

EN GEOLOGISK KORTLÆGNING OG MALMGEOLOGISK
UNDERSØGELSE AF MOLYBDENFELTERNE GURSLI
OG SIRA, ROGALAND/VESTAGDER SV - NORGE.

af

JOHN LYDERIK PEDERSEN

maj 1975

Afleveret som SPECIALE ved Institut for Almen Geologi,
København Universitet.

Indholdsfortegnelse.

I.	Indledning.	4
	1. Opdrag, beliggenhed og kortmateriale.	4
	2. Topografi, bevoksning og bebyggelse.	5
	3. Geologisk oversigt.	7
	4. Tidligere arbejder.	10
II.	Geologi.	13
	1. Indledning.	13
	2. Anorthosit.	14
	3. Granulit.	20
	4. Pyribolit og amfibolit.	26
	5. Pyroxenit.	34
	6. Hypersten gnejs.	36
	7. Øjegnejs.	42
	8. Dolerit.	47
III.	Strukturel geologi.	48
	1. Indledning og oversigt.	48
	2. Metodik.	49
	3. Tektonik i den vestlige del af Gursli området.	50
	4. Tektonik i den østlige del af Gursli området.	50
	5. Tektonik i den vestlige del af Sira området.	53
	6. Tektonik i den østlige del af Sira området.	54
	7. Sprækkedannelser.	54
IV.	Mineraliseringer.	56
	1. Historisk oversigt over minedriften.	56
	2. Beskrivelse af grubefelter og skjerpe.	59
	3. Reserveberegninger.	65

4. Makroskopisk og mikroskopisk beskrivelse af mineraliseringerne.	67
V. Diskussion.	81
1. Nomenklatur.	81
2. Tektonik.	84
3. Metamorfose.	88
4. Mineraliseringernes genese.	93
VI. Konklusion.	102
VII. Referencer.	104

Bilag.

1. Geologisk kort over Gursli-Sira områderne 1:15.000.
2. Minekort niveau 314 m.
3. Minekort niveau 355 m.
4. Minekort niveau 370 m.
5. Strukturelt geologisk kort med foliationsmålingerne plottet på Smith net.
6. Strukturelt geologisk kort med aksialplaner og foldeakser plottet på Smith net.

I. Indledning.

1. Opdrag, beliggenhed og kortmateriale.

Omkring de gamle molybdenglansforekomster Gursli og Sira på grænsen mellem Vest-Agder og Rogaland, Syd-Norge er der udført en geologisk undersøgelse. Undersøgelsen var et led i Follidal Verk A/S's prospektion i dette område og udgjorde en del af Ørsdalprojektet (leder H. Urban). Der skulle foretages en lithostruktural kartering, ud fra hvilken molybdenmineraliseringernes eventuelle lagbundne forekomstmåde kunne vurderes (URBAN, 1971, 1974). Endvidere skulle der foretages en detaljeret undersøgelse af Gursli-forekomsterne.

Det karterede område findes inden for kortbladene 1311 IV Sokndal og 1311 I Flekkefjord, NGO 1:50.000. Det begrænses af de geografiske koordinater $6^{\circ}35'30''$ vest til $6^{\circ}35'40''$ vest og $58^{\circ}23'$ nord til $58^{\circ}28'$ nord. Den nærmere afgrænsning inden for dette område fremgår af fig. 2 og bilag 1.

Feltarbejdet blev udført i juli og august 1973 samt 2 uger i sommeren 1974. Der blev fremstillet et geologisk kort over hele området i målestokken 1:15.000 (bilag 1), detailkort over molybdenmineraliseringer i Gursli området (fig 27) samt minekort i målestokken 1:500 over de gamle Gursli miner (bilag 2, 3 og 4). Desuden blev der indsamlet 100 bjergarts- og malmprøver (MM 20201-20300) til fremstilling af slib og polerprøver.

Til orientering i området er anvendt kortbladene 1:50.000. Karteringen er udført på luftfoto (ca. 1:15.000) fra Fjellan-

ger Widerøe A/S. Der er anvendt følgende fotos: Fra flyfoto-serie 3305 : E 23, F 18-20, G 16-19, H 16-19 og fra flyfoto-serie 2206 : G 41-43, H 41-46, J 40-41 og K 19. De enkelte luftfotos er sammentegnet til et fotomosaikkort (bilag 1), hvis topografiske basis udgøres af søomrids. Det er på dette kort, de geologiske feltiagttagelser er indtegnet. De ved min ekarteringen anvendte kort er udtegnet efter en opmåling med målebånd og kompas (bilag 2,3 og 4).

2. Topografi, bevoksning og bebyggelse.

Topografien i området bærer tydelig præg af at være dannet ved iserosion. Der findes i 400-500 m over havet et svagt kuperet plateau (fig. 2), der generelt stiger mod nordvest. Dette plateau er gennemskåret af gletchereroderede dale hovedsagelig efter retningerne N-S og ØNØ-VSV, hvoraf N-S retningen er den dominerende. Disse retninger svarer til svaghedszoner i grundfjeldet (nærmere herom i afsnittet om strukturel geologi). Overfordybninger i dalbundene har ført til dannelsen af søer. I de største dale findes også de største søer - Lundevatn og Sirdalsvatn. Som eksempel på mindre søer af denne type kan nævnes Lilandsvatn, Gudlandsvatn, Gullvatn og Matbrunnvatn (bilag 1). Niveauforskellen mellem søerne og fjeldplateauet varierer mellem 100 og 400 m. Den reelle forskel kan imidlertid være betydelig større. For eksempel er Lundevatn målt til at være 400 m dyb på det dybeste, hvilket giver en niveauforskel på dalbund og fjeldplateau på 800 m. Forskelle i de forskellige bjergarters modstandsevne over for erosion har på fjeldplateauet ført til dannelsen af fladbun-

dede søer og afglattede bjergtoppe, hvis indbyrdes niveau-forskel sjældent overstiger 100 m. Af søer kan nævnes Einarvatn og Stemmevatn af bjergtoppe Jegningsknuten, der består af pyribolit, samt Gullbergknuten og Heståsen, der består af øjegnejs. Stednavnene er plottet på bilag 1.



Fig. 1. Udsigt over fjeldplateauet mod SØ. Lidt over midten i billedet ses Lilandsvatn.

Blotningsgraden afhænger ligeledes af erosionsforholdene under istiden. På fjeldplateauet har isen kun efterladt enkelte løsblokke samt i lavtliggende områder et tyndt morænedække. Det har betinget, at omkring halvdelen af grundfjeldet er blottet i disse områder. Derimod er dalbundene og dalsiderne dækket af moræne, fluviale aflejringer og/eller ur. Blotningsgraden i disse områder overstiger samlet ikke 10 %, og i store områder findes ingen blotninger.

Trægrænsen i denne del af Syd-Norge ligger 350-400 m over havet, hvilket er ensbetydende med tæt skovvækst af overvejende fyr, gran, eg, ene og birk i dalene og på dalsiderne. Fjeldplateauet ligger de fleste steder over skovgrænsen. Bevoksningen i disse områder udgøres af græs, lyng og revling (fig. 1). Hvor fjeldplateauet ligger under trægrænsen, findes en spredt bevoksning af fyrretræer. Den spredte vækst skyldes manglen på overjord.

Bebyggelsen i området findes især i bunden af de store dale. Nord for Lundevatn ligger Moi, og i området mellem Lundevatn og Sirdalsvatn ligger Sira (se bilag 1). Disse byer udgør de trafikale centre med jernbane og hovedlandevej. I oplandet findes en hel del bygder (2-5 gårde). Disse findes omkring sidedalene til de store dale, og vender oftest ud mod de store søer. Dette afspejles også i forløbet af lokalvejene, der omkranser de store søer. Langs disse veje er der i vejblotninger lejlighed til at iagttage de uforvitrede bjergarter. Fjeldplateauet er ubeboet og benyttes kun til græsning for får.

3. Geologisk oversigt.

Syd-Norge er opbygget af prækambriske bjergarter. En oversigt og samlet fremstilling er givet af BARTH (1960,1963). Området afskæres mod nord af den kaledoniske foldekæde, mod øst af Oslo-graven med dens paleozoiske bjergarter og mod syd og vest er området ligeledes forkastningsbegrænset mod Nord-søbassinet. Bjergarterne udgøres af para- og orthognejser, amfiboliter, synkinematiske graniter samt sure, basiske og

ultrabasiske syn- til postkinematiske intrusiver. Den sidste orogenese med intens deformation og metamorfose fandt sted for 1000-1100 mill. år siden (BARTH, 1963). Først inden for de sidste år har det været muligt ved hjælp af de radiometriske aldersdateringsmetoder at påvise tilstedeværelsen af bjergarter, der har deltaget i tidligere orogener (O'NIONS & BAADSGAARD, 1971).

