste grubetegn ved Oleelven.) Videre tiltar mektigheten atter og hengkalken kommer igjen, men nå bare 20 m i hengen. Begge stryker regelmessig med steile fall og når snart sin maksimale mektighet med henholdsvis 40 og 7 m. Oppe ved 515 m-høyden begynner sterke foldninger inntil den store ombøyning ved 490 m-høyden, fordi strøket krysses av markerte foldningsakser, som her har et østlig forløp. Hovedkalken går i nordskråningen av de nevnte høyder, mens et smalt kalkbelte over toppene sees å ha det karakteristiske bølgeformige forløp med sterke utvalsninger, hvorved kalken kan deles opp i helt isolerte linser. Her er også særlig rikelig med granittganger.

Skjåfjells jernmalms horisont.

Den hører til de vanlige nordlandske sedimentære jernmalmer og fører vesentlig magnetitt, så den kan følges med magnetometer. Selv om den over det meste av sin utstrekning er uten praktisk betydning, representerer den en utholdende og pålitelig ledehorisont, ikke langt i hengen for Melkedalskalken. Liksom denne kan den følges kontinuerlig, bortsett fra det sterkt aksefoldete område i vest, hvor den ikke har kunnet påvises, skjønt den muligens finnes også der.

Synlig blir den først i skråningen vest for Olalemmen, hvor den passerer ca. 75 m i liggen av dennes kisleførende sone og ca. 100 m i heng av kalken. Videre følges den kort nord for husene på Ivarjord og langs nordsiden av åsen ved Skaforsnes for så å bli totalt overdekket i myrdalen vest for Langåsen. På den nevnte strekning er den bare blottet her og der, hele

veien ytterst smal og fattig, ofte nesten uten magnetometerdrag. Henimot Nerdal kommer den igjen til syne, her som to parallelle soner, kanskje 30 m fra hverandre. I strosser på disse sees ca. 2 m mektig impregnasjonsmalm. Videre følger den åsen nedenfor veien ved Lillevatn. Her er det bare én sone, men 11 m bred. Derav er imidlertid flere bånd helt ertsfri og resten meget fattig, så den bare over 1 m mektighet synes å nå opp til ca. 25% Fe. Den sees her gjennomsluttet av flere pegmatittganger og av atskillige årer av kvarts+kalkspat.

Herfra svinger den nordover fjellet, avrøsket i det overdekkete terreng med en mengde røsker, som enten viste ganske smal malm eller slett ingen, ikke engang magnetometerdrag. Bare på ett sted ble man oppmuntret av en linse med god malm. Først i nordskråningen av Skjåfjell får malmen en betydelig bredde over en strekning av atskillige hundre meter, og har vært gjenstand for forsøksdrift.

På nordsiden av Børsvatn kommer sonen igjen, følges regelmessig, rettlinjert og uten foldninger forbi Bjørkåsens barakker og sees siste gang i bekken 250 m sør for vaskeriet, før den helt dekkes av de marine avleiringer. Hele veien er den ganske smal, 1—2 m mektig, men med forholdsvis rik magnetittimpregnasjon. Det er mulig at den taper seg her, iallfall sees den ikke i Ballangsbekken øst for vaskeriet, hvor dens horisont for siste gang skulle være blottet. Siden går denne ut i fjorden og kommer ikke opp igjen før øst for Skjomenfjorden, her igjen jernmalmførende.

Som det sees av kartet øker mektigheten av skiferpakken mellom kalk og jernmalm fra ca. 100 m lengst i vest til henimot 500 m i muldens østlige fløy. En vesentlig del av denne økning er sikkert primær, og i det hele har sedimentene her en tendens til økende mektighet østover.

Glimmerskiferne og de bituminøse Ballangen-skifere.

Mellom Melkedalskalken og de mektige kalkmasser i og omkring Håfjellet er sedimentene for den overveiende del temmelig ensartete, vanlige glimmerskifere av omtrent samme type som de i ligger av førstnevnte. I det store og hele er de

kanskje noe lysere, kvartsrικere og delvis med noe sparsommere granater. Granatforingen kan väre mer eller mindre påfallende, alt etter størrelsen, som kan variere betydelig. Undertiden kan de ikke sees makroskopisk, andre steder er skiferen rik på store granater og biotitt, f. eks. i liggen av jernmalmen nord for Børsvatn.

Til tross for denne ensartethet er terrenget ofte godt utmodellert i strøkretningen. Særlig påfallende er dette i den meget lange og temmelig bratte ås, som nøyaktig følger strøket mellom Melkedalen og Olalemmen. Den omfatter Langåsen og Storåsen (217 m-høyden), på begge sider begrenset av ganske lave myr- og vannfylte strøkdaler. Hvor den gjennombytes av elva, har Djupvatnet avløp direkte i en stor foss. Pl. IX, fig. 1.

I denne ås har skiferne et noe mer gneisaktig utseende på grunn av infiltrasjon med tallrike små kvartslinser, mens de samme skifere så vel i heng som i ligg er kvartsfattigere og mer skifrige.

I den store ombøyning blir skiferne opp gjennom hele profilet overordentlig sterkt foldet og kruset, så strøk og fall overhodet ikke kan måles. Dette er tilfellet rundt hele Grunnvatn. I den hengende del av skiferen er foldningen fremtredende også videre vest og nord. I vestskråningen av Bjørkåsen ligger de således i atskillige store folder med aksefall mot vest, enkelte steder endog med omtrent horisontal lagstilling, på grunn av flatere fall mot dypet. Småkrusningen i skiferen fortsetter helt ned til Melkedalskalken.

Bare ved og mellom jernmalmsonene i Skjåfjellets hovedfelt har jeg i denne skiferserie observert kalkholdige granatglimmerskifere, til dels hornblendeførende.

Hovedmassen av glimmerskiferne er helt bitumenfri, men også distriktets mest utpregete sone av bituminøse skifere forekommer her. De skal benevnes *Ballangen-skiferne* og er på kartet betegnet med brun skravering. De utgjør også en utmerket, skjønt mindre skarpt begrenset ledehorisont, kort i hengen av jernmalmen.

Som det framgår av profilet, fig. 47, over Bjørkåsen-avsnittet begynner de vanlige granatglimmerskifere å bli stripevis

og båndvis bituminøse fra 20 m i heng av granittskiferen og opp til hornblendeskiferen i Bjørkåsen. Videre kommer bitumenrikere skifere eller grafittskifere som bånd og til dels smale striper inne i sistnevnte, særlig som et bredt belte i hengen av den. De er intenst knadd og foldet, med glidespeil, tallrike kvartsårer og rikelig kisimpregnasjon, men derimot helt uten granater. En generalprøve av denne grafittskifer fra Bjørkåsen grube viste 14,10% C, men da den er ytterst finkorrig (såkalt „amorf“) grafitt, kan den ikke utnyttes. Disse typiske grafittskifere fortsetter som bånd langt nordover, mens de allerede på vestsiden av Børsvatn smalner av til 1—2 m bredde.

I Brattåsen kan det flere steder iakttas hvordan disse grafittskifere mot hengen gradvis går over til svakere bituminøs skifer og videre gradvis til bitumenfri granatglimmerskifer av stor mektighet, bare en sjelden gang med smale, svakt bituminøse soner. Henimot hornblendeskiferen ved Bruksås blir disse igjen litt mer fremtredende i et 250 m bredt belte av foldete glimmerskifere, som samtidig er atskillig rustne. Disse har imidlertid ingen stor utstrekning i strøk, mens derimot hovedsonen av de bituminøse skifere kan følges rundt hele Håfjellsmulden, oftest 1—200 m i heng av jernmalmen. Den passerer vestskrå-

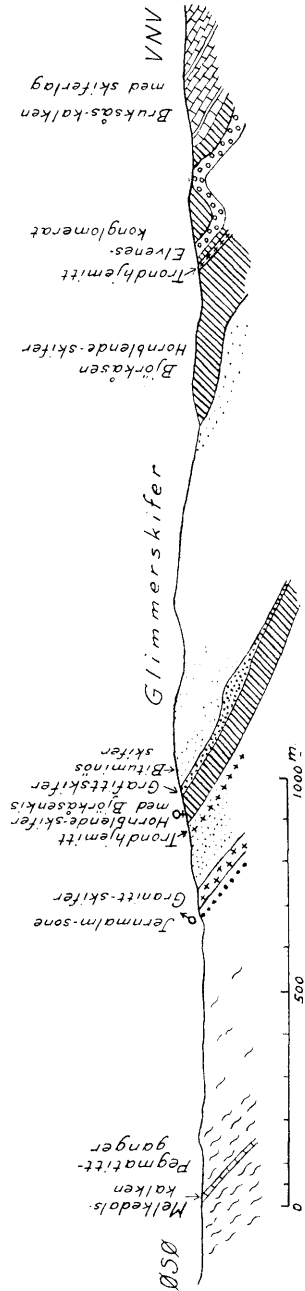


Fig. 47. Profil over Bjørkåsen-avsnittet nord for Børsvatn.

ningen av Skjåfjell, nord for Nerdal, langs vestlige fot av Langåsen samt Olaelva opp til foldningssonen ved Musken, for det meste temmelig smal.

Foruten som ledehorisont er denne sone av viktighet som en utvalgt vei for fremtrengen av visse eruptivbergarter samt for distriktets viktigste kisforekomster.

Eruptivbergarter i ovenomtalte lagserie.

Som tidligere nevnt er skiferne i liggen av Melkedalskalken forholdsvis rikelig injisert med mer eller mindre pegmatittiske årer og ganger av granittisk til trondhemittisk sammensetning.

I det regelmessige område vestover fra Melkedalen når denne injeksjon bare opp til kort over kalken. Videre mot hengen sees bare her og der en pegmatittgang til noe over Ballangen-skiferens horisont, siden er det helt slutt. I foldningsområdet vestenfor kan enkelte av gangene være ganske store, således ved Musken malmfelt en på 4 m bredde.

Nær hovedfoldningsaksen i Melkedalen når injeksjonen litt høyere opp. Ved grubene her sees i liggen av kalken tallrike små ganger og linser og spredte større ganger av pegmatitt. De store finnes særlig rikelig langs grensene av kalken. I hengen finner vi det samme (foruten enkelte aplittganger) omtrent opp til jernmalms horisont, hvor det blir slutt med de større ganger, mens atskillige små pegmatitt- og kvarts-årer fremdeles finnes i de foldete skifere ned mot Grunnvatn.

Videre nordover er det igjen ytterst sparsomt med pegmatittganger over kalken, bortsett fra en del i selve Skjåfjells jerngrubefelt. Nord for Børsvatn er det forholdsvis sterk injeksjon i skiferne til 80 m i heng av kalken, men videre opp til jernmalmen bare ytterst sparsomt. Her ble pegmatittgangene noe nærmere undersøkt og viser fremdeles varierende mengde av kalifeltspat. Enkelte, særlig av de større, fører meget rikelig mikroklin, mens mindre linser i kalken utelukkende fører plagioklas.

I heng av hornblendeskiferen i Bjørkåsen synes det i hovedsaken å være slutt med disse ganger. Enkelte steder finnes fremdeles årer av en meget kvartsrik pegmatitt, for øvrig er det nå bare en utbredt infiltrasjon av smale kvartsårer, parallelt med glimmerskiferens lagning.

Disse årer og linser av kvarts synes for øvrig å finnes overalt her i heng av pegmatitt-injeksjonsområdet, undertiden også inne i den mektige Håfjells kalk.

I de bituminøse Ballangen-skifere og deres omgivelser opptrer som før nevnt en del andre eruptiver. For det første treffer vi igjen de vanlige hornblendeskifere, som er like fullstendig omkrystallisert som i kartbladets laveste lagserier, til tross for at vi her befinner oss i et betydelig høyere nivå enn Råna norittfelts lite metamorfe eruptivmasser.

Dernest finnes mikroklinrike, finkornige, granittiske lager-ganger, som i motsetning til de ovenfor omtalte saliske ganger er like sterkt forskifret som de omgivende bergarter, og helt parallellinnleiret i dem. De skal derfor benevnes *granittskifere*.

Typen minner om den i Tysfjordgranittens nærmeste omgivelser og har ikke vært representert i de mellomliggende lag-pakker. Til forskjell fra denne har en del av dem imidlertid en helt mikroklin-aplittisk sammensetning og en konstant kis-impregnasjon. De skal benevnes *kisaplitter*.

Vi skal først se litt nærmere på disse bergarter i Bjørkåsen-distriktet i tilknytting til profil, fig. 47.

Den nevnte typiske, men temmelig isolerte sone av granitt-skifere følges fra Haugen vest for Børsvatn, over Bjørkåsens vaskeri og ut i fjorden ved Ballangen, kort nord for kartgrensen, i en lengde av ca. 6 km og hele veien med 15—20 m mektighet. Den er innleiret i de vanlige glimmerskifere ca. 15 m over jern-malmens horisont og til dels vekselbåndet med enkelte smale striper av glimmerskiferen, som i hengen er grovflasrig og muskovittrik. Da bergarten egner seg godt for grunnmur o. l. er det flere steder små steinbrudd på denne sone.

Som regel er granittskiferen kispri, men i et brudd nær Ballangen sees en slire av den ekstra mikroklinrike, svovelkis-førende kisaplitt i den, et bevis for samhörigheten mellom de to bergarter.

I profilet Ballangsbekken—Vaskeriet ledsages den i liggen av en 5—6 m mektig vanlig hornblendeskifer, som oppover først går over til en lysere finkornig, sukkerkornig, feltspatrikere hornblende-skifer og videre til den typiske lyse, planskifrige granittskifer.

Mellom de sistnevnte er det til dels en båndet og stripet veksling uten skarpe grenser og med enkelte intermediære ledd. Hele serien synes derfor nøye forbundet og noenlunde jevnaldrende.

Den gjennomsettes av en rekke yngre ganger, som sees særlig vakkert i steinbruddet ved Ballangen. Det er ganger, årer og linser av kalkspatførende kvarts og av pegmatitt, begge for det meste parallellinnleiret. De finnes også overskjærende, smale og uregelmessige, og pegmatitten da uskarpt begrenset.

Videre er det lyse, helt massive, normalkornig granitoide ganger. De finnes som forholdsvis mektige lagerganger og svært ofte som vakkert overskjærende ganger med hårskarpe grenser, pl. XII, fig. 1, unntatt mot de ovennevnte pegmatittganger, som de tilsynelatende skjærer. I virkeligheten er de visstnok samtidige, idet det er utløperne ut mellom skiferens lag, som får den pegmatittiske struktur.

Gangene er langt yngre enn granittskiferen, som de inne-slutter skarpkantete bruddstykker av. De er også mer trondhjemittisk betont, skjønt de undertiden fører ganske rikelig mikro-klin, og de er åpenbart identiske med de tallrike ganger i de underliggende glimmerskifer-formasjoner, som ovenfor er omtalt.

De finnes også i de bituminøse skifere videre mot hengen, særlig som normalkornige, trondhjemittiske lagerganger med overordentlig stor utholdenhet i strøk og til dels atskillige meters mektighet. Videre finnes årer og linser av finkornigere aplitt, samt av kvarts + kalkspat.

Hornblendeskiferen, som Bjørkåsens store svovelkisfelt er knyttet til, har en lengde av $3\frac{1}{2}$ km, fra Bjørkåsen til vest-spissen av Børsvatn. Den største mektighet går opp til henimot 100 m, men smalner snart av til sidene. Det meste er en vanlig mørk granathornblendeskifer, men den hengende del er en lysere grønn, granatfri hornblendeskifer, til dels med lange staver av rombisk zoisitt, som ved første øyekast ser ut som ofttisk anordnede plagioklas-lister. Ved nordbredden av Børsvatn ligger det hele i en stor fold med foldningsakse hellende mot vest.

Også i denne bergart finnes de samme ganger som ovenfor omtalt, først og fremst lyse, skarpt begrensede, trondhjemittiske lagerganger. De er som regel temmelig smale, ned

til dm-bredde, men på Haugen-siden er det et bredt bånd av dem, forholdsvis finkornig og til dels stripevis vekslende med hornblendeskiferen. Videre finnes små linser og smale ganger av pegmatitt, som tydelig skjærer hornblendeskiferen, liksom årer av kvarts + kalkspat.

Endelig finnes helt parallellinnleiret i hornblendeskiferen bånd av kisimpregnerte serisittskifere, som er fremkommet ved metasomatose, særlig av sure eruptiver, og videre lange, båndformete soner av stripet kiskførende kvarts, „kiskkvarts“, som undertiden kan være bituminøs. Selv om denne er nær knyttet til de egentlige kiskforekomster, når den langt utenfor disses rekkevidde i strøk. Sammenhengen mellom disse forskjellige ledd hører hjemme under kiskforekomstens geologi.

Fra det punkt hvor Bjørkåsens hornblendeskifer kiler ut i SV-hjørnet av Børsvatn kan som nevnt de bituminøse Ballangensskifere spores videre sørover, men helt uten hornblendeskifer og bare med helt ubetydelige kisanrikninger. Nær denne eller kort i hengen opptrer imidlertid de ovennevnte „kisaplitter“ i typisk utvikling. Vest for 258 m-høyden, på toppen av brattskrenten mot Grunnvatn, står således to store lagerganger av fint sukkerkornig, hvit, parallellstruert, jevnt fattig svovelkisimpregnert mikroklinaplitt. Hver av dem er 10 m mektig, atskilt ved 20 m mellomliggende skifer, og skarpt begrenset mot gneisaktig glimmerskifer på begge sider. Lenger i det liggende, kort i hengen for jernmalmen, sees en lignende smalere sone i skrenten mot Børsvatn. Lignende smalere ganger sees rett som det er sørover fjellet til den store ombøyning, hvor det er skerpet på dem ovenfor S. Nerdal, 110 m o. h. Her treffes igjen en liten linse av hornblendeskiferen.

En rekke lignende ubetydelige skjerp finnes langs SV-foten av Langåsen („Langåsens kisfelt“) og Storåsen (217 m, „Storåsens kiskkjerp“). Endelig er det drevet en synk på den 50 m sør for kroken av Oleelva, kort i hengen av jernmalmen. Den benevnes Kufjellbakken eller Knudtzons kissone og består av to parallelle lagerganger av lignende kiskførende aplitt, hver 2 m mektig med 1½ m mellomliggende skifer. Hele denne lange sone er meget dårlig blottet, men antas å komme like i ligen av Bjørkåsen—Olalemmens kishorisont.

Endelig treffes ved Olalemmen (kartets østligste skjerp ved Oleelva) igjen en mindre kisforekomst av Bjørkåsens type, og den eneste som antagelig er drivverdig utenom Bjørkåsen. Geologien er komplisert, med flate fall og intens foldning, men for øvrig ganske som ved Bjørkåsen. I hengen kommer høyaktig den samme granathornblendeskifer, riktignok bare med ca. 5 m virkelig mektighet, og med noen dm-brede trondhemittbånd. Oleelva er nederodert etter den. Videre finnes den samme grafittskifer og i liggen noen dårlig definerte bånd av en sur, eruptivlignende skifer, som antagelig kan parallelliseres med Bjørkåsens granittskifer.

Videre vestover er igjen bare noen ubetydelige striper av „kisaplitt“ og „kiskvarts“, innbefattet de tallrike skjerp ved Musken. Dette felt ligger i den før omtalte foldningssone. Et smalt belte av hornblendeskifer hjelper til å utrede tektonikken og viser at det hele er lagt i en rekke svære folder med akser hellene mot O, 25° S, så forholdene blir temmelig kompliserte. Etter ombøyningen stryker lagene regelmessig mot nord. Den bituminøse skifer taper seg, men granathornblendeskiferen blir mer kontinuerlig og står med 10 m bredde i skjerpene ved bekken i nord. Den skjæres av en granitt-pegmatittgang, som er utpresset til linser, samt av kvarts-kalkspat-årer.

Til slutt må nevnes at også i litt lavere horisonter treffes spor av de nevnte kisaplitter. Kort i hengen av Melkedalskalken nord for Børsvatn sees noen ganske smale striper av mikroklinrik, litt svovelkisimpregnert aplitt. Omtrent på samme horisont sees fra bekken SO for Skjåfjells grubefelt og opp på høyden i nord en smal rustsone, lite blottet, hvor det sees litt magnetkis.

I liggen av Melkedalskalken er det nedenfor Gullikskollen, 290 m o. h. en serisittisert kisaplitt, $\frac{3}{4}$ m mektig, impregnert med svovelkis og magnetkis og som vanlig uten kobber. Etter denne sone har det vært røsket hist og her fram til Venes ved Forsåvatn, hvor samme impregnasjon står med 1 m mektighet. Det er den laveste horisont hvor denne type er påtruffet.

Helt isolert og uten forbindelse med andre eruptiver er i foldningssonen ved vestbredden av Grunnvatn en kuppe av feltspatfri pyroksenitt, som delvis er omkrystallisert til fargeløs hornblende og en hel del hvit kloritt.

Hornblendeskiferen ved Bruksås.

Dette det største felt av basiske eruptiver over Melkedalskalken har en mektighet av opp til 150 m. Fig. 47. Det strekker seg fra Grunnvatn nordover, inntil det skjules av de mektige marine avleiringer i Ballangsdalen, men fortsetter smalere under disse inn på Ofoten-bladet.

Bergarten er utpreget mørk, finkorning og granatfri, men går mot liggen enkelte steder, f. eks. vest for Børselvas sving, over i en „garben“ skifer med feltspatrikere grunnmasse. Det meste av feltet er utpreget skifrig, til dels sterkt foldet og langt sterkere stress-påvirket enn de før omtalte. Bare i den vakkert muldeformige utvidelse i Haukelihaugen på østsiden av landeveien er mer massive, amfibolittiske partier, men fremdeles helt omkrystallisert. Det er i høy grad overdekket, til dels av mørk forvittringsjord, men grensen kan som regel nøye fastsettes etter vegetasjonen. Fra glimmerskiferens ensformige blåbærløng kommer man plutselig inn i en bunnvegetasjon av bregner.

Videre er det karakterisert ved betydelig mer av saliske bånd og årer enn det ved Bjørkåsen. Disse opptre i den nevnte massive del av feltet som hvite, uregelmessige, kryssende, skarptskårne albittårer med lite kvarts, for øvrig er de alltid parallellinnleiret og som regel mer trondhemittiske. Hovedmassen er samlet ovenfor Bruksjord—Bruksås, hvor det er innleiret et bredt bånd av en mellomkornig trondhemittisk bergart, kontinuerlig i hele feltets lengde og med en mektighet som maksimalt går opp i 20 m, men for det meste holder seg under 10 m. Bergarten er temmelig lik den store trondhemitt ved Hjertevatn, men er noe kalkrikere og virker undertiden noe urenere, muligens som følge av delvis resorpsjon av smale, innleirete bånd av hornblendeskifer. Den krysses av årer av ren kvarts.

På sidene er det ofte en overgangssone av atskillig bredde med planparallell bånding av $\frac{1}{2}$ m ned til 1 mm brede trondhemitt-bånd. Disse smale lyse bånd i den mørke hornblendeskifer er som regel skarpt begrenset og meget markerte. Pl. XI, fig. 1. De er også påfallende sammenhengende, selv hvor horn-

blendeskiferen er lagt i meget skarpe folder, og kan ikke forklares på annen måte enn som en intrusjon under den tektoniske forskifring av den basiske eruptiv, men før dennes endelige folding. Den sure bergart er derfor forholdsvis massiv, bare lokalt er også den forskifret. Pl. XI, fig. 2.

For øvrig kan hornblendeskiferen være full av disse lyse striper selv temmelig langt fra trondhemitt-beltet.

Av ovenstående sees, at det er en vesentlig forskjell fra den bånding, som ble omtalt fra granittskiferen i ligg av Bjørkåsen. Der var de sure og basiske bånd helt likeverdige, der opptrådte også intermediære typer, og det hele var gjennom-satt av yngre trondhemitt. Det er denne siste, som kan parallelliseres med de lyse bånd ved Bruksås.

Det foreligger ikke noe positivt holdepunkt for hvorvidt hornblendeskiferen er en dyp- eller dagbergart, men trondhemitt-båndene er i alle tilfelle intrusive.

Elvenes konglomeratiske kalkglimmerskifer.

Den kalkglimmerskifer, som følger over, er en meget karakteristisk og lett kjennelig horisont, selv om vi ser bort fra de sparsomt og uregelmessig opptredende boller. Videre er det en viktig horisont, idet den danner skillet mellom de underliggende formasjoner av nesten bare glimmerskifer, som er mer eller mindre intrudert med granittiske ganger, og de overliggende formasjoner av vesentlig karbonatbergarter, helt uten disse ganger. Likevel representerer den ingen som helst diskordans, hva lagrekken her er klar nok til å fastslå.

Den har en meget stor lateral utbredelse, idet den kan følges over store deler av strekningen Balsnes i nordøst rundt Håfjellsmulden til Tjellbotten i nordvest, eller en feltutstrekning av over 25 km, derav knapt halvparten på Tysfjordbladet. På hele denne strekning forandrer den ikke karakter og når sin maksimale mektighet på ca. 75 m ved Elvenes.

Kalkglimmerskiferen består av rikelig kalkspat, kvarts og biotitt, atskillig oligoklas, en del kloritt og epidot. I det sterkt foldete område ved Grunnvatn fører den til dels hornblende-porfyrobaster. Den er grovkornig og forholdsvis massiv, skjønt lokalt sterkt knadd og foldet, og har en karakteristisk hullet

forvitring. Dens sediment-karakter er utvilsom, og noen lignende skiferlag finnes høyt oppe i lagrekken i Håfjellskråningen. Som liggbergart har den vest for Grunnvatn overalt bare glimmerskifer, men nord for Grunnvatn det nettopp beskrevne hornblendeskifer-felt. Mellom disse er det for øvrig en rekke steder innleiret en smal sone av glimmerskifer og kalk. Kalken som til dels fører striper av nydannet hornblende, kan bli opp til 8 m mektig med gradvis overgang i kalkglimmerskiferen. Denne danner altså ikke noen absolutt undergrense for den begynnende karbonat-sedimentasjon.

I hengen overleires den som regel direkte av de mektige kalklag, men fra Bruksjord og nordover kommer imellom dem en hornblendeskifer av nøyaktig samme type som den i ligger. Denne kiler gradvis ut i strøkretningen og når som regel ikke over 30 m mektighet. Hvor den på en kort strekning er meget bredere skyldes det foldninger, hvorved underlaget igjen dukker opp som en sadel. Se profil fig. 47.

Særlig påfallende er det, at også den overliggende hornblendeskifer delvis fører de samme smale bånd og striper av lys, finkornig trondhemitt, som før er omtalt. Øst for Slettås (like nord for kartgrensen) er det også linser i den av middelskornig trondhemitt, omtrent som bollene i kalkglimmerskiferen, samt små linser av kalkspatførende kvarts. Heller ikke i denne henseende danner altså kalkglimmerskiferen noen absolutt grense.

Som ovenfor nevnt fører kalkglimmerskiferen ofte innsluttete boller og kan ha et fullstendig konglomeratisk utseende. Pl. XIII, fig. 1. Dette inntrykk forsterkes ved at de blir fremstående på forvitret overflate på grunn av den omgivende skifers store kalkspatinnhold.

Det er imidlertid påfallende, at boller bare opptrer i de områder, hvor hornblendeskiferen danner det liggende, nemlig i den fløy som stryker nordover fra Grunnvatn til Ofotfjorden. Vestover fra dette vann, om Dalvatn og til Tjelmarken mangler de helt eller er iallfall ikke tydelige.

Bollene er av to, og bare to slags. Dels er de kvartsittiske, med en finkornig, sukkerkornig struktur, uten antydning til noen primærstruktur. De består av dominerende kvarts, samt ganske lite kalkspat og grumset albitt, men derimot ikke de ellers ofte

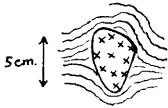


Fig. 48. Særlig tydelig granittbolle i konglomeratet nord for Elvenes.

vanlige muskovittblader. Lignende kvartsitter finnes ellers bare i visse overliggende lag oppe i Håfjells-serien. Disse boller er alltid flate, linseformig uttrukne med oftest rundete ender.

Dels er bollene trondhemittiske eller kvartsdiorittiske og mer runde eller ellipsoidiske, fra nøtte- til knyttneve-størrelse. Lokalt sees de endog innleiret med sin lengste akse tvers på skifriheten og med skiferlagene plastisk bøyet omkring dem. Fig. 48. De er helt fri for kalifeltspat, men fører rikelig kvarts og oligoklas (til dels poikilitisk), videre en del biotitt, kloritt og undertiden hornblende, men ikke kalkspat. Selv om likheten ikke er helt påfallende, kan bergartene i disse boller overhodet ikke sammenlignes med andre eruptiver i distriktet enn de trondhemitter som er intrudert i den underliggende hornblendeskifer men som delvis også finnes i den overliggende hornblendeskifer. Alle disse er stort sett av den samme type.

Som nevnt opptrer bollene i sterkt varierende mengde, selv i fløyen nord for Grunnvatn. Atskillige partier av kalkglimmerskiferen kan også her være helt fri for dem, i andre deler opptrer de ytterst sparsomt, mens de i enkelte horisonter karakteristisk nok kan være anriktet i rekker og lag. Ofte finnes bare kvartsittiske boller, undertiden bare trondhemittiske, andre steder begge sammen.

På et sted VNV for søndre Bruksås, hvor det har vært skutt på et slikt bolle-lag, ser det nærmest ut som enkelte av bollene representerer kvartslinser, til dels litt karbonat-førende. Der finnes også linser av ren dolomitt, som lett vitrer ut.

På halvøya midt i Grunnvatn kommer den konglomeratiske sone inn i det sterkt foldete område med foldningsaker fallende mot nordvest. Konglomeratet er her meget tydelig, med tallrike små, helt runde trondhemittiske boller. Sammen med den overliggende kalk er det presset ut i en rekke smale sadler og mulder. En av kalkmuldene fortsetter som en smal benk langt sørøstover i akseretningen. Hornblendeskiferen er det slutt med.

Allerede på sørsiden av den skarpe ombøyning her, på eidet over mot Djupvatn, står kalkglimmerskiferen helt uten tydelige boller. Den går etter hvert over i vanlig glimmerskifer, som på en lang strekning følger direkte under hovedkalken. Først henimot den annen store ombøyning, sør-vest for Dalvatn, kommer et smalt belte av samme kalkglimmerskifer igjen. Foldningssakene har etterhånden svinget om, så de nordligst på kartbladet stryker øst—vest, med svakt østlig fall. Så vel basiske som sure eruptiver mangler, bortsett fra enkelte små kryssende pegmatittganger i liggen. Ved undergrensen av hovedkalken NV for Dalvatn opptrer betydelige masser av gangkvarter.

Av ovenstående fremstilling vil man innse, at tross det enkelte steder fullstendig konglomeratiske utseende er det en mulighet for, at det bare er et pseudo-konglomerat. Det måtte i tilfelle forklares på den måte, at bollene representerer trondhjemittiske intrusiver, som er trengt inn under sterk tektonisk påkjenning, ganske som i den under- og overliggende hornblendeskifer. Mens de i denne har tatt form av smale bånd og striper, er de i kalkglimmerskiferen, på grunn av dennes spesifikke reaksjon overfor påkjenningen, blitt oppstykket og avrundet til atskilte linser og boller. I et skjerp i Djupåen like nord for kartgrensen sees således midt inne i den sterkt foldete hornblendeskifer små uregelmessige, rundete trondhjemitt-knøler, som sikkerlig er dannet på denne måte. Når de sure intrusiver overhodet ikke forekommer i de overliggende formasjoner, må det forklares ved, at de mektige karbonatbergarter her, som er mindre tektonisk påkjent, har dannet en barriere mot den videre fremtrengen av denne magma, som er så rikelig representert lavere ned.

Ekte konglomerater av en noe lignende, eiendommelig type kjenner jeg bare fra Hovingruppen i Grongfeltet, hvor en kalkrik fyllitt fører spredte boller, men det hele langt mindre metamorft enn her.

Bruksås kalk og skifer.

I Bruksås følger med skarp grense over konglomeratsonen en mektig, grov-middelskornig kalkmarmor. Den er som regel svakt blålig-grå, regelmessig laget, forholdsvis massiv, men

med en svak stripning. Lokalt kan den være sterkt småkruset. Underst i den finnes undertiden fremdeles en del linser og årer av kvarts, men her helt uregelmessig.

Opp gjennom kalken er det en rekke skarpt begrensede og meget regelmessige bånd av glimmerskifer, som regel under 5 m mektige. De fleste av dem er ennå her bituminøse, og da samtidig litt rustne på grunn av kisimpregnasjon. Det finnes også smale bånd av helt ordinær granatglimmerskifer, som i strøkretning etterhånden kan bli bituminøs, hvorved granatene forsvinner. Nær skiferbåndene er kalken ofte mer skifrig, finkornig og sterkere blågrå.

Det er påfallende hvordan disse smale skiferbånd, innleiret i kalken, beholder en absolutt kontinuitet, selv under temmelig sterk foldning. Det er også påfallende hvordan de i slike folder kan øke sin mektighet til det flerdobbelte. Fig. 49. Dette er et forhold som har betydelig praktisk interesse for de sedimentære jernmalmer, hvor mektighetsøkninger av denne natur ofte forekommer. Hvor man derimot har en smal kalkbenk innleiret i et slikt skiferbånd, hva som også forekommer, er kalken ofte utpresset til en rekke isolerte linser.

Videre forekommer inne i kalken også få meter mektige, skarpt begrensede bånd av gabbroskifer eller granathornblendeskifer. De kan ha meget stor utstrekning i strøk og må utvilsomt være intrusive lagerganger. Det er interessant, at de ved folding og press også forholder seg sånn at de kan oppdeles i en rekke isolerte linser i strøkretningen.

Unntagelsesvis finner vi i kalken en smal sone med store, svarte hornblendeporfyroblaster, ledsaget av litt kis, som i skjerp ved Tuva.

I hengen følger en mektig glimmerskifer, som er atskillig mer foldet og småkruset, med foldningsakser hellende mot NV. Det er en forholdsvis lys granatglimmerskifer med storbladig muskovitt, uten bitumen.

Ved Djupåsen får lagserien sin store ombøyning. I hele denne ås står vakker, temmelig grov, massiv kalkmarmor. Foldningsaksen faller nå mot V, 30° N og markeres ved en innleiret smal, foldet, rusten glimmerskifer. Den mektige skifer i hengen danner en stor sadel etter samme akse fram til Myrbak.

Fra vestfoten av Djupåsen, hvor kalken ligger med flate fall mot NO, fortsetter lagserien helt rettlinjert fram til Dalvatn, hvor den får sin neste store ombøyning. Det regelmessige forløp på denne strekning skyldes, at markerte og horisontalt forløpende foldningsakser nøyaktig følger strøket.

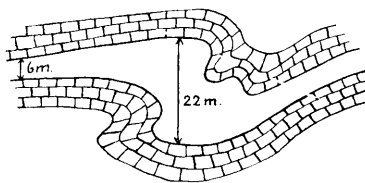


Fig. 49. Bånd av bituminøs skifer i kalkmarmor NV for Bruksjord. Mektighetsøkning i fold.

Fig. 9. Til gjengjeld er fallvinklene sterkt varierende og lagfølgen i atskillig utstrekning invertert.

Først fra Håfjells-gårdene og oppover får vi igjen den normale, regelmessige lagpakke, med de karakteristiske rygger og kanter etter strøket. Dette utgjør den sydlige ende av den kjempemessige Håfjellsmulde, som bare såvidt kommer inn på Tysfjord-bladet, men som med NNO-fallende foldningsakse fullstendig dominerer tektonikken langt nordover gjennom hele Ofoten.

Gangene ved Dalvatn.

Det har vært skjerpet på noen interessante ganger 250 m øst for Dalvatn og 240 m o. h., i en smal, garbenaktig hornblendeskifer like under mektig kalk. Gangene er smale, oftest bare 1 dm brede, skarptskårne og skjærer tvers over skifrigheten. Pl. XII, fig. 2.

Mineralfyllingen er: Overveiende *kvarts*, en del *albitt* (An_{10}), særlig mot grensen store spaltestykker av *ankeritt* ($\omega^{Na} = 1,700$, altså 22 mol-% ferro-dolomitt), samt *biotitt* ($\beta = \gamma^{Na} = 1,632$). Videre *svovelkis* i oktaedriske krystaller, *apatitt* ($\omega^{Na} = 1,633$) i sekskantete, centimetertykke, vannklare søyler og *ripidolitt* ($\alpha = \beta^{Na} = 1,622$) i småskjellede aggregater.

Nær overflaten har ankeritten undergått en utlutning, så bare en masse av jernoker blir tilbake og fyller de store, skarpvinklede hulrom, som den har etterlatt i kvartsen. Neste stadium er en utvaskning av okeren, så hulrommene blir stående tomme.

På begge sider av gangene er det en 5 cm bred, lysere sone i hornblendeskiferen, frembragt ved en infiltrasjon av karbonat fra disse. Det er altså en viss analogi med de unge, kobberførende ganger ved Baugevatn (se s. 210).

Håfjells-serien av kalk, dolomitt og skifer.

Over den sist omtalte glimmerskifer-horisont følger distriktets mektigste kalkmarmor, som stryker rundt foten av Håfjellet, og oppad avløses av en stadig veksel av kalk- og glimmerskiferlag. Fallet er i middel 40—45°. Glimmerskiferen her oppe er fremdeles for en del grovbladig granat-glimmerskifer, mens en del med høyere kalkinnhold fører hornblendeporfyroblander og kan gå over til „garbenskifere“. Bitumen ble bare observert i en smal skiferstripe, innleiret i kalk.

Denne serie er videre karakterisert ved, at benker av normal-dolomitt for første gang inngår som bygningsledd i lagrekken. Disse dolomitt-benker er på kartet bare betegnet ved svart skravering over kalkfargen, og derfor forholdsvis lite fremtredende. Som det sees er de fire viktigste dolomitt-horisonter utskilt. I virkeligheten er de som regel meget godt markerte, med skarp grense eller bare en ytterst smal overgangssone mot den mer eller mindre grovkornige, magnesiafattige kalkmarmor. Selv er dolomittmarmoren her alltid utpreget finkornig, sukkerkornig og porøs og faller derfor lett i pulver. Som regel er den homogen og massiv. Med sin sparsomme vegetasjon og sin på overflaten svakt gullig-hvite farge lyser den ofte lang vei. Bare unntagelsesvis er den blålig-grå.

I området for lagseriens store ombøyning er så vel marmor som glimmerskifer sterkt foldet, den siste også intenst småkruset, særlig i de lavere lag. Foldningsaksene forløper mot NV til VNV, altså tvers på Håfjellsmuldens store akse, og legger lagene i en rekke vakre rynker, meget mer markert enn det kan fremstilles i kartets målestokk. Først i de øverste lag jevner disse seg ut.

Den laveste, forholdsvis ubetydelige dolomittbenk (ikke på kartet) treffes i heng av den smale kalk vest for Tuva. Hvor den i bøyen passerer Storelva sees i liggen en smal kvartsittbenk i det sterkt overdekkete terreng.

Den neste dolomitt, i liggen av den mektige Kalvås-kalk, er meget utholdende i strøk, særlig mot NO, og kommer igjen i Djupdalsås etter den lokale sadel-ombøyning her. Den er noe mer skifrig og ikke fullt så ren som de øvrige dolomitter.

Den skilles fra den mektige kalk i hengen ved en få meter bred sone av glimmerrik kalk eller kalkglimmerskifer, med vekselstripet overgang. Langs denne sone, og i det hengende av dolomitten selv, finnes en lang rekke av skjerp på metasomatiske svovelkis-impregnasjoner og sparsomme zinkblendearer. Nordenfor kartgrensen finnes en lignende impregnert sone også langs ligg-grensen av dolomitten.

Den mektige Kalvås-kalk er underst temmelig skifrig. Videre oppover veksler tynnbenket marmor, som er forholdsvis skifrig og småkornig, blålig-grå og uren, til dels muskovittførende, med tykkbenket marmor, som er massivere, grovkornig, hvit eller lys grå, undertiden med en grålig stripning. Pl. XIII, fig. 2.

I neste dolomittsone, som er 30 m mektig og meget regelmessig, er Muskehaugens svovelkisskjerp (avsatt på kartet) og nordenfor kartgrensen en rekke zinkskjerp. I ligger ledsages den av en like mektig grovkrystallin grå kalk, i hengen følger en noen meter mektig kvartsrik, lys, sølvglinsende kvarts-plate-skifer, den eneste i distriktet som eventuelt kunne brukes som takskifer.

I glimmerskiferen 350 m NNV for Muskehaugen skjerp er en 2 m mektig kvartslinse av den vanlige type, men sterkt forrustet, med en del magnetkis og litt kobberkis. Jeg lot den analysere på gull, men med negativt resultat.

Nest øverste dolomittsone er opp til 70 m mektig, helt innleiret i og skarpt begrenset mot grovkrystallin kalkmarmor, og med linseformig avslutning kloss nord for kartgrensen. Også inne i dolomitten er enkelte smale, skarpt begrensede bånd av grov kalkmarmor.

