

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 181

**OSLOFJORDENS
PREKAMBRISKE OMRÅDER**

(LES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES DU FJORD D'OSLO)

I

INNLEDENDE OVERSIKT. HURUM

AV

CHR. C. GLEDITSCH

MED 4 GEOLOGISKE KART, 40 TEKSTFIGURER
OG RÉSUMÉ EN FRANÇAIS.



OSLO 1952

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

Innholdsfortegnelse.

Table des matières.

Forord	1
Innledning	2
1. del: Oversikt over Oslofjordens prekambriske områder	4
Terrengforholdene. Overdekkede områder	4
Petrografisk oversikt	5
Bergartsgruppene	5
a. Leptitfeltenes lyse bergarter	5
b. Overgangsbergarter: leptiter — grovere migmatit- gneiser o. l.	9
c. Jevne granitiske bergarter	12
d. Øyegneiser (migmatiter) og porfyroblastiske ana- texegraniter	13
e. Leptitmigmatiter — åregneiser med overveiende lep- titiske og andre finkornige drag	14
f. Flebiter (åregneiser — migmatiter med overveiende lyse drag) og gneisgraniter av usikker opprinnelse ...	15
g. Båndgneiser (migmatiter) og flebiter med tallrike basiske drag	18
h. Amfibolit og gabbrobergarter	20
i. Glimmerskifer. Mulige sedimentære relikter	22
Om metamorfe bergarters systematikk ...	24
Tektonik m. m. Kort oversikt over en del generelle trekk. Yngre bergarter	27
Strøk og fall	27
Foldninger og strekning	28
Breksiering og forkastninger	28
Smålensgraniten	31
Pegmatit	31
Kvartsårer	33
De yngre bergarter innen og omkring de prekambriske områder	33

2. del: Hurum	35
Innledning	35
1. Leptitfeltets petrografi	37
a. Leptitene	38
b. Amphibolitdragene	40
c. Leptynolit	43
d. Grovere bergarter av gneiskarakter. Pegmatit	45
2. Gneis—migmatit-feltets petrografi	47
a. Øyegneisssonens bergarter	47
b. De granitiske bergarter i feltets sentrale deler	55
c. Flebitsonens lyse bergarter	57
d. Gneis—migmatit-feltets amfiboliter	59
3. Prekambrisk tektonik. Teorier om bergartenes genesis og relative alder	63
Strøk og fall	63
Foldninger og strekning	64
Prekambrisk breksiering	68
Sammendrag og konklusjoner	70
Mineralfacies	77
4. Drammensgranitens innvirkning på de prekambriske bergarter ...	78
5. Litt om Hurums postkambriske bergarter og de yngste tektoniske fenomener	81
Postkambriske bergarter	81
a. Sedimentære bergarter	81
b. Permiske dypbergarter	81
c. Permiske gangbergarter	82
Litt om postkambrisk tektonik	84

RESUME

Introduction	94
1e partie: Description de la carte synoptique	95
Résumé pétrographique	95
a. Roches acides des régions de leptites	96
b. Roches de transition entre leptites et migmatites à plus gros grain	97
c. Granites homogènes	98
d. Gneiss ocellés, et granite d'anatexie porphyroblastique	99
e. Leptite-migmatites	99
f. Phlébites (avec peu d'amphibolite), et gneiss gra- nitique d'origine problématique	100
g. Phlébites avec de nombreuses couches d'amphibolite (gneiss rubannés)	100
h. Amphibolites et roches gabbroïques	101
i. Micaschistes. Rélictés sédimentaires	102

Problèmes tectoniques. Résumé et conclusions de quelques traits généraux. Roches plus jeunes que les précambriennes	102
Le smâlens-granite	103
Pegmatites, problèmes de l'âge etc.	103
Roches plus jeunes que les roches précambriennes	104
2e partie: Les formations précambriennes de Hurum	104
Introduction	104
1. La pétrographique de la formation de leptites	105
a. Leptites	105
b. Couches d'amphibolite	106
c. Leptynolite	106
d. Roches gneissiques à plus gros grain. Pegmatite ...	106
2. La pétrographie de la formation de gneiss migmatitiques ...	107
a. Les roches de la zone de gneiss ocellés	107
b. Roches granitiques au centre de la formation de gneiss migmatitiques	109
c. Roches acides de la zone de phlébites	109
d. Amphibolites	110
3. Tectonique précambrienne. Quelques hypothèses sur la genèse et l'âge de ces formations	111
Direction et plongement des couches. Plissements. Étrements. Brèches	111
Conclusions. Problèmes de l'âge etc.	112
4. L'influence du drammens-granite sur les roches précambriennes	114
5. Les roches et la tectonique post-précambriennes	114
Résumé très court de la tectonique	115
Bibliographie	116

Forord.

Arbeidet med detaljerte geologiske undersøkelser og kartlegging av de prekambriske områder omkring Oslofjorden ble av forfatteren påbegynt i 1940. I krigsårene ble det vanskeliggjort og forsinket på grunn av forfatterens deltagelse i motstandsbevegelsens arbeid. I årene 1945—49 ble en vesentlig del av markarbeidet fullført, samtidig med at de to første avhandlinger i den påtenkte serie om disse områder ble gjort ferdig til trykning, nr. 1 i 1948 og nr. 2 i 1949. Trykningsvanskeligheter har forsinket utgivelsen av disse (nr. 2 blir trykt samtidig med denne, N. G. U. nr. 182), og har også hemmet arbeidet med seriens fortsettelse. Det er likevel forfatterens håp at det om ikke alt for lenge blir mulig å fullføre og utgi de planlagte nr. 3, 4 og 5, henholdsvis »Området øst for Oslofjord fra Drøbak til Krokstadfjord«, »Nesoddlandet og området mellom Bunnefjord og Øyeren« og et arbeid om granitområdet i Ytre Oslofjord. Markarbeidet og bearbeidelsen av innsamlet materiale er i det vesentlige fullført for størstedelen av disse områder.

Det kartlagte område omfatter alt prekambrium på rektangelkartene Oslo, Moss, Tønsberg og Larvik, samt deler av Fet, Sarpsborg og Hvaler. Arbeidet er utført vesentlig i målestokk 1 : 25 000 og 1 : 10 000, dels i meget større målestokk for enkelte små områder.

Foruten å nødvendiggjøre betydelige innskrenkninger i teksten, har trykningsvanskelighetene tvunget forfatteren til en forenkling av kartene og nedskjæring av figurantallet.

Inntil 1949 var omtrent $\frac{1}{3}$ av arbeidet utført med støtte av Norges geologiske undersøkelse, $\frac{1}{3}$ for midler fra diverse stipendier og fond og $\frac{1}{3}$ for private midler. En vesentlig del av bearbeidelsen av det innsamlede materiale er foretatt på Mineralogisk institutt i Oslo.

Innledning.

Tidligere arbeider i prekambrium omkring Oslofjord. Arbeider i smålensgranitens område blir ikke omtalt her. De øvrige områders berggrunn var for det vesentlige så godt som helt ukjent da jeg begynte mitt arbeid i 1940.

B. M. Keilhau nevner i »Gæa Norvegica» (1850)¹ litt om disse områder. Siden har de ligget så å si uberørt til O. A. Broch (1926) utførte en nøyaktig kartlegging av et lite område på NØ-siden av Nesodden (Flaskebekk—Flateby). Arbeidet er utført i målestokk 1 : 10 000, og er meget detaljert. Dette var det eneste geologiske kartleggingsarbeid som forelå innen de her omtalte områder i 1940, og det vil bli nærmere omtalt flere steder nedenfor. — O. A. Broch og F. Isachsen (1939) har utgitt en kort beskrivelse av breksjen ved Halangspollen, og litt om noen bergarter omkring denne. — F. Isachsen (1940) har i en kort notis beskrevet et funn av kvartsporfyrr ved Åros i Røyken.

Jeg har selv utgitt 6 små avhandlinger fra Oslofjordens prekambrium. — Den første (1943) behandler vesentlig forkastningene i Røyken, og litt om noen yngre bergarter i forbindelse med disse. — I den andre (1945) har jeg forsøkt å komme frem til en definisjon av leptitbegrepet. — I den tredje (1945 A) har jeg gitt en kort oversikt over prekambriske områder langs leden Oslo—Son. Om dette vil jeg bemerke at det dessverre var et hastverksarbeid jeg laget siste krigsår, da jeg var redd for at jeg ikke ville bli i stand til å fullføre mitt arbeid p. g. a. forskjellige omstendigheter i forbindelse med krigen. Det lider derfor av en del feil, særlig kartet i området mellom Hvitsten og Son, som det vil sees ved sammenligning med det kart jeg nå kan fremlegge over samme områder (kart 1). — Den fjerde (1947) behandler et system for klassifikasjon av metamorfe bergarter (etter J. Jung og M. Roques), med et eksempel på dets anvendelse på bergarter fra Oslofjordens prekambrium (se forøvrig s. 25). — Den femte (1948) er en liten beskrivelse av bergartene på Mølen (Hurum), og sjette om Håøy (1948 A), begge i en mer populær form.²

¹ Litteraturliste se s. 116.

² Se også fotnote s. 13.

I denne avhandling (som ikke omfatter markarbeid utført etter 1947) skal jeg i første del bare gi en kortfattet beskrivelse av hele området, for oversiktens skyld. I denne oversikt er også innflettet en del definisjoner av bergartsbetegnelser og uttrykk som senere kommer til anvendelse. I avhandlingens annen del skal jeg gi en mer detaljert beskrivelse av de prekambriske områder i Hurum.

Markarbeidet begynte i Røyken høsten 1940, forsommeren 1941, samt påske og sommer 1942. I løpet av 1942 arbeidet jeg dessuten litt i Hurum, omkring Drøbaksund og på Nesoddlandet. Påsken og våren 1943 arbeidet jeg vesentlig i Hurum, i juli dessuten en ukes tid i Vestby. Våren 1944, og i oktober samme år, arbeidet jeg vesentlig på Nesoddlandet og videre sydover langs fjordens østside til Son. Etter krigen fortsatte jeg arbeidet med et par uker i Vestby og Mosseskogene i oktober—november 1946, og i juni, juli, august og oktober 1947 i alle områder. — Ved siden av har jeg utført geologisk kartlegging i Sunnmøre og tilstøtende distrikter i 1943, 1944, 1945, 1947 og 1948.

Disse prekambriske områder består for en vesentlig del (jeg ser her og i det etterfølgende bort fra smålensgranitens områder, når ikke annet er anført) av utpregete migmatiter. Det byr på overordentlig store vanskeligheter, og vil sannsynligvis i mange tilfelle være umulig, å finne fram til disse bergarters opprinnelse. For i det hele tatt å komme noen vei med slike bergarter, og for ikke å komme til å trekke alt for gale slutninger, finner jeg det nødvendig å få oversikt over store områder, før man drukner seg i detaljer i småområder. Begge deler er nødvendig, men oversikten må komme først. Det er også nødvendig å se andre migmatitområder, og mitt arbeid på Sunnmøre, så vel som mer eller mindre tilfeldige iakttagelser på utallige reiser i mange andre landsdeler under krigen, har utvilsomt vært til stor nytte for arbeidet i Oslofjordens prekambrium.

For dette syn på arbeidsmetoden, som jeg har hatt helt siden jeg ble klar over hva slags bergarter jeg arbeidet i, finner jeg også støtte bl. a. hos en av de største autoriteter når det

gjelder migmatitforskningen, E. Wegmann (1935, s. 310), som sier: »Einseitige Betrachtung des Kleinbereiches, wie sie durch mißverständene Gefügeforschung jetzt hie und da vorkommt (— —), sollte vermieden werden; die Übertragung von Befunden des Kleinbereiches auf den Großbereich muß in den meisten Fällen zu Irrtümern führen, wenn die Ergebnisse nicht auch am Großbereiche kontrolliert werden.«

1. DEL. OVERSIKT OVER OSLOFJORDENS PREKAMBRISKE OMRÅDER

Terrengforholdene. Overdekkede områder.

Den geologiske *kartlegging kan selvsagt ikke bli utført med samme nøyaktighet alle steder. I de områder som her beskrives, er terrengforholdene slik at det nesten overalt er lettere å utføre nøyaktig arbeid langs kysten enn inne i landet. De topografiske kart er nøyaktigere langs kysten, der er lettere å orientere seg, og der er oftest mer av fjellgrunnen blottet enn inne i landet. Mange detaljer som det er en selvfølge å ta med i kyststrøkene, er det umulig å få med i innlandet. Dette må man være oppmerksom på ved bruken av de geologiske kart som følger denne avhandling. Den store ensformighet som noen steder ser ut til å dominere i innlandsdistriktene, i motsetning til ustanselige variasjoner langs kysten, skyldes sikkert at mange interessante områder er overdekket.

De største områder med overdekket terreng har vi der hvor det er store israndavsetninger, f.eks. i Storsandtraktene i Hurum, fra Ski—Åstraktene vestover mot Drøbak og i indre Råde og Rygge. Noen steder er det også særlig store myrstrekninger, f. eks. i de indre deler av Nesoddlandet og videre sydover i Frogn, og i Mosseskogene. I de store skogstrekninger, f. eks. i Røyken og på Nesoddlandet, kan det også ofte være vanskelig å finne blottet fjellgrunn.

Langs kysten nord for Larkollen er det bare få steder lange strekninger med overdekket terreng. Lenger syd, særlig omkring Kurefjord og Krokstadvjord, er det derimot alminnelig at kysten er dekket av løsavleiringer.

PETROGRAFISK OVERSIKT

For denne beskrivelse har jeg valgt følgende inndeling:

- a. Leptitfeltenes lyse bergarter.
- b. Overgangsbergarter (migmatiter): leptiter — grovere migmatitgneiser o. l.
- c. Jevne graniter, sannsynligvis anatexiter.
- d. Øyegneiser (migmatiter), hvorunder også porfyroblastiske anatexegrانiter.
- e. Letptitmigmatiter, åregneiser med overveiende leptitiske og andre finkornige drag.
- f. Flebiter — åregneiser (migmatiter) med overveiende lyse bergarter, samt gneisgraniter av usikker opprinnelse.
- g. Båndgneiser (migmatiter), flebiter med tallrike basiske drag.
- h. Amfibolit og gabbrobergarter.
- i. Glimmerskifre. Mulige sedimentære relikter.

Forskjellige betegnelser blir definert etterhvert som jeg i oversikten kommer til dem. Nomenklaturen for de bergarter som her skal behandles er meget usikker, og jeg har for en stor del måttet definere dem slik som det passer best for disse spesielle områder. Forøvrig kommer jeg også nærmere inn på nomenklaturen i et senere avsnitt (s. 25, se også Gleditsch 1947).

Bergartsgruppene.

a. *Leptitfeltenes lyse bergarter.*

Som det sees av oversiktskartet (kart 1) har vi innen områdene fire utpregete leptitfelt:

1. Hurums leptitfelt, omfattende strandknausene Tofte—Ersvik og Mølen.
2. Røykens søndre leptitfelt, omfattende SØ-lige del av Røykenfeltet med Gråøy, Sundbyholmene og muligens S. Langåra.
3. Røykens nordre leptitfelt, omfattende N-lige del av Røykenfeltet.
4. Leptitfeltet på Nesoddens V-side, som muligens er to atskilte felt, Sprofeltet og Fjellstrandfeltet.

Hertil kommer de to leptit-glimmerskifer-migmatit-feltene på Nesodden, det ene på NØ-siden (Flaskebekk—Flateby), beskrevet av Broch (1926), og det andre i innlandet på V-siden, SØ for Fjellstrand, som går i ett med Fjellstrandfeltet.

Jeg har tidligere (Gleditsch 1945) hevdet at man ved definisjon av leptitene utelukkende bør ta hensyn til deres kornstørrelse, deres mineralsammensetning, og at de skal være metamorfe. Forøvrig holdt jeg meg vesentlig til den definisjon som er gitt av Per Geijer (1944) hva sammensetning (tilnærmet granitisk) og kornstørrelse angår. Jeg foreslo inndeling av leptitene i 3 undergrupper etter kornstørrelsen: leptitgneiser, vanlige leptiter og leptyniter, men tok forbehold om å finne et annet navn istedenfor det siste. Ved senere studier av fransk litteratur, ser jeg at man der alminnelig bruker leptynit synonymt med den skandinaviske term leptit. For ikke å misbruke leptynitbetegnelsen, skiller jeg foreløpig bare mellom leptitgneiser og (vanlige) leptiter. Under markarbeidet viser det seg også umulig å skille konsekvent mellom de vanlige leptiter og de mest finkornige (svensk »hällflinta«).

Det området hvor vi finner de mest utpregete leptiter, er Røykens søndre leptitfelt. Dette er også det største sammenhengende og det mest homogene av leptitfeltene. En del amfibolitdrag finnes, men de er relativt fåtallige. Leptitene innen dette felt er utpregete kvartsporfyre med en meget finkornig grunnmasse. Den første som gjorde oppmerksom på at vi her har et stort område med kvartsporfyre, var Isachsen (1940).

Jeg har tidligere gitt en kort beskrivelse av disse leptiter under betegnelsen »røykenleptiter« (Gleditsch 1945 A). En nærmere beskrivelse av disse så vel som de øvrige bergarter i Røykenfeltet, finnes i den annen avhandling i denne serie. Her vil jeg bare, for å kunne sammenligne med de leptiter jeg senere i denne avhandling kommer til å omtale, anføre den normale mineralogiske sammensetning av en normal kvartsporfyreleptit fra de sentrale deler av Røykens søndre leptitfelt:

Blastoporfyrisk struktur med meget finkornig grunnmasse, lett synlig parallellstruktur. Vesentlig kvarts, plagioklas og mikroklin, oftest meget lite glimmer (mest biotit) og klorit. Grunnmassens kornstørrelse ned til omkring 0,02 mm. Plagio-

klas foreligger oftest i større mengde enn mikroklin, og utgjøres av albit-oligoklas (oftest omkring 10 % An). Feltspatene er perthiter og antiperthiter, og de store individer fører nesten alltid mye finkornige inneslutninger, mest klorit, muskovit og epidot. Fenokrystallene utgjøres av de samme feltspater som i grunnmassen, og kvarts, de siste ofte oppknuet til aggregater. All kvarts, så vel i disse som i alle de øvrige prekambriske bergarter jeg har undersøkt omkring Oslofjorden, har undulerende utslukning.

Leptitene i Røykens nordre leptitfelt har for en stor del meget nær samme sammensetning som de i søndre felt. Innen dette leptitfelt finnes også meget glimmerrike leptiter, som grenser til glimmerskifre etter sin struktur. Disse blir omtalt nedenfor, i gruppe i (mulige sedimentære relikter).

Det som vesentlig skiller det nordre leptitfelt i Røyken fra det søndre, er at det nordre er gjennomført av utallige granitiske drag (skjematisk fremstillet på kartet). De går parallelt med strøket, og er i alminnelighet vanskelige å følge over lange strekninger. Deres antall ser ut til å tilta sterkt S-over mot grensen til de granitiske bergarter i Røykenfeltets sentrale deler. Disse granitiske drag gjør at dette feltet må regnes som et migmatitfelt. Nærmere om dette og om grensene mellom leptiter og grovere bergarter i Røykenfeltet nedenfor, gruppe b (om overgangsbergartene).

Leptitene på S. Langåra er for det vesentlige tydelig porfyriske, og står sannsynligvis de beskrevne porfyroleptiter i Røyken nær.

Leptitene på Håøy er oftest ikke tydelig porfyriske. De skiller seg dessuten fra leptitene i Røyken ved at de er litt grovere, og fører mer mikroklin enn plagioklas. Det er sannsynligvis også en nær tilknytning mellom disse og leptitene i Røyken.

Leptitene i feltene på Nesoddens V-side (Spro og Fjellstrand) skiller seg lett ut fra leptitene i Røyken ved at de sjelden er porfyriske, og ved at de er noe grovere. Til dels kan de være så grove at berettigelsen av betegnelsen leptit er tvilsom. Ved mikroundersøkelse viser det seg dessuten at disse leptiter inneholder mer mikroklin enn plagioklas, ofte helt overveiende mikroklin. Dessuten fører leptitene i Spro- og Fjellstrandtraktene ofte

atskillig mer glimmerminerale. — Disse leptiter har jeg tidligere beskrevet som »sproleptiter« (Gleditsch 1945 A, s. 151).

Leptitene i feltet S-ligst i Hurum ligner leptitene i Røyken ved at de ofte er blastoporfyriske, dog meget sjelden så utpreget som vanlig i Røyken. De er også så finkornige at de er utpregete leptiter. Men de har likhet med leptitene på Håøy og Nesoddens V-side ved at de oftest fører relativt meget mikroklin, og de kan enkelte steder være ganske glimmerrike. — Det som særlig karakteriserer dette leptitfelt, er at det fører meget tallrike amfibolitdrag, slik at det på avstand tar seg ut som en båndgneis (se nedenfor). Dette leptitfelt blir nøyaktigere beskrevet i denne avhandlings annen del. — Jeg har tidligere beskrevet disse leptiter som »tofteleptit« (Gleditsch 1945 A, s. 150—51).

På Nesoddens NØ-side har Broch (1926) beskrevet et leptitfelt. Dette er noe mindre enn det søndre leptitfelt i Røyken. Det er ikke et homogent leptitfelt, men fører tallrike drag av glimmerskifer og leptitgneiser, foruten noe amfibolit m. m. Leptitene er her vanligvis ikke porfyriske, men fører noen steder smale drag av porfyroleptiter (Broch, 1926, s. 118—19).

Som tidligere nevnt (Gleditsch 1945 A, s. 152) er det funnet et lignende leptit-glimmerskifer-felt i høyden SØ for Fjellstrand på Nesoddens V-side. Leptitdrag veksler her med tallrike glimmerskiferdrag.

Litt lenger syd, grensende inn til leptitene i Sprofeltet ved N. Sprodam, er det også et lite felt med meget interessante bergarter som enda er meget lite undersøkt (Gleditsch 1945 A, s. 151—52). Her veksler meget epidotrike leptitiske drag med utpreget granatglimmerskifer.

Leptitene på S. Langåra er som tidligere nevnt (s. 7) porfyriske, og ser ut til å være nær beslektet med leptitene i Røyken. Men det er meget mulig at det er en jevn overgang fra de utpregete porfyroleptiter i Røyken, til de mer tvilsomme leptiter på øyene og Nesoddlandet, og til de grove migmatitgneisene på Ø-siden. — Mot N-enden av S. Langåra går bergartene over til en slags »båndet« leptit, bare i mikro synlig porfyrisk. Den båndete struktur fremkommer ved at de mørke bestanddeler er auriket i parallelle bånd (relikt etter skifrig struktur?). Karak-

teristisk for bergarten er dessuten tallrike ganske store epidotkorn med orthitkjerne, som er iaktatt iallfall opptil 0,25 mm store, og ligger som porfyroblaster. De er lett synlige i makro, og gir bergarten et knudret utseende.

b. *Overgangsbergarter: leptiter — grovere migmatitgneiser o. l.*

Man finner i alminnelighet ingen skarp grense mellom leptitfeltene og de omgivende bergarter. Leptitfeltene er gjerne omgitt av en overgangssone, som gradvis fører over i de grove bergarter. Dette skjer i hovedsaken på to måter: Enten er overgangsbergartene relativt jevne bergarter, som fra finkornige typer ved leptitfeltet gradvis går over i mer grovkornige typer. Eller overgangssonen dannes av utpreget blandingsbergart, hvor vi stadig om hverandre finner drag eller flekker av begge bergartstyper, de finkornige overveiende nær leptitfeltet, de grovkornige gradvis mer overveiende ettersom vi fjerner oss fra dette.

Omkring leptitfeltene i Røyken har vi de mest utpregete eksempler på begge disse tilfelle. Dette omtales nærmere i den annen avhandling i denne serie.

Her skal bare nevnes at jeg på oversiktskartet har forsøkt å anskueliggjøre at leptitene i Røykens søndre leptitfelt ved gradvis granitisasjon går over i grovere migmatitbergarter. Typisk for overgangen her, er det at skarpe grenser mellom bergartene ikke kan iakttas i makro, mens man derimot i mikro ofte kan finne grensen mellom de ikke migmatiserte og de migmatiserte bergarter meget nøyaktig, på grunn av den plutselige opptreden av utpreget symplektisk struktur (J. J. Sederholm 1916, s. 46) i form av mikroskriftgranit (fig. 1). Likeså har jeg på oversiktskartet skjematisk vist hvorledes grensen mellom leptitiske og grovere granitiske bergarter ved Røykens nordre leptitfelt dannes av en meget bred sone med blandingsbergarter, idet leptiten er gjennomvevet av utallige granitdrag (fig. 2), og graniten lenger syd inneholder uregelmessige leptitflekker.

Mer kompliserte overgangssoner finner vi i Skrysetåsen (NV-lige hjørne av Røykenfeltet) og på Gråøy og Håøy. På

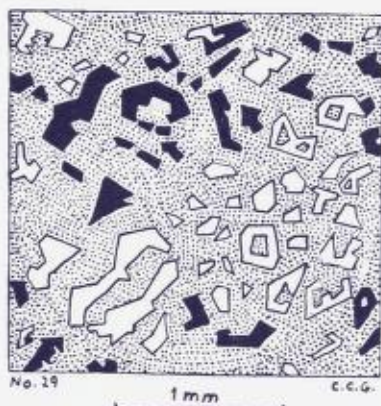


Fig. 1. Symplektisk struktur fra overgangssonen ved Båtsto, skjematisert. Svart og hvitt: kvarts; prikket: plagioklas (serisitisert og kloritisert).

Structures symplectiques, près de Båtsto. Noir et blanc: quartz; pointé: plagioclase.

sistnevnte sted er det tydeligvis en overgang fra porfyrleptit til øyegneis, og øyegneisen på Håøy fører ofte tallrike drag og linser av leptit. Denne blandingsbergart kan muligens paralleliseres med den »slirgneis« med leptitlinser som er beskrevet fra Stockholms skjærgård av N. Sundius (1947, s. 6), og jeg anser det for meget sannsynlig at de er fremkommet på lignende måte.

På Håøy sees også mange andre utpregete migmatittyper, bl. a. agmatit (fig. 3).

De slutninger jeg er kommet til med hensyn til Røykens graniter og lignende bergarter i de beskrevne områder, er nærmere underbygget og definert i annen avhandling i denne serie. Her skal bare nevnes at jeg er kommet fram til dem bl. a. ved sammenlignende studier av arbeider utført i lignende migmatit-områder i yngre formasjoner, hvor forholdene er klarere, særlig fra Massif Central og Pyreneene i Frankrike (E. Raguin 1930, 1938 og 1946).



Fig. 2. Leptit (mørk) med grovere granitiske drag (lyse), Røykens nordlige leptitfelt (mellom Auke og Aukeløkka).

Leptite (foncé), avec des filons granitiques.

Zone de diadysites, Røyken.

Overgangsbergartene omkring det leptitfelt på Nesoddens NØ-side som er beskrevet av Broch (1926), vil ikke bli nærmere omtalt her.

Leptitene ved Fjellstrand og Spro er enda ikke så nøyaktig undersøkt som bergartene på fjordens V-side og på øyene. Av oversiktskartet sees at vi på Nesoddens V-side flere steder ved leptitfeltenes grenser finner masseformige granitiske bergarter. Det er meget mulig at dette til dels er lignende anatexiter som de jeg beskriver fra Røyken (se nedenfor). Langs feltene sees også forskjellige slags blandingsbergarter, som for en stor del kommer inn under det jeg foreløpig har samlet under betegnelsen leptitmigmatiter, eller varierte gneiser med overveiende leptitiske drag, som blir nevnt nedenfor (gruppe e).

En bergart som er meget karakteristisk for disse leptitfelt, og som ikke finnes i Røyken, er den jevne, grove leptitgneis. Den er en ensformig, ikke porfyrisk, lys gneis med utpreget

gneisstruktur, som sikkert må være et omdanningsprodukt av de ikke porfyriske leptiter (forgneisning). — På Lågøy er slike leptitgneiser porfyriske, hvorved de til dels har karakter av fin-kornige øyegneiser. Disse bergarter kan være et ledd i utviklingsrekken fra porfyrléptiter til øyegneis; eller de kan være et ledd i en videre omdannelse av de jevne leptitgneiser i Sprotraktene.

Omkring Hurums leptitfelt er overgangen mellom leptitfeltet og de grovere bergarter ødelagt av permiske forkastninger og drammensgraniten.

c. *Jevne granitiske bergarter (anatexiter?)*.

På oversiktskartet (kart 1) har jeg noen steder forsøkt å skille ut en del bergarter som ved sin jevnkornige og masseformige struktur skiller seg fra de omgivne gneiser og migmatiter. Dette er granoblastiske, relativt finkornige granitiske bergarter. Det er foreløpig ikke mulig å si noe sikkert om deres opprinnelse, men jeg anser det for meget sannsynlig at de er anatexiter.

De sees flere steder på Nesodderlandet, helt overveiende omkring leptitfeltene på vestsiden. De er dels masseformige, men dels har de også svak antydning til parallellstruktur, som forsøkt antydnet på kartet. Deres beliggenhet i utkanten av leptitfeltene, tyder (som ovenfor nevnt) på at de meget sannsynlig er granitisasjonsprodukter av leptiter. Det er mulig at nøyaktigere undersøkelser vil kunne vise at vi noen steder omkring leptitfeltene her (se særlig N-siden av Fjellstrandfeltet, kart 1) har en lignende jevn overgang fra leptiter til anatexegraniter som ved Røykens søndre leptitfelt. Men sannsynligvis er forholdene her i de indre deler av Nesodderlandet mer komplisert enn i Røyken, og arbeidet vanskeliggjøres dessuten av store overdekkede områder.

Slike granitiske bergarter finnes også enkelte steder i Hurums gneismigmatitfelt. De er ikke utskilt på kartet, men finnes vesentlig innen området som er avmerket med »jevn, grov gneis«, og vil bli nærmere omtalt i denne avhandlings annen del.

d. *Øyegneiser (migmatiter) og porfyroblastiske anatexegraniter.*

Av oversiktskartet (kart 1) sees at øyegneiser finnes i flere atskilte områder spredt omkring, men at de største sammenhengende områder finnes i de N-lige deler, særlig i distriktene omkring Drøbaksund. Et stort sammenhengende øyegneisfelt ser ut til å gå gjennom Hurum, over Håøya og Asponn, og langs fjordens Ø-side fra Drøbak til Sprotraktene. Hvis vi tenker oss at leptitfeltene i Hurum og Røyken var forbundet med hverandre før drammensgranitens fremtrengen, og at leptitfeltene i Røyken og på Nesoddens V-side var forbundet med hverandre før Oslofjordens dannelse, sees at hele dette lange leptitfelt langs sin Ø-side har en så å si sammenhengende øyegneissone. Denne øyegneissone viser seg flere steder, vesentlig i de V-lige deler, å inneholde en øyegneistype med usedvanlig finkornig struktur. Dette, sammen med andre iakttagelser (s. 10), støtter teorien om at disse øyegneiser er av samme opprinnelse som leptitene, og at vi har en jevn overgang fra leptiter til øyegneiser.

Det er høyst sannsynlig at vi også har øyegneiser av annen opprinnelse innen disse områder.¹ Det er ganske stor forskjell på øyegneistypenes mineralogiske og kjemiske sammensetning. De lyse øyegneiser som er alminnelige langs leptitfeltene, har en alminnelig granitisk sammensetning (mikroklin, sur plagioklas, kvarts og glimmer). I disse har jeg ikke noe sted kunnet påvise noe vesentlig av andre mørke mineraler enn glimmer og klorit. I disse lyse øyegneiser finnes noen steder i Hurum og på Håøya smale drag av en mørk øyegneis (fig. 16 og 17), som ved mikroundersøkelse viser seg å holde bl. a. mer glimmer (særlig biotit) og dessuten granat. Andre steder, i andre øyegneissoner, er det flere som fører hornblende.