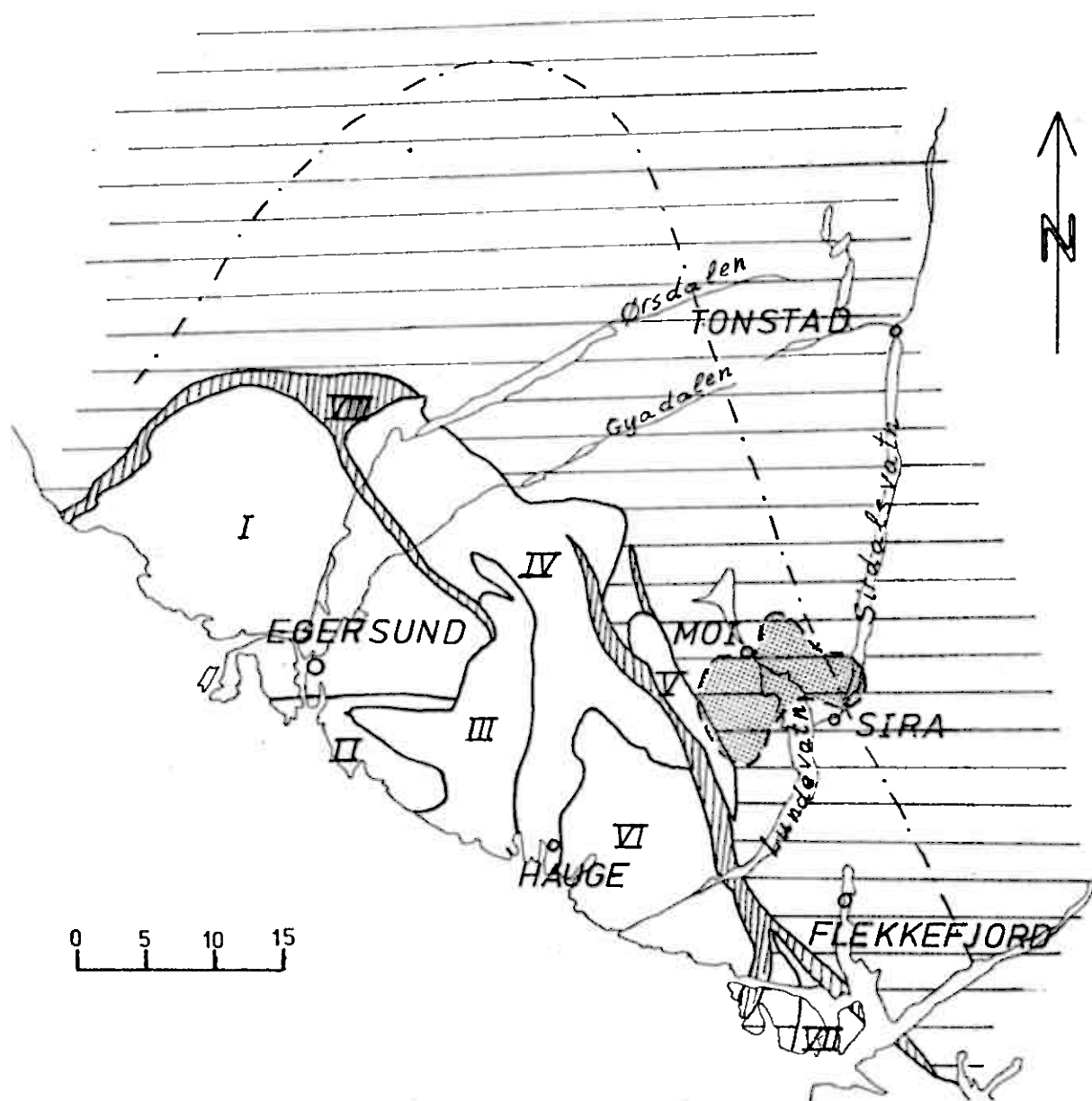


Fig. 2. Geologisk oversigtskort over SV-Norge efter BARTH (1960). Forklaring til signaturerne gives i teksten.

I de sydvestlige dele af det prækambriske område i Rogaland og Vest-Agder skelnes der imellem de intrusive bjergarter og de højtmetamorfoserede omkringliggende gnejser (fig. 2). De intrusive bjergarter tilhører to forskellige komplekser - Egersund og Farsund, som hver især kan opdeles i forskellige intrusive faser, der består af forskellige bjergarter.

De nordlige dele af Egersund-komplekset består overvejende af anorthosit. Der skelnes imellem tre forskellige intrusioner. Nummer I (fig. 2) kaldes Egersund-Ogna intrusionen, nummer II (fig. 2) kaldes Haaland intrusionen og nummer III (fig. 2) kaldes Hellenen intrusionen. Øst for disse intrusioner findes en langstrakt intrusion (nummer IV fig. 2). Den benævnes Bjerkreim-Sokndal intrusionen og består af anorthosit - norit og mangerit. Intrusionen danner en synklinal med en akse, der mod nord dykker mod SØ og mod syd i intrusionen dykker mod S. Syd for Bjerkreim-Sokndal intrusionen findes en yderst heterogen intrusion (nummer VI fig. 2). Den benævnes Åna-Sira intrusionen og er kendt for sine store jern-titan mineraliseringer af såvel kompakt som dissemineret typer. De her nævnte intrusioner udviser tektonisk kontakt til de omkringliggende bjergarter. I kontakten er der udviklet en speciel bjergart "norit-migmatit" (nummer VIII fig. 2, angivet med lodret skravering). Adskilt fra de øvrige intrusioner findes længst mod øst en smal aflang intrusion (nummer V fig. 2), der udviser intrusiv kontakt til de øst for liggende gnejser. Efter dens forekomstmåde benævner BARTH (1960) intrusionen "The Outlier". MICHOT & PASTEELS (1968) betegner den med navnet "Garsaknatt". Den består af anorthosit med overgang til leuconorit.

De her nævnte intrusioner udgør Egersund-komplekset. Mod sydøst følger Farsund-komplekset, der ligeledes kan inddeles i flere adskilte intrusioner (MIDDLEMOST, 1968, WILSON & ANNIS, 1973). Den nordligste er angivet på fig. 2 med nummer VII.

De omkringliggende gnejser (angivet med vandret skravering på fig. 2) er højtmetamorfoserede. Metamorfosegraden har været højest i en 5-10 km bred zone omkring de intrusive komplekser. Længere væk er bjergarterne overpræget i amfibolitfacies. Den stiplede linie (fig. 2) angiver en tentativ grænse for overgangen hypersten/hornblende (BARTH, 1969). Området, der er karteret i forbindelse med denne undersøgelse, er på fig. 2 angivet med prikket signatur.

4. Tidligere arbejder.

Blandt de første geologer, der arbejdede i området, var ES-MARCK (1823), der på Hidra beskrev typelokaliteten for norit. VOGT (1887) beskrev som den første granulitfaciesbjergarterne under navnet kvarts-norit. I årene derefter samlede interessen sig især om de intrusive bjergarter og de dertil knyttede jern-titan forekomster (VOGT, 1891, 1893 og KOLDERUP, 1896). Denne periode i den geologiske udforskning afsluttes i 1914, hvor KOLDERUP (1914) publicerer Egersund-kortbladet, der dækker de nordlige dele af Egersund-komplekset med de tilstødende gnejsområder.

Den næste fase i den geologiske udforskning fandt sted under ledelse af P. MICHOT fra Liege og T.F.W. BARTH fra Oslo. MICHOT og hans medarbejdere begyndte deres arbejde i 30'nde. De in-

teressererede sig de første år især for de intrusive bjergarter i de nordlige dele af Egersund-komplekset. Senere efter den anden verdenskrig fortsatte de med en lithostrukturel undersøgelse af de nordfor liggende gnejsområder. En samlet oversigt med geologisk kort er dels givet i en ekskursionsguide til den Internationale Geologiske Kongres i Norden 1960 (MICHOT, 1960), dels er resultaterne fremlagt ved et symposium over anorthositer i New York 1966 (MICHOT, 1968 og MICHOT & MICHOT, 1968). Fra 1960 findes også en oversigt over BARTH's arbejder i "Geology of Norway" (HOLTEDAHL, 1960). BARTH har især beskæftiget sig med de sydøstlige dele af Egersund-komplekset, det syd for liggende Farsund-kompleks og de tilstødende gnejsområder. Hans resultater indgår i et sammentegnet geologisk kort over Syd-Norge i målestokken 1:500.000 (BARTH, 1960). Af enkelt arbejder fra denne periode kan nævnes K. HEIER's undersøgelser af området imellem Gyadalen og Ørsdalen (se fig. 2) (HEIER, 1956).

Siden 1960 har Norges Geologiske Undersøgelse startet et kortlægningsprogram, der skal føre frem til udgivelsen af "berggrundskort" 1:250.000. Kortlægningen i Rogaland og Vest-Agder, der hører ind under Mandal-bladet, er udliciteret således, at én gruppe fra Århus Universitet under ledelse af T. FALKUM karterer området øst for Lundevatn-Sirdalsvatn-Sirdalen, medens en anden gruppe fra Utrecht Universitet i Holland karterer området vest for denne linie. Århus-gruppen har kortlagt gnejsområdet omkring Flekkefjord og foreslået en stratigrafi (FALKUM, 1966, 1973). Gruppen fra Utrecht har publiceret en foreløbig rapport (TOBI, 1965), hvor resultaterne af de tidligere arbejder er opsummeret.

Inden for de sidste 10 år er der udført flere radiometriske dateringer på bjergarter fra denne del af Norge. Rb/Sr dateringer på mineraler er udført af VERSTEEVE (1970), der opnår aldre omkring 825 mill. år, og af MICHOT & PASTEELS (1968), der opnår aldre mellem 822 og 898 mill. år. Rb/Sr dateringer på bjergarter er ligeledes udført af VERSTEEVE (1970) og MICHOT & PASTEELS (1968). Måling på øjgnejs fra området ved Lilandsvatn (se bilag 1) indikerer en alder på 1050 ± 100 mill. år (MICHOT & PASTEELS, 1968). Målinger på alle de forskellige bjergarter fra området omkring Egersund-komplekset (VERSTEEVE, 1970) definerer i den nordlige del af området en alder på 1340 ± 100 mill. år, og i den sydlige del en alder på 1530 ± 100 mill. år. U/Pb dateringer på zirkon er udført af MICHOT & PASTEELS (1968). Målinger på zirkon fra øjgnejsen ved Lilandsvatn indikerer aldre på 1009 ± 20 mill. år og 1030 ± 50 mill. år. Tilsvarende U/Pb dateringer på zirkon fra Bjerkreim-Sokndal intrusionen definerer aldre på omkring 950 mill. år.