Kartet's øverste dolomittsone, som ligger i en rekke skarpe folder, overleires av en sterkt småkruset, vakker, rosa-farget kalkspatmarmor med bånd av grønn fuchsitt (= Leifsæt-marmor), derover følger tynnskifrig, blålig kalkmarmor, som er lite foldet. Her er derfor de øverste lag, hvor de nordvest-gående foldningsakser ennå gjør seg nevneverdig bemerket.

Det er i denne øverste dolomittsone, at vi nord for kartgrensen har de mest utbredte metasomatiske zinkblende-svovelkis-forekomster i distriktet. Sonen gjenkjennes lett ved at den

mot liggen grenser direkte mot en smal kalksandsteins-sone med overgang til en ganske mektig glimmerskifer, hvori er innleiret en 10—20 m bred kvartsitt. Denne kan med enkelte avbrytelser følges meget langt i strøkretningen. Kort i liggen av den er også lagseriens eneste nevneverdige eruptivbergart, nemlig en lang og opp til 10 m mektig lagergang av grov, delvis klorittisert, forskifret gabbro.

I hele sedimentserien ovenfor Elvenes-konglomeratet finnes som nevnt ingen granittiske injeksjoner av noen art, men derimot atskillige av de før omtalte kvartslinser og årer, som også delvis kan opptre i kalken selv. Helt oppe på Håfjellsaksla finnes foruten disse linser av ren kvarts enkelte, som også fører ganske litt feltspat.

Malmfunnenes og bergverksdriftens historie.

Liksom hele Nordland fylke var dette distrikt i gamle dager ansett som meget malmfattig. De gamle trykte beretninger om Nordlandsreiser har meget lite å fortelle om malmfunn, og for øvrig lå det her omhandlede distrikt utenfor den vanlige reiseled, og ble av de fleste overhodet ikke besøkt.

Imidlertid har man her hatt den første bergverksdrift som overhodet synes å ha funnet sted i det nordlige Norge.

Ballangens kobberverk (også kalt „Bals kobberverk“).

Om dette foreligger det i virkeligheten ytterst sparsomme opplysninger. Årsaken må vel søkes i Nordenfjeldske bergarkivs brann i 1798.

Ganske visst finnes det omtalt i atskillige skrevne og trykte kilder, men disse er ganske kortfattede, og til dels upålitelige. Det har derfor i distriktet formet seg en rekke sagnartete beretninger om dette verk, som har lite med virkeligheten å gjøre. De er meget morsomt skildret i Amund Helland: Norges Land og Folk. Nordlands amt, Bd. II, s. 145—47 og Bd. IV, s. 474—77, ved siden av en del historiske opplysninger. Jeg har gjort en del undersøkelser for å klarlegge hva man sikkert vet om dette verk.

Nær elvens utløp av Børsvatnet i Ballangen finnes foruten påviselige tomter etter gamle bygninger, en ikke ubetydelig slagghaug, samt spor etter en gammel smelteovn. Denne slagghaug ble for en stor del gravet ut da Bjørkåsen grube i 1915 anla sitt provisoriske kraftverk her.

Ved grubens laboratorium ble utført følgende analyser herfra:

Slagg	0,66 % Cu
Sinter fra smelteovnen	5,80 - »
Jernsu under smelteovnen	15,40 - »

Noe overslag over slagmengden ved dette gamle kobberverk ble dessverre ikke gjort, og kan nå ikke lenger gjøres.

Meg bekjent ble det ved disse gravninger ikke funnet rester av smeltemalmen, men hr. stiger Lundkvist, Elvegård i Skjomen, oppsynsmann ved Sjangeli kobbergruber, har vist meg en malmstøff, som etter sigende var funnet ved disse slagghauger. Den bestod av bornitt i grov granitt med antydning til grense mot glimmerskifer, altså omtrent samme type som ved gruben på Botneid.

Dette gamle kobberverk ved Børsvasselva er det *eneste* spor etter gammel malmsmelting, som er kjent i Ofotendistriktet.

Det er derfor forståelig, at det i litteraturen stadig er satt i forbindelse med det eldste bergprivilegium som er utstedt i denne del av landet.

Dette dokument er gjengitt i Budstikken, Bd. III, 1821/22 og viser, at befalingsmann over Nordlandene Frants Kaas har latt tilkjennegi, at lagmann Jørgen Henrichsen (Staur) og hans svigersønn og etterfølger Mandrup Pedersen (Schønnebøll) „skulde ville opta drift på et nylig opfundet ertsberg, som skal gi kobber, på gården Tørrestad i Ofoten kirkesogn“. De to sistnevnte blir av Christian IV meddelt privilegium, datert Hafniæ 29. august 1636. Det inneholder de på den tid vanlige innrømmelser og betingelser, bl. a. at driften skal opptas straks og at verket ikke skal ligge nede mer enn ett fjerdingår ad gangen uten tvingende grunn.

Det er helt på det rene, at dette angår den på nordsiden av Ofotfjorden beliggende Tårstad grube, en svovelkis-zinkblendemalm med meget lite kobber.

Det er neppe noen tilfældighet at privilegiet ble utstedt i samme periode, som de første kobberverk i Trøndelag ble opptatt, heller ikke at den lett tilgjengelige og vakre sulfidmalm i hvit dolomitt på Tårstad først henledet oppmerksomheten på

seg, men at man her oppe ennå ikke hadde erfaring nok til å erkjenne dens lave kobbergehalt.

Om noe bergverk som resultat av dette privilegium hører man ikke, og når det i en redaksjonell anmerkning i Budstikken anføres: „Neppe er dette kobberverk kommet istand eller også har dets drift været meget kort“, så er sikkerlig det førstnevnte alternativ riktig.

Når derimot Jens Kraft i sin statistiske beskrivelse, 1835, uten videre henfører kobberverket i Ballangen til dette privilegium av 1636 og anfører at det ennå var i drift på Christian V's tid (1670—1699) beror det på sammenblanding av to forskjellige saker. Som det med sikkerhet framgår av det følgende ble det iallfall ikke i Ballangen-distriktet anlagt noe kobberverk på grunnlag av dette eldste privilegium.

Det følger nå inntil 1660 en lang periode med stadige kriger mot Sverige, hvorunder landet ble fullstendig utarmet og alt næringsliv lå nede.

Først i 1673 hører vi atter om malmsfunn her oppe, denne gang i Ballangen-distriktet. Det er også helt nye navn som forekommer i forbindelse med dette foretagende, til tross for at ovennevnte Mandrup Pedersen fremdeles levet.

Om forberedelsene finner vi best underretning i noen dokumenter i Røros verks arkiv, klasse 21, sak 37, hvis innhold er ekstrahert av statsgeolog R. Falck-Muus.

Der er følgende skrivelser, alle av 1673:

1. Knud Gedde (amtman i Nordland ca. 1669—87) klager i underdanig memorial over at svenske undersåtter har villet ta fra ham de av ham muede Ballanger kobberskjerp, på Ballanger gårds grunn øst for gården, i Ballangerfjell. Ber om å få beskikket bergmester i bergamtet nordenfjells, H. Jürgens (Irgens), (bergmester og direktør for Røros kobberverk det meste av tiden 1669—99), til å reise opp og se om det ikke er så, at det ligger på norsk grunn.
2. Bodøgaard 12. juni 1673. Utkast til ansøking om privilegium på kobberverk i Ballangen, 4 mils cirkumferance med Raana- og Ballangsfjell som sentrum, liggende ovenfor Store Ballanger gård.

3. Knud Gedde søker i annen skrivelse, datert Bodøgaard 14. august 1673, bergmester Irgens om råd i anledning privilegium. Ber om instruks for hvorledes bergfolk og bønder månedlig skal lønnes, hvor hyttene best skal oppsettes, hvor meget erts bør være i forråd før smelteovnen skal bekostes oppsatt.

Det framgår av ovenstående med sikkerhet, at det handles om et nytt ertsfunn, gjort kort før 1673, at det handles om et nytt privilegium, formodentlig utstedt i 1673, samt at det ennå i dette år ikke eksisterte noe smelteverk for kobber i Ballangendistriktet.

I Riksarkivet¹ finnes (Statholderskabets arkiv No. 24, 1674) en del dokumenter angående ovennevnte grensetvist. Det framgår således, at bergmester Irgens, sammen med en rekke navnkundige menn fra Nordland, den 8. august 1673 besøkte denne „Ny opfunden Kaabber Malm Skurff paa Balanger och Ronnefield, ofuen for Stor Balanger gaard“, og finner at det ligger 5 à 6 mil inne på norsk grunn. I sin betenkning av 13 august s. å. sier de for øvrig om beliggenheten bl. a.

„Er dette Balanger och Ronnefield i en dobbelt peninsula indsluttet Thi i øster, it Lidet Støche Vnder det Ny opfunden Kaabber Ertz Ligger RonneWand, som fra Gruffuen øyensynlig paa en Halff Mil sig udj Salte Søe, i Ofodensfiord Wdgyder, I Wester Skier sig op Vnder berget, BøsWatten, som udj Salt søe i Eidefiord Wdrinder, Saa at Ronne oc BøsWatten, Huorimellem denne Kaabber Ertz Ligger, er ichon to Bøsseschud i fra Huer Andre.“ Og videre: „Er denne Ny opfunden Kaabberschurf, hos Stor Ballangergaards fægang oc Skoufmark beliggende, oc fra bemelte KaabberErtz Paa Balanger och Ronnefield i Norden i en Recta Linia ichon en Halff Mil fra bemelte Gaard Balanger oc Ofodensfiord i Salt Søe.“

Betenkningen er ledsaget av et situasjonskart over distriktet, vel det eldste kart angående en grube, som er bevart her i landet, og som giengis i utdrag på fig. 50 a. Kartet er i den

¹ Frk. Kathrine Hofgaard i Riksarkivet har vært så elskverdig å finne fram de dokumenter og karter som kunne antas å ha med denne sak å gjøre

grad fortegnet, at grubens beliggenhet bare tilnærmet kan bestemmes på grunnlag av det. Imidlertid har det stor interesse, da det viser, at det bare var én grube, og at det ennå ikke var noen smeltehytte i Ballangen.

Av hyttemester Langbergs manuskript framgår, at bergmester Irgens også har skrevet en faglig beretning av 28. september 1673 om sin befaring av feltet, hvori han bl. a. sier: „Denne lazurerts (= spraglet kobbererts) findes paa et høit fjeld der kaldes Ronnafjeld, der ovenpaa vel er mildt, men bjergarten er dog meget fast med hvid kvarts og sort glimmer. Ertserne for sig ligger endnu løse og aldeles intet fast anstaaende. De ligger ovenpaa i dagen langs det opstigende bjerg nær ved en kløft.“

Av stor interesse er også, at det i Riksmuseet i Stockholm — etter hva dr. N. Zenzén har meddelt meg — finnes en stoff av bornitt, merket Rannawari 1672. Man visste ikke tidligere hvor denne lokalitet var. Etter ovenstående kan det ikke være tvil om, at stoffen er fra det her omhandlede felt, og nettopp fra funnåret. (Jfr. ovenomtalte konflikt med svenske skjerpere.)

Med hensyn til grubens beliggenhet kan man av ovenstående temmelig svevende opplysninger bare med sikkerhet slutte, at den iallfall må ha ligget innenfor trianglet Kjoskopp—Kvanåkertind—Botneidet.

Tross stadige ettersøkninger er det ikke funnet spor av andre gamle gruber enn de på Botneide. Her har man sikre tegn på meget gammel grubedrift (dagbrudd), liksom gamle kavlbroyer i myrer tyder på en transportvei i retning av Stokkedal og den gamle smeltehytte. Malmen er også ganske riktig bornitt, som ikke er kjent fra andre felter i dette distrikt. Dette er det eneste sted hvor det ikke er stort mer enn 2 bøsseskudd mellom Børsvatn og Rånavatn, og som samtidig kunne passe til den gamle opplysning om at Rånavatn ligger et „lidet støche“ under gruben.

Det er etter dette overveiende sannsynlig, at Botneidgruben er den eneste som har levert malm til det gamle kobberverk, og at man kan spare seg letingen etter en større og rikere „hovedgrube“.

Om verkets videre skjebne foreligger det bare ytterst sparsomme opplysninger. Viktigst er et brev av 22. juni 1715 fra biskop Krog, publisert av biskop Gunnerus¹, og som derfor gjengis i sin helhet.

„Her (i Ofoten) er et berømt Kobberværk, hvor der efter Forfarenhed og Brug for nogle 40 Aar siden findes den bedste Erts i Abondance, de deiligste Gjænger, man vil ønske, Vande med større Commoditet end nogen andetsteds, Skov udi overflødighed, Gruben ikkun 2 Mile fra Hytten, 10 Fjerdings Vei fra Søen, saa at en stor Herre, som siger Anno 1693 incognito med sit Følge at have været der ved Stedet, forundrede sig, slig et Kobberværk udi værk at skikke, som Naturen alle Requisita med så stor Commoditet havde forundet. Bruget var anno 1670 optaget av Amtmand Knud Giedde og Foged Michal Storm, som formedelst den gode Appence om Vinding satte alt for meget i Bygningerne, som staar endnu: og formedelst deres Factor i Bergen strax døde, maatte de, blot alene for Mangel paa Penge til Indskud, nedlægge Værkets Brug. Afgangne Bergmester Irgens, som efter Kongl. Befaling havde befaret Nordland og især dette Ofotens Kobberværk, har, foruden vidtløftig Underretning om Værket i sig selv, Anno 1690 udi Laboratorio eller Proberstuen paa Røros anvist en Erts fra Ofoten, som en av de nobleste af mange andre, som der forefandtes.

Afgangne Assessor Hansen, som en brav Bergmand, har for 12 Aar siden sendt Bergfolk til Ofoten og fundet alt vel. Men som Indseth Kobberværk blev av ham med flere ved samme Tid paany igjen optaget, kan man lettelig finde Aarsag, hvorfor han ikke saa strax gjorde nogen Depence (= utgift) om Ofoten.“

Det framgår herav med sikkerhet, at verket ikke var i drift, hverken i 1715 eller 1703, og man må nærmest tyde brevet derhen, at det heller ikke var i drift i 1693. Av Magasin for Bergmandsefterretninger, nr. 38, 1878 framgår, at bergmester Irgens etter sitt besøk deroppe har skrevet en „Relation om de Nordenfjeldske Bergverker“ av 1693. Denne relasjon, som

¹ „Adskillige Efterretninger, fornemmelig angaaende Mineralier i Nordlandene og Finmarken.“ Trondhjemske Selskabs Skrifter. Bd. I, 1761.

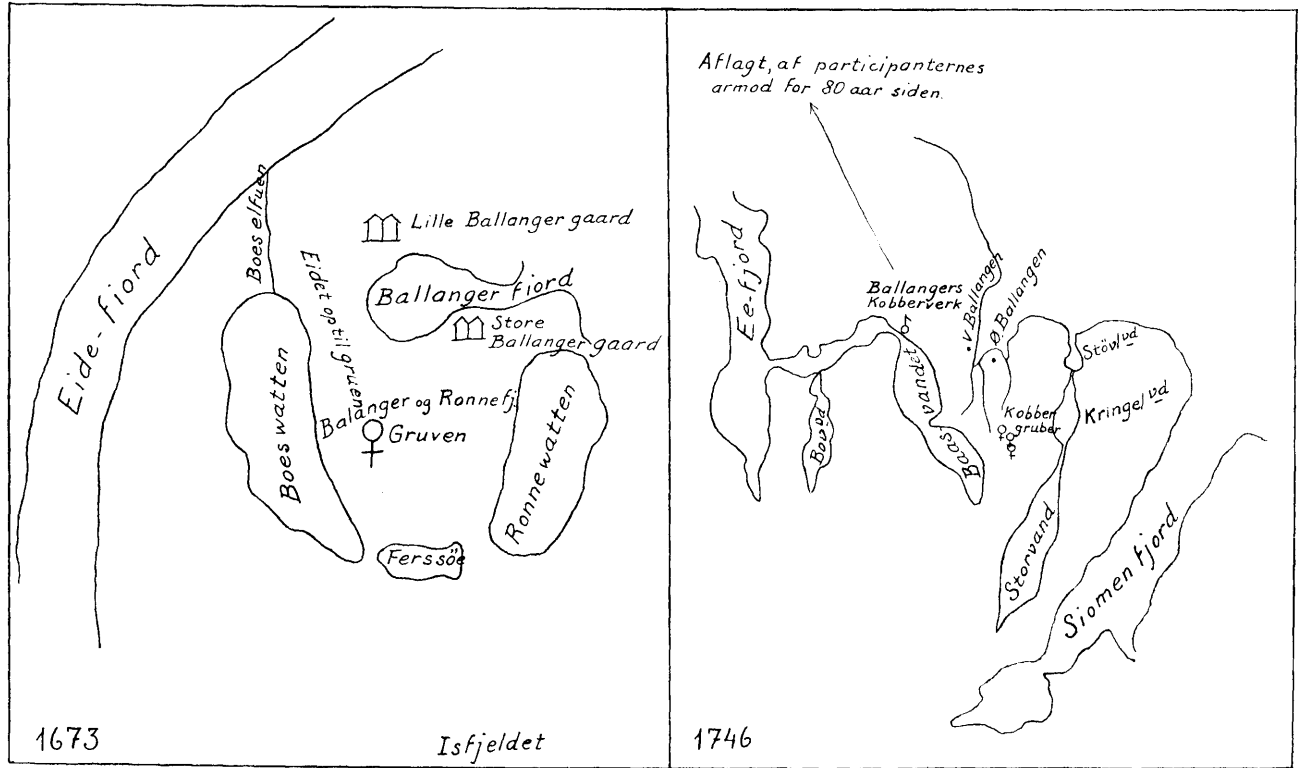


Fig. 50 a og b. Gamle karter som viser beliggenheten av Ballangen kobberverks gruber.

sikkerlig har inneholdt de nødvendige opplysninger om verkets skjebne, finnes imidlertid ikke i Riksarkivet, og det er vel tvilsomt om den nå i det hele kan skaffes til veie.

Av biskop Krogs brev framgår imidlertid med tilstrekkelig tydelighet, at verket var i drift ca. 40 år tidligere, altså ca. 1675, men ble nedlagt etter ganske kort drift på grunn av pengemangel.

Dette bekreftes av et par konsepter til grenseoppgangskarter, som finnes i Riksarkivet, nemlig nr. 58 av 1746 og nr. 96 av 1749. Se fig. 50 b. På disse er grubene avlagt på samme sted som kartet av 1673, nå som 3 nærliggende arbeidspunkter. Ved elvens utløp av Baas vand (Børsvatn) er nå også avmerket „Ballangens kobberverk“ med bemerkning: „Aflagt — av participanternes armod — for 80 aar siden. Paa stedet findes et stort støcke svart kopper.“ Bortsett fra at tidsangivelsen 80 år må forandres til ca. 70 år, framgår herav, at verket ikke siden på ny har vært gjenopptatt. Etter disse kilder synes det derfor som om verket ikke kan ha vært i drift mer enn et par år.

Resumerer vi resultatene av disse kildestudier framgår følgende: Privilegiet av 1636 angikk Tårstad-feltet på nordsiden av Ofotfjorden, og ga ikke foranledning til noen drift.

Kobberfeltet på Botneidet ble funnet år 1672, og foranlediget anlegg av Ballangens kobberverk ca. 1674. Dette ble atter nedlagt etter et par års drift, og har ikke siden vært gjenopptatt.

Det er bemerkelsesverdig, at i ingen av disse gamle dokumenter nevnes noen mann ved navn Bal eller noe Bals kobberverk. Det er derfor antagelig en sagnfigur.

Blymalmsfunn i Tysfjorden.

I biskop Gunnerus' ovenfor siterte avhandling av 1761 meddeler sogneprest Elling Rosted, at da han var misjonær for finnene i Tysfjord, hørte han av hverannen mann at det var stor mengde blyerts i fjellet, som finnene støpte bøssekuler av, men de „dølgede“ selvø stedet. Dette bekreftes også av flere andre personer.

Det eneste nå kjente norske felt, som det kunne tenkes at dette refererer seg til, er blyskjerpet i *Funtaffjell* nord for Mannfjord, hvor man kan plukke ut pene spaltestykker av blyglans.

Den nyere utvikling.

Etter denne eldste virksomhet følger en meget lang periode, hvor man hverken hører om grubedrift eller malmsfunn i disse trakter. Først i forholdsvis ny tid våkner interessen atter til live, og siden følger nyfunnene slag i slag, for en stor del takket være en rekke kjente og dyktige skjerpere, vesentlig samer, i Ballangendistriktet. Denne utvikling med sin periodiske interesse for de forskjellige grupper av malmsforekomster, er så vidt interessant, at jeg her skal gi en kort oversikt over utviklingen i distriktet. (Innbefattet den sydlige del av Ofoten-bladet.)

I 1882 merkes de første tegn til virksomhet. Dette år fantes Laxå kobberfelt i Liland på nordsiden av Ofotfjorden, og ble drevet et par år av Dr. Gercke. Samme år mutet en engelskmann de før omtalte gamle kobbergruber ved Børsvatn (Botneid), men der ble intet gjort.

Ca. 1883 gjøres det første nyfunn i vårt distrikt, idet det finnes malm i Bjørkåsen. Det undersøkes av ovennevnte Dr. Gercke, som setter noen skudd og avgir en god uttalelse. Antagelig som følge av Laxå-grubens nedleggelse blir intet mer gjort, og feltet faller snart i det fri.

Etter dette blaff er alt atter stille i ca. 12 år, men så begynner i 1896 skjerpningen for alvor. Årsaken til dette er antagelig funnet av jernmalm i Jernlien i Æfjord, som ga anledning til en intens, men kortvarig grubedrift i 1897—98 under ledelse av H. A. Hielm.

I 1897 blir Bjørkåsen oppskjerpet på nytt av de senere så bekjente „skjerpelapper“ fra Kalvås, og atskillige undersøkelsesarbeider drevet, men ingen regulær drift. Dessuten skjerpes etter kobber- og svovelkis på mangfoldige andre steder i distriktet. Det viktigste resultat er funnet av Melkedalen kobberfelt, som ga anledning til grube- og undersøkelsesdrift i avbrutte perioder fra 1899 til 1912.

1898—1901. Den intense skjerpning i Ballangendistriktet fortsetter, særlig på fortsettelsen av Bjørkåsens kisdreg. I 1898 blir således Olalemmen og Musken kisleforekomster kjent, og en del undersøkelsesarbeider satt i gang ca. 1900.

Mens skjerperne hittil omtrent bare har befattet seg med kobber- og svovelkis, blir området nå utvidet. Interessen for de sedimentære jernmalforekomster i Nordland har allerede i flere år gitt seg utslag i tallrike mutinger i den sydligere del av fylket. Nå kommer også Ofotendistriktet med. De utstrakte jernfelter i Håfjellet på kartblad Ofoten synes å ha vært kjent fra ca. 1898, de første mutinger blir tatt i 1900, og i 1901 følger en feberaktig virksomhet med flere hundre anvisninger.

I 1901 blir også Skårnesdalens og Håfjellskråningens zinkforekomster kjent, liksom Bugtedalen bornittforekomst i Indre Tysfjord.

1902—03 setter Børsvassbottens grubeinteressentskab (Mosling) i gang en undersøkelsesdrift på Ballangen kobberverks eldgamle grube på Botneid.

1903—06. Det synes å ha inntrått en alminnelig avslappelse. Bjørkåsen faller atter i det fri, liksom atskillige andre felter.

I Håfjellets jernfelter utføres litt undersøkelsesarbeid i 1905 og samme år innmutter „Sjaafjeld og Melkedalen Interessentskab“ for første gang den eneste jernmalmsone, som finnes innen kartbladet Tysfjord.

1907—08. Virksomheten tar igjen mer fart. I 1907 innmutter R. M. B. Schølberg de i det fri liggende felter Bjørkåsen og Olalemmen, samt en rekke nye anvisninger i Håfjellets jernfelter.

Liksom blir en rekke av de før kjente zinkfelter gjenopptatt. I 1908 innmutes for første gang Njallavarre kobberfelt, som blir undersøkt i 1909—12, samt „Kofjeldets kobberfelt“, som blir undersøkt i 1911.

1910—11. Året 1910 er et merkeår for distriktet. Da overdrar Schølberg Bjørkåsenfeltet til den tyske direktør Spintzig, som i 1911 setter undersøkelsesdrift i gang for alvor under ledelse av ingeniør Kurt Hunger, og kort etter dannes A/S Bjørkåsen gruber. Undersøkelsesdriften fortsetter til 1916, de store anlegg utføres 1916—17 og regulær drift settes i gang 1917. Det har senere vært distriktets største og eneste helt stabile bergverksdrift.

Likeledes blir Olalemmens felt undersøkt 1911—12, og i større utstrekning 1916—18.

I det hele gir den påbegynte drift en mektig impuls for undersøkelsen av malmforekomster omkring i distriktet. Tjellmarkens kisforekomster (på samme geologiske horisont som Bjørkåsen) blir således funnet ca. 1910, og innmutet 1911 av advokat Ludv. Lumholtz, som driver undersøkelsesdrift på dem 1911—14 og 1918.

1912—14. De siste funne av denne rekke av malmfelter er de, som er knyttet til Råna norittfelt. For første gang hører man om disse i 1911, da B. Kristiansen anmelder et kobber- og magnetkisfelt ved Arnes. I 1912 finnes Eiterdalen og en rekke mindre felter. Det er karakteristisk at man til å begynne med bare betrakter dem som kobberfelter. Således nevner Ernst Mörtzell i sin rapport over Eiterdalen av september 1913 bare kobberet, og alle analyser blir bare utført på kobber.

Da forfatteren i 1913 besøkte Eiterdalen, konstaterte han at det dreiet seg om en typisk forekomst av nikkelmagnetkis, og hans analyse av samme høst påviste for første gang nikkelet her. Undersøkelsesdrift ble utført av Lumholtz 1913—15 og av Kristiansands Nikkelraffineringsverk 1916—18. De øvrige nå kjente forekomster innen norittfeltet ble mutet i årene 1913—14. På Bruvass-feltet ble utført diamantboringer og undersøkelser i 1918 av A/S Bjørkåsen gruber og 1936—37 av Raffineringsverket A/S, Kristiansand.

Etter 1914 er det ganske visst gjort funn i tilknytning til de før kjente felter, men helt nye felter av betydning har ikke vært funnet innen kartbladets område.

Av ikke-metalliske forekomster har Hundholmen feltspatbrudd vært i drift fra 1906. I 1920 begynte driften ved Nordlands Portlandcementfabrikk, som har kalk-, kvartsitt- og skiferbrudd på Kjøpsvik i Tysfjord.

Malmforekomster.

Innen kartbladet Tysfjords område finnes et rikt utvalg av malmforekomster, tilhørende en rekke av de hovedtyper, som i det hele er representert i fjellkjeden. Mange av dem er så små eller fattige, at de ikke vil kunne danne grunnlag for noen lønnsom drift, en del ligger på grensen av det drivverdige, og bare en har vært i regelmessig drift gjennom en lengere periode. Det er Bjørkåsen grube i Ballangen.

Den overveiende del av forekomstene finnes innen kartbladets nordligste del, i hengen for den horisont som representeres av kalkglimmerskiferen (Reppiskiferen), eller nærmere betegnet nord for en linje fra Andersskaret i vest over Store Melkedalsvatn—Hjertvatn—søndre del av Børsvatn og Storsvatn—Eiterelvdalen. Dette område kan betegnes som rikt mineralisert.

På grunn av den utpregete parallellitet som hersker overalt mellom sedimentene og de fleste eruptiver (unntatt Råna norittfelt) følger også mineraliseringen så markert strøkretningen, at man selv for epigenetiske malmer kan tale om malmførende horisonter. Ofte kan disse med avbrytelser spores over meget lange strekninger. På samme horisont gjenfinner man da alltid samme malmtypen. Der blir en slags vertikal inndeling i malmtyper.

Nå faller kartets nordgrense så uheldig at den skjærer over de fleste av disse grupper, som fortsetter inn på Ofotenbladet. Jeg har derfor funnet det riktigst ikke å ta med disse under dette spesielle kartblads beskrivelse, så meget mer som de ville sprengte rammen for denne avhandling på grunn av de mange spesialarter som hører med. De vil derfor bli behandlet

i publikasjoner for seg, og her bare bli oppregnet helt summarisk. Alle forekomster sør for den nevnte linje, som igjen hører til andre typer enn de ovenfor nevnte, blir derimot medtatt og behandlet i sin helhet.

A. Kort oversikt over malmforekomstene i kartbladets nordlige del, over Reppi-skiferen.

Rånafeltets nikkelforekomster opptrer geologisk strengt begrenset til norittfeltets ytre (undre) randsoner, som består av normale noritter og olivinbergarter, mens der ikke finnes spor av dem i det sentrale (øvre) område av kvartsnoritter. Der er to hovedtyper av malm.

I den ene opptrer nikkelførende magnetkis i normal noritt og fører opptil 4% Ni i ren kis. *Eiterdalens grube* er den betydeligste.

Den annen type opptrer som impregnasjon i olivinbergarter, med *Bruvassfeltet* ved kartets nordrand som det største. De fører 8—12% Ni i ren kis, men impregnasjonene er så vidt fattige at råmalmen neppe fører mer enn 0,4—0,5% Ni foruten litt kobber. Omtrent tredjeparten av norittfeltet kommer på Ofoten-bladet.

Njallavarre kobberfelt opptrer kort over Reppiskiferen i en eruptivsoner, som består av trondhemittiske bergarter, „gabbroskifere“ og hornblendeskifere. Malmen følger grensene av førstnevnte og består av svovelkis-impregnasjoner med kobber, zink og bly. Erts kan spores nordover mot Børsvatn og sørover henimot Hjerthaug. I ligger av Reppiskiferen sammesteds er *Senvatnets kobberforekomst*.

I det store gneisbelte mellom Reppiskiferen og Melkedalskalken er *Kjoskakoppi kisforekomst* i øst og *Kuffjellets kobberfelt* i vest. Sistnevnte fører kobberkis, knyttet til pegmatittganger. Innen et belte fra ligg av Melkedalskalken til litt over Bjørkåsens horisont finnes flere steder lange granittaplittiske lagerganger, impregnert med svovelkis.

Melkedalens grube er drevet på en eiendommelig forekomst langs et glideplan i Melkedalskalken. Inn mot dette plan er en kvartsførende breksjemalm av svovelkis, kobberkis og zink-

blende og inn gjennom kalken er metasomatiske impregnasjoner av kobberfattigere svovelkis.

Skjåfjellets og Melkedalens jernfelter utgjør de mektigste partier av en sedimentær jernmalmsone, som videre kan følges kontinuerlig, men med liten mektighet, nordover til Ballangen og vestover til Tjelmarken, begge steder inn på Ofoten-bladet. Det er den laveste kjente horisont av denne malmtypen, og det er den samme som kommer igjen i Fagernesfjellet ved Narvik. Den er karakterisert ved et betydelig fosforinnhold og overveiende magnetitt, til forskjell fra de jernmalmsonehorisonter, som på Ofoten-bladet opptrer langt høyere oppe i lagrekken.

Bjorkåsen grube (se N. G. U. nr. 127, s. 114) driver på en av vårt lands betydeligste forekomster av kobberfattig svovelkis. Råmalmen fører ca. 31% S og 0,4% Cu, men er meget lett å anrike på grunn av den forholdsvis grovkrystalline struktur. Siden produktiv drift begynte i 1915 og til utgangen av 1939 er der brutt 3 353 500 t. råmalm, og derav utvunnet 1 722 700 t. svovelkis-konsentrat med 47—48% S, samt siden 1932 6 370 t. kobberkis-konsentrat med 20% Cu og 7 800 t. zinkblende-konsentrat med 48% Zn.

Malmen opptrer kort i det hengende for den ovenfor nevnte jernmalmsone og følger en horisont av de sterkest bituminøse skifere innen distriktet. I denne opptrer basiske intrusiver av moderat størrelse, nå granat-hornblendeskifere, samt lagerganger av trondhemitt. Horisonten kan forfølges kisløsende over i alt 25 km strøklengde rundt Håfjellsmulden og langt inn på Ofoten-bladet, både over Ballangen i øst og over Tjelmarken i vest, for det meste som fattig svovelkisløsende aplitter og kvartsbergarter. Innen Tysfjord-bladet følges den over Brattåsen—Haugen—Skjåfjell—Langåsen—Olalemmen—Musken. Bare på Olalemmen er en mindre forekomst av drivverdig malm.

Håfjelllets zinkforekomster. I dolomittiske soner i Håfjellskalken opptrer metasomatiske forekomster av zinkblende og svovelkis, kobberfattige og bare lokalt blyførende. De finnes i 2—3 horisonter, hvorav den laveste begynner med *Tveråsenfeltet* sør for Myrvoil og kan følges med spredte skjerp langt inn på Ofoten-bladet. Den er overalt ubetydelig.

En høyere horisont begynner med *Moskehaugen* svovelkisforekomst NV for Kalvås, og først på Ofoten-siden begynner her de egentlige zinkforekomster, som strekker seg meget langt langs Håfjells-skråningen.

B. Kobbermalmer, vesentlig som ganger i skiferformasjonene under Reppiskiferen.

(Beliggenheten se fig. 33.)

1. Botneid-gruben.

Den ligger 680 m o. h. på det smaleste av ryggen mellom Børsvatn og Storvatn, med hovedfeltet 250 m nord for vestre Botneidvatn (Bonto-lako).

Situasjonen framgår av hosstående tverrprofil, fig. 51. Hovedbergarten er en forholdsvis mørk granatglimmerskifer (Bonto-lako-typen). I denne er et 90 m mektig belte av fin-kornig, skifrig, granatfri hornblendeskifer (oppad overgående i gabbroid garbenskifer) og en 50 m mektig intrusjon av trondhjemitt. Kort i ligger er en utpreget injeksjons-sone av pegmatitt, rik på oligoklas og uten fri kalifeltspat. Til denne er malmen knyttet. Den sterkt småfoldete glimmerskifer på sidene er nær pegmatitt-grensene undertiden oppfylt med nåler av lys grønn epidot. Lokalt er en 10 m lang linse av grovkornig gabbro, som også er gjennomsett av samme pegmatitt-type, skjønt mer grovkornig enn ellers.

Pegmatittene er overveiende lagerganger, til dels oppløst til linser, og med tydelige kataklas-fenomener. En del av kvartsen er litt yngre og gjennomårer feltspat-pegmatitt. Det er antagelig samme som de feltspatfri små kvartslinser i den omgivende glimmerskifer. I begge tilfelle ledsages den av erts, overveiende *bornitt*, delvis *kobberglans*, lite eller ingen kobberkis. I pegmatitt finnes ertsen dels som spredte korn, men særlig som svermende årer. I mikroskopet sees den da å trenge fram bl. a. langs feltspatindividenes grenser, til dels også langs deres spalteflater, så den er distinkt yngre. De eneste mineraler som direkte ledsager den, er foruten kvarts, også *ankeritt* og *muskovitt*, samt undertiden tavler av *jernglans*. I pegmatitt for øvrig treffes *granat*, *ortitt*, litt *turmalin* og prizmer av *epidot*, i ett tilfelle

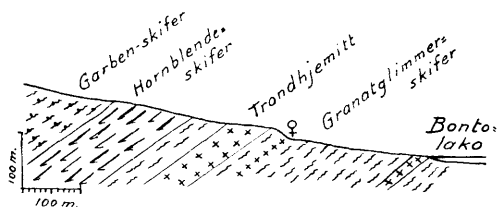


Fig. 51. Tverrprofil ved Botneid-grubene.

også *skapolitt* ved en kvartslinse. Det meste av ertsen opptrer i glimmerskiferen langs grensen av pegmatitt- og kvartslinsene, eller ved inneslutninger i disse, og aldri langt

fra pegmatitten, som utvilsomt er ertsbringeren. Det er karakteristisk at også her finnes det meste av den som små strenger og årer, mens finkornige impregnasjoner av bornitt i glimmerskifer, som lett ville kunne oversees, ikke synes å spille noen rolle. Derimot har man noen få steder i skiferen falbåndsaktige, fattige impregnasjonsbånd, som utelukkende fører kobberkis.

Til slutt er der en del hårfine, plane tverrspalter, som undertiden kan krysse tvers over pegmatittgangene. Foruten bornitt og kobberkis fører de ankeritt, litt kvarts og muskovitt-krystaller, altså samme mineralselskap som ovenfor omtalt fra pegmatitten.

Polérslipundersøkelser, pl. XV, fig. 1—2, av de vanlige malmer ved pegmatitt- og kvartslinser viser begge en — selv ved meget sterk forstørrelse — helt ensartet bornitt, samt tydelig lamellær kobberglans. Det er lyse bånd av utfelt ren, rombisk lamellær kobberglans, med en mørkere mellommasse, hvor kobberglansen ennå holder rikelig bornitt i fast oppløsning. Den er altså dannet ikke alene over $+91^{\circ}$, som er paramorfosepunktet mellom regulær og rombisk kobberglans, men over 225° , over hvilken temperatur kobberglans og bornitt er fullt blandbare. Også dette tyder hen på genetisk sammenheng med pegmatittdannelsen, og viser fremfor alt at det her er en ascendent kobberglans, og ikke noen sekundær anrikning. Av sekundærmineraller kan *covellin* bare unntagelsesvis påvises; *malakitt* sees her og der i dagen som en tynn hud på selve overflaten. Grensene mellom bornitt og kobberglans er overalt renskårne og skarpe. Kobberglansen er nok en tanke yngre, men det foreligger som regel ikke noen metasomatisk fortrenning. Enkelte lokale partier har grafisk sammenvoksning mellom dem. Pl. XV, fig. 2. Kobberglansen i grunnmassen viser der fremdeles tydelig den lamellære utvikling, men med den mørkere

mellommasse dominerende. I små ertsdråper inne i bergarts-mineralene på siden iakttas både bornitt og kobberglass, ofte sammen, og av nøyaktig samme type som ellers.

Som foran påvist (s. 191) var dette felt i drift fra 1673 noen ganske få år. I 1899 ble det oppskjerpet på ny. Videre ble det foretatt en prøvedrift i årene 1902—03 av „Børsvasbottens grubeinteressentskab“ (agent Mosling i Narvik).¹

Det eldste hovedarbeidssted kan påvises under en bratt terreng-kant. Det er en strosse på ca. 9 m lengde i strøk, 3—4 m dybde og i bunnen ca. 2 m bredde. I dette parti sees tallrike av de gamle borhull med ca. 2 tommers diameter, altså meget grovere enn de som brukes etterat enmannsboring med stålbor ble innført. I bunnen ble etter sigende funnet et liggende hull som ennå ikke var avskutt, og med en gammel vante stappet inn. I den gamle smietomt fantes ved gravning et av de løse 2-toms borskjær. Den gamle skeideplass kan ennå sees ved gruben. Der er etterlatt en del fattig malm, mest av den nevnte kobberimpregnasjon i skifer, men også noe bornittmalm.

Den nevnte strosse alene kan neppe ha levert all den malm som ble smeltet, og de andre arbeidssteder er av temmelig ubetydelige dimensjoner. Man må imidlertid legge merke til den gamle opplysning (s. 195) om at det meste av malmen lå løsvitret i dagen under den nevnte terrengkant, og derfor kan ha vært vunnet over en betydeligere strøklengde uten å etterlate seg varige spor. I den gamle strosse sees nå bare litt kobberkis, dels som fattig impregnasjon i skifer, dels på tynne kryssende spalteganger.

I siste driftsperiode sees arbeidet å ha omfattet en lensning av den gamle strosse ved en tverrskjæring, og en stor forlengelse i strøketningen, så hovedstrossen nå har en samlet lengde av 36 m, ikke over 2,5 m dyp. Fig. 52. I det meste av den sees så godt som ingen erts, bortsett fra de vestligste 10 m, hvor det opptrer en sparsom bornittmalm i ligger av en lagergang av pegmatitt. Samme lagergang strekker seg langs hele strossen vest for det gamle arbeidssted, men er delvis opp-

¹ I Nordlands bergdistriks befaringsprotokoll 1902 har geschworneren gitt en kort beretning herom.

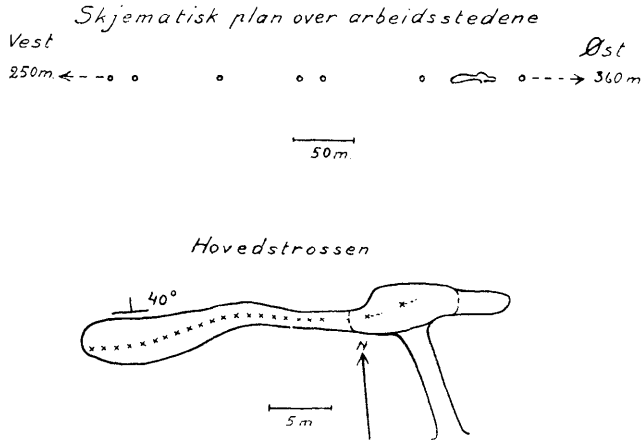


Fig. 52. Botneid-gruben. Kryss = lagergang av pegmatitt.

løst i en rekke linser, ikke over 1 m mektige. Små pegmatittlinser videre mot ligen fører delvis korn av bornitt.