Det ligger nær å tenke seg at de mørke øyegneiser til dels kan være fremkommet ved assimilasjon av f. eks. sedimentært

¹ Forfatteren har senere, mens de nå foreliggende avhandlinger ventet på trykningsmuligheter, uttalt seg om visse øyegneisers genese i en annen avhandling (Gleditsch: Sur la formation de gneiss ocellés et de granites d'anatexie, d'après des observations dans des zones orogéniques des différentes époques. Bull. Soc. géol. France, t. 20, 1950, p. 345).

materiale, og å sammenligne dem med bergarter som er beskrevet fra Stockholms skjærgård av Sundius (1947).

S-ligst i gneis-magmatifeltet på Hurumlandet (Ø for Tofte) har jeg på kartet avmerket en masseformig, grov, porfyroblastisk granit (fig. 14), som jeg tidligere har benevnt »øyegranit« (Gleditsch 1945 A, s. 153—54). Dette er sannsynligvis en anatexegranit, og den vil bli nærmere omtalt i denne avhandlings annen del.

e. *Leptitmigmatiter — åregneiser med overveiende leptitiske og andre finkornige drag.*

Bergartene innen denne gruppe er utpregete blandingsbergarter, som jeg tidligere har betegnet »leptitåregneiser« (Gleditsch 1945 A, s. 152). For en vesentlig del er det sannsynlig at leptiter er de alminneligste bergarter innen disse områder, men de danner mer utpregete inhomogene bergartskomplekser enn noen av de migmatiter jeg har beskrevet ovenfor. For det første er det ustanselig vekslning av forskjellig slags bergartsdrag: leptiter, grovere gneiser, glimmerskifre, amfiboliter m. m. For det annet er leptitene svært variert både hva mineral-sammensetning og kornstørrelse angår.

Det største området med slike bergarter har vi på Nesoddlandets Ø-side fra kirkebygda til dalsøkket Brevik—Halangen. Innen dette området er det store variasjoner. Arbeidet her er enda ikke særlig langt fremskredet, og det vanskeliggjøres dessuten på grunn av store overdekkede områder.

Innen dette leptitmigmatitområde finnes også bl. a. en disthenførende leptit, som vil bli omtalt senere (gruppe i, mulige sedimentære relikter). Stort sett ser disse leptiter i det hele tatt ut til å være mørkere, særlig mer biotitrike, enn f. eks. leptitene i Røyken, og plagioklasen fører ofte et atskillig høyere anorthitinnhold (ofte andesin). Det ligger nær å sammenligne dem med de »femiske leptiter« som omtales av Sundius, og som han mener er paraleptiter (Sundius 1947, s. 7).

Et lignende område, men mye mindre, har vi muligens i indre Vestby mellom Hvitsten og Son (se oversiktskartet), men denne antagelse bygger foreløpig bare på feltiakttagelser.

Forøvrig har jeg flere steder skilt ut mindre områder hvor de leptitiske drag er de overveiende. Enkelte steder, f. eks. i Sprotraktene, er det meget sannsynlig at disse områder er overgangssoner mellom leptitfeltene og de grovere bergarter.

Utpregete anatexiter finnes også noen steder innen disse bergartsområder. På Håøy, hvor jeg langs N- og V-kysten har avmerket disse bergarter innen noen små områder, finnes som nevnt utpregete agmatiter (fig. 3).

f. *Flebiter (åregneiser — migmatiter, med overveiende lyse drag), og gneisgraniter av usikker opprinnelse.*

Bergarter som jeg tidligere (Gleditsch 1945 A) har kalt »varierte, årete gneiser med vesentlig grove, lyse drag«, opptar en meget stor del av de kartlagte områder (kart 1). Innen disse områder finnes alle slags gneisbergarter¹ i så sterk variasjon at det ikke er mulig å skille dem fra hverandre på kartet (fig. 4). De er for en vesentlig del utpregete migmatiter.

Innen disse områder inngår også store, ensformige åregneisfelt uten særlig store innbyrdes variasjoner. Jeg finner det derfor nødvendig å komme litt nærmere inn på det uklare begrep »åregneis«.

Om begrepet »åregneis«. Åregneiser er migmatiter som i hovedsaken kan tenkes oppstått på to måter (ekstreme tilfelle): åredannelsen skjer ved *entexis*, dvs. ved tilførsel av stoff utenfra, eller ved *ektexis*, dvs. ved utskillelse av granitpegmatitisk stoff innen den tilstedeværende bergart (K. H. Scheumann 1937 A, s. 405). — Scheumann (1937, s. 298) mener at man for åregneiser dannet på førstnevnte måte bør bruke betegnelsen *arterit*, og på de dannet på den annen måte *venit*. Men, som Scheumann også videre bemerker, denne inndeling har den vesentlige ulempe at den går ut fra viten om bergartenes genesis. Meget ofte, som tilfellet også er i de områder hvor jeg arbeider, vil man ikke

¹ Med betegnelsen gneis menes her feldspatførende krystallinske skifre av hvilken som helst primær opprinnelse og uten hensyn til hvilke metamorfoseforhold som har omvandlet dem (A. Demay 1942, s. 236).



Fig. 3. Agmatit fra vestsiden av Håøy.
Agmatite de Håøy.

(iallfall ikke i første omgang) kunne si hvordan åregneisene er dannet. Dessuten vil åregneisene svært ofte være både arteriter og veniter etter ovenfor nevnte definisjon. Scheumann (1937, s. 299) innfører derfor fellesbetegnelsen *phlebit* for disse åregneiser.

De bergarter som inngår i denne gruppe (f), er *flebit*er som for det meste er fattige på basiske drag.

Det materiale som flebitene er dannet av, kan ha vært meget varierende i de forskjellige deler av de her beskrevne områder, og jeg vil ikke i denne avhandling komme nærmere inn på teorier om deres genesis. Jeg vil bare nevne at det er meget sannsynlig at vi noen steder (f. eks. på Nesoddlandet) har flebiter som er dannet av leptitisk materiale, på lignende måte som beskrevet av Sundius (1947) for »slirgneiser«[«] dannet av »femisk leptit«[«] i Stockholms skjærgård.

Noen steder finnes flebiter som fører mye granat. Disse »granatgneiser«[«] er vesentlig utbredt på østsiden av Bunnefjord, hvor de særlig er dominerende omkring Ljan.

Gneisgraniter (?) av usikker opprinnelse har jeg noen steder skilt ut på oversiktskartet, og jeg har betegnet dem »jevn,



Fig. 4. Flebit med sterkt vekslende drag, mellom Drøbak og Hvitsten.
Hammeren ligger på et øyegneisdrag.
*Phlébite varié entre Drøbak et Hvitsten. Le marteau sur une couche
de gneiss ocellé.*

grov gneis« (Gleditsch 1945 A, s. 154). Det største og mest homogene område av slike bergarter finnes på Nesoddens N-lige del, og bergarten er her av Broch (1926, s. 85 m.m.) oppfattet som en omvandlet intrusjonsgranit, yngre enn suprakrustalbergartene. Denne antagelse er ikke bevist, og ved sammenligning med lignende bergarter andre steder, vil en se at denne »gneisgranit«, etter det vi foreløpig vet, like godt kan være av annen opprinnelse.

Av oversiktskartet sees at jeg har avmerket samme bergart på Hurumlandet i traktene innenfor Filtvet. Denne blir omtalt i denne avhandlings annen del.

g. *Båndgneiser (migmatiter), og flebiter med tallrike basiske drag.*

For denne gruppe bergarter kan gis samme karakteristik som for den foregående (f): en overordentlig sterk variasjon av bergarter. Variasjonene er her enda større, idet vi også finner tallrike basiske drag. Bergartene er til dels utpregete båndgneiser, men oftest er betegnelsen *flebiter med tallrike basiske drag* mer betegnende (fig. 5).

Om begrepet båndgneis. Båndgneis er blitt brukt som betegnelse på flere forskjellige slags bergartskomplekser. Karakteristisk for dem alle er at de består av vekslende drag («bånd») av forskjellig utseende bergarter. Jeg finner det praktisk å begrense begrepet til å gjelde for bergartskomplekser hvor det er *en lett synlig (tilstrekkelig hyppig) veksling av mørke (basiske) bergartsdrag med forskjellige migmatiske drag av gneiskarakter (flebiter)*. — Hvis en enkelt bergartstype, som ikke er en utpreget migmatit, bygger opp det helt vesentlige av bergartskompleksets lyse drag, benevnes det ikke båndgneis. I leptitfeltet på Hurums S-kyst er det f. eks. ikke tale om noen båndgneis, men leptit med tallrike amfibolitdrag (fig. 6). Det vanlige i båndgneiskomplekser vil være at de lyse drag utgjøres av flebit (altså en utpreget migmatit).

Fra flebiter fattige på basiske drag, over flebiter med tallrike basiske drag til utpregete båndgneiser, er det selvsagt en jevn overgang, og det vil på et kart meget sjelden kunne settes skarpe grenser mellom slike bergartstyper.

Utpregete båndgneiser er ikke alminnelige i Oslofjordens prekambriske områder. Flebiter med tallrike basiske drag er derimot utbredt over ganske store områder. På oversiktskartet (kart 1) har jeg ikke skilt mellom disse to typer.

De mørke drag er oftest forskjellige slags amfiboliter, og vil bli omtalt nedenfor (gruppe h). De lyse drag er som nevnt mest flebiter (sterkt varierte); men dessuten forekommer stadig øyegneisdrag, leptitiske drag m. m. — Flere steder hvor det er båndgneiser sees agmatiter, særlig omkring Kurefjord.

Innen områder med leptitmigmatiter m. m. (gruppe e) er det også flere steder tallrike mørke drag. Disse har jeg ikke regnet



Fig. 5. Flebit med tallrike amfibolitdrag (båndgneis), Hvitsten.
Phlébite avec de nombreuses couches d'amphibolite, Hvitsten.



Fig. 6. Leptit med tallrike amfibolitdrag, vest for Sagene, Hurum.
Leptite avec de nombreuses couches d'amphibolite, à l'ouest de Sagene.

med til båndgneiser når de leptitiske drag ser ut til å være de alminneligste.

Øyegneiser med tallrike amfibolitdrag er også et tvilsomt tilfelle, som muligens burde vært regnet til båndgneisenes gruppe. Men jeg har foreløpig ikke funnet det praktisk å skille dem fra de øvrige øyegneiser, som vanligvis er fattige på mørke drag (særlig på Hurumlandet og Håøy). På Askeskjær er øyegneisen utpreget båndet. Det samme sees flere steder på fjordens Ø-side, men er ikke alminnelig.

h. *Amfibolit og gabbrobergarter.*

Disse kan inndeles i to hovedgrupper, amfibolitdrag og hornblendegabbroer.

Amfibolitdrag av forskjellige typer finnes innen alle de ovenfor nevnte bergartsgrupper. Noen steder forekommer de så hyppig at de gir bergarten et karakteristisk preg, som tilfellet er i størstedelen av leptitfeltet S-ligst i Hurum og i båndgneiser o. l. Dette er skjematisk fremstillet på kartet. Andre steder forekommer de mer spredt, som f. eks. alminnelig i flebiter og øyegneiser, og er da ikke tegnet inn på oversiktskartet.

Amfibolitdragenes mineralsammensetning varierer meget. Alminneligst er sannsynligvis amfiboliter med vesentlig alminnelig (eller aktinolitisk) hornblende (eller uralit) og plagioklas (albit—andesin), med litt kvarts, biotit, klorit, epidot, titanit m.m. I noen har en utstrakt saussuritisering og kloritisering funnet sted. Det ser ut til å være særlig alminnelig i Røyken, hvor flere av dragene er en mellomting mellom epidotamfiboliter og grønnskifre. — Pyroxenførende amfiboliter forekommer meget sjelden.

Granatamfiboliter (med store porfyroblaster bestående av granataggregater) finnes bl. a. på Nesoddens Ø-side (O. A. Broch 1926). De er dessuten meget alminnelige omkring det S-ligste av Bunnefjord, og S-over og Ø-over herfra. Lenger syd går søner med granatamfiboliter noen steder helt vest til Oslofjordens kyst. Jeg har således funnet slike bergarter i Mossesund (Kulpeholmen) og ved Feste S for Moss, og dessuten noen steder innen smålensgranitens område (f. eks. Strømtangen i Onsøy). Granat ser altså ut til vesentlig å foreligge i amfiboliter i de Ø-ligste og S-ligste områder. På fjordens V-side er i det hele tatt granatførende bergarter meget sjeldne.

Det som her er omtalt som amfibolitdrag, er alltid bergarter med parallelstruktur. Kornstørrelsen varierer meget. — Dragene ligger alltid konformt med strukturene i de omgivende bergarter. Rent unntagelsesvis har jeg iaktatt noen ganske små »utløpere» som ser ut til å gjennomsette strukturene i den omgivende bergart (på Håøy).

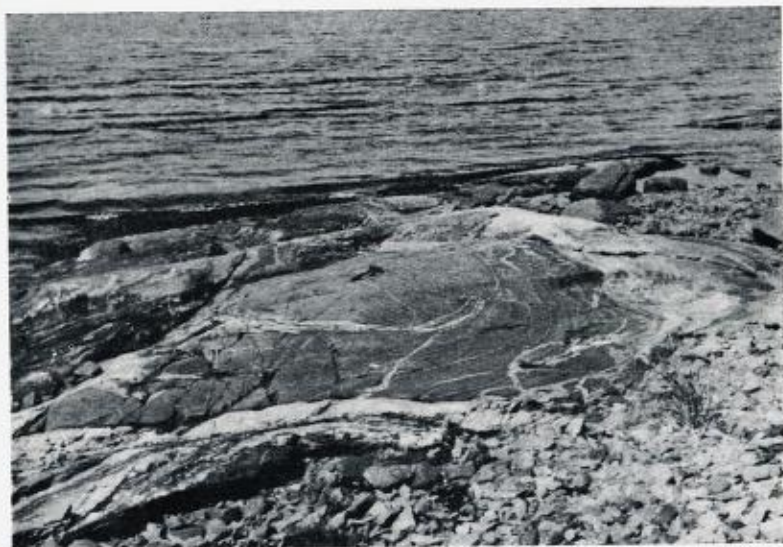


Fig. 7. Amfibolitinnleiring i rotet flebit, mellom Drøbak og Hvitsten.
Amas d'amphibolite, entre Drøbak et Hvitsten.

Hornblendegabbroer (massive amfiboliter). Disse finnes vesentlig på Ø-siden av fjorden, og er der alminneligst i de S-lige områder (Hvitsten—Torbjørnskjær).

Det eneste større gabbrområde på V-siden av fjorden finnes i Røykens søndre leptitfelt. Her ligger en saussurit-gabbro med en aktinolitisk hornblende som det dominerende mineral.

På Ø-siden av fjorden er gabbroforekomstene enda ikke på langt nær godt nok undersøkt. De ligger tydelig som kupper i migmatitgneisene, og det kan ofte være tvil om hva som skal regnes som amfibolit og hva gabbro. Strukturene omkring de større gabbromassivene ser ut til å være likedan som man flere steder tydelig kan se dem omkring små amfibolitinnleiringer i de mange pene blottninger langs kysten (fig. 7).

De gabbroer jeg har undersøkt i området mellom Hvitsten og Moss er vanligvis meget grovere, men også meget ujevne enn saussuritgabbroen i Røyken. Til dels forekommer utpregete hornblendepegmatiter (består vesentlig av alminnelig hornblende

og plagioklas). — De fører alltid en del kvarts, sannsynligvis ca. 5—15 %. Feltspaten er for det vesentlige andesin, med ca. 30—45 % anorthit, og er vanligvis lite saussuritisert. Hornblenden er oftest aktinolitisk alminnelig hornblende (dels typisk uralit). Den er oftest litt kloritisert. — Utpreget saussuritisering forekommer også av og til i disse gabbroer, bl. a. i Sonsåsen, som er det største av disse gabbromassiver.

I områdene fra Moss og S-over har gabbroene (dioritene?) i makro ofte en litt lysere fargetone, og de virker for det meste meget jevnere enn de mellom Moss og Hvitsten. Etter de få mikroundersøkelser jeg hittil har gjort her, ser det ut til at den alminneligste innen dette område (bl. a. Kleberget ved Moss og Torbjørnskjær), fører som hovedmineraler plagioklas, augit og hornblende i vekslende mengder, og dessuten noe biotit og kvarts. Plagioklasen er renere enn i noen av de ovenfor beskrevne hornblendebergarter (dvs. fører mindre inneslutninger), og består av andsin(-labrador) med anorthitinnhold omkring 40—50 %. Noen steder inneholder disse gabbrobergarter store mengder granat som spredte korn og aggregater. — Disse bergarter fører i alminnelighet lite kvarts, sannsynligvis oftest under 5 %, altså betydelig mindre enn vanlig for gabbrobergartene N for Moss.

i. *Glimmerskifre. Mulige sedimentære relikter.*

Broch (1926) mener at det området som av ham er beskrevet NØ-ligst på Nesodden er et suprakrustalkompleks, og bygger sin antagelse helt vesentlig på det store innhold av aluminium i visse bergarter. Eskola (1939, s. 398) hevder at det er farlig å regne aluminiumoverskudd som kriterium for sedimentogen opprinnelse, da en helt lik mineralogisk sammensetning forekommer i helt sikre metasomatiske gneiser (f. eks. i Orijärvidistriktet).

Men det er meget sannsynlig at Brochs antagelse er riktig, like så vel som jeg anser det sannsynlig at store deler av de områder jeg har kartlagt er av suprakrustal opprinnelse. Det er derfor av stor interesse om det kan påvises sedimentære relikter. Av mulige slike har jeg, foruten glimmerskifre, bl. a. funnet aluminiumrike bergarter og et sannsynlig opprinnelig konglomerat.

Glimmerskifre forekommer meget alminnelig N-ligst på Nes-odden (Broch 1926). Videre S-over Nesodderlandet har jeg også flere steder funnet tallrike glimmerskiferdrag (se ovenfor, s. 14) oftest sammen med leptiter. Men forøvrig er glimmerskifre ikke alminnelige. I områder med varierte migmatitgneiser (gruppene e, f og g) finnes her og der små glimmerskiferdrag, men meget sjelden så betydelige at de kan avmerkes på oversiktskartet. — Granatglimmerskifre finnes vesentlig øst for Bunnefjord, på Nes-oddens østside og i det felt med epidotleptit som er nevnt ved Spro (s. 8).

Betegnelsen glimmerskifer er i virkeligheten ikke helt berettiget på bergarter med så stort feltspatinnhold som det er vanlig å finne i disse bergarter. Det er utpregete *leptynoliter* (E. Raguin 1946, s. 58—59). — Leptynoliter, dvs. glimmerskifre med et betydelig feltspatinnhold, kan tenkes å være et ledd i følgende to utviklingsrekker: Leirskifer → fyllit → glimmerskifer → leptynolit → gneis, og Leptit (glimmerførende) → (leptitgneis) → leptynolit → (leptitgneis) → gneis. I første tilfelle vil altså endeproduktet være en sikker paragneis, og leptynoliten er av sikker sedimentær opprinnelse. Det vil dog ofte være umulig å skille denne fra den leptynolit som oppstår i annet tilfelle, og som kan være av eruptiv eller sedimentær opprinnelse, alt ettersom leptiten er dannet av en eruptiv eller sedimentær bergart.¹

Andre mulige sedimentære relikter (konglomerat m. m.). På Hurumlandet, nær Tofte helt sydligst i gneis-migmatitfeltet, har jeg i 1947 funnet en liten forekomst av en bergart som etter sitt utseende (fig. 18) må betegnes som et deformert konglomerat. Dette blir nærmere omtalt i denne avhandlings annen del (s. 52).

Muligheten for at vi har amfiboliter av sedimentær opprinnelse vil likeså bli nærmere omtalt i annen del (s. 76).

Som nevnt har Broch (1926) bygget sin antagelse på at vi har å gjøre med et suprakrustalkompleks, på noen funn av aluminiumrike bergarter som han mener er av sedimentær opp-

¹ Etter fullførelsen av denne avhandling har forfatteren hatt anledning til geologiske studier i Frankrike, og ser at leptynolitbetegnelsen der vesentlig brukes i atskillig snevrere betydning.

rinnelse. Det er meget sannsynlig at en like nøyaktig mikroundersøkelse andre steder i de omtalte områder, som den som er utført av Broch nordøstligst på Nesodden, vil føre til funn av flere bergarter rike på Al-silikater. Jeg har foreløpig kunnet påvise slike i mikro fra noen få steder.

Mellom Rudstrand og Kroken i leptitmigmatitområdet på Nesoddlandets østside, er det en mørk leptit som viser seg å være biotitrik og fører dessuten ganske mye disthen (sannsynligvis over 5 %). Det er denne leptit jeg har nevnt (s. 14) at det er av interesse å sammenligne med de »femiske leptiter« av sedimentær opprinnelse som er beskrevet av Sundius (1947). — Likeså har jeg funnet disthen i biotitrik leptit i Røykens nordre leptitfelt. En mørk, porfyroblastisk, biotitleptit på nordøstligste odde på Gråøy, fører også mye disthen i meget små korn. Dessuten er det funnet disthen i en gneisbergart ved Tusse i Frogn (Broch og Isachsen 1939). — I de tre tilfellene fra Røyken og Nesodden foreligger disthen i meget små korn i biotitrike, svakt skifrige leptiter. Det er grunn til å tro at de fortsatte mikroundersøkelser vil føre til funn av flere slike bergarter.

OM METAMORFE BERGARTERS SYSTEMATIK OG NOMENKLATUR

Under mitt arbeid i disse prekambriske områder, så vel som under mitt arbeid i den prekambriske dypsonen på Vestlandet, har jeg stadig hatt vanskeligheter på grunn av mangelen på veldefinerte bergartsbetegnelser og et godt system til klassifisering av disse bergarter.

De franske geologer J. Jung og M. Roques (1936 og 1938) har fremsatt forslag til et system, som jeg har omtalt i en tidligere notis (Gleditsch 1947). Det ser ut til at dette systemet meget godt lar seg anvende for de bergartsområder jeg hittil har arbeidet i. Men da systemet enda for det vesentlige later til å være nokså ukjent for skandinaviske og engelsktalende geologer, har jeg hittil ikke gjennomført det i mine arbeider.

Jeg skal bare gjenta systemets hovedtrekk, vesentlig etter M. Roques (1941, s. 25—39) og E. Raguin (1946), og vise hvordan en del av Oslofjordens prekambriske bergarter lar seg innpasse i det.

METAMORFE BERGARTER

1. *Myloniter* (mekanisk omvandling, ingen rekrystallisasjon av betydning).
2. *Hornfelter* (kontaktmetamorfe bergarter, i alminnelighet ikke orientering av mineralene).
3. *Krystallinske skifre* (kataklastisk struktur, mineralene orientert).
 - a. *Ectiniter*.
 - b. *Migmatiter*.

Ectiniter:

Ikke feltspatførende (iallfall ubetydelig feltspat):

Kvartsiter, glimmerskifre, kloritskifre.

Feltspatførende: Leptiter og gneiser (dessuten amfiboliter m. m.).

Migmatiter:

Diadysiter (har bevart ectinitmaterialet atskilt, gjennomsatt av småårer og linseformige intrusjoner).

Embrechiter (ectinitenes krystallinsk skifrige struktur er bevart. Injeksjoner av pegmatit m. m. slik at bergarten ofte får et året eller båndet utseende).

Anatexiter (den skifrige struktur forsvinner, glimmermineralenes orientering blir brutt).

Ectiniter er altså ikke-migmatiske (krystallinske skifre utenfor migmatitsonen). Det er viktig å være klar over grensen mellom ectiniter og migmatiter (Gleditsch 1947). For ectiniter er gitt følgende definisjon: »Les ectinites sont les schistes cristallins dont le métamorphisme s'est effectué sans apport feldspathique notable.« (M. Roques 1941, s. 27). Ved definisjon av migmatiter slutter Roques seg i det vesentlige til C. E. Wegmann (1935, s. 307). — Med hensyn til begrepet krystallinske skifre er dette meget klart definert av Pierre Termier (1910, s. 588).

Migmatitbegrepet ble inngående behandlet av J. J. Sederholm (1926). Men ettersom studiet av disse bergarter utviklet seg videre, har det vært nødvendig å gjøre en del små forandringer

av de definisjoner og betegnelser han benyttet, og det er vel ennå et stykke igjen før man kommer til enighet om disse spørsmål. Jeg har hittil vesentlig bygget på de ideer som er fremsatt av C. E. Wegmann (1935, s. 307) og M. Roques (1941), og dessuten K. H. Scheumann (1937, s. 297—300), T. F. W. Barth (1939, s. 115), P. Eskola (1939, s. 266), A. Demay (1942, s. 237) og E. Raguin (1938 og 1946).

I nedenstående oppstilling har jeg vist hvordan det er sannsynlig at en del av bergartene innen Oslofjordens prekambrium kommer til å bli plasert i dette system:

Ectiniter:

Ikke feltspatførende: Enkelte glimmerskifre.

Feltspatførende:

Blastoporfyrisk leptit i Røykens søndre felt.

Delvis leptitene i Hurums leptitfelt.

Delvis leptitene på Nesodden.

Muligens Nesoddens gneisgranit.

Flere amfiboliter m. m.

Migmatiter:

Diadysiter:

Røykens nordre leptitfelt.

Deler av Hurums leptitfelt (f. eks. Mølen).

Deler av leptitfeltene på Nesodden.

Deler av leptitmigmatitenes områder.

Embrechiter:

Alle flebiter.

En del leptitmigmatiter.

Øye-embrechitene (visse øyegneiser).

Anatexiter og anatexegranit:

Røykens nebuliter og anatexegraniter.

Hurums porfyroblastiske anatexegranit.

Sannsynligvis en del granitiske bergarter på Nesodlandet.

En del øyegneiser.

TEKTONIK M. M. KORT OVERSIKT OVER EN DEL GENERELLE TREKK. YNGRE BERGARTER

Det er den alminnelige oppfatning at Oslofjordens prekambriske områder tilhører den gothiske »fjellkjedesone«, og at strøket innen de samme områder skulle være nordlig.

Hvorvidt den første av disse antagelser er riktig eller ikke, er det etter de undersøkelser som hittil er gjort ikke mulig å si. Den eneste aldersbestemmelse som foreligger fra disse områder (Ellen Gleditsch 1919 og 1925), er fra en pegmatitforekomst som er yngre enn de vanlige bergarter. Hvor stor aldersforskjellen er, er enda uvisst, hvorom mer nedenfor (s. 31). For å komme lenger i disse spørsmål, er det ikke bare nødvendig med flere aldersbestemmelser, men også å skaffe tilveie et langt bedre kjennskap til hele det østnorske grunnfjellsområdet, som fremdeles for en vesentlig del er ukjent.

Strøk og fall.

Mine undersøkelser hittil viser at antagelsen om overveiende nordsydlig strøk bare er riktig for enkelte områder.

Som det sees av oversiktskartet (kart 1) er strøket innen leptitfeltene Tofte—Røyken—Fjellstrand overveiende nordlig. Nordvestligst i Røyken bøyer det mot NV og V, og på Nesoddens vestsida mot NNØ. Fallet er innen disse felter oftest bratt eller steilt. Øyegneisjonen langs leptitfeltenes østside følger i store trekk strøket i disse, fra SSØ—NNV sydligst i Hurum til SSV—NNØ i Fjellstrandtraktene. Lenger nord på Nesodden er strøket også overveiende nordlig. Men i Nesoddlandets indre sydlige trakter og sydover langs Bunnefjorden er strøket overordentlig variert, og syd for en linje fra innerst i Bunnefjord til Drøbak, er østlig strøk helt tydelig det alminnelige til syd for Hvitsten. I S. Vestby blir forholdene igjen svært rotet. Det ser ut til å være overveiende nordlig strøk langs kysten, men mer østlig innover i landet. I Rygge er det mest nordlig strøk, men sydover i Råde, mot Krokstadvjord, blir det igjen østlig. — Som det fremgår av de strøk-falltegn jeg har tegnet på kartet, er også

fallet i alminnelighet meget sterkt varierende, men det er sjelden noe vesentlig flatere enn ca. 50° (alle gradmål er angitt etter en sirkel inndelt i 400°).

Foldninger og strekning.

I Røyken og den vesentlige del av Hurum er bergartene påfallende lite foldet, og det er meget vanskelig noe sted innen disse områder å finne noen målbar foldningsakse. Mølen danner en unntagelse, hvorom senere (s. 64). På østsiden av fjorden er det derimot vanligvis tydelige foldninger. Foldningsaksen står ofte steilt (særlig på Håøy og Nesoddens vestside), men peker ellers i allé retninger. Det ser foreløpig ut til å være vanskelig å finne noe system i dette.

I alminnelighet sees en tydelig strekning (lineærstruktur) i foldningsaksens retning (fig. 23).

Noen virkelig oversikt over de grovtektoniske forhold kan man neppe vente å få for større områder av det østnorske grunnfjell er kartlagt.

Breksiering og forkastninger.

Bergartene innen disse prekambriske områder er ofte så sterkt breksiert over store, sammenhengende områder at det er vanskelig eller umulig å skille fra hverandre de enkelte breksjesoner. Det må ansees for sannsynlig at breksieringen — foruten fra vanlige forkastninger — kan skrive seg fra store overskyvninger (slike kan dog ikke noe sted påvises), eller fra et overordentlig sterkt press, fremkommet f. eks. ved orogene bevegelser i naboområdene (se s. 32). Ofte er bergartene over store områder meget sterkt mylonitisert (f. eks. i Røyken), til dels så sterkt at det kan by på store vanskeligheter å klassifisere dem.

Av forkastningsbreksjer er de permiske de helt dominerende. Men jeg anser det for lite sannsynlig at disse permiske forkastninger har frembrakt den store, regionale mylonitisering som mange steder sees. Det synes rimeligere at denne skriver seg fra tektoniske forstyrrelser i prekambrisk tid. Det ser også ut til at det i postpermisk tid har vært en del bevegelse i berggrunnen, men sannsynligvis av mindre dimensjoner.

De forskjellige slags breksjer og forkastninger vil bli noe nærmere omtalt i denne avhandlings annen del. Jeg skal her bare gi en oversikt over de mest iøynefallende trekk.

Jeg har tidligere (Gleditsch 1943) gitt en liten oversikt over de store permiske forkastninger i Røykenfeltet. Forholdene ser her ut til å være klarere enn i de øvrige områder, og jeg har også hittil det nøyaktigst utførte markarbeid herfra. — Her sees en rekke omtrent parallelle forkastninger som har retning omtrent NNØ—SSV, og som raskt kiler ut mot syd. Omtrent samme retning har også de to velkjente, store forkastningsbreksjer langs Nesodderlandets vestsida og langs Bunnefjords østside. Disse kiler også ut mot syd. Således kan breksjen langs Nesodderlandet ikke med sikkerhet følges lenger enn til Fjellstrandtraktene. Følger vi denne retning videre, ser vi at den skjærer Håøy akkurat der hvor denne har en innsnevring og et søkk i samme retning. Langs dette dalsøkk er det utpreget breksierte bergarter, men neppe noen stor forkastning. Dette kan være en fortsettelse av Nesoddbreksjen. — Langs Drøbaksund nord for Hvitsten kan det ikke sees tegn til noen forkastning av betydning. Heller ikke kan slike tegn sees langs den nordgående grense mellom prekambrium og drammensgranit i Hurum, hvor Brøgger (1886) har ment det skulle være forkastning. Han har alminnelig avmerket forkastning langs drammensgranitgrensen også andre steder, men dette synes ikke å være riktig (Gleditsch 1945 A, s. 149): Dette blir også omtalt nærmere i denne avhandlings annen del. — Breksjen i dalføret fra Halangspollen (nord for Drøbak) mot Brevik i Bunnefjord, beskrevet av Broch og Isachsen (1939), kan kanskje være en fortsettelse av Bunnefjordbreksjen, men noen større forkastning ser det ikke ut til å være her (usikkert). — Den største av forkastningsbreksjene i Røykenfeltet, Slemmestad—Nærnes—Bårdsrudvann (Gleditsch 1943, s. 186—87), kan etter terrengforholdene muligens følges videre sydover gjennom Røykenfeltet inn i drammensgraniten, og gjennom denne langs linjen Sætervann—Sandungen—Rødbyvann. Den kan da muligens ha sin fortsettelse i den utpregete forkastningsbreksjen ved Ersvik (se s. 84).