I forbindelse med Folldal Verk A/S's prospektion er der udført detailkarteringer i Ørsdalen (URBAN, 1971 og Nyegaard, under forberedelse), i området øst for Tonstad (ANDERSEN, 1971 samt geologisk rekognoscering som "follow up" til en tungmineralprospektion i området fra Lundevatn i syd til Gyadalen i nord og til Kvinesdalen i øst (STENDAL, 1975).

Specielle undersøgelser over malmineraliseringerne i området er foretaget af FOSLIE (1925), HEIER (1955), BUGGE (1963) og URBAN (1971, 1974). I HOLMSEN (1961) findes uddrag af ikke publicerede rapporter, der især omhandler reservevurderinger.

II. Geologi.

1. Indledning.

I forbindelse med denne litho-strukturelle kartering i Gursli-Sira områderne (betegnelser for områderne henholdsvis vest og øst for Lundevatn), har det været op til forfatteren selv at vælge sine karteringsenheder. Disse enheder er valgt under hensyntagen til hvor små detaljer, der kunne præsenteres på kortet (bilag 1). De fleste karteringsenheder (se tabel 1) svarer til én bjergart. Problemet opstår, hvor der imellem forskellige bjergarter findes intern bånding. I dette tilfælde karteres bjergarterne som én enhed (for eksempel båndet gnejs).

Karteringsenhed	Bjergarter
Anorthosit	Anorthosit
Kvarts-feldspat gnejs	Granulit
Båndet gnejs	Granulit Pyribolit, amfibolit Pyroxenit Hypersten gnejs
Øjegnejs	Øjegnejs
Basiske gange	Dolerit

Tabel 1. Oversigt over fordelingen af bjergarter inden for de forskellige karteringsenheder.

I de følgende afsnit vil de enkelte bjergarter blive gennemgået. Der vil under beskrivelsen blive gjort rede for i

hvilke karteringsenheder, de enkelte bjergarter indgår. Inddelingen i de valgte enheder samt valget af bjergartsnavne vil blive diskuteret i et senere afsnit om nomenklatur.

I tabellerne (2-7) angiver (t) efter prøvenummeret, at der i slibet er foretaget en tælling af mineralfordelingen. Ved tællingen er der anvendt et 25 punkt's net indsat i okulalet. Forstørrelsen af objektivet er valgt således, at afstanden mellem punkterne har svaret til diameteren af kornene. Der er talt to profiler i hvert slib, hvilket svarer til 500-800 punkter. Et (s) efter prøvenummeret angiver, at der er skønet over mineralfordelingen.

Anorthitindholdet i plagioklas er bestemt ud fra udslukningsvinklen i forbindelse med albittvillinger i snit vinkelret på (ool) og (olo) (TROGER 1959, p. 111). Indstillingen af dette snit er foretaget på U-bord.

2. Anorthosit.

De vestlige dele af det karterede område dækker anorthositintrusionen "Garsaknatt". Kontakten Garsaknatt og gnejsområdet er parallel med foliationen i gnejserne og forløber NNV-SSØ. Desuden findes der omkring Gullvatn og især syd for søen uregelmæssige partier af anorthosit (se bilag 1). Disse legemer af anorthosit er diskordant på strukturerne i gnejserne. Det antages, at de spredte legemer af anorthosit breder sig ud mod dybet og samler sig til et stort anorth^{es-}ilegeme. Denne antagelse underbygges af aeromagnetiske målinger (fig. 3). Over anorthositintrusionerne, som de for eksempel kendes fra Garsaknatt, findes der negative anomalier. Garsaknatt's af-

grænsning mod gnejserne fremtræder meget tydeligt i anomali-billedet, men på højde med Gullvatn breder anomalien sig ud mod øst. Det må afspejle, at der her findes en udløber af Garsaknatt. Den regelmæssige form af anomalien (i tværprofil) godtgør, at der er et sammenhængende anorthositlegeme. Erosionsniveauet har så gjort, at denne udløber kun er blottet lokalt i toppen af intrusionen.

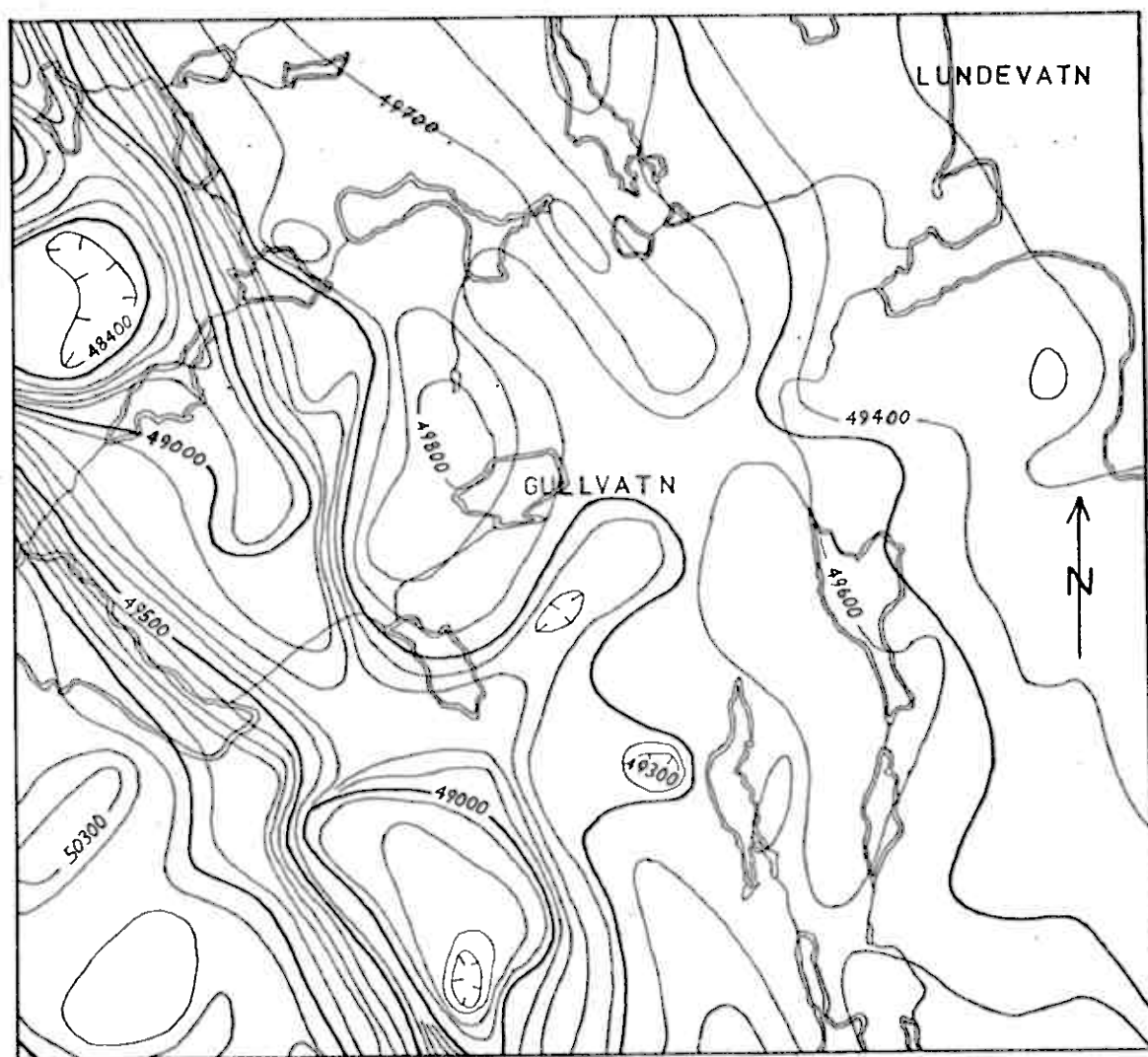


Fig. 3. Udsnit af aeromagnetisk kort 1311 IV, Sokndal i målestokken 1:50.000 (udgivet af NGU).

Kontakten mellem anorthosit og gnejs varierer, alt efter om det er den retliniede kontakt mellem Garsaknatt og gnej-

serne, eller det er kontakten imellem de uregelmæssige partier af anorthosit nord og syd for Gullvatn og gnejserne, der betragtes. Førstnævnte sted er der udviklet en kontaktzone af blastomylonit (20203), hvor 5-15 mm store deformerede plagioklaskorn er bevaret i en rekrytalliseret grundmasse af plagioklas, kvarts, hypersten, opake mineraler og apatit i granoblastisk sammenvoksning. Der er en utydelig bånding, hvor bånd rige på kvarts og plagioklas veksler med bånd rige på hypersten, opake mineraler og apatit. I forbindelse med denne kontakt, findes der i anorthositen og med aftagende hyppighed væk fra kontakten, gnejsxenolither. De enkelte xenolither kan være 10-20 m i diameter, men ofte er det 10-40 cm brede bånd, der kan følges over snese af meter. Orienteringen af foliationen i gnejsxenolitherne er vilkårlig. I området nord og syd for Gullvatn udviser anorthositen en knivskarp overgang til gnejserne (fig. 4). Den eneste makroskopiske variation, der



Fig. 4. Kontakten gnejs (tilvenstre) og anorthosit.

ses, er, at anorthositen nærmest kontakten er mere finkornet end ellers. I anorthositten findes der xenolither af især mafiske bjergarter. Disse xenolither har ikke det forvredne udseende som dem fra Garsaknatt. Tværtimod er foliationen i xenolitherne ikke roteret mere end 20-40 grader væk fra den orientering, man finder i de omgivende gnejser.