Inntil 20 m øst og 275 m vest for hovedstrossen er i alt 7 små arbeidssteder, fig. 52, alle på omtrent samme strøklinje og alle med synlig erts, skjønt meget fattig. Dels er det ubetydelig bornitt i selve pegmatitten, dels en sone av fattig kobberkis-impregnasjon kort i ligen av den, oftest i tilknytning til kvarts-ankeritt-linser. I en uregelmessig infiltrasjon av pegmatitt i skiferen finnes kobberkis og bornitt sammen.

Etter en uberørt strekning av 250 m videre vestover er det satt enkelte prøveskudd, dels uten ethvert spor av erts, dels med ubetydelig impregnasjon av utelukkende svovelkis, som ikke hører med til foregående. Østover følger også en strekning uten arbeidssteder på 360 m etter strøket, inntil begynnende helling mot Rånvasbotten, hvor det er et skjerp i pegmatitt med sparsom bornitt og litt rikeligere kobberglans enn før. Her finnes så vel i silikat- som i ertsmineralene opptil centimeter-lange, skarpt begrensede tavler av jernglans. Pl. XVI fig. 1 og 2. Ved sterk forstørrelse sees utsondring av tynne ilmenittlinser parallelt jernglansens basis, samt lameller av samme i et par kryssende retninger. Dette er vanlig i pegmatitt-jernglans.

Nede i skråningen, 550 m o. h. og ca. 700 m fra foregående er en liten synk med bornitt og kobberkis på grensen av pegmatitt- og kvarts-ankeritt-linser. Her er trondhemitten allerede kilt ut, og gått over til et tog av spredte ganger. Videre ned den bratte skråning helt til Storvatnet har man her og der skutt etter dette malmdrag og funnet en del løse malmførende blokker, men ikke noe i fast fjell.

Avstanden mellom vestligste og østligste påviste malm i fast fjell er altså hele 13—1400 m, men overalt opptrer den over en ytterst begrenset bredde, og med meget sparsom ertsføring.

2. Baugefjell kobberforekomst.

Denne ligger på nordsiden av Baugevatn, 965 m o. h., i brattskrenten av Baugefjell og inne i et stort område av hornblendeskifer. Kort nedenfor er en stor serpentinkuppe, hvis naboskap imidlertid er helt tilfeldig. Feltet ble mutet første gang år 1900.

Det eneste arbeid er utført på en kvartslinse, 3 m lang, $\frac{1}{4}$ m mektig i dagen, avtagende nedover. Det er en utpreget *turmalin-kobberkis*-forekomst. Den rikelige turmalin opptrer dels i tette svarte aggregater, dels som strålig anordnede grovere prismer, undertiden endog hulrom med fritt utviklete krystaller. De er markert sonarbygget, sterkest pleokroitisk i randsonen, men ofte brukket under vekstperioden. Ser vi bort fra ubetydelig malakitt på overflaten, er *kobberkis* det eneste ertsmineral.

Den opptrer ofte som fyllmasse mellom de idiomorfe, radiære *turmalin*-prismer, i vakre, men lettsmuldrende stuffer. I polerslip synes den homogen. På gangen opptrer videre *ankeritt*, tavler av *jernglans* med ilmenittlameller, nøyaktig som den ovenfor omtalte, og delvis *kloritt*.

Kvartsgangene er enten korte linser eller ganske tynne småganger, alle parallelle med skifriheten, og mange helt uten erts. I raset fra en utilgjengelig brattvegg ovenfor finnes pene malmstykker fra en ikke kjent gang. Det er kobberkis, til dels i ren kvarts, nesten uten turmalin.

Oppe på ryggen av fjellet er også atskillige kvartsårer, de fleste med ren kvarts, enkelte med tavler av *jernglans*, enkelte nær toppen med spor av bornitt og malakitt.

3. Baugevatn (=Leirvatn) kobberfelt.

Feltet ligger nær vestbredden av søndre ende av Baugevatn. Fra 1903 og fremover til 1911 ble der tatt tallrike mutinger, men der er bare utført meget beskjedne undersøkelsesarbeider i dette avsides område.

Så vel i glimmerskifer som i hornblendeskifer opptrer sparsomme og uregelmessige trondhemitt-pegmatitt-ganger uten kalifeltspat, med til dels labradoriserende (blålig) plagioklas, samt muskovitt. De gjennomsetter tydelig skiferens folder, men er til dels litt foldet selv. Kobberforekomstene opptrer nær nevnte grense, samt innover i hornblendeskiferen. Der er tre gangtyper:

Meget utbredt er bladtynne, skjærende gangflater med *kvarts* og *albitt*, videre tynne blader av *jernglans*, litt *rutil*, *kobberkis* og *magnetkis*, men neppe *turmalin*.

På pegmatittgangene og deres utløpere opptrer til dels rikerts, men som det synes aldri jevnt fordelt, alltid utgående fra enslags slirer eller uregelmessige spalter i dem, som synes litt yngre enn pegmatittens hovedmasse. *Bornitt* og *kobberkis* opptrer sammen, dels trengt inn mellom forholdsvis friske feltspatindivider, ledsaget av mikroskopisk *turmalin*, dels i mer samlete slirer også ledsaget av *ankeritt*.

En viktig type er smale og rettløpende spalteganger som går tvers på skifriheten. De sees i opp til 20 m lengde, men selve gangen sjelden over 5 cm bred. At det har vært bevegelse på dem framgår av, at en del massive, hvite kvarts-lagerganger er forkastet av dem.

Spaltegangene er først og fremst karakterisert ved rikelig *karbonat* i form av *ankeritt*, foruten kvarts og en del feltspat. I bredere partier kan der også være en del grovkrystallin *kalkspat*. Av erts finnes *bornitt*, til dels dråpeformig inne i karbonatene, samt overveiende *kobberkis* i forholdsvis rene klumper. Denne ledsages undertiden av et meget finkornig aggregat av *turmalin*, skjønt på langt nær så fremtredende eller rikelig som i Baugefjells-feltet.

Hvor disse tverrganger opptrer i hornblendeskifer utgår en påfallende metasomatisk forandring fra dem, en karbonatisering,

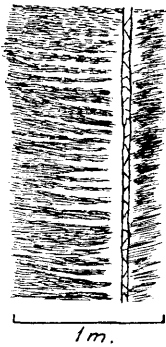


Fig. 53.

Fig. 53. Metasomatisk forandring av hornblendeskiferen, utgående fra spaltegang.

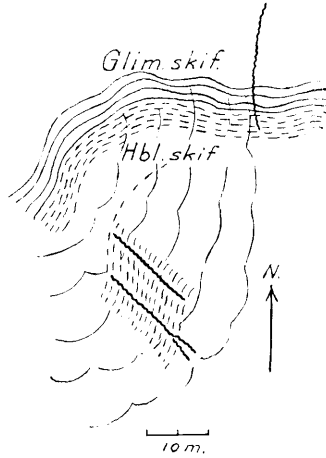


Fig. 54.

Fig. 54. De tre største spalteganger i Baugevatn kobberfelt.

ofte fortrinnsvis til den ene side. Fig. 53. Den består i en innvandring av *kvarts* og *ankeritt* av nøyaktig samme sammensetning som på gangen, videre fine gnister av kobberkis og enkelte årer av bornitt. Samtidig forsvinner hornblendene og i stedet kommer biotitt og kloritt. Resultatet blir et bleket belte langs spalten, opptil 1 dm bredt eller mer. Etter enkelte bånd i hornblendeskiferen trenger forandringen meget lenger inn, parallelt med lagene, og kan nå flere meters lengde, hvor det opptrer flere små parallelle tverrspalter. Disse karbonatrike bånd blir da gjerne utvitret i dagen. Undertiden kan metasomatosen skjære over fra ett bånd til et annet etter skråganger.

De 3 største tverrganger er avsatt på fig. 54. Som det sees går den ene langt inn i glimmerskiferen, hvor den selv beholder sin ertsføring, men hvor metasomatosen mangler. Noen direkte skjæring med pegmatittgangene ble ikke observert.

Kobberglans er overhodet ikke påvist i dette felt, mens kobberkis og bornitt opptrer i intim blanding, særlig i pegmatitten. Polérslip av denne malm viser en lysere (oransje-farget) bornitt enn ellers vanlig. Den ser imidlertid homogen ut, like

til det ved $600\times$ forstørrelse begynner å skille seg ut korte, stavformige gnister av kobberkis i den, i to retninger. Den har altså ved sin dannelse opptatt atskillig kobberkis i fast oppløsning.

En sekundær nydannelse av *covellin* har foregått utelukkende på bekostning av bornitten. En rand av vakre, blå, sterkt anisotrope covellin-blader inntar alle bornitt-kornenes grenser mot bergart, mens grensene mot kobberkis er hårskarpe og uberørte. Pl. XVI, fig. 4. Likeså er den utviklet langs hårspalter gjennom bornitten, men hvor den samme spalte går inn i kobberkis er det ikke mer antydning til covellin-dannelse.

Denne representerer en begynnende sekundær anrikning nær overflaten.

Ved vestre ende av *Baugevatn* ligger på eidets sørside en stor blokk av glimmerskifer, gjennomsett av en ganske tynn kvarts-ankerittgang med rikelig kobberkis. Det kan ikke sikkert avgjøres om blokken er lokal eller transportert fra sist omtalte felt. I kvartsitt-uren på NV siden av 1129 m-tind finnes spredte blokker av hornblendeskifer med lignende ganger uten erts, men med den karakteristiske metasomatose på sidene. Sannsynligvis dreier det seg derfor om et nytt gangfelt i den utilgjengelige brattskrent av nevnte tind.

4. Bugtedalen kobberforekomst.

(Antagelig identisk med *Borotind* kobberanvisning.)

Skjerpene ligger 710 m o. h. i fjellryggen Nikkaknausen, øst for gården Bugta i Indre Tysfjord. Feltet ble mutet 1899, befart av geschworneren 1901. Det utførte arbeide er helt ubetydelig.

Langs ryggen stryker i øst—vest et 250 m bredt belte av vanlig hornblendeskifer med 30° nordlig fall. Midt oppe i denne er innleiret en 20 m bred lys, skifrig trondhemitt-aplitt av den i distriktet vanlige type. Den ledsages ikke av ertsmineraler. I hornblendeskiferen opptrer også en del uregelmessige ganger av granittpegmatitt. Disse synes også ertsfri, eller i høyden med helt ubetydelige spor av kobbererts.

Nær det liggende av hornblendeskiferen er innleiret i den et par meter mektig lag av metamorf glimmerskifer, injisert med lagerganger og linser av kvarts. Disse er 1—5 dm mektige,

som oftest smale, på sidene en del pegmatitt-materiale med drusig utvikling. Her er krystaller av *oligoklas*, An_{15} , *kvarts* og *muskovitt*, samt aggregater av grønn *prokloritt* og *jernglans*. Malmen er bundet til disse kvartsganger og deres grenser. Den opptrer sparsomt og temmelig spredt. Kobberkis og covellin mangler helt, og bortsett fra en del malakitt i overflaten, består den omtrent utelukkende av *kobberglans*. I denne finnes enkelte steder små uregelmessige rester av bornitt, pl. XIV, fig. 1, som her sikkerlig representerer fortrennings-rester. Da kobberglansen her i motsetning til den før omtalte, ikke viser sikre tegn på høytemperaturs dannelse, er det en mulighet for at fortrenningen er descendente (fra overflaten). Derpå kunne også dens påfallende lave sølvinnhold tyde (se nedenfor), idet sølv og kobber skilles ved denne prosess.

Etter strøket er ertsføring påvist ved småarbeider her og der i 230 m lengde, hele veien bundet til den smale sone av glimmerskifer. Liksom ved de før omtalte forekomster finnes også her et par tverrgående, ubetydelige hårspalter, hvor det også kan påvises kobberkis.

Grubeingeniør J. A. Johansson hevder i en rapport, datert Harstad, juni 1913, at forekomsten er gullførende, i henhold til funn av et korn „gedigent gull“ på en tverrspalte, samt nedenstående, av ham selv uttatte analyseprøver:

	Cu	Gull pr. tonn
1. Tverrgang med bornitt og spor av kobberkis . . .	1,10 %	9 g
2. Strøk-gang med litt kobberglans og malakitt . . .	0,46 -	4 -
3. Rene kvartsbiter	null -	2 -
4. Utplukket kobbererts fra flere punkter	9,65 -	7 -

I motsetning hertil anfører bergmesteren i 1901 at malmen er uten gull og sølv.¹ Hermed stemmer en mikro-dokimastisk edelmetall-analyse på kobberglans, utplukket av meg (se nedenfor).

For ovennevnte 4 gullanalyser er ikke anført hverken analytiker eller laboratorium. Da laboratorier uten spesiell øvelse i gullanalyser som regel gjør dem gale, bør forekomstens gullinnhold betraktes som hittil ubekreftet. Alle prøver er for øvrig tatt direkte i overflaten.

¹ Bergverksdriften i Norge 1901—05. N. G. U. Aarvog for 1907, s. 20.

Alle de ovenfor nevnte forekomster er åpenbart nær beslektet, til tross for visse forskjelligheter. Som det framgår av fig. 33 opptrer de på noenlunde samme horisont, nemlig den som inneholder distriktets største trondhemitt-intrusiver. De finnes snart i hornblende-, snart i glimmerskifer, uten at dette synes å ha noen genetisk betydning. Karakteristisk er at de opptrer:

1. i forbindelse med plagioklas-pegmatitter, som litt yngre slirer og strenger,
2. på årer og ganger av kvarts, nær sammenhørende med foregående,
3. på tverrspalter, rike på ankeritt.

En sammenheng mellom disse typer framgår for det første av at de stadig opptrer sammen. Videre har de visse mineraler til felles, nemlig *turmalin* (om enn i sterkt varierende mengde), tavler av *jernglans*, og særlig karakteristisk en lys brun *ankeritt*, som etter nedenstående lysbrytnings-bestemmelser er temmelig ensartet:

Malmfelt:	Opptrer i:	n_{ω}^{Na}	% ferro-dolomitt.
Botneid	Pegmatitt	1,700	22
Baugefjell	Kvarts-turmalin-linse	1,692	14
Baugevatn	Ankeritt-tverrspalte	1,699	21
„	Metasomatisk sone langs foregående	1,699	21

Malmen inneholder ett eller flere av ertsmineralene kobberkis, bornitt, kobberglans, derimot aldri svovelkis.

En del mikro-dokimastiske edelmetall-bestemmelser, utført for meg av fru M. J. Høst ved Statens råstoffkomité's laboratorium, ga følgende resultat:

Malmfelt:	Utplukket erts:	Sølv gram	Gull pr. tonn
Botneid	Bornitt og kobberglans i pegm.	94	0,3
Baugefjell	Kobberkis	73	8,3
Baugevatn	Kobberkis og bornitt i pegmatitt	91	null
Bugtedalen	Kobberglans	7	null

Den turmalinrike malm fra Baugefjell var altså den eneste som viste nevneverdig gullinnhold. Optiske spektrogrammer av kobberkisene ved Baugefjell og Baugevatn viste ikke noe bemerkelsesverdig.

På alle ovennevnte felter finner man pene stuffer med rike kobberertser, men overalt er gangenes dimensjoner så små eller ertsføringen så sparsom, at de ikke kan antas å få praktisk betydning.

5. Rauvatn- eller Rensdyrjord kobberfelt.

Feltet ble mutet første gang i 1899 og var kort etter gjenstand for en ikke helt ubetydelig undersøkelsesdrift.

Det opptrer midt inne i et bredt belte av sterkt foldet hornblendeskifer med flatt nordlig fall. De viktigste arbeider er utført ca. 1 km øst for Rauvatn, hvor det har vært drevet flere tverrstrasser over en strøklengde av 260 m og mindre røsker og undersøkelser ennå et par hundre meter østover.

Malmen er meget fattig og består av falbåndsaktige impregnasjoner, dels i finkornig, skifrig hornblendeskifer, dels i linser i samme av mer grovkornig amfibolitt, og ikke ledsaget av noen som helst forandring i disses mineralselskap. Polérslip viser at *kobberkis* er helt overveiende, ledsaget av ubetydelig magnetkis og spredte korn av svovelkis. Videre er der et svakt reflekterende, hardt, umagnetisk mineral, som er homogent selv ved den sterkeste forstørrelse, og må være ilmenitt som tilhører bergarten.

Erts med litt rikeligere svovelkiskrystaller opptrer også på små tverrgående spring og glideflater i den foldete bergart. Disse kan også ledsages av små årer og slirer av oligoklaspegmatitt til dels helt uten kvarts, men større pegmatittganger mangler.

Impregnasjonene kjennetegnes på overflaten av ruststriper, her og der også litt grønn malakitt-hud. Det viser seg at de ikke holder seg til et og samme bånd over lengere strekning, men kiler linseformig ut og ofte oppløser seg i uregelmessige, korte, bare 1—2 dm brede slirer. Den mektigste impregnasjon finnes nå i vestligste og største strosse, hvor den i en fold når 1,5 m, og selv der temmelig fattig.

Utenom hovedfeltet er de vidtstrakte hornblendeskifere i alminnelighet helt fri for rust og kisle. Ubetydelige kobberkis-impregnasjoner ble imidlertid observert også enkelte andre steder, f. eks. omkring tjernet nord for Rauvasstind. Likeså finnes de ytterst sparsomt vestenfor Rauvatn, nedover mot Hjertvasselv, hvor det til dels har vært røsket litt på dem.

Fra 1917 ble feltet på ny oppskjerpet, nå av „Rødvannets og Bottenfjells I.S.“ som imidlertid ikke har utført noe nevneverdig arbeid. Denne gang gjaldt det visstnok særlig de før, s. 125 nevnte rust- og kisimpregnasjons-soner oppe under den store trondhjermitt i hengen, som synes å være på det nærmeste kobberfri.

Et par andre mutinger innen disse områder av glimmer-skifer-formasjonen sees å angi kobberkis og bornitt som malm, nemlig *Mellomfjellet* kobberanvisning (øst for Æfjordens bunn), 16 mutinger av år 1911, og *Sandvatnet* kobberanvisning (mellom Sørfjorden og Musken i Mannfjord), 1 muting av 1900. Ingen av disse ble hørt omtalt under reisene i distriktet, og da de heller ikke har vært fristet, kan de sikkert ansees for helt ubetydelige.

C. Jern- og kobbermalmer med skarnmineraler i Æfjordens gneiser og Tysfjordgranitten.

6. Jernmalm i Æfjordens granittgneis. Jernlien grube.

Forekomsten ligger midt oppe i den bratte skråning under Stornesaksla på østsiden av Æfjord, 323 m o. h. og bare 550 m fra sjøen.

Fra sjøen og helt opp på fjellet står ganske ensartet de svakt parallellstruerte lyse, aplittiske, mikroklinrike granittgneiser med en midlere kornstørrelse av ca. 1 mm, og her uten noen bånd av de før omtalte grå eller syenittiske gneiser. Det er derfor ganske påfallende, at vi finner jernmalmen nøye knyttet til en skarnlignende gangmasse i form av en rekke linser etter strøket med temmelig skarp grense mot granittgneisen, som heller ikke har undergått noen vesentlig forandring henimot grensen.

Hovedlinsen, som *Schønnings grube* er anlagt på, har en lengde av vel 20 m og en mektighet av opptil 4 m. Fig. 55. Nordvestover synes en smal slire av gangmasse i 12 m lengde å forbinde den med neste linse, som er 8—10 m lang og ca. 2½ m mektig. Ennå en linse er kjent, noen hundre meter videre mot NV og 80 m høyere enn gruben. Den er 5—6 m

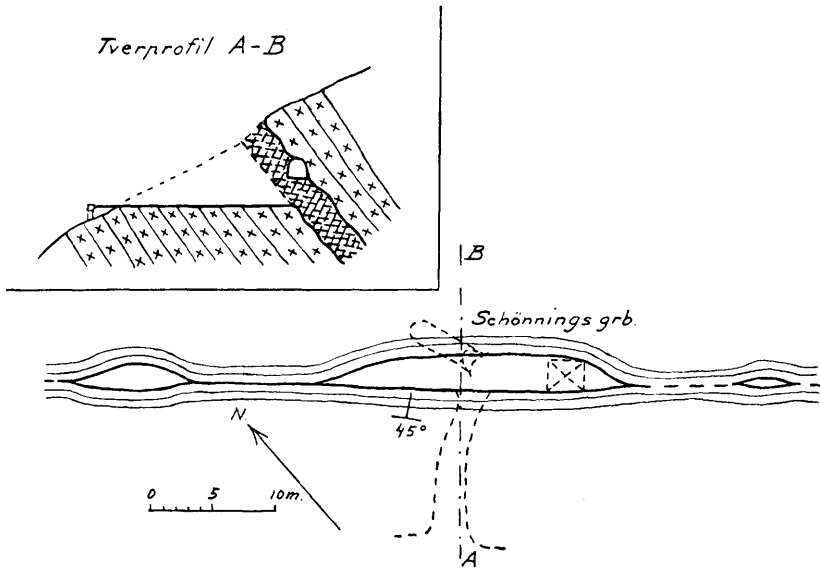


Fig. 55. Plan og tverrprofil over Jernlien grube.
Linseformige magnetitt-skarn-masser parallellinnleiret
i granittgneisen.

lang og 2 m mektig. På det mellomliggende parti viser et par tverrgående røsker sammenhengende gneisgranitt uten noen skarnstripe. Sørøstover fra hovedgruben sees over de første 100 m noen helt ubetydelige linser, fremdeles på samme horisont. Etter oppgivende skal der videre sørover være kjent noen isolerte små linser helt fram til Karines-ryggen, 3½ km fra gruben og i omtrent samme høyde. Undersøkelsene i dagen vanskelig-gjøres imidlertid av nedramlet ur. Så langt inn som på Skårvasseidet har jeg selv sett noen halvmeter-lange linser av magnetitt i granittgneisen. Erfaringene fra grubedriften sies å tyde på linseform også mot dypet, idet malmen et par steder kilte nesten ut og bare en sleppe viste veien til neste malmlinse. I samme retning tyder også den omstendighet, at magnetometret viser forholdsvis moderate utslag innen feltet, til tross for at malmen overveiende består av magnetitt. Hovedgrubens dyp av 55 m synes imidlertid å vise, at utholdenheten i denne retning er større enn i strøkretningen.

Skarnmineralene.

Granat er helt overveiende. Den er brun, massiv, sjelden i krystaller.

Selv den reneste, som ble utplukket for undersøkelse, viser seg å inne-
slutte en del feltspat og flusspat, litt jernrik epidot og små oktaedre av
magnetitt med karakteristisk pagode-aktige flater. Fra analysepulveret ble
dog all magnetitt fjernet med en magnet.

Et optisk spektrogram¹ viste som hovedbestanddeler: Al, Ca, Mn og
Fe, videre en del Mg (neppe 1%), litt Ti (neppe over 0,1%), spor V, men
ikke Cr, sjeldne jordarter eller andre metaller.

En partial-analyse (M. Klüver) viste:

			Vekt %	Mol %
Fe ₂ O ₃	21,44 %	andraditt	68,0	68,2
FeO	1,59 -	almandin	3,7	3,7
MnO	4,83 -	spessartin	11,2	11,6
			<u>82,9</u>	
og anslått: pyrop			4	5,2
		grossular	10	11,3
		forureninger	3,1	<u>100,0</u>
			100,0	

Lysbrytningen, $n^{\text{Na}} = 1,853$ (bestemt av H. Neumann) stemmer med
Fords diagram for denne granat. Den beregnede spesifikke vekt blir 3,778 g,
mens en pyknometer-bestemmelse av det litt urene analysepulver ga 3,767 g.
(Når en bestemmelse av granatkorn i tunge vesker ga hele 3,850 gr, kan det
bare skyldes innesluttete magnetittkorn, som her ikke kunne fjernes.)

Granaten er altså en *andraditt* med omtrent maksimalt innhold av
pyralspit-molekyler, særlig ekstraordinært høy mangengehalt.

Epidot opptrer også ganske rikelig. Den har sterk pleokroisme og på-
fallende høy dobbeltbrytning.

γ intenst grønnliggul (sliptykkelse 0,035 mm)

β litt svakere grønnliggul

α svakt strågul

$c : \alpha = 4^{\circ}$, $\gamma \div \alpha = 0,054$. Optisk utpreget \pm , men forholdsvis stor aksevinkel.
Dette svarer til ca. 41 mol. % Fe-epidot (ca. 19 % Fe₂O₃), altså en ekstra-
ordinært jernrik epidot, lite eller ikke sonarbygget.

En lignende epidot finnes for øvrig også i granittgneisen (sentrum
40 %, rand 35 % Fe-epidot, men betydelig svakere pleokroisme).

Kjerner av metamikt ortitt finnes bare rent unntagelsesvis i skarn-
epidoten, men er ganske utbredt så vel i granittgneisen som i Tysfjordgranitten.

¹ Dette og alle etterfølgende optiske spektrogrammer, har konservator
IVAR OFTEDAL vært så elskverdig å oppta.

Biotitt finnes det til dels også atskillig av. Den er i skarnet grovbladigere enn i gneisen, og utpreget grønnlig, til dels nesten klorittlignende, men med biotittens normale dobbeltbrytning.

$$\gamma = \beta^{\text{Na}} = 1,602$$

i motsetning til biotitten i granittgneisen, som er mørk brun med

$$\beta^{\text{Na}} = 1,646.$$

Overgangen fra brun til grønn farge inntreer allerede inne i granittgneisen nær grensen mot malmen.

Flusspat er påfallende rikelig og det mest karakteristiske mineral i skarnet. Den er fargeløs til rosa og opptrer dels spredt sammen med de øvrige mineraler, dels i renere, opp til tommetykke bånd, ofte langs grensen av magnetittstripene. På grunn av den kjente opptreden av yttrifluoritt i forbindelse med Tysfjordgranitten fikk jeg tatt et optisk spektrogram av den. Den viste seg fri for så vel yttrium som andre sjeldne jordarter. Den rosa-fargete var litt mangan-holdig.

Kvarts og *mikroklin* i skarnet sees iallfall delvis å måtte skrive seg fra fortrenget granittgneis. De finnes som uregelmessige inneslutningsrester i granaten eller gjennomvokset av denne i uregelmessige strenger, til dels etter krystallografiske ledelinjer. Mikroklinen finnes også som store, klare, grovgitrete korn nøyaktig som i gneisgranitten, og må representere rester av smale innleirete bånd av denne.

Kalkspat opptrer temmelig sparsomt og lokalt, dels som fint støv i granaten, dels grovkrystallin som små flekker eller bedre utskilte årer sammen med flusspat, kvarts, biotitt og påfallende nok som regel mikroklin i store korn. Det er intet som sikkert tyder på, at den utgjør fortrengningsrester av kalkstein.

Hornblende er iaktatt som sjeldenhet i noen ubetydelige prismer med meget sterk pleokroisme og samme hastingsittiske type som i Tysfjordgranitten. Pyroksen, skapolitt og cordieritt er ikke iaktatt og hele forekomsten er bemerkelsesverdig fri for sulfider.

Ertsmineralene er overveiende *magnetitt* samt en del kornig *jernglans* i et mengdeforhold som anslåes til 4—5:1. Polerslip viser at begge, selv ved sterkeste forstørrelse, er helt homogene, uten påviselig aldersforskjell, med granoblastisk struktur og midlere kornstørrelse ca. 1 mm.

Der kan heller ikke påvises noen særlig markert aldersforskjell overfor skarnmineralene, eller mellom disse innbyrdes.

Ertsmineralene holder seg strengt til de skarnførende linser, men innen disse bestemmes den brutte malms jerninnhold av to faktorer.

For det første er forholdet mellom erts og skarnmineraler sterkt og uregelmessig varierende. Der er klumper og opptil 1 m brede bånd av meget rik magnetitt, med raske overganger til nesten bare skarnmineraler. I nordre ende av hovedlinsen og i den forholdsvis lite bearbejdede linse nærmest i NV for den står nå nesten bare granatmasse. Den rikeste malm var i søndre ende av hovedlinsen, hvor synken går ned, liksom den aller nordligste linse er ganske lovende.

For det annet opptrer leilighetsvis, særlig mot grensene, en høyst eiendommelig „båndmalm“, bestående av vekslende parallelle bånd av lys granittgneis og temmelig rik magnetitt, oftest av noen centimeters bredde. Videre inne i malmen kan der oppdages mer spredte, mm-brede, lyse bånd av samme, som etterhånden oppslukes av skarnmassen. Hovedlinsen slutter mot sør med en 2 dm bred stripe av temmelig ren magnetitt direkte i granittgneisen. Disse bånd har temmelig skarpe grenser. Granaten trer tilbake, men magnetitten ledsages av epidot, biotitt, kvarts og flusspat, sistnevnte delvis som striper langs grensene. Granittgneis-båndene er like rike på mikroklin som vanlig, noe anriket på epidot og biotitt, men helt magnetitt-frie.

Interessant er en iakttagelse fra det nordligste skjerp, hvor der i skarnlinsen ved dennes grense opptrer pegmatittiske utsondringer sammen med granaten. De fører rød, grov mikroklin, rikelig kvarts samt store tavler av jernglans, som er helt homogen, uten ilmenitt-lameller. Kvartsen går også som små slirer inn i granitten ved grensen. Det er her ikke tale om virkelige pegmatittganger, og jernglansen må være fremkommet ved resorpsjon og senere utfelling ved lavere temperatur. Andre steder sees i skarnet uregelmessige kvartsutsondringer med grov kalkspat ($\omega = 1,659$), epidot og nøyaktig samme jernglanstavler.

På den annen side av Forsahavet, NV for Sandvik, har vært skutt på en kvartsåre med disse jernglanstavler, hva som har gitt anledning til antagelsen om, at jernfeltet skulle fortsette hit. Også i syenittgneisen 250 m NV for Lillevåg er skutt på en pegmatittisk slire av grov, grumset albitt (An_8) og rikelig epidot, gjennomvokst av jernglanstavler.

Erfaringen fra grubedriften viser, at man bare ved håndskeidning lett har kunnet levere et produkt med 55% Fe.

De analyser som foreligger er:

	1	2	3
Jern	67,71	57,40	57,20
Titan	spor		
Svovel		0,01	0,01
Fosfor		0,01	0,01
Kiselsyre		7,60	

1. Den første i feltet uttatte prøve av rik malm. Anal.: Schmelck, Oslo.
2. Større prøve fra bunn og nedre del av synken.
3. —»— av den ved gruben lagrete malm.

De to siste er uttatt av J. M. Main og analysert av The County Analyst Laboratory, Whitehaven, England, 17 nov. 1898.

Malmens kvalitet er etter ovenstående helt fortrinlig, hvortil også flusspat-innholdet i høy grad bidrar.

Mineralparagenesen viser, at vi her har å gjøre med en relativ høytemperaturs-forekomst med pneumatolytisk tilførsel. Mineralene er praktisk talt identiske med dem i visse kontaktforekomster i Oslofeltet og delvis med visse skarn-jernmalmer i den svenske leptittformasjon. Å tenke seg disse granittgneiser som omkrystallisert leptitt lar seg ikke gjøre, først og fremst på grunn av deres opptreden som randgneiser til Tysfjord-granitten.

Videre viser den rikelige opptreden av flusspat malmens nære tilknytning til Tysfjordgranitten og dens randgneiser, som begge er karakterisert ved sitt flusspat-innhold.

Malmens begrensning til en viss horisont og de før nevnte „båndmalmer“ viser, at malmdannelsen må ha foregått under eller etter utviklingen av parallell-teksturen. Dette behøver ikke å si så meget i tid, da denne iallfall delvis må være av protoklastisk natur.

Problemet er tilstedeværelsen av de kalkrike skarnmineraler midt inne i en meget kalkfattig granittgneis. Rester av noen kalkbenk finnes ikke, hverken i eller utenfor malmfeltet. Det finnes endog utviklet minimale streker og linser av skarn helt inne i den mikroklinrike gneis nær grensen.

Noen forekomst, som er helt analog med Jernlien, kjenner jeg ikke, men der er visse tilknytningspunkter til de av Geijer

beskrevne skarnmalmer av Myrbackstypen¹ (dog uten sulfider) samt leptitt-randete malmer ved Gellivare² (hvor dog kalken er bundet til hornblende).

Grubedriften.

Feltet ble funnet sommeren 1897, befart 20—24 sept. av geschworne G. Henriksen og ingeniør H. A. Hielm, et selskap straks dannet i Oslo under Bache-Wiig og anlegget påbegynt med 70 mann den 14 nov. samme år under Hielms ledelse.

Under de vanskeligste forhold ble bygget gangvei i siksak opp til feltet, barakker, kai og en lukket trerenne for malmtransporten. Fig. 56. Innen sommeren var der brutt ca. 1300 t malm som ble skipet til England. Dermed var trerennen utslitt, og hva som senere ble brutt er lagret på stedet.

På denne tid var det store forhåpninger til gruben. Den ble undersøkt av geschworne G. Puntervold i mars 1898, av bergmester A. S. Bachke i juni og av Mr. J. M. Main høsten samme år. Sistnevnte var representant for et engelsk firma, som gruben var utbudt til salgs til. Skjønt hans rapport var meget gunstig, gikk handelen over styr på grunn av det drøye forlangende av 550000 kr. kontant. Kort etter gikk selskapet konkurs og gruben ble nedlagt etter bare vel 1 års drift, men rettighetene ble ennå i en lang årrekke opprettholdt av pant-haveren, Nordlands Privatbank. Senere har feltet vært oppskjerpet flere ganger, men ingen videre undersøkelser foretatt.

Etter Hielms oppgave ble der i alt anvendt ca. 100000 kr. og foruten de ovennevnte 1300 t var utskedet og lagret ved gruben ca. 500 t og „oppfart til brytning 7000 t“.

Noe helt klart bilde av gruben og dens malmføring får man ikke av de foreliggende rapporter og beretninger. Gruben er vannfylt og det meste av hovedstrossen utilgjengelig. Noe grubekart har aldri vært opptatt og de skisser av driften som fantes i Mr. Mains rapport, mangler dessverre i de foreliggende kopier av denne. Følgende synes imidlertid på det rene.

¹ Per Geijer: Riddarhytte malmfält, p. 68, 126. Kungl. Kommerskollegium. Stockh. 1923.

² Per Geijer: Gällivare malmfält, p. 35—36. S. G. U. Ser. Ca, nr. 22, 1930.

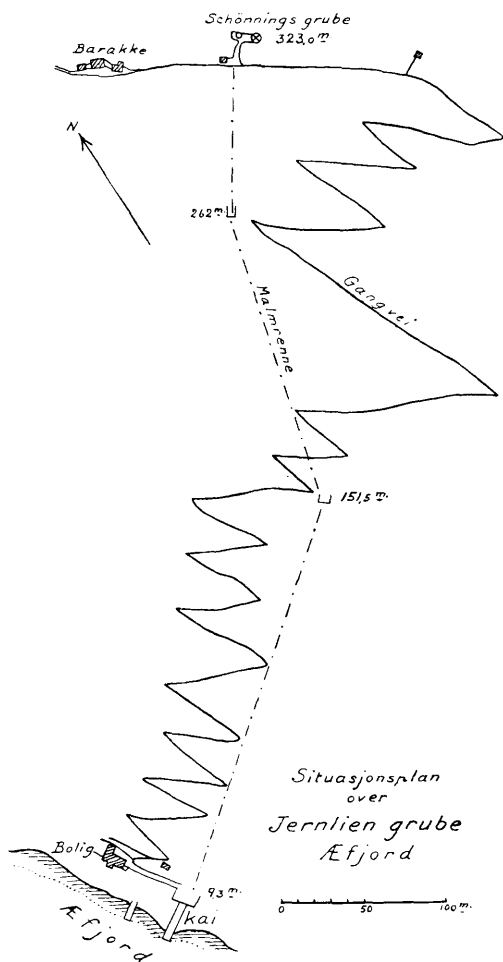


Fig. 56.

En 12 m lang åpen skjæring ble drevet inn på malmen, ca. 8 m under dens utgående. Profil, fig. 55. Den overliggende malm ble utstrosset i sin fulle lengde av ca. 20 m med 2—3,5 m mektighet, i alt ca. 400 m³. Denne del har åpenbart vært ganske rik, for her ble utvunnet en stor del av den eksporterte malm-mengde. I den sydlige del av dette dagbrudd er gått ned med en bred synk, som nu er 50—55 m dyp, og herfra er på 3 nivåer drevet korte feltorter mot nord til malmens avsmalning.

Hovedoppfaringen har foregått i 35 m dyp, nemlig feltorter mot nord og sør og et tverrslag mot øst (hengen), hver på 12 m lengde, samt to ca. 5 m lange tverrslag mot vest. Så vel mot nord som sør smalnet malmen snart av til ganske smale striper, så det synes som om den her bare har hatt en brytbar feltutstrekning av 7—8 m. I synkens bunn oppgis mektigheten av gangmassen til 3 m, hvorav noe under halvdelen var brukbar malm. I tverrslag så vel mot heng som ligg sies å være påtruffet et par smale, parallelle bånd av magnetittførende gangmasse, ikke nærmere undersøkt. Det ene er synlig i dagen, 8 m i heng av gruben.

Hielms „opfarte 7000 t. malm“ synes etter hans beregninger for øvrig å dømme, i beste fall å måtte inkludere gangmassen. Geschworneren angir kort før nedleggelsen, at der i Schønnings grube er brutt i alt 3825 m³, hvorav vunnet 1800 t malm, altså bare 1/2 t pr. m³. Det er altså nokså motstridende opplysninger.

Det synes imidlertid overveiende sannsynlig, at ikke bare finansielle vanskeligheter, men også skuffelser med hensyn til malmens utvikling på dypet, har vært årsak til driftens nedleggelse. Likevel kan dette felt neppe sies å være ferdig undersøkt. Der burde ha vært drevet et par korte stoller, som den bratte skråning gir god anledning til. En stoll er påbegynt ca. 45 m under grubens dagskjæring, men bare inn-drevet 5 m. Den skulle etter ovenstående heller ikke nå ned til synkens bunn.

7. Sulfidforekomster med jernmalm i Æfjordens syenittgneis.

En rekke forekomster av svovelkis, kobberkis, molybden-glans og delvis magnetitt er knyttet til beltet av syenittgneiser og grå gneiser langs sørsiden av Æfjord. De finnes fra *Fornes* over *Gaskenesøy* (øst for *Hestnes*) og *Hestnes* til bukten ved *Valle*, en strekning av i alt 6 km, derav det meste under fjorden. Mest utbredt er et belte av *fattige svovelkis-impregnasjoner* i en sukkerkornig, grå hornblendefri biotittgneis, som fører rikelig, sur plagioklas (An₁₄) foruten en del mikroklinpertitt, moderat kvartsmengde, ingen kalkspat.

Over *Fornes* strekker dette seg langs nordsiden av det smale eid, synlig i 300 m lengde og med mektigheten blottet

i to skjerp, henholdsvis 4 m (østligst) og 13 m. Vestligst på Gåskenesøy kommer det igjen med 4 m mektighet og fortsetter langs sørkysten av Hestnes-halvøya som brede forvitrete rustsoner i stor bredde. Disse impregnasjoner er iallfall for det meste kobberfrie og temmelig fattige og ensformige. Der er ikke noe tegn til rikere svovelkispertier. Kisindividene er ofte begrenset av krystallflater og karakteristisk forlenget i skifrighetsplanet, hva som tyder på samtidighet med forskifringen.

Innen denne sone opptrer sparsomt uregelmessige, gjennomsettende årer og strenger, oftest bare av noen cm bredde, av en mellomkornig feltspat-pegmatitt med mikroklin (overveiende), albitt (An_8) og ubetydelig kvarts. Disse pegmatitt-strenger er i de to skjerp på Fornes temmelig rike på *molybdenglans* i grove plater eller tynnbladige aggregater. De fører dessuten litt kobberkis og turmalin. I samme sone på Gåskenesøy opptrer lignende pegmatitt- og kvartsårer, her bare med kobberkis.

Noe nordenfor denne sone er en helt annen malmttype. Den sees ved den vestlige spiss av Forneset, det første funnsted i distriktet, hvor det omkring 1906 ble drevet en synk og i 1918 ble gjort noen undersøkelser av advokat Lumholtz. Her er ingen svovelkis-impregnert bergart, men en *skarnliggende mineralisert sone* av $\frac{1}{2}$ m bredde, som kan følges 25 m østover fra synken, som et mørkere bånd i den grå gneis.

Den synes å finnes i tilknytning til et pegmatittlinse-drag, for det meste parallelt strøket, og ledsaget av bånd og strenger av kornig *kalkspat*, *granat*, *hornblende*, *biotitt*, *epidot* osv. og av ertsmineralene *kobberkis*, *bornitt*, litt *magnetitt* og litt *molybdenglans*, men uten svovelkis. Også i kryssende kvarts- og pegmatittårer finnes de samme ertser, samt spor av turmalin.