Det er i alle tilfelle tydelig at det er meget vanskelig å følge noen forkastningsbreksje fra indre Oslofjord til ytre, og det er

sikkert at alle permiske forkastningsbreksjer i indre Oslofjord kiler gradvis ut sydover mot en linje omtrent Ø—V over Drøbak.

De store trekk i tektonikken i ytre Oslofjord har tidligere vært behandlet bl. a. av H. Cloos (1928, s. 297) og av Leif Størmer (1935). Vi har her en meget markert forkastningslinje langs østkysten innenfor øyrekken Jeløy—Søstrene, som består av postkambriske bergarter. Fra Mossesund nordover mot Drøbaksund ser det ut til at denne forkastning kiler ut. — Den nevnte tydelige forkastning ved Ersvik (Hurum) kan bare følges et meget kort stykke, men ser også ut til å kile ut nordover.

De ovenfor beskrevne omtrent N—S-gående bruddlinjer er de mest iøynefallende innen disse områder. Men det finnes også flere bruddlinjer etter andre retninger. På fjordens østside sees av terrenget flere markerte linjer i SV—NØ-lig retning, bl. a. ved Ellinggårdskilen og Krokstadjord (Størmer 1935), og lenger nord bl. a. langs dalføret Son—Hølen, nordover fra Hvitsten, og langs det ovenfor nevnte dalsøkk nordover fra Halangspollen (s. 29). Størmer (1935, s. 101) mener at disse er fremkommet ved at hele den østlige grunnfjellsblokk er relativt forskjøvet mot syd. — I områdene vest for Oslofjorden (Hurum og Røyken) sees noen tydelige linjer i NV—SØ-lig retning, tydeligst i Røyken, hvor det til dels er tydelig breksiering langs disse linjer. De største i Røyken er fra Båtstø langs dalføret nordover forbi sørenden av Bårdsrudvann og fra Åros nordover langs Åroselvens dalføre, i Hurum fra Filtvetbukta mot nordvest.

I detalj er den mest iøynefallende breksiering en kvartsbreksiering som forekommer langs småsprekker overalt innen disse områder. Langs disse, så vel som langs utallige småsprekker, hvor breksiering ofte ikke kan sees i makro, sees ofte små forskyvninger. Disse forhold blir nærmere omtalt i denne avhandlings annen del. — Breksjer av prekambrisk alder er påvist (se s. 68), men de fleste tydelige breksjer er sikkert yngre, særlig de hvor det foreligger tydelig forkastning.

Smålensgraniten.

Denne granit er sannsynligvis den yngste prekambriske bergart med noen større utbredelse omkring Oslofjorden. Det er skrevet en rekke avhandlinger hvor den omtales, bl. a. av J. H. L. Vogt (1892), J. Oxaal (1916) og W. Larsson (1938). Mine undersøkelser innen dette granitområde begrenses inntil 1947 til rekognoseringssturer, og blir ikke nærmere omtalt i denne avhandling.

Innen granitens område (etter Oxaals kart 1916) har jeg flere steder iaktatt betydelige gneis-migmatitområder, bl. a. ved Tomb, Skjæløy, Hankøysund, på Hankøy, N. Garnholmen, Lyngholmen, Strømtangen og ved Papperhavn på Vesterøy. Ved første sted er det det øyegneis, de øvrige steder forskjellige slags flebiter med amfiboliter m. m.

Mindre partier granit av smålensgranitens type finnes flere steder nord for granitområdet, bl. a. på vestsiden av Kurefjord.

Pegmatit.

Pegmatitårer er alminnelige overalt i disse områder, unntatt i Røykenfeltet, hvor slike i det hele tatt ikke finnes.

Gjennomsettende pegmatitganger er særlig alminnelige i de sydlige trakter på fjordens østside (omkring smålensgraniten), men finnes også andre steder. De gjennomsettende pegmatitganger er sikkert yngre enn de vanlige pegmatitårer, og det kan vel ansees for sikkert at de for en vesentlig del er av samme alder som smålensgraniten. Men det er mulig at gjennomsettende pegmatitganger av andre aldrer også forekommer, f. eks. på Nesodlandet.

De vanlige pegmatiter, som særlig forekommer som årer og linser i de bergarter som er omtalt i gruppene e, f og g — altså i utpregete migmatiter — ansees å være anatektiske pegmatiter, i motsetning til de gjennomsettende pegmatitganger, som ansees å være intrusive. Alderen av de intrusive pegmatitganger er bestemt til vel 900 millioner år, ved aldersbestemmelse på radioaktive mineraler fra Karlshus pegmatitgruve i Råde (Ellen Gleditsch 1919 og 1925). Denne aldersbestemmelse er som nevnt den eneste som foreligger fra disse prekambriske områder, og

det vil etter det ovenstående være klart at den viser oss alderen av smålensgranitens intrusive pegmatitganger, m. a. o. alderen for avslutningen av smålensgranitens »mise en place«. Den sier oss foreløpig ikke annet om de øvrige prekambriske bergarter som her omtales, enn at de er eldre enn denne aldersangivelse.

Det er meget sannsynlig at smålensgranitens »mise en place« har funnet sted ved avslutningen av en orogen periode (»den gothiske fjellkjedefoldning«), og den utstrakte migmatisering av de omtalte prekambriske bergarter kan ha funnet sted noe tidligere i samme periode. Karakteristisk for denne migmatisering er den rikelige utskillelse av pegmatitisk materiale. Det er i så tilfelle påfallende at Røykenfeltet synes å ha vært helt uberørt av denne migmatisering. Som nevnt (s. 31) finnes det ikke pegmatit i Røykenfeltet, og den granitisering av leptitene og annen migmatisering som har funnet sted i dette felt (s. 9—10), har en ganske annen karakter, og må sannsynligvis ansees å være eldre. Sammenligning med forholdene omkring leptittfeltene på Nesoddens vestsida (se s. 11) synes å bekrefte denne antagelse, og det er meget mulig at de videre undersøkelser her vil kunne bevise det. — Det er på den annen side ikke noe som tyder på noe stort tektonisk brudd, tvertimot: det ser ut til å være en nøye sammenheng mellom leptittfeltene i Hurum, Røyken og på Nesoddens vestsida. Det er i denne forbindelse også av interesse å legge merke til at bergartene i Røyken og nordlige del av Hurums leptittfelt ikke er foldet. Derimot står de påfallende på høykant, eller de kan være utsatt for sterkt press fra østlig retning. Den utbredte mylonitisering som ovenfor nevnt (s. 28) er særlig utbredt i Røykenfeltet, er også interessant i denne forbindelse. Den er tydelig sterkest i de østlige deler av feltet. Jeg vil også nevne at bergartenes fall blir slakkere eller at strøket dreier mer Ø—V-lig i de vestlige deler av Hurum og Røyken.

Med ovenstående mener jeg å antyde muligheten av at Røykenfeltet og deler av Hurums leptittfelt har ligget vest for den ovenfor nevnte orogene sone (som sannsynligvis er av gothisk alder), eller så langt i utkanten av denne at bergartene ikke er blitt migmatisert på denne tid, men bare har vært utsatt for sterkt press og mylonitisering. Herved har vi altså muligens fått bevart bergarter av en eldre formasjon i disse områder.

I sitt arbeid om »femisk leptit« og »slirgneis« i Stockholms skjærgård har Sundius (1947, s. 37) gitt et eksempel på hvordan enkelte leptitområder er blitt mindre injisert med pegmatit enn de omgivne åregneiser. Det viser seg der at det overveiende er leptiter med betydelig glimmerinnhold som er blitt omdannet til åregneiser, mens f. eks. forholdsvis rene kvarts-feltspatleptiter er meget fattige på pegmatit. Han antar grunnen er at de første bergarters beskaffenhet har vært mer egnet for invasjon av pegmatitisk materiale enn de sistnevnte. Dette kunne muligens også være årsaken til at pegmatiter ikke er dannet i Røykenfeltets bergarter, da disse som nevnt er for en vesentlig del meget fattige på mørke mineraler. Men det er likevel en vesentlig forskjell på tilfellet i Røyken og tilfellet ved Stockholm, nemlig at alle Røykenfeltets bergarter (også de mørke drag) er helt fri for pegmatit, mens de områder som er beskrevet av Sundius alltid inneholder noe.

Kvartsårer.

De samme bergartsgrupper som vanligvis fører pegmatit-årer (se s. 31), fører oftest også kvartsårer (i strøkretningen). De sees særlig alminnelig i alle slags flebiter og amfiboliter. Amfiboliter og gabbrobergarter følges i det hele tatt vanligvis av store kvartsutskillelser (ofte som »kvartspegmatit«). Dette gjelder også for de mørke bergarter i Røyken.

Foruten disse kvartsårer og kvartspegmatiter, er det svært alminnelig å se kvartsganger og kvartsfylte sprekker som skjærer strøkretningen. Disse er sannsynligvis til dels de aller yngste bergarter i områdene, dels også yngre enn de permiske diabasganger (se s. 86). Nærmere om disse i slutten av denne avhandlings annen del.

De yngre bergarter innen og omkring de precambriske områder.

De yngre bergarter som finnes innen disse områder (se kart 1), er kambro-siluriske sedimenter, permiske eruptiver og permisk (eller yngre) rombeporfyrkonglomerat. Noen beskrivelse av disse bergarter blir ikke gitt her. Jeg skal bare i korthet nevne de tilfelle hvor det har vist seg nødvendig å gjøre vesentlige forandringer av disse bergarters grenser mot prekambrium.

I Røyken har jeg funnet et permisk innsunket felt hvor det ligger en rest av kambriske bergarter (Høvikvolden). Dette og en del andre yngre bergarter i Røyken, har jeg beskrevet i en tidligere avhandling (Gleditsch 1943).

Grensene for Osloessexitforekomstene på Hurumlandet har jeg måttet rette en del på, særlig den nordvestlige. Mellom denne og drammensgraniten er det et overdekket søkk hvor jeg ikke har funnet prekambriske bergarter. Det er mulig at de to permiske eruptiver her er i kontakt med hverandre. I Vestby har jeg gått opp grensene for en osloessexitforekomst som ikke har vært inntegnet på Brøgger's kart.

Drammensgranitens grense mot prekambrium i Røyken og Hurum har på de tidligere kart (av Brøgger og Schetelig) vært til dels meget unøyaktig inntegnet. Jeg har gått opp denne forholdsvist nøyaktig, og iallfall fått rettet på de største feil. Jeg har samtidig studert granitens virkning på de prekambriske bergarter, og vil nevne litt om dette i denne avhandlings annen del.

De prekambriske områder er meget ofte gjennomført av forskjellige permiske gangbergarter. Disse er ikke inntegnet på oversiktskartet. Rombeoporfy og essexitiske ganger finnes særlig i de nordlige områder. Men jeg har også funnet en rombeoporfyrgang på Strømtangen (Torgauten) og camptonitganger bl.a. på N. Garnholmen i Onsøy. — Innen alle disse prekambriske områder finnes diabasganger (perm). Den sydligste diabasgangen har jeg funnet på Torbjørnskjær (Hvaler). Det bør i denne forbindelse bemerkes at det ikke foreligger noe bevis for at disse diabasganger er permiske, men det må ansees som sannsynlig.

De yngste sedimenter utgjøres av rombeoporfyrekonglomeratet på øyrekken Revlingen—Søstrene (Leif Størmer 1935).

På mine arbeidskart har jeg overalt inntegnet grenser for kvartære avleiringer. På oversiktskartet har jeg ikke tatt med disse, da det ville ødelegge helhetsinntrykket av berggrunnens strukturer.¹

¹ Mens denne avhandling har ventet på trykningsmuligheter, er det utgitt et utmerket oversiktskart over løsavleiringer i det her omtalte område (Gunnar Holmsen: Oslo, beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. N. G. U. nr. 176, Oslo 1951).

2. DEL: HURUM

Innledning.

Jeg begynte arbeidet i Hurums prekambrium i juli 1941. Litt arbeid i Hurums nordlige trakter ble utført i 1942 og i påsken 1943. Men det vesentlige er utført under ca. en måneds arbeid våren 1943 (oversiktskart) og 3—4 ukers arbeid sommeren 1947 (detaljarbeider). Arbeid utført etter 1947 er ikke tatt med i denne avhandling (se forøvrig s. 2).

Hurumlandet danner en langstrakt halvøy i nord-sydlig retning, beliggende mellom Oslofjordens smaleste renne i øst og Drammensfjorden i vest. De prekambriske områder strekker seg i en bred stripe langs halvøyas østside fra Værpen til Tofte, og videre langs strandknausene fra Tofte til Ersvik i syd. Administrativt tilhører også følgende prekambriske holmer Hurum: Furuholmen, Rogneholmen, Storskjær, Ersvikskjær og Mølen. Bergartene på Storskjær blir ikke tatt med i denne avhandling, men blir omtalt senere sammen med bergartene i andre områder omkring Drøbaksund, da de er nærmere beslektet med disse.

Hurumlandets topografi er sterkt preget av de postkambriske bergarter, særlig drammensgraniten. Denne har sin mest utpregete sprekkeretning og benkning i nordsydlig retning, og terrenget er sterkt oppskåret i denne retning. — Oppå det prekambriske området langs østsiden, er det til dels et relativt jevnt platå, hvor de høyeste åser er oppe i vel 200 m o. h. Vest for dette prekambriske landskap står drammensgraniten opp i et bratt trinn, til dels et meget karakteristisk trekk i landskapet. Hurumlandets høyeste punkt er Stikvannsåsen, 359 m o. h., i drammensgraniten nokså nøyaktig midt på halvøya. Osloessexitene i kollene nord for Filtvet, står også oftest bratt opp fra de prekambriske omgivelser. — Den store morenen over Hurumlandet fra Værket (i vest) til Storsand (i øst) er også et karakteristisk morfologisk trekk. På vestsiden danner den en stor halvøy ut i Drammensfjorden, og på østsiden danner den et tilsvarende høydedrag utover det prekambriske underlag omkring Storsand. — På kartet fig. 8 har jeg inntegnet de større områder som er dekket av løsavleiringer.

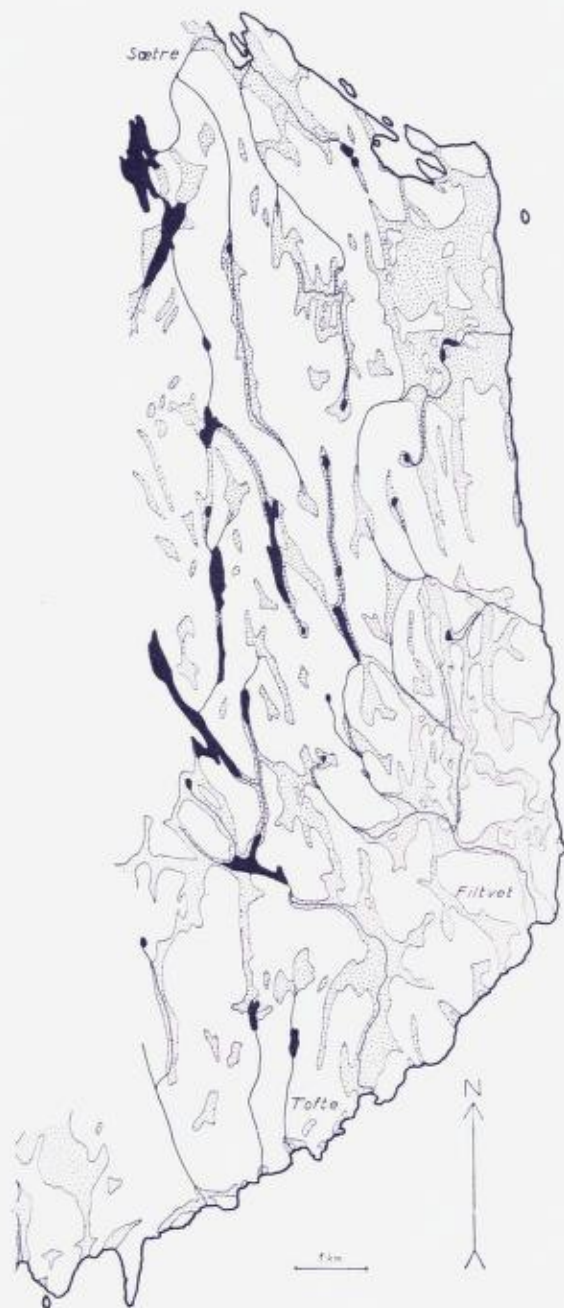


Fig. 8. Hurum, områder dekket av løsavleiringer (prikket).
 Hurum, les régions couvertes de dépôts quaternaires (pointées).



Fig. 9. Fra Østnestangen mot Sandbukta: Leptit med amfibolitdrag.
D'Østnestangen vers Sandbukta: Leptite avec des couches d'amphibolite.

Hurums prekambriske områder er delt i to naturlige deler: Leptitfeltet og gneis-migmatitfeltet. Det første strekker seg langs strandknausene i syd, fra Tofte til Ersvik og ut til Mølen, det annet danner et sammenhengende felt fra Tofte til Værpen. Sammenhengen mellom de to felt er ødelagt ved at drammensgraniten går ut til sjøen mellom dem ved Tofte.

1. LEPTITFELTETS PETROGRAFI

Av kartet (no. 2) sees at vi innen leptitfeltet finner to hovedtyper av bergarter, leptit og amfibolit. Leptit er overalt hovedbergarten. Østligst, på odden øst for Smælingbukta, er leptitene enerådende (jeg ser her bort fra postkambriske bergarter). I de to atskilte områder mellom Smælingen og Kroknes sees noen amfibolitdrag, men de er ikke tallrikere enn at de lett lar seg skille ut enkeltvis på kartet. I området fra Kroknes til Ersvik og på Mølen er amfibolitdragene så tallrike at de ikke lar seg skille ut enkeltvis på kartet (fig. 9). Forøvrig finnes feltspatførende glimmerskifer (Mølen) og enkelte steder noen små drag eller flekker av grovere bergart av gneiskarakter. Breksjer og postkambriske bergarter blir omtalt senere.

a. *Leptitene.*

Den alminneligste leptittype innen dette felt har tydelig parallellstruktur både i makro og mikro. Den er oftest blasto-porfyrisk, men porfyrintidene er ofte så uanseelige at den porfyriske struktur vanskelig kan iakttas i makro. De store kvartsindivider er alltid oppknust og ofte sterkt uttrukket i strukturetningen, men er forøvrig oftest mer dominerende enn feltspatindividerne, som gjerne er små og uanseelige. Kvartsaggregater som måler opptil 15 mm langs lengderetningen og 5 mm på det bredeste er ikke sjeldne, mens største iaktatte lengde for feltspatindivider hittil er ca. 3 mm. Oppknusningen av fenokrystallene og andre tegn til mylonitisering, ser stort sett ut til å være alminneligst i de østlige deler av feltet (fra Sagene og østover). Av denne beskrivelse vil det fremgå at disse leptiter later til å være noe sterkere metamorfosert enn de vanlige leptiter i Røyken. Dessuten ser det ut til at fenokrystallene her i Hurums leptiter oftest er mer orientert etter bergartens struktur enn det er alminnelig i Røyken. Grunnmassen er også gjennomgående grovere, med midlere kornstørrelse fra 0,04 til 0,5 mm, dog sjelden under 0,05 mm. Også forholdet mellom kalifeltspat og plagioklas skiller disse leptiter fra Røykens, idet det later til at de alltid fører mer kalifeltspat enn plagioklas. Men plagioklasens anorthitinnhold later til å være omtrent det samme. — Analysen (tabell 1) viser den kjemiske og mineralogiske sammensetning av en leptit som svarer til ovenfor gitte beskrivelse. Proven er fra ryggen mellom Sandbukta og Ersvik. Den fører muligens også litt disthen, men kornene er for små til at det kan konstateres med sikkerhet. (Mineralenes sammensetning og egenskaper etter A. N. Winchell, 1931). Foruten disse mineraler, sees av og til i disse leptiter litt epidot i små korn, og også noen små apatitkorn. Kalsit er iaktatt i mikro et sted i noen få, små korn, også i en prøve fra ryggen mellom Sandbukta og Ersvik (tatt helt inntil grensen mot et amfibolitdrag). Biotit- og kloritinnholdet øker sterkt i de siste 2—3 mm inntil amfibolitgrensen, og det ser ut til at også serisitiseringen av plagioklasindividene tiltar mot grensen.

T a b e l l 1.

Analyse (A. Thorkildsen) (vekt %)	Norm (mol. %)	Mode (mol. %)
SiO ₂ 72,98	Q 34,2	Q 34,6
TiO ₂ 0,19	C 4,3	or 26,0
Al ₂ O ₃ 14,77	or 31,5	ab 23,5
Fe ₂ O ₃ 1,16	ab 23,5	an 2,5
FeO 1,69	an 3,0	mu 7,0 (serisit)
MnO 0,08	fs 1,2	bi 0,8
MgO (sp.)	mt 1,3	ch 1,3
CaO 0,64	il 0,2	ti 0,3
Na ₂ O 2,57	pyrit 0,8	ore 2,2 (magnetit, pyrit).
K ₂ O 5,21		
H ₂ O+ 0,56	100,0	98,2
H ₂ O- 0,04		
CO ₂ (sp.)	(rest 1,2 Al ₂ O ₃).	
P ₂ O ₅ 0,03		
S 0,30		
100,22		

Leptiter av ovenfor beskrevne normalsammensetning, er utbredt over hele området på fastlandet og Ersvikskjær. Noen steder virker de litt grovere. Dette er særlig tilfelle på Kroknes. Det kan komme av at fenokrystallene her er sterkere oppkjust og dels oppblandet med grunnmassen.

Den porfyriske struktur er som nevnt ofte meget lite fremtredende. Enkelte steder kan den i det hele tatt ikke sees. På Mølen er ikke-porfyriske leptiter det alminnelige. Disse har også i alminnelighet utpreget parallelstruktur. De er stort sett litt grovere enn grunnmassen i de ovenfor beskrevne. Her og der sees noen litt større korn, som muligens kan være rester etter oppkjuste fenokrystaller. De fører gjerne noe mer glimmermineraller, vesentlig biotit, alltid også noe klorit og enkelte steder også litt muskovit (ubetydelig). Noen spredte, små apatitkorn er alminnelig, og noen steder dessuten litt epidot. Zirkon er også iaktatt. Feltspatene har sannsynligvis omtrent samme sammensetning som i leptitene beskrevet fra fastlandet, men noe mer mikroklin på bekostning av plagioklas. Mikroklinindividene er til dels meget »renere« (uten de tette inneslutninger av glimmer-

støv o. l.), så deres karakteristiske tvillinglameller tydelig sees. Men plagioklasindividene er like vanskelige å bestemme her, som i de fra fastlandet.

Leptitene, så vel som de andre bergarter på Mølen, skiller seg dessuten fra bergartene på fastlandet ved at de er tydelig foldet. I leptitfeltet på fastlandet forekommer ikke foldninger (se s. 64).

b. *Amfibolitdragene.*

Det sees i makro to hovedtyper av amfibolitdrag innen dette felt, en finkornig og en middels grovkornig. De er oftest mineralogisk meget like, og de finnes sammen, innfiltret i hverandre, men likevel skarpt avgrenset fra hverandre (fig. 10). Foruten disse to hovedtyper som man lett kan se forskjell på, og som særlig kan studeres på Mølen og i vestlige del av feltet på fastlandet (se s. 37), finnes også unntagelsesvis mørke bergartstyper som ved mikroundersøkelse viser seg å skille seg litt fra de her vanlige amfiboliter.

Jeg skal først gi en beskrivelse av den vanlige amfibolit (finkornig og grovkornig type), etter prøver fra et drag på Østnestangen. Vi finner her, som vanlig, amfibolitdraget skarpt avgrenset fra den omgivende leptit, og bestående av finkornig og middels grovkornig amfibolit innfiltret i hverandre. Grensen mellom de to typer er i makro helt skarp, og den kan også tydelig sees i mikro, men virker da mer utflytende. Mineralsammensetningen er den samme i de to typer. Hornblende dominerende, dens kornstørrelse i den finkornige type vesentlig 0,04—0,3 mm, i den grovere 0,15—2 mm. Utpreget parallelstruktur. Hornblende er det eneste mineral som foreligger i relativt store og hele korn. Den er en brun til brunliggrønn aktinolitisk alminnelig hornblende. Feltspat foreligger som en sterkt saussuritisert mellommasse. Saussuritmassen er så tett og finkornig at dens bestanddeler ikke med sikkerhet kan bestemmes, men det ser ut til å være vesentlig epidot og serisit, sannsynligvis også klorit. På grunn av den sterke saussuritisering er feltspaten også vanskelig å bestemme nøyaktig, men består sannsynligvis av en plagioklas med anorthitinnhold maksimum 10 %. Meget lite kvarts, sannsynligvis under 2 %. Av glimmermineraller er det



Fig. 10. Grov- og finkornig amfibolit, den grove sterkt småfoldet. Mølen.

Amphibolites à grain gros et fin, la première avec de petits plis.

ubetydelig utenom saussuritmassene. Forøvrig sees litt titanit og ertskorn. Mineralsammensetningen fremgår forøvrig av fig. 22 (nr. 126).

Mikroundersøkelse av et amfibolitdrag fra Mølenes sydkyst av en amfibolitttype som i makro ser ut akkurat som den ovenfor beskrevne middelsgrove type, viser noen små avvikelser i mineralsammensetningen. Feltspaten foreligger her som tydelig plagioklas, betraktelig mindre saussuritisert, andesin, med ca. 30—35 % anorthit. Kvartsinnhold ca. 10 %. Apatit i flere små korn. Forøvrig skiller den seg ikke noe vesentlig fra den ovenfor beskrevne fra Østnestangen, og det er ikke mulig å avgjøre hvilken av disse som er den alminneligste type, uten en meget mer omfattende mikroundersøkelse enn den jeg hittil har hatt anledning til å foreta.

Foruten disse hovedtyper er jeg kommet over et par amfibolitdrag som i mikro viser seg å ha en mineralsammensetning med vesentlig avvikende trekk. Det er også mulig at de kan være mer utbredt enn det hittil har latt seg gjøre å konstatere, da de vanligvis bare kan atskilles i mikro. Dette gjelder en grønnskiferlignende bergart fra Mølen og en pyroxenamfibolit fra Tofte.

En grønnskiferlignende mørk bergart fra langt nord på Mølens vestkyst er mikroundersøkt. I makro skiller den seg ikke noe vesentlig fra ovenfor beskrevne middelsgrove type, bortsett fra at den er sterkt foldet (se s. 64). Denne bergart inneholder ikke, eller iallfall helt uvesentlig hornblende. Glimmerminerale dominerende, helt vesentlig biotit, og klorit. Feltspatindividene små; vanskelige å bestemme på grunn av mye finkornige inneslutninger av vesentlig serisit og klorit, meget lite epidot. Utgjøres sannsynligvis vesentlig av albit, muligens foreligger også kalifeltspat (perthit). En del kvarts, sannsynligvis ca. 5 %. Litt titanit, dels utpreget leucoxén. En del kalsit, til dels ganske store korn. Sammen med kalsit ofte en del korn av et svart mineral som kan være kullblende. Dette mineral er påvist flere steder i makro. Det er sannsynlig at flere av de sterkt foldete mørke drag på Mølen har en lignende sammensetning.

En pyroxénamfibolit fra det vestligste av de tre amfibolitdragene over knausene ved Tofte D/S-kai (vest for Smølingbukta) er mikroundersøkt. Den skiller seg i makro fra de ovenfor beskrevne amfiboliter ved at den virker fastere og ikke har noen utpreget parallellstruktur (men det er neppe noe i veien for at også de alminnelige amfiboliter kan se slik ut). I mikro er også parallellstrukturen utydelig, og bergarten virker ujevn og rotet. Den består vesentlig av plagioklas, pyroxén, hornblende og biotit. Feltspat mest i små individer med en del inneslutninger av meget finkornig saussurit og glimmerstøv; anorthitinnhold ca. 35—40 %, altså andesin. Pyroxén foreligger som augit, en del ganske store individer, men oftest opprevet, fillet og innfiltret i andre mineraler. Hornblendeindividene oftest tydelige uraliter. Mer augit enn hornblende; hornblendeindividene oftest små. Noe kvarts, sannsynligvis ca. 5 %. Mye biotit, dels i store flak. Den er mørk brun, sannsynligvis jernrik. Dessuten litt klorit, apatit og titanit, og mye ertskorn. — Bergartens sammensetning sees forøvrig av fig. 22 (no. 219).



Fig. 11. Leptynolit fra Mølen. Også her sees tydelige småfolder.
Leptynolite avec de petits plis, Mølen.

c. *Leptynolit.*¹

Ekte glimmerskifer er ikke funnet innen de her omtalte områder. Derimot er det et betydelig drag med feltspatrik glimmerskifer på Mølen (se kart no. 2). Draget kan følges et stykke langs sydlige del av vestkysten, hvor dets bredde er 3—5 m, og det finnes igjen på sydkysten, hvor det er opptil 2 m bredt. Bergarten er ikke homogen, men består av vekslende drag av mer eller mindre glimmerrikt bergart. Den ene mikroundersøkelsen jeg har fra draget (se nedenfor), gir derfor bare sammensetningen av et bestemt, glimmerrikt lag innen draget. Til dels kan lagene

¹ Se fotnote s. 23.

se ut til å være mer leptitiske. Muligens er det også noen glimmerrikere. Bergarten er utpreget småfoldet, på lignende måte som flere steder sees i amfibolitdragene (fig. 11).

Mikroundersøkelsen viser at bergarten består vesentlig av kvarts, feltspat, muskovit og biotit. Utpreget parallellstruktur, vesentlig på grunn av glimmermineralenes orientering. Kornstørrelsen for kvarts og feltspat er oftest ca. 0,1—0,5 mm. Noen få litt større korn, vesentlig feltspat, kan være opptil 1,3 mm lange. — Feltspat ser ut til å foreligge vesentlig som plagioklas. Men den har så mye inneslutninger av meget finkornig (støv) serisit, klorit og saussurit at den er meget vanskelig å bestemme. Sannsynligvis albit, anorthitinnholdet neppe over 10 %. Noen få, tydelige mikroklinindivider sees. De er »renere«, har lite inneslutninger. Glimmermineralene er dominerende, blant dem mest muskovit. Men også atskillig biotit (middels jernrik) og litt klorit. Apatit i atskillige spredte korn. En del ertskorn, et sted en meget stor ansamling. — Den omtrentlige sammensetning sees forøvrig av tabell 2.

T a b e l l 2.

Leptynolit fra Molen (geometrisk analyse).

	vol. %
Kvarts	25
Mikroklin	2
Plagioklas (maksimum 10 % An)	18
Klorit—serisit—saussurit	5
Muskovit	30
Biotit	15
Apatit	1
Ore	4
	—
	100



Fig. 12. Flekker av grovere gneisbergart i leptit, Mølen.
Taches d'une roche à gros grain dans le leptite, Mølen.

d. *Grovere bergarter av gneiskarakter. Pegmatit.*

Leptitfeltet på fastlandet (Tofte—Ersvik) er helt vesentlig et homogent leptit-amfibolitkompleks. Grovere gneisbergart er bare iaktatt et sted, nemlig på strandknausene på vestsiden av Sagenebukta. Her er det et enslig drag med vanlig lys øyegneis. Det er ca. 2 m bredt. Forøvrig sees av og til små linser og årer med pegmatit her og der, men over lange strekninger finnes heller ikke slike. Stort sett ser bergarten ikke ut til å være noen migmatit. Det eneste sted hvor migmatitbetegnelsen synes å kunne være berettiget, er de nevnte strandknauser på vestsiden av Sagenebukta. Der har vi hva Jung og Roques (M. Roques 1941 s. 39) kaller en diadysit (se s. 25—26).

På Mølen er det større variasjoner i bergartstypene. Foruten de ovenfor beskrevne bergarter herfra (leptiter, amfiboliter og



Fig. 13. Gneisdrag i leptit, tilsynelatende diskordant struktur (sammenlign fig. 26), Mølen.