Anorthositen er en grå homogen bjergart med et svagt grønligt skær. Den er grovkrystallin og består af 5 mm store plagioklaskorn med kun ganske få intergranulært placerede mørke mineraler. På spalteflader udviser plagioklasen Schiller effekt. Almindelig er indholdet af spredte plagioklas og hypersten megakryster, af hvilke plagioklasen er langt den almindeligste. Plagioklas megakrysterne varierer i størrelse fra få cm til 1 m i diameter og dannes af enkeltkrystaller. Ved forvitring af anorthosit falder plagioklaskornene fra hinanden, og der dannes afrundede former med en grov overflade.

Mineralsammensætningen af de anorthositiske bjergarter fremgår af tabel 2. Fælles for anorthositerne er et plagioklasindhold på mere end 90 % samt tilstedeværelsen af hypersten, diopsid, apatit og jern-titan oxider. Den forskel, man makroskopisk kunne erkende imellem anorthosit fra Garsaknatt og anorthosit fra området nord og syd for Gullvatn, finder man igen i den mikroskopiske gennemgang af bjergarten.

I anorthositen fra Garsaknatt (20207) findes to størrelser plagioklaskorn. De største korn varierer mellem 2 og 5 mm i diameter. Ind imellem disse findes der små korn 0.2 til 0.4 mm i diameter. På tværs af denne kornstørrelsesfordeling (altså både blandt små og store korn) udviser nogle korn deforma-

Tabel 2 Anorthosit												
Nr: M4 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler	
-03 t	48 ²⁸⁻⁴⁰		27	21	+	+			3	Ap, Zr, Ti	Sa, Kl, Ka	
-07 t	97 ^{25-31 37-54}			+	1				1	Ap, Zr	Sa, Kl	
-14 t	93 ²⁷⁻³⁸		4	2	+	+			+	Ap, Zr	Sa, Kl	
-23 t	93 ²⁶⁻³⁶		2	4	+	+			+	Ap	Sa, Kl	
-39 t	90 ²⁵⁻³⁷		+	8	+	+			2	Ap	Sa, Kl	

Tabel 2. Mineralfordelingen i anorthosit. Forkortelser: apatit (Ap), zirkon (Zr), titanit (Ti), Sausserit (Sa), klorit (Kl) og karbonat (Ka).

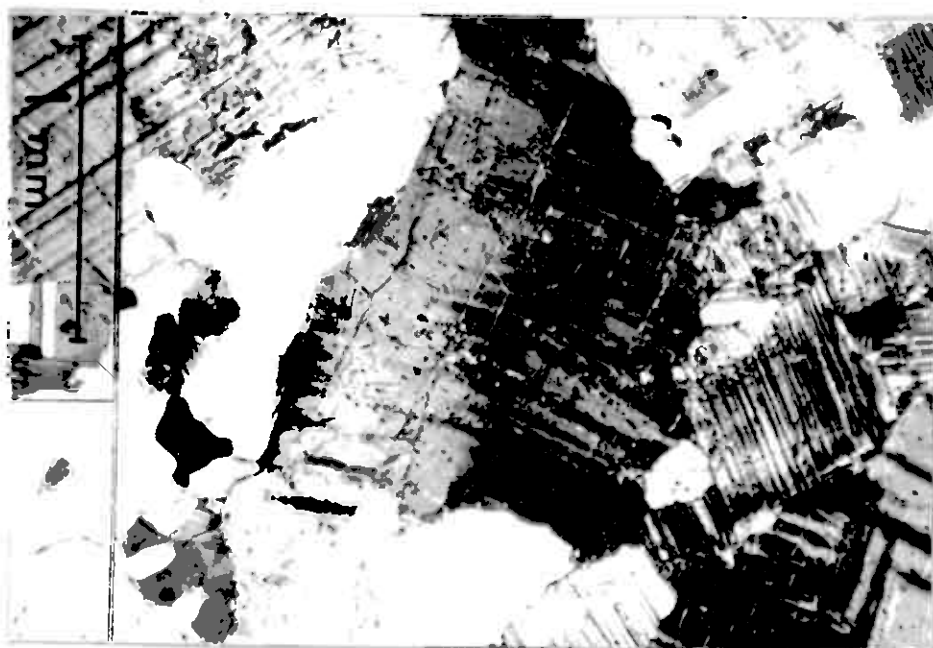


Fig. 5. Plagioklas-korn med bøjede tvillingelameller omgivet af udeformerede korn.

tion af tvillingelameller (fig. 5). Disse korn har et anorthit indhold i plagioklasen på 37-54 % med maksimum omkring 45 %. De har et uregelmæssigt lappet omrids og fortrænges af afrundede plagioklaskorn uden deformationsteksturer. De udeformerede plagioklaskorn har et anorthit indhold på 25-31 % med maksimum omkring 26 %. Begge typer plagioklaskorn har indeslutninger af kalifeldspat, der oftest forekommer som fine lameller, men undertiden også som små rektangulære korn. Indeslutningerne er tydeligvis orienteret efter krystallografiske retninger i plagioklaskornene. I plagioklaskornene findes også nåleformede indeslutninger af et ikke identificeret opakt mineral. Interstitielt findes der imellem plagioklaskornene enkelte små korn af kvarts. De mørke mineraler hypersten, diopsid, apatit og zirkon samt titanomagnetit er alle afrundede equidimensionale korn. De samler sig i hobe, der ligger vilkårligt fordelt i bjergarten. Diopsid dominerer over hypersten. Hypersten er pleokroitisk i svage rødlige og grønne farver. Måling af $2V_x$ viser, at sammensætningen svarer til ferrohypersten.

Prøverne fra anorthositlegemerne nord og syd for Gullvatn (20214, 20223 og 20239) udviser flere identiske træk, i hvilke de samtidig afviger fra Garsaknatt-intrusionens bjergarter. Plagioklasindholdet er mindre, omkring 92 %. Kornstørrelsen varierer for alle korn mellem 0.3 og 1.5 mm i diameter. Kornene er afrundede og udviser granoblastisk sammenvoksning. Anorthit indholdet i plagioklasen varierer fra 25-38 % med maksimum omkring 35 %. Afblandinger af kalifeldspat er hyppige. De kan udgøre op til 20 % af et plagioklaskorn. Kvarts findes som små korn på grænserne imellem plagioklaskornene. I en en-

kel prøve (20214) udgør kvarts 4 %. De mørke mineraler er mere udbredte end i prøverne fra Garsaknatt. Det er de samme mineraler, men til forskel dominerer hypersten over diopsid. Helt specielt for anorthositterne nord for Gullvatn er deres indhold af opake mineraler. Ud over titanomagnetit, der findes i alle anorthositterne, er der i dette område et stort indhold af især molybdenglans. Endvidere er det karakteristisk, at der findes magnetkis med pentlanditflammer samt pyrit og kobberkis. Et sådant opakt mineralselskab er ikke set i forbindelse med anorthosit noget andet sted i området. En nærmere beskrivelse vil blive givet i afsnittet om mineraliseringer.

På plagioklaskorn fra 20239 er der gennemført en detaljeret indmåling af de optiske og krystallografiske retninger. Anorthitindholdet falder inden for de ovenfor nævnte grænser, og det fremgår entydigt, at der er tale om en lavtemperaturplagioklas.

Begyndende omdannelser af anorthositterne har bevirket, at plagioklasen sausseritiseres, hyperstenen omdannes til klorit, og i titanomagnetit omdannes magnetiten til klorit, medens ilmeniten forbliver uomdannet.

3. Granulit.

Granulit er en fin- til mellemkornet bjergart, der består af kvarts og feldspat som langt de dominerende mineraler med få procent mafiske mineraler. Farven af granulit er svag rød eller grøn. Disse farver skyldes feldspatten. Kvartsen er halvt gennemskinskelig med et brunligt skær. Det er karakteristisk for næsten hele det karterede område, at kvartsen sam-

ler sig i plader adskilte af lag (3-4 mm bredde) bestående af kvarts, feldspat og mafiske mineraler. Dette arrangement giver granuliten en foliation. Hvor veldefineret denne er, varierer fra næsten sammenhængende plader af kvarts (se fig. 6) til mere uregelmæssigt formede linser.



Fig. 6. Granulit med pladekvartsdannelse.

Granulit indgår i to af karteringsenhederne. Dels i kvarts-feldspat gnejs, dels i båndet gnejs. Kvarts-feldspat gnejs består udelukkende af granulit. Inden for det karterede område (se bilag 1) findes kvarts-feldspat gnejs i en 500 m bred zone langs kontakten til Garsæknatt. Her findes den i den inverterede flanke af Gullvatn-synformen (se under afsnittet om strukturel geologi). På den retvendte flanke kommer den samme horisont igen og kan følges nordvest og sydøst for Matbrunnvatn. Strukturelt ligger denne horisont over øjegnejs-horisonten. Under øjegnejs-horisonten findes der en anden

kvarts-feldspat gnejs horisont. Denne horisont krydser Storestemmen, hvorfra den kan følges mod vest og sydøst. Den samme horisont findes også i Sira-området, vest for Heimre Krokvatn. Specielt for denne horisont gælder det, at i området øst for Storestemmen er pladekvartsen forsvundet fra granuliten. Det er her en finkornet homogen bjergart uden foliation. I tilstødende områder inden for den bandede gnejs ser man, hvorledes horisonter af pyribolit er revet i stykker og danner agmatit i stor skala. En kartering af de enkelte legemer af pyribolit viser dog, at de alle ligger i samme strukturelle niveau. De har oprindeligt udgjort en sammenhængende horisont. Som foran nævnt indgår granulit også i båndet gnejs. Indenfor denne enhed udviser granulit intern bånding med pyribolit og hypersten gnejs. Skalaen af denne bånding varierer fra få cm til snesevis af meter.