Denne malmttype viser mikroskopisk en ganske eiendommelig struktur.

Granaten er forskjellig fra den i Jernlien, har en klar rød farge, lysbrytning knapt 1,81 og sp. v. meget større enn 3,86, er altså en *almandin*. Den opptrer i store klumper, er aldri massiv, men danner skjeletter med til dels ringformige vekstformer, ofte ledet av krystallografiske linjer. Den er innvokst i store flater av *mikroklin*, *kvarts* og *kalkspat*, delvis også *oligoklas*. Kalkspaten viser seg imidlertid også å gjennomsette granaten breksjeaktig på små spalter med randsone av små *epidoter*. Sonevis opptrer rikelig av grov-

bladig, brun *biotitt* ($3^{Na} = 1.624$) og en del sterkt pleokroitisk, blåliggrønn *hornblende*, ofte sammen med rikelig kornig *kalkspat*. Derimot er flusspat ikke iaktatt i noen av Æfjords sulfidforekomster.

Ertsmineralene er forholdsvis unge, og sees å gjennomsette og inneslutte særlig granat. I polerslip viser kobberkisen seg å være ledsaget av underordnet bornitt, som også kan opptre selvstendig inne blant silikatene. Sammen med disse finnes videre en del helt homogen magnetitt, med krystallbegrensning mot kobberkisen. Eiendommelig er at det i mange magnetitt-individer finnes inneslutninger eller kjerner av bornitt, omgitt av covellinrand. Pl. XVI, fig. 3. Også i disse sees ved sterkeste forstørrelse undertiden en flammet utsondring av små kobberkis-gnister.

Denne malmtypen, som kan holde opptil 2% kobber, er også representert på Hestneset som bånd i den brede impregnasjonssone, og avsluttes på Rishaugen vest for Valle-bukten, hvor den ertsførende bergart på grunn av intens foldning mot granitten har fått et massivere utseende enn ellers og et noe annet mineralinnhold. Enkelte partier er ekstra grovkornige.

Granat mangler helt, *biotitt* finnes sporadisk, derimot rikligere *epidot* (svakt opt. \pm , sonarbygget med jernrikere kjerne). *Pyroksen* kommer til, fargeløs, opt. $-$, aksevinkel omkring 60° . Svømmende flekker av blågrønn hornblende finnes lokalt inne i pyroksen, mens det ikke er antydning til uralittisering langs randen. Der er rikelig *mikroklin* og *kvarts*, en del *oligoklas* og *titanitt*. Impregnasjonen er foruten *kobberkis* en del *svovelkis* i krystaller, samt litt *magnetitt*.

Den nøye sammenheng mellom sulfidiske og oksydiske jernertser kommer fram i den nordlige del av rustsonen på Hestnes-halvøya. Her opptrer svovelkis og homogen magnetitt sammen i vekslende mengde, uten påviselig aldersforskjell (gjensidige inneslutninger), men begge med poikilitisk inneslutning av kvartskorn.

Bergarten er en del skarn-preget og fører rikelig unduløs *kvarts*, videre *epidot*, *biotitt*, 2 *hornblender* (svakt og sterkt pleokroitisk), litt fargeløs *pyroksen* og *granat*, lokalt litt kornig *kalkspat*, men ikke feltspat. Videre er det rikelig av *epidot-ortitt* som for øvrig er ganske utbredt i syenitt-gneisen. Den har varierende pleokroisme, α fra svakt grønnligbrun, γ opptil svartbrun, $c : \alpha$ ca. 25° , og er undertiden omvokst av epidot. Den svakt pleokroitiske hornblende har likevel $\gamma =$ tydelig blåliggrønn, opt. \pm , stor aksevinkel, $c : \gamma = 18^\circ$.

Enda litt lenger nord finnes ren magnetittmalm, bare med sparsomt svovelkis, som et 0,2—0,5 m mektig bånd. Den er delvis blandet med grov, svart hornblende og ledsaget av litt kvartsslirer.

Hornblenden er den samme som er omtalt fra forekomstene ovenfor. Den er sterkt pleokroitisk: γ = mørkt blåliggrønn, β = mørkt olivgrønn, α = lyst gulliggrønn. Opt. \pm , liten aksevinkel ($<50^\circ$). $\gamma^{\text{Na}}=1.698$. $\beta^{\text{Na}}=1.696$. $\alpha^{\text{Na}}=1.685$. $c:\gamma=24^\circ$. Det må være en Na-førende, *hastingsittisk* hornblende, beslektet med den som finnes i syenitten.

I skjerp nær nes sør for Forneset sees magnetitt knyttet til kvartsårer av noen cm bredde. Ytterst mot den grå gneis opptrer en stripe av granat, deretter magnetitt i nokså rene slirer, og innerst kvartsen, altså tydelig yngre årer. I nærheten er også skjerp på litt impregnasjon av magnetitt, svovelkis, kobberkis og molybdenglans langs en pegmatittsone, men ganske ubetydelig.

På østkysten av Strømøy, som såvidt når innenfor kartranden nord for Hestnes, er et par helt ubetydelige skjerp på jernmalm og kobberkis, av samme typer som ovenfor beskrevet. De er imidlertid de eneste som er kjent i den nordlige fløy av av denne syenittmulde.

Da enkelte av malmene ble angitt å være gullholdige, lot jeg også her gjøre noen mikro-dokimastiske edelmetall-bestemmelser, ikke på utplukkete ertsminerale, men på råmalmene:

		sølv gram	gull pr. tonn
<i>Fornes.</i>	Svovelkis-impregnasjonen	7,2	0,11
<i>Hestnes.</i>	Svovelkis-magnetitt-malmen med overveiende svovelkis	42,4	spor
<i>Valle.</i>	Kobberkis-impregnasjon med svovelkis	47,5	4,4
<i>Lendingsteigen.</i>	Kobberkis-impregnasjon. Se s. 230	6,1	spor

Også utenom syenittgneis-området finnes her og der litt molybden. På grensen mellom Langvågs og Lillevågs eie-dommer ble i 1920 tatt 5 mutinger. Det eneste punkt hvor det var satt noen skudd, viste seg å ligge i østenden av 112 m-høyden, 90 m o. h. i grov granittgneis med noen ganske få

skjell av molybdenglans, nærmest på små slepper, og ganske ubetydelig. I Kobbvelven like nord for kartgrensen skal også være et skjerp, som imidlertid ikke ble besøkt.

I selve Tysfjordgranitten har vært skutt på molybden ved østsiden av Storelvas utløp i Leirpollen. Nå er der intet å se, etter sigende fordi malmen ble skutt bort ved første skudd.

8. Jernskjerp i Skrovkjosens gneisfelt.

Den eneste forekomst som er kjent i dette område, er et ubetydelig jernskjerp, som ligger opp for *Skjellesvik*, 140 m o. h., i overkant av morenedekket.

I den forholdsvis flattliggende, finkornige granitt-gneis opptrer et mindre parti av en mørk, basisk bergart, og denne — og bare den — er gjennomvevet av grovkornig pegmatitt med temmelig rene partier av mikroklinpertitt og til dels med store druserom. De innsluttete basiske bruddstykker er temmelig mørke, og har nok vært tatt for jernmalm i sin helhet, men består i virkeligheten av overveiende svartgrønn pyroksenfels med en ganske dispers og finkornig impregnasjon av magnetitt. Meget eiendommelig er en innvoksning i denne av store, speilende individer av albitt og av mikroklin, som begge er oppfylt av inneslutninger av pyroksen (til dels idiomorf) og magnetitt, og derfor virker svampaktig.

Pyroksen sees straks i tynnslip av „malmen“ å være ekstraordinær, idet den har negativ lengderetning og en intens grønn farge, men forholdsvis svak pleokroisme. Ved tykkelse 0,03 mm er:

$$\begin{aligned} \alpha &= \beta = \text{smaragdgrønn} \\ \gamma &\text{ litt svakere græssgrønn.} \end{aligned}$$

Den er opt. positiv med stor aksevinkel, anslått til ca. 80° . I sentralt β -snitt måles $c : \gamma = 64^\circ$ og $\gamma \div \alpha = 0,032$.

Lysbrytningen, målt i natriumlys, er:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1,713 \\ \beta &= 1,727 \\ \text{og beregnet } \gamma &= 1,745. \end{aligned}$$

I β -snitt er spalterissene utydelige, i motsetning til hos babingtonitt. Disse data viser, at det foreligger en *ægirin-augitt*. Et optisk spektrogram viser hovedbestanddelene Mg (særlig sterke linjer), Al, Ca, Fe, Na (flere %), Mn (knappt 1%), litt Ti og spor av V, ellers intet.

Granat, brunlig-gul, ledsager den i små mengder, $n \gg 1,74$, oftest helt isotrop, men undertiden med litt anomal dobbeltbrytning (opt. +), neppe vesuvian, og sikkerlig tilhørende *andraditt*-rekken. Granaten er iallfall delvis litt yngre, idet den sees å utfylle en spalte.

Albitt-individene har i sentralt α -snitt: $\beta : 010 = \div 14^\circ$, d. e. An_7 .

Mikroklin-individene er pertitt-fri.

Titanitt og *apatitt* er det atskillig av, epidot er en sjeldenhet, hornblende, kvarts og kalkspat mangler helt.

I polerslip sees *magnetitten* å være helt homogen. Ved sterk forstørrelse oppdages forsvinnende små mengder av *jernglans* som noen uregelmessige strenger, litt yngre en magnetitten, men uten tegn til noen fortrengnings-struktur.

Tilførselen av ægirin-silikat her er for så vidt overraskende som hele bergartskomplekset omkring er overveiende kali-betonet. Det må vel ha en viss forbindelse med den hyppige opp-treden av hastingsitt (Na-holdig hornblende) i distriktet. Så vidt vites er ægirinaugitt i Nord-Norge tidligere bare påvist i hortitt¹ på Hortavær og i syenitt på Kvarøy.²

På førstnevnte sted anser Vogt den dannet ved reaksjon mellom tilstedeværende magnetitt og albitt samt assimileret kalk. Bergarten er derfor helt magnetitt-fri. I Skjellesvik opptrer den nettopp sammen med magnetitt, og jernet i begge er utvilsomt tilført.

9. Kobber- og jernskjerp i Tysfjordgranitten.

Hvor den grove Tysfjordgranitt har litt flasrig parallell-tekstur på sørsiden av Stefjord er en del skjerp.

Festbergvik jernskjerp ligger på sørstranden av Stefjord, NO for topp av Tømmeråsen. Nede ved stranden finnes malmen bare i løse steiner i en ur. Ovenfor uren, kanskje 50 m o. h. sees såvidt spor av den i fast fjell.

I den grove granitt opptrer forholdsvis skarpt avgrensede striper av hornblende og magnetitt, korte og neppe over et par dm brede, derav en del nokså ren magnetitt, som i polerslip viser seg å være helt homogen. Den ledsages av ubetydelig kobberkis (malakitt-hud).

¹ Th. Vogt: Petrogr.-chem. Studien an einigen Assimilations-Gesteinen. Vidensk.selsk. Skr. 1915, nr. 8. Kristiania.

² J. Rekstad: Bidrag til nordre Helgelands geologi. N. G. U. nr. 62 s. 25.

Nær grensen av disse striper er granitten selv oftest litt mørkere (anriket på glimmer og hornblende) og med store magnetitt-krystaller.

Under mikroskopet viser den svarte grovkrystalline hornblende, som ledsager magnetitten, seg å være en typisk *hastingsitt*, optisk \pm , med ganske liten aksevinkel ($< 30^\circ$). Lysbrytningen er:

$$\begin{aligned}\alpha^{Na} &= 1,689 \\ \beta = \gamma^{Na} &= 1,702\end{aligned}$$

altså temmelig nøyaktig den samme som bestemtes ved Hestnes.

Dessuten er malmen stripet med en del granittisk materiale, sterkt anriket på kvarts (unduløs), jernrik epidot, biotitt (delvis klorittisert) samt litt apatitt.

Forekomsten er ubetydelig, men har interesse på grunn av sin store likhet med den i syenitt-gneisen på Hestnes.

Lendingsteigen (Tømmeråstind) kobberskjerp ligger 585 m o. h. i det bratte østflåg av tindens, kort nord for skaret. Det ble funnet år 1900 av Otto Knudsen, Ballangen, og det er utført litt arbeid på det eneste sted hvor malm er påvist.

Den omgivende bergart er vanlig grov granitt. Inn mot forekomsten går denne uten skarp grense over i en eiendommelig breksje-aktig, flekket bergart med svarte, svømmende bruddstykker, som kan avta til ganske små flekker, i den lyse mellommasse. De små flekker består utelukkende av hornblende, de store av en randzone av hornblende, for øvrig av pyroksen. Den lyse mellommasse viser snart ingen rester av granittens struktur og mineralsammensetning, men består overveiende av en sukkerkornig kvarts med rikelig epidot og gulrød granat. Den er fint impregnert med kobberkis, særlig mot grensene av de mørke bruddstykker. Andre ertsmineraller er ikke påvist.

Gjennom det hele går tallrike små strenger og årer av pegmatittisk hvit kvarts uten helt skarpe grenser. Særlig mot grensene fører disse en del oligoklas ($\beta = 1,542$, d. e. An_{17}) epidot og meget grove, svarte hornblende-individer, som sikkerlig bare er omkrystallisert fra de nevnte bruddstykker, idet de gjennomveves av feltspaten. Også på disse årer opptrer kobberkis, her mer grovkornig. Feltspaten har ofte en eiendommelig grønnlig farge, som her sikkerlig skyldes kobbersalter. Videre

finnes litt vakker, blå *kobberlazur*. Her er det eneste sted i distriktet hvor dette mineral er påvist.

Ertsføringen er fattig og helt lokal. Også den nevnte omvandling slutter snart i strøk. Edelmetall-innholdet (se s. 227) er ubetydelig.

Under mikroskopet sees at den vanlige og den pegmatittiske *hornblende* er optisk identiske. De har sterk pleokroisme, γ blåliggrønn, $c : \gamma = 30^\circ$, $\gamma \div \alpha = 0,015$, $\beta^{Na} = 1,685$, opt. +, aksevinkelen større enn hos de før bestemte hornblender, anslagsvis 60° . Den er altså ikke så utpreget hastingsittisk som disse.

Pyroksen er ganske svakt grønnlig, uten pleokroisme, opt. +, $\gamma \div \alpha = 0,024$, $\beta^{Na} = 1,714$, $c : \gamma = 44^\circ$. Det er altså en normal, jernrik pyroksen med ca. 58 % hedenbergitt-molekyl ($CaFeSi_2O_6$).

Epidoten har aksevinkel nær 90° , sonarbygget, med jernrikere kjerne.

Granaten, som er oppfylt av inneslutninger, særlig av epidot, har en lysbrytning som ikke er meget høyere enn 1,74 og må være en jernholdig grossular. *Titanitt* er til stede.

Forekomsten har enkelte trekk til felles med den ved Valle.

Et par andre steder i dette distrikt er det også omtrent samtidig skjerpet på kobber, således innerst i Storelvdals-botn (mot overgangen til Russvik) hvor det skal sees atskillig kobberirr i fjellet, samt ytterst på Haukøyholmen. Disse steder ble ikke besøkt.

Når jeg ovenfor har gått så vidt nøye inn på disse forholdsvis små forekomster, er det av mer generelle grunner. De utgjør nemlig et av bevisene for samhörigheten mellom Tysfjordgranitten og de omgivende gneiser. Skjønt forekomstene opptrer så vel i granittgneisen som i syenittgneisen og den grove Tysfjordgranitt, og skjønt mineralselskapet som vi har sett, varierer en del, er det en rekke felles trekk som binder dem sammen til en gruppe. De er alle høytemperaturs-dannelser, de fører gjennomgående mineraler som er karakteristiske for kontakt-metasomatiske forekomster, de er ofte karakterisert ved kombinasjonen magnetitt-kobbersulfider i samme eller nærliggende forekomster, substansstilførselen avsluttes oftest med uregelmessige pegmatittiske utsondringer, som selv til dels er ertsførende, og de fører alle kalkrikere mineraler enn de omgivende bergarter eller en pegmatitt-pneumatolytisk tilførsel kan tenkes å skaffe til veie.

Det ligger derfor nær å tro at denne kalk, og dermed lokaliseringen av ertsforekomstene, skriver seg fra innesluttete og assimilerte kalkrike bergarter, som i så fall bare kan tenkes å skrive seg fra fjellkjedesedimenter. Da disse i sin undre del bare er sparsomt forsynt med kalkbenker, byr nok denne tydning på visse vanskeligheter. Imidlertid har jeg i andre strøk av Tysfjordgranitten påvist sikre inneslutninger av krystallin kalkstein, som ikke er assimilert.

Det er sannsynlig at de tallrike forekomster av magnetitt- og kobbermineraleer på Korsneshalvøya vest for Tysfjord vil vise seg å høre til denne gruppe.

D. Bly-forekomst i Tysfjordgranitten.

10. Funta og Segeltind blyskjerp.

Forekomsten ble funnet 1901, etter sigende av en samejente. Den ligger i fjellet nord for Mannfjord, ved vestbredden av Funta-bekken, som løper til Storåvatn, og 440 m o. h.

I den grove og nesten massive granitt opptreer uregelmessige, kryssende, ganske smale sprekker, som fører blyglans, mørk zinkblende, litt magnetkis og spor av svovelkis, omtrent uten gangmineraleer. Sprekkene er ofte uskarpt begrensete, og ertsen trenger delvis inn i granitten selv. Videre er der en del nyrer av grov, svart hornblende og kvarts med litt kalkspat, magnetkis og spor av molybdenglans. Denne hornblende er typisk hastingsittisk med ytterst liten aksevinkel og $\rho^{Na} = 1,708$, altså nøyaktig som den i Tysfjordgranitten.

Kort nord for hovedskjerp er 420 m o. h. et mindre skjerp med zinkblende, nesten uten blyglans. På Somarset-siden av fjellryggen er også et lite skjerp. Ingen av dem er drivverdige.

Sprekkedannelsene befinner seg akkurat i sadelaksen for granittens store overbøyning her, og står antagelig i forbindelse med den.

En mikro-dokimastisk edelmetall-bestemmelse på utplukket blyglans viser:

Sølv	Gull
462 gr. pr. t.	Spor

Optiske spektrogrammer av zinkblende og blyglans (I. Oftedal) viser, at begge er påfallende fri for kobber.

Zinkblenden er jernrik med forholdsvis høyt cadmiuminnhold, ca. 1%, mangan 0,1—1%, indium ca. 0,01%, gallium 0,005—0,01%, ikke spor av tinn eller tellur.

Blyglansen viser sølv som funnet ovenfor, henimot 0,1% av hver av vismut og antimon, 0,03% tinn, som altså er kvantitativt samlet i blyglansen, ikke tellur eller gull.

Andre mineralske råstoffer.

A. Feltspat, kvarts og flusspat.

Som bekjent forekommer teknisk brukbar feltspat så godt som utelukkende på pegmatittganger. Innen Tysfjord-distriktet er det samme også tilfellet for kvartsens vedkommende. De rene kvartsganger, som har vært omtalt under den geologiske beskrivelse, er nemlig ikke av slike dimensjoner, at de kan nyttes. De kvartsittgneiser og sedimentære kvartsitter som finnes er som regel for feltspatførende. Den eneste unntagelse herfra er kvartsitten i Kjøpsvikmulden, som vesentlig består av kvarts og en del muskovitt-skjell. På denne har Nordland Portland Cementfabrik siden 1923 brutt kvarts til eget bruk ved stranden 1 km NO for Hestneselvens utløp. Til utgangen av 1938 var brutt 15 500 t. Kvaliteten framgår av følgende analyse:

SiO ₂	93,64 %
Al ₂ O ₃	2,20 -
Fe ₂ O ₃	1,76 -
MgO	0,74 -
CaO	0,96 -
	<hr/>
	99,30 %

Noe bedre kvalitet kan utvilsomt finnes lenger fra sjøen.

De uten sammenligning viktigste forekomster av pegmatittfeltspat og -kvarts forekommer dypt inne i Tysfjordgranitten, hvor vi på Hundholmen (i vest) har en av landets aller største enkeltforekomster. Vestenfor Tysfjorden og utenfor kartbladets grenser er en hel rekke av analoge forekomster, særlig gruppert omkring Drag.

I de tallrike pegmatittiske granittganger i glimmerskiferformasjonen er mineralene som regel ikke grovkornige nok og ikke atskilt nok til at de kan utvinnes. Derimot er det en brukbar forekomst på en av pegmatittgangene innen Råna norittfelt.

Hundholmen feltspat- og kvartsbrudd.

På en liten lav halvøy, som stikker ut i Tysfjord, ligger denne forekomst bare 5 m o. h. og med feltspatens yttergrense bare 10 m fra strandkanten. Det henvises til hosstående topografisk-geologiske kart fig. 57, oppmålt av forfatteren i 1920.

Distriktets bergart er en ensartet, grov, temmelig massiv granitt, bare med antydning til en flasrig parallell-tekstur med omtrent nordlig strøk og loddrett fall. I denne er biotitten jevnt fordelt.

Nærmer man seg feltspatforekomsten, treffes først en overgangssone av granitten på noen meters bredde, karakterisert ved at biotitten samler seg til parallelle strenger med mellomliggende partier omtrent fri for mørke mineraler. Denne sone har den mest utpregete parallell-tekstur.

Deretter kommer man inn i den helt lyse kvarts-feltspatbergart, selv for det meste helt fri for mørke mineraler. Glimmeren har nemlig her samlet seg til spredte, større strenger, som ikke lenger er utpreget parallellanordnet, men ved mineringen danner gjenstående slepper i veggene i forskjellige retninger. Denne ytre sone av forekomsten kan i hovedsaken betegnes som aplittisk, men med sterkt varierende kornstørrelse og struktur. Den kan være forholdsvis finkornig eller normalgranittisk, lokalt med tilløp til skriftgranittisk struktur, lokalt også pegmatittisk grovkornig med linser av store feltspat-individer.

Det meste av denne ytre sone er derfor uanvendbar, men enkelte steder kan også den gå over til helt pegmatittisk karakter med grove partier av atskilt kvarts og feltspat. På sådanne steder, hvor feltspaten blir helt overveiende, kan den enten danne store, ensspaltende stolper eller et kornig aggregat av omtrent bare feltspat, og man kan da bryte prima feltspat også her. Når det på stedet ble hevdet, at denne ytre sone mot dypet skulle gå over til fullt brukbar feltspat, er det vel mer en forhåpning enn en realitet. Det er mer sannsynlig, at det er slike pegmatittiske „lommer“ man har støtt på.

Det sentrale parti danner den egentlige forekomst, som i sin helhet er brytbar, og viser en forbausende god atskillelse mellom de enkelte mineraler.

Den nordre del, som det store feltspatbrudd er anlagt på, består av en nesten hvit, grovlamellær mikroklinpertitt med et areal i overflaten av ca. 1600 m². Den spalter i meget store stykker, men når det har vært påstått at det hele skulle danne et eneste, ensorientert feltspatindivid er det en overdrivelse. Biotitten er samlet i strenger, som lett kan skeides ut, og utgjør henimot 3% av det hele. I de beste partier utgjør det øvrige ca. 80% prima- og 20% sekunda feltspat, så kvartsinnholdet er altså meget lavt. Bruddet i sin helhet gir naturligvis ikke så gode resultater.

Den søndre del av forekomsten utgjør en masse av tilsvarende ren, hvit kvarts med et areal i overflaten av ca. 700 m². Mellom disse to masser opptrer en del *flusspat*, som også utvinnes, og som også er bemerkelsesverdig ren.

For øvrig finnes på forekomsten atskillig *ortitt* i til dels svære klumper både blant glimmeren og i feltspaten. Videre fant Th. Vogt her i 1910 det nye mineral *yttrofluoritt*. Det opptrådte nærmest som en egen gang i feltspaten, etter oppgivende med ca. 60 cm bredde, på det sted som er antydnet med svart på kartet. Den ble først påtruffet atskillig under overflaten og forsvant snart igjen. I de senere år har den ikke vært påtruffet. At denne gang må ha vært hydrotermal og litt yngre enn pegmatitten selv framgår også av det interessante faktum, at pegmatittens flusspat ikke fører mer enn ca. 0.1% yttrium og ingen andre sjeldne jordarter, hva et optisk spektrogram viser. Angående de mange andre sjeldnere mineraler, som er funnet her, henvises til Th. Vogts publikasjoner (loc. cit.). Leilighetsvis er det i pegmatitten funnet klumper av magnetkis med litt kobberkis.

Den flate, mot nordvest fallende benkning i granitten omkring, pl. VII, fig. 3, finnes også igjen i feltspatforekomsten og såes særlig tydelig i kvartsmassen. Man fikk derfor lett det inntrykk, at denne dannet en flattfallende „kake“ i nevnte retning. Imidlertid er det helt på det rene at forekomstens grenser går steilt mot dypet, og det samme synes i hovedsaken å ha vært tilfellet med grensen mellom feltspat og kvarts. På det største nåværende dyp av 38 m er imidlertid tydelige tegn til avsmalning.

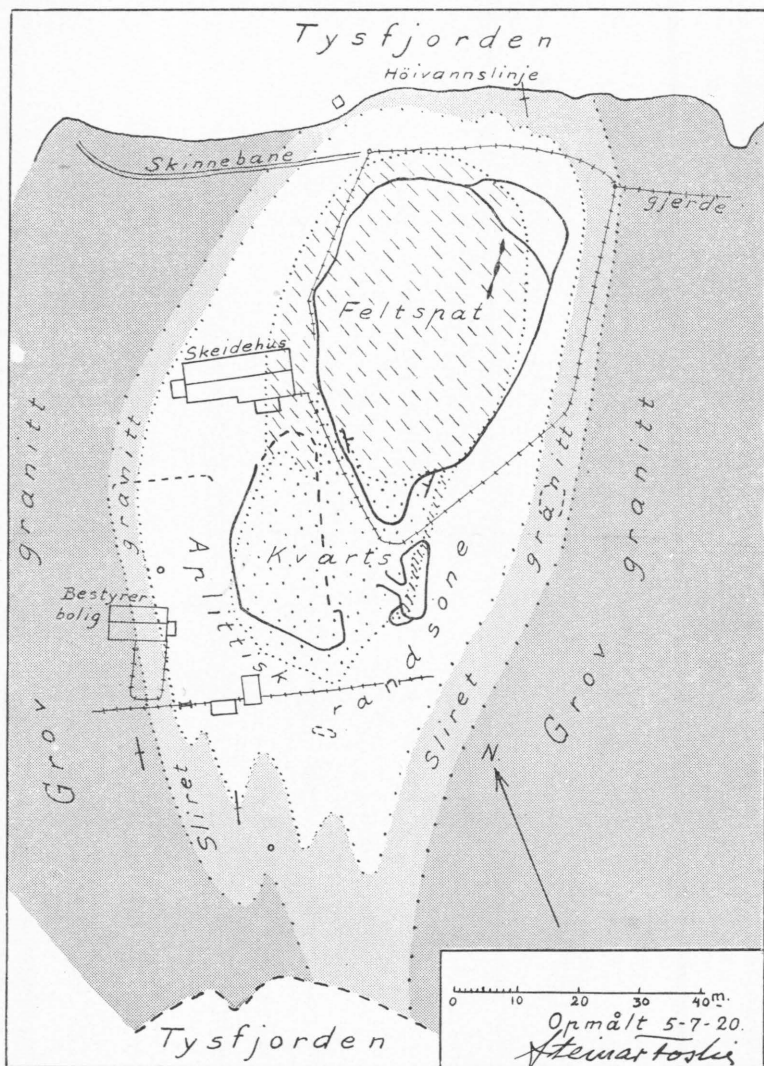


Fig. 57. Hundholmen feltspat- og kvartssandstonebrudd.

Grubedrift og produksjon.

Forekomsten ble funnet 1905 av gårdbruker Lagerfelt. Eiere var i 1905—08 William Spear, i 1908—14 A/S Nordlandske Grubebureau, direktør B. Schattenstein, Narvik. Ved nyttår 1914 fikk Schattenstein alle distriktets feltspatforekomster sluttet sammen i et norsk aksjeselskap under navn av A/S Drags feltspatgruber. I 1926 gikk dette selskap over til Harald Stange & Co A/S, Oslo, som siden har drevet grubene. Dette firma begynte også å utvinne kvartsen og flusspaten, som hittil for det meste hadde vært etterlatt.

Hundholmen var i regelmessig drift med stadig stigende produksjon fra 1906 til krigens utbrudd i 1914.¹ I 1913 nådde den sin største årsproduksjon med 6000 t. Gruben var så ute av drift, visstnok til ut 1915 og produserte i 1916 3200 t feltspat. Fra de følgende år foreligger ingen opplysninger. Den var iallfall nedlagt i 1920, produserte i 1921 bare 300 t, ble gjenopptatt i september 1923, var periodisk i drift med liten produksjon til 1926, siden den tid igjen i regelmessig drift. Ved krigens utbrudd i Norge i april 1940 løp den full av vann på grunn av manglende tilførsler. At dette er ganske alvorlig framgår av, at bruddet når 33 m under havets nivå og ligger bare 15 m fra strandbredden, så den normale vanntilgang i det siste var henimot 1000 m³ i døgnet.

Nøyaktige oppgaver over Hundholmens produksjon har vært vanskelig å skaffe, da bergstatistikken dels har vært mangelfull, dels har slått den sammen med Drag grubers. Etter oppgave fra direktør Schattenstein² var totalproduksjonen av feltspat til utgangen av 1921 over 40 000 t

Videre var den:	1923 ca.	700 t	
	1924	2057 -	
	1925 ca.	750 -	
			3 500 t
			43 500 t

For tiden etter 1926 har Harald Stange & Co ved o.r.sakfører Asbj. Thronsen vært så elskverdig å meddele meg års-

¹ Nordlands amts bergverksavdeling. Norges Jubilæumsutstilling 1914. Bodø boktrykkeri 1914.

² Th. Vogt: Vidensk.selsk. Skrifter 1922.

produksjonene for både Hundholmen og Drag, samt en del analyser, som gjengis nedenfor.

	Hundholmen. Tonn			Drag. ¹ Tonn		
	Feltspat	Kvarts	Flusspat	Feltspat	Kvarts	Flusspat
1926.....	0	150		3000	105	
1927.....	2500	1350		5600	700	
1928.....	2500	3500		2500	1000	
1929.....	3600	8200	40	0	0	
1930.....	3650	3200		2950	1050	
1931.....	0	2900	35	0	0	
1932.....	3221	2449	24	346	1556	
1933.....	1825	63	0,5	594	1006	6,5
1934.....	2843	3096	8	2354	2158	17
1935.....	2653	2488		2608	2344	10
1936.....	3915	1014		2493	436	8
1937.....	2866	2410		3024	933	9
1938.....	3808	2660		2544	1310	
1939.....	1545	3809		1273	2673	
	34926	37289	107,5	29286	15271	50,5

¹ De produserende gruber på Drag var Øvre og Nedre Eivold inntil ca. 1935, da de var uttømt. Senere er det vesentlig Jenny og delvis Lapplægret.

Hundholmens samlede produksjon blir altså temmelig nøyaktig 80 000 t feltspat og 40 000 t kvarts. Gruben var i 1920 ca. 20 m dyp og er nå 38 m, hva der gir ca. 2300 t feltspat pr. meter avsenkning. All feltspat eksporteres, mens en del av kvartsen brukes innenlands, bl. a. på Meraker smelteverk.

Analyser.

Flusspaten både fra Hundholmen og Drag er meget ren. Analyse av et parti av førstnevnte (Heidenreich 1934) ga:

CaF₂ 97,25 %
 SiO₂ 2,55 -
 Fe₂O₃ 0,08 -

Kvarts. Partialanalyser av prima kvarts fra Øvre Eivold på Drag varierer fra 99,4—99,7% SiO₂. Kvartsen fra Hundholmen har ikke vært analysert, men da den er vel så ren som den fra Drag kan den regnes å holde 99,6—99,7% SiO₂.

Feltspat. En gjennomsnittsprøve av prima feltspat fra lageret på Hundholmen viste:

SiO ₂	65,87	%
Al ₂ O ₃	18,67	-
Fe ₂ O ₃	0,09	-
MnO	spor	
MgO	0,04	-
CaO	0,07	-
K ₂ O	10,42	-
Na ₂ O	3,66	-
CO ₂	spor	
S	spor	
Glødetap	0,14	-
	<hr/>	
	98,96	%

Hertil kan føyes at V. M. Goldschmidt¹ i feltspat fra Hundholmen har påvist:

Rb ₂ O	0,29	(rubidium-oksyd)
Cs ₂ O	0,0015	(cæsium-oksyd)

Et optisk spektrogram viste videre, at feltspaten holder ganske lite barium, litt mer strontium, litt bly som silikat og litt gallium. Hver av disse bestanddeler kan kanskje utgjøre et par hundredels prosent.

Beregnes analysen under hensyntagen til disse mindre bestanddeler, får vi et overskudd av:

SiO ₂ + 4,0%	(i det vesentlige fri kvarts)
Al ₂ O ₃ + 1,0	-

og den rene feltspat får følgende vektsprosentiske sammensetning:

Kali-feltspat	65,45	%
Natron-feltspat	32,85	-
Rubidium-feltspat	1,05	-
Kalk-feltspat	0,35	-
Ba, Sr, Pb, Ga-feltspat	0,30	-
	<hr/>	
	100,0	%

Den er altså ekstraordinært kalkfattig, men natrium-innholdet er noe høyere enn i den mikroklinpertitt som vanlig produseres i Sør-Norge. Dette henger sammen med Tysfjordgranittens sammensetning.

¹ Zur Geochemie der Alkalimetalle II, s. 47.

En utmåling i tynnslip av et spaltestykke av mikroklinen viser 26 vekts-% albitt. Går vi videre ut fra at mikroklin-grunnmassen fremdeles holder 6% i fast oppløsning, liksom i feltspaten fra Eiterdalen (s. 244), blir det ennå 3,3% albitt til overs, som derfor må antas å finnes som selvstendig albitt. Denne sees også av og til i bruddet, til dels som klare krystaller.

Molekylært utgjør altså hovedbestanddelene i alt $Or_{65}Ab_{85}$ og i pertitten alene $Or_{68}Ab_{82}$. Dette er temmelig nøyaktig det samme som jeg har beregnet for den primære mikroklinpertitt i Tysfjordgranitten (Ab_{88}). Derimot er pegmatittens feltspat langt bariumfattigere en granittens.

Til sammenligning anføres en analyse av den prima feltspat fra bruddet Jenny på Drag:

K_2O	11,80%
Na_2O	3,53 -
Fe_2O_3	0,05 -

Dette gir sammensetningen $Or_{69}Ab_{81}$.

Stetind o. a. feltspat-forekomster.

Andre større feltspatforekomster er ikke kjent i Tysfjordgranitten innen vårt kartblad, men der er en del mindre, som synes å opptre i omtrent samme dyp av granitten under de overliggende skifere. Den viktigste er *Stetind feltspatforekomst*. Den ligger 90 m o. h. opp for Steffjord gård, i foten av Stetinds bratte flåg, og såvidt i overkant av de marine terrasser her. Derfor er blotningen ufullstendig. Ved mitt besøk såes i bunnen av bruddet god feltspat i opptil 2 m mektighet, men uten synlig ligg. Tilsynelatende som en flat kappe over den lå ren kvarts synlig i opptil 1,5 m mektighet og derover aplittisk granitt. Forekomsten er neppe stor, men kvaliteten fullt brukbar. En analyse viser:

K_2O	10,42%
Na_2O	4,28 -
Fe_2O_3	0,14 -

Dette gir en molekylær sammensetning av $Or_{62}Ab_{88}$.

I NV-skråningen av *Tømmeråsen*, 140 m o. h. har vært skutt etter feltspat. Det viste seg å være hvite, aplittiske bånd

i den mørkere granitt, med enkelte større feltspatøyer. Der er antydning til en liten overskjærende grovkornig pegmatittgang.

Lignende er muligens forholdet ved den før omtalte lyse gang i toppen av *Mulbukttind* (s. 104).

I topografisk beskrivelse av kartbladet Tysfjord (l. c.) omtales feltspat i *Korvikberget* på Hulløya. Denne hørte jeg ikke tale om i distriktet, og har ikke undersøkt.

På de tallrike pegmatittganger innen glimmerskifer-formasjonen er bare ett sted forsøkt feltspatdrift, nemlig vest for *Kjøpsvik*, 150 m o. h. En 7 m bred pegmatittgang strekker seg her opp mot fjellet. Den er meget grov, men mineralene er overalt så pass blandet, at der neppe kan vinnes annet enn sekunda feltspat.

Det samme kan visstnok sies om de mektige og grove pegmatittganger som finnes i trakten fra *Kvanmo* ved Børsvatn og opp mot fjellet. Særlig 390 m o. h. inntar de på grunn av det flate fall betydelige arealer, skjønt mektigheten neppe er over 10—15 m. I mindre partier sees forholdsvis ren feltspat, ofte vakker skriftgranitt, til dels granat.

Eiterdalens kvarts- og feltspat-forekomst.

Denne ligger på dalens nordside, 380—450 m o. h. og utgjør en mektig pegmatittmasse midt i kvartsnoritten. Den ble funnet ca. 1910 av Peder Knudsen i Råndalen og drevet på feltspat sommeren 1913 av en svensk ingeniør Dahl.

Kvartsen har størst interesse, idet den inntar et betydelig areal av vakker, hvit „*Krystallkvarts*“. Den er en av de reneste, jeg har sett, så jeg lot utføre en analyse av den (M. Klüver, 1940) med følgende resultat:

SiO ₂	99,84 %
Fuktighet og glødetap . .	0,03 -
Andre bestanddeler	0,13 -
	<hr/>
	100,00 %

Det er med andre ord den beste kvalitet, som overhodet kan skaffes her i landet, og kan tilfredsstille de høyeste krav.

Hosstående rå skisse, fig. 58, viser kvartsens omtrentlige utbredelse. Den inntar en flat kolle, har en lengde øst—vest

av ca. 200 m og en største bredde av 90 m. Det kan for tiden ikke avgjøres, om denne danner en sluttet mulde i overflaten eller om den med flatt fall stikker inn i fjellet. Høydeforskjellen er imidlertid så pass stor, at kvartsmassen selv i førstnevnte tilfelle må være betydelig.

Feltspaten er en mikroklinpertitt og opptrer dels ren, dels i pegmatitt-masse i det liggende av kvartsmassen, i dennes SV del fra bekken og østover. Det finnes noen spredte stengler av svart turmalin i den, og en sjelden gang små krystaller av rød granat. Forholdet mellom den rene feltspat og den feltspat-rike pegmatitt, som er blandet med kvarts og glimmer, synes temmelig uregelmessig og er ennå ikke klarlagt. Feltspatmengden kan derfor ikke bedømmes. Profilene fra de to små forsøksbrudd, som har en innbyrdes avstand av 34 m, gjengis på fig. 58. I det største brudd kom man fra ren feltspat snart inn i pegmatitt, hva som visstnok var grunnen til at arbeidet stoppet så hurtig.

Et optisk spektrogram av feltspaten viser at den er atskillig rikere på barium, strontium og bly enn feltspaten fra Hundholmen, men derimot noe fattigere på rubidium og gallium. Også de to sistnevnte bestanddeler er imidlertid i overkant av det vanlige hos pegmatitt-feltspater. Det er litt mer barium enn strontium.

En analyse av et spaltestykke av denne mikroklinpertitt, som jeg lot utføre, ga følgende resultat (M. Klüver):

K ₂ O	13,87 %	Kali-feltspat	82,19 %
Na ₂ O	1,82 -	Natron-feltspat	15,44 -
CaO	0,07 -	Kalk-feltspat	0,35 -
BaO + SrO	0,08 -	Ba-Sr-feltspat	0,21 -
PbO	0,065 -	Bly-feltspat	0,13 -
			<hr/>
			98,32 %
Rb ₂ O, anslått	0,2 -	Rubidium-feltspat	0,7 -
			<hr/>
			99,0 %

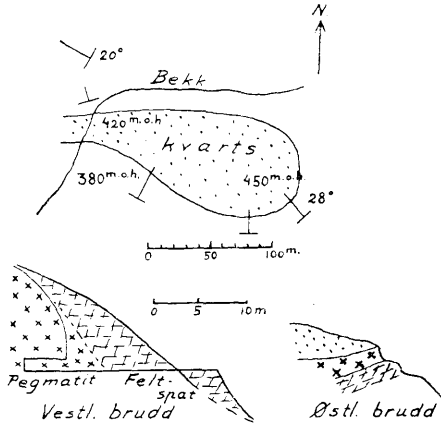


Fig. 58. Eiterdalens kvarts-feltspatforekomst. Plan og profiler.

En utmåling i tynnslip viser bare 10,5 vekts-% albitt i pertitten. Tilbake i fast oppløsning i mikroklinen er altså ennå 6% albitt.