Couche gneissique à Mølen (comparer avec la fig. 26).

leptynolit), sees små drag og flekker av grovere gneisbergarter, særlig på øyas østkyst og de sydvestlige kanuser. — På østkysten sees noen steder små flekker av gneisbergarter i leptiten (fig. 12). De ligger konformt, og er ofte diffust avgrenset mot leptiten. Dessuten sees her og der drag av lignende grov gneisbergart. Fig. 13 er et særlig stort slikt drag fra de sydvestlige strandknauser. Den tilsynelatende diskordans mellom denne gneisbergarts og de omgivne bergarters strukturer, skriver seg sannsynligvis fra yngre tektoniske bevegelser, hvorom senere (s. 64).

Litt pegmatit sees også på Mølen, særlig på østkysten like nord for leptynolitdraget. Her er flere små flekker av en relativt finkornig, biotitrik pegmatit.

Det ser altså ut til at migmatiseringen er litt lenger fremskredet på Mølen enn i leptittfeltet på fastlandet. Dette, sammen

med bergartenes utpregete foldning på Mølen, blir nærmere omtalt senere (s. 70, se også s. 32).

Breksjer og postkambriske bergarter blir behandlet senere (s. 81). Likeså vil drammensgranitens innvirken på de prekambriske bergarter bli omtalt senere (s. 78). Her skal bare nevnes at det ser ut til at leptitene ofte blir mer finkornige nær granitens grense, og at deres parallellstruktur blir mindre tydelig.

2. GNEIS-MIGMATIT-FELTETS PETROGRAFI

I de store trekk er dette felt iøynefallende mindre homogent enn leptitfeltet. Men også innen gneis-migmatitfeltet finnes utstrakte soner med til dels meget ensartede bergarter. Feltet strekker seg i en sammenhengende nord-sydgående stripe fra Værpen til Tofte (se kart no. 2). Den kan stort sett inndeles i to soner, øyegneissonen i vest og flebitsonen i øst. I alminnelighet kan det ikke angis noen nøyaktig grense mellom disse to soner. Dessuten finnes en del bergarter som muligens ikke kan plasseres i noen av dem. Dette gjelder vesentlig en del granitiske bergarter i feltets sentrale deler. — Et sted sees en helt tydelig grense mellom de to soner. Hvis man følger kysten fra Filtvet mot Tofte, vil man gå i meget ensformige flebiter uten øyestruktur til den første bukta ved Vikene. På vestsiden av denne bukta kommer man til øyegneis, og en forholdsvis homogen, ensformig øyegneis fortsetter videre herfra til Rulleto.

a. *Øyegneissonens bergarter.*

Som tidligere nevnt følger denne øyegneissonen langs østsiden av leptitfeltene (s. 13), og øyegneisen er sannsynligvis for en vesentlig del opstått av samme materiale som porfyrleptitene (s. 10). Under den langvarige migmatiseringsprosess som antas å ha funnet sted, er også andre bergarter blitt assimilert, og de har gitt opphav til små variasjoner i øyegneissonens bergarter. Dessuten finnes noen steder ikke assimilerede relikter av eldre bergarter som slirer og flekker.

Lyse øyegneiser. Den helt overveiende bergartstype innen denne sone er en lys øyegneis (fig. 38), meget ensformig, og

for det meste meget fattig på amfibolitdrag. Jeg har mikroskopert tre prøver av denne (utløpet av nedre Sundbyvann, odden øst for Rulleto og østsiden av Toftebukta). Vanlig øyegneisstruktur, ujevn og meget varierende kornstørrelse. Kornstørrelsen av grunnmassens kvarts og feltspat varierer mellom 0,02 og 1,5 mm, men alminneligst sannsynligvis ca. 0,1—0,3 mm. Øynene kan være opptil flere cm lange. Foruten kvarts og feltspat alltid noe biotit og oftest også klorit i grunnmassen, men forøvrig er innholdet av mørke mineraler helt ubetydelig. En del serisit og epidot som inneslutninger, dessuten litt titanit, apatit og erts-korn. Øynene utgjøres av perthiter, med inneslutninger vesentlig av serisit- og kloritstøv. Mikroklintvillinglameller er bare et sted iaktatt i øynene. Men når de ikke kan iakttas andre steder, kommer det sannsynligvis av inneslutningene (tett glimmerstøv). Grunnmassens feltspat er vesentlig den samme som øyenes. Men noen få, sterkt serisitiserte (saussuritiserte?) plagioklas-individer sees også enkelte steder. Vanskelige å bestemme på grunn av de tette, finkornige inneslutninger, men det ser ut til at anorthitinnholdet alltid er under 10 %. Litt myrmekit her og der.

Noen steder, særlig i sonens vestligste deler, er øyegneisen usedvanlig finkornige, med meget tallrike, små øyne. Lignende typer er også iaktatt flere steder langs vestkysten av Håøy, og det er sannsynlig de danner et overgangsledd i utviklingsrekken fra porfyreptiter til øyegneis (se s. 13). I Hurum er slike finkornige øyegneiser særlig funnet i Værpentraktene og i traktene Tofte—Rulleto. Men da de her alltid finnes meget nær drammensgraniten, som de også er påvirket av, og da overgangssonen fra leptitene dessuten er ødelagt av denne permiske granit, lar utviklingen til øyegneiser fra porfyreptiter seg vanskelig studere i Hurum. — En mikroundersøkelse av en slik øyegneis fra Furuholmen, viser en bergart med relativt finkornig porfyroblastisk struktur. Den skiller seg forøvrig fra de normale (ovenfor beskrevne) øyegneiser ved et større glimmerinnhold (biotit og klorit), mer plagioklas, og en overordentlig sterk serisitisering. Det økte glimmerinnhold og den sterkere seritisering skyldes sannsynligvis drammensgraniten (hvorom senere, s. 80). Plagioklasindividene er til dels ganske store (blastoporfyriske relikter?). Anorthitinnholdet ser ut til å være ca. 10—12 %, altså oligoklas.



Fig. 14. Leptit (lys) i den porfyroblastiske granit,
mellom Tofte og Rulleto.

Leptite dans le granite porphyroblastique, entre Tofte et Rulleto.

Noen steder sees atskillig flusspat i øyegneisen. Dette er særlig iaktatt på Værpentangen og i traktene omkring Rulleto—Rødstoa. Flusspaten er sikkert tilført bergarten i permisk tid i forbindelse med drammensgraniten (s. 80).

Porfyroblastisk anatexgranit. På knausene mellom Tofte og Rulleto (se kart no. 2), som jeg har kartlagt meget detaljert (kart no. 3), går øyegneisen flere steder over i en grov, porfyroblastisk bergart hvor gneisstrukturen (parallelstrukturen) dels blir så svak at den er vanskelig å se, dels forsvinner helt. I mikro sees i siste tilfelle at glimmermineralene ikke lenger er orientert. Det er umulig å tegne inn noen skarp grense mellom øyegneis og den masseformige bergart, som må ansees å være en anatexgranit. Den er homogen i mindre partier, men i det store og hele virker den inhomogen. Noen steder har den mer øyegneisaktige partier, og dessuten fører den flere steder bruddstykkelignende innleiringer av leptitiske (fig. 14) og andre bergarter. Små pegmatitlinser og pegmatitisk utviklede partier finnes her og der i graniten. De bergarter som finnes innleiret i anatexgraniten (som bruddstykker o. l.), blir omtalt nedenfor, sammen med relikter i øyegneisene.

En mikroundersøkelse av denne anatexegranit viser en grovkornig granoblastisk struktur. Kornstørrelsen nokså varierende, vesentlig mellom 0,3 og 2,5 mm. Mineralsammensetningen i det vesentlige som ovenfor beskrevet for de normale, lyse øyegneiser (s. 48), mest kvarts og feltspat, en del biotit og klorit. Feltspat helt vesentlig som kalifeltspat, men også noen få plagioklasindivider (sannsynligvis albit). Også her er all feltspat så full av finkornige inneslutninger (glimmerstøv) at tvillinglameller ikke kan sees. Øynene utgjøres av perthit (som grunnmassens kalifeltspat), og er litt oppsprukket, og korrodert mot grunnmassen.

Mindre områder med lignende anatexegranit kan muligens også finnes andre steder innen øyegneissonen. Der hvor den er iaktatt, ligger forholdene ekstraordinært godt an for studier av berggrunnen (nakne strandknauser).

Andre bergarter innen øyegneissonens migmatiter. I den lyse øyegneis sees flere steder drag av leptitiske bergarter. Slike drag (og slirer) er vesentlig iaktatt i Værpentraktene (kart 4) og i traktene Tofte—Rulleto (kart 3). Til dels sees også ganske små flekker av leptit. Strøket i disse leptitdrag og -flekker er konformt med strøket i den omgivende øyegneis. Disse leptiter er ofte litt grovere enn leptitfeltets, og det er sjelden man kan se noen tydelig porfyrisk struktur. De er dels skarpt avgrenset mot de omgivne bergarter, men dels er det en diffus grense med gradvis overgang til grovere bergart. Det er meget mulig at disse leptitrestene skraver seg fra to (eller flere) bergarter av helt forskjellig opprinnelse. Noen få steder ser det også ut til at det er dannet en slags »reaksjonssone« av en mørkere bergart langs leptitens begrensning, som det sees av fig. 15. — Jeg har mikroundersøkelse fra fire slike leptitiske drag (ytterst på Værpentangen, ved nedre Værpen, høyden vest for Rulleto og odden øst for Toftebukta). De viser alle tydelig leptitstruktur, men med meget varierende kornstørrelse, vesentlig 0,04—0,5 mm, korn på opptil 1 mm forekommer ikke sjelden. I prøvene fra Tofte—Rulletraktene sees i mikro en svak, rotet porfyrisk struktur, og de har dessuten mer utpreget parallellstruktur enn prøvene fra Værpentraktene. I de svakt porfyriske er feltspatkorn på opptil 3 mm iaktatt. I alle utgjøres feltspaten helt vesentlig av kali-

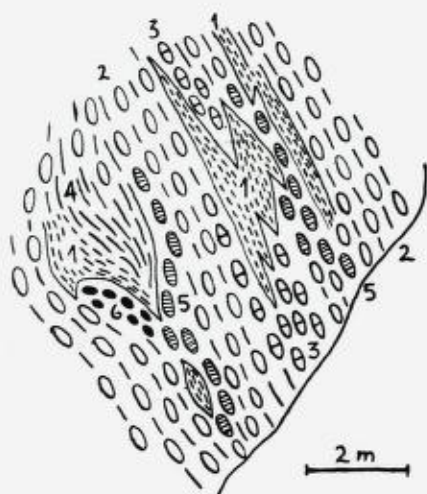


Fig. 15. Detalj fra strandknausene Tofte—Rulleto (se kart 3): 1. leptit, 2. lys øyegneis, 3. blandet lys og mørk øyegneis, 4. leptitisk gneis (overgangsbergart leptit—øyegneis), 5. mørk øyegneis, 6. mørk »reaksjonsbergart«.

Quelques détails entre Tofte et Rulleto (voir carte no. 3): 1. leptite, 2. gneiss ocellé granitique, 3. gneiss ocellés mélangés, 4. gneiss leptitique (roche de transition entre le leptite et le gneiss ocellé), 5. gneiss ocellé foncé, 6. roche foncée (« roche de réaction »?).

feltspat, og den har overalt så mye inneslutninger av finkornig glimmer(klorit)støv at det ikke med sikkerhet kan sees om det er mikroklin. I noen sees tydelige perthiter. Noen få, små plagioklasindivider enkelte steder, også fulle av glimmerstøv; anorthitinnholdet er ca. 14 %, altså oligoklas. Litt myrmekit, vesentlig i prøvene fra Tofte—Rulleto. Kvarts er det rikelig av. Den har her, som i alle disse bergarter, undulerende utslukning. Alle de fire mikroundersøkte er meget glimmerfattige. Litt biotit og klorit i små ansamlinger og spredte korn. Litt titanit i meget små korn er vanlig, og også litt apatit og ertskorn. Kalsit i noen få, små korn i prøven fra Værpentangen.

I den porfyroblastiske anatexegranit (s. 49) forekommer som nevnt tallrike leptitflekker (bruddstykker). Jeg har mikroundersøkt en slik, og den viser seg å ha svært grovkornig struktur til å kalles leptit. Den er meget ujevn, og noen orientering av

mineralene sees ikke. Korn på opptil 6 mm størrelse sees (perthiter), men den vanlige mellommasses kornstørrelse er mest ca. 0,05—0,6 mm. Den er meget glimmerfattig. Feltspat vesentlig som kalifeltspat, perthit, hvor ingen tvillinglameller kan sees (som i de ovenfor beskrevne).

I den lyse øyegneis sees også stadig drag og slirer av en mørk øyegneistype. I Hurum er dette vesentlig iaktatt på strandknausene mellom Tofte og Vikene (fig. 15, 16 og 17) og ved Værpen, men det sees dessuten flere steder i øyegneissonen på Håøy (se s. 13). Når den mørke øyegneis ikke er iaktatt noe vesentlig andre steder i Hurum, kan det komme av at den er vanskelig å legge merke til i vanlig innlandsterrang, mens den sees lett på renskurte strandknauser (fig. 17). — Mikrounder-søkelse av slike drag i Tofte—Rulletraktene, viser en bergart med utpreget øyegneisstruktur, med meget ujevn, relativt finkornig grunnmasse (ca. 0,04—0,5 mm). I mineralsammensetningen skiller den seg vesentlig fra den ovenfor beskrevne normale, lyse øyegneis ved større innhold av biotit, og ved at den fører granat og dels hornblende. Av feltspat foreligger kalifeltspat og plagioklas. Kalifeltspaten er til dels tydelige perthiter (øyne), men de er like uklare (glimmerstøv) som i de lyse øyegneiser. Sannsynligvis utgjøres de av mikroklin. En del plagioklas, men i mindre mengde enn kalifeltspat; ca. 13 % anorthit, altså oligoklas. Alltid sterkt serisitisert, og fører sikkert også en del saussurit. Glimmer helt vesentlig som biotit. Oftest også en del klorit. Litt apatit i små korn. Granat (almandin) som spredte porfyroblaster. Noen steder sees pseudomorfose etter slike granatporfyroblaster, nå fylt med glimmer, apatit, kalsit, ertskorn, kvarts m. m., alt meget finkornig. Hornblende sees til dels sammen med biotit, en aktinolitisk alminnelig hornblende, men den er ikke noen steder noe dominerende mineral.

Omgitt av øyegneis og porfyroblastisk anatexegranit ligger en liten rest av et *konglomerat* på strandknausene mellom Tofte og Rulleto (se kart 2 og 3, og fig. 19). Det er ganske sterkt deformert, men det sees tydelig små »boller« av finkornige bergarter i en grunnmasse som har en viss likhet med den mørke øyegneis (fig. 18). Konglomeratet er til dels begrenset av sprekker, langs hvilke det muligens kan ha vært små forskyvninger, men dels grenser det også diffust mot den omgivne migmatit. Etter

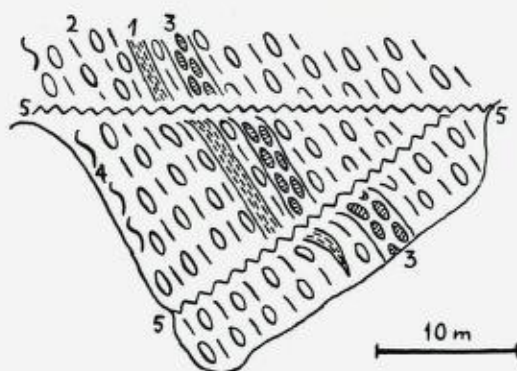


Fig. 16. Odden øst for Toftebukta (kart 3): 1. leptitdrag, 2. lys øyegneis, 3. mørk øyegneis, 4. mørkt amfibolitlignende drag, 5. kvartsbreksjer.

De Tofte (carte no. 3): 1. leptite, 2. gneiss ocellé granitique, 3. gneiss ocellé foncé, 4. couche amphibolitique, 5. brèches de quartz.

bergartens utseende i marken, vil man neppe kunne betvile at man har å gjøre med et konglomerat. Forekomsten er meget liten, og det er vanskelig å få pene stykker av den uten at den blir ødelagt. Mikroundersøkelsen er derfor foreløpig nokså ufullstendig (en fra grunnmassen og en fra en »bolle«). Det ser ut til å være »boller« av forskjellige bergarter. — Grunnmassen viser seg i mikro å være meget rotet og ujevn, og uten noen synlig orientering av mineralene. Kvarts og feltspat er hovedbestanddelene. Dessuten mye biotit, noe hornblende, epidot og titanit, mye ertskorn, litt granat i meget små individer, litt apatitkorn, og sannsynligvis litt zoisit og en del meget fine nåler av sillimanit. Feltspat foreligger vesentlig (bare?) som plagioklas, andesin, anorthitinnhold ca. 33 %. De fleste individer fører mye inneslutninger av finkornig støv (sannsynligvis saussurit-serisitklorit). Hornblendene er sannsynligvis en alminnelig hornblende, men forekommer bare i meget fillete og ødelagte individer. I meget finkornige nåler sees flere steder i de biotitrike partier et mineral med høy lysbrytning og interferensfarger omtrent som kvarts. Det er ikke mulig å få bestemt det nøyaktig i mikro, men det ser ut som sillimanit (andalusit?). — »Bollen« jeg har mikroundersøkt viser relativt finkornig struktur, med en del større korn



Fig. 17. Vekslede drag med mørk og lys øyegneis, mellom Rødstøa og Rulleto. Småforskyvninger langs sprekker fylt med mørkt, mylonitisk materiale (blyanten ligger på en slik sprekk)

Couches de gneiss ocellé granitique et gneiss ocellé foncé, avec de petites failles. Entre Rødstøa et Rulleto.

av kvarts og sannsynligvis pseudomorfoser etter større plagioklaskorn. Dette kan muligens være relikter etter en porfyrisk struktur. Noen orientering av mineralene sees ikke. Hovedmineralene er kvarts og feltspat. Dessuten en del finkornige glimmermineraler (biotit og klorit), noen rester av hornblende og mye ertskorn. Feltspat bare som plagioklas. Anorthitinnhold ca. 25 %, altså oligoklas. Mye inneslutninger av glimmerstøv m. m. De nevnte mulige pseudomorfoser etter plagioklasporfyridivider, utgjøres av begrensede ansamlinger av finkornig kvarts, plagioklas, biotit, klorit, ertskorn og sannsynligvis noe epidot, titanit og apatit. Bergarten ser ut til å holde vel så mye kvarts som feltspat. All kvarts har som vanlig undulerende utslukning.



Fig. 18. Konglomeratet mellom Tofte og Rulleto. Kompasset ligger på grensen, som her følger en liten forkastningssprekk.
Conglomerat près de Tofte.

Amfibolitdrag er det som nevnt meget lite av i øyegneis-sonen. Men betydelige drag forekommer enkelte steder. De største finner vi ved Rulleto, hvor det er to meget store og noen mindre drag. — Fra Sandspollen (ved Værpen) mot øst er det tallrike amfibolitdrag. Her er det såpass varierte bergarter at det er tvilsomt om de bør regnes til øyegneisssonen, selv om nok øyegneisdragene er de hyppigste. Sannsynligvis er det rimeligere å regne disse bergarter til flebitsonen (lokalt kan bergarten her være utpreget båndgneis, se s. 18).

Amfibolitdragene vil bli beskrevet under ett for hele gneis-migmatitfeltet nedenfor (s. 59).

b. De granitiske bergarter i feltets sentrale deler.

Mellom sonen med utpregete øyegneiser i vest og sonen med utpregete flebiter i øst, er det noen steder varierte, granitiske bergarter, vesentlig i en sone fra Filtvettraktene nordover til forbi Huseby. Det ser ikke ut til å være noe homogent bergarts-

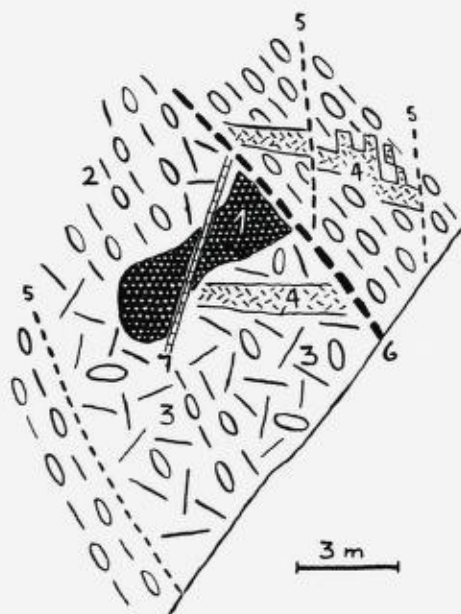


Fig. 19. Konglomeratet med nærmeste omgivelser (kart 3): 1. konglomerat, 2. øyegneis, 3. porfyroblastisk granit, 4. aplitærer, 5. små forkastningssprekker, 6. mørk stripe, sannsynligvis forkastningssprekk. *Quelques détails près du conglomérat (carte no. 3): 1. conglomérat, 2. gneiss ocellé, 3. granite porphyroblastique, 4. veines d'aplite, 5. petites failles, 6. ligne foncée (probablement une ligne de faille).*

kompleks, men det er vanskelig å studere det nøyaktig, fordi det her er store områder med overdekket terreng, og fordi vi akkurat i denne sone har de store intrusjoner av osloessexit.

Bergartene innen denne sone har tilfelles at de har en granitisk mineralsammensetning og er for grove til å kunne kalles leptiter. Noen steder er de masseformige, andre steder har de mer eller mindre utpreget gneisstruktur. De går jevnt over i øyegneiser og utpregete flebiter. Noen steder finnes pegmatitisk utviklede partier. Etter feltiakttagelsene å dømme, ser det ut til å være sannsynligst at vi har å gjøre med anatexiter, dels anatexgraniter.

En mikroundersøkelse av en granitisk, masseformig bergart fra skråningen sydvest for S. Bjørnstad, viser en relativt fin-



Fig. 20. Flebit, veiskjæring nord for Filtvet.
Phlébite, Filtvet.

kornig granit med granoblastisk struktur. Kornstørrelse mest ca. 0,1—1,8 mm. Vesentlig kvarts og feltspat, litt glimmer. Feltspat vesentlig som tydelig mikroclin, med en del inneslutninger av plagioklas. Plagioklas også i noen selvstendige korn, oligoklas, med anorthitinnhold ca. 13 %, noe serisitisert. Glimmermineraller foreligger foruten som finkornige inneslutninger, også som en del spredte korn av biotit og klorit.

c. *Flebitsonens lyse bergarter.*

I detalj virker bergartene overalt innen flebitsonen mer variert enn i øyegneisjonen. Men over ganske store områder innen flebitsonen, særlig i dens sydvestlige del, er bergarten

meget ensformig. Det sees særlig langs strandknausene, hvor vi på hele strekningen Vikene—Filtvetbukta har en meget ensformig, lys flebit (begrepet flebit se K. H. Scheumann 1937, eller ovenfor, s. 16), med årer og linser av kvarts og pegmatit, men forøvrig så å si helt fri for andre bergartsdrag enn den jevne gneisbergart som utgjør de fleste flebiters hovedbestanddel (fig. 20 og 21). Bergarten på denne strekning er også meget fattig på mørke drag. Østligst i Filtvetraktene, og videre langs kysten nordover til traktene øst for Sandspollen, finner vi større variasjoner. Her sees av og til finkornige (leptitiske) drag, og amfibolitdrag blir mer og mer alminnelige. Fra Solbergstøa og nordover sees også stadig øyegneisdrag, slik at det som ovenfor nevnt (s. 55), ofte kan være vanskelig å si om man befinner seg i øyegneissonen eller i flebitsonen. Det ser ut til at mengden av pegmatit tiltar mot øst.

En mikroundersøkelse av et glimmerfattig parti i den lyse flebit på vestsiden av Filtvetbukta, viser en forholdsvis jevnkornig bergart med meget svak gneisstruktur. Den virker nesten granoblastisk (fordi det er så lite glimmer at orienteringen vanskelig kan sees). Består vesentlig av kvarts og feltspat. Strukturen svakt mylonitisk. Kornstørrelsen mest 0,5—2 mm, men her og der dessuten en del meget finknust materiale. Feltspat mest som mikroklin, i »rene« individer. Inneslutningene består vesentlig av kvarts og plagioklas. Litt myrmekit. En del plagioklas også som selvstendige korn, oligoklas, anorthitinnhold ca. 13 %. De har oftest mye inneslutninger av saussurit, serisit og klorit. Dessuten noen steder ansamlinger av epidotkorn, ofte sammen med atskillig ertskorn. Et sted sees også to relativt store epidotkrystaller, 0,4 mm lange. Utenom inneslutningene er det meget lite glimmerminerale. Noen spredte kloritkorn.

Østligst i Filtvetraktene, særlig langs stranden Filtvet fyr—Halvorshavn, sees ganske mye finkornige gneisbergarter. For en stor del har disse neppe noe med leptiter å gjøre. Deres finkornige struktur er sannsynligvis fremkommet ved mylonitisering i forbindelse med store forkastninger (se nedenfor, s. 84). Mikroundersøkelse av en slik bergart fra Kobberskjær, viser en bergart med meget rotet, ujevn, utpreget mylonitisk struktur. Den består vesentlig av kvarts og feltspat, meget lite glimmerminerale



Fig. 21. Den ensformige flebit fra stranden ved Engervik, pegmatitårer i strøkretningen.

Phlébite très monotone, avec pegmatite. Engervik.

(vesentlig omdannet til klorit). Feltspat foreligger som mikroklin og plagioklas, mest mikroklin. Plagioklasen er en albit, med ca. 8 % anorthit. Som vanlig lite inneslutninger i mikroklin, men en del i plagioklas (glimmerstøv m. m.). En del myrmekit.

d. *Gneis-migmatit-feltets amfiboliter.*

Jeg har ovenfor nevnt at amfibolitdrag finnes først og fremst i flebitsonens østlige del, hvor bergarten noen steder kan være nær en båndgneis. I flebitsonens vestlige del og i de granitiske bergarter i feltets sentrale deler, finnes bare meget få og meget lite iøynefallende amfibolitdrag. Det samme er tilfellet for det vesentlige av øyegneisssonen. Men i denne finnes også noen få, større amfibolitdrag. Disse er inntegnet på kartet (kart 2), og finnes som det sees ved Rulleto, i sydligste utløper av S. Husebyås og i skråningen sydvest for Elgeton.

Allerede i makro sees at det er stor forskjell på amfibolitdragene. Særlig sees at en del store amfibolitdrag i Filtvet-

traktene (som også til dels er inntegnet på kartet) er meget grovere og løsere enn de øvrige. Mikroundersøkelsen viser også at det er stor forskjell i mineralsammensetningen, og jeg skal nedenfor beskrive en del typer.

Mikroundersøkelse av en prøve fra et stort amfibolitdrag på østsiden av Rulletobukta, viser en forholdsvis normal amfibolit, som har stor likhet med de normale amfiboliter i leptittfeltet (s. 40). Den har parallelstruktur, hovedminerale hornblende og plagioklas, kornstørrelse vesentlig ca. 0,05—1 mm. Feltspat som plagioklas med anorthitinnhold sannsynligvis ca. 8 %, altså albit. Den inneholder alltid mye finkornig saussurit, serisit og klorit, og er derfor vanskelig å bestemme. Den fører også atskillige små apatitkorn som inneslutninger. Kvarts er det meget lite av, sannsynligvis under 1 %. Hornblenden opptar over 50 % av bergarten, en aktinolitisk alminnelig hornblende. Forholdsvis rene og pene individer, men oftest små. Utenom inneslutningene er det helt ubetydelig glimmer. En del titanitkorn og atskillig ertskorn.

Draget i skråningen sydvest for Elgeton viser seg i mikro å ha meget nær samme sammensetning som det ovenfor beskrevne. Feltspaten er den samme ($Ab_{92}An_8$). Hornblenden sannsynligvis noe jernrikere. Her er mindre ertskorn. Muligens noen ganske små kalsitkorn. Skiller seg fra de øvrige amfiboliter i gneis-migmatittfeltet ved at den har utydelig parallelstruktur, og virker fastere.

Draget i søndre utløper av S. Husebyås (like ved drammensgranitgrensen), atskiller seg vesentlig fra de to ovenfor beskrevne ved at det fører en betydelig mengde biotit og atskillig mindre hornblende. Den viser seg i mikro å ha en meget ujevn og rotet struktur, med hovedminerale feltspat, hornblende og biotit. Den er gjennomført av saussuritmasser. Den er fremdeles kvartsfattig, men holder likevel litt mer enn de to ovenfor beskrevne (sannsynligvis oppimot 4 %). Feltspat foreligger som plagioklas, ca. 38 % anorthit, altså andesin. Som vanlig mye finkornige inneslutninger, og også atskillige relativt store epidotkorn. Aktinolitisk alminnelig hornblende, i sterkt oppknuste, fillete individer. De har mye inneslutninger, vesentlig biotit og små apatitkorn. Biotit dessuten i tallrike store ansamlinger. Den sees i

T a b e l l 3.

Analyse (F. Dons) (vekt %)	Norm (mol. %)	Mode (mol. %)	
SiO ₂ 45,93	or 4,0	ab 17,5	} labrador (ab ₄₂ an ₅₈) (actinolitisk)
TiO ₂ 0,62	ab 9,1	an 23,4	
Al ₂ O ₃ 21,04	an 42,7	hb 52,7	
Fe ₂ O ₃ 0,69	ne 8,1	mu 2,8	
FeO 8,29	di 11,2	ch 1,4	
MnO 0,24	hy 9,2	ap 0,4	
MgO 7,69	oi 13,5	ore 1,8	
CaO 11,70	ap 0,4		
Na ₂ O 2,51	il 1,0	100,0	
K ₂ O 0,60	mt 0,8		
H ₂ O ⁺ 0,92			
H ₂ O ⁻ 0,04	100,0		
CO ₂ sp.			
P ₂ O ₅ 0,05			
100,32			

friske, utpreget stavformige korn, og er meget mørk, sannsynligvis jernrik. Biotiten er sannsynligvis nydannet (på bekostning av hornblende) ved drammensgranitens fremtreden. Dette kommer jeg også inn på senere (s. 80). En del ertskornfylte kloritmasser sees også, men forøvrig meget lite ertskorn.

I feltets nordlige deler sees en del amfibolitdrag som er mer utpreget skifrig og inneholder mer kvarts. De inneholder også en del biotit. Betegnelsen hornblendeskifer kunne sannsynligvis passe bra på disse, men det er umulig under markarbeidet å skille mellom disse og vanlige amfiboliter, og da det foreløpig ikke kan bli tale om å mikroundersøke alle, finner jeg det bedre å beholde betegnelsen amfibolit for dem alle. — Mikroundersøkelsen av et slikt drag fra sydvestlige tange inne i Sandspollen viser utpreget parallelstruktur, nokså rotet, med hornblende som dominerende mineral. Dessuten er det betydelig feltspat, kvarts og ertskorn (de to siste sannsynligvis litt under 10 % hver). Feltspaten er en oligoklas (Ab₈₀An₂₀). Forholdsvis lite inneslutninger (litt glimmerstøv, apatitkorn m. m.). Hornblenden er en actinolitisk alminnelig hornblende, dels ganske store individer, men alle er fillet og innfiltret i hverandre og i andre mineraler. De fører dessuten mye inneslutninger av titanit,

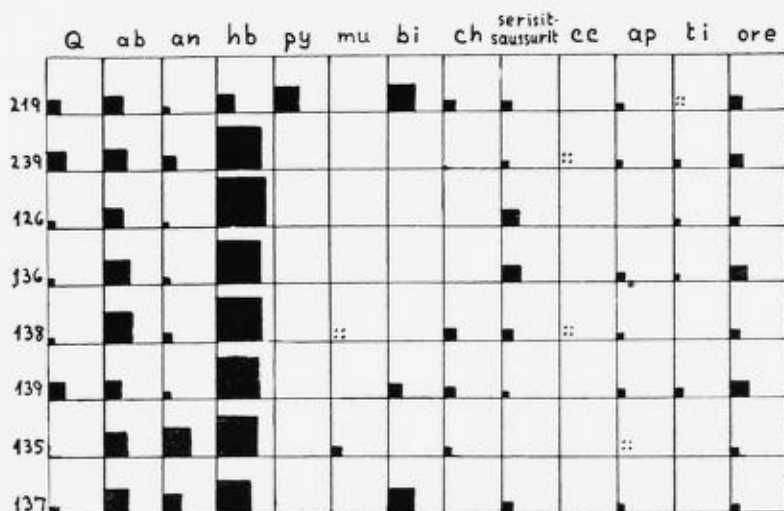


Fig. 22. Sammensetningen av en del av Hurums amfiboliter. Hver rute betegner 100 %. Prikking betegner spor (sannsynligvis under 1 %). — 219: pyroxenamfibolit ved Tofte, 239: amfibolit fra Mølen, 126: amfibolit fra Østnestangen, 136: amfibolit fra Rulleto, 138: amfibolit syd for Elgeton, 139: amfibolit (hornblendeskifer) fra Sandspollen, 135: grov amfibolit fra Filtvet, 137: amfibolit ved drammensgranitgrensen nordvest for Huseby. — 135 etter kjemisk analyse, de øvrige etter »geometriske analyser«.