Den modale sammensætning af granulit fremgår af tabel 3. Karakteristisk for granulit er den granitiske sammensætning, pladekvarts teksturen og det lille indhold af mafiske mineraler.

I den almindeligt forekommende granulit danner kvarts fladtrykte linser, der er mellem 0.5 og 0.8 mm tykke og 5-10 mm i diameter. Indenfor den samme linse kan man med krydsede nicoller nær udslukningsstillingen se, hvorledes de enkelte linser er sammensat af flere kvartskorn, der udviser en lille forskel (5-10 grader) i deres indbyrdes krystallografiske orientering. Imellem kvartslinserne udgøres bjergarten af kvarts, feldspat og mafiske mineraler i granoblastisk sammenvoksning. I de enkelte prøver varierer kornstørrelsen, således at i 20229 er den mellem 0.2 og 0.5 mm, medens den i 20259 er mellem 1

Tabel 3 Granulit												
Nr: MM 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler	
-29 t	30 ²²⁻²³	41	24			2			2	Ap,Zr	Sa,Kl,E	
-32 s	5	45	50			+			+	Ap,Zr	Sa,Ti	
-48 s	5	50	35		+	+	+		+	Ap,Zr	Kl(lo),Sa	
-51 s	10	55	35			+			+	Zr	Kl,Ka,Mu,E	
-59 t	22 ²¹⁻²³	60	18						+	Ap,Zr	Sa	
-73 s	10	20	60			5			5	Ap,Zr	Sa,Kl	

Tabel 3. Mineralindholdet i granulit. Forkortelser: apatit (Ap), zirkon (Zr), sausserit (Sa), klorit (Kl), epidot (E), titanit (Ti) og muskovit (Mu).

og 3 mm. Feldspatten varierer i sammensætning fra kalifeldspat over perthit til antiperthit og videre til plagioklas med sammensætningen 21-23 % anorthit. Alle disse typer findes inden for den samme prøve. Men korn med gensidige afblandinger (perthit og antiperthit) dominerer. Afblandingerne har ofte karakter af lameller, men især i antiperthit ses også rektangulære afblandinger, der ligger på linie. I perthit findes der

også opake nåle, der er afblandet efter andre retninger end plagioklasen. I plagioklaskorn, der støder op til kalifeldspatkorn, udviser plagioklasen myrmekitisk sammenvoksning med kvarts. Biotit findes dels som spredte korn, der udviser stærk pleokroisme fra lys gul til mørk brun, dels som aggregater, der vokser ud fra opake korn. De opake mineraler udgøres af titanomagnetit (99 %) og sulfider (1 %). I titanomagnetit findes der to slags afblandinger, der følger forskellige retninger i magnetiten. Dels en tidlig afblandingsfase af spinel og dels en senere fase af ilmenitlameller. Enkelte steder kan man se, hvorledes magnetiten omkring ilmenitlameller er fir for spinelafblandinger (fig. 7). Ilmenit er lokalt omdannet til rutil.

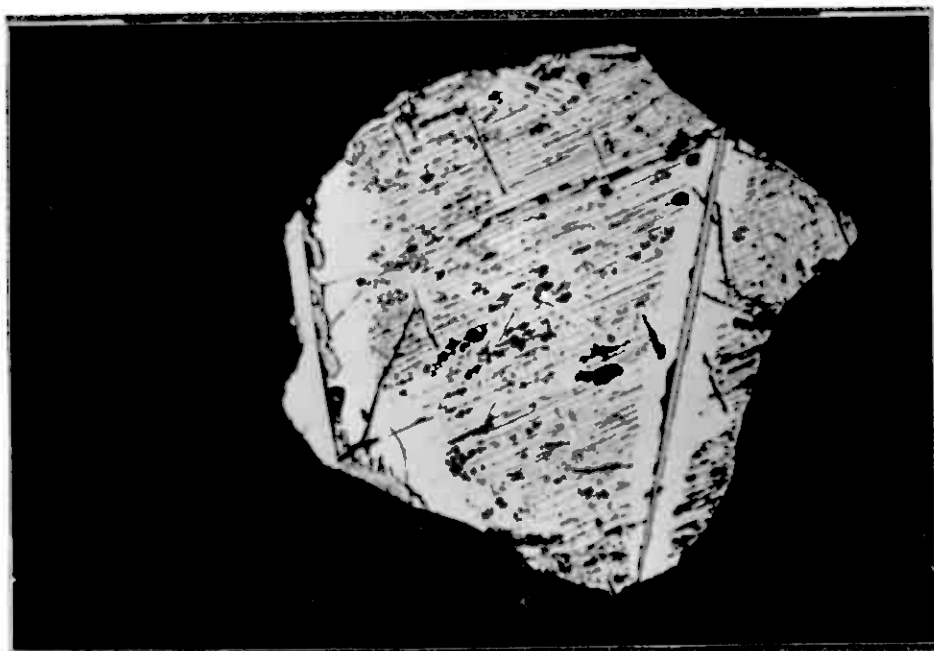


Fig. 7. Titanomagnetit fra granulit. Afblandinger af ilmenit (langstrakte lameller i hver side af kornet) og spinel (centralt i kornet).

Sulfiderne udgøres overvejende af pyrit, der kan have små indeslutninger af kobberkis.

I området vest for Storestemmen (20232 og 20248) er der ikke udviklet pladekvarts. Kvarts og feldspat udviser granoblastisk sammenvoksning. Kornstørrelsen varierer mellem 0.4 og 0.7 mm i diameter. Feldspatten udgøres næsten udelukkende af plagioklas - kalifeldspat afblandinger så intense, at det ikke kan afgøres, hvad der er afblandet i hvad (fig. 8). Denne type

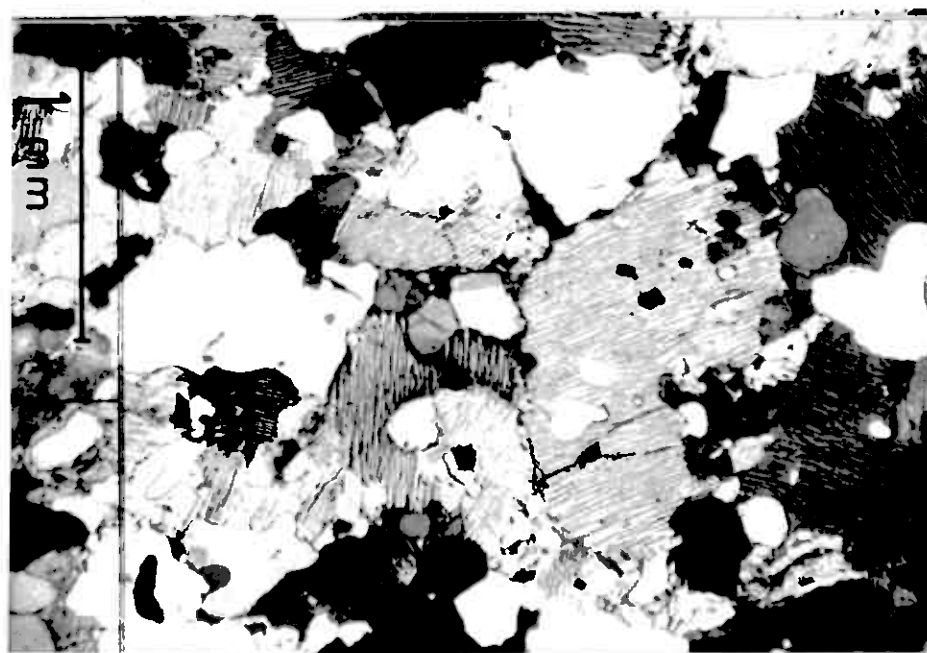


Fig. 8. Prøve fra området øst for Storestemmen. Sammenvoksninger mellem mesoperthit og kvarts.

feldspat er af MICHOT (1961) betegnet "mesoperthit". De mafiske mineraler er jævnt fordelt. I en enkel prøve (20248) findes der en hel del zirkoner, der udviser en speciel zonering (fig. 9). I kernen er de klare. Udenom følger en zone, der fremtræder nubret, men hvor man meget tydeligt kan erkende krystalomrids. Yderst følger en zone, hvor zirkonen igen fremtræder klar. I granulit med pladekvartsdannelse er denne ydre zone ikke udviklet.



Fig. 9. Zirkonkorn fra granulit i området øst for Storestemmen. Zoneringen er beskrevet i teksten.

Sekundære omdannelser har nedbrudt plagioklasen til klintoisit, muskovit og karbonat. Kalifeldspatten er seriticeret, og biotit er omdannet til klorit.

4. Pyribolit og amfibolit.

Pyribolit er en fin- til mellemkornet bjergart. Den er mørkegrå med et svagt skær i grønlig og brunlig farver. Feldspatkorn giver den et hvid-spættet udseende. I områder, hvor pyribolitten er rig på hornblende og biotit, er der udviklet en svag foliation. Men oftest er det en homogen bjergart uden orientering.