Molekylært blir sammensetningen av pertitten $Or_{83}Ab_{17}$, og av mikroklin-grunnmassen alene $Or_{94}Ab_6$. Feltspaten er altså betydelig kalirikere enn den fra Hundholmen. Dette er ganske påfallende for en forekomst midt i norittfeltet.

Forekomsten bør undersøkes videre med henblikk på kvarts som hovedprodukt og feltspat som biprodukt.

B. Glimmer.

Brukbar glimmer er vesentlig kjent fra pegmatitt- og kvartsganger i og ved Råna norittfelt. Her har det, særlig i perioden 1925—30, vært en primitiv drift etter glimmer på en rekke ganger. De 2 viktigste var de som er avmerket på Simlefjell (se det geologiske kart), særlig den i nordstupet mot Kalådalen. For øvrig er gangene spredt over et ganske stort område, fra Heinesen i SV til Arneshesten, samt NO for Kvanåkertind, omtrent som de er avmerket på fig. 59. Denne er sammenstilt etter iakttagelser fra „glimmerskjerpere“, som ingeniør Arne Carlson har vært så elskverdig å meddele meg, og mine egne observasjoner. De glimmerførende pegmatittganger fortsetter også inn på Ofotenbladet, til trakten nord for Rånkjeipen. Som det sees opptrer de i noritt, kvartsnoritt og olivinbergarter, enkelte også inne i de omgivende gneiser.

Gangene er forholdsvis korte i strøk, uregelmessige, og oftest med liten mektighet (ganske få meter). De er rike på *mikroklin-pertitt*, som innen norittfeltet ofte har en grønnlig farge, som forresten synes å bleikne ved å ligge. Jeg har observert krystaller opptil dobbelt hodestørrelse, men gangene er for små til at feltspaten kan utnyttes. *Svart turmalin* er et meget karakteristisk mineral. Glimmeren er en *muskovitt* av ganske god kvalitet. En vanlig størrelse av platene er ca. 1 dm², forholdsvis sjelden større. Undertiden ødelegges den av innvokste turmalin-nåler. Ingeniør Carlson fant i det sydligste brudd på Simlefjell et mineral i opptil 5 cm tykke prismebegrensede stengler, som viste seg å være *klinozoisitt* ($\alpha^{Na} = 1,717$). I en tilsvarende gang under Rånkjeipen (Ofoten) fant

Fig. 59. Glimmerførende pegmatittganger i og ved Råna norittfelt. De svarte streker angir omtrentlig beliggenheten.



jeg krystaller av *apatitt*, *granat* samt *ortitt*.

Om en glimmerførende kvartsgang i trondhemitt ovenfor Børsvasbotten, ses. 126.

C. Asbest, talk, magnesitt.

Disse mineraler finnes her utelukkende i serpentins- og olivinsteinskuppene i skiferformasjonen (som regel ikke innen norittfeltet) og behandles derfor sammen.

Asbest forekommer meget sparsomt. Den betydeligste eller rettere interessanteste er den, som forf. tidligere har beskrevet¹ fra kuppen vest for Rauvatn ovenfor Melkedalen, med fibre opptil $\frac{3}{4}$ m lengde. Den karakteriseres ved nedenstående bestemmelser:

	Glødetap	Syretap	CaO
N. G. U. laboratorium . . .	10,97%	56,15	intet
Schmelcks Kem. Bureau .	11,4 -	54,5	intet

Det uopløste var snøhvitt.

Det foreligger altså en serpentinasbest, men da fibrene er helt stive kan den ikke finne praktisk anvendelse. Til dette resultat er man også kommet ved undersøkelse i Tyskland av en tilsendt prøve. Denne samme stive type synes å være den eneste som finnes i distriktet. Den er påvist som 1—2 dm brede sprekkefyllinger i kuppene nord for Guovddelas jvr. samt i kuppen ovenfor Stokkedal, i sistnevnte for øvrig litt mykere enn ellers.

Talk som vakre sjøgrønne spaltefyllinger og *magnesitt* som søyler er i nevnte avhandling omtalt fra kuppen øst for Rauvatn, men i så begrensede mengder, at de bare har mineralogisk

¹ Steinar Foslie: Norsk Geologisk Tidsskrift. Bd. XII, s. 228.

interesse. Kuppen ovenfor Stokkedal er gjennomvevet av et nettverk av årer av krystallin, fibrig og til dels ren talk. De enkelte årer er riktignok bare 0,5—2 cm tykke, i krysspunktene atskillig mer, men i rikelig antall.

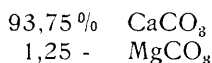
Bare ved den regionale fortalkning, som før er omtalt, s. 122, fremkommer disse mineraler i større mengde. Hvor omvandling er foregått uten tilførsel av kalk utenfra gjennom spalter, blir produktet en blanding av talk og magnesitt, som eventuelt kunne skilles ved flotasjon og utnyttes.

D. Kalk og dolomitt.

Som det sees av kartet, er kalk meget utbredt, over alt som godt kornig marmor, hvorav dog en god del er temmelig uren. Det er bare de felter som ligger ved sjøen, som under disse omstendigheter har noen interesse, og av dem er det store felt ved Kjøpsvik det største. Det utnyttes nå av Nordland Portland Cementfabrikk, som fra driften ble opptatt i 1920 til utgangen av 1938 har brutt 658 700 t kalkstein ved Pesa vest for kirken. Analyse I og II av kalken ble utført under forberedelsene til driften, nr. III er en ny driftsanalyse:

	I F. L. Smidth & Co., Kjøbenhavn	II Norsk analyse	III
SiO ₂	3,8 %	4,55 %	3,1 %
Al ₂ O ₃	} 1,8 -	} 1,4 -	1,1 -
Fe ₂ O ₃			0,7 -
MgO	0,7 -	0,5 -	0,7 -
CaO	52,1 -	52,8 -	53,1 -
Glødetap	42,1 -	40,8 -	41,8 -
	<u>100,5 %</u>	<u>100,05 %</u>	<u>100,5 %</u>

Midlet av disse analyser gir ved beregning:



Den fører delvis litt svovelkis.

Distriktets største kalkfelter finnes forresten i Håfjellsmulden nordligst på kartbladet. Her finnes også flere mektige lag av *dolomittmarmor*, for en stor del av normal-dolomittisk sammen-

setning (svart skravering på kartet). Da alle disse fortsetter inn på Ofotenbladet, hvor de har en langt gunstigere beliggenhet, vil de bli nærmere omtalt der.

E. Glimmerskifer som sement-råstoff.

Nordlands Portland Cementfabrikk er den eneste i Norge som benytter glimmerskifer som leirjord- og kiselsyre-råstoff, og har til dette bruk i tiden 1920—38 brutt i alt 39 700 t skifer. Under planleggelsen ble det utført analyser av 4 forskjellige skiferprøver fra stedet. De under *a* oppførte er norske analyser, de under *b* utført av Smidth & Co., Kjøbenh. Prøve fra:

	Båtnøstene		100 m S. for kalksilo		50 m S. for kalksilo		Pesa	
	a	b	a	b	a	b	a	b
SiO ₂	67,20	68,2	57,30	61,5	50,60	49,5	46,60	47,2
Al ₂ O ₃	15,65	19,5	18,70	16,3	12,20	12,1	13,92	16,8
Fe ₂ O ₃	2,25	1,2	7,00	6,2	6,00	5,0	19,63	16,5
CaO	1,12	1,6	4,03	5,5	9,64	11,2	10,64	10,0
MgO	0,93	0,9	4,53	5,0	12,60	12,6	5,29	5,5
Glødetap	7,30	7,2	1,30	1,6	5,40	7,8	0,45	0,3
SiO ₂ : R ₂ O ₃	94,45	98,6	92,86	96,1	96,44	98,2	96,53	96,3
Al ₂ O ₃ : Fe ₂ O ₃		2,97		2,73		2,98		1,42
				2,63				1,01

På grunn av manglende alkalibestemmelser kan analysene ikke beregnes, men det sees lett at den som er tatt 50 m sør for siloen er en hornblendeskifer.

Bruddet ble anlagt ved Pesa, like ved kalksteinsbruddet, og der brytes to skifertyper, som selskapet har vært så elskverdig å meddele meg analyser av:

SiO ₂ ...	67,80 %	43,40 %
Al ₂ O ₃ ..	16,62 -	19,28 -
Fe ₂ O ₃ ..	7,38 -	17,32 -
MgO ...	1,92 -	6,08 -
CaO ...	0,52 -	5,36 -
	<u>94,24 %</u>	<u>91,44 %</u>

Den første må være en normal kvarts-glimmerskifer, den siste åpenbart en ekstra glimmerrik og hornblendeførende kalk-glimmerskifer.

F. Brynestein og takskifer.

Ved utløpet av Brynvatn har det, som nevnt s. 63, tidligere vært vunnet en del *brynestein* til lokalt bruk. Det er en stenglig hornblendeskifer med bare ubetydelig fri kvarts. Den er derfor hverken hard nok eller finkornig nok for normal brynestein, og må betegnes som et surrogat.

Egentlige *takskifere*, d. e. sånne som er fremkommet ved tektonisk forskifring, finnes ikke i distriktet. Derimot finnes på et par steder skifere, hvis lag er så vidt planskifrige, at de til nød kan anvendes for dette formål. Det er først og fremst de søvlglinsende, tynnspaltende skifere NV for Skogvatn, som omtales s. 79 og 84. Videre er det kvarts-plateskiferen i heng av Muskehaugens dolomitt-horisont i Håfjell, omtalt s. 189.

Kvartærgeologi.

A. Glasiale dannelser.

Isens bevegelsesretning kan bestemmes dels ved hjelp av dens modellerende innflytelse på det faste fjellunderlag, først og fremst de nøyaktig retningsbestemte *skuringsstriper*, som angir bevegelsen i dens seneste erosjonsperioder. Dels bestemmes den ved isens transport av løsrevete fjellstykker, de såkalte *flyttblokker*, som angir resultatene av alle isens bevegelser fra det sted, hvor de har hørt hjemme.

Skuringsstriper.

På det geologiske kartblad er tegnet inn ca. 70 skuringsretninger, hvorav enkelte representerer flere ensartete observasjoner. For oversiktens skyld er disse sammenstilt på fig. 2 tillikemed enkelte supplerende observasjoner, også fra kartbladets nærmeste omgivelser.

Når observasjonene fordeler seg så ujevnt, skyldes det delvis bergartenes forskjellige evne til å bevare skuringsstripene, delvis de rent topografiske forhold, men for de nordlige områder også mer sparsomme målinger.

De bergarter som best opptar og bevarer skuringsstripene, er serpentinkupper, hard gneisglimmerskifer, finkornig granittgneis og til dels hornblendeskifere. Atskillig dårligere er den grove granitt, dårligst er kalkglimmerskifer som stadig har oppragende lagkanter, andre skifrige glimmerskifere samt utildekket marmor. Derimot kan morenedekket, uforvitret marmor bevare overordentlig fine skuringsstriper. Norittfeltene er for det meste så søndersprengt i overflaten, at striper ikke er bevart.

I den steile og av botner utmeislede fjellregion sør for Ælfjord er det liten anledning til å finne skuringsstriper som ikke er sterkt påvirket av den lokale topografi.

Som det framgår av fig. 2, viser skuringsstripene innen kartbladet større variasjon i retningen, enn hva er vanlig i et område som ligger så vidt langt fra hoved-isskillet. Dette skyldes de innviklede morfologiske forhold. Imidlertid har hovedretningen for isens bevegelse vært nordvestlig.

Ser vi først på det relativt jevne høgfjellsområde i sørøst, finner vi en temmelig regelmessig skuringsretning VNV—NV over et bredt belte fra dalgryten ved Pauro-vatnet over kappebreen Gicce-çokka ned mot Mannfjord og Indre Tysfjord. Retningen sees uforandret helt opp på nunatakene i nevnte bre, og må derfor skrive seg fra innlandsisens hovedperiode.

Lenger øst blir det en distinkt mer nordgående bevegelse (NNV) fra Baugevatns dal over Langvatn til Gjeitvatn, hvor den atter bøyer tilbake mot nordvest ned mot Melkedalen og Børsvatn. Skillet mellom de to isstrømmer fremkalles åpenbart av den høye fjellkjede som kranser Æfjords indre botn. Den utgjør hovedvannskillet, med høyeste topp i Isfjell, 1438 m o. h.

I kartbladets nordlige del synes bevegelsen å ha vært mer regelmessig nordvestlig, og faller sammen med landskapets morfologiske hovedtrekk, nemlig lengderetningen av Børsvatn, Melkedalen, ytre Æfjord og de markert utmodellerte strøkryster nær Forsavatn.

I kartets sørvestrand er igjen en nesten nordgående isbevegelse, langsetter Tysfjords brede hovedfjord, som først ved dennes munning bøyer nordvestlig ut i Vestfjorden. Denne mer nordgående isstrøm omfatter også munningen av Grunnfjord og Mannfjord og halvøyene på østsiden av Tysfjord. At det ikke bare har vært en lokal fjordbre, framgår av at den samme retning iakttas på toppen av Hulløy, 676 m o. h. På den annen side er det tydelig at det er dette store fjordbasseng som har avbøyet hovedisens bevegelsesretning.

De fleste steder er skuringsstripene helt ensrettet. På de punkter hvor det er tegnet inn to piler, representerer disse undertiden yttergrensene for en skare av gradvis varierende retninger. Noen entydig aldersforskjell mellom dem kan som regel ikke fastsettes, men kan indirekte framgå av de topografiske forhold.

Ved Vesterskarvatn nord for Mannfjord er det vakre kryssende skuringsstriper mot N 40° V og N 3° O og dessuten mindre markerte mot N 20° O, som ned mot Somarset blir helt tydelige striper N 30° O. Man kan sikkert gå ut fra at disse siste helt unormale retninger må være de yngste og skyldes en bretunge som gjennom Gobidalen søkte ned mot Indre Tysfjord. Lignende lokale avvikelser finnes f. eks. ved Gjeittind, hvor isen er avbøyet til VSV ned i Paurovatnets bekken, videre på Skårvaseid, hvor en bre har søkt mot SV ned til Æfjord, samt i Ballangen.

Om det stadium av istiden da breene vesentlig fylte fjordbekkenene og beveget seg ut disse, vitner de skuringsstriper og utsvarvinger som oftest kan finnes langsetter fjorden, uansett dennes retning. Særlig tydelig framgår dette i Indre Tysfjords bøyninger, hvor den lokale skuring ved fjorden til dels kan gå helt tvers på hovedretningen høyere oppe.

Flyttblokker.

Disse består dels av distriktets bergarter, hvis opprinnelse kan lokaliseres iallfall regionalt, dels består de av langveisfærende fremmedblokker.

Blant disse siste er mest alminnelig en sjokoladebrun, feltspatførende sandstein. Sammen med den finnes til dels en lignende rød fiolett finkornig felsittisk bergart, som består overveiende av ren albitt med forholdsvis underordnet kvarts og mørke mineraler.

Disse karakteristiske og lettkjennelige bergarter, hvis blokker er atskillig utbredt i Nordland, finnes ikke i fast fjell på norsk side av grensen. De er kommet fra Sverige og sikkerlig temmelig langt østfra, da de synes å måtte tilhøre fjellranddannelsene, eller jotniske områder. Se N. G. U., nr. 62, s. 56.

Innen vårt kartblad er de rikelig utbredt langs strandbreddene ved Grunnfjordens og Mannfjordens munning (Kjær—Kjærnes), på Hulløya helt opp til øverste topp, 670 m o. h., videre observert på Svartskjær, i Hestvik nær Tysfjord kirke, i Eidsløskaret og på stranden utenfor Skarberget i Skrovkjosen. Grensene for utbredelsen ble ikke undersøkt, men de opptrer iallfall rikeligst innen de nevnte områder, og synes derfor å

være kommet med den nordgående isstrøm, hvis retning var bestemt av Tysfjordens hovedfjord.

Av andre fremmedblokker ble funnet en kjøtrød, grov, massiv kvartsfattig granitt av den svenske Sorsele-granitts type, i små morenesteiner ved Botnfossen sør for Sørfjorden. Ved stranden i Hestvik nær Tysfjord kirke sees steiner av sterkt bituminøs skifer, sterkere enn jeg har truffet på i fast fjell i denne trakt.¹

Av de lokale flyttblokker er den grove Skjomengranitt atskillig utbredt. I fast fjell anstår den kort øst for kartgrensen fra Sidasjavrre og nordover. Dens flyttblokker opptrer i store masser mellom Langvatn og Kjelvatn, og videre i isbevegelsens retning over Børsvassbotn til Ballangen, hvor det bl. a. i Wolfhaugen, øst for Ørnåsen og i Nøkkelelven er store blokker av den. Også nordenfor Frostisen finner vi den i massevis i skrånningen vest for Klubviktjern, samt videre mer spredt over Arneshesten og ned mot Ofotfjorden, hvor den når meget langt vest.

Rånafeltets lyse noritter og olivinbergarter har naturligvis bare en liten spredning innen kartbladet. De opptrer rikelig inntil Ballangen, sammen med Skjomengranitten. En stor norittblokk ble funnet på Håfjellsryggen kort nord for kartgrensen, hvor det for øvrig nesten bare er blokker av undergrunnens bergarter.

Serpentinblokker er blant dem som holder seg lengst og er mest iøynefallende, men er vanskelig å lokalisere bestemt på grunn av de tallrike små serpentinkupper. Imidlertid viser den store kuppe vest for Baugefjell en utpreget spredningskjegle for sine blokker langs nordsiden av Baugevatn, over til 792 m-vann og visstnok også til serpentinblokkene på østlige del av Mellomfjell. Dette bekrefter således den nordgående isbevegelse i dette område, som skuringsstripene viste. Det samme gjelder for en rekke „haler“ av blokker fra de små serpentinkupper nord for Guovddelasjavrre, som når henimot elvens utløp fra Gjeitvatn, og med en enkelt stor blokk på vestligste nes NV for dette utløp.

¹ Sml. Keilhaus opplysning om grafitt ovenfor gården Næs, s. 11.

I trakten sør for Sørfjorden fant jeg nær 599 m-tjern NV for Store Kjerringvatn en flyttblokk av olivin-anortositt, som her bare er observert i fast fjell i norittfeltet vest for Botnelvdalen, foruten i Råna norittfelt. Forholdet er vanskelig å forklare, da dette blir stikk imot isbevegelsens retning. På den annen side er denne lettkjennelige bergart meget sjelden, og det er lite sannsynlig at noe annet felt av den skulle være forblitt uobservert på norsk side av grensen her.

Kort SV for samme Kjerringvatn er flyttblokker av olivinstein, hvis opprinnelse heller ikke er kjent.

Følgende *ertsførende* flyttblokker er observert mer eller mindre tilfeldig. Noen systematisk blokkleting har ikke vært foretatt.

Nær Tuva gård, 3 km VSV for Bjørkåsen grube, er funnet en gruppe *svoelkis*-blokker av den karakteristiske grove, kvartsblandete Bjørkåsen-type. De stammer sikkerlig fra dette kislekt, hva som også kan stemme med den lokale isskuringsretning.

Like ovenfor Bruksås gård, kort NV for Børsvatns utløp, er en liten flyttblokk av en slags gabbropegmatitt. Den består av over cm-store plagioklaser, som er helt avkalket til albitt, oppfylte av clinozoisitt. Mellommassen består av overveiende *magnetitt*, samt en meget mørk hornblende. Ikke kjent i fast fjell, men kunne tenkes kommet fra hornblendegabbro-feltet nær veiskillet Kalvås—Bruksås.

I bukten innenfor Mølnholm utenfor Forså i Æfjorden skal etter oppgivende ligge en stor flyttblokk av *svoelkis*, som jeg ikke har undersøkt.

Kort sør for Tverelvas utløp i Sørfjord ligger i stranden en rusten blokk av gabbro, impregnert med *magnetkis*.

På ytre del av halvøya i Pollen i Indre Tysfjord er en liten flyttblokk av foldet gneis, rikelig impregnert med *magnetkis* og delvis *kobberkis*. Gneisen består av rikelig kvarts, hornblende, nydannet småkornig basisk plagioklas, skapolitt (ca. Me_{40}) og zoisitt, og er av ukjent opprinnelse

Bunmoréne.

Som et blick på kartet viser, er de morénemasser som innlandsisen har etterlatt under sin tilbakerykking, påfallende ubetydelige, og framfor alt mangler det jevne bunnmorénedekke.

Riktignok er på kartet bare avsatt noenlunde mektige avleiringer av bregrus, men utelatt de ganske tynne dekker, hvor igjennom det faste fjell ofte stikker fram. Selv disse tynne morénedekker spiller imidlertid her en langt mindre rolle, enn

hva vi i mange andre strøk er vant til. Det er således en markert kontrast mot mer østlige områder. Allerede kort inn på svensk side av grensen, fra trakten om Kåbdajavrre, er det påfallende hvordan morénedekket straks blir langt mer dominerende. Grensen for denne overgang følger ikke direkte vannskillet.

Ser vi på det store område av kartet som drenerer mot øst mellom Frostisen og Gicce-çokka, er fjellet således nesten overalt meget godt blottet. Utenom de ganske små områder av mektigere morene som er avsatt på kartet, er det her bare rent lokalt at man i det hele kan tale om overdekket fjell, som f. eks. partier av den mektige kalk sør for Guovddelas-javrre og i gryten på nordsiden av Forsvatn.

Vestenfor vannskillet er forholdet det samme, og de store halvøyer som strekker seg ut mellom fjordene, har i stor utstrekning bart fjell helt til sjøs. Det er dog en gradsforskjell etter bergartens karakter, som dels skyldes forvitringen, dels et sparsomt morénemateriale, som påfallende nok fortrinnsvis finnes på de lettest forvitrende bergarter.

Står vi f. eks. på toppen av Hulløy og ser nordover, iakttar vi en temmelig skarp vegetasjonsgrense. I vest er det praktisk talt helt nakent fjell, østenfor er det dekket av normal vegetasjon. Der er til dels sparsom bunnmoréne, som imidlertid langt fra formår å skjule fjellgrunnen. Dette skille følger *ikke* selve skifergrensen, men grensen for den grovkornige Tysfjordgranitt, som over hele sitt utbredelsesområde er påfallende naken. Andre bergarter kan av ovennevnte grunner like konsekvent være overdekket, som enkelte kalkrike skifere og hornblendeskifer. Således ser hornblendeskiferen nord for Botneid på avstand ut som et sammenhengende belte av gress- og mose-sletter.

Det er bare i den nordligste del at man har et mer utbredt bunnmorénedekke enn kartet egentlig gir uttrykk for. Det gjelder således dalene sørvest for Håfjellet (Olalemmen osv.) og Håfjellsskråningen, enkelte deler av Børsvatnets og Bruvatnets nærmeste omgivelser, den store gryte øst for Somarskaret og opp mot Klubviktjern. I disse strøk kan et tynnt morénedekke være langt mer utbredt enn det oppstikkende

faste fjell, men ikke så sammenhengende at det vesentlig hindrer kartleggingen av sistnevnte. Områder med mektige morénermasser er som det sees av kartet vesentlig begrenset til enkelte dalfører (f. eks. Råndalen—Eiterelvdalen) og tallrike botnfyllinger (f. eks. Kjåskakoppi).

Morénerygger.

Også endemoréner og andre morénerygger opptrer bare ytterst sparsomt innenfor kartbladets grenser, bortsett fra dem i umiddelbar nærhet av de nåværende breer. Noe detaljstudium av isens tilbaketrekning har jeg ikke foretatt, men det er åpenbart at den i denne periode må ha vært temmelig rask og kontinuerlig.

J. H. L. Vogt¹ har forlenget gjort oppmerksom på to endemorénetrinn som krysser en rekke fjorder i det nordlige Norge, og antas å svare til ra-trinnene i Sør-Norge. Nordost for vårt kartområde er således store endemoréner over Rombakfjorden og Beisfjorden (ved Narvik) og mindre markerte i den ytre del av Skjomenfjorden samt i Råndalen like nordenfor Tysfjordbladets grense. Sønnenfor kartbladet har jeg observert vesentlig undersjøiske endemoréner over Hellemofjord ved Lauknes og Grunnfjord ved Råna, mens det over Tysfjordbladets fjorder som regel ikke er noe markert trinn av denne art. Dog går tvers over Store Melkevatn fra tangen i sør en undersjøisk morénerygge. Den tilsvarende lange tange i Hjertervatn som når nesten tvers over vannet, består av fast fjell, men med store utvaskete moréneblokker langs bredden. Begge disse vann er klippebassenger, i hvis nordvestender det ikke er antydning til moréner.

Ved Straumen i Indre Tysfjord skulle man etter de topografiske forhold vente en endemoréne, idet Pollens dype basseng utad begrenses av en grunne, som bare levner et smalt seilløp. Den er i tilfelle undersjøisk og sterkt utvasket.

De ovenfor omtalte endemoréner knytter seg naturlig sammen på en linje, men hvorvidt denne virkelig representerer en synkron isrand-stilling må det glacialgeologiske spesialundersøkelser til for å avgjøre.

¹ J. H. L. Vogt: Om to endemoréne-trin i det nordlige Norge. Norsk Geol. Tidsskr. II, 1913.

På samme linje faller også endemoréner fra to mer lokalt pregete dalbreer, symmetrisk beliggende, nemlig den nordvendte ved Sørfjorden, for enden av Botnelvas dal (se Pl. I, fig. 2) og den VSV-vendte ved Musken i Mannfjord, for enden av Reppielvas dal.

Sistnevnte er bare terrasserte og utvaskete morenerester, men ved Sørfjordvatn har man foran seg en vakker buet morénevoll med foranliggende sandterrasser. At moréneen skyldes en lokalbre fra Botnelvdalen i sør framgår også av at blokkene for en stor del består av hornblendegabbro, samt et par kalkblokker. 2 km lenger nord finner vi på haugen øst for Grunnvoll en ansamling av kjempe-flyttblokker, vesentlig av finkornige hornblendebergarter.

De endemoréner som er observert vestenfor denne linje skyldes som regel lokale bretunger:

Øvre Rusvikvatn har 250 m nedenfor utløpet en typisk endemoréne, som krysser dalen og strekker seg langt bortover nordskråningen.

Sildpollen i Steffjord har et grunt innløp som følge av morénerygger, som avslutter denne markerte botn.

I Melkedalen er det ved Sjurvatn rett nedenfor gruben en liten morénerygg, parallell med og 4 km nedenfor den omtalte hovedmoréne.

Kommer vi østenfor den ovenfor nevnte linje er moréneryggene kanskje enda sparsommere.

$\frac{1}{2}$ km vest for sørenden av Rauvatn er en liten, markert rygg parallell isbevegelsens retning.

Gammeloftvatn har ved utløpet en rest av en liten endemoréne.

Lille Mannfjellvatn har foran utløpet, øst for elven, en dobbelt morénevoll.

I NV for Gicce-çokka er det fra skråningen nord for 1148 m-høyden en rygg av flyttblokker og moréne som strekker seg nordover, og med avbrytelse kommer igjen som et par små morénerygger vest for 763 m-tjern på Tverelvhalsen. Det er mulig at den også korresponderer med en liten markert østgående rygg 1 km ONO for 851 m-høyden sør for Austerdalen.

Nær østre ende av Guovddelasjavrrer er to halvøyer, som nesten når tvers over vannet. I overflaten består de av moréne og ser ved første øyekast ut som en typisk endemoréne. De er imidlertid flate og har ingen rygg-karakter over vannflaten. Formen er analog med andre tanger vestenfor, som består av strøkbelter av fast fjell, og det samme er antagelig tilfellet med kjernen av ovennevnte halvøyer. Pl. IV, fig. 1.

Nær Baugevatns sydlige del er en rest av en endemoréne som står fram lik en bastion mellom de to bekker fra øst.

Nåværende breer og deres moréner.

Innen kartbladet Tysfjord er det et samlet areal av is og snø på 91 km², hvorav de 27 km² faller på Gicce-çokka og de 25 km² på Frostisen.¹ Konstruerer vi på grunnlag av arealbe-
regningen sammesteds den hypso-
grafiske kurve² for kartbladet Tysfjords land-
areal, fig. 60, finner vi at
dettes midlere høyde er 553 m og at den midlere
snøgrense ligger 1090 m o. h. De laveste breer når ned til
ca. 700 m o. h. Som foran
(s. 20) påpekt er de bety-
deligere breer alle kappe-
breer, som ligger anordnet langssetter det buktete hovedvannskille.

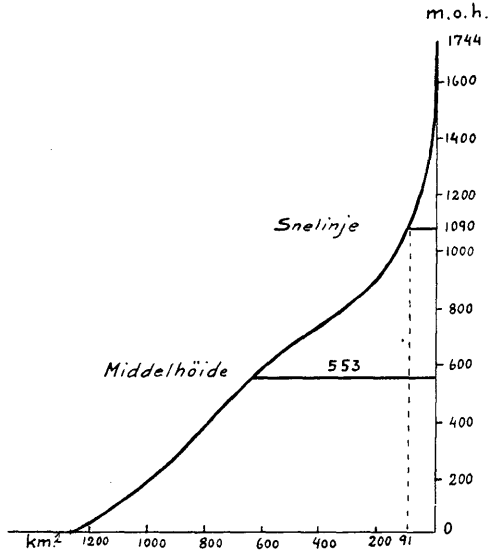


Fig. 60. Hypsografisk kurve for kartbladet Tysfjord.

Pl. V, fig. 1. Som regel finnes derfor ikke overflatemoréner oppe på isen. Den eneste unntagelse er på Gicce-çokka, hvor det på isen sør- og nordover fra 1249 m-høyden strekker seg en ganske markert randmoréne. Derimot finnes foran de fleste breer mer eller mindre markerte endemoréner, eller undertiden mer uregelmessige morénemasser, som under breene SO for Fonn-
tind og NV for Baugefjell. Kjempemessige morénerygger opp-
trer nedenfor den bre som ligger på en avsats i Tverfjellet, nord for Frostisen.

Endemorénene opptrer oftest gruppevis, to eller flere bak hverandre, så vi bedre kan tale om et endemoréne-felt. Det karakteristiske er dette felts skarpe begrensning. Bredden varierer etter breens størrelse og terrengets beskaffenhet, men synes

¹ Norges topografiske beskrivelse, h. 1, Tysfjord. Norges Geogr. Op-
måling 1922.

² Gunnar Holmsen: Snegrensen i Norge. Festskrift til Amund Helland,
Kristiania 1916.

innen kartbladets område ikke å overstige 200 m fra nåværende brefront. Utenfor dette område er fjellet som før omtalt oftest helt morénefritt. Som typiske eksempler kan nevnes:

Breen i vestenden av Baugevatn: I østkanten sees en mindre endemoréne direkte i brefronten, og en større som en buet voll ut i vannet, ca. 80 m foran brefronten.

Breen øst for Isfjell: En liten endemoréne direkte i brefronten, videre en rekke lite markerte smårygger, og så den største endemoréne, opp til 5 m høy, i vakker bue ca. 90 m foran brefronten. Ennå ca. 90 m videre fram er det en mindre morénebue, som er den siste.

Isvassbreen fra Frostisen, nord for Isvatnet: En rekke nye, lite mosgrodde små morénerygger inntil 50 m fra brefronten, videre fram stadig mer forvitrete morénerygger, inntil den ytterste antydning til en endemoréne er 150 m foran brefronten.

Denne motsetning mellom et av innlandsisen etterlatt nesten morénefritt landskap og det relativt smale morénebelte rundt de nåværende breer er iaktatt overalt i Nordland, hvor disse forhold har vært undersøkt. Morénebeltet er ikke bredere enn at det kan skyldes breenes periodiske svingninger i historisk tid. Tenker vi oss således alle kartbladets isfelter øket med 200 m radiært rundt hele sin periferi, vil deres areal øke med ca. 25 km², hvortil ville kreves en senkning av den midlere snølinje av bare 30—40 m, eller vice versa. For så vidt behøver de nåværende breer ikke engang å være direkte levninger etter istidens.

Det foreligger få iakttagelser angående breenes variasjoner i disse strøk. De var i det hele så godt som ukjente, inntil Adolf Hoel¹ i 1906 besøkte Frostisens og Mereftasfjells breer. Han anbragte fastmerker ved 3 av dem, 1 på Frostisen og 2 ved Mereftas, alle på kartbladet Skjomen øst for Tysfjord. De ble kontrollmålt 1907, og leilighetsvis senere.

Innen Tysfjords område har kaptein K. M. Søyland under den topografiske kartlegging 1913 satt fastmerker ved 2 av Frostisens breer, nemlig Rånvassbreen, som peker mot Rånvassbotn, og Isvassbreen, som peker nord for Isvatnet. Hans fotografi av sistnevnte sees som nr. 38 i Topografisk beskrivelse til Tysfjord, loc. cit. Disse punkter ble besøkt av forfatteren i 1916.

¹ Det norske Geogr. Selsk. Aarvog XVIII, p. 144—45.

Ved Isvassbreen er et kors hugget inn i en 2,5 m høy, loddrett fjellvegg som vender mot brefoten, V 15° S for samme. Avstand til brefoten:

26 august 1913 139,2 m (Søyland)
28 — 1916 149,7 m (forfatteren).

På disse 3 år har altså breen trukket seg tilbake 10,5 m. Et nytt fotografi fra samme sted som foregående viser ingen synbar forandring.

Ved Rånvassbreen, som er meget bratt, kunne fastmerket ikke finnes igjen, skjønt det var hugget inn i en svær stein, 4×4×6 m. Det er antagelig gått med i et stort ras våren 1916. Nå er der heller ingen tydelige endemorener. Etter kjentfolks utsagn er breen gått betydelig tilbake i ovennevnte år.

På grunn av den rikelige mengde klarebassenger i bre-regionen er elvene ikke så slamrike som man skulle vente. Den slamrikeste er Eiterelven, som ikke har noe klarebasseng før den munner ut i det dype Storvatnet, som den i stor utstrekning grumser til. Særlig sterkt grumset er Baugevatn, som i distriktet har navn av Leirvatn. Hele det vestlige basseng av dette vann er i den grad tilgrunnet av leirslam, at fremkomsten selv i flatbunnet kano til dels er vanskelig. Vatnet er helt ugjennomsiktig. Noe lignende er forholdet i 759 m-vatn kort vestenfor. Begge har tilførsel fra breer, som passerer lett-smuldrende bergarter.

Isdemte sjøer.

Et blick på kartet viser, at her er betydelige områder øst for vannskillet, hvor man skulle vente spor etter isdemte sjøer. Guovddelasjavrrer—Gjeitvatn-bassenget skulle således ha vært demt opp til overløp ca. 740 m o. h., Baugevatn til ca. 800 og Naidivatn—Paurovatn—Skogvatn-bassenget til 805 m (se s. 20). Der finnes imidlertid ingen sikre spor etter dette, hverken i form av strandlinjer eller issjøsedimenter. Bare VNV for Skogvatn krysses vannskillet i 805 m høyde, som før nevnt, av en trang spalte, som åpenbart har vært leie for en overløps-elv, idet der nøyaktig i samme høyde finnes en rekke vakre små jettegryter i de flate skiferlag. Når disse isdemte

sjøer har etterlatt seg så få spor, i motsetning til tilsvarende sjøer lenger sør og øst, skyldes det åpenbart, at bare 3 km øst for kartgrensen er et betydelig lavere overløp, nemlig på 673 m mellom Sidasjavrre og Kjårdavatn, med avløp til Sørskjomen. Fra oppdemningens første begynnelse ved isfrontens passasje av vannskillet og til den endelige avtapning nevnte vei, svarer en tilbaketrekning av isfronten på bare ca. 14 km, som derfor også i denne seksjon må antas å ha foregått forholdsvis raskt og kontinuerlig.

I skarp motsetning til dette er der langs Sidasjavrre fra kloss øst for kartgrensen og innover på svensk side en overordentlig markert sandterrasse og strandlinje i nevnte avløps høyde 56 m over vannet, som forutsetter en tidsperiode av en ganske annen størrelsesorden for oppdemningen av dette vann.¹

Innen kartbladet Tysfjords område finnes derfor issjøesedimenter bare over et par ganske begrensede områder, som åpenbart må skrive seg fra lokale brerandsjøer.

Den eldste finner vi ved Storviken i det nordøstre hjørne av Børsvatn. Det er her temmelig mektige avleiringer av fin sand helt fra vannet på 87 m o. h., over terrassene ved Storvik gård 120 m og opp til 130 m o. h. Det karakteristiske er at disse avleiringer bare finnes i et forholdsvis smalt belte av ca. 200 m bredde, støttet mot fjellryggen ved nordenden av Børsvatn. Deres øvre grense korresponderer med passhøyden over vestlige del av nevnte fjellrygg, som også er 130 m o. h. ved landeveien over til Bjørkåsen. De må være avsatt i en brerandsjø, oppdemt av en Børsvassbre i dette hjørne.

Sør for Langvatnet er det fra sørsiden av 794 m-vann og opp under fjellryggen betydelige flater av grus og sand og til dels høye uteroderte sandkjegler, som også bare kan være avsatt i en randsjø.

Like utenfor den nordøstre del av kartbladet, under Somarskaret, er en stor sandslette omkring Klubvikseteren, 200 m o. h., som er av lignende opprinnelse.

¹ Ved sørbredden av svensk Sidasjavrre har jeg også flere steder observert en terrasse som ligger 90 m over vannet. Det er ikke klart hvilket overløp dette skulle svare til.

Det foran omtalte Andersskar i nordvest må ha vært et viktig overløp for en breelv, for på Æfjordsiden finner vi ved bekken gruskjegler av nedskyllet materiale helt opp til 170 m o. h. At Hjertvatn har vært oppdemt til nordlig overløp, viser det flate, renspylte fjell ved nordenden.

B. Fjelloverflaten i sen- og postglasial tid.

For så vidt denne har vært påvirket i en grad som har influert på landskapets relieff, har det vært omtalt tidligere under det morfologiske avsnitt, s. 35.

Imidlertid har det rennende vann og atmosfæreliene i løpet av denne tid også virket på mindre iøynefallende måter, men derfor ikke mindre interessante.

Huler, underjordiske bekker, kilder.

Innen kartbladet Tysfjord er alle disse så godt som utelukkende knyttet til kalkterreng, men da dette er meget utbredt, spiller de en viss rolle. Pl. XIII, fig. 2. I overdekket terreng kan de som regel tjene til bevis på at det står kalk under.

Noen særlig bekjente huler har man ikke innen kartbladet. Den betydeligste finnes like NO for Lillebotn (97 m)-vatn, NO for Tysfjord kirke, i den store kalkmulde. Den har form av en vel 100 m lang nordgående stoll, som gjennom en trang åpning fører inn i en hvelvet hall men lyshull øverst oppe. Innen samme mulde er underjordiske bekkeløp meget vanlige. Så vel Hestneselven selv som dens tilløp fra vest (fra Kjøpsvikvatn) har kortere underjordiske løp, og dens tilløp fra NO løper meget langt underjordisk.

For øvrig er det særlig i Håfjellskråningen i nord at det finnes underjordiske bekker, i overflaten ofte med tilsvarende uttørrete flomløp, som tar en noe annen retning. Man behøver heller ikke å gå langt i dette terreng for å finne kalde kilder. Dette er ikke annet enn hva man måtte vente ved en fjellbygning hvor mektige kalklag, atskilt ved ugjennomtrengelige skiferlag, stryker langsetter en skråning. Det hele er ofte mer eller mindre foldet, og nettopp hvor undergrensen av en kalkbenk ligger i mulde, er betingelsene særlig vel lagt til rette for

at bekken eller kilden skal komme fram. Som regel flyter disse kilder rolig, men det er også eksempler på at de står under trykk.

Av andre underjordiske bekker i kalk har vi en på nord-siden av Baugevatn, liksom Rauvasselva kort nedenfor utløpet av Rauvatn passerer en forholdsvis smal kalkbenk underjordisk. Derved fremkommer en naturlig bro, som er god å ha, da elven ofte er vanskelig passabel.

I andre bergarter kan underjordiske bekker bare dannes under rent spesielle forhold. Ovenfor Gamnesholmen i Råna, 320 m o. h. kort sør for Iselva, inne i norittfeltet, kommer en hel bekk ut av fjellet etter å ha passert en sone som er oppsprukket og på grunn av kisimpregnasjon forrustet. Sandelva, sør for Indre Tysfjord, styrter ned i de før, s. 38, omtalte store sprekker på vestsiden av Botnelvdalen, for ikke mer å komme til syne.

Alminnelig i kalkterrenget er videre doliner og natursjakter. Ved *doliner* forstås relativt grunne og ikke vannfylte forsenkninger i kalken. I overdekket terreng (også bunnmoréne) røper de oftest den underliggende kalk, idet det løse dekke også viser senkning. Dette viser at dolinedannelsen iallfall delvis er yngre enn det løse dekke.