Composition de quelques amphibolites: 219: amphibolite de pyroxène de Tofte, 239: amphibolite de Mølen, 126: amphibolite d'Østnestangen, 136: amphibolite de Rulleto, 138: amphibolite d'Elgeton, 139: amphibolite (schiste d'amphibole) de Sandspollen, 135: amphibolite à gros grain de Filtvet, 137: amphibolite près de la limite du granite permien au nord-ouest de Huseby.

klorit og apatit. Titanit finnes også utenom hornblende, dels som leucoxen. En del biotit sees også, sannsynligvis ca. 5 %, dels som inneslutninger i hornblende.

Fra de store amfibolitdragene i Filtvettraktene har jeg mikroskopert en prøve fra draget midt i nedre Filtvetbygd (veiskillet nord for bukta). Det viser i mikro bare svak parallellstruktur, men det kommer av at bergarten er så grovkornig at parallellstrukturen ikke kommer tydelig fram i mikro. De vesentlige bestanddeler er hornblende og feltspat, i store og rene indi-

vider. Kornstørrelse ca. 0,5—4 mm. Feltspat foreligger som plagioklas, hornblenden er aktinolitisk. Tabell 3 (s. 61) viser en analyse av bergarten. Det store Ca-innhold inngår i de to hovedminerale. Plagioklasen er en labrador ($Ab_{42} An_{58}$). Den aktinolitiske hornblenden foreligger i svakt grønne individer oftest uten pleokroisme, livlige interferensfarger. De er til dels noe innfiltret i plagioklasindividene. Begge har meget lite inneslutninger (litt ertskorn, mest i hornblenden). Noen spredte muskovitkorn sees, og litt serisit og klorit som inneslutninger (mest i plagioklas). Noen små apatitkorn. Kvarts i noen små, få korn.

Fig. 22 viser en grafisk fremstilling av mineralsammensetningen i noen av de ovenfor beskrevne amfibolitdrag.

Flere steder sees ganske smale, meget finkornige mørke drag (1 eller få cm bredde), muligens utvalsede rester av amfibolitdrag. Jeg har mikroundersøkt et par slike fra strandknausene Tofte—Rulleto, hvor større amfibolitdrag ikke forekommer. De viser seg å ha en meget finkornig, utpreget parallellstruktur. Det er til dels vanskelig å skille mineralene fra hverandre, men det ser ut til at biotit og klorit har erstattet hornblenden som dominerende mineral. Forøvrig sees litt plagioklas, meget sterkt serisitisert (muligens saussuritisert), sannsynligvis albit. Litt kvarts. En del hornblende i små eller svært fillete individer. Noen få, små apatitkorn og mye ertskorn.

3. PREKAMBRISK TEKTONIK. TEORIER OM BERGARTENES GENESIS OG RELATIVE ALDER

Strøk og fall.

I leptitfeltet er strøket nokså regelmessig nordlig med bare små avvikelser. Fallet er for det meste vestlig ($70\text{--}100^\circ$). Steilest er det på Østnestangen og i Sandbukta. Vest for Sandbukta er det østlig, til å begynne med meget bratt, men vestover gradvis slakkere. Ved Ersvik er det $50\text{--}30^\circ$ østlig. På Mølen er det overalt varierende vestlig fall, men gjennomgående noe slakkere enn vanlig på fastlandet, vesentlig mellom 40 og 85° .

Også i gneis-migmatitfeltet er strøket i det store overveiende nordlig, men her er ganske mye variasjoner i detalj. Særlig store

variasjoner er det i Filtvettraktene. Enkelte steder er strøket mer østlig, vesentlig i sydligste del av feltet (se kart 3). Fallet er i største del av feltet vestlig, for det meste $50-85^\circ$, meget varierende. Østover blir fallet til dels slakkere, og i de østligste trakter omkring Filtvet—Halvorshavn ligger bergartene til dels nesten flatt (ca. 20°). Der strøket bøyer mot øst-vestlig (eller sydøst-nordvestlig) blir fallet oftest sydlig (sydvestlig). — Strøk og fall fremgår forøvrig best av kartene.

Foldninger og strekning.

På Mølen er bergartene utpreget foldet (fig. 23), og dette gjør at bergartene som helhet her skiller seg fra leptitfeltet på fastlandet (Gleditsch 1948). Foldningsaksen er på Mølen nokså regelmessig hellende mot NNV. Helningsvinklen varierer en del, fra ca. 15° (sydligst på vestkysten) til ca. 65° . En utpreget strekning sees også på Mølen (linjestruktur), og den følger alltid foldningsaksens retning (fig. 23). Foruten de store (grove) foldninger, som kan iakttas på lang avstand, sees flere steder småfoldninger (fig. 10 og 11). Slike sees mest i bergarter som for en vesentlig del består av glimmermineraller (og klorit), mindre utpreget enkelte steder i bergarter med vesentlig hornblende. Småfoldninger sees også noen steder i amfibolitdragene i forbindelse med fiederspalten, som skjematisk vist på fig. 24. Fiederspalten opptrer alminnelig i amfibolitdragene på Mølen (fig. 25), og sees også enkelte steder i amfibolitdrag på fastlandet.

Det kan til dels være vanskelig å avgjøre om visse foldninger, strekningsfenomener o. l. er prekambriske eller yngre. — Den nevnte tilsynelatende diskordans i et gneisdrag på Mølen (s. 46, og fig. 13), kan antas å være fremkommet ved en forskyvning langs dragenes retning (se s. 86 og 70), det vestlige eventuelt forskjøvet mot syd i forhold til det østlige, som vist på fig. 26. Ved andre press- og vridningsfenomener er det noen steder frembrakt småfoldninger i amfibolitdrag i forbindelse med fiederspalten, som er vist på fig. 24. De er noen ganger rettet den motsatte vei. Det er interessant å legge merke til at disse små-



Fig. 23. Foldet amfibolit og leptit fra Mølen. Tydelig linjestruktur i leptiten; hammerskaftet viser dennes retning, som faller sammen med foldningsaksen.

Amphibolite et leptite plissées, Mølen.



Fig. 24. »Fiederspalt« i forbindelse med småfoldning (skjematisert), Mølen. 1. leptit, 2. amfibolit.

*»Fiederspalt« avec de petite plis (schématisé), Mølen.
1. leptite, 2. amphibolite.*



Fig. 25. »Fiederspalt« i amfibolit, Østnestangen.
»Fiederspalt« dans une couche d'amphibolite.

folder i amfibolitdraget bare sees inne i draget, og ikke har hatt noen innvirkning på dets begrensnig mot leptiten. Det kan muligens tenkes å være kommet av at de bevegelser som har frembrakt småfoldningene og fiederspaltene har vært noe eldre enn de bevegelser som har skapt den nåværende begrensnig mellom leptit- og amfibolitdrag. Det skal senere beskrives (se s. 86) hvordan det enkelte steder kan sees at det har foregått skyvningsbevegelser langs grensen mellom dragene, og vises at disse bevegelser iallfall til dels har foregått i permisk eller senere tid.

Som det vil fremgå av ovenstående, er det usikkert om flere av de nevnte skyvnings- og strekkfenomener er prekambriske

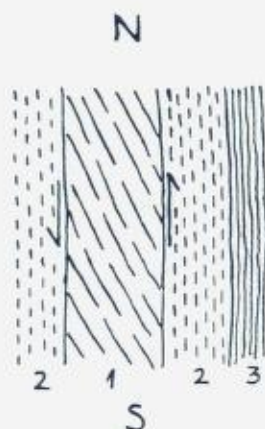


Fig. 26. Sannsynlig forskyvningsretning langs gneisdrag i Mølen leptyt (sammenlign fig. 13). 1. gneis, 2. leptyt, 3. amfibolit.

Direction de la faille le long d'une couche gneissique à Mølen (comparer avec la fig. 13). 1. couche gneissique, 2. leptyte, 3. amphibolite.

eller yngre. Sannsynligvis har her foregått sterke bevegelser i bergartene i flere atskilte tidsrom. Foldningenes alder vil bli nærmere omtalt senere i dette kapitel. Om de postkambriske bevegelser se s. 84.

I leptytfeltet på fastlandet er bergartene ikke noe sted tydelig foldet. Derimot sees noen steder, særlig på strekningen Sagene—Østnestangen, en tydelig linjestruktur (strekning) i leptyten, hellende 25—30° omtrent i strøkretningen, mot NNW—N.

Som det sees av detaljkartet (no. 3) er det antydning til foldning ved et leptytdrag ved stranden like ved det lille skjæret helt nede i SV. Sannsynligvis heller foldningsaksen her meget bratt mot ca. VNV, men den kan ikke angis med sikkerhet. — Forøvrig sees svake foldninger i kyststrøkene fra Filtvet nordover til Solbergstøa, og like syd for Solbergstøa ser foldningsaksen ut til å helle ca. 25° mot SV. — Også i Værpentraktene er svake foldninger iaktatt (se kart 4). På Rogneholmen heller foldningsaksen sannsynligvis ca. 50° mot NNØ—N, og ytterst på Værpentangen muligens ca. 65° mot N—NNV. Begge de siste steder er det bare meget svake småfoldninger, og andre

steder enn de ovenfor nevnte, har det ikke vært mulig å finne foldninger i det hele tatt.

For de største deler av de her beskrevne områder, kan det altså sies at bergartene ikke er synlig foldet.

Jeg har tidligere nevnt (s. 32) at jeg anser det for sannsynlig at foldningene av disse bergarter i det vesentlige har funnet sted i forbindelse med sterke orogene bevegelser i øst og syd. Dette kan da også forklare at det bare er i de sydligste og østligste deler av Hurums prekambrium vi finner tydelige foldninger. Men det er også en mulighet for at noen av foldningene har funnet sted i yngre tid, f. eks. i forbindelse med de store permiske bevegelser (hvorom nedenfor, s. 84).

Som det vil ha fremgått av bergartsbeskrivelsen ovenfor, er både de lyse og de mørke bergartene på Mølen (s. 39—44) rikere på glimmer og klorit enn de tilsvarende bergarter i leptitfeltet på fastlandet. Slike glimmer- og kloritrike bergarter, vil lettere bli foldet enn de glimmerfattige, bestående vesentlig av kvarts og feltspat (og hornblende i de mørke drag). Såframt bergartene på Mølen var rikere på glimmer og klorit allerede før foldningene fant sted, kan dette også tenkes å ha vært en *medvirkende* årsak til at bergartene der er sterkere foldet enn på fastlandet. — Men det må ansees som rimeligere at de fleste bergarter på Mølen (leptiter og amfiboliter) opprinnelig har vært av samme sammensetning som de tilsvarende på fastlandet. Den rikeligere opptreden av de utpregete stressmineraler glimmer og klorit synes det rimelig iallfall delvis å forklare som en følge av at bergartene har vært utsatt for sterkt press, strekning, foldning o. l.

Prekambrisk breksiering.

Nesten overalt innen Hurums prekambrium finner man tegn til mer eller mindre utstrakt breksiering. For en stor del er dette sannsynligvis en følge av yngre bevegelser, som blir omtalt nedenfor (s. 84). Men noen steder sees også breksiering som det må antas har foregått i prekambrium. En slik prekambrisk breksje sees f. eks. på Mølen (fig. 27). Det er her utpreget bruddstykkereksje i leptit, og breksjens retning er på tvers av bergartens strøk. Breksjen sees bare i leptit, og blir på begge



Fig. 27. Breksje (mellom de to blåskjellene) som gjennomsetter leptit, men på begge sider blir avskåret av amfibolitdrag, Mølen.
Brèche (entre les deux coquilles) qui traverse le leptite, mais qui est coupée de couches d'amphibolite. Mølen.

sider avskåret av amfibolitdrag, hvilket skulle tyde på at leptiten er eldre enn amfiboliten. Helt sikkert kan dette dog ikke sies å være (se s. 86).

Lignende gammel bruddstykkebreksiering i leptit sees også i Sandbukta. — Annen breksiering av prekambrisk alder forekommer sannsynligvis også. Det er f. eks. mulig at mange av de tallrike kvartsbreksieringer i strøkretningen kan være prekambriske. Men da dette ikke noe sted har kunnet bevises, mens det derimot sikkert finnes slike breksjer av yngre alder, blir disse omtalt senere (s. 86). — Det er envidere meget mulig at det allerede i prekambrisk tid har foregått store forskyvninger langs flere av de velkjente store permiske bruddlinjer (s. 28—30), og at den til dels påfallende gjennomgripende breksiering og mylonitisering som følger disse, delvis kan skyldes prekambriske bevegelser. Det er dog ennå ikke lyktes å påvise dette med sikkerhet.

Sammendrag og konklusjoner.

I leptitfeltet på fastlandet er det meget lite pegmatit. På Mølen er det litt mer, men heller ikke her meget. I gneis-migmatittfeltet er det forholdsvis lite pegmatit i øyegneisssonen, men mer lenger østover, således ganske mye f. eks. i Filtvettraktene. Pegmatit foreligger helt vesentlig som linser og drag. Gjennomsettende pegmatitganger ser ut til å forekomme meget sjelden.

Den eneste av de ovenfor beskrevne bergarter i Hurums prekambrium som later til å ha bevart det vesentlige av sine primære strukturer over et større, sammenhengende område, er *leptitfeltets leptit*. Over store områder ser denne bergart ikke ut til å være noe vesentlig migmatisert, men må etter sin struktur være en *ectinit* (M. Roques 1941). Etter sin mineralsammensetning (s. 38—40) må den antas å tilhøre undre feltspatsone (Gleditsch 1947 s. 229). Dette stemmer også bra med at den noen steder går over i første migmatitstadium (se nedenfor). Etter sin struktur og sammensetning, og etter sammenligning med leptiter andre steder (se denne avhandlings 1. del og O. A. Broch 1926), må det ansees for sannsynlig at den opprinnelig har vært en sur, eruptiv suprakrustallbergart.

Som allerede nevnt, går bergartene i leptitfeltet noen steder over i en migmatit. At vi her har å gjøre med en migmatit, sees også, foruten av de ovenfor nevnte iakttagelser, ved tilstedeværelsen av ptygmatiske årer, særlig på Mølen. Men migmatiseringen går ikke noe sted i dette felt lenger enn at det opprinnelige leptitmateriale er bevart atskilt. Vi har altså ifølge J. Jung og M. Roques en diadysit (Gleditsch 1947 s. 228). Slik migmatisering finner vi vesentlig på Mølen og på de første strandknausene like vest for Sagenebukta. På disse steder finner vi, foruten litt pegmatit, flekker eller drag av *grovere bergart i leptiten*. Disse flekker (f. eks. på Mølen, fig. 12) og drag er altså ikke å oppfatte som relikter av eldre bergart, men som dannet ved migmatisering av leptitmateriale. Flekkene har oftest diffus grense mot leptiten. Der hvor de grove drag har skarp grense mot leptiten (f. eks. fig. 13), kan det komme av yngre tektoniske forstyrrelser. Bergarten har sannsynligvis hatt lettere for å bli oppbrudt der

den var minst homogen, dvs. f. eks. ved overgangen fra leptit til grovere bergart, og vi har til dels senere fått forskyvninger langs slike overgangssoner. På den måten kan det både tenkes fremkommet skarpe grenser mellom leptit og grovere migmatisk bergart, og en slik diskordans i strukturen som vi f. eks. ser på fig. 26.

Amfibolitdragene innen leptitfeltet er av mindre sikker opprinnelse. Som vist ovenfor (s. 68 og fig. 27) er det sannsynlig at amfibolitdragene er yngre enn leptitene. Dette bekreftes også av iakttagelser fra Håøy (Gleditsch 1948 A, s. 364). — Jeg anser det for sannsynligst at amfibolitdragene i dette leptitfelt er av eruptiv opprinnelse, og at den pyroxénførende amfibolit i Tofte (s. 42) er den som har bevart mest av den primære karakter, bortsett fra at den er noe påvirket av drammensgraniten (se s. 80). Leptitene er dessuten her tydeligere porfyrtiske enn alminnelig i dette feltet forøvrig.

Etter dette blir da disse amfibolitdrag å oppfatte som en opprinnelig basisk gangbergart. Vestover og sydover i feltet er de sterkere metamorfe. Dette viser seg ved mineralsammensetningen (pyroxén mangler) og den tydeligere skifrige struktur. Det kan synes påfallende at amfibolitene alltid finnes som drag parallele med leptitenes strøk. Men dette lar seg forklare, f. eks. ved at både leptitene og amfibolitene (de opprinnelige ganger) opprinnelig har vært masseformige bergarter, som har fått sine parallellstrukturer ved store tektoniske bevegelser (f. eks. press fra øst) etter sin »mise en place«, eller ved at leptitene allerede var blitt presset da de mørke ganger trengte inn, slik at de har trengt inn langs leptitenes skifrihetsflater. Det som kanskje kan bli vanskeligst å forklare, er hvorfor en »gangtugintrusjon« av slike dimensjoner kan ha funnet sted akkurat her (se fig. 6, 28 og 29, og kart 2). Noen lengere diskusjon om dette vil jeg ikke komme med i denne avhandling, da det er meget mulig at det vil vise seg å stå i forbindelse med problemer som blir nærmere diskutert i senere avhandlinger (f. eks. Oslofjordens østside).

Jeg anser det for lite sannsynlig at disse amfiboliter kan være av sedimentær opprinnelse, men denne mulighet kan heller ikke utelukkes.

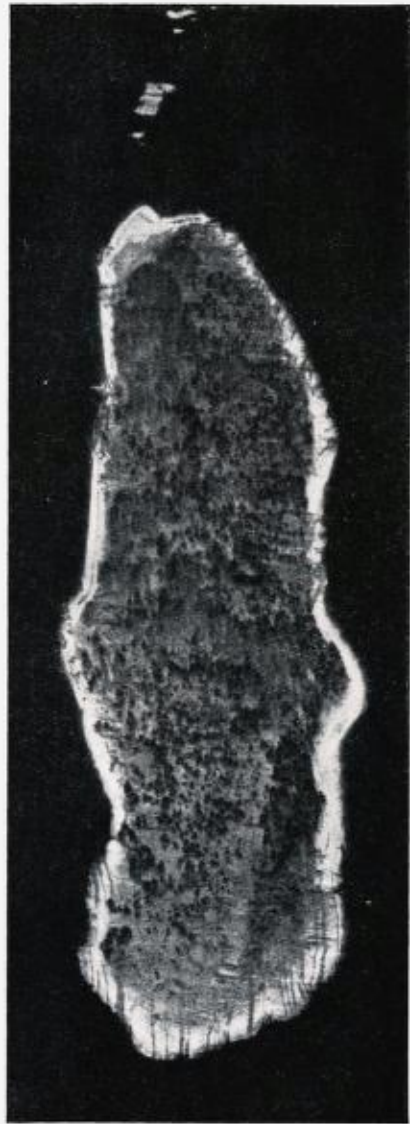


Fig. 28. Flyfoto av Mølen (Widerøes Flyselskap).
Mølen vu d'avion.

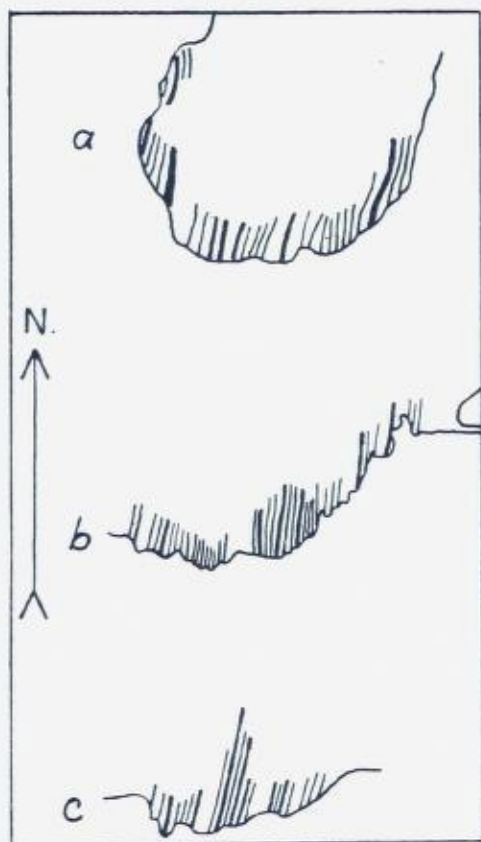


Fig. 29. Amfibolitdrag (svarte) i leptit, inntegnet etter flyfotos. a. Mølens sydende (se fig. 28), b. odden vest for Sagene (se fig. 6), c. odden inne i Sandbukta. Målestokk 1 : 6000.

Couches d'amphibolite (noires) dans le leptite, d'après des photos d'avion. a. Mølen (comparer avec la fig. 28), b. près de Sagene (fig. 6), c. Sandbukta. — Echelle 1 : 6000.

Leptynoliten på Mølen (s. 43—44) er den bergart innen leptittfeltet det ligger nærmest å tenke seg kan være av sedimentær opprinnelse.¹ Men det er også meget mulig at den er av samme opprinnelse som leptitene. Broch (1926 s. 128) har også

¹ Se fotnote s. 23.

antydnet muligheten av at lignende bergarter på Nesodden er av samme opprinnelse som leptitene. — Innen Hurums leptitfelt er det enda ikke noe sted påvist bergarter med særlig aluminiumrike mineraler karakteristiske for metamorfe sedimenter. Som nevnt er slike mineraler (særlig disthen) påvist i bergarter av mulig sedimentær opprinnelse flere andre steder innen Oslofjordens prekambrium.

Som det vil sees nedenfor, må det på den annen side ansees for bevist at vi innen Hurums gneis-migmatitfelt har sedimentære relikter.

I forbindelse med spørsmålet om eventuelle sedimentære bergarter innen leptitfeltet, som altså ansees å bestå hovedsakelig av en opprinnelig lys dagbergart, kan det være av interesse å gjøre en sammenligning med de eruptive leptiter i Mellom-Sverige og deres kontakt med sedimenter. Ifølge Magnusson (1925 s. 357) er de rike malmleier i leptitformasjonen knyttet til skarnbergarter, og disse igjen er dannet ved kontakt mellom kalkstein og leptit (altså den opprinnelige sure lava). Innen de leptit-områder i Oslofjorden som må ansees sikkert å være av lignende eruptiv opprinnelse (Hurum og Røyken), er det ikke funnet noe slik skarnbergart eller jernmalm, og dette kan altså ha sin forklaring i at vi innen disse områder ikke har hatt kalkstein.

Gneis-migmatitfeltets bergarters opprinnelse er vanskeligere å tyde, fordi de er sterkere migmatisert. Vi har innen dette felt vesentlig embrechiter og anatexiter (se s. 24—26), og Gleditsch (1947).

De lyse øyegneiser innen dette felt er som tidligere nevnt sannsynligvis for en vesentlig del av samme opprinnelse som porfyrleptitene (s. 9—13 og 47). De andre bergarter vi finner som drag eller flekker (s. 50—55) innen øyegneissonen, er for en vesentlig del enten rester av den opprinnelige, ikke migmatiske bergart, fremmede relikter eller assimilasjonsprodukter av andre bergarter som er oppstått i denne migmatitsonen.

De tallrike *flekker og drag av leptitisk bergart* (s. 50—52) er etter det ovenstående rester av den opprinnelige, ikke migmatiske bergart. De finnes hyppigst i de områder som er nærmest leptitfeltene, og har sannsynligvis stor likhet med de bergarter som er beskrevet av N. Sundius (1947) fra Stockholms skjær-

gård, hvor en »femisk« leptit gradvis går over i en »slirgneis«, og hvor man i den siste finner rester av den opprinnelige leptit. — Som nevnt ovenfor (s. 50) er det meget mulig at disse flekker og drag av leptitiske bergarter, ikke alle er av samme opprinnelse. Det er f. eks. også tenkelig at noen kan være relikter etter sedimentære bergarter.

Konglomeratet (s. 52—54) er sikkert en rest av en eldre bergart (et relik). Innholdet av Al-rike silikater tyder på et tidligere innhold av leirsubstans. Den ser også ut til å holde atskillig mer Ca enn de omgivne bergarter, noe som kan tyde på et opprinnelig innhold av kalsit. Men konglomeratet er for sterkt omvandlet til at noe sikkert om dets opprinnelige sammensetning kan sies. Det er hittil det eneste observerte sediment i disse områder, som kan sees å ha bevart noe av sitt opprinnelige utseende. Konglomerater er som kjent de sedimenter som er mest motstandsdyktige mot metamorfose (P. Eskola 1939 s. 273), særlig når de inneholder »boller« av forskjelligartete bergarter. Dette ser ut til å være tilfelle med det her omtalte. Her sees »boller« av lyst, leptisk materiale, andre av mørkere (muligens amfibolit), og muligens også noen med kvartsitisk sammensetning.

Som tidligere nevnt, er det i makro ganske stor likhet mellom konglomeratets grunnmasse og de *mørke, granatførende øygneisdrag*. Disse er sannsynligvis assimilasjonsprodukter. Det kan ikke sies med sikkerhet ennå hva de opprinnelig har vært, men det er etter mineralsammensetningen å dømme (s. 52) ikke usannsynlig at de utgjør rester av leirsedimenter. — Meget taler også for at de iallfall i noen tilfelle kan være dannet ved migmatisering av amfibolitdrag, hvorom nedenfor (s. 76).

Når vi kommer lenger østover blir bergartenes opprinnelse stadig vanskeligere å finne ut av. Flebiter m. m., som utgjør hovedbestanddelen av bergartene langs østkysten, finner vi også på fjordens østside, og de vil bli inngående behandlet i senere avhandlinger. Her skal bare nevnes at vi flere steder innen disse områder lenger øst finner bergarter av sannsynlig suprakrustal opprinnelse.

Amfibolitdragene innen gneismigmatitfeltet er sannsynligvis for en stor del av samme opprinnelse som de innen leptitfeltet (s. 71). — Den mikroundersøkte alminnelige amfibolit ved Rulleto (s. 60), viser f. eks. meget stor likhet med leptitfeltets alminnelige amfiboliter. Men den store variasjon i amfibolitdragenes sammensetning innen gneismigmatitfeltet, tyder på at de muligens er av forskjellig opprinnelse.

Av særlig interesse er de grove, Ca-rike amfiboliter i Filtvettraktene, som jeg har mikroundersøkt og gjengitt en analyse av ovenfor (s. 61). Det store Ca-innhold tyder på at vi muligens har å gjøre med en sterkt omvandlet kalkstein. Barth (1930 s. 219—29) har påvist at kalkstein er omvandlet til amfibolit av lignende type fra Sørlandets prekambrium (Baneheia ved Kristiansand). Han nevner i samme avhandling at da den granitiske »ichor« over store deler av Sørlandet antagelig har hatt en meget ensartet sammensetning, bør man overveie muligheten for at også andre amfiboliter med aktinolitisk hornblende i disse trakter av landet, representerer metasomatisk omvandlete kalksteiner. Etter de undersøkelser som hittil er gjort, er det ingen grunn til å tro at den granitiske »ichor« på Sørlandet og i Oslofjordtraktene skal ha hatt noen vesentlig forskjellig sammensetning. Men bergartene i de områder jeg her beskriver, later til å være sterkere omvandlet enn de ovenfor nevnte på Sørlandet, og noe bevis for at de Ca-rike amfiboliter i Filtvettraktene er metasomatisk omvandlete kalksteiner, kan jeg foreløpig ikke gi.

Det er mulig at vi blant amfibolitdragene (eller hornblendeskifrene, se s. 61—62) også har flere som har vært av annen sedimentær opprinnelse.

I forbindelse med omtalen av amfibolitdragene, er det også av interesse å legge merke til at det noen steder kan iakttas en jevn overgang fra amfibolit til mørk øyegneis (vesentlig iakttatt på strandknausene nordøst for Rulleto). Kanskje er, som ovenfor antydnet (s. 75), de mørke øyegneisdrag til dels migmatiserte amfibolitdrag. Dette kan da også gi en forklaring på at vi innen store deler av øyegneissonen ikke finner amfibolit. Migmatiseringen i øyegneissonen har da vært så intens at selv amfibolit-

dragene ikke har vært tilstrekkelig motstandsdyktige til å bli oppbevart. Amfiboliter er som kjent blant de mest motstandsdyktige bergarter mot migmatisering (C. E. Wegmann 1935 s. 323).

Mineralfacies.

Etter de ovenfor anførte mikroskopiske undersøkelser, ser det ut til at bergartene innen Hurums prekambrium for det vesentlige tilhører epidotamfibolitfacies. Unntagelsesvis kommer vi litt høyere enkelte steder, vesentlig i Filtvettraktene, hvor vi er oppe i amfibolitfacies. Vi finner her basisk plagioklas som ikke er saussuritisert. Men forøvrig er plagioklasen oftest saussuritisert, til dels meget sterkt, og dens anorthitinnhold ligger meget ofte på ca. 13 %, dels lavere. — Hornblendene er ofte blekgrønn, aktinolitlignende, hvilket tyder på at vi har hatt fallende metamorfosetemperatur. Muligens tilhører størsteparten av disse bergarter aktinolit-grønnstensfacies, som er karakterisert ved aktinolit, epidot og klorit (Th. Vogt 1927 s. 407—10). Hornblendens leirjordinnhold er da gått over i klorit og epidot, og dens kalkinnhold i epidot. — Unntagelsesvis finner vi noen få steder at metamorfosen er enda mer lavtemperaturpreget, og vi kommer ned i grønskiferfacies. I en del av de sterkt foldete drag på nordlige del av Mølen (s. 42) ser vi således at det ikke lenger finnes hverken hornblende eller aktinolit. Den er helt kloritisert (dels biotitisert). Ved omvandlingen fra aktinolit til klorit og kvarts, blir det frigjort kalk (Th. Vogt 1927 s. 410), og i samme bergart finner vi også atskillig kalsit. Ettersom den bare inneholder ubetydelig epidot, vil den etter Th. Vogt (1927 s. 411) sannsynligvis tilhøre albitkloritfacies.

En nøyaktig utredning om disse bergarters mineralfacies er det enda for tidlig å komme med, da dette vil kreve et langt større antall kjemiske analyser enn jeg hittil har hatt muligheter for å få. Det vil dessuten være naturlig å gi en samlet oversikt over mineralfacies senere, når også beskrivelsen av de øvrige prekambriske områder omkring Oslofjorden er fullført.

4. DRAMMENSGRANITENS INNVIRKNING PÅ DE PREKAMBRISKE BERGARTER

Noen nøyaktig utredning om drammensgranitens kontaktvirkning på de prekambriske bergarter, vil ikke bli gitt i denne avhandling.

Drammensgranitens »auréole« er aldri særlig stor der vi har prekambriske bergarter. Selve grensen er oftest forholdsvis skarp, men graniten sender ut en del apofyser og noen få større ganger. Det vil fremgå av kartene at disse ganger i alminnelighet følger forholdsvis parallelt med grensen.

Drammensgraniten har ofte en finkornig grensefacies, og der hvor en slik finkornig granit grenser til leptit, kan det til dels være meget vanskelig å se hvor grensen går. Et særlig godt eksempel på dette ser en på odden øst for Smælingbukta. Det ser også ut til at leptiten nær granitgrensen ofte har fått en mer masseformig struktur enn vanlig, og dette øker likheten mellom de to bergarter ytterligere.

Noen steder har graniten ingen finkornig grensefacies, og det kan i slike tilfelle være vanskelig å se grensen mellom denne og prekambriske anatexegraniter. Dette ser man vesentlig eksempler på i Røyken.