Pyribolit indgår i karteringsenheden "båndet gnejs", hvor den findes som konkordante horisonter fra få cm til 10 m bredde, der kan følges over kortere (få meter) eller længere af-

stande (flere km). De mest markante horisonter er udkarteret som ledehorisonter. Det gælder for eksempel horisonten, der forløber fra Skåland nord om Storestemmen og videre et stykke mod NV (bilag 1). Denne pyribolithorisont har kunnet følges igennem et par ombøjningszoner. På flankerne er pyriboliten enten revet i stykker og findes som store linser, der ligger i det samme strukturelle niveau, eller den er trukket ud til en tyndere horisont. I ombøjningszonerne er pyribolit stærkt migmatiseret, og såvel leukosom som melanosom er intenst foldet. Migmatisering er i særlig grad knyttet til pyriboliterne. Der kan enkelte steder erkendes flere



Fig. 10. Pyribolit, der er gennemsat af migmatiske årer af flere generationer.

perioder med migmatisering. På fig. 10 ser man, hvorledes tidlige migmatitiske årer er foldet og så senere skåret af yngre migmatitiske årer, der er udviklet i aksialplanet for folderne. Boudinage (fig. 11 og fig. 12) er udviklet på flankerne



Fig. 11. Pyribolit-horisont (40 cm bred), der udviser boudinage. Fra området umiddelbart øst for Gudlandsvatn.



Fig. 12. Pyribolit-horisonter (bånd), hvor det tykkeste bånd er brudt i stykker, og de tynde er trukket ud. Fra området vest for Sirdalsvatn.

af folderne. På figurerne ser man, hvorledes de tykke bånd brydes i stykker, medens de tyndere deformeres og trækkes ud.

Den modale sammensætning af pyribolit fremgår af tabel 4. Karakteristisk for bjergarten er tilstedeværelsen af plagioklas som det eneste lyse mineral, samt de mørke mineraler hypersten, diopsid, hornblende og biotit, der udgør mellem 30 og 60 %.

Tabel 4 Pyribolit og amfibolit											
Nr: NM 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-25 t	58 ₅₂₋₆₃			30	4				7	Ap	
-26 s	45			20		10			10	Ap	Sa, Kl
-33 t	41 ₄₃₋₅₁			14	7	25	11		1	Ap	
-36 t	67			8	5	3	9		7	Ap, Zr	Sa
-41 s	50			25	10	10	5		+	Ap, Zr	Sa, Kl
-43 t	51 ₃₄₋₄₃			10	15	+	19		5	Ap, Zr	
-49 t	52 ₃₅₋₄₉			24	8	1	10		4	Ap, Zr	
-67 t	74					16			7	Ap, Zr	Sa, Kl
-80 s	55				25		15		5	Ap	Sa, Kl
-99 t	55 ₃₃₋₄₀			6	21	4	6		7	Ap	

Tabel 4. Mineralindholdet i pyribolit (amfibolit). Forkortelser: apatit (Ap), zirkon (Zr), sausserit (Sa) og klorit (Kl).

I pyriboliterne varierer kornstørrelsen fra den ene prøve til den anden. Men det er almindeligt, at plagioklaskornene er mellem 0.5 og 1.5 mm i diameter. De mørke mineraler er som regel mindre 0.2 til 1.0 mm i diameter. En undtagelse udgøres af enkelte hornblendekorn, der danner 3-4 mm store hornblendepoikiloblaster med indeslutninger af plagioklas og apatit. Mineralkornene viser granoblastisk sammenvoksning. Der er en tendens til, at de mørke mineraler samler sig i hobe omgivet af plagioklas. Kun i prøver, hvor hornblende og biotit er dominerende, ser man dannelse af diffuse bånd rige på disse mineraler, hvilket giver bjergarten en foliation (fig 13 og fig. 14). Plagioklas er næsten altid uden indeslutninger, men i en enkel prøve findes der antiperthitdannelse. Bestemmelse af anorthitindholdet viser en variation på 10 % inden

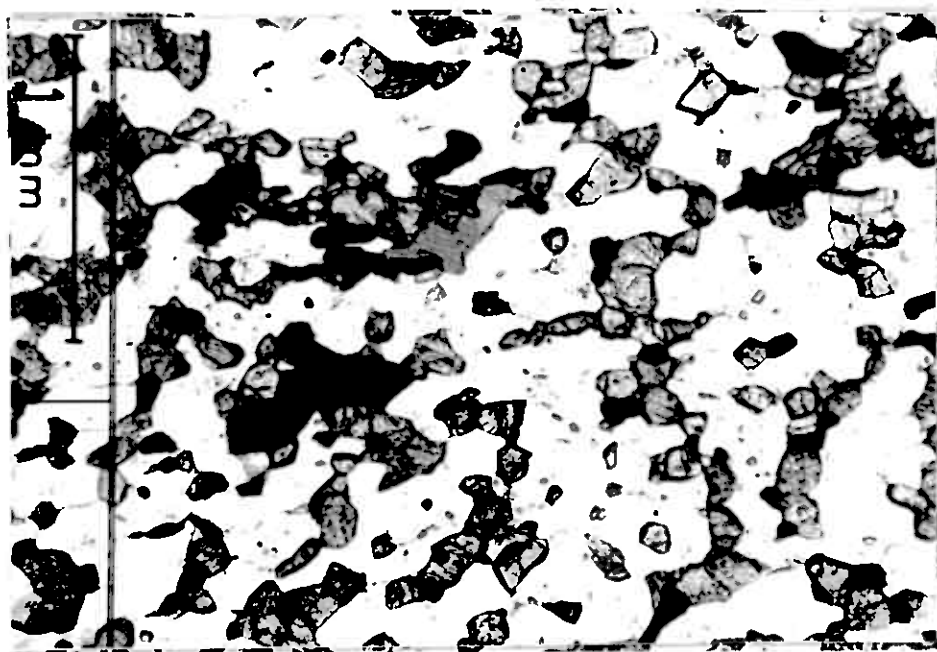


Fig. 13. Pyribolit (20225) næsten uden biotit og hornblende. Prøven udviser ikke foliation.

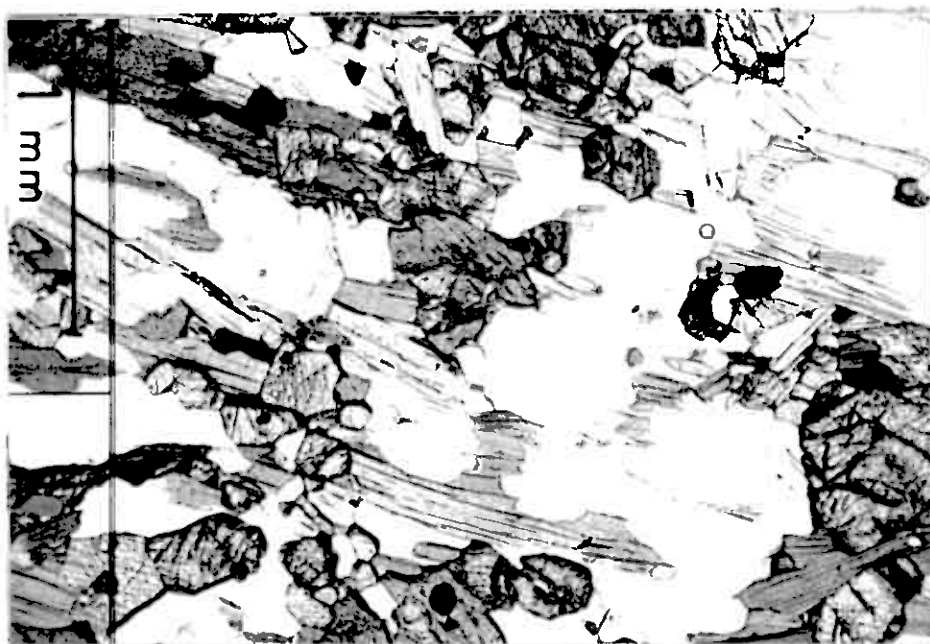


Fig. 14. Pyribolit (20233) med et stort indhold af biotit og hornblende. Prøven udviser tydelig foliation.

for den samme prøve. Der er en systematisk variation inden for det karterede område, således at anorthitindholdet i prøver fra nærheden af kontakten til "Garsaknatt" (20225) er 55-60 %. En til to km længere mod øst (20233 - Matbrunnvatn) er indholdet faldet til omkring 45 %. Et par km yderlig mod øst (Heievatn) er anorthitindholdet faldet til 35-40 %. Dette indhold ændres ikke yderlig længere mod øst. Hypersten findes som små korn 0.3 - 0.5 mm i diameter. De udviser pleokroisme i lys rødbrune farver. De er optisk negative og $2 V_x$ er målt til 52 grader, hvilket svarer til en sammensætning på 50 % Fe (TROGER 1969). Hornblendekornene er pleokroitiske i farverne lys brun og brun. De er optisk negative, og $2 V_x$ er bestemt til 70-80 grader. Hypersten og hornblende varierer i forhold til hinanden, således at længst mod vest (20225) findes der

ikke hornblende i pyriboliterne, men udelukkende hypersten. Mod øst i området bliver hornblende mere og mere fremtrædende, samtidig med at hypersten aftager i hyppighed. Længst mod øst er hypersten helt forsvundet (20267 og 20280). Disse bjergarter bør kaldes amfiboliter. Diopsid er lys grøn, optisk positiv, og $2 V_z$ er målt til henholdsvis 56 og 59 grader. Diopsid findes i pyriboliter (amfiboliter) fra hele området. I enkelte diopsidkorn ses myrmekitisk sammenvoksning med et opakt mineral (fig 15). Biotit er stærk pleokroitisk fra mørk brun til lys gul. Biotit findes i prøver fra hele området. Enkelte steder (20267) udviser biotiten kink-dannelse.