Natursjakter dannes særlig i relativt smale kalkbenker, på begge sider omgitt av uoppløselige bergarter. Det er åpne, tørre, som regel utilgjengelige vertikale huler ned gjennom kalken, til dels av betydelige dimensjoner. De står ikke i forbindelse med noe nåværende vannløp. Vi finner dem særlig imponerende og karakteristiske på Middagsfjell, like øst for den førnevnte Botnelvdal. I SV for 676 m-toppen, mellom de to noritter, er det her en loddrett-stående kalkbenk, som mot NV kiler helt ut i glimmerskifer, men i den annen retning snart når 18 m mektighet. Her er en rekke store og svimlende dype huler av den ovennevnte type. Av huler i mer embryonal tilstand sees det tydelig, at deres utvikling er begynt ut fra spalter som går tvers på kalkbenken og tvers på foldningsaksenes retning, men ikke kan spores videre inn i glimmerskiferen på sidene. Alle huler omfatter derfor karakteristisk nok kalkbenken i hele dens bredde. Ved en videre ut-

videlse av dem skulle kalken derfor til slutt helt kunne forsvinne. Når man i disse strøk ikke sjelden står overfor temmelig umotiverte utkilinger av forholdsvis regelmessige kalkbenker, skulle det derfor kunne tenkes muligheten av at det har foregått en utlutning av ovennevnte art. Ved etterfølgende sammensynkning av heng over ligg, kanskje særlig ved flatere fall, skulle kalken kunne bli sterkt redusert i mektighet, eller ethvert spor av den forsvinne.

Ikke sjelden kan man iaktta, at smale kalkbenker slutter i strøkretningen i en fold med steiltstående foldningsakse. I dette fall er det meget alminnelig en åpen hule nedover langs denne akse. Dette sees f. eks. i kalk sør for Mølnevtind og sør for Lifjell-toppen.

Hvor kalken er gjennomslutt av granittpegmatittmasser opptrer undertiden uregelmessige huler på grensen av disse, som i Melkedalskalken nord for grubene.

Med hensyn til tidsperioden for huledannelsen kan man ikke si annet enn at den er foregått etter bunnmorénens avsetning, idet de vertikale huler alltid er åpne. Da de ofte forekommer uten tilknytning til nåværende vannløp, til dels på utpreget tørre steder, kan man best forestille seg at hovedutviklingen har foregått i senglasial tid, da smeltevann var tilgjengelig på nesten hvilket som helst sted, også under breene.¹

Under kartleggingen ble jeg anmodet om å se på „vulkanene“ i Nesfjell, SO for Tysfjord kirke. De ble beskrevet som „tydelige kratere ned mot jordens indre, og rundt kraterenden var det strødd blokker av sort lava“. Jeg antok naturligvis at det dreiet seg om huler i likhet med de omtalte natursjakter i kalk, men det viste seg i enda høyere grad å være et produkt av en livlig fantasi. „Kratere“ fantes vest for toppen, 680 m o. h. i form av noen ganske ordinære, smale, åpne sprekker i fjellet, og den „sorte lava“ var små flyttblokker av mørk hornblendeskifer, ført av isen kort østenfra, og i fargen sterkt avstikkende fra undergrunnens kalkglimmerskifer.

¹ Gunnar Horn: Über die Bildung von Karsthöhlen unter einem Gletscher. Norsk Geogr. Tidsskr. Bd. V, 1935.

Sekular forvitring, bergsmuldring, blokkhav.

Selv på bergarter som ennå har bevart skarpe isskuringsstriper har det dannet seg en forvittringshud på overflaten 0—10 mm tykk, som altså ikke har innvirket på bergartens struktur eller fasthet, men vesentlig skyldes kjemiske forandringer.

Tar vi som eksempel for oss en av de grå syenittiske gneiser i Æfjorden viser den over tilsynelatende helt frisk bergart først en skarpt begrenset, svakt brunlig overflatehud på 5 mm, og så ytterst 1 mm som er helt lys. Mikroskopet viser at de mineraler som forårsaker nevnte forandring, er biotitt og hornblende, som begge er tydelig bleket over nevnte 6 mm som følge av utlutning av jernet, eventuelt også andre bestanddeler. Det utlutete jern er oksydert og delvis avsatt på fuger over de innerste 5 mm, men atter utvasket ytterst.

De sure granittgneiser i samme strøk er dels grå, dels også rødlige. Ved bedømmelsen av fargen må man ta hensyn til hva som kan iakttas ved stollen under Jernlien grube, hvor vanlig grå granittgneis, utbrutt knapt 20 år tidligere, allerede viser tydelig rød overflate, som ikke skyldes rust fra oksyderte sulfider.

Distriktets serpentinkupper, som har vel bevarte skuringsstriper, har alltid en rødlig brun eller rødlig gul forvittringsskorpe på noen millimeters forholdsvis konstant tykkelse, som skyldes oksydasjon av olivinens jerninnhold.¹

Tykkelsen av forvittringsskorpen avhenger under gitte klimaforhold åpenbart først og fremst av bergartens åpne porevolum, som bestemmer hvor dypt vann og luft fra overflaten kan sirkulere. I mer bladige skifere og sterkt oppknuste bergarter er den mindre skarpt definert, men kan gå temmelig dypt, så man må utvise forsiktighet ved uttaing av prøver for analyse.

Den substans som for øvrig innvirker sterkest på forvittringens dybde, er svovelsyre, dannet ved oksydasjon av sulfider, men også i dette fall er porøsiteten avgjørende. En kisimpregnert, tett kvartsbergart gir således bare en tynn, om enn sterk rusthud. Opptrer kisimpregnasjonen derimot i sukkerkornige

¹ Antti Salminen: On the Weathering of Rocks etc. Bull. of the Soil Division, no. 40. Helsinki 1935.

granulitter og aplitter eller i olivinbergarter går oksydasjonen straks dypere, med uregelmessig, men skarp undergrense. Dunitten ved Bruvassfeltet i Råna kan således være oksydert til 4 à 5 m dybde.

De egentlige kisleforekomster i distriktet viser til dels en meget betydelig oksydasjonssone (jernhatt). I øvre del av Melkedalen grubers kislefelt, som opptrer i kalk, er det enkelte steder en jernhatt på minst 3 m dybde, uten rester hverken av sulfider eller karbonater. Et skjerp i Kjoskakoppi fører sulfidimpregnasjon i en smal kalkbenk. Oksydasjonen av sulfidene har medført total utlutning av øvre del av kalken i hele dens bredde. Ved Bjørkåsen grube, som ikke ligger i kalk, men hvis malm består av et grovkornig svovelkis-kvarts-aggregat, er det som regel ikke over 1 m dypt ned til frisk kis. Ved oksydasjonen dannes først et jernoksyd-kvartsskjelett, men jernoksyden blir siden i stor utstrekning oppløst og etterlater et mer eller mindre bikubelignende, hvitt kvartsskjelett, som er overordentlig karakteristisk for det utgående av denne forekomsttype. Ofte ligger kvartsskjelettet direkte på kisen, uten mellomliggende rust.

Undertiden kan jernoksydene være transportert et kort stykke i overflaten og ha sementert overflategrusen til en fast masse av konglomeratlignende utseende.

De ovenfor omtalte prosesser kan nok være påbegynt subglasialt etter opphør av isens erosjonskraft på stedet, men i det aller vesentligste tilhører de den postglasiale tid.

En helt annen og for vårt land mer ekstraordinær forvitringstype kan vi kalle for *bergsmuldring*. Den består i at bergarten uten nevneverdig kjemisk forandring helt enkelt smuldrer in situ til en løs sandig eller grusaktig masse av varierende dybde. I motsetning til den foregående er denne forvitringsform hos oss langt fra regional, og over store områder, f. eks. hele det østlige høgfjellsdistrikt finnes den ikke, når vi bortser fra ordinær forvitring av særlig kalkrike skifere. Selv innen en og samme bergartsmasse har den en temmelig lokal utbredelse eller er utviklet i meget forskjellig grad, så den synes å avhenge av visse bestemte forutsetninger. Forholdet illustreres best ved et par eksempler:

Like nedenfor søndre Bruksjord gård i Ballangsmarken og 25 m vest for landeveien er et sandtak. På litt avstand ser det ut som en skjæring i fast fjell. Stedets bergart, hornblendeskifer, ligger i vakre folder med enkelte lyse, ganske smale bånd av natrongranitt. Nå viser det seg at hele massen er løs sand, som ryr ut ved berøring med hammeren, og som med letthet kan spas. Pl. XIV, fig. 2. Der finnes ikke annet enn enkelte kvartsrike knoller, som ennå er faste. Oppsmuldringen er foregått uten på noen måte å forstyrre bergartens tekstur, og den omfatter hele sandtakets dybde på 1,5 m, ennå uten tegn til fast fjell i bunnen. Øverst ligger et humuslag på bare 2—3 dm tykkelse, så planterøttene når ned i sanden.

Langs hele dette belte av hornblendeskifer mellom Kalvåsveien og Djupås, finner vi på en rekke steder ganske lignende forhold; men vel å merke, der er også store deler av det samme belte som er fast helt opp til overflaten, uten at noen tydelig årsak til denne forskjell kan påvises.

Følges veien fra Grunnvassbotten til Nerdal, skjærer den nær ved det høyeste en 65 m bred sone av litt glimmerførende granat-hornblendeskifer, som også er foldet og i hele sin bredde oppsmuldret på ovennevnte måte. Her kan vi iaktta hvordan ennå granatene ligger hele og uforstyrrete i den sandige masse, men plukker vi dem ut, vil de også smuldre mer eller mindre (poikilitiske). Sanden viser seg under mikroskopet å bestå av individuelle mineralkorn, utpreget skarpkantete og i størrelsesorden 0,1—0,4 mm. Det er åpenbart at det er bergartens enkelte mineralkorn, som er falt fra hverandre etter sine grenser. Den eneste kjemiske forandring som iakttas under mikroskopet, er en oksydasjon av biotitten, som derved har fått den karakteristiske gullglinsende overflate. Noe tegn til dannelse av spesielle leirminerale foreligger ikke, hva man heller ikke kunne vente etter bergartens sammensetning.¹

En ganske lignende bergsmuldring iakttas også i glimmerskifer. I enkelte røsker på Skjåfjellets jernfelt er visse svakt kalkholdige skifere inntil et par meters dyp omdannet til en ganske løs sand under fullstendig bibehold av den opprinnelige

¹ Cfr. Tom Barth: Norske mineraler av beidelitt-gruppen. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. XIX, s. 300.

tekstur, og sogar av de tynne årer som har gjennomsett skiferen. I helt vanlig glimmerskifer sees det samme ved midtre synk på vanntunnelen mellom Børsvatn og Bjørkåsen.

Alle disse særlig typiske lokaliteter finner vi altså innen Ballangsmarken—Melkedalens lagserie på isbevegelsens leside, og innen et område, hvor den frie bevegelse avledes og hindres av den møtende Håfjellsrygg.

I enkelte andre bergarter er det også tilløp til den samme prosess. I Råna norittfelt er der en viss grovkrystallin, lys feltspatrik type, som ofte er „råtten“ i overflaten med begynnende smuldring. Visse sukkerkornige dolomitter viser samme tendens, liksom enkelte finkornige granittgneiser i Skrovkjosen og kvartsittgneiser nærmest over Tysfjordgranitten, de siste i forbindelse med tektonisk oppknusning. Tysfjordgranitten selv viser også på en rekke steder tendens til denne bergsmuldring, hva som tydeligst framgår av Rekstads iakttagelser og vakre fotografi fra Hamarøylandet.¹ På en rekke steder har han her påvist at granitten og visse av dens diorittiske grensefacies er oppsmuldret til grus ned til vel 3 m dyp. Når han nevner at mektigheten langs visse bekkefar kan gå opp til 10 m, må det vel forstås slik, at smuldringen gradvis er skredet nedad etter som bekken fjernet det løse materiale, og at det altså her ikke dreier seg om en virkelig mektighet. Iallfall har jeg aldri sett noe tegn til at denne prosess skulle gå dypere enn 2 à 3 m. Den samme erfaring har man gjort i Finland, hvor som bekjent visse partier av rapakivi-granittene har en meget utpreget tendens til denne bergsmuldring, og hvor man har bevis for at denne prosess kan foregå relativt raskt, idet flyttblokker i moréne har smuldret i postglacial tid.²

Der er tre årsaker som man a priori kunne tenke på, nemlig 1) hydrering, 2) temperaturspenninger, 3) frostsprengning. At hydrering spiller en rolle framgår av at sanden alltid synes å holde mer bundet vann enn den faste bergart, men det lar seg vanskelig avgjøre hvor meget herav er årsak til

¹ J. Rekstad: Geologiske iakttagelser på strekningen Folla—Tysfjord. N. G. U. nr. 83, 1919. s. 19—20.

² P. Eskola: On the disintegration of rapakivi. Bull. Com. geol. Finl. no. 92.

smuldringen og hvor meget en følge av den. Temperaturspenninger alene kan under våre forhold heller ikke ha vært avgjørende. På grunn av bergartenes dårlige varmeledningsevne vil de raske og hyppige daglige svingninger bare virke umiddelbart på den blottete fjelloverflate, og ikke til et dyp som det her er tale om. At det er frostsprengningen som spiller hovedrollen synes å framgå både av prosessens karakter og det dyp hvortil den når ned. Ganske visst når telen her under nutids klima neppe over 2 m dypt, men det er intet i veien for at den i postglasial tid kan ha nådd de ovennevnte 3 m. Frostens innvirkning er naturligvis betinget av at bergarten har et visst porevolum og at dette er vannfylt. Hvorvidt porevolumet er fremkommet under krystallisasjonen eller senere av tektoniske årsaker er naturligvis likegyldig. Det er disse forhold som må være avgjørende for de betydelige lokale variasjoner i tendensen til oppsmuldring, liksom denne innskrenker seg til bergarter, som under metamorfosen har fått en mer eller mindre sukkerkornig struktur.

Prosessen illustreres utmerket ved erfaringer fra Svalbard, hvor grunnen som bekjent er permanent frosset til stort dyp. Der ble brutt marmor i tilsynelatende helt normalt fast fjell. Etterat blokkene hadde ligget noen tid og var tint opp, begynte de gradvis å falle fra hverandre i pulver, fordi sammenhengen mellom de enkelte mineraler på forhånd var sprengt av telen.

En særlig i høgfjellet opptredende form for forvitringen er de såkalte *blokkhav*, hvorved forstås storsteinete autochtone blokkfelter.

Vi tar som eksempel Sepmolfjellet vest for Råna, bestående av noritt som gjennomsettes av en del lange, smale, rettlinjete granittganger. Ved oppstigning fra vest nåes noritten ved ca. 950 m o. h. etter at den lang vei har røpet seg ved den ur av løse steiner som dekker den, i motsetning til den omgivende glatte glimmerskifer. Fig. 61. Fjellet hever seg videre som en svakt hvelvet, nesten urglassformig flate, på de fleste sider omgitt av stupbratte botner, som eter seg videre inn i flaten i nesten cañonaktige slukter. Flaten er omtrent i sin helhet dekket av en storsteinet ur av undergrunnens bergart. Enkelte lyse striper i denne ur består av granittblokker, som ligger rett over de ovennevnte granittganger, og viser at blokkene er



Fig. 61. Øvre kant av Kalådalens store botn i Simle fjell.
I forgrunnen noritt med typisk „blokkhav“ og ras-renner nedover.
Derover glimmerskifer i ryggen mot Blåfjell.
St. Foslie 12/8 1915.

autochtone og ikke engang har vært gjenstand for noen nevneverdig senere blokkflytning (solifluksjon).

Det er en overordentlig skarp kontrast mellom denne flate og stupene på siden. Pl. IX, fig. 2. Vi ser her på kantene at blokkdekket når et par meters tykkelse og at det underliggende fjell er oppsprukket og løst. Litt etter litt styrter det tilikemed de overliggende blokkmasser ned i dypet. Blokkdannelsen er derfor eldre enn de nåværende botnvegger.

Lignende forhold finner vi en rekke steder innen norittfeltene. Går vi således langs den skarpe egg fra Rånkjeipen (N for kartet) mot Klubviktind øst for Storvatnet, har vi mot sørvest en jevn skråning, som er dekket med blokkfelt av nevnte type. Mot nordøst derimot avsluttes den av et loddrett stup på et par hundre meter, som nedad gradvis og U-formig går over i et isskurt forland.

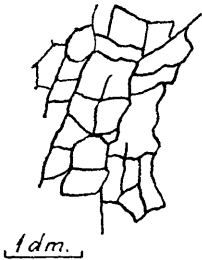


Fig. 62. Solvarme
sprekker i amfibolitt.

På Tverfjellet er den tilsvarende SV-skråning dekket av blokker bare ned til ca. 1170 m o. h. hvor de gradvis slutter. Den stupbratte østskrent viser markerte erosjonsformer. Pl. X, fig. 2.

I glimmerskiferterreng finner vi langt sjeldnere slike blokkfelter. Ganske typisk er de imidlertid utviklet på toppen av Segelfjell, ovenfor 1050 m o. h., som er dekket av kantstilte løse steiner, som står helt in situ. Granittområdene danner i vårt distrikt overhodet ikke blokkfelter av denne art, men avspalter undertiden flak parallellt med den nåværende overflate.

Blokkhav og blokkfelter er et geologisk fenomen, som er overordentlig utbredt i arktiske områder og i høytliggende eller forsumpete strøk av de subarktiske. Etter Bertil Högboms omfattende arbeider¹ over dette emne er det helt klart at de skyldes regelasjon (stadige svingninger om frysepunktet), dels i overkant av den permanente grunnis, dels i overkant av grunnvannspeilet. Innen vårt område vil årets middeltemperatur allerede ved omkring 400 m o. h. være nede på 0°, så det er gode betingelser til stede for denne prosess.

Det framgår også at det er et visst slektskap mellom bergsmuldring og blokkhav, forsåvidt som frysning er årsak til dem begge. I første fall er det frysning av porevannet som sprenger mineralkornenes sammenheng, i annet fall er det frostsprengning etter de spalter og stikk, som oftest vil finnes i harde bergarter. Som rimelig er, vil de mørkeste og best ledende bergarter være utsatt for de største temperatursvingninger.

Et fenomen som derimot synes å være resultatet av temperaturspenninger på grunn av solvarmen, kan vi iaktta nær 521 m-høyden i fjellet sør for Grunnvoll ved Indre Tysfjord. Her står en forholdsvis grovkornet mørk amfibolitt, gjennomsett av pegmatittganger. Hvor den mørke bergart danner sørvendte

¹ Bertil Högbom: Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. geol. Inst. Uppsala, XII, s. 257.

Bertil Högbom: Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost. Bull. geol. Inst. Uppsala XX, s. 243.

bergheller er den eiendommelig oppsprukket. Sprekkene krysser ikke hverandre, men danner et polygonartet nett, fig. 62, og er bare et par mm dype. Under overflatehuden er bergarten derfor helt uberørt.

Har det vært isfritt land under siste nedising?

Som det framgår av det foregående, iakttas bergsmuldringen innen kartbladet først og fremst i de vestlige og nordvestlige områder, som først kan antas å være blitt isfri, og blokkhavadannelsen bare i høytliggende fjellområder, som kunne tenkes å ha raget opp over isen. Det ligger derfor nær å overveie, hvorvidt disse markerte og dyptgående forvittringsformer skulle ha noen forbindelse med isfritt land under siste istid, omtrent i de områder som antydnet av Enquist, (l. c. 1918), og som for Helgelands vedkommende nylig ble påpekt av Granlund og Lundquist.¹

Spørsmålet vanskeliggjøres for så vidt, som forvitring som skyldes frost, i og for seg er en relativt raskt forløpende prosess, som ikke synes å behøve særlig lang tid, når bare de rette betingelser er tilstede.²

Ser vi først på høgfjellet i øst, viser den overveiende del tydelig glisialsкульптур og isskuring. På den store bre Gicceçokka, 1352 m o. h. finner vi således på de fjellpartier, som nu rager over isen, tydelig ensrettet isskuring, som er uavhengig av den nåværende bre, og sikkert skriver seg fra den siste istid. Mereftasfjellet i øst, 1448 m o. h. er dekket av is og Frostisen ligger som en hvit kuppel over kartbladets høyeste topp, 1744 m o. h. Bare den flere hundre meter høye loddrette styrtning i nord kan her antas å ha vært isfri under siste istid.

Enkelte fjell viser imidlertid et annet utseende. På grensefjellet Naidi i sør finner vi tydelig isskuring opp til ca. 1240 m o. h., mens det øverste av den 1474 m høye topp viser bratte forrevne former og sterk oppsprekning. Noe lignende finner vi nord for Paurovatn, hvor ryggen selv er isskurt, mens den

¹ E. Granlund og G. Lundquist: Några iakttagelser från en resa i Helgeland sommaren 1935. Norsk Geogr. Tidsskr. VI, s. 11.

² Jfr. G. P. Merrill: Rocks, rock-weathering and soils. New York 1897, p. 199—200.

bratte, isolerte, 1334 m høye topp, Gjeittind, som rager opp over samme, ikke er isskurt. På fjellet Aletåive, sør for Sitasjavrrer og 20 km inn på svensk side av grensen, observerte jeg undergrensen for temmelig markerte blokkdannelser ved 1260 m o. h.

Mest markert er imidlertid forholdet innen norittfeltet i nord med de før omtalte utstrakte „blokkhav“-dannelser på alle dets tre ved dype daler atskilte fjellpartier. „Blokkhav“-dannelsen er begrenset til norittfeltet og innen dette til de høyereliggende partier. Videre viser det seg at den når betydelig lenger ned på vestsidene — isbevegelsens leside — enn på østsidene. På Tverfjell når den således fra toppen, 1364 m o. h. mot vest ned til ca. 1170 m, på Sepmolfjell fra 1345 m ned til ca. 1000 m og på ryggen NV fra Klubviktind enda lavere. På østsiden av den sistnevnte begynner fra ca. 900 m o. h. under brattstupet som nevnt et typisk U-formet profil etter en nordvestgående isstrøm, hvor nøyaktig den samme bergart viser en glattskurt overflate med tydelige skuringsstriper og uten noen forvitring. Her ser det altså ut til at blokkhavet ikke kan være dannet etter isens *endelige* tilbaketrekning, liksom det før er påvist at det må være eldre enn de nåværende stupbratte botnvegger.

De oppragende fjellpartier er dels som i Sepmolvarre slake platåalignende flaterester, som nesten kan minne om dem, som Th. Vogt (l. c.) har beskrevet fra Moskenesøy og I. Undås fra Vestfinnmark,¹ dels som i Klubviktind en steil topp med betydelig forvitring, men uten sammenhengende blokkdekke.

I vestligere deler av kartbladet har vi også et norittfelt, nemlig sør for Indre Tysfjord. Det ligger betydelig lavere og viser ikke den typiske blokkhavsdannelse. Bare den høyeste topp, Mølnelvtind, 1002 m o. h., har antydning til den. Derimot er den som nevnt typisk utviklet i glimmerskiferen i det vestligere Segelfjell, 1103 m o. h., ned til 1050 m o. h. Muligens vil man finne det samme på Spisstind, 1071 m, og Hundhodet, 1304 m, hvis øverste bratte toppkjegler imidlertid ikke ble undersøkt av forfatteren.

¹ I. Undås: Kvartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. N. G. T. Bd. 18, 1938.

Hva kartets vestligste område angår så er ryggen nord for ytre Æfjord, høyde 675 m o. h., tydelig isskurt. Fjellene vest for Æfjorden er i den grad oppstykket til skarpe tinder og egger av botner som er orientert fra et lokalt nedisningsområde, at det ikke kan avgjøres om innlandsisen har gått over toppene. Lenger sør ser vi at f. eks. Hulløya er tydelig isskurt til topps, 676 m o. h.

Det 850 m høye, frittstående Lifjell nord for Tysfjord kirke viser derimot isskuring og glatt overflate bare opp til ca. 750 m o. h., mens den ca. 100 m høye toppkjegle viser utpreget in situ forvitring med bergsmuldring og til dels utvitrete pegmatittblokker. Fjellet minner derfor sterkt om en nunatakk. At man imidlertid må være forsiktig med å trekke for raske slutninger i denne henseende, viser forholdene på Storfjell kort i nordøst. Stiger vi opp mot dette fjell fra sørsiden, møter vi kort over 600 m o. h. den samme in situ forvitring og vil trekke den samme slutning som for Lifjell. Høyere opp finner vi imidlertid snart i det forvitrete område mindre flater, som er bevarte rester av en tydelig isskurt overflate. Også toppen, 744 m o. h. er isskurt, og den nærliggende 950 m høye Ytre Russviktind viser en jevn, temmelig uforvitret overflate, om enn ikke med synlige skuringsstriper.

Som det framgår av foregående, er bergsmuldringen en prosess som i hovedsaken er postglasial. Den er i stor utstrekning kommet til utvikling i lavlandsområder, f. eks. Ballangsmarka, som sikkert må ha vært dekket av siste innlandsis. Derimot synes den vesentlig å opptre innen de områder som kan antas å være blitt isfri på et tidlig stadium.

Hva blokkhavsdannelse og forvitring på fjelltoppene angår, har vi sett at det atskillige steder kan påvises en mer eller mindre markert kontrast mellom denne og lavereliggende, tydelig isskurte områder, mest påfallende innen norittfeltet i nordøst. Denne grense synes å senke seg forholdsvis jevnt fra 1260 m o. h. på svensk side av grensen til ca. 750 m i kartbladets vestligste områder, men vel å merke med meget betydelige variasjoner.

Den naturligste og sannsynligste tydning av forholdet er naturligvis å anta at grensen representerer overflaten av siste

istids innlandsis, og at de oppragende partier overhodet ikke har vært isdekt i denne tid. Dette har tidligere vært hevdet av Th. Vogt og W. Ahlmann for andre deler av Ofotendistriktet. Helt kan man imidlertid ikke se bort fra muligheten for at de representerer tidlig frilagte områder, markert ved en lengere stillstand i isens tilbaketrekning, og dermed kommer i klasse med den før omtalte bergsmuldring.¹

C. Løse sedimenter.

Postglasiale elveavleiringer.

På grunn av elvenes relativt sterke fall får de bare sjelden anledning til å avleire materiale, og som det framgår av kartet opptrer slike avleiringer bare ytterst sparsomt. Hvor detritusførende elver munner ut i ikke for dype vann, ser man sanddeltaer under oppbygging, som i Storåvatn og Nedre Russvikvatn. Hvor det derimot tilføres finere breslam, uten at sterk gjennomgående strøm fører dette videre, vil vannet grunnes jevnt opp over store områder, som f. eks. Baugevatn.

Under den marine grense er elveavleiringer overhodet ikke skilt ut fra havavleiringene på kartet.

Havavleiringer.

Langs distriktets bratte kyster er det som rimelig kan være, liten plass til havavleiringer. I større utstrekning finnes de bare i Ballangen—Melkedals-området, for øvrig innskrenker de seg vesentlig til dalmunninger.

Den overveiende del av dem utgjøres av en utpreget *finsand*, som til dels opptrer i betydelige mektigheter og undertiden kan nærme seg mjøle i kornstørrelse. Egentlig leire er derimot temmelig underordnet og opptrer hovedsakelig blant de lavestliggende lag. Grovere sand er sjelden og finnes vesentlig under spesielle forhold, som nær gamle elvedeltaer.

¹ Alle observasjoner refererer seg til den siste istid. Om en eventuell eldre total nedisning sier de intet. Se O. T. Grønlie: On the traces of the ice ages in Northern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. XX, 1940 (utkommet etter at ovenstående var skrevet).

Da finsanden er meget ubehagelig som veidekke, og heller ikke egner seg til støpesand, har dette forhold skaffet atskillig bryderi for anleggene innen distriktet.

I Ballangen i nord er en meget fin sand dominerende i hele dalens bredde, opp til den marine grense på 90 m o. h., undertiden med enkelte store, rundete blokker innleiret. Først henimot Kalåen, øst for Stormyra, blir sanden grovere.

Østenfor Bjørkåsen grube danner den fine sand mektige terrasser, hvorigjennom bekkene har gravet seg meget dype furer. Hvor vanttunnelen fra Børsvatn føres ut i Ballangsbekken, ca. 5 m o. h., hadde man her et godt snitt, som viste 4 m finsand og derunder et forholdsvis tynt lag av typisk leire, som fylte alle groper i fjellet, med sterkt vannsig overalt langs leiroverflaten. De 4 diamantborhull langs tunnelaksen gir et typisk profil gjennom de her opp til 20 m mektige finsandterrasser. Fig. 63.

Også videre sørøver finner vi den samme godt lagete finsand opp til den marine grense, således vest for Bruksjordfoss (her med tynne lag av småkornet grus) og NV for Djuvatn, langs Olaelven, begge steder som store flater.

Det samme er forholdet i Melkedalen, men her (sør for Nygård) med atskillig leire opp til 65 m o. h. I denne høyde har jeg også sett leire i Nøkkelen vest for Ballangen, samt 70 m o. h. i bekk nedenfor 75 m-tjern ved Kjær i Grunnfjorden. Disse lokaliteter er det høyeste observerte nivå for marin leire innen Tysfjordbladet.

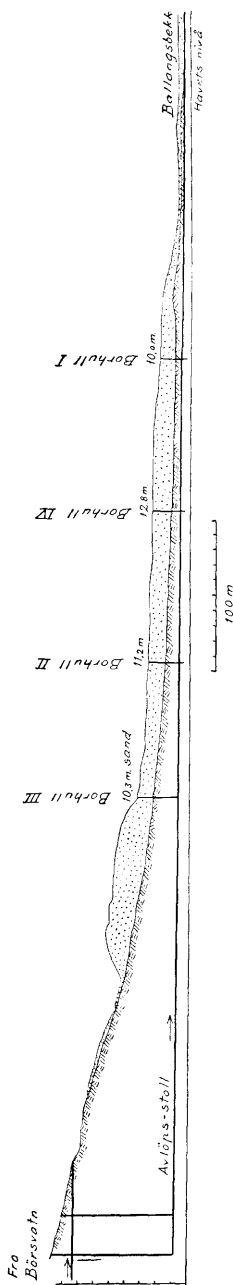


Fig. 63. Vannkraftanlegget ved Bjørkåsen, med 4 diamantborhull, som viser finsandens mektighet.

På lavere nivå finnes den rikeligere, særlig synlig i Djupåen vest for Ballangen (kloss nord for kartgrensen), hvor det bl. a. på 23 m o. h. er rikt skjellførende leire under mektige sandavleiringer.

Lignende forhold finner vi i de typiske fjorddistrikter. Ved Eiterdalens utløp i Storvatnet er høye terrasser av overveiende finsand, mens det ytre og laveste lag, ved Stemnes, allerede har meget leire iblandet. I Tysfjord, ved Sørfjord og Grunnvold dominerer en fin mjeleaktig sand, til dels sammen med en del leire.

Eiendommeligere er at terrassene ved den store Austerelv i Tysfjords bunn også overveiende fører finsand, men her riktignok med enkelte innleirete lag av grovere materiale. Det samme er tilfellet ved Musken, Stedfjordbotn og Stedfjord, sistnevnte sted dog med flere lag av grovere sand og grus enn ellers vanlig i distriktet.

Sementfabrikkens sandtak ved Storå viser et godt profil av vakker laget sand, som er meget karakteristisk, for i en grunnmasse av meget fin kvartssand er innleiret vallnøttstore og mindre steiner, men helt uten de mellomliggende størrelser av grovsand. Avleiringer av grov sand sees ved Tørnes og i Kjelkvika, mens tilsvarende ovenfor Ulvik i Skrovkjosen har sterkt skrå lagstilling, og antagelig er fluvioglasiale.

Liksom finere morénemateriale som bekjent er meget avhengig av undergrunnens beskaffenhet, vil også de marine sandavleiringer variere atskillig med bergartene i distriktet. Nordlands sementfabrikk i Tysfjord har gjort prøver med en rekke sandforekomster i distriktet. Alle som lå i glimmerskiferterreng viste seg sterkt glimmerholdige, og var enten dårlige eller ubrukbare som støpesand. Denne hentes derfor nå bare fra granitterreng, fra Hulløyhamn, Kjelkvika, og til dels Storå (hvor det meste av nedslagsdistriktet ligger i granitt).

Enkelte steder finnes typisk skjellsand nær havoverflaten, således på Sandskjær ved Hulløyhamn og flere steder i Æfjord. Ved Fornes i Æfjord er et 400 m langt, smalt eid oppbygd av en hvit sand, som utelukkende består av små bruddstykker av kalkalger (Lithothamnion).

Noe studium av de sparsomme fossile skjellforekomster innen kartbladet ble ikke foretatt av forfatteren.

Terrasser, strandlinjer, „den marine grense“.

Disse merker etter en tidligere høyere havstand opptrer relativt spredt innen kartbladet Tysfjord og fra før foreligger bare et par målinger av dem. Således bestemte Adolf Hoel i 1906 en terrasse i Sørfjord i Indre Tysfjord til 84 m¹ og Rekstad målte en serie terrasser i Musken i Mannfjord. (N. G. U. Dagbok 1918.)

Forfatteren har under feltarbeidet utført slike målinger hvor det var anledning til det uten å sinke arbeidet for meget, men ikke overalt. Alle disse er aneroidmålinger, og det kan ikke påregnes større nøyaktighet enn ± 2 à 3 m. De gjengis nedenfor fra nord mot sør.

Ballangen, Børsvatn, Melkedalen.

Kort nord for kartgrensen er det på Ballangnes en vakker strandlinje, som O. T. Grønlie² har bestemt til 90,8 m o. h. Da bestemmelsen er utført ved sikt på 4 km avstand, kan heller ikke den være noen presisjonsmåling. Sør for Stormyra, mot overgangen til Børsvatn, er en tilsvarende akkumulasjonsterrasse med en større plan myrflate og skarp grense mot fjellet. I henhold til Bjørkåsen grubers spesialkart ligger denne på 90 ± 2 m. En ganske lignende flate, og på samme høyde, finnes nord for Bruksjordfoss, altså bare 3 m over Børsvatnet, liksom vi også andre steder i Ballangsmarka kan konstatere et tilsvarende nivå, som representerer den marine grense her. Ved østre ende av Børsvatn er denne allerede 5 m høyere, og representert ved en lav akkumulasjonsterrasse, 8 m over vannet eller 95 m o. h.

Terrasseavsetningene på dette øverste nivå er relativt små, men noe lavere finner vi betydelig større terrasser. Nord for Tveråshaug østenfor Stormyra ble overkanten av disse målt til 74 m og ved Ballangsbekk like øst for grubene til 73 m. Flere mer eller mindre tydelige lavere terrasser ble ikke målt, men grubens funksjonærboliger står på en stor markert flate, 17 m o. h. I Melkedalen er det ved elvens sving sør for Nygård en markert terrasse på 55 m o. h.

¹ J. H. L. Vogt: Über die schräge Senkung usw. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 1, s. 27.

² N. G. U. publ. nr. 94, s. 9.

Storvatn i Råna.

Ved Rånvassbotn er ovenfor gårdene en stor terrasse på 80 m, og henimot Iselva en liten, høyeste terrassekant på 98 m o. h.

Ved Eiterelvens munning er en stor terrasse på 78 m, og på sørsiden av elven en stor terrasse på 94 m, som antagelig er den marine grense. Riktignok er her også en mindre terrassekant på 105 m, samt synlig laget sand i bekkeskjæring opp til 110 m, men disse siste er antagelig elveavleiringer.

Ytre Æfjord—Skrovkjosen.

Kort nord for Langvåg er langs Kobbevikelven en større, plan terrasseflate på 83 m o. h., som sikkerlig er den marine grense her.

Ovenfor Hestnes i Skrovkjosen er på nøyaktig samme høyde en strandlinje i moréne, på stedet nokså utydelig. Øst for Storvatn er i skar mot Skillesvik en markert terrasse på 60 m.

Stefjorden.

I den ødslige, trange og bortgjemte Stefjordbotn står huset på 25 m, overkant av første, mindre markerte terrasse er 40 m og øverste, godt markerte terrasseflate er 88 m o. h. Denne er bestrødd med vannslitte blokker og må antas å være den marine grense. Målingen stemmer dårlig med den ved Stefjord gård.

Ved Storelv (Stefjord gård) kort vestenfor er en hel serie av terrasser, som målt fra høyvannstand viser:

5 m o. h.	Nedre gård.
15 —	Utpreget.
25 —	Mindre tydelig.
31 —	Øvre gård, utpreget.
55 —	Meget utpreget.
67 —	Tydelig.
69 —	”
79 —	”
92 —	Kant av stor terrasseflate, ennå litt stigende og bestrødd med store blokker.

Den nøyaktige marine grense er her vanskelig å bestemme, da videre opp Storelvens dal fremdeles er atskillig sand og grus helt opp til kartets 193 m-flate. Dette er avleiringer enten etter elven eller en isdemt sjø, og er ikke tatt med på kartet.

Den lave terrasse på 15 m o. h. er også godt utviklet i bunnen av Tømmeråsfjord, mens de høyere her ikke ble målt.

Indre Tysfjord.

Ved Austerelvens munning er store terrasser på 6 og 10 m, mindre på 22 og 31 m, og den største av alle på 73 m i hjørnet mot Norddalen. Her og innerst i Austerdalen er utviklet en mindre terrasse på 98 m o. h., den høyeste i dalen og sikkerlig den marine grense.

Ved Somarset i Indre Tysfjord er tydelige terrasser på 6 m (huset), 15, 21 og ca. 54 m, og til omtrent samme høyde når de ved Straumen og ved Sørfjordvatn, 54—60 m. Ved Bugta i Sørfjord er betydelige terrasser på 74 m o. h., som i Austerdalen.

Øst for Grunnvoll, i skaret henimot Sørfjord, synes det å være en liten terrasse (marin?) på 103 m o. h. direkte mot en skrånende fjellur. Ved Tennstrand sør for Straumen er bare ubetydelige løsavleiringer, men likevel synlig en tydelig strandlinje, 7 m og ved Tverelvdalens munning en tilsvarende, 8 m o. h.

Ytre Tysfjord—Mannfjord.

Fra fjorden i sør sees på Kjøpsnes en forholdsvis tydelig strandlinje, litt lavere enn takskjegget på kirken, eller 49 m o. h. Ved Nes på den annen side av fjorden er en linje i omtrent samme høyde.

Den lave strandlinje på 6—8 m som er så utbredt i Tysfjord-distriktet, finnes igjen fra Hulløy gård og et par 100 m nordover i 8 m høyde, omtrent på nivå med Hulløyvatn. Omtrent tvers over fjorden, ved Bjørknes, er en andre strandlinje med terrasse, liten, men meget tydelig i 13 m høyde. Ute fra fjorden sees her også en noenlunde tydelig øvre strandlinje, som imidlertid på stedet synes meget utydelig, og ga en usikker bestemmelse på 78 m o. h. På Grindvikklubben SO for Tørnes

Ved utviklingen av den linje som her er betegnet med M. G. (marine grense), hadde isen åpenbart trukket seg tilbake også fra de fleste fjordbunner innen dette distrikt, hva som viser at det handles om en senglasial havstand. Høyere strandmerker er her ikke observert. På den tid da disse skulle vært utviklet dekket isen ennå vårt område, og hindret dannelsen av strandmerker. Denne periode kan derfor bare studeres i vestligere beliggende distrikter. På det i vest tilgrensende kartblad Hamarøy har således Rekstad (N. G. U. nr. 83) på Engeløy påvist strandlinjer, som svarer til en dypere nedsenkning av landet enn de ovenfor anførte.

De ovenfor som M. G. betegnete strandlinjer eller strandmerker stiger som det sees forholdsvis jevnt mot sørøst. Mens de i kartbladets NV hjørne ligger på omkring 80 m, ligger de i de sørøstligste fjordbunner på 98 m. Om de antas å tilhøre et synkront strandlinjenivå ville dette få en gradient på 0,6 m pr. km. For å avgjøre om de også virkelig er synkrone kreves både nøyaktigere og tettere målinger.

D. Bebyggelse og oppdyrking.

Som det framgår av kartet holder den overveiende del av bebyggelsen seg nede ved sjøen, på de forholdsvis sparsomme beboelige plasser nær stranden, i viker og botner av de mange fjorder og videre langs de finglasiale „innlandsfjorder“, særlig Melkedalen og Råndalen (Storvatnet). Alt dette ligger under den marine grense og jordsmonnet består i stor utstrekning av havavleiringer, for det meste sand. I fjordbotner og ved elveos kan disse være meget mektige og danne ganske store terrasser av sand og grus. De største er i Austerdalen i Indre Tysfjord, hvor de overhodet ikke er oppdyrket fordi Pollen regelmessig fryser til. De gamle fjordbunner i Ballangen, langs Børsvasselven og i Melkedalen består for det meste av ytterst finkornig mjeleaktig sand, underordnet noe leir, og derover ofte betydelige myrer. Der er store dyrkbare arealer.

Forresten varierer også havavleiringene betydelig med undergrunnens karakter. På kalkrike bergarter gir selv et grunt jordsmonn tilfredsstillende dyrkingsland, som i trakten omkring

Tysfjord kirke. Granittområdene i kartbladets vestre og sørvestre del er derimot påfallende nakne, og jordbrukerne må i svært mange tilfelle arbeide på et ganske tynt jorddekke, som er ytterst kummerlig, både kvalitativt og kvantitativt.