Der hvor drammensgranitgrensen følger strøket i den prekambriske bergart, er grensen flere steder så skarp at den kan studeres i tynnslip. Jeg har mikroundersøkt grensen fra to slike steder. Begge er fra strekningen mellom Elgeton og Storsand, hvor den prekambriske bergart består av den vanlige, lyse øyegneis.

Den ene mikroundersøkte grenseprøve er fra Hammersborg (nordvest for Elgeton), og viser øyegneisens grense mot drammensgranitens finkornige grensefacies. Grensen er her også i mikro meget skarp. Graniten er en meget finkornig kvarts-feltspatbergart, med lite og meget fintfordelt glimmer. Den grovere gneis er en vanlig glimmerfattig øyegneis (s. 47—48). Granitens innvirkning på gneisen ser ut til å være meget liten. All feltspat er ufrisk, slik at tvillinglameller ikke kan sees. Den vesentlige forskjell fra de vanlige øyegneiser er en økning av biotitinnholdet de nærmeste millimetrene inn til grensen, og særlig langs grensen

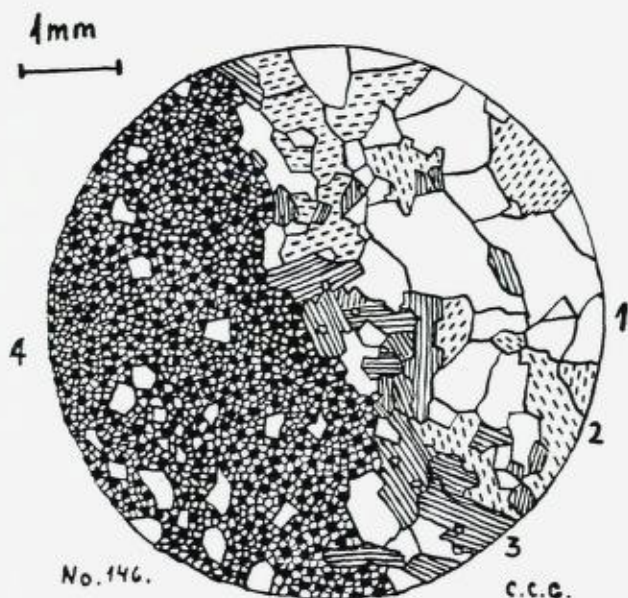


Fig. 30. Granitgrensen ved Hammersborg, skjematisert tegning. Granit tilv., gneis tilh., 1. kvarts, 2. feltspat (serisitisert og kloritisert), 3. biotit med små apatitkorn, 4. drammensgranitens finkornige grensefacies bestående vesentlig av kvarts og feltspat.

Bordure du granite permien près de Hammersborg, dessin schématisé:

1. quartz,
2. feldspath,
3. biotite avec de petits grains d'apatite,
4. granite permien à grain fin.

er atskillig biotit ansamlet, til dels i ganske store korn. De følges av noen små apatitkorn. Fig. 30 viser en skjematisk tegning av denne grensen.

Den andre mikroundersøkte grenseprøve er fra Havnemyr (vest for Storsand), og viser øyegneisens grense mot en grovkornig fascies av drammensgraniten. Her sees atskillig biotit og klorit i ganske store korn i graniten. Grensen virker ikke så skarp her, men den er markert ved en del parallelle biotitbånd, som også er synlige i makro. Dessuten ser det ut til at bergarten mellom disse biotitbånd er noe oppknust (mer finkornig), og skiller seg fra de mer grovkornige bergarter på begge sider av grensen. Denne svake mylonitsone er bare ca. 2 mm bred. Noen nydannelse av mineraler forøvrig, bortsett fra den vanlige

seritisering og saussuritisering av feltspat, ser ikke ut til å ha funnet sted.

Under omtalen av øyegneisene, har jeg ovenfor beskrevet en finkornig øyegneis fra Furuholmen (s. 48), hvor det ser ut til at all feltspat er blitt sterkt serisitisert og saussuritisert, og bergarten forøvrig biotitisert, sannsynligvis på grunn av påvirkning fra drammensgraniten. Dette stemmer også bra med de forhold som er iaktatt i leptitfeltet. Der har all feltspat i leptitfeltet på fastlandet, hvor de altså er nær drammensgraniten, oftest mye serisit-kloritstøv som inneslutninger. Lenger ute, på Mølen, fører de ofte meget renere feltspatindivider (s. 38—40).

Den amfibolit jeg har beskrevet fra sydlige utløper av Husebyåsen (s. 60) er utvilsomt også sterkt påvirket av drammensgraniten. Som det fremgår av beskrivelsen og av fig. 22 (nr. 137), er hornblendene her for en stor del omvandlet til biotit. Det er sannsynlig at også pyroxenamfibolitdraget i Tofte (s. 42) er påvirket av drammensgraniten. Også her er biotitinnholdet meget stort i forhold til summen av hornblende og pyroxen (fig. 22 nr. 219).

Noen annen nydannelse av mineraler ved de prekambriske bergarters kontakt med drammensgraniten, ser ikke ut til å ha funnet sted langs grensen. Men i lenger avstand fra granitgrensen, sees flere steder flusspatrike årer (s. 49), oftest sammen med kvarts og litt kalsit. I Hurum er dette vesentlig iaktatt mellom Rulleto og Vikene og ved Sandspollen. På Håøya og i Røyken sees dette mer utpreget, og på Håøy og Gråøy finner vi dessuten større pneumatolytiske mineralganger. — Flussspatforekomstene i Hurums prekambriske bergarter, skriver seg sannsynligvis vesentlig fra pneumatolytisk virksomhet i forbindelse med den permiske granits fremtreden.

5. LITT OM HURUMS POSTKAMBRISKE BERGARTER OG DE YNGSTE TEKTONISKE FENOMENER

Postkambriske bergarter.

a. *Sedimentære bergarter.*

Sydvestligst på Hurumlandet, mellom Ersvik og Rødtangen, er det et lite felt med flattliggende, kontaktmetamorfe sedimenter fra øvre ordovicium, etasje 4, beskrevet av Brøgger (1886 s. 179—181). Mellom dette felt og leptitfeltet (ved Ersvik) går det en utpreget forkastningsbreksje.

På Tofteholmen, Vealøs og Ramvikholmen finnes sterkt kontaktmetamorfe siluriske sedimenter.

b. *Permiske dypbergarter.*

Oslo-essexit (alkaligabbroer) finnes i to områder på fastlandet nord for Filtvet, og dessuten på Tofteholmen, Vealøs og Ramvikholmen. Disse bergarter er beskrevet av Barth (1944) og tidligere som *essexiter* av Brøgger (1930, s. 35). Jeg har gjort en del korreksjoner for grensene mellom disse bergarter og prekambrium i traktene nord for Filtvet, som det vil fremgå av kartene.

Drammensgranit (biotitgranit) bygger som tidligere nevnt, opp det vesentlige av Hurumlandet (s. 35). Den er en meget ensformig, masseformig permisk intrusjonsgranit, og er den yngste av Oslofeltets permiske dyperuptiver. Brøgger (1933 s. 103—15) har gitt en beskrivelse av denne bergart, fulgt av en rekke analyser.

Som nevnt (s. 34) er granitens grense mot prekambrium til dels betydelig feilaktig inntegnet på tidligere kart (Brøgger og Schetelig). Ved å sammenligne tidligere kart med mine, vil man se at de største korreksjoner i Hurum er gjort på strekningen mellom Storsand og Filtvet, hvor grensen tidligere for det vesentlige har vært inntegnet for langt mot vest.

Der hvor grensen følger omtrent parallelt med de prekambriske bergarters strøk, er den i alminnelighet helt skarp. Men der hvor de prekambriske bergarters strøk er tilnærmet loddrett på grensen, kan den være meget uklar. Dette sees særlig

i leptitfeltet. — Graniten har oftest en finkornig grensefacies. Men, som nevnt ovenfor (s. 78), er dette ikke alltid tilfelle. Som det sees av den mikroundersøkelse jeg har beskrevet av grensen mellom grov granit og øyegneis, ser det her ut til å være en svak mylonitzone på et par mm bredde mellom de to bergarter. Men vanligvis er det ikke antydning til breksiering langs grensen (fig. 30). — I graniten ved grensen er det noen steder tydelige innesluttede bruddstykker av prekambriske bergarter. Dette er iaktatt særlig pent langs veien ved Sagene, hvor det sees bruddstykker av amfibolit i graniten, og der hvor grensen kommer ut til fjorden i nord (innenfor Furuholmen), hvor det sees tallrike bruddstykker av øyegneis i graniten.

Litt om granitens virkning på de prekambriske bergarter er nevnt ovenfor (s. 78—80), og vil forøvrig bli nærmere omtalt senere, i forbindelse med beskrivelsen av Røykens prekambrium. Granitens gangbergarter i Hurums prekambrium blir omtalt nedenfor.

c. *Permiske gangbergarter.*

På karter som er utført i mindre målestokk enn 1 : 5000 har jeg hittil bare unntagelsesvis tegnet inn de permiske gangbergarter, som kan inndeles i tre grupper: Oslo-essexitenes ganger, drammensgranitens ganger og diabasganger. Syenitiske ganger er enda ikke observert noe sted innen Hurums prekambriske områder.

Av *oslo-essexitenes ganger* finnes i Hurum to hovedtyper, en helt mørk camptonit, og en lysere, mænaitlignende. Flere av disse er beskrevet av Brøgger (1930). — Camptonitene er de alminneligste av gangene, og Brøgger nevner en del slike fra Filtvettraktene. Jeg har dessuten funnet en ved stranden like nord for Solbergstøa og en på Kroknes. En lysere, porfyrisk, mænaitlignende gang, sees ved stranden ca. $\frac{1}{2}$ km syd for Solbergstøa. En mindre gang i Rulletodalsøkket er muligens også mænaitlignende. — Disse ganger ser ikke ut til å ha noen bestemt, fremtredende retning.

Noen nøyaktig undersøkelse av de permiske *granitiske ganger* i Hurum foreligger ikke. Nær granitgrensen, særlig der hvor denne går på tvers av den prekambriske bergarts strøk,

er det tallrike ganger og flekker av granit, slik at bergarten i noen tilfelle kan få utseende av en migmatit. Men en slik infiltrasjon strekker seg i Hurum sjelden mer enn 10—20 m fra granitgrensen. Lenger ut finner man bare her og der større granitiske ganger og en del finkornige aplitter. Av store granitiske ganger sees en over Pinakollen (kart 2) i N, og en del noe mindre på strandknausene Tofte—Sagene. På detaljkartene fra Tofte og Værpen (kart 3 og 4) er såvidt mulig alle granitgangene inntegnet, bortsett fra små aplitganger, som under markarbeidet ofte kan være meget vanskelig å skille fra flekker og drag av leptit. — Som det fremgår av kartene, ser det ut til at de granitiske ganger i alminnelighet går meget nær parallelt med granitgrensen.

Unntagelsesvis er granitganger tydelig porfyriske. En slik sees på nordlige, høyeste del av knausene Tofte—Rulleto.

Diabasganger av et nokså ensartet utseende sees flere steder i Hurum, som forøvrig overalt omkring Oslofjorden. De er Oslofeltets yngste ganger, og er beskrevet av Brøgger (1932 s. 80—88).

For forståelsen av en del tektoniske fenomener som nedenfor blir nevnt (s. 84—88), vil det være av betydning å vite med sikkerhet om alle disse diabasganger er av samme senpermiske alder. Noe bevis for dette foreligger enda ikke. Men deres meget ensartede utseende og deres likhet med diabasganger fra andre trakter hvor deres unge alder kan påvises, gjør det rimelig å anta at de er samtidige og av samme alder som de man fra andre trakter har bevis for at er yngre enn de øvrige permiske bergarter i Oslofeltet. De følger også alltid samme retning som utpregete unge sprekker og breksjer, som blir omtalt nedenfor. Det er i samme forbindelse også av interesse å nevne at Brøgger (1930 s. 130) har påvist at en slik diabasgang på Tofteholmen er yngre enn alle de andre permiske bergarter der.

Litt om postkambrisk tektonik.

Ifølge H. Cloos (1928, s. 297) ser det ut til å være sannsynlig at Oslofeltet ligger på grensen mellom to store blokker av jordskorpen, og at den vestlige av disse to relativt er forskjøvet litt mot SSV i forhold til den østlige. — En vesentlig del av de mer lokale tektoniske fenomener, helt ned til dem som bare kan undersøkes under mikroskop, vil kunne forklares ved en slik forskyvning. Jeg skal nedenfor bare gi en ganske kort oversikt over iakttagelsene av en del av de yngre tektoniske fenomener i Hurum. — Foruten av H. Cloos er disse problemer senere blitt omtalt av Leif Størmer (1935). Den første detaljerte meddelelse om Oslofjordens permiske forkastninger ble gitt av Brøgger (1886).

De store forkastninger i Oslofjorden har jeg ganske kort omtalt ovenfor (s. 28—30). Bare få av dem kan sees direkte å berøre Hurums prekambrium. Lengst i vest, ved Ersvik, er leptitfeltets begrensning markert ved en utpreget permisk forkastningsbreksje (kart 2, se også Brøgger 1886 s. 180—83). — Langs østkysten fra Filtvet og nordover mot Solbergstøa er bergartene også tydelig breksiert (s. 58), og unntagelsesvis finner man også her utpreget »breksjeplate« med bruddstykker (fig. 32). Men nord for Solbergstøa kan denne breksiering ikke lenger følges. — Brøgger (1886) har ment at det også skulle være forkastninger langs grensen mellom drammensgranit og prekambrium både langs den nord-sydgående og langs den øst-vestgående grense. For det meste er dette sannsynligvis ikke riktig. Det er mulig og sannsynlig at det har vært breksiering i forbindelse med en svak forkastning i nord-sydlig retning langs Toftedalføret. Drammensgraniten er tydelig breksiert (kvartsgjennomvevninger) på vestsiden av Toftebukta. Men det er sannsynlig at denne forkastning meget raskt kiler ut nordover (på lignende måte som de andre nord-sydgående permiske forkastninger her ute, se s. 29—30). Fra Husebytraktene nordover til Værpen sees vanligvis ingen tegn til breksiering langs grensen. Derimot ser vi her (se s. 78—79) til dels en meget pen kontaktgrense mellom drammensgranitens finkornige grensefacies og ikke breksiert øyegneis (fig. 30). Der hvor øyegneisen grenser



Fig. 31. To permiske diabasganger som gjennomsetter leptit og amfibolitdrag, Sandbukta. Hammeren ligger på diabas.
Deux dykes de diabase permienne traversant des couches de leptite et d'amphibolite, Sandbukta. Le marteau sur la diabase.



Fig. 32. Permisk breksje syd for Solbergstoa.
Brèche permienne.

direkte til grovkornig drammensgranit, ser det ut til å ha vært en meget svak breksiering (s. 79), så svak at den bare kan konstateres i mikro. — Langs den øst-vestgående grense mellom leptitfeltet og drammensgraniten, er det ikke iaktatt noe tegn til forkastning. Forholdene bl. a. på odden øst for Smølingbukta (se s. 78) viser tvertimot at noen slik forkastning neppe kan ha funnet sted. Det sees her ikke tegn til breksiering i leptiten, og det er til dels vanskelig å fikserer dens grense mot granitens fin-kornige grensefacies, på grunn av tallrike apofyser o. l. innover i leptiten.

I Hurums prekambrium (som overalt i Oslofjordens prekambrium) sees stadig kvartsbreksieringer i forskjellige retninger. Meget alminnelig er kvartsbreksiering i tilnærmet nordlig retning (eller litt mer NNØ), som ofte ser ut til å følge bergartenes strøk, f. eks. i Hurums leptitfelt (Gleditsch 1948). Det kan ofte være tvil om hvorvidt disse breksjer er prekambriske eller yngre (de kan selvfølgelig være av forskjellige aldre). Noen steder er det også kalsit i disse breksjer, og noen få steder bruddstykkebreksje, men oftest sees bare kvartsbreksje. Da disse breksjer i Hurum svært ofte følger bergartenes strukturer, er det oftest vanskelig å se hvorvidt det har foregått noen forskyvning langs dem. Men et sted i leptitfeltet (Sandbukta) kan det sees at det langs disse breksjer har foregått horisontalforskyvning. Her er det alminnelige at det går smale kvartsbreksieringer langs grensen mellom leptit og amfibolitdrag. En diabasgang (som man må gå ut fra at er sen-permisk, se s. 83) skjærer her igjennom de prekambriske bergarter i østlig retning. Denne diabasgang blir forskjøvet langs de nevnte kvartsbreksjer (fig. 33). Etter dette må det kunne ansees som forholdsvis sikkert at disse nord-sydgående breksjer og horisontalforskyvninger er *yngre enn de permiske diabasganger*. Disse forskyvninger kan muligens også delvis forklare en del problemer omkring leptit-amfibolitkompleksets nåværende utseende, som antydnet ovenfor (s. 64—69).

Sannsynligvis samtidig med disse nord-sydgående forskyvninger, har en vesentlig del av de tallrike kvartsårer i bergartenes strøketretning vært dannet. Dette sees også best i leptitfeltet, hvor vi ser kvartsårer følge strøket i leptitene, men fortsette ubrudt tvers igjennom de permiske ganger (fig. 34).



Fig. 33. Forskyvning av permisk diabasgang (d) langs små breksjer som følger grensen mellom leptit og amfibolitdrag, Sandbukta.

Déplacement d'un dyke permien (d) par suite de petites failles suivant les limites entre les couches d'amphibolite et de leptite, Sandbukta.

Flere steder sees at det sannsynligvis har vært sene horisontalforskyvninger i nord-sydlig retning, og det må ansees for rimelig at de har vært omtrent samtidige med de ovenfor beskrevne kvartsårer og småforskyvninger. På detaljkartet fra Tofte—Rulleto (kart 3) sees iallfall 2 slike sannsynlige forkastningslinjer, og da bergartenes strøk her er øst-vestlig, kan vi se at det har foregått forskyvninger. Begge disse forkastningslinjer følger utpregete dalsøkk, og da disse er fylt med løsavleiringer, kan ikke noen breksiering sees. Som det sees av kartet, er her *det vestlige relativt forskjøvet mot syd*. Dette stemmer også med det alminnelige inntrykk av slike forskyvninger fra andre steder. Men av falltegnene (sydlig fall) sees at det også kan ha vært vertikalforkastninger, hvor det østlige eventuelt er falt ned i for-



Fig. 34. Kvartsårer som går parallelt med strøket i den prekambriske bergart, men som gjennomsetter permisk diabasgang. Ersvik.
Veines de quartz, suivant la direction des couches précambriennes, mais traversant un dyke de diabase permienne. Près d'Ersvik.

hold til det vestlige. — Begge disse ser ut til å kile ut mot nord. Det kan være av interesse å sammenligne dette med iakttagelsene ved de store permiske forkastninger (s. 28—30), men det vil føre for langt å komme nærmere inn på disse problemer i denne avhandling.

Noen steder sees betydelige øst-vestgående bruddlinjer, særlig iøynefallende på odden mellom Ersvik og Sandbukta. Her er dragene ustanselig oppbrudt av slike bruddlinjer, langs hvilke det er tydelig at det har vært forskyvninger, men det er vanskelig å se hva slags. Muligens har her også vært vertikalforkastninger. Over odden i samme retning går også en stor bruddstykkebreksje.

De tallrikkeste kvartsbreksieringer og småsprekker med forskyvninger, synes å være de som går tilnærmet i øst-vestlig eller mer nordvestlig retning, altså vanligvis på tvers av strøket i Hurum. De er i alminnelighet enten tydelige kvartsbreksjer, eller smale sprekker som dels er fylt med et finkornig mylonitisk



Fig. 35: Liten bruddstykkebreksje, sannsynligvis permisk, Sandbukta.
Petite brèche à Sandbukta, probablement permienne.

materiale, som i makro ser mørkt ut. Unntagelsesvis forekommer også kalsitbreksjer, f. eks. på Rogneholmen (kart 4), og også unntagelsesvis forekommer bruddstykkebreksjer (fig. 35).

Kvartsbreksjer (fig. 36) og de mørkfylte sprekker (fig. 17 og 39) er det alminnelige. Det finkornige materiale i de sistnevnte, kan være av forskjellig beskaffenhet, men det er sannsynlig at den nedenfor beskrevne er typisk. — En mikrounder-søkelse av en slik mørkfylt sprekk (med en liten forskyvning) fra strandknausene Tofte—Rulleto (4 på fig. 39), viser at denne også er en kvartsbreksje (fig. 37). Dens mørke utseende skriver seg fra et meget finkornig mylonitisk materiale (meget skjematisk på fig. 37). Dette ser ut til å bestå mest av klorit og glimmerstøv, med mye ertskorn, finknust kvarts og feltspat, muligens litt kalsit, sannsynligvis litt epidot og titanit, og muligens også



Fig. 36. Små kvartsbreksjer med vakre krystaller, nær Rødstøa.
Petites brèches de quartz dans le gneiss ocellé.

noen andre mineraler med høy lysbrytning, men for smått til at de kan bestemmes. Den finkornige masse er meget skarpt avgrenset mot den omgivne bergart. Langs grensen går en mørk rand, sannsynligvis med mye klorit. Inne i denne mylonitmasse er det en kvartsbreksje av den vanlige type, med kvartskrystaller mot hverandre som tennene i en kjeft (sammenlign fig. 36). Mellom tennene sees også flere steder noe finkornig materiale, sannsynligvis mest klorit. Den omgivne bergart sees også å være tydelig mylonitisk.

Langs disse små kvartsbreksjer og sprekker sees meget alminnelig (men ikke alltid) små horisontalforskyvninger (fig. 17 og 38). Vanligvis sees bare en forskyvning på noen få cm, men unntagelsesvis også noen m. Fig. 16 viser en detalj fra det sydligste av knausene Tofte—Rulleto. Vi ser her to kvarts-

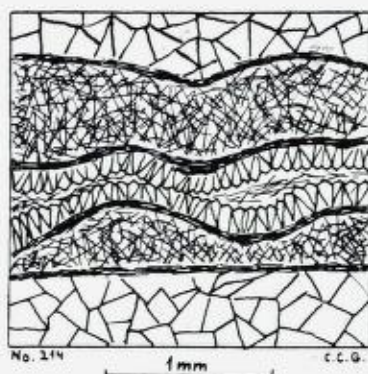


Fig. 37. Mikrobreksje (mellom Tofte og Rulleto, no. 4 på fig. 39), skjematisk tegning. Kvartsbreksje i midten, omgitt av finkornig mylonitmasse, som er skarpt avgrenset mot bergarten på begge sider.

Grensene markeres av bånd som vesentlig består av klorit.

Brèche microscopique (no. 4 sur la fig. 39), dessin schématisé. Brèche de quartz au milieu, environnée d'une masse mylonitique à grain très fin. Les bordures de cette masse sont nettement marquées de rubans de chlorite.

breksjer, og tydelig forskyvning langs begge. Forskyvningen er her lett synlig, fordi vi har vekslende bergartsdrag. Der hvor bergarten er ensartet, kan det ofte være vanskelig å se om det har foregått noen forskyvning. — Fig. 19 viser småsprekkene omkring konglomeratet. De lyse årer er her sannsynligvis aplitter av drammensgranitens alder (flere steder vanskelige å skille fra leptitdrag, men sees her ved at de skjærer øyegneisens struktur). Vi ser at disse er forskjøvet og avbrutt langs de mørkfylte sprekker, som følgelig må være yngre. — På fig. 39 ser vi kvartsårer (permiske eller yngre) som blir skåret av to mørkfylte sprekker (altså mikrokvartsbreksjer, se ovenfor). Vi ser at sammenhengende, steiltstående kvartsårer et sted blir forskjøvet langs en sprekk, et annet sted ikke forskjøvet (av samme sprekk). Til høyre blir den forskjøvet den motsatte vei av en lignende sprekk. Vi ser også kvartsåre som gjennomsetter en liten leptitflekk (i porfyroblastisk anatexegranit).

Av kartene sees at forskyvningene langs disse småsprekker i de aller fleste tilfelle har foregått slik at det nordlige er blitt

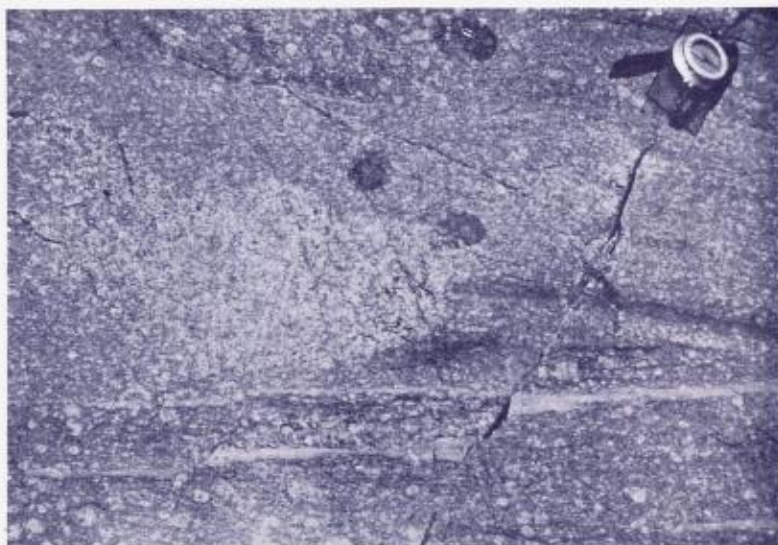


Fig. 38. Liten forskyvning langs tverrsprekk (nær Rulleto). Tydelig forskyvning sees der sprekken skjærer leptitdrag i øyegneisen.
Petite faille le long d'une petite diaclase transversale. Gneiss ocellé avec de petites couches de leptite, près de Rulleto.

forskjøvet mot vest (eller mot ca. NV—SV) i forhold til det sydlige. Av 39 målte slike forskyvninger i Hurum og på Håøy i 1947, foregår forskyvningen i denne retning i 30 av tilfellene.

Slike småsprekker, dels med, dels uten tydelig forskyvning, sees overalt og meget hyppig innen disse prekambriske områder. Bare et fåtall er det mulig å få med på kartene. De bekrefter fullt ut en uttalelse av H. Cloos (1936 s. 218), at jordskorpen består av en mosaik av meget små steinstykker.

Disse sist omtalte små oppsprekninger og forskyvninger kan være av forskjellig alder, men det er meget som taler for at de har vært omtrent samtidige, og at de er dannet i forbindelse med de aller yngste tektoniske bevegelser i Oslofjordtraktene, som ifølge ovenstående må være yngre enn alle de permiske erupsjoner. Jeg håper forøvrig å kunne komme nærmere inn på disse spørsmål i senere avhandlinger.

Jeg vil bare til slutt nevne en observasjon som har interesse i forbindelse med disse småforskyvninger. — Det ser flere steder ut som de tversgående små forskyvningssprekker og -breksjer

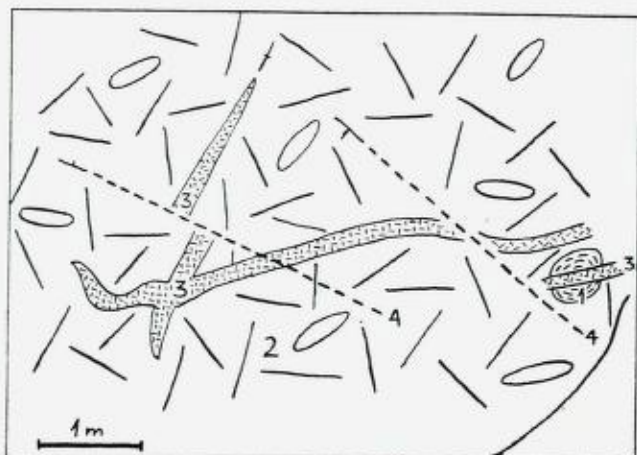


Fig. 39. Detalj fra den porfyroblastiske granit mellom Tofte og Rulleto (se kart no. 3): 1. leptitflekk, 2. granit, 3. kvartsårer (eller apliter), 4. forskyvningssprekker fylt med mørkt, mylonitisk materiale.

Quelques détails entre Tofte et Rulleto (carte no. 3): 1. tache de leptite, 2. granite, 3. veines de quartz (ou d'aplite), 4. petites fentes remplies.

blir avskåret av kvartsbreksjer i nord-sydlig (eller mer nord-nordøstlig) retning (ofte i strøkretningen). Det sees f. eks. sydøstligst på Mølen (Gleditsch 1948 s. 12), og mange andre steder. Det beste eksempel er det jeg skjematisk har gjengitt på fig. 40. Det er fra Røyken og blir nærmere omtalt senere. — Her har vi 4 småsprekker med horisontalforskyvninger, og en større kvartsbreksje, med sannsynlig horisontalforskyvning som antydnet på fig. (vanskelig å konstatere med sikkerhet fordi den følger strøket). Små tverrsprekker med forskyvninger finnes også mange steder i nærheten, uten at de kan sees å stå i forbindelse med noen kvartsbreksje i strøkretningen. Det kan altså tenkes at disse er eldre enn den store kvartsbreksjen, og at de er blitt avbrudt ved forkastning langs denne. Men det kan også tenkes, og det er kanskje mer sannsynlig, at tverrsprekkene er oppstått på grunn av strekning og press i forbindelse med forskyvning av det vestlige mot syd i forhold til det østlige langs kvartsbreksjen i strøkretningen, altså på samme måte som H. Cloos (1928 s. 297) og Størmer (1935 s. 101) tenker seg at de store, tversgående bruddlinjer i Oslofjorden er fremkommet — men med hovedforskyvning i motsatt retning.

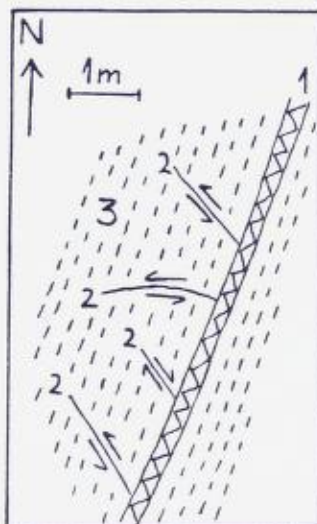


Fig. 40. 1. stor kvartsbreksje i strokretningen, 2. små forskyvningsbreksjer eller spreker, 3. leptit.

*Grande brèche de quartz (1) suivant le sens de la direction de leptite (3), et avec de petits brèches ou crevasses transversales (2).
Les dernières sont suivies de petits failles horizontales.*

RÉSUMÉ

Introduction.

Cet ouvrage est le premier d'une série qui aura pour but de décrire les formations précambriennes du fjord d'Oslo (v. les cartes à la fin, no. 1). — Ce premier volume de la série comprend deux parties. La première est un aperçu très court de toutes ces régions, d'après mes observations jusqu'au printemps 1948. Cet aperçu remplace et supplée la note provisoire sur une grande partie de ces formations, que j'ai écrite auparavant (Gleditsch 1945 A)¹. La seconde partie est une description des formations précambriennes de Hurum (v. la carte no. 2).

Je travaille sur ces régions depuis 1940. Pendant l'occupation (1940—45), le travail géologique a été très dérangé, et

¹ Voir la bibliographie, p. 116.

presque la moitié de ce que je publie ici est le résultat de mon travail pendant l'année 1947².

Lorsque je commençai le travail sur ces formations, leur géologie était presque tout à fait inconnue. Il n'existait qu'une seule publication régionale (Broch 1926), donnant une description très détaillée d'une petite région au nord de la péninsule de Nesodden (entre Flaskebekk et Flateby). En outre, le « smålensgranite » a été décrit (J. Oxaal 1916), et il y a eu aussi quelques petites notices sur différents sujets (Broch et Isachsen 1939 et Isachsen 1940). Pendant les années 1943—48, j'ai fait 6 petites publications sur ces régions (v. la bibliographie, p. 116).

1^e PARTIE: DESCRIPTION DE LA CARTE SYNOPTIQUE DES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES DU FJORD D'OSLO

Résumé petrographique.