Fig. 15. I midten af billedet ses et diopsidkorn, der udviser myrmekitisk sammenvoksning med et opakt mineral.

De opake mineraler består af titanomagnetit (98 %) og sulfider (2 %). Titanomagnetit er afrundede korn af magnetit med ilmenitlameller afblandet efter flere retninger. I nogle til-

fælde har der fundet en rekrySTALLISERING sted, hvorved de to mineraler er adskildt, så de i dag optræder som selvstændige afrundede korn, der eventuelt kan støde op til hinanden. I titanomagnetit kan der i enkelte korn ses afblandinger af spinel. Denne afblandingsfase er tilsyneladende yngre end ilmenitlamellerne (fig. 16). Ilmenitten viser flere steder begyndende omdannelse til rutil. Sulfiderne er næsten udelukkende pyrit. Pyrit findes som idiomorfe korn, der langs randen er omdannet til limonit. I enkelte korn ses der indeslutninger af kobberkis.

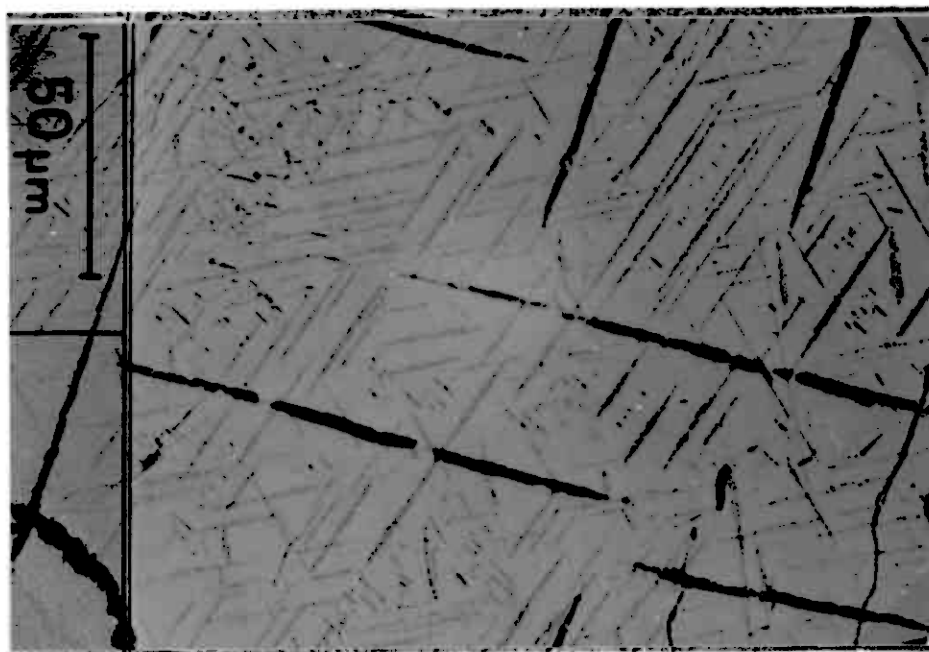


Fig. 16. Titanomagnetit fra pyribolit. Der findes en tidlig afblandingsfase af ilmenit, og en senere af spinel (sorte aflange lameller).

Mange af pyriboliterne viser begyndende omdannelse af det foran beskrevne mineralselskab. Det er oftest kun en overfladeforvitring, der har gjort sig gældende. Imidlertid findes der i prøver, taget hvor sprækkezoner gennemsetter gnejserne,

en særlig stærk omdannelse, hvor man ligefrem kan se en udfyldning af sprækker (i mm størrelse i slibet) med nydannede mineraler. Ved disse processer omdannes plagioklas til klorit og muskovit. Hypersten og diopsid omdannes langs randen til klorit. Biotit omdannes også til klorit, men det er en anden type, der er stærk pleokroitisk fra grøn til lys gul, og som har anomale violette anisotropifarver. I titanomagnetit omdannes magnetit til klorit, medens ilmenitlamellerne forbliver uomdannede. I sprækkerne ses udfyldning med epidot og klorit. Hornblende påvirkes ikke af disse processer.

5. Pyroxenit.

Pyroxenit er fundet i de dårligt blottede sydøstlige dele af Gursli området (mellem Fagervatn og Lundevatn, se bilag 1). Her findes pyroxenit sammen med pyribolit. Dels som uregelmæssige klumper omgivet af migmatitiske årer, dels som årer og smalle gange (50 cm bredde) i pyribolit.

Pyroxenit er en sort homogen fin- til mellemkornet bjergart. På friske brudflader kan man umiddelbart identificere et indhold af sulfider. Ligeledes fremtræder prøverne stærkt magnetiske. Spredt i pyroxeniterne findes der grovkornede cm-store partier af titanomagnetit. På forvitrede overflader er pyroxenit overtrukket af et tyndt lag limonit.

Den mineralogiske sammensætning af pyroxeniterne fremgår af tabel 5. Karakteristisk for bjergarten er det store indhold af hypersten. Kornstørrelsen varierer mellem 0.5 og 1.0 mm i diameter. Hypersten, diopsid, opake mineraler og apatit viser granoblastisk sammenvoksning. Plagioklas findes som intersti-

Tabel 5 Pyroxenit											
Nr: M4 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-37 s	+			85	+				10	Ap(5), Zr	
-50 s	+			85	+	+			10	Ap(5)	

Tabel 5. Den mineralogiske sammensætning af pyroxenit.
Forkortelser: apatit (Ap) og zirkon (Zr).

tielle korn. Biotit er sekundært dannet. Hyperstenen er stærkt pleokroitisk. Målinger af $2 V_x$ har givet værdierne 63, 63, 62 og 58 grader. Det svarer til et indhold af 70 % enstatit. Diopsid kan identificeres på grundlag af den manglende pleokroisme, samt at den er optisk positiv. Det bemærkes, at apatitindholdet er ganske stort (skønsmæssigt 5 %).

De opake mineraler udgør skønsmæssigt 10 %, der fordeler sig på følgende vis: titanomagnetit og titanohæmatit (40 %), magnetkis med pentlanditflammer (45 %), pyrit (5 %), kobberkis (5 %), magnetit, zinkblende og mackinawit. Desuden er der sekundært dannet limonit (5 %) og covellin. Titanomagnetit indeholder afblandinger af såvel ilmenit som spinel. Titanohæmatit findes som gensidige afblandinger mellem hæmatit og

ilmenit. Sulfidminerallerne domineres af magnetkis med karakteristiske flammelige afblandinger af pentlandit (fig. 17). De øvrige sulfider pyrit, kobberkis og zinkblende findes alle som afrundede korn, der støder op til hinanden, oftest inden i eller liggende op ad magnetkiskorn. Mackinawit findes som ormelignende afblandinger i kobberkis. Generelt gælder det, at oxidfasen og sulfidfasen findes hver for sig.



Fig. 17. Sulfidmineraller fra pyroxenit. Til højre er der et magnetkiskorn med pentlanditflammer. I øverste venstre hjørne findes der et lille korn, der består af pyrit og kobberkis.

6. Hypersten gnejs.

Hypersten gnejs er finkornede bjergarter med varierende mineralogi og udseende. Farven varierer fra grå til næsten næsten hvid. Især de grå bjergarter udviser ofte et grønligt skær. Prøver med et stort indhold af finkornet granat antager

et rødligt skær. I de hvide og meget lyse typer danner granat porfyreoblaster, hvilket giver bjergarten et rødbrunt plettet udseende. Hypersten gnejs udviser også stor variation af teksturerne. Der findes migmatitisk bandede typer (bånding i cm-skala) med veludviklet leukosom og melanosom. Disse typer er uden granat og findes især i Sira-området. Migmatitiske årer i mm skala findes i de granatførende typer. Der findes velfolierede bjergarter uden migmatisering. Der findes lagdelte typer, hvor lag rige på granat veksler med lag, hvor biotit dominerer.

Hypersten gnejs indgår i karteringsenheden "båndet gnejs". Inden for det karterede område er hypersten gnejs fundet omkring Gullvatn. Alle de udkarterede horisonter nord og syd for Gullvatn består overvejende af hypersten gnejs. Der findes dog også indslag af pyriboliter. 200-300 m vest for sydspidsen af Heievatn findes der en linse (2-4 m tyk og 100-150 m lang) af hypersten gnejs. Imellem Hauklandsvatn og Lindlandsvatn findes der flere områder med hypersten gnejs. Ved en detaljeret kartering vil de enkelte horisonter eventuelt kunne adskilles. Endeligt findes der inden for horisonterne med båndet gnejs i øjegnene i Sira-området en hel del "hypersten" gnejs. Det er især disse typer, der er migmatiseret. Hypersten gnejs optræder konkordant med de omkringliggende gnejser.

Det er karakteristisk, at hypersten gnejs ofte udviser rustpletter på forvitrede overflader. Det er ligeledes typisk, at der i forbindelse med hypersten gnejs findes mobiliseringer af form som linser og gange, der består af kvarts, feldspat og sulfider. Disse gange og linser har flere steder været brudt for deres indhold af molybdenglans. De vil blive nærme-

re beskrevet i afsnittet om mineraliseringer. Den generelle orientering af disse mobiliseringer afviger ikke mere end 10-20 grader fra foliationen i hypersten gnejserne. Jo bredere hypersten gnejs horisonterne er, jo bredere og større er også mobiliseringerne. Den maksimale bredde af hypersten gnejs horisonterne andrager 20-30 m.

Tabel 6 Hypersten gnejs.