Over den marine grense er bebyggelse og oppdyrking meget sparsom. Vi finner den bare nordligst på kartbladet, i det slake, åpne terreng rundt sørfoten av Håfjellsmulden, fra Ballangsmarken over mot Tjelmarken. Jordsmonnet utgjøres her, foruten av morénejord, også i atskillig utstrekning av fruktbar primær forvittringsjord fra kalkrike glimmer- og hornblendeskifere. Selv her når imidlertid bebyggelsen ikke høyere enn til 180 m o. h. ved øverste Kalvås, som er kartbladets høyest beliggende gård.

I dette område mellom Ballangsmarken — Melkedalen — over mot Tjelmarken finner vi meget betydelige strekninger av dyrkbar, men udyrket jord, uten sammenligning de betydeligste innen kartbladet.

Her finner vi også utstrakte fjellbeiter, idet særlig Håfjellet er grønnkledd og gressbevokst til henimot 500 m o. h. Noe lignende er forholdet på de kalkrike skifere i Melkedalen, likesom de høytliggende morénesletter i Kjoskakoppi og Kalådalen NO for Børsvatn i betydelig utstrekning er gresskledd i samme høyde. Innen kartområdet for øvrig innskrenker de høyere-liggende beiter seg til mer eller mindre bratte skråninger nær fjordene. Seterbruk finnes ikke, bortsett fra en enkelt seter ved Hjertvatn, 255 m o. h.

Av kartbladets samlede landareal på 1266 km² er bare 0,7% oppdyrket, for en del endog dårlig dyrket. I forhold til dette blir derfor de dyrkbare arealer meget betydelige, men absolutt sett er det, bortsett fra de før omtalte områder i nord, bare temmelig små arealer som kan dyrkes. Som det sees av kartet, skyldes dette bare for en del bergartens karakter (granitt, mikroklingneis, særlig harde gneisglimmerskifere), for øvrig skyldes det det bratte terreng og de ytterst begrensede områder som ligger i tilstrekkelig liten høyde over havet.

Geology of the Tysfjord Map Area.

Summary.

The situation of the map Tysfjord is shown on p. 10. It comprises a very rugged country between the coast and the frontier, with several glaciers and mountains up to 1744 meter.

The present paper contains the geomorphology, general geology, tectonics and glacial geology of the district, further the history of mining, a full description of all the non-metallic mineral deposits and of those ore deposits, which are restricted to this map area.

The petrology and the rock analyses (amounting to more than 30) are reserved however for a special paper dealing with a wider district. The same is the case with the main ore deposits in the northern part, extending outside of the map area.

A main feature of the geomorphology of the district is the extreme westerly position of the main scandinavian watershed. Its distance from the head of some of the present fjords is only 3 km, and in late glacial time this distance in one place was only 1 km. From here the water runs 350 km eastwards to the Gulf of Bothnia. There is scarcely to be found a parallel elsewhere to such an extreme position.

The sceneries on both sides of this watershed are widely different, and nearly all of the fjords start abruptly with cirques without head-valleys. The watershed has not changed its position very much, and the courses of the present fjords represent a very old river drainage system towards west and north from a central mountain massive. They are not directed by faults or fissures. The glacial erosion has over-deepened the fjords and elongated them backwards towards the watershed. In Tysfjord is found the greatest depth within the continental shelf of Northern Norway with 897 meter.

The topography makes possible very favourable water-power plants.

Another characteristic feature of this glaciated area is very extensive masses of débris in some of the higher mountains, especially the noritic ones. In all probability they prove, that the latest glaciation has not covered the highest mountains. Also rock crumbling and post-glacial cañons and caverns are found in several places.

The map area comprises a section of the folded and metamorphic sedimentary and intrusive rocks of the caledonian mountain chain, bordered towards west and east by extensive granite massives. The western massive is the Tysfjord granite with its surrounding ortho-gneisses. By the deep syncline Kjøpsvik-Grunnfjord it is divided into two separate parts, the coast granite, which has a very wide extention, and the Kjøl granite, which terminates in a big anticline towards the north. They are identical and mutually connected in depth.

About 1—3 km east of the limit of the map begins the Skjomen granite, also an extensive massive, and also with similar gneisses in the overlying schists, just entering the map at Forsvatn. It is generally considered archæan.

The distance between the two granites and their gneisses reaches a minimum in the profile Forsvatn—Æfjord with only 11 km.

Within the map area no fossils have been found, and certainly never will be, because the sediments are so highly metamorphic.

On the map they have been designated as cambro-silurian in accordance with the general view of the age of these sediments in Northern Norway. The view is mainly based on the ordovician fossils, found at Sulitelma, with which district however no direct connection has yet been established. The map area gives no contribution to the solution of this question, but it can be proved, that the whole sedimentary series is completely concordant from top to bottom. The subdivision and connection of the different regions of the map on solely lithological lines is easy in the northern and south-eastern parts, but difficult in the western part on account of the intense folding.

The overthrust tectonics from the marginal regions of the mountain chain, on the Swedish side of the frontier, is not represented within our area, nor has faults of any importance been proved. The region belongs to the central part of the mountain chain, characterized by plastic folding in great depth. Such a folding has occurred not only about the main axes of the mountain chain, NNE, but also about more or less crossing axes. Moreover the geology is complicated by facial differences within the lower series or sediments.

The Tysfjord granite is a coarse-grained, light grey to pinkish, rather massive granite, but nearly always with a faint lenticular parallel structure, which in some regions may be quite prominent.

It is much re-crystallized. Of the primary minerals mainly the microcline-perthite is left. The rock is characterized by an iron-rich, hastingsitic amphibole with a quite small axial angle. Furthermore it carries nearly always small quantities of fluorite and epidote-orthite.

Above it follows a series of small- and evengrained granitic gneisses with a more prominent parallel structure and more aplitic composition. Especially in the Æfjord district, there also enters into this series broad bands of grey syenitic gneisses.

Between the Tysfjord granite and these gneisses is very often embedded a very persistent layer of a "bottom mica schist", sometimes accompanied by a sugar-grained, quartzitic rock. They are very sharply bounded towards the granite, less distinctly so towards the gneisses.

It appears from the foregoing, that the region has several features in common with the western border of the mountain chain in Southern Norway. The eye gneisses, the sparagmites and the migmatites are not represented, however.

During the field work it was likely to believe, that the Tysfjord granite were archæan, the quartzite and mica schist basal cambrian formations and the gneisses caledonian intrusives, pressed and folded together with the younger sediments.

The microscopic investigation proved however a close relationship between the granite and the gneisses. These are both characterized by their content of fluorite and epidote-

orthite. Within the granite are sometimes found precincts of fine-grained gneisses and within the overlying gneisses are locally found coarse-grained hastingsite-bearing parts, which can not be distinguished from the Tysfjord granite.

In the quartzite just above the granite was at one place observed a content of nearly 30 % fluorite, which can only have derived from the Tysfjord granite. As this mineral is incapable of sedimentary enrichment in a sandstone, the granite should be the younger one. Consequently the "quartzite" is either a quartz-rich border facies of the granite, or the intrusive has just reached the horizon of a pre-existing quartzite. The latter alternative is imaginable only because all intrusives here are quite parallel to the schistosity.

Only when regarding a bigger area en bloc the possibility appears, that the granite may to some extent cut the horizons. From the map it is seen, that the thickness of the strata between the granite and the leading horizon of calciferous mica schists (Reppi schists) is much less in the region north of Æfjord and north of Mannfjord, than in the intermediate region of Indre Tysfjord. North of the map area the granite reaches a considerably higher horizon.

Any contact metamorphism is not traceable on account of the high degree of regional metamorphism.

From what is said above it appears, that the Tysfjord granite possibly is a caledonian intrusive in the lowest horizons of the sediments. Quite conclusively this has not yet been proved, however. As it has very far-reaching consequences, for instance for the age of the eruptive series of Lofoten, I have preferred to use on the map only the term "eruptives of the bottom massive", without any age statement.

The Skjomen granite is only shortly mentioned, as it does not enter the map area. It is rather similar to the Tysfjord granite, but not more, than that they may be distinguished even in samples. It has a still more prominent double-grained texture, and is somewhat lower in lime. Therefore amphibole and epidote-orthite are lacking, but fluorite occurs.

The sedimentary series has two main divisions, an upper one with dominating carbonatic rocks, and a lower one with

dominating mica schists. Between them is a narrow, but very characteristic horizon of calciferous mica schist, partly carrying squeezed quartzitic and trondhjemitic pebbles (Elvenes conglomerate). Several features, suggesting a pseudo-conglomerate, are discussed. At any rate it does not represent any discordance.

The degree of metamorphism is rather uniform throughout the map area, corresponding to the deeper part of the mezzozone, and the mineral facies is therefore comparatively constant.

The mica schists carry more or less almandine garnets and nearly always plenty of new-formed oligoclase, but never potash-feldspar. In more calciferous schists epidote, rhombic zoisite and amphibole are added.

The upper series occurs only in the northernmost part of the map area, where it forms the southern end of the huge Håfjell syncline, expanding northwards. It consists chiefly of calcite marble and several beds of dolomite marble, mica schists and narrow quartzite beds.

Although considerably folded, the strata are regular and the sequence beyond doubt. The same is the case with the upper part of the lower series, comprising the important leading horizons of the Elvenes conglomerate, the Ballangen bituminous schists, the Skjåfjell sedimentary iron ore and the Melkedal crystalline limestone.

Further down the series consists of prevailing mica schists, more closely folded than before, with greater variations in thickness and facies and with considerably more intrusions.

Only the presence of a characteristic leading horizon, the calciferous mica schist (Reppi schist) permits the understanding of stratigraphy and tectonics in this lower series. Fig. 9.

It is a brown mica schist, rich in biotite and garnet. The lime is found partly in free calcite but mostly in amphibole, rhombic zoisite and oligoclase.

It shows a big anticline along an east—west axis, on the north and south side of which the outcrops are quite similar. On the north side its extension is rather limited and it changes gradually to ordinary mica schists. On the south side it forms the closed synclines of Botnelv and Paurovatn, and extends eastwards far into Sweden.

The strata further downwards consist again of ordinary quartz-garnet-mica-schists in great thickness, in their middle part with a bunch of limestone layers intercalated.

The folding is here so intense, with recumbent folds and inversions, that it is impossible to follow the horizons in detail. On the whole it seems however, that the limestone sedimentation has had a limited lateral extension, gradually vanishing towards east and west.

The mighty crystalline limestones of the partly overfolded syncline of Kjølsvik (in south-west) belong to an horizon above the Reppi schist. On probably the same horizon it occurs on a smaller scale in the Botnelv syncline, but not in the Pauro syncline.

Plenty of eruptive rocks, mainly basic ones, are found in several horizons of the sedimentary series. Most of them occur within the lime-bearing horizon below the Reppi schist and between this one and the Melkedal limestone, more scantily above this horizon, very scarce and exclusively basic ones above the Elvenes conglomerate.

Except the Råna norite field none of these form big, consistent massives. This is of general interest, because the region obviously belongs to the bottom part of the mountain chain. The considerable overthrust shelves of amphibolitic and syenitic rocks which occur along the eastern border zone of the mountain range (in Sweden) are supposed to have come from the west, but obviously do not have their origin in the region here treated.

A considerable part of the eruptive rocks are proved to be intrusives, others are more questionable, but it has not been possible to give positive proofs for the existence of effusives. The basic eruptives may be divided into 3 main groups:

1. *Hornblende schists and amphibolites with or without garnets.*

They form extensive bands within the sedimentary schists, are folded and metamorphosed together with them, and like them completely recrystallized. When alternating bands of trondhjemite occur, they are always sharply bounded and distinctly younger.

They are accompanied by numerous small bosses of serpentized and talcose olivine rocks. Fig. 33.

2. *Foliated gabbroic and dioritic rocks.* Fig. 33.

These are more coarse-grained, lighter and more differentiated. The composition varies from ordinary gabbroic through ossipite-gabbro and gabbro-diorite to quartz-diorite. They are closely connected with the big trondhjemitic intrusive in the same region. The whole series is recrystallized.

3. *The norite fields of Råna and Sørfjorden.*

The differentiation of the Råna field has formerly been treated by the author.

In two respects they differ from the basic eruptives, mentioned above. A considerable part of the rocks are quite massive and fresh. Where a recrystallization has taken place, it has followed somewhat other lines. The plagioclases are much less decalcified and instead of the common dark amphibole, a colourless edenitic one has developed. The rocks therefore, to be of such basic composition have a very light colour on account of the high magnesia content.

In the olivine rocks, the serpentization and talc formation, characteristic of the bosses, mentioned above, has generally not taken place. Instead we meet magnesia amphiboles and white chlorites.

While the older eruptives are quite passively associated with the sediments in which they occur, and have gone through the same development, the norites have a more independent behaviour. Sometimes they cut the surrounding schists and they have actively influenced the tectonics of their surroundings.

In several other places in Northern Norway, such big, independent masses of basic intrusives occur, but very scattered. Thus the field of Råna has a very isolated position. For considerable distances, the only similar occurrence is the small erosion rest, which remains of Sørfjorden norite field.

Therefore it is striking to find them both on exactly the same horizon and in a mutual position, which is parallel to the main axis of the mountain chain, NNE. As the individual norites are obviously connected with east—west axes, they have probably never been directly combined.

Along the eastern and northern border of the Råna field are found light, diopside-bearing contact-metamorphic schists, supposed to belong to the calciferous Reppi schists.

Within the Råna field is a number of rock types, as a result of differentiation and varying degrees of the metamorphism, which partly at least must be an auto-metamorphism.

A summary of the rock types is given in my paper: Field observations in Northern Norway (*loc. cit.*) and a petrological paper on the rocks and nickel ore deposits will follow. A review of these will therefore not be repeated here. It should only be recalled, that a broad zone around the whole field consists of ordinary norite with numerous segregations of olivine rocks, and numerous nickel deposits. The central part consists of quartz norite, completely without such segregations and ores.

The mica schists on the southern and eastern sides are dipping distinctly below the norite, as is plainly seen in the norite-capped Tverfjell. On the western and northern sides they are dipping from the norite. In its western end the norite pinches out between the schists, and the nearest leading horizons, the Reppi schist and the Melkedal limestone, pass the norite field without disturbance, respectively in its foot-wall and hanging-wall.

It was therefore most likely to consider the norite as a phacolithic intrusion between the schists, with a basic border zone along the upper as well as the lower side.

In its north-eastern end, on the contrary (outside the map area), the norite is not intruded between the schists, but these are arching smoothly around it. Moreover, as is seen on the map and on fig. 41, the sediments between the two leading horizons mentioned, have suffered a very considerable increase in thickness on account of repetition folding, an effect of or a cause for the intrusion of the norite.

The possibility therefore exists, after all, that the norite in reality fills a syncline, overfolded towards the south. The consequence of this would be, that the noritic border zone with its ultrabasic segregations and ore deposits would all belong to the bottom zone of the field, and the quartz norite to the top zone. This would greatly simplify the understanding of the

differentiation process. It would be a normal gravitational differentiation in analogy with similar processes in many parts of the world.

The acid intrusives of the map area are besides the trondhjemite field, mentioned above, a great number of sills, dikes and injection zones. Where they are abundant, they are shown on the map by red dashes, but scattered dikes occur nearly everywhere below the Elvenes conglomerate.

A special group are schistose sills of more or less aplitic granite-gneiss, rich in microcline. They are quite similar to the border gneisses of the Tysfjord granite and occur in the mica schists nearest above them. Further upwards they are wanting, but with one exception. In the Ballangen bituminous schists we meet a very similar sill (fig. 47) and moreover a series of schistose, pyrite-bearing sills, where the microcline is still more dominant.

The other dikes are younger and have no parallel structure, but in other respects they are varying considerably. So the texture varies from aplitic to pegmatitic and the composition from trondhjemitic to leuco-granitic, according to the quantity of potash feldspar. This quantity is difficult to determine macroscopically. Therefore the collective name "granitic dikes" has been used on the map, although on the average they are probably more trondhjemitic.

Most of them are injected as dikes, lenses and veins, more or less parallel to the schistosity. The pegmatites are the only rocks in the district, which distinctly cut it. The more coarse-grained the dikes are, the more independent they may be of the schistosity and the more enriched they may be in potash feldspar.

In some horizons they get more the character of granitization zones than individual dikes, with numerous small lenses, patches and feldspar-porphroblasts. This is especially the case in a very extensive belt above the Reppi schist, which has got the name *Gicce gneiss*.

It is obvious that these dikes and granitization zones are rare in the neighbourhood of the Tysfjord granite, and have no connection with it. As appears from the map, the dominant

part of them occurs within the schist series between the Reppi schist and the Melkedal limestone, or near the horizon of the norite fields.

The dikes are cutting not only the sedimentary, but also the eruptive rocks of the district. Especially for the pegmatite-grained dikes, this applies without exception, thus including the thronhjemitic rocks and all the rocks of the norite fields. It has been directly proved for some of the pegmatitic dikes here, that they are identical with those in the mica schists. For the more fine-grained and more trondhjemitic dikes, which cut the norite in great number, such a correspondence has not yet been demonstrated, and the possibility exists, that they are of two different origins.

Tectonics. Fig. 9.

A plastic folding dominates the tectonics of the region. It includes not only the sedimentary, but most of the eruptive rocks. The main folding axis has the direction NNE, parallel to the caledonian geosyncline. To this belongs the huge and symmetrical Håfjell syncline, which determines the tectonics for considerable distances northwards, but barely enters the northern part of the map area. An interrupted continuation of it is the Kjøpsvik—Grunnfjord syncline, narrowing southwards and overfolded towards the west. A parallel syncline occurs in the mountain region near the frontier.

Equally pronounced is a series of foldings along more or less east—west-running axes. Most considerable is the wide anticline in the middle part of the map area, responsible for the exposure of the Tysfjord granite far eastwards in the Æfjord district.

This interference between two crossing folding axes brings about several characteristic features. In the southern region we meet several "closed synclines" with the strata from all sides dipping centripetally towards a centre.

East of Æfjord we have a watch-glass-formed dome of the granite surface in an imposing amphi-theatre, just where two anticlines are crossing each other.

At several places it is observed, that the east—west axes must be somewhat younger than the others. So the Håfjell syncline towards southwest is abruptly cut off by a marked system of crossing axes, which eastwards are running parallel to the border of the Tysfjord granite, but westwards are intersecting it. They bring about the marked deviation of the strata into a resultant syncline up the Melkedal valley and a marked corrugation of the strata in both wings of the Håfjell syncline. They also bring about an up-turning of the northern end of the Kjøpsvik syncline. Similar results are observed at some places in the eastern main syncline.

It is the east—west axes which determine the form of the norite fields. When over-folding has taken place, it proceeds always westwards along the main axes and southwards along the east—west axes.

Ore- and mineral deposits.

The oldest mining in the district dates back to 1673, when a small copper mine and smelter was worked in Ballangen for some years.

Presently only the *Bjørkåsen* mine is worked. It is situated in the northern part of the map area, and is one of the more important pyrite mines of Norway.

Some other ore deposits may eventually prove to be workable, especially on nickel, pyrites and copper.

The ore deposits described here, from the southern and western part of the map area, have more theoretical than practical interest.

1) Copper ore veins on the horizon of the biggest trondhjemite intrusion of the district. They occur in mica- and amphibole schists at *Botneid*, *Baugevatn* and *Bugtedalen* in connection with trondhjemite pegmatites and quartz veins and lenses. Characteristic gangue minerals besides quartz are ankerite and tourmaline. The ore minerals are bornite, some chalcopyrite and chalcocite and locally traces of secondary covellite.

The bornite is primary, partly with faint exsolved drops of chalcopyrite. The greater part of the chalcocite is also primary, typically lamellar and rhombic, with bornite still in solution.

2) Iron ore with "skarn" minerals in the aplitic granite gneiss at Æfjord. *Jernlien mine*. The ore is magnetite with about $\frac{1}{5}$ hämatite in granoblastic texture. It is accompanied by considerable masses of "skarn", consisting of an andraditic garnet, very rich in manganese, an iron-rich epidote, some biotite and much fluorite. The ore and skarn masses form a series of lenses, up to 4 m wide, directly in the granite gneiss, near the border alternating with thin parallel bands of the gneiss. Most probably they represent original inclusions of limestone. The ore is of very good quality, but the quantity is very moderate.

3) Pyrites, copper- and iron ores together in the syenite gneiss of outer Æfjord.

Several deposits occur within a belt of 6 km length from *Fornes* to *Valle*. They are partly poor impregnations of pyrites alone, in grey gneiss, and partly narrow mineralized "skarn" zones in the same gneiss, containing pyrite, chalcopyrite, bornite and magnetite. The skarn minerals here do not include andradite and fluorite, but consist of epidote, biotite, pyroxene, hastingsitic amphibole of the same type as in the Tysfjord granite, and moreover almandine. Molybdenite occurs on small crossing veins of oligoclase pegmatite.

In a deposit at Skrovkjosen is found aegirine-augite. Within the coarse-grained Tysfjord granite are found small deposits of similar types, proving the relationship between the granite and the gneiss rocks.

4) Galena and sphalerite on fissure veins within the Tysfjord granite at *Funtaffjell* north of Mannfjord, exactly at the place where it is overfolded in a sharp saddle.

Among the non-metallic minerals of the district, the most important are found on pegmatite dykes, mainly feldspar, pure quartz and muscovitic mica.

The *Hundholmen* deposit within the Tysfjord granite is perhaps the biggest individual feldspar deposit of Norway. It has produced altogether 80 000 t of feldspar and 40 000 t of quartz, both very pure.

The chemical calculation of the feldspar is given on page 240. It contains more than 1% rubidium-feldspar, but lime is nearly

absent. The deposit contains several rare minerals. It was here, that Th. Vogt in 1910 found the new mineral yttrifluorite.

A pegmatite dyke at *Eiterdalen* within the norite field of Råna is noteworthy for a considerable mass of very pure quartz, containing 99,84% SiO_2 . Within this field is also found a series of small pegmatite dykes, which have been worked for mica (muscovite). They do not seem, however, to be of very much importance.

The district contains nearly unlimited quantities of crystalline limestone and dolomite. The limestone has so far been used only for a cement factory at Kjøpsvik.

Explanation to some of the figures.

Text-figures.

- Fig. 2. Tysfjord map area with environs. The scandinavian main watershed with recent glaciers, direction of ice striæ (arrows) and length of eventual tunnels through the watershed.
- » 3. The late glacial fjord of Melkedalen.
 - » 5. Development of the Æfjord. It began as a fluvial glen along the strike of the mica schists and was deepened vertically down into the granite by glacial erosion.
 - » 6. Depths of Tysfjord and its branches.
 - » 9. Folding systems of the Tysfjord map area. Distribution of limestone (black) and Reppi-schists (dotted).
 - » 10. Chapter numbers of the detailed description.
 - » 12—13. Longitudinal and transversal section of the Botnelv syncline. Legend: see geological map. K=limestone.
 - » 15. Western, overfolded part of the Botnelv syncline.
 - » 17. The anticline of Tverelvdal. Black=limestone. Row of dashes=bituminous schist.
 - » 18. Transversal section across the same anticline.
 - » 20. Section across the quartzite west of Baugevatn, with limestone layers (k).
 - » 21. Section from the Tysfjord granite at Mannfjord (Dappa fjell) across the granite anticline of Æfjord to Melkedalen.
 - » 22. The series of strata above the granite at Mannfjord. Seen from the church of Tysfjord.
 - » 23. Detailed map of the complicated folding at the northern end of the Kjøpsvik syncline. Black=limestone. Dotted=quartzite. Crossed dashes=aplitic granite gneiss.

Fig. 24—25. Alternative sections along the line A—B of fig. 23. In reality the syncline at its northern end has been overfolded to an anticline.

- » 29. Profile section across the narrowest part of the mountain chain sediments, from the Tysfjord granite at Æfjord to the Skjomen granite east of the map area.
- » 30. Outline of the N—S-syncline, crossed by the E—W anticline in the mountain region. Below: Schematic sections in different depths of the big synclines of the mountain chain.
- » 31. Details of the geological map east of Gjeitvatn.
- » 32. Quartz lenses in gneissic mica schists.
- » 33. Outline of the geological map. The small serpentine bosses are indicated by circles, whose thicknesses indicate the degree of talc formation. The by-standing numbers give their approximate area in square meters. The map shows also the distribution of foliated gabbroic rocks. The small diagonal crosses show the position of copper ore veins.
- » 34. Folded serpentine boss.
- » 35. Folded alternating bands of foliated gabbro and oligoclase granite.
- » 37. Detail of map SE of Børsvatn. Folded, flat-lying sheet of trondhjemite (black) in mica schist (white) with pegmatite dykes (dashes).
- » 38. Mica schists overlying the granite gneiss. East side of Æfjord.
- » 40. The syncline of syenite gneiss (dots) and granite gneiss (rods) above the Tysfjord granite. Outer Æfjord.
- » 41. The mica schist series between the Melkedal limestone and the Reppi schist, with gneissic, granitized bands (dashes) and rusty zones (dots), widening towards the Råna norite field in the north-east.
- » 43. The south-western end of Råna norite field. Black=peridotite. Simle fjell.
- » 44. Section across the folded noritic offsets northeast of Kjoskåkoppi. Black=peridotite.
- » 45. Granitic dikes near the foot-wall of the norite. Eiterdalen mine. Klubvikind.
- » 47. Transversal section between the limestones of Melkedalen and Håfjell in the Bjørkåsen region, showing schistose granite (crosses), bituminous schists (dotted), amphibole schists (diagonal striæ) and Elvenes conglomerate (rings).
- » 50. Old maps, showing the situation of the old copper mine at Ballangen.

- Fig. 53—54. Copper ore veins at Baugevatn (54), with accompanying metazomatic alteration of the amphibole schists alongside (53).
- » 55. Jernlien iron mine. Lenses of magnetite and "skarn" silicates in the granite gneiss.
 - » 57. Hundholmen feldspar- and quartz quarry. From outside: Massive granite, foliated granite, aplitic border zone, central mass of pure feldspar and quartz.
 - » 58. Pure quartz mass at Eiterdalen.
 - » 59. Distribution of muscovite-bearing pegmatite dikes.
 - » 60. Hypsographic curve for the Tysfjord map area, showing the middle height and the middle snow line (glaciated area).

Plates.

- Pl. I, fig. 1. Typical scenery east of the watershed.
— fig. 2. Typical fjord scenery west of the watershed.
- Pl. II, fig. 1. The peaks south of Æfjord. To the right Tysfjord granite, covered by granite gneiss and mica schists.
— fig. 2. The Æfjord, parallel to the schistosity. To the left granite mountains, to the right mica schists.
- Pl. III, fig. 1. Typical cirque at the head of Æfjord.
- Pl. V, fig. 1. The Frostis glacier at Isvatn.
- Pl. VIII, fig. 1. Presttind. The flatly dipping surface of the Tysfjord granite, with beginning inversion in the right foreground.
— fig. 2. Kopptind. The Tysfjord granite and above it the granite gneiss (steep wall) and mica schists (flat shoulder).
- Pl. IX, fig. 1. In the foreground landscape of mica schists and limestone. The Sepmol mountain in the background is norite. Djupvatn with outlet directly in a waterfall.
— fig. 2. Surface of Sepmolfjell covered by débris, sharply cut towards the valley of Storvatnet. Dyke of trondhemite in norite.
- Pl. XI, fig. 1. Stringers of tromhemite in amphibole schist of Bruksås.
— fig. 2. Schistosity zone in trondhemite.
- Pl. XIII, fig. 1. Conglomerate of Elvenes.
— fig. 2. Calcite marble of Håfjell, with cavern.
- Pl. XIV, fig. 1. Polished section of ore at Bugtedal. Chalcocite (light), displacing bornite.
— fig. 2. Folded amphibole schist, disintegrated in situ to sand.
- Pl. XV, fig. 1—2. Polished sections of ore at Botneid mine. Bornite (grey) and lamellar chalcocite (white), locally in graphic intergrowth.

- Pl. XVI, fig. 1—2. Polished sections of ore at Botneid. Rhombic chalcocite (Cu-gl.) with one distinct cleavage, a little bornite and a tabular hämatite (Fe-gl.). Fig. 2 shows some ilmenite lamellæ in the hämatite.
- fig. 3. Polished section of ore from Fornes. Chalcopyrite (Cuk) and a crystal of magnetite (M) with inclusions of bornite (B).
- fig. 4. Leaves of blue covelline along borders and fissures in bornite (grey), but not in chalcopyrite (white).





Fig. 1. Gjeitvatn og Bukkevatn, sett fra Kjelvatn. Isfjell i bakgrunnen tilv. Glimmerskifer og kalk. Typisk høgfjellslandskap. St. Foslie³⁰s 1915.



Fig. 2. Sørfjorden (i forgrunnen) og Indre Tysfjord, sett fra SO. Typisk fjordlandskap. Rendriftsinspektør Nissen 1916.

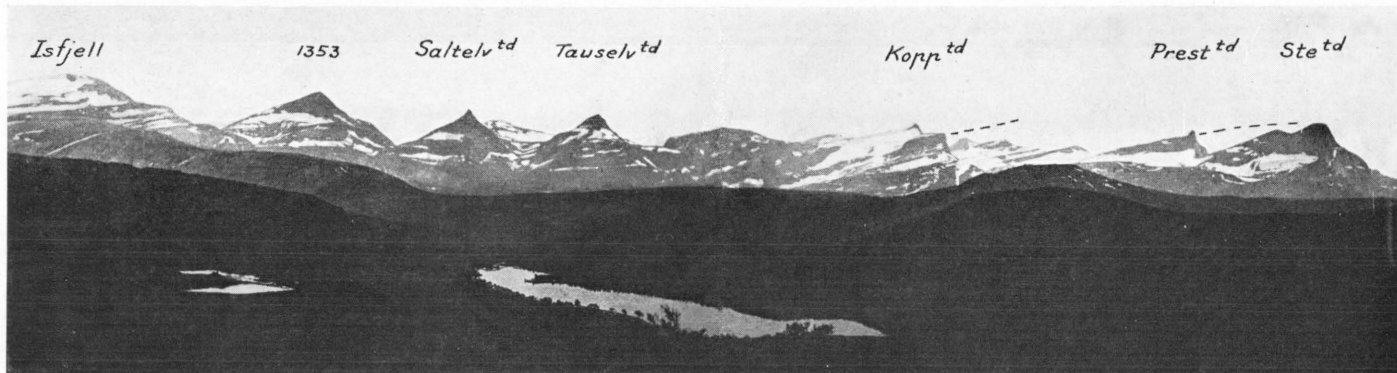


Fig. 1. Tinderekken sør for Æfjord, sett fra Skjåfjell. I forgrunnen Store Melkedalsvatn. St. Foslie $\frac{1}{8}$ 1915.



Fig. 2. Æfjorden og Forsavatn fra sørøst. Rendriftsinspektør Nissen 1916.



Fig. 1. Æfjordbotn, sett fra Skårvasseid. Typisk fjordbotn.
Tilv. 1353 m-topp, tilh. Saltelvtind. St. Foslie 27/6 1913.



Fig. 2. Utløp fra Gammeløftvatn til Austerdalens botn.
I bakgrunnen Saltelvtind. Kapt. O. B. Getz 1913.



Fig. 1. Utsikt fra Storrita vestover Guovddelas jvr.
I bakgrunnen Isfjell, i forgrunnen Forsvatn med fossen, til venstre Filtind.
St. Foslie ^{21/8} 1918.



Fig. 2. Fra vestlige bukt av Guovddelas jvr. sett sørover.
Skifer- og kalkfjell. St. Foslie ^{14/9} 1915.



Fig. 1. Frostisen med Isvassbreene. I bakgrunnen Frostistind. St. Foslie 7/8 1915.



Fig. 2. Tysfjord kirke. Til venstre Stetind, dernest Presttind, til høyre Hundhodet. I forgrunnen kalk. St. Foslie 2/9 1920.



Fig. 1. Utsikt nedover Melkedalen. I forgrunnen Skårvatn. Skiferterreng. St. Foslie august 1914.



Fig. 2. Ryggen mellom Æfjord og Forsavatn sett fra NV. St. Foslie ²⁵/₆ 1913.

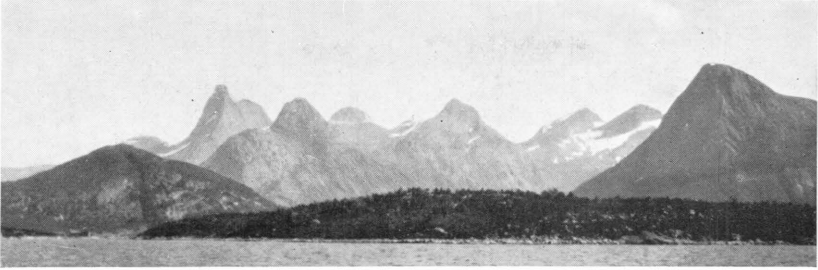


Fig. 1. Fra Haukøy mot SO. Tilv. Stetind, tilh. Mulbugttind.
St. Foslie 7/7 1929.



Fig. 2. Æfjords granittfjell, tilv. Kuglhornet, tilh. Eidetind, sett fra Kufjell.
I forgrunnen Kjerringvik-strømmen. St. Foslie 25/6 1913.



Fig. 3. Hundholmen feltspatbrudd. Flat benkning i granitten. St. Foslie 7/7 1929.



Fig. 1. Presttind. Overflaten parallell med skifriheten. Til høyre sees den begynnende overhvelving til inversjon. Løytn. Sigv. Hansen 1910.

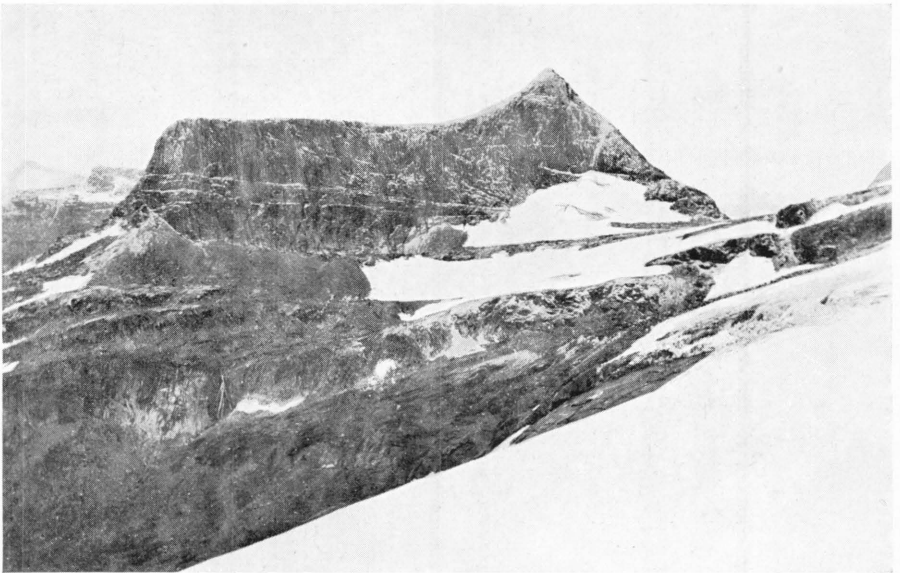


Fig. 2. Kopptind. Tysfjordgranittens flattliggende overgrense markeres av den nedre av de parallelle snølinjer. Brattskrenten er granittgneis, overflaten av den flate skulder er glimmerskifer. Kapt. Hjort 1912.



Fig. 1. Djupvatn med utløp direkte i foss. Bakenfor sees Grunnvatn.
Glimmerskifer og kalk. I bakgrunnen Sepmolfjell, noritt.
St. Foslie ²⁵/₆ 1913.



Fig. 2. Sepmolfjells østre rygg med blokkhav og knivskarp
avskjæring mot Storvatnet. I brattveggen sees trondhjemitgang.
St. Foslie ¹²/₈ 1915.



Fig. 1. Frostistind (1744 m), sett fra Tverfjell. St. Foslie 29/8 1916.

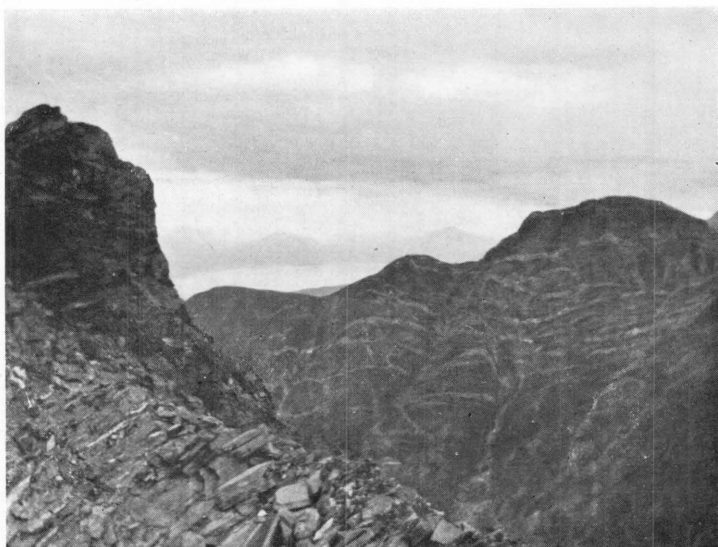


Fig. 2. Undergrensen av noritten i SO-hjørnet av Tverfjell med karakteristiske forvittringsformer Til høyre Klubviktind med trondhemitt-ganger. St. Foslie 29/8 1916.

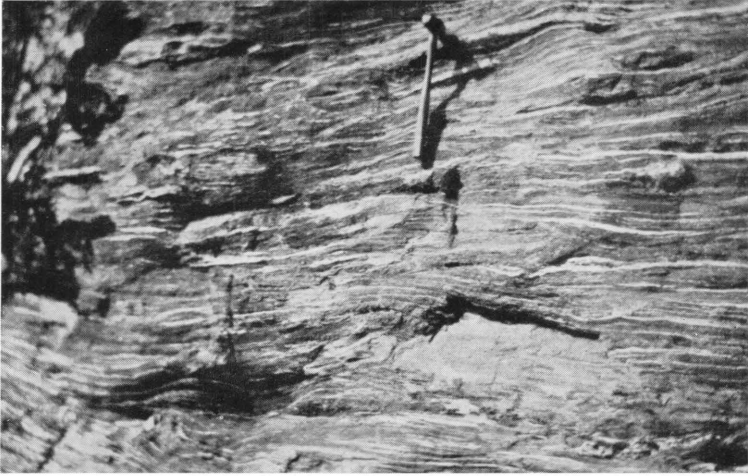


Fig. 1. Hornblendeskifer med smale trondhjemit-striper.
Skrent øst for Slettås, nord for Bruksås. St. Foslie fot. $\frac{29}{8}$ 1916.



Fig. 2. Forskifringssone i trondhjemit ovenfor Bruksås.
St. Foslie fot. $\frac{5}{7}$ 1934.



Fig. 1. Trondhjemitt-gang gjennomsetter granittskifer.
Kirkåsen, Ballangen. St. Foslie oktober 1916.

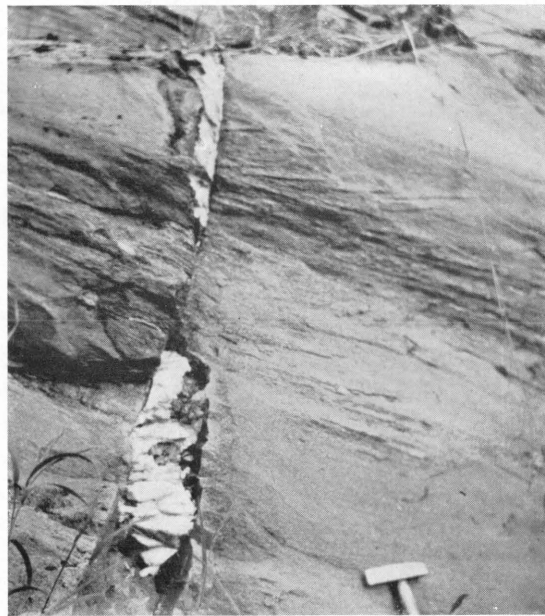


Fig. 2. Gang ved Dalvatn. Blekning av hornblendeskiferen på sidene. St. Foslie august 1914.



Fig. 1. Konglomeratisk kalk-glimmerskifer. Løs blokk nord for Elvenes.
St. Foslie fot. $\frac{5}{7}$ 1934.