Pour cette description, j'ai fait la classification suivante:

- a. Roches acides des régions de leptites.
- b. Roches de transition (migmatites) entre les leptites et les migmatites à gros grain.
- c. Granites homogènes (granites d'anatexie).
- d. Gneiss ocellés (migmatites), et granite porphyroblastique d'anatexie.
- e. Leptite-migmatites.
- f. Phlébites (avec peu d'amphibolite), et gneiss granitiques d'origine problématique.
- g. Phlébites avec de nombreuses couches d'amphibolite (gneiss rubannés).
- h. Amphibolites et roches gabbroïques.
- i. Micaschistes. Rélictés sédimentaires.

À l'exception d'un grand nombre de roches des groupes a, h et i, ces roches précambriennes sont essentiellement des migmatites (Gleditsch 1947).

² Le second volume de la série apparaît au même temps que ce premier, voir N. G. U. no. 182.

a. *Roches acides des régions de leptites.*

On trouve des leptites dans les régions suivantes (v. la carte no. 1):

1. Région de leptites à Hurum.
2. Région de leptites au sud-est dans la région de Røyken.
3. Région de leptites au nord de la région précambrienne de Røyken.
4. Régions de leptites à l'ouest dans la péninsule de Nesodden (Spro et Fjellstrand).

De plus nous avons à Nesodden deux régions où l'on trouve des leptites mélangés avec d'autres roches, surtout des mica-chistes, l'une entre Flaskebekk et Flateby, décrite par Broch (1926), et l'autre entre Fjellstrand et Spro.

Les leptites sont des roches métamorphiques à grain fin, d'une composition granitique ou approximativement granitique (P. Geijer 1944, Gleditsch 1945).

Parmi les leptites du sud-est, dans la région de Røyken, on trouve ceux qui ont les structures les plus primaires. Cette région est aussi la plus grande région homogène de leptites. On y trouve des amphibolites, mais ils ne sont pas nombreux. — Ces leptites sont des quartzporphyres typiques, avec structure blastoporphyrrique (Gleditsch 1945 A). Leur pâte est à grain très fin. (Ces roches, comme les roches suivantes de Røyken, sont décrites en détail dans une publication suivante)¹. Les principaux minéraux sont du quartz, du plagioclase et du microcline, en général très peu de micas (biotite, chlorite, quelquefois muscovite). On trouve presque toujours plus de plagioclase que de microcline. Le plagioclase contient environ 10 % d'anorthite. Le quartz a toujours, ici comme dans toutes les roches précambriennes du fjord d'Oslo, une extinction ondulante, et il est souvent écrasé et laminé.

Les leptites du nord de la région de Røyken ont souvent la même composition, mais ils sont un peu plus variables. Souvent ils contiennent plus de micas et d'épidote, et la structure blastoporphyrrique est quelquefois moins visible. — La dissemblance essentielle entre ces leptites et ceux du sud-est de Røyken, est

¹ N. G. U. no. 182.

que les premiers sont sillonnés de nombreux filons granitiques (v. aussi ci-dissous, b.).

À l'île Langåra, on a aussi des leptites porphyriques qui ressemblent beaucoup aux leptites de Røyken.

Les leptites de l'île Håøy ne sont en général pas porphyriques. Ils sont aussi à plus gros grain que les leptites de Røyken, et ils contiennent plus de microcline que de plagioclase (Gleditsch 1947).

Les leptites des environs de Spro et Fjellstrand sont très rarement porphyriques et ils sont aussi à plus gros grain que les leptites de Røyken. Ils contiennent souvent peu de plagioclase, et quelquefois beaucoup de micas.

Les leptites de Hurum seront décrites à la page 105. Cette région de leptites est caractérisée par de nombreuses couches d'amphibolite (fig. 6 et 29, p. 19 et 73).

b. *Roches de transition entre les leptites et les migmatites à plus gros grain.*

Généralement, on ne trouve pas une limite définie entre les leptites et les roches à plus gros grain, mais on trouve une transition très graduelle. On peut distinguer principalement deux types différents de transition: 1. Les roches de transition vont des leptites porphyriques, schisteux et à grain très fin, jusqu'aux roches graduellement moins porphyriques, moins schisteuses et à grain plus gros. 2. La zone de transition est formée de roches mélangées, où l'on trouve des filons ou des taches des deux types de roches, la roche à grain fin prédominante près des leptites, et la roche à grain plus gros progressivement plus dominante lorsqu'on s'éloigne des leptites.

À Røyken nous avons ces deux cas de transition très marqués (Gleditsch 1947). — Le premier cas est surtout typique autour des leptites du sud-est de Røyken. Ici, nous trouvons une transition très progressive des leptites blastoporphyriques au granite d'anatexie. On ne peut pas voir la limite des leptites, ni celle du granite. Mais, malgré cela, la zone de transition est toujours très homogène, c. à. d. sans filons ou taches d'une autre roche. À mesure qu'on s'éloigne de la zone des leptites,

la roche de la zone de transition devient progressivement moins porphyrique, moins schisteuse, et à plus gros grain.

Le second cas est très typique dans les leptites du nord de la région de Røyken. Nous trouvons ici des leptites blastoporphyriques avec de nombreux filons granitiques (fig. 2, p. 11). Le nombre des filons augmente graduellement à mesure qu'on s'approche du granite d'anatexie du centre de Røyken. Puis, dans le granite proche de cette région de leptites, on voit beaucoup de taches de leptite. — Ici aussi il est très difficile (ou impossible) de dire où est la limite. Mais les deux roches sont toujours mélangées, c. à d. que la zone de transition n'est pas homogène.

Souvent les zones de transition sont plus compliquées. On voit une transition graduelle, des leptites blastoporphyriques du sud-est de Røyken jusqu'aux gneiss oeillés de Håøy. Déjà à Gråøy, on voit quelquefois une métablastèse (K. H. Scheumann 1937 A p. 406) : le leptite blastoporphyrique devient porphyroblastique. Dans l'ouest de Håøy le gneiss oeillé est très souvent à grain anormalement fin, et les petits « yeux » sont aussi très nombreux. Mais ici, nous trouvons aussi un mélange des deux roches, leptite et gneiss oeillés, avec des filons et des taches de leptite. À Hurum la transition va jusqu'au granite d'anatexie (p. 108).

Les zones de transition dans les environs des leptites à Nesodden (Spro et Fjellstrand), ne sont pas encore bien étudiées. On trouve ici des granites qui sont probablement des granites d'anatexie, et l'on a peut-être une transition qui ressemble beaucoup à celle que j'ai décrite sur Røyken. Mais il y a de grandes complications à Nesodden, un cas de migmatitisation plus forte (v. aussi à la p. 104). — À Hurum la transition des leptites aux roches à plus gros grain est détruite par le granite permien.

c. *Granites homogènes (granites d'anatexie).*

Les granites d'anatexie du centre de Røyken sont mentionnés ci-dessus. — Dans la carte no. 1, on voit aussi d'autres petites régions de granites massifs (parfois un peu gneissiques),

surtout à la péninsule Nesodden. Ils ont en général une structure granoblastique. On les trouve surtout à côté des régions de leptites, et en général ce sont probablement des leptites granitisés, comme il est mentionné ci-dessus.

d. *Gneiss ocellés, et granite d'anatexie porphyroblastique.*

On voit sur la carte que la plus grande région de gneiss ocellés se trouve à l'est des régions de leptites. Cette zone de gneiss ocellés traverse Hurum, Håøy et les régions du sud-ouest de la péninsule Nesodden. Il est probable, comme il est indiqué ci-dessus, que la plus grande partie de ces gneiss ocellés ont la même origine que les leptites porphyroblastiques (p. 107 et 112). Ces gneiss ocellés ont une composition granitique, avec très peu de minéraux foncés.

Avec ces gneiss ocellés granitiques on trouve aussi parfois des filons d'un gneiss ocellé foncé (fig. 17, p. 54). Il est riche en biotite et il porte des porphyroblastes de grenat (almandin), parfois aussi un peu d'amphibole. Ces gneiss ocellés foncés sont probablement des produits d'assimilation d'autres roches (v. aussi la 2^e partie).

Plus au sud, dans la région de gneiss ocellés de Hurum, on trouve un granite massif porphyroblastique (v. 2^e partie).

e. *Leptite-migmatites.*

Ce sont des roches très mélangées. En général on trouve comme roches prédominantes des leptites avec des veines de quartz et de pegmatite. Mais, ces roches ne sont pas homogènes. On trouve des couches de leptites variés, de gneiss leptitique, de gneiss varié, de micaschistes, d'amphibolite, etc.

La plus grande région de leptite-migmatites se trouve dans la péninsule Nesodden. Les leptites sont ici souvent foncés, avec beaucoup de biotite. Leur plagioclase contient souvent beaucoup d'anorthite (andésine).

f. *Phlébites (avec peu d'amphibolite), et gneiss granitiques d'origine problématique (migmatites?)*.

Les phlébites sont des gneiss veinés migmatitiques (K. H. Scheumann 1937).

Les veines de pegmatite peuvent être formées par entexis: on a des artérites, ou par ektexis: on a des vénites. Très souvent il n'est pas possible de voir si on a des artérites ou des vénites. Dans ce cas nous avons le terme phlébite, qui est indépendant de la genèse.

Les roches de ce groupe sont en général pauvres en couches basiques.

La formation précambrienne mentionnée ici est composée pour la plus grande partie de phlébites. Ils peuvent être très variés (fig. 4, p. 17), avec des couches de roches leptitiques, gneiss ocellés, etc. Mais ils sont aussi quelquefois très monotones: un gneiss à gros grain avec des veines de quartz et de pegmatite (fig. 20, p. 57).

On voit souvent une transition graduelle des leptite-migmatites(e) jusqu'aux phlébites. Il y a probablement quelquefois des phlébites et des leptite-migmatites qui ont la même origine.

On trouve parfois un gneiss granitique monotone, dont l'origine peut être migmatitique ou non. On le voit surtout à Nesodden et à Hurum. — Quelquefois on trouve des phlébites avec beaucoup de grenat. Ces « grenat-gneiss » sont surtout communs à l'est du Bunnefjord, dans les environs de Ljan. — À Hurum le grenat est un minéral très rare, et on ne le trouve pas du tout à Røyken.

g. *Phlébites avec de nombreuses couches d'amphibolite (gneiss rubannés)*.

On trouve aussi quelquefois des phlébites avec de nombreuses couches foncées (fig. 5, p. 19). Lorsque les couches foncées sont très nombreuses, nous avons de typiques gneiss rubannés; mais ils ne sont pas communs dans les formations mentionnés ici.

h. *Amphibolites et roches gabbroïques.*

Dans tous les groupes de roches mentionnés ci-dessus, se trouvent des couches de différents types d'amphibolites. Leur composition minéralogique est très variable.

Le type probablement le plus ordinaire est composé d'amphibole (soit actinote, soit ouralite), de plagioclase (albite-andésine), et d'un peu de quartz, de biotite, de chlorite, d'épidote, de sphène, etc. On trouve aussi des amphibolites avec presque seulement de l'actinote et du labrador, et d'autres avec beaucoup de biotite. Quelques-unes sont très saussuritisées et chloritisées (surtout à Røyken). Certaines amphibolites avec de grandes porphyroblastes de grenat (en général des agrégats) apparaissent souvent dans les régions plus à l'est, surtout dans les environs de Bunnefjord. — Des amphibolites avec pyroxène (augite) sont très rares.

Les autres roches gabbroïques sont presque toujours des amphibolites massives et à gros grain. Elles sont surtout communes dans la région du sud de Hvitsten. À l'ouest du fjord d'Oslo on n'en trouve qu'un seul affleurement. Il se trouve au centre de Røyken. Il est très saussuritisé et chloritisé. — À Håøy et à l'est du fjord il y a quelquefois beaucoup de petits affleurements d'amphibolites massives, comme cela se voit sur la fig. 7, p. 21. Les structures autour des grands massifs de roches gabbroïques sont les mêmes.

Les roches gabbroïques (amphibolites massives) entre Hvitsten et Moss sont en général à plus gros grain que le gabbro de saussurite à Røyken. Elles sont aussi plus inégales. Leur composition est souvent: quartz (5 à 15 %), andésine, amphibole, et quelques autres minéraux. Mais elles sont presque toujours saussuritisées (quelquefois beaucoup) et chloritisées.

Les roches semblables à Moss et au sud de Moss sont en général presque des diorites. Leur composition est souvent: quartz (rarement plus que 5 %), andésine-labrador, amphibole (ouralitisée), biotite, quelquefois augite, parfois grenat, très peu d'autres minéraux, presque jamais saussuritisés.

i. *Micaschistes. Rélictés sédimentaires.*

Les micaschistes sont très communs dans la région Flaskebekk—Flateby à Nesodden (Broch 1926). J'ai aussi trouvé des micaschistes et des leptynolites plus au sud à Nesodden, surtout avec des leptites. Mais ailleurs, les micaschistes sont rares.

À Hurum, près de Tofte, j'ai trouvé une petite tache de conglomérat (v. la 2^e partie).

Dans la région de Flaskebekk—Flateby, il y a beaucoup de roches avec disthène, staurotide, etc. ... (Broch 1926). J'ai aussi trouvé des roches avec disthène (microscopique) dans d'autres régions, surtout avec les roches leptitiques contenant beaucoup de biotite (les leptites féminiques).

Problèmes Tectoniques.

Résumé et conclusions de quelques traits généraux.

Roches plus jeunes que les précambriennes.

Les formations précambriennes décrites ici sont seulement une petite fraction de la grande région précambrienne du sud-est de la Norvège. Le reste de cette région est encore presque inconnu du point de vue géologique. À cause de cela, beaucoup de questions importantes de la grande tectonique ne sont pas encore éclaircies. —

Comme on le voit sur la carte synoptique, la direction des couches et leur plongement sont très variables, surtout dans les régions à l'est du fjord. Le plongement axial est souvent aussi très variable.

Souvent ces roches précambriennes sont très mylonitisées, et l'on voit presque partout des petites brèches de quartz (fig. 16 et 36, p. 53 et 90), de calcite, ou de différents types de mylonites (fig. 35 et 37, p. 89 et 91). On a aussi des brèches très longues qu'on peut suivre plusieurs kilomètres. En général, ces longues brèches sont le résultat des fractures et des failles permianes (Brøgger 1886, H. Cloos 1928, L. Størmer 1935, Broch et Isachsen 1939, Gleditsch 1943). Une grande partie des petites brèches ont sûrement le même âge.

On voit aussi quelquefois des brèches qui sont sûrement précambriennes (p. ex. fig. 27, p. 69). — Parfois nous voyons

que les roches sont mylonitiques au delà des grandes régions, p. ex. dans l'est de Røyken. Cela peut aussi être le résultat des dérangements permien; mais je crois plutôt que ces grandes mylonitisations sont précambriennes. Leur cause peut être p. ex. des pressions très fortes pendant un temps d'orogénèse (p. 104).

Le smålens-granite.

Dans cet ouvrage je ne donne pas une description du « smålens-granite » (en Suède « bohus-granite »). C'est la plus jeune roche précambrienne de ces formations, et elle est déjà décrite par plusieurs géologues (J. H. L. Vogt 1892, J. Oxaal 1916, W. Larsson 1938). On a souvent, à l'intérieur de ces granites, des enclaves d'autres roches précambriennes.

Pegmatites, problèmes de l'âge, etc.

Excepté la région de Røyken, on trouve presque partout dans ces formations précambriennes des filons de pegmatite. Autour du smålens-granite on voit surtout de nombreux dykes de pegmatite, qui traversent la stratification d'autres roches précambriennes. Ils ont sûrement l'âge de la mise en place du smålens-granite (pegmatites d'intrusion). Dans toutes les régions, excepté Røyken, on voit aussi des filons, des veines, etc., de pegmatite, probablement des pegmatites d'anatexie.

On sait que l'âge des pegmatites d'intrusion près de la ville de Moss est d'environ 900 millions d'années (E. Gleditsch 1919 et 1925). On a accepté cet âge comme celui des formations précambriennes à l'est du fjord d'Oslo. Cela n'est probablement pas juste; cet âge est celui de la mise en place du smålens-granite, la plus jeune des roches précambriennes de ces formations. Il s'y trouve probablement aussi des roches plus âgées.

La mise en place du smålens-granite a probablement eu lieu à la fin d'une période orogénique (la période des gothides), et les pegmatites d'anatexie ont pris naissance plus tôt pendant cette période de migmatitisation. D'après ces théories, il faut croire que la région précambrienne de Røyken, ainsi qu'une grande partie de la région de leptites de Hurum (v. 2^e partie), sont le reste d'une formation plus âgée. — Comme je l'ai men-

tionné ci-dessus (p. 98), les roches de l'ouest de la péninsule de Nesodden, qui ressemblent beaucoup aux roches de Røyken, sont très compliquées, et il sera très difficile d'indiquer si elles ont vraiment la même origine: les roches de Nesodden ont été probablement migmatitisées pendant la période orogénique mentionnée ci-dessus (les gothides), alors que les roches de Røyken étaient restées en dehors de cette migmatitisation. Il est possible aussi que les roches de Røyken, surtout celles de l'est, aient reçu leur stratification par suite d'une pression très forte de l'est pendant cette orogénèse, et que leur mylonitisation (p. 103) date aussi en partie de cette époque. — Ces questions seront décrites avec plus de détails dans les ouvrages suivants.

Roches plus jeunes que les roches précambriennes.

Elles se composent de roches sédimentaires cambro-siluviennes et permienes, et d'éruptives permienes. Presque toutes ces roches sont bien connues.

J'ai trouvé des sédiments cambriens à Røyken (Gleditsch 1943), qui n'étaient pas connus. J'ai aussi corrigé la limite entre les éruptives permienes et la formation précambrienne de Røyken, Hurum et Vestby.

Presque partout dans ces formations, on trouve des filons éruptifs permienes, surtout des dykes de diabase, mais aussi de rhombeporphyre, de mænaité, de camptonite, etc. Ces dykes ne sont pas marqués sur la carte synoptique.

2^e PARTIE: LES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES DE HURUM.

Introduction.

La plus grande partie de mon travail à Hurum s'est fait pendant le printemps 1943 et l'été 1947.

La terre de Hurum forme une péninsule entre Drammensfjord à l'ouest et la passe la plus étroite du fjord d'Oslo à l'est. La plus grande partie de cette péninsule est formée de granite permien (drammens-granite). À l'est, le long du fjord d'Oslo, se trouve une longue région précambrienne (Værpen—Tofte), et au sud, entre Tofte et Ersvik et sur l'île Mølen, nous trouvons

aussi des roches précambriennes. — De grandes régions de roches précambriennes sont quelquefois couvertes de dépôts quaternaires, surtout les environs de Storsand, où se trouve une grande moraine. La carte fig. 8, (p. 36) montre les régions couvertes de ces dépôts.

Il est naturel de diviser en deux les formations précambriennes de Hurum (v. les cartes à la fin, no. 2): La formation de leptites Tofte—Ersvik—Mølen, et la formation de gneiss migmatiques Tofte—Værpen. La transition entre ces deux formations est détruite par le granite permien.

1. La pétrographie de la formation de leptites.

Les deux roches principales de la région Tofte—Ersvik—Mølen sont des leptites et des amphibolites. Les leptites sont toujours les plus importants, mais ils ont presque toujours de très nombreuses couches d'amphibolites (fig. 9 et 29, p. 37 et 73).

a. *Leptites.*

Le plus souvent ces leptites ont une structure stratifiée visible, et en général blastoporphyrrique, parfois invisible à l'oeil nu. Les grands cristaux de quartz sont presque toujours écrasés et laminés, mais ils sont quand même plus remarquables que les grands cristaux de feldspath. L'écrasement, comme la mylonitisation en général, est probablement plus fort à l'est. La pâte de ces leptites est à plus gros grain que celle des leptites de Røyken (p. 96), en général approximativement 0,04—0,5 mm. Leur composition minéralogique est aussi un peu différente de celle des leptites de Røyken. Ils portent plus de microcline que de plagioclase. Le plagioclase contient environ 13 % d'anorthite. D'ailleurs on voit à la p. 39 une analyse chimique et la composition minéralogique normative et actuelle d'un leptite typique de cette formation (tab. 1). — Quelquefois ils portent aussi un peu d'épidote et d'apatite.

À Mølen les leptites ne sont en général pas porphyriques. Ils ont aussi un grain un peu plus gros, et la stratification est plus visible. Souvent ils contiennent un peu plus de micas, surtout de biotite.

b. *Couches d'amphibolite.*

L'amphibolite ordinaire dans cette région est quelquefois à grain fin (env. 0,04—0,3 mm), quelquefois à grain plus gros (env. 0,15—2 mm.). La structure est lépidoblastique et la stratification en général très marquée. Le minéral dominant est l'amphibole, proche de l'actinote. Cette amphibolite porte un plagioclase très saussuritisé, et très peu de quartz. À la fig. 22, p. 62, le no. 126 donne la composition approximative de ces roches.

À Mølen nous trouvons des amphibolites avec une andésine (30 à 35 % d'anorthite), moins fortement saussuritisée. Elles contiennent aussi un peu plus de quartz. — Un autre type de couche basique, à Mølen toujours, montre au microscope qu'il ne porte pas d'amphibole (en tous cas très peu). Les minéraux dominants sont de la biotite et de la chlorite. Ce type contient du plagioclase acide très chloritisé et sericitisé, du quartz (env. 5 %), de la calcite et un peu de sphène (leucoxène).

Dans une des trois couches d'amphibolite à l'ouest de Smælingen, j'ai trouvé du pyroxène (augite). Les autres minéraux sont de l'andésine (35 à 40 % d'anorthite), de l'amphibole (ouralite) et de la biotite (fig. 22, le no. 219). Cette amphibolite n'est presque pas stratifiée.

c. *Leptynolite (ou micaschiste feldspathique).*

Je n'ai pas trouvé de vrais micaschistes dans cette formation. Mais, on voit à Mølen une grande couche de leptynolite (fig. 11, p. 43). Les minéraux principaux sont du quartz, de l'albite, de la muscovite et de la biotite. On voit la composition minéralogique à la p. 44 (tab. 2). La structure est très stratifiée et la roche n'est pas du tout homogène.

d. *Roches gneissiques à plus gros grain. Pegmatite.*

À l'ouest de Sagene, j'ai trouvé une couche de gneiss ocellé granitique. Sinon, je n'ai pas vu de roches précambriennes à gros grain entre Tofte et Ersvik, exceptées quelques petites et rares veines de pegmatite. Les roches ne sont en général pas des migmatites.

À Mølen les roches sont plus variées. On trouve souvent, surtout à l'est et au sud-ouest, des petites taches d'une roche gneissique à plus gros grain (fig. 12, p. 45), et quelquefois aussi des couches de ces roches (fig. 13, p. 46). La structure de ces taches gneissiques est conforme à celle du leptite ambiant, et la limite entre ces taches et le leptite est souvent diffuse. La discordance apparente qu'on voit sur la fig. 13, p. 46, entre la couche gneissique et le leptite, date probablement des mouvements tectoniques plus jeunes (p. 111). — Dans l'ouest de l'île Mølen on voit aussi des taches de pegmatite.

On a, comme on a vu, une migmatitisation plus avancée à Mølen qu'entre Tofte et Ersvik. D'après la classification de Jung et Roques (M. Roques 1941, Gleditsch 1947), on a à Mølen des diadysites, mais entre Tofte et Ersvik presque partout des ectinites.

2. La pétrographie de la formation de gneiss migmatitiques.

Cette formation forme une région cohérente entre Tofte et Værpen. À l'ouest on trouve une grande zone de gneiss ocellés, souvent très monotones. À l'est nous avons surtout une zone de phlébites.

a. Les roches de la zone de gneiss ocellés.

Comme il est déjà mentionné, cette zone de gneiss ocellés est à l'est de zones de leptites, et les gneiss ocellés ont probablement pour une grande partie la même origine que les leptites (p. 99). Pendant la migmatitisation d'autres roches furent aussi assimilées; soit qu'elles fussent entièrement digérées par les migmatites, soit qu'elles devinssent des relictés plus ou moins déformés et métamorphisés.

La plus grande partie de ces gneiss ocellés ont une composition granitique, avec très peu de minéraux foncés. Ce *gneiss ocellé granitique* a une structure porphyroblastique (ocillée), les grains de la pâte ayant environ 0,1—0,3 mm. (mais ils sont quelquefois plus variés), et les « yeux » de microcline pouvant mesurer plusieurs cms. Les minéraux principaux sont du quartz, du microcline, et presque toujours un peu de plagioclase (albite-

oligoclase). Ces gneiss contiennent aussi toujours de la biotite, et en général un peu de chlorite, de séricite, d'épidote, de sphène, d'apatite, etc. Les feldspaths ont presque toujours beaucoup d'inclusions à grain très fin. On voit souvent un peu de myrmékite. — Quelquefois, surtout à l'ouest, on voit un gneiss oeilé avec des « yeux » très petits et très nombreux. Il contient plus de plagioclase que les autres gneiss oeilés, et on trouve souvent ce minéral en cristaux assez grands (relictés blastoporphyriques?). Mais ces roches (transition entre leptites blastoporphyriques et gneiss oeilés) se laissent plus facilement étudier à Røyken et à Håøy, et elles seront décrites dans une publication suivante. À Hurum, ces roches se trouvent toujours près de la limite du granite permien, et elles sont un peu métamorphisées par ce granite (p. 114).

Entre Tofte et Rulleto (carte no. 3), on voit un *granite massif porphyroblastique* à gros grain, avec une composition à peu près analogue à celle du gneiss oeilé granitique. Ce granite passe d'une manière insensible aux gneiss oeilés. Il y a lieu de croire que ce granite est un granite d'anatexie. Il n'est pas homogène, et contient de petites enclaves de gneiss oeilé qui passe insensiblement au granite. On trouve aussi des enclaves d'autres roches, surtout de leptite (fig. 14, p. 49).

Dans le gneiss oeilé granitique on voit souvent beaucoup de couches, de taches et d'enclaves lenticulaires de leptite, surtout à l'ouest (il y a aussi des taches et des enclaves dans le granite porphyroblastique). La statification de ces couches, taches et enclaves, est toujours conforme à celle du gneiss oeilé ambiant. Ces leptites sont à plus gros grain que ceux de la région de leptites, et l'on n'y voit que rarement une structure porphyrique marquée, qu'ils n'aient pas de délimitation précise avec le gneiss oeilé, ou que la délimitation soit assez marquée. J'ai vu aussi qu'on a quelquefois une roche foncée à la limite, peut-être une « roche de réaction » (fig. 15, p. 51). Il est possible que ces leptites présentent des roches d'origine différente, p. ex. que quelques-uns aient été de filiation magmatique, et d'autres de filiation sédimentaire.

Dans le gneiss oeilé granitique se trouvent aussi des coches d'un *gneiss oeilé foncé* (fig. 15, 16 et 17, p. 51, 53 et 54).

Il a une structure gneissique ocellée, à grain relativement fin. Sa composition minéralogique diffère surtout de celle du gneiss ocellé granitique par une beaucoup plus grande quantité de minéraux foncés. Il contient plus de biotite, un peu de grenat (almandin), quelquefois de l'amphibole, un peu de calcite, et, pour le reste, à peu près les mêmes minéraux que le gneiss ocellé granitique.

Entouré par les gneiss ocellés et le granite porphyroblastique, apparaît à l'est de Tofte un petit reste d'un *conglomérat* (carte no. 3. Fig. 18 et 19, p. 55 et 56). Il n'a pas de délimitation précise avec les roches ambiantes (excepté là où la limite suit de petites ruptures). — Les galets du conglomérat sont de différents matériaux: quartz, leptite, amphibolite, etc. Le ciment semble plus métamorphisé que les galets. Il ressemble beaucoup au gneiss ocellé foncé (décrit ci-dessus). Ses minéraux principaux sont du quartz, de l'andésine et de la biotite. Il contient aussi de l'amphibole, de l'épidote, du sphène, de l'apatite, quelques petits grenats, des aiguilles très fines de sillimanite, peut-être un peu de zoizite et de minerais. Les minéraux ne semblent pas être orientés.

En général il y a très peu de couches d'amphibolite dans la zone de gneiss ocellés. Mais, à Rulleto, on en voit de nombreuses et grandes couches, et le gneiss ocellé entre Sandspollen et Storsand en contient aussi quelques-unes. Les amphibolites seront décrites ci-dessous (p. 110).

b. *Roches granitiques au centre de la formation de gneiss migmatitiques.*

Entre la zone de gneiss ocellés et la zone de phlébites il y a quelquefois des roches granitiques variées, surtout dans une zone qui va de Filtvet jusqu'aux environs de Huseby. Ces granites sont soit massifs, soit gneissiques. D'un côté ils passent insensiblement aux gneiss ocellés, de l'autre aux phlébites.

c. *Roches acides de la zone de phlébites.*

Au sud, entre Vikene et la baie de Filtvet, nous trouvons des phlébites très monotones: un gneiss granitique avec très peu de minéraux foncés, de nombreuses veines de quartz et de peg-

matite, presque aucune couche d'autres roches (fig. 20 et 21, p. 57 et 59). Ces phlébites monotones sont probablement communs aussi plus au nord dans la zone de phlébites, mais il est plus facile de les voir le long du rivage.

Plus à l'est, de Filtvet jusqu'à l'est de Sandspollen, les roches sont en général beaucoup plus variées. On trouve ici des phlébites variés avec des couches de leptite, de gneiss ocellé et souvent aussi d'amphibolite.

La composition des phlébites ordinaires est en général granitique avec une quantité de micas très variable. Comme feldspaths, il y a plus de microcline que de plagioclase, qui est en général un oligoclase (souvent 13 % d'anorthite); un peu de myrmekite y est ordinaire.

d. *Amphibolites de la formation de gneiss migmatitiques.*

On a ici plusieurs types différents d'amphibolites. Le plus commun ressemble beaucoup à celui qui est ordinaire dans la formation des leptites (p. 106). Au microscope, j'ai constaté ce type à Rulleto et à Elgeton. Structure lépidoblastique, grain assez fin (env. 0,05—1 mm.), minéraux principaux: amphibole (plus de 50 %), plagioclase (8 à 10 % d'anorthite) avec beaucoup de saussurite, très peu de quartz.

Près de la limite du drammens-granite, au nord-ouest de Huseby, apparaît une amphibolite avec de l'andésine (38 % d'anorthite), et dans laquelle l'amphibole est remplacée en grande partie par de la biotite. La biotite s'est probablement formée pendant la mise en place du granite permien.

Surtout dans les environs de Sandspollen, on trouve une amphibolite plus stratifiée, qui contient aussi de la biotite, et beaucoup plus de quartz que les autres. Le plagioclase est un oligoclase peu saussuritisé.

À Filtvet (et aussi plus au nord) apparaissent de grandes couches d'une amphibolite à grain beaucoup plus gros (0,5 à 4 mm.). Les minéraux principaux sont de l'actinote et du labrador (58 % d'anorthite). On voit à la p. 61 (tab. 3) une analyse chimique et la composition minéralogique de cette roche.

D'ailleurs la fig. 22, p. 62, donne la composition approximative des amphibolites décrites ci-dessus.

3. Tectonique précambrienne. Quelques hypothèses sur la genèse et l'âge de ces formations.

Direction et plongement des couches.

Plissements. Étirements. Brèches.

On voit (carte no. 2) que la direction des couches dans la formation des leptites est dirigée vers le nord sans grandes variations. Elles plongent vers l'est à Ersvik, vers l'ouest à Sagene et à Tofte, et elles sont verticales à Sandbukta. — Dans la formation des gneiss migmatitiques, la direction est plus variable, mais ici aussi souvent dirigée vers le nord. Le plongement est très varié, mais en général plus horizontal à l'est.

À l'île Mølen les roches sont très plissées (fig. 23, p. 65). Elles se distinguent beaucoup des roches de la péninsule de Hurum, où l'on ne voit que très rarement des plissements. Les grands plis de Mølen sont visibles dans toutes les roches, même dans les leptites. Mais les leptites qui sont très plissées, contiennent en général plus de micas, et de chlorite, que les autres. Dans les roches qui portent beaucoup de micas et de chlorite, et souvent aussi dans les amphibolites, on voit de petits plis (fig. 10 et 11, p. 41 et 43). À Mølen on voit souvent aussi des petits plis-failles, de « fiederspalten » (fig. 25, p. 66), et les plis ptygmiques sont aussi fréquents. — On voit souvent à Mølen un étirement, et sa direction est conforme à celle du plongement axial (carte no. 2).

L'âge de ces plissements est probablement le même que l'âge de la migmatitisation. C'est au sud (Mølen) et à l'est (environs de Filtvet) qu'on voit des plissements et des étirements, et la migmatitisation y est aussi plus avancée. Il est probable que ces phénomènes datent de l'orogénèse mentionnée à la p. 103. — À Mølen on voit que la limite entre les couches ne suit pas les petits plis dans les couches d'amphibolite, de leptynolite, etc. (fig. 24, p. 65). C'est peut-être parcequ'il y a eu des mouvements plus jeunes le long de la limite (p. 115), et cela peut aussi expliquer la « discordance » mentionnée à la p. 107 (fig. 13 et 26, p. 46 et 67).

Presque partout dans ces formations on trouve de différentes brèches. Elles sont sûrement pour la plus grande partie permienne (p. 115). Mais, on voit aussi des petites brèches qui sont sûrement précambriennes, p. ex. à Mølen (fig. 27). — Comme on voit à la fig. 27, p. 69, il est probable que les leptites sont plus âgées que les amphibolites.

Conclusions. Problèmes de l'âge, etc. . . .

La plus grande partie de la formation de leptites se compose de roches qui ne sont pas visiblement migmatitisées: des ectinites. D'après la composition minéralogique ces ectinites appartiennent à la zone feldspathique (zone des gneiss) inférieure. Quelquefois, surtout à Mølen, ils passent aux diadysites (la zone supérieure de migmatites).

Il est probable que ces leptites ont été des roches effusives granitiques (quartzporphyre). On peut encore voir souvent la structure primaire, mais elle est beaucoup plus accusée à Røyken (p. 96). — Les roches granitiques à gros grain, qu'on voit surtout à Mølen (p. 107), ne sont probablement pas en général des relictés d'une ancienne roche, mais un résultat de la migmatitisation (granitisation) de leptites. Lorsque la limite entre les leptites et les roches à gros grain est exacte (fig. 13, p. 46), il faut croire que c'est le résultat de mouvements plus jeunes (p. 115).

La mise en évidence de l'origine de nombreuses couches d'amphibolites dans la formation de leptites, est plus problématique. Je crois que ces roches furent des roches hypabyssales basiques qui sillonnaient les leptites (plus âgés, p. 69), et, que les deux roches ont reçu leur orientation stratiforme sous une grande pression de l'est (p. 103) après leur mise en place.

Le leptynolite de Mølen peut être d'origine sédimentaire. Mais il peut aussi être de la même origine que les leptites.

Les gneiss ocellés granitiques de Hurum ont probablement la même origine que les roches leptitiques, mais la migmatitisation a été ici trop forte pour qu'on puisse dire quelque chose de certain sur la genèse. — La même difficulté peut empêcher

aussi de dégager facilement la genèse d'autres roches de la formation des gneiss migmatitiques, excepté le conglomérat. Ce dernier est sûrement une relictte d'un sédiment d'une période plus précoce.

Les nombreuses taches, etc. de leptites et de roches leptitiques, qu'on trouve dans la zone des gneiss ocellés, sont probablement surtout des restes non-migmatitisés de la roche primitive (l'ectinite). Mais, comme il est mentionné ci-dessus (p. 108), il est aussi possible que quelques unes de ces taches, etc. soient des restes d'autres roches, non entièrement digérées par la migmatitisation. — Il y a lieu de croire que les gneiss ocellés foncés (p. 109), sont un produit d'assimilation des roches basiques ou sédimentaires. On voit quelquefois que ces roches n'ont pas de délimitation précise avec des couches amphibolitiques, et elles représentent probablement quelquefois des amphibolites qui sont presque digérées par les migmatites. Cela peut aussi expliquer pourquoi la zone de gneiss ocellés est si pauvre en couches d'amphibolites.

Il est probable que les différents amphibolites de la formation des gneiss migmatitiques n'ont pas tous la même origine (p. 110). Peut-être l'origine d'un grand nombre de ces couches est elle la même que celle des couches d'amphibolites de la zone des leptites (p. 112). — Les amphibolites à gros grain et très riches en Ca (p. 110, et tab. 3, p. 61), ressemblent beaucoup aux amphibolites des environs de Kristiansand, dont Barth (1930) a indiqué que l'origine est un calcaire. Il est possible que l'origine de ces amphibolites de Hurum soit la même. — Il se peut aussi que quelques amphibolites aient été d'autres sédiments, mais la mise en évidence de ces questions est très difficile.

Les problèmes de la genèse des phlébites seront discutés dans des ouvrages suivants, lorsque les phlébites de l'est du fjord d'Oslo seront mieux étudiés.

4. L'influence du Drammens-granite sur les roches précambriennes.

L'examen détaillé de ces questions n'est pas entrepris ici.

L'auréole du granite permien n'est pas très visible là où l'on a des formations précambriennes. On trouve des apophyses et des filons granitiques, mais, du reste, la limite est en général très nette (fig. 30, p. 79).

La composition minéralogique des roches précambriennes ne change un peu que tout près de la bordure. On voit surtout une augmentation de la quantité de biotite, souvent seulement visible au microscope. Quelquefois on voit des rubans de paillettes de biotite le long de la limite. Les feldspaths des roches le long de la limite sont presque toujours très chloritisés et sericitisés. — La grande quantité de biotite dans l'amphibolite au nord-ouest de Huseby, est sûrement un phénomène permien (p. 110, et fig. 22 no. 137, p. 62). C'est ici surtout l'amphibole qui est transformée en biotite. L'amphibolite à pyroxène (p. 106, et fig. 22 no. 219, p. 62) de Tofte est probablement aussi biotitisée par le granite permien.

Plus loin de la limite, p. ex. entre Rulleto et Vikene et au sud de Sandspollen, on trouve beaucoup de fluorine dans les roches précambriennes. On en trouve aussi très souvent à Røyken et à Håøy, où l'on a aussi des dykes pneumatolytiques. Ces phénomènes sont sûrement dus aux constituants volatils du magma granitique permien.

5. Les roches et la tectonique post-précambriennes.

Les sédiments ordoviciens de Hurum se trouvent dans l'auréole du drammens-granite et ils sont très métamorphisés. Ils sont décrits par W. C. Brøgger (1886 p. 179—81).

Comme roches éruptives on trouve à Hurum de l'oslo-essexite, le drammens-granite et quelques roches hypabyssales. Les oslo-essexites, sont des alcaligabbros qu'on trouve à Filtvet et dans les îlots au sud de Tofte, décrits par Brøgger (1930) et Barth (1944). Le drammens-granite est un granite à biotite, très monotone, la plus jeune des roches de profondeur de la région d'Oslo (Brøgger 1933 p. 103). Comme roches hypabyssales on

trouve à Hurum des roches filoniennes d'oslo-essexite, des dykes granitiques et des diabases. Les premières se trouvent surtout dans les environs des apparitions d'oslo-essexite (Brøgger 1930). — Les dykes de granite et de diabase de Hurum n'avaient pas auparavant été examinés. J'ai marqué les plus grands sur la carte no. 2. Les dykes de diabase sont les plus jeunes roches éruptives permiennees de la région d'Oslo, et on les trouve presque partout dans les environs de cette région (Brøgger 1932, p. 80).

Résumé très court de la tectonique.

La tectonique permienne du fjord d'Oslo est décrite par Brøgger (1886), H. Cloos (1928) et L. Størmer (1935). — J'ai dans la première partie mentionné les grandes brèches de dislocation; on en voit une à Ersvik. La mylonitisation le long de la côte Filtvet—Solbergstoa provient sûrement aussi d'une telle brèche (fig. 32, p. 85). — D'après Brøgger (1886) on pourrait croire qu'il y a en général de brèches le long de la limite entre le drammens-granite et les formations précambriennes; mais cela n'est pas juste.

Presque partout dans ces formations précambriennes, on voit des brèches de quartz, plus rarement avec de la calcite, quelquefois des mylonites. Leurs directions sont différentes, mais la direction nord ou nord-nord-est est très commune. Ces brèches suivent souvent la direction des couches; dans ces cas il est difficile de voir si ce sont des failles. Mais, on voit qu'il en est bien ainsi, au moins dans la plupart des cas, là où les couches sont coupées par des dykes permienens (voir fig. 33, p. 87). On y voit aussi, que ces brèches de quartz sont plus jeunes que les dykes de diabase, ainsi que les veines de quartz (fig. 34, p. 88). Ces brèches suivent souvent la limite entre les couches d'amphibolite et de leptites, et elles nous montrent qu'il y a eu parfois des failles suivant ces limites. Ceci explique quelques-uns des phénomènes mentionnés ci-dessus (p. 87 et 107, voir aussi les fig. 13 et 26, p. 46 et 67).

Souvent, on voit qu'il y a eu des failles le long des petits vallons, sans qu'on puisse voir de brèches. On en voit deux sur la carte no. 3.

On a aussi presque partout des lignes de fracture et de petites failles dans la direction approximative est-ouest. Souvent, elles sont suivies de brèches (fig. 16 et 36, p. 53 et 90), surtout de brèches de quartz. Mais, en général, là où l'on a ces petites failles, on ne voit pas de brèches (fig. 38, p. 92). Parfois, on voit une ligne foncée le long de la rupture (fig. 17 et 39, p. 54 et 93), et on peut constater au microscope que cette ligne foncée est une microbrèche, avec une mylonite et du quartz comme dans les grandes brèches (fig. 37, p. 91).

Ces petites failles sont beaucoup trop nombreuses pour être marquées sur les cartes. J'en ai marqué quelques-unes, pour montrer leurs directions principales. — Leur âge peut être différent; mais il est probable qu'elles sont presque toutes contemporaines des mouvements tectoniques les plus jeunes de la région du fjord d'Oslo (permien, ou plus jeunes).

Oslo, juin 1948.

Bibliographie.

1930. Barth, Tom. F.W.: Om oprinnelsen av enkelte grunnfjellsamfjoliter i Agder. N. Geol. Tidsskr. 11, p. 219—231.
1939. — Correns, C. W. und Eskola, P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
1944. — Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region II. Skr. Vid.-Ak. Oslo 1, 1944 no. 9.
1926. Broch, O. A.: Ein suprakrustaler Gneiskomplex auf der Halbinsel Nesodden bei Oslo. N. Geol. Tidsskr. 9, p. 81—223.
1939. — and Isachsen, F.: The Southern Fault-Line Boundary of Nesodden Peninsula, Oslofjord. N. Geogr. Tidsskr. 7, p. 322—332.
1886. Brøgger, W. C.: Über die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords. Nyt Mag. Naturvid. no. 30
1930. — Die Eruptivgesteine des Oslogbietes, V: Der große Hurumvulkan. Skr. Vid.-Ak. Oslo 1, 1930 no. 6.
1932. — Die Eruptivgesteine des Oslogbietes, VI: Über verschiedene Ganggesteine des Oslogbietes. Skr. Vid.-Ak. Oslo 1, 1932 no. 7.
1933. — Die Eruptivgesteine des Oslogbietes, VII: Die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine des Oslogbietes. Skr. Vid.-Ak. Oslo 1, 1933 no. 1.

1928. Cloos, Hans: Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. Fortschr. Geol. u. Pal. 7, p. 241—327.
1936. — Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
1942. Demay, A.: Microtectonique et tectonique profonde. Mém. pour serv. à l'explication de la Carte géol. dét. de la France, Paris 1942. 1 vol.
1939. Eskola, P.: Voir Barth, Correns und Eskola.
1944. Geijer, Per: Termen Leptit. G. F. F. Stockholm, 66, p. 733—745.
1943. Gleditsch, Chr. C.: Permiske forkastninger i Røykenfeltet. N. Geol. Tidsskr. 23, p. 186—192.
1945. — Om leptitbegrepet. N. Geol. Tidsskr. 24, p. 244—249.
- 1945 A. — A Rapid Survey of the Pre-Cambrian Areas Around the Oslo-Fiord. N. Geol. Tidsskr. 25, p. 147—158.
1947. — Metamorfe bergarters klassifikasjon og nomenkiatur (Le système de J. Jung et M. Roques pour la classification des roches métamorphiques). N. Geol. Tidsskr. 27.
1948. — Mølen, en prekambrisk øy i ytre Oslofjord. Naturen 1948, p. 10—24.
- 1948 A. — Litt om fjellgrunnen på Håøya i Oslofjord. Naturen 1948, p. 358—374.
1919. Gleditsch, Ellen: Studier over Brøggerit, et radioaktivt mineral. N. Fysisk Tidsskr. 17.
1925. — Contribution of the Study of Isotopes. Skr. Vid.-Ak. Oslo 1, 1925 no. 3.
1939. Isachsen, F.: voir Broch and Isachsen.
1940. — Kvarterporfyr i Åros, Røyken. N. Geol. Tidsskr. 20, p. 263—265.
1936. Jung, J. et Roques, M.: Les zones d'isométamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. Rév. Sciences natur. Auvergne I, fasc. 4, 1936.
1938. — Les schistes cristallins du Massif Central. Bull. Services Carte géol. France, 39.
1850. Keilhau, B. M.: Gæa Norvegica. Kristiania 1850.
1938. Larsson, Walter: Die Svinesund—Kosterfjord-Überschiebung. S. G. U. ser. C, 32 no. 1.
1925. Magnusson, N. H.: Om Persbergtraktens bidrag till de malmgenetiska problemens lösning. G. F. F. Stockholm, 47, p. 357.
1916. Oxaal, J.: Norsk Granit. N. G. U. no. 76.
1930. Raguin, E.: Problèmes tectoniques dans les terrains cristallins du centre de la France. Bull. Soc. géol. France, 4e sér. no. 30, p. 51—76.
1938. — Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. Bull. Soc. géol. France, 5e sér. no. 8, p. 11—36.
1946. — Géologie du granite. Paris 1946

1936. Roques, M.: voir Jung et Roques.
1938. — — — — —
1941. — — — — — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. Mém. pour serv. à l'explication de la Carte géol. dét. de la France, Paris 1941, 1 vol.
1937. Scheumann, K. H.: Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. Min. Petr. Mitt. 48, p. 297—302.
1937 A. — — — — — Metatexis und Metablastesis. Min. Petr. Mitt. 48, p. 402—412.
1916. Sederholm, J. J.: On Synantetic Minerals. Bull. Com. Géol. Finland 48, p. 1—148.
1926. — — — — — On migmatites and associated pre-Cambrian rocks, Part II. Bull. Com. Géol. Finland 77, p. 1—143.
1935. Stormer, Leif: Contribution to the Geology of the Southern Part of the Oslofjord. N. Geol. Tidsskr. 15, p. 43—114.
1947. Sundius, N.: Femisk leptit och slirgneis. S. G. U. ser. C. 41 no. 7.
1910. Termier, Pierre: Sur la genèse des terrains cristallophylliens. 11e Congr. géol. intern. Stockholm 1910, p. 587—596.
1935. Trøger, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
1882. Vogt, J. H. L.: Nogle bemærkninger om granit. Vid.-Selsk. Forh. Kristiania 1881 no. 9.
1927. Vogt, Th.: Sulitelmafeltets geologi og petrografi. N. G. U. no. 121.
1935. Wegmann, C. F.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26, p. 305—350.
1931. Winchell, A. N.: Elements of Optical Mineralogy. New York 1931.

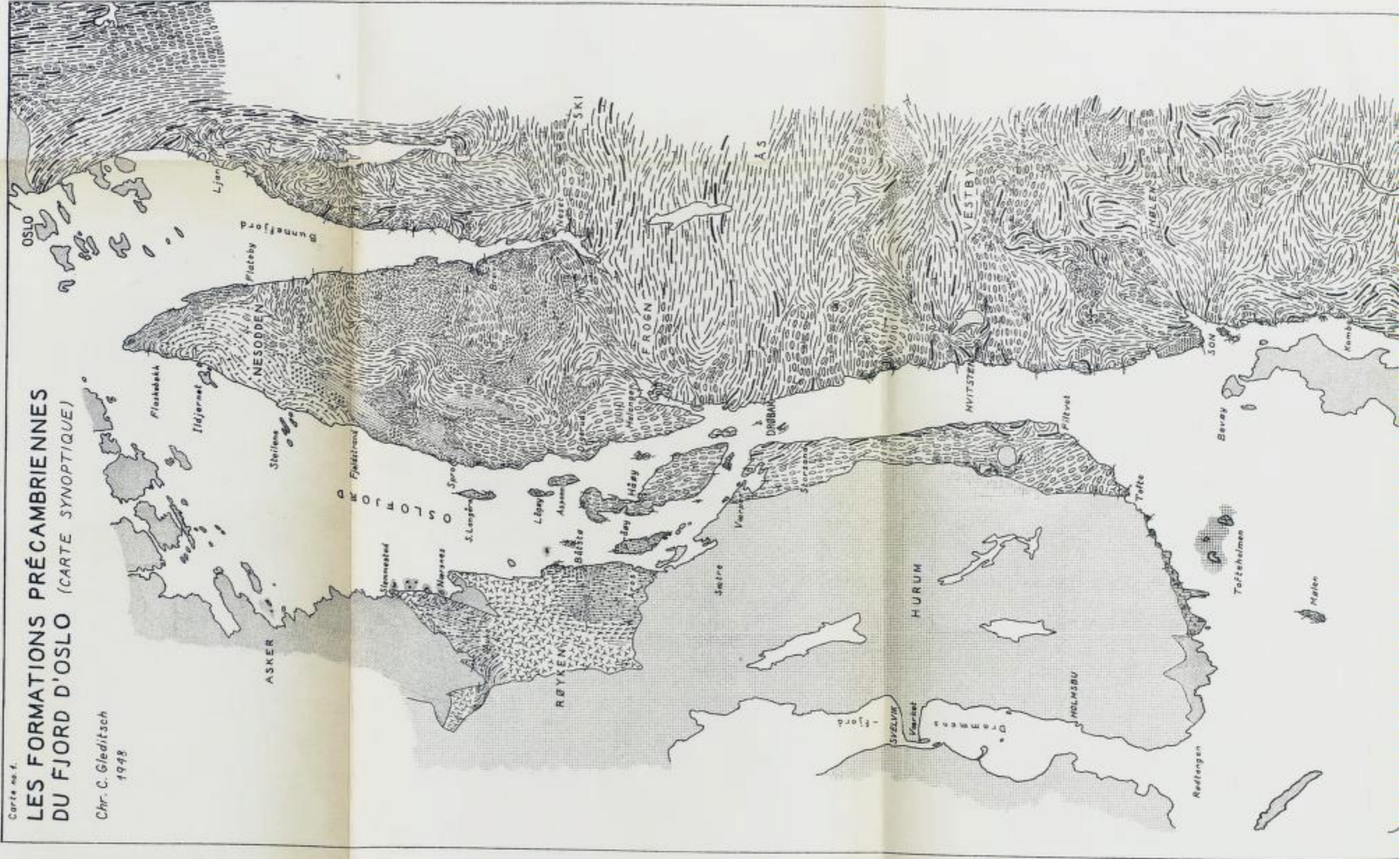
BEMERKNINGER TIL KARTENE

- KART NO. 1 er tegnet i målestokk 1 : 50 000. Det er en forenklet utgave av det opprinnelige kart i 1 : 25 000 over hele området.
KART NO. 2 er tegnet i målestokk 1 : 10 000 (dog Mølen i 1 : 5 000 og kysten Sagene—Tofte i 1 : 2 000). Det var opprinnelig tegnet for fargetrykk (7 farger), men på grunn av trykningsvanskelighetene har jeg måttet tegne det om til svart-hvitt, og derved måttet forenklet det noe.
KART NO. 3 og 4 er tegnet i målestokk henholdsvis 1 : 1 000 og 1 : 2 000.

Carte no. 4.

LES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES DU FJORD D'OSLO (CARTE SYNOPTIQUE)

Chr. C. Gleditsch
1948





LÉGENDE :

- Direction et plongement des couches
- Couches verticales
- Plongement axial
- Drammens-granite et oslo-essexite (permien)
- Roches supracrustales plus jeunes que précambriennes
- Smådens-granite
- Roches gabbroïques massives (hornblende-gabbro, amphibolites massives)
- Phlébites avec de nombreuses couches d'amphibolites (gneiss rubannés)
- Phlébites variés (avec peu d'amphibolite)
- Gneiss granitique monotone
- Roches granitiques massives et homogènes
- Gneiss ocellés (migmatites)
- Leptite - migmatites et gneiss leptitiques
- Micaschistes et leptynolites
- Leptites homogènes monotones
- Leptites porphyriques
- Leptites avec de nombreuses couches d'amphibolite (à Hurum), de micaschiste etc. (à Nesodden), de gneiss ocellé (à Håøy), et de filons granitiques (à Rayken)
- Leptites porphyriques graduellement granitisés
- Granite d'anatexie



LES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES
DU FIORD D'OSLO

Carte no. 2.

HURUM

Chr. C. Gleditsch
1948

1/25000



LÉGENDE :

Faïlle horisontale

Grande brèche de dislocation, permienne

Les plus grandes dykes de diabase permienne

Drammens-granite (permien)

Les plus grandes dykes de granite permien

Oslo-essexite (permien)

Sédiments ordoviciens

Roches précambriennes :

Amphibolites, les plus grandes couches

Phlébites avec de nombreuses couches d'amphibolite

Phlébites avec très peu d'amphibolite

Gneiss granitique monotone, et roches granitiques massives et homogènes

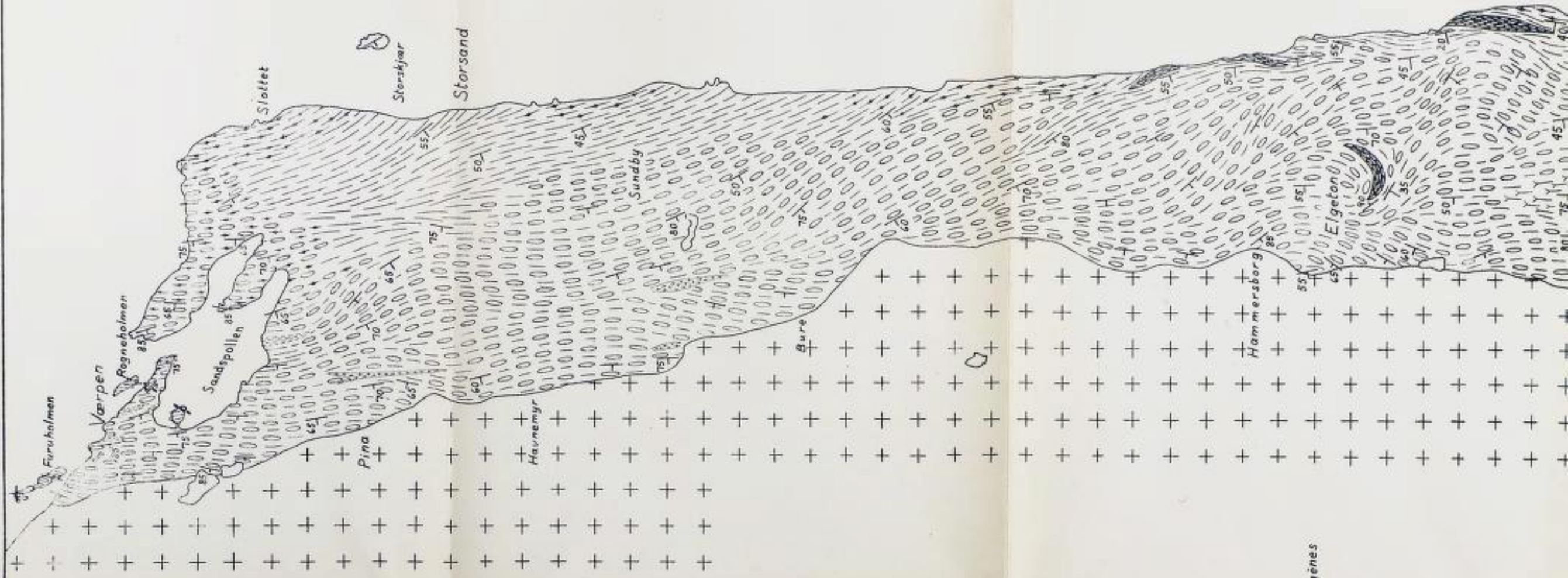
Gneiss ocellés avec de nombreuses couches d'amphibolite

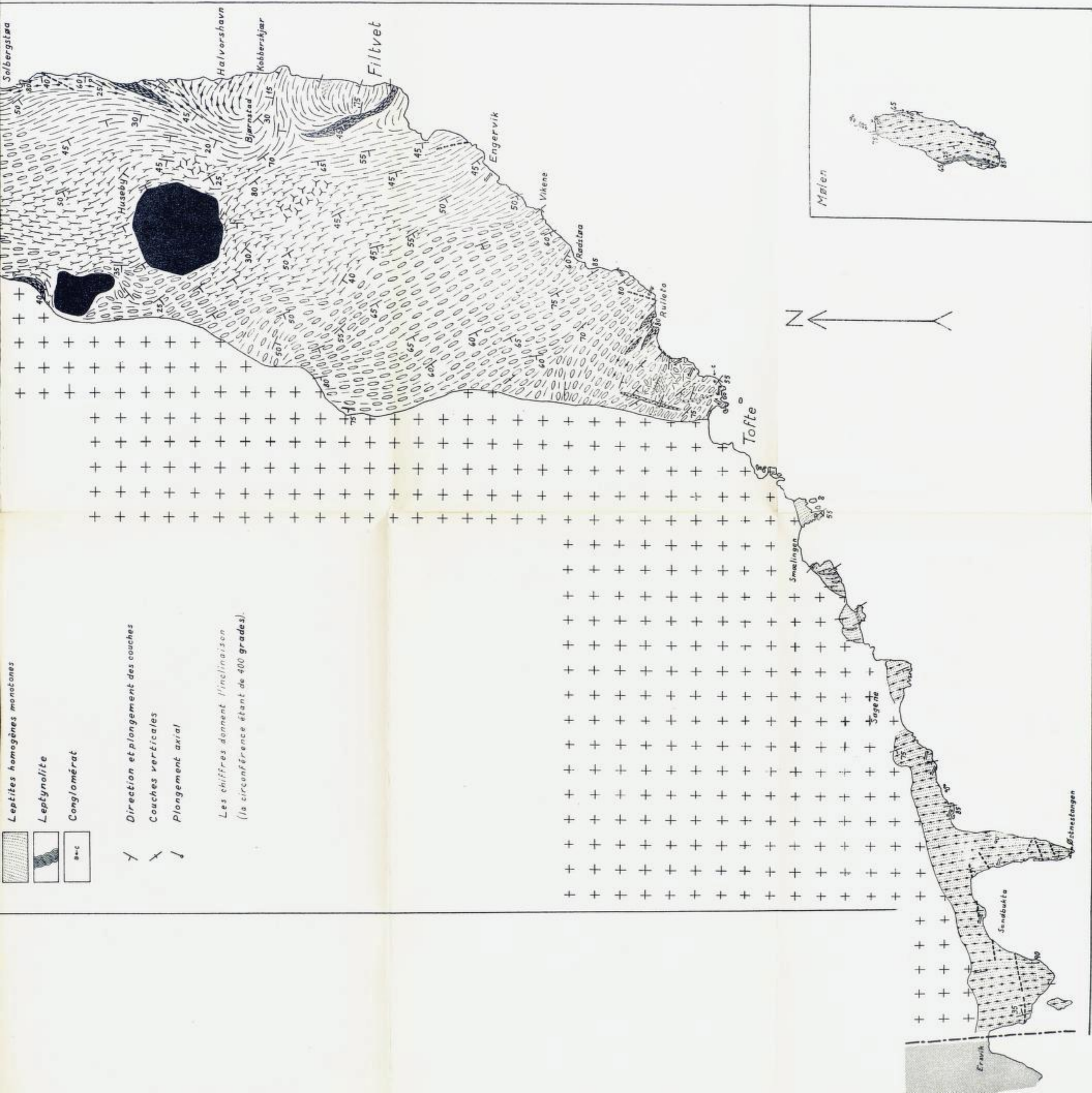
Gneiss ocellés avec très peu d'amphibolite

Granite d'anatexie porphyroblastique

Grandes couches leptitiques

Leptites avec de nombreuses couches d'amphibolite





Leptites homogènes monotones

Leptynolite

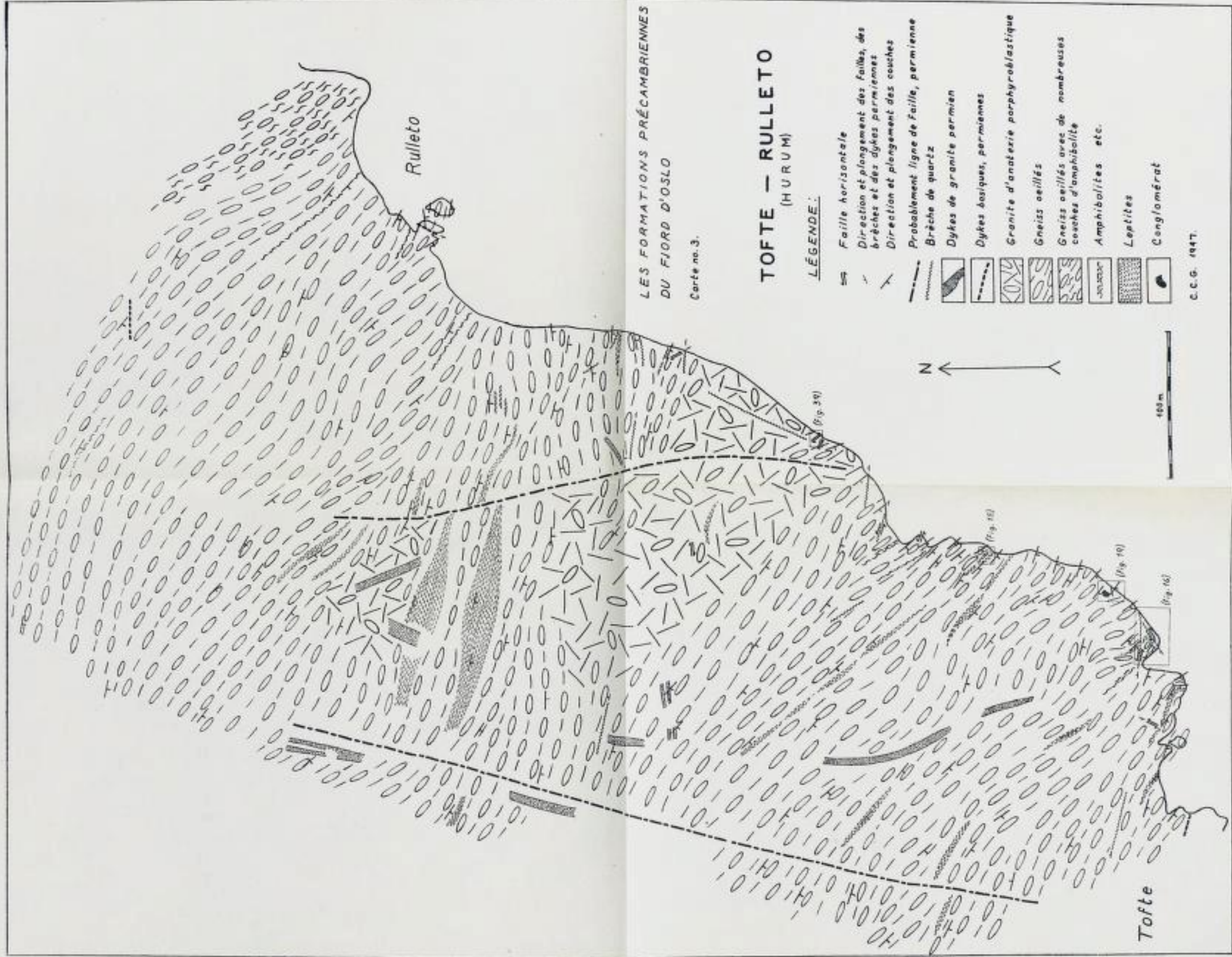
Conglomérat

Direction et plongement des couches

Couches verticales

Plongement axial

Les chiffres donnent l'inclinaison
(la circonférence étant de 400 grades).



C.C.G. 1947.

LES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES DU FJORD D'OSLO

Carte no. 4.

VÆRPEN

100 m.

Øvre
Værpen