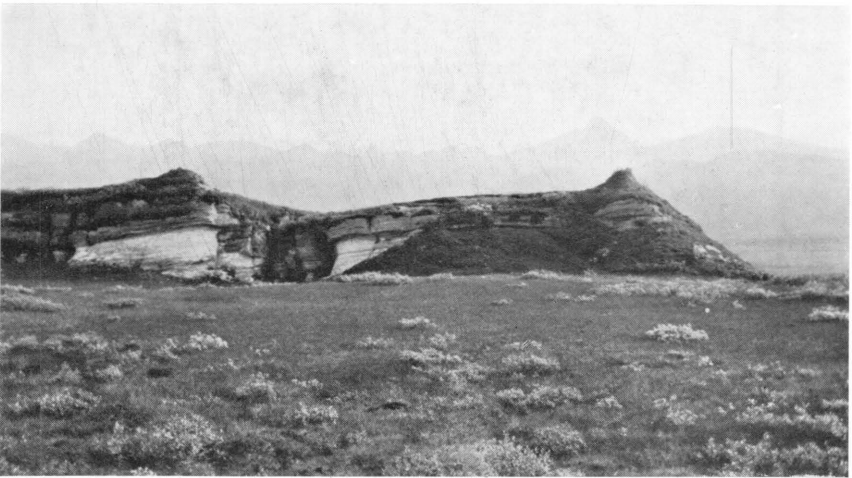


Fig. 2. Vannslitt kalkbenk med grotte. Ovenfor Kalvås. Håfjell. St. Foslie.

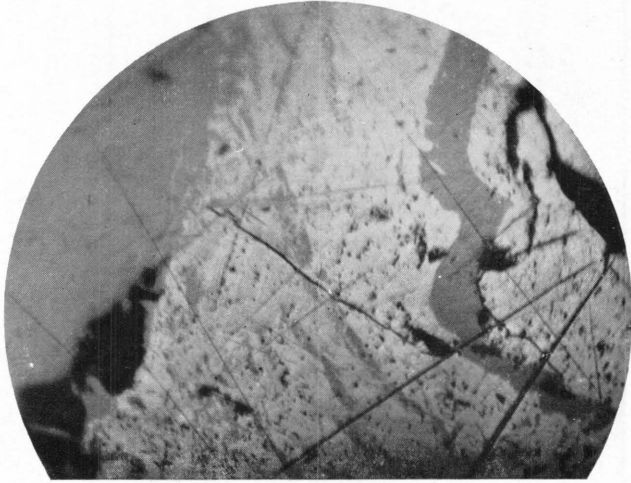


Fig. 1. Bornitt (mørk grå) og kobberglans (gråhvit) med fortreningsrester av bornitt. Bugtedalen skjerp. Polerslip. Oljeimmersjon $\times 225$. St. Foslie fot.



Fig. 2. Hornblendeskifer, forvitret in situ til sand. Sidevei til Bruksjord, Ballangen. St. Foslie fot. ^{22/7} 1915.

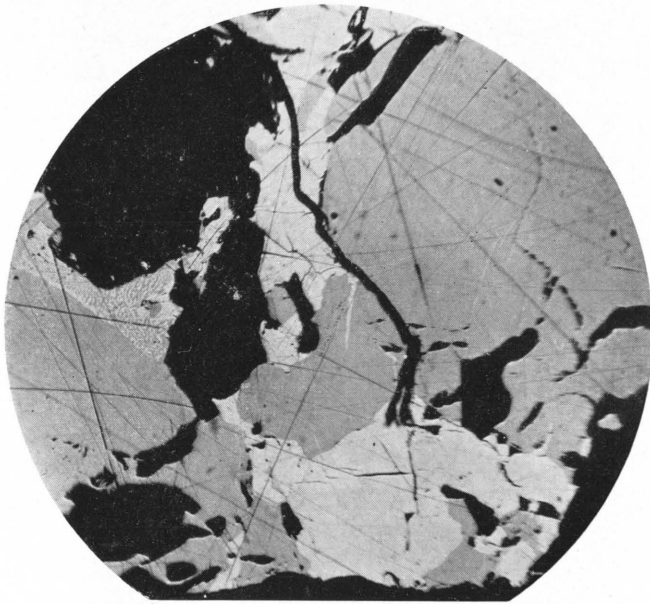


Fig 1.

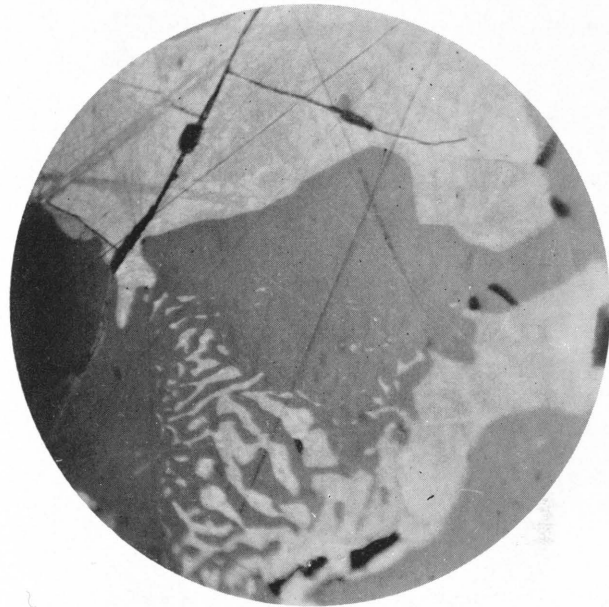
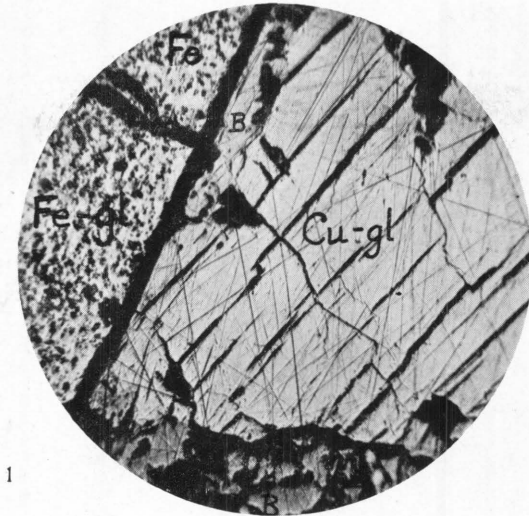


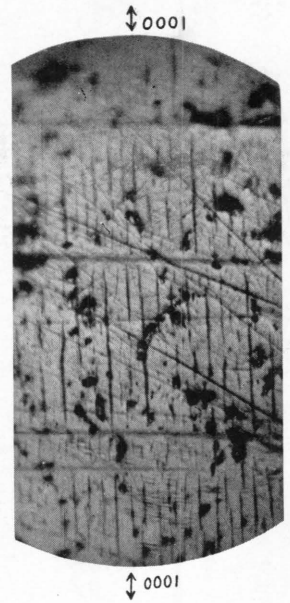
Fig. 2.

Fig. 1. Bornitt (mørk grå) og lamellær kobberglans (gråhvit), til venstre i grafisk sammenvoksning. Svart = silikater. Botneid-gruben. Polerslip $\times 45$. St. Foslie fot.

Fig. 2. Samme som fig. 1. Kobberglansens gitter-lamellære struktur sees, også der hvor den er grafisk sammenvokset med bornitt. Polerslip. Oljeimmersjon $\times 225$. St. Foslie fot.



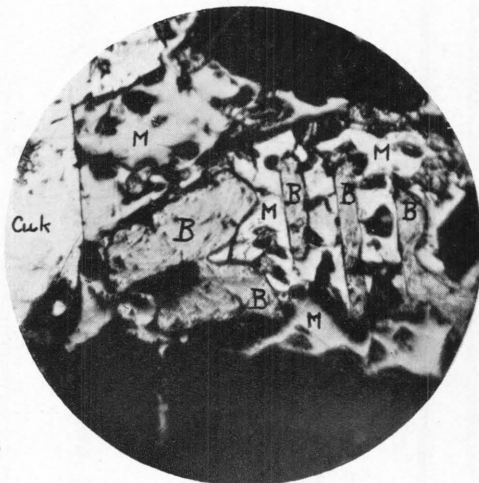
1



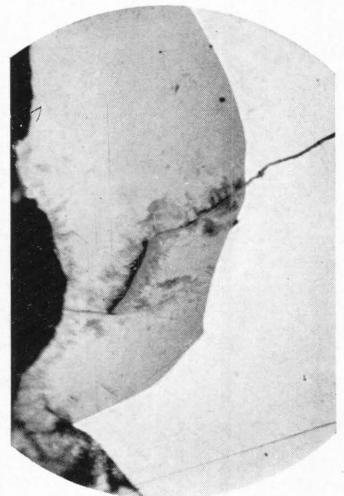
2

Fig. 1. Rombisk kobberglans (Cu-gl) med én tydelig spalteretning. Litt bornitt (B). Innleiret plate av jernglans (Fe-gl). Botneid-feltet. Polerslip $\times 45$. St. Foslie fot.

Fig. 2. Jernglansen fra fig. 1. Innleiret sparsomme strenger av ilmenitt, særlig efter basis (0001). Oljeimmersjon $\times 450$. St. Foslie fot.



3



4

Fig. 3. Magnetitt (M) med inneslutninger av bornitt (B), men krystallbegrenset mot kobberkis (Cuk). Gamle synk. Fornes, Æffjord. Oljeimmersjon $\times 225$. St. Foslie fot.

Fig. 4. Covellin i vakre blå blader langs grenser og sprekker i bornitt (grå), men ikke i kobberkis (hvit). Sort = silikater. Baugevass-feltet. Oljeimmersjon $\times 170$. St. Foslie fot.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

Geologisk Kart

TYSFJORD

av

STEINAR FOSLIE

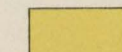



Oslo 1931

Topografisk kart over kongeriket Norge

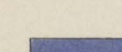
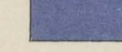
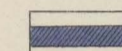
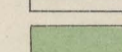
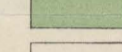
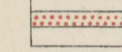
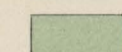
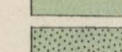

Gradavdeling M 10

Farve- og tegnforklaring









Kvartær (Quaternary)

-  Hav-avleiringer (Marine deposits)
-  Elve- og issjæleiringer (River and ice-dammed lake deposits)
-  Bre-avleiringer (Morainic drift)
-  Endemøener (End-moraines)

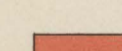

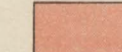
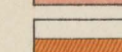
Metamorf sedimenter. Kambro-silur (Metamorphic sediments, cambro-silurian)

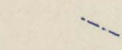
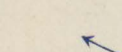
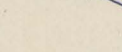
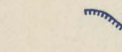
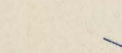
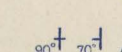
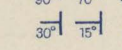
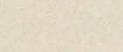
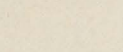
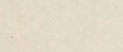

-  Kalkmarmor (Calcite marble)
-  Dolomitmarmor (Dolomite marble)
-  Glimmerskifer, øvre avdeling (Mica schist, upper series)
-  Konglomerat (Conglomerate)
-  Glimmerskifer og gneis, nedre avdeling (Mica schist and gneiss, lower series)
-  Kontaktmetamorf. (Contact metamorphic)
-  Bituminøs skifer (Ballangen-skifer) (Bituminous schist)
-  Jernmalm-horizont (Iron ore horizon)
-  Kalkglimmerskifer (Calcareous mica schist)
-  Kvartsitt (Quartzite)

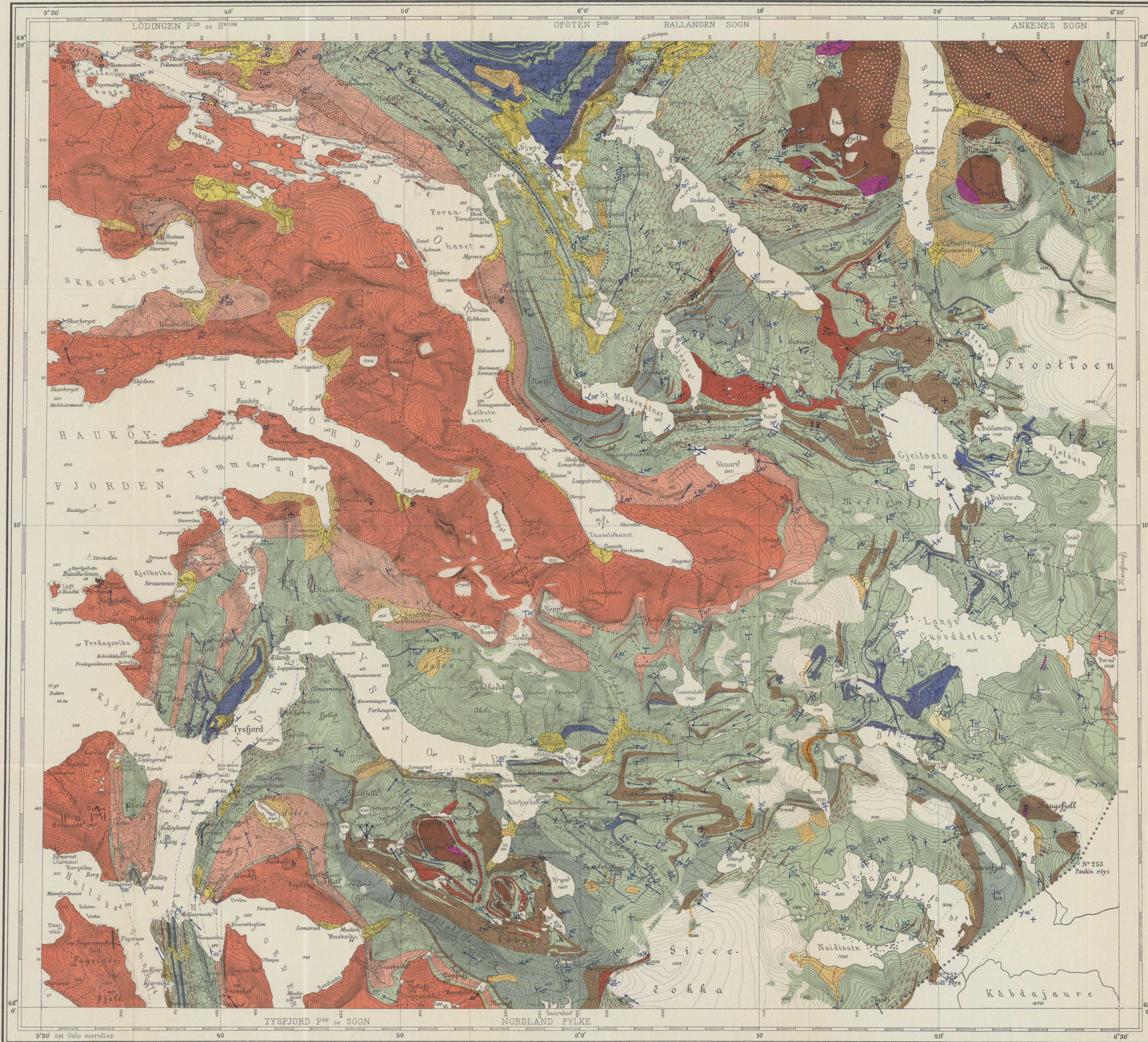
Fjellkjedens intrusiver (Kaledonian intrusives)

-  Kvartsnoritt og dioritt (Quartz-norite and diorite)
-  Noritt (Norite)
-  Olivinbergarter (Peridotitt, Lherzollitt etc.) (Olivine rocks)
-  Serpentinopper (Serpentine bosses)
-  Amfibolitt og hornblendegabbro (Amphibolite and amphibole gabbro)
-  Granittintrusjoner i skifer, rikelig (Granite intrusions in mica schist)
-  Granodioritt (Granodiorite)
-  Trondhjemitt etc., finkornig, grå, protoklastisk (Trondhjemite etc., fine-grained, grey, protoclastic)

Bunnmassivets eruptiver. Kalrike (Bottom batholith, rich in potash)

-  Mikroklingranitt (Tysfjordgranitt), grov, grå, massiv-lenticular (Microcline-granite, grey, coarse, massive-lenticular)
-  Mikroklingranitt-gneis, jevnkornig, ofte rødlig og aplittisk. (Microcline-granite-gneiss, evengrained, often reddish aplittic)
-  Kvartsitt-gneis (Quartzite-gneiss)
-  Syenitt-gneis etc. (Syenite-gneiss)

-  Forkastning (Fault)
-  Iskulingsretning (Ice stria)
-  Strandlinje (Strand-line)
-  Foldingsakse (Folding axes)
-  Strek og fall (Strike and dip)
-  Sten- og mineralbrudd (Stone and mineral quarries)
-  Malmforekomster: (Ore deposits)
-  Kobber og Svovalkis (Cu and pyrite)
-  Jern (Fe)
-  Nikkel (Ni)
-  Zink og bly (Zn, Pb)



Trykt i Norges geografiske Opmåling 1931.

Maalestok 1:100000

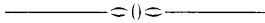
Utgitt på grunnlag av Norges geografiske Opmålings gradavdelingskart M. 10 Tysfjord.

Ekvidistance 30 m. Høider og dybder i meter. Hoidetal paa vand, myr og vasdrag i parentes



Norges Geologiske Undersökelse

FORTEGNELSE
OVER
PUBLIKASJONER
OG KARTER



OSLO 1941

Norges Geologiske Undersøkelse

har utgitt i kommisjon hos H. Aschehoug & Co. i Oslo:

1. Årbok for 1891. Kr. 1.50.
2. *Homan*. Tekst til kartbladet Selbu. 1890. Kr. 1.00.
3. *J. H. L. Vogt*. Salten og Ranen. 1891. Utsolgt.
4. *Reusch* m. fl. Det nordlige Norges geologi. Utsolgt.
5. *Stangeland*. Torvmyrer, „Sarpborg“. 1 kart. 1892. Kr. 1.00.
6. *J. H. L. Vogt*. Dannelsen av jernmalforekomster. 1892. Utsolgt.
7. *J. H. L. Vogt*. Nikkelforekomster og nikkelproduksjon. 1892. Utsolgt.
8. *Stangeland*. Torvmyrer, „Nannestad“. 1892. Kr. 1.50.
9. *Helland*. Jordbunden i Norge. 1893. Utsolgt.
10. *Helland*. Tagskiffer, heller og vekstene. 1893. Kr. 3.00.
11. *W. C. Brøgger*. Lagfølgen paa Hardangervidda. 1893. Kr. 2.50.
12. *Rüber*. Norges granitindustri. 1893. Kr. 1.00.
13. *Bjørlykke*. Tekst til kartbladet Gausdal. 1893. Kr. 1.00.
14. Årbok for 1892 og 93 1894. (Innhold: *Reusch*, Strandflaten; *Reusch*, Mellem Bygdin og Bang. *Reusch*, Isdæmmede innsjøer. *Bjørlykke*, Høifjeldskvarts. *Friis*, Feltspat og glimmer. *Helland*, Dybder i innsjøer; *Helland*, Lerfaldet i Værdalen. *Ryan*, Torvprover.) Kr. 2.50.
15. *J. H. L. Vogt*. Dunderlandsdalens jernmalmfelt. 1894. Kr. 2.00.
16. *Helland*. Jordbunden i Jarlsberg og Larviks amt. 1894. Kr. 3.00.
17. *J. H. L. Vogt*. Nissedalens jernmalforekomst. 1895. Kr. 1.25.
18. *Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. I. 1895. Utsolgt.
19. *Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. II. 1895. Utsolgt.
20. *Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge. I. 1896. Kr. 1.50.
21. Årbok for 1894 og 95. 1896. (*Reusch*, Referater av geologisk litteratur vedkommende Norge 1890—95.) Kr. 2.00.
22. *J. H. L. Vogt*. Norsk marmor. 1897. Kr. 5.00.
23. *Helland*. Lofoten og Vesteraalen. 1897. Kr. 2.50.
24. *Stangeland*. Torvmyrer i Norge. II. 1897. Kr. 2.50.
25. *Bjørlykke*. Kristiania by. 1898. Kr. 2.50.
26. Norges Geologiske Undersøkelses utstilling i Bergen 1898. Utg. av *Bjørlykke*. Kr. 0.50.
27. *Friis*. Jordboringer i Værdalen o. s. v. 1898. Kr. 1.00.
28. Årbok for 1896 til 99. (Innhold: *Hansen*, Skandinaviens stigning. *Helland*, Strandlinjernes fald. *Rekstad*, Foldalen. *Rekstad*, Forandringer hos brøer. *Dal*, Varangerfjord.) Kr. 2.00.
29. *J. H. L. Vogt*. Søndre Helgeland. 1900. Kr. 2.50.
30. *Münster*. Tekst til kartbladet Lillehammer. 1901. Kr. 1.00.
31. *W. C. Brøgger*. Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. 1900—1901. Kr. 10.00.
32. Årbok for 1900. (Innhold: 9 avhandlingar av *Reusch* om geologiske forhold i Værdalen, Stjørdalen, Valdres, Lister, ved Lysefjorden, Flekkefjord, Bergen og Trondhjem. Norges daler og fjeld. Kr. 3.00)
33. Årbok for 1901. (Innhold: *Reusch*, Referater 1896—1900.) Kr. 2.00.
34. Årbok for 1902. (Innhold: *Kiær*, Etage 5 i Asker. *Reusch*, *Rekstad* og *Bjørlykke*, Fra Hardangerviddan. *Rekstad*, Brøer i Sogn og Nordfjord. *Rekstad*, Velfjorden.) Kr. 2.50.
35. *Schiøtz*, Den sydøstlige Del av Sparagmit-Kvartsfjeldet. 1902. Kr. 3.00.
36. Årbok for 1903. (Innhold: *Friis*, Andøen. *Reusch*, Det indre av Finmarken. *Kaldhol*, Suldalsfjeldene. *Rekstad*, Høifjeldstroket Haukeli—Hemsedal. *Rekstad*, Skoggrønsen.) Kr. 3.50.
37. Årbok for 1904. (Innhold: *Holmboe*, Skjælbanke. *Bjørlykke*, Brumunddalen. *Hansen*, Mjøsjøkelen. *Rekstad*, Kartbladet Dønna. *Kiær*, Brumunddalen. *Rekstad*, Jotunfjeldene. *Reusch*, Eggedal.) Kr. 3.50.
38. *Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge. III. 1904. Kr. 2.50.
39. *Bjørlykke*. Det centrale Norges fjeldbygning. 1905. Kr. 10.00.
40. *Reusch*. Kartbladet Voss. 1905. Kr. 2.00.
41. *W. C. Brøgger*. Strandlinjens beliggenhet under stenalderen. 1905. Kr. 4.00.
42. *A. W. Brøgger*. Økser av Nøstvettypen. 1905. Kr. 2.00.
43. Årbok for 1905. (Innhold: *Bjørlykke*, Selsmyrene og Lesjevandene; *Bjørlykke*, Ra'erne. *J. H. L. Vogt*, Eruptivfelter. *J. H. L. Vogt*, Andøens jurafelt. *Rekstad*, Folgefonna. Indre Sogn. *C. Bugge*, Kalksten i Romsdals amt.) Kr. 3.50.
44. Årbok for 1906. (*Reusch*, Referater 1901—1905.) Kr. 2.50.
45. Årbok for 1907. (Innhold: *Rekstad*, Folgefonna. *C. Bugge*, Bergverksdriften 1901—1905. Stenindustri. *Reusch*, Skredet i Loen 1905. *Holtedahl*, Alunskiferfeltet ved Øieren.) Kr. 3.00.
46. *J. H. L. Vogt*. De gamle norske jernværk. 1908. Kr. 1.50.
47. *Reusch*. Tekst med geol. kart Jostedalbrøen—Ringerike. 1908. Kr. 2.50.
48. *Bjørlykke*. Jæderens geologi. 1908. Kr. 2.50.
49. Årbok for 1908. (Innhold: *Reusch*, Den Geologiske Undersøkelses opgaver. *Goldschmidt*, Profilet Ringsaker—Brøttum. *Holmsen*, Børgefjeld. *Rekstad*, Fra Sondhordland (Etne m. m.). *Kaldhol*, Den nordøstlige del av Ryfylke. *Rekstad*, Kvartær, Nordmør.) Kr. 4.50.
50. *Reusch*. Norges geologi. 1910. Utsolgt.
51. *J. H. L. Vogt*. Norges Jernmalforekomster. 1910. Kr. 4.00.
- 52a. *Grimnes*. Jæderens jordbund. 1910. Kr. 1.50. 2 b. *Grimnes*. Kart over Jæderen med angivelse av hoideforholdene og jordbundens art. 1: 50 000. Kr. 2.50.
53. Årbok for 1909. (Innhold: *Rekstad*, Stroket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden; *Rekstad*, Bindalen og Leka. *Werenkiöld*, Øst-Telemarken. *Goldschmidt*, Tonsaasen. *Oxaal*, Børgefjeld. *Th. Vogt*, Langøen.) Kr. 4.00.
54. *Hansen*. Fra istidene. Vest-raet. 1910. Kr. 3.50.
55. *Danielsen*. Bidrag til Sorlandets kvartærgeologi. 1910. Kr. 2.00.
56. *C. Bugge*. Kartbladet Rennebu. 1910. Kr. 2.50.
57. Årbok for 1910. (Innhold: *Werenkiöld*, Fra Numedal. *Hoel*, Okstinderne. *Rekstad*, Ytre del av Saltenfjord. *Reusch*, De formodede strandlinjer i Øvre Gudbrandsdalen.) Kr. 3.50.
58. *Werenkiöld*. Fornebolandet og Snaoren i Østre Bærum. 1911. Kr. 2.00.
59. Årbok for 1911. (Innhold: *Oxaal*, Indre Helgeland. *Rekstad*, Hardanger. *Carstens*, Mo prestegjæld, Marstrander, Svartisen.) Kr. 3.50.

60. *Werenskiöld*. Kartbladet Søndre Fron. 1911. Kr. 3.00.
61. Årbok for 1912. (Innhold: *Holmsen*, Hatfjeldalen. *Bugge*, Trondhjemstettet. *Rekstad*, Bjellaadalen; *Rekstad*, Øerne utenfor Saltenfjord; *Rekstad*, Mytilusfauna i Smaalenene. *Oxaal*, Eksport av sten 1870—1911.) Kr. 3.50.
62. *Rekstad*. Bidrag til Nordre Helgelands geologi. 1912. Kr. 3.00.
63. *Holtedahl*. Kalkstensforekomster i Kristianiafeltet. 1912. Kr. 2.50.
64. *Reusch*. Tekst med geol. oversigtskart over Søndhordland og Ryfylke. 1913. Kr. 2.50.
65. *Bjørlykke*. Norges kvartærgeologi. En oversigt. 1913. Utsolgt.
66. *Werenskiöld*. Tekst med geol. oversigtskart Sætersdalen—Ringerike. 1912. Kr. 2.50.
67. *Rekstad*. Fjeldstrøket mellem Saltdalen og Dunderlandsdalen. 1913. Kr. 2.50.
68. Årbok for 1913. (Innhold: *Oxaal*, Hvit granit. *Schiøtz*, Isskillet, Fæmund. *Reusch*, Tryssil. *Foslie*, Ramsøvtitanmalmfelt.) Kr. 3.00.
69. Årbok for 1914. (Innhold: *Rekstad*, Lyster og Boverdalen. *Oxaal*, Kalkstenshuler i Ranen. *Rekstad*, Kalkstenshuler i Ranen. *Rekstad*, Kalksten fra Nordland. *Reusch*, Hitterens og Smø lens geologi. *Holtedahl*, Fossiler fra Smølen.) Kr. 3.00.
70. Fem avhandlingar. (Innhold: *Reusch*, Norges Geologiske Undersøkelse. *Werenskiöld*, Det sydlige Norge. *Th. Vogt*, Nordland. *J. H. L. Vogt*, Bergverksdrift. *Oxaal*, Siendindustri.) 1914. Kr. 1.00
71. *Kolderup*. Kartbladet Egersund. 1914. Kr. 2.50.
72. *J. H. L. Vogt*. Grongruberne og Nordlandsbanen. 1915. Kr. 2.00.
73. *Holmsen*. Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. 1915. Kr. 4.00.
74. *Holmsen*. Tekst med geol. oversigtskart Østerdalen—Fæmundsstrøket. 1915. Kr. 2.50.
75. Årbok for 1915. (Innhold: *Holtedahl*, Iagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. *Holtedahl*, Nogen foreløbige meddelelser fra en reise i Altan i Finmarken. *Rekstad*, Kvartær tidsregning. *Reusch*, Den formodede littorinasænkning i Norge. *Rekstad*, Helgelands ytre kyststrand. *J. H. L. Vogt*, Om manganrik sjømaln i Storsjøen, Nordre Odalen.) Kr. 4.00.
76. *Oxaal*. Norsk granit. 1916. Kr. 4.00.
77. *Goldschmidt*. Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen. 1916. Kr. 2.00.
78. *Holmgreen*, Natursten. 1916. Kr. 1.50.
79. Årbok for 1916. (Innhold: *Holmsen*, Rendalens bræsjø; *Holmsen*, Sorfolden—Riksgrænsen. *Rekstad*, Kyststrøket mellem Bodø og Foiden. *Reusch*, Litt om Jutulhugget.) Kr. 3.50.
80. *Rekstad*. Vega. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1917. Kr. 3.00.
81. Årbok for 1917. (Innhold: *Reusch*, Seterne i Østerdalen. *Holtedahl*, Kalkstensforekomster paa Sorlandet. *Holmsen*, Sultfjelmtrakten. *Rekstad*, Fauske—Junkerdalen. Kr. 3.50.
82. *C. Bugge*. Kongsbergfeltets geologi. [Karter og plancher i konvolut.] 1917. Kr. 12.00.
83. Årbok for 1918 og 19. (Innhold: *Holmsen*, Gudbrandsdalens bræsjø. *Carstén*, Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. *Reusch*, Nogen kvartærgeologiske iagttagelser fra det Romsdalske) *Rekstad*, Geologiske iagttagelser fra strekningen Folla—Tysfjord. *Holmsen*, Nordfollas omgivelser. Kr. 3.50.
84. *Holtedahl*. Bidrag til Finmarkens geologi. 1918. Kr. 4.00.
85. *J. H. L. Vogt*. Jernmaln og Jernverk. 1918. Kr. 3.50.
86. *Oxaal*. Dunderlandsdalen. 1919. Kr. 3.00.
87. Årbok for 1920 og 21. (Innhold: *Holtedahl*, Kalksten og dolomit i de østlandske dalfører. *A. Bugge*, Nikkelgruber i Bamle. *Foslie*, Raana noritfelt. *Rekstad*, Et fund av skjælførende leir i Lørenskog. *Falck-Muus*, Brynesteensindustrien i Telemarken. *Reusch*, Huler dannet ved forvitring. *Rosenlund*, Føø gruber.) Kr. 5.00.
88. *Rekstad*. Kartbladet Eidsberg. 1921. Kr. 2.00.
89. *Holtedahl*. Kartbladet Engerdalen. 1921. Kr. 2.50.
90. *Holmsen*. Torvmyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland. 1922. Kr. 6.00.
91. *Rekstad*. Kvartære avleiringer i Østfold. 1922. Kr. 1.00.
92. *Rekstad*. Grunnvatnet. 1922. Kr. 1.00.
93. *J. H. L. Vogt*. Tryktunneller og geologi. Med et avsnitt: *Fredrik Vogt*: Spændinger i fjeldet ved tryktunneller. 1922. Kr. 2.00.
94. *Grønlie*. Strandlinjer, moræner og skjælføremoster i den sydlige del av Troms fylke. 1922. Kr. 1.00.
95. *A. Bugge*. Et forsøk paa inndeling av det svd-norske grundfjeld. 1922. Kr. 0.75.
96. *Rekstad*. Norges heving efter istiden. 1922. Kr. 1.25.
97. *Holtedahl* og *Schetelig*. Kartbladet Gran. 1923. Kr. 2.50.
98. Årbok for 1922. Kr. 2.00
99. *Holmsen*. Vore myrers plantedække og torvarter. 1923. Kr. 5.00. Innbundet kr. 6.50
100. *Rekstad*. Hans Reusch. Nekrolog og bibliografi. 1923. Kr. 1.00.
101. *Andersen*: Ildfaste oksydens fysiske kemi. Statens Raastofkomite, publ. nr. 1. 1922. Kr. 1.50. Plancher og tabeller til nr. 101 kan kjøpes særskilt in plano. Kr. 1.00.
102. *Holtedahl* og *Andersen*: Om norske dolomiter. S. R. K. publ. nr. 2. Kr. 1.00.
103. *Andersen*: En forekomst av ren kvarts i Krødsherred. S. R. K. publ. nr. 3. Kr. 0.75.
104. *Bull*: Elektrisk metalsmelting. S. R. K. publ. nr. 4. 1922. Kr. 0.75.
105. *Lindeman*: Torv. S. R. K. publ. nr. 5. 1922. Kr. 0.75.
106. *C. Bugge* og *Foslie*: Norsk arsenmaln og arsenikfremstilling. S. R. K. publ. nr. 6. 1922. Kr. 1.00.
107. *Goldschmidt*: Om fremstilling av bariumlegeringer. S. R. K. publ. nr. 7. Kr. 1.00.
108. *Goldschmidt* og *Johnson*: Glimmerminerallernes betydning som kalkkilde for planterne. S. R. K. publ. nr. 8. 1922. Kr. 2.00.
109. *Johnson*: Om tilgodegjørelsen av kalifeltspatens kaliindhold. S. R. K. publ. nr. 9. 1922. Kr. 2.00.
110. *C. Bugge*: Statens apatitdrift i rationeringstiden. S. R. K. publ. nr. 10. 1922. Kr. 1.00.
111. *Gram*: Undersøkelser over bitumnose kul fra Spitsbergen. S. R. K. publ. nr. 11. 1922. Kr. 1.00.
112. *Gram*: Den kem. sammensætning av Spitsbergen—Bjørnøykul. S. R. K. publ. nr. 12. 1923. Kr. 1.00.
113. *Rødland*: Oljefremstilling av Kingsbay-kul og kul og skifer fra Andoen. S. R. K. publ. nr. 13. 1924. Kr. 1.00.
114. *Hansteen Cranner*: Om vegetationsforsøk med glimmerminerallerne biotit og sericit som kalkkilde. S. R. K. publ. nr. 14. 1922. Kr. 1.50.
115. *v. Krogh*: Undersøkelser over norske lerer. I. S. R. K. publ. nr. 15. 1923. Kr. 1.00.
116. *Diétrichson*: Undersøkelser over norske lerer. II. S. R. K. publ. nr. 16. 1923. Kr. 2.00.
117. *Guertler* og *Bull*. Kort oversigt over kobberets indflydelse paa jern og staa. S. R. K. Publ. nr. 17. 1923. Kr. 1.00.
118. *Bull*: Prover med en hærdeovn for kulstofstaa. S. R. K. publ. nr. 18. 1923. Kr. 1.00.
119. *v. Krogh*: Undersøkelser over norske lerer. III. S. R. K. publ. nr. 19. 1923. Kr. 1.75.
120. *Diétrichson*: Undersøkelser over norske lerer. IV. S. R. K. publ. nr. 20. 1924. Kr. 2.00.

121. *Th. Vogt*. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. 1927. Kr. 14.00.
 122. Årbok for 1923. Kr. 2.00.
 123. *Holmsen*. Hvordan Norges jord blev til. 1924. Utsolgt.
 124. *Rekstad*. Hatfjelldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1924. Kr. 2.00.
 125. *Rekstad*. Træna. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1925. Kr. 2.00
 126. *Foslie*. Syd-Norges gruber og malmføremster. 1925. Kr. 5.00.
 127. *Foslie*. Norges svovelkisføremster. 1926. Kr. 3.00.
 128 a. *Andersen*: Feltpat. I. 1926. Kr. 3.00.
 128 b. *Andersen* og *Barth*: Feltpat II og III, 1931. Kr. 3.00.
 129. *Aasgaard*: Gruber og skjerp i kisdraget Øvre Guldal—Tydal. 1927. Kr. 4.00.
 130. *Arne Bugge*: En forkastning i det syd-norske grunnfjell. 1928. Kr. 3.00.
 131. *Torgersen*: Sink- og blyføremster på Helgeland. 1928. Kr. 2.00.
 132. *Holmsen*: Lerfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. 1929. Kr. 1.50.
 133. Årbok for femårsperioden 1924—1928 (Innhold: Direktørens og statsgeologenes beretning om arbeidet. *Falck-Muus*: Femårsberetning fra bibliotekaren. *C. Bugge*: Meddelelser om geologiske undersøkelser i Hallingdal og Valdres. *Falck-Muus*: Norske bergverksarkivalia II. *A. Bugge*: Oversikt over inndelingen av det sydnorske grunnfjell samt om fahlbåndene i Kongsberg ertsdistrikt. 1929. Kr. 3.00.
 134. *Rekstad*: Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1929. Kr. 3.00.
 135. *Holmsen*: Grundvandet i vore leravsætninger. 1930. Kr. 3.00.
 136. *Holmsen*: Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart 1932. Kr. 4.00.
 137. *Foslie* og *Johnson Høst*: Platina i sulfidisk nikkelmalm. 1932. Kr. 2.50.
 138. *Brøgger*: Essexitrekkenes erupsjoner, den eldste vulkanske virksomhet i Oslofeltet. 1933. Kr. 3.00.
 139. *Brøgger*: Om rombeporiyrgangene og de dem ledsagende forkastninger i Oslofeltet. 1933. Kr. 1.50.
 140. *Holmsen*: Lerfall i årene 1930—1932. 1934. Kr. 1.50.
 141. *Olaf Anton Broch*: Feltpat. IV. 1934. Kr. 3.00.
 142. *Torgersen*: Sink- og blyføremster i det nordlige Norge. 1935. Kr. 2.00.
 143. *Arne Bugge*: Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskarter F 35 Ø og F 35 V. De løse avleiringer ved *A. Samuelsen*. 1937. Kr. 4.00.
 144. *Holmsen*: Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1935. Kr. 2.50.
 145. *Wolmer Marlow*: Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1935. Kr. 4.00.
 146. *Arne Bugge*: Kongsberg-Bambleformasjonen. 1936. Kr. 3.00.
 147. *Falck-Muus*: Aursund (under utarbeidelse).
 148. *Holmsen*: Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1937. Kr. 2.50.
 149. *Foslie*: Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart Tysfjord. 1941. Kr. 12.00.
 150. *Foslie*: Hellemobotn og Linnajavrre (under utarbeidelse).
 151. *Holmsen*: Våre leravsætninger som byggegrunn. 1938. Kr. 3.00
 152. *Trygve Strand*: Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. 1938. Kr. 3.00.
 153. *Carl Bugge*: Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigskarter E 32 V og E 32 Ø. 1939. Kr. 4.00.
 154. *Harald Bjørlykke*: Feltpat V. De sjeldne mineraler på de norske granittiske pegmatittganger. 1939. Kr. 3.00.
 155. *Olaf Anton Broch*, *Fridtjov Isachsen*, *Orvar Isberg*, *Trygve Strand*: Bidrag til Skudenes-sedimentenes geologi. 1940. Kr. 1.50.
 156. *K. O. Bjørlykke*: Utsyn over Norges jord og jordsmonn. Med oversiktskarter av jordbunnsforholdene i Norge i to blader: Sør-Norge og Nord-Norge. 1:2000000. 1940. Kr. 8.00.

Statens Råstoffkomités publikasjoner.

Av Statens Råstoffkomités publikasjoner er utkommet nr. 1—26, hvorav nr. 1—20 er utgitt i ovennevnte serie som N. G. U nr. 101—120. Nr. 21—26 fåes foruten i bokhandelen også i *Teknisk Ukeblads ekspedisjon*, Oslo.

Smaaskrifter.

Av denne serie, er utkommet:

- Nr. 1. *Andersen*: Norges Geologiske Undersøkelse, dens opgaver og virksomhet. 1922. Gratis.
 * 2. *Falck-Muus*: Avhandlinger og karter utgit av N. G. U., systematisk ordnet. 1922. Gratis.
 * 3. *Holmsen*: Erfaringer om jordskaden ved indsjøreguleringer. 1927. Kr. 0.50.
 * 4. *Holmsen*: Grunnvannbrønner. 1940. Kr. 0.50.

Karter

Følgende farvetrykte geologiske karter er til salgs ved Norges Geografiske Opmåling: *Rektangel- og gradavdelingskarter, kr. 1.00*: Dunderlandsdalen, Eidsberg, Gausdal, Gjøvik, Gran, Hamar, Haus, Honefoss, Kongsberg, Kristiania, Lillehammer, Melhus, Meraker, Moss, Rennebu, Sarpsborg, Selbu, Skjørn, Søndre Fron, Terningen, Tysfjord, Tønsberg med Larvik, Voss, Flesberg, Eiker, Foldal, Nordre Femund, Aursund, Søndre Femund, Hellemobotn, Linnajavrre, Nordre Etnedal, Hemsedal, Gol.
Utsolgt: Åmot, Nannestad, Bergen, Rindal, Stenkjær, Levanger, Stjørdal, Trondhjem. *Av Oslofeltets serie er utkommet*: Gran, Honefoss, Nannestad, Flesberg, Kristiania, Fet, Kongsberg, Moss, Tønsberg med Larvik, samt oversiktskart.
Forskjellige geologiske karter: Generalkartene: Hatfjelldal, Rana, Salta, Træna, Vega (kr. 2.00). Oversiktskart over det sydlige Norge (utsolgt) og oversiktskart over det nordlige Norge. (kr. 3.00).