Nr: M 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-10 s	10	75		5		5			5	Ap, Zr	Kl
-11 s	20	45		15		5			+	Ap, Zr	Kl
-27 s	30	25	30	5		5			5	Ap, Zr	Kl, Ka
-35 s	40	10	40			+			10	Ap, Zr	Sa
s	60		15	8				15	+	Zr	
-38 s	85			3		10			2	Zr, He	
-45 s	40	20	20	20		+			+	Zr	
-60 s		78		10				9	3	Zr, He	
-63 t	50 ₂₁₋₂₇	19				14		13	2	Zr, He	Kl
-66 s	25		65			+	10		+	Ap, Zr	Sa, Kl
-96 t	29 ₂₃₋₃₀	42	13	5		9		+	1	Ap, Zr, He	

Tabel 6. Mineralindholdet i hypersten gnejs. Forkortelser: se de foregående tabeller, desuden hercynit (He).

Den modale sammensætning fremgår af tabel 6. Karakteristisk for denne bjergart er tilstedeværelsen af såvel plagioklas, kalifeldspat og kvarts. Til forskel fra granulit og øjgnejs danner kvarts ikke pladekvarts. Endvidere udgør de mørke mineraler mellem 15 og 30 %. Hypersten og biotit er de dominerende mineraler, og de altid stærkt pleokroitiske. I mange af hypersten gnejserne findes der granat og hercynit.

Mineralerne udviser granoblastisk sammenvoksning. Plagioklas findes dels som "rene" korn uden indeslutninger, dels som antiperthit, der viser overgang til mesoperthit (MICHOT, 1961). Plagioklas er relativt beriget i lag rige på biotit. Anorthositindholdet i de "rene" plagioklaskorn kan nå op på 30 %. I plagioklaskorn med afblandinger af kalifeldspat er anorthitindholdet mindre, omkring 21-22 %. Kalifeldspat er relativt beriget i lag rige på granat. Enkelte steder er kalifeldspatten bestemt til mikroklin. Ofte er der dannet perthit. Kvarts findes som xenomorfe korn med "lappet" rand. kvarts er jævnt fordelt i hypersten gnejserne. Hypersten findes jævnt fordelt i bjergarten. Karakteristisk er en stærk pleokroisme, hvor farverne varierer mellem grøn, gul og rødbrun. $2 V_x$ er målt til henholdsvis 71, 68 og 68 grader. Dette svarer til en magnesium rig hypersten (TROGER, 1969). Sammen med kvarts danner hypersten afrundede aggregater (fig. 18). Længst mod øst i det karterede område findes der i stedet for hypersten en brun hornblende i bjergarten (20266). Granat forekommer i hypersten gnejserne på to måder, dels som cm-store porfyroblaster, der viser uregelmæssig opsprækning, og dels som store uregelmæssige aggregater, der er dannet af mindre idiomorfe

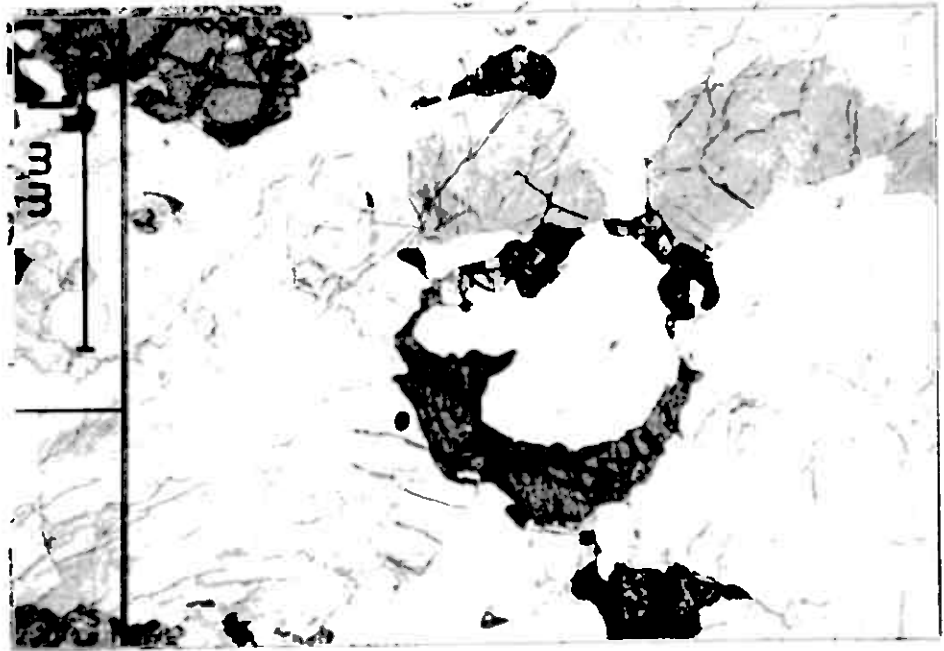


Fig. 18. Hypersten gnejs. I midten af figuren omslutter hypersten et kvartskorn. Mineralerne udenom er overvejende kalifeldspat.

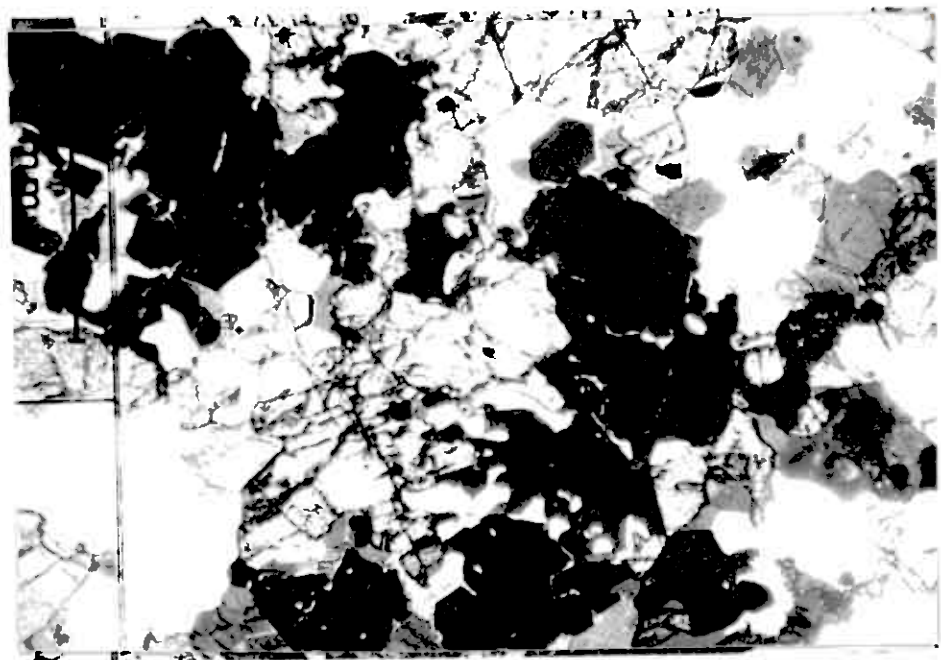


Fig. 19. Hypersten gnejs. Idiomorfe korn af granat (de mørkeste korn) danner aggregater. På figuren ser der endvidere en del hypersten (højt relief, nubret overflade).

korn. Under væksten af aggregaterne er der opstået indeslutninger af hypersten, plagioklas og kvarts (fig 19). Biotit, der er stærk pleokroitisk i farverne lys gul til mørk brun, definerer en mere eller mindre udpræget foliation i hypersten gnejsen. I prøver, der samtidig indeholder granat, koncentrerer biotit og granat i hver sine lag (få mm til et par cm bredde), hvis orientering er parallel med foliationen. Hercynit findes sammen med de opake mineraler som indeslutninger i granat. Spredt i bjergarten findes der en del zirkon, der udviser intern zonerings.

De opake mineraler findes jævnt fordelt i bjergarten. Jern-titan-oxiderne udgør mellem 50 og 100 %, men normalt er indholdet 85 %. De resterende 15 % udgøres af sulfider. Den ene og mest udbredte type af jern-titan-oxider er magnetit med ilmenitlameller. Undertiden ses der i denne type også spinel-afblandinger. Den anden type består af gensidige afblandinger mellem hæmatit og ilmenit. Endvidere findes såvel magnetit som ilmenit som selvstændige xenomorfe korn. Helt specielt er magnetit fundet som ormelignende indeslutninger i granat (20260 og 20263). Af sulfider er der fundet følgende: cubanit, kobberkis, mackinawit, magnetkis, molybdenglans, pentlandit, pyrit og zinkblende. Pyrit er langt det dominerende. En nærmere beskrivelse vil blive givet i afsnittet om mineraliseringer.

I hypersten gnejserne ses de sædvanlige omdannelser, hvorved plagioklas saussuritiseres, kalifeldspatten er seriticeret, biotit er omdannet til klorit, hvilket også gælder hypersten og granat. Titanomagnetit er omdannet således, at ilmenitlamellerne ligger tilbage i en grundmasse af klorit. Oxidering af pyrit har dannet limonit, der farver bjergarten.

7. Øjegnejs.

Øjegnejs er en grå bjergart med et svagt grønligt skær. Karakteristisk er tilstedeværelsen af 1-3 cm store feldspatmegakryster i en mellemkornet "grundmasse", hvor de mørke mineraler som følge af at være koncentreret i mm tykke bånd giver bjergarten en orientering. Denne bånding (hvor der er meget biotit tilstede antager den karakter af foliation) bøjer rundt omkring feldspatmegakrysterne (fig. 20). Samtidig ser man, hvorledes den længste retning i megakrysterne er parallel med den generelle orientering af båndingen. Feldspatmegakrysterne udgør mellem 15 og 50 % af bjergarten.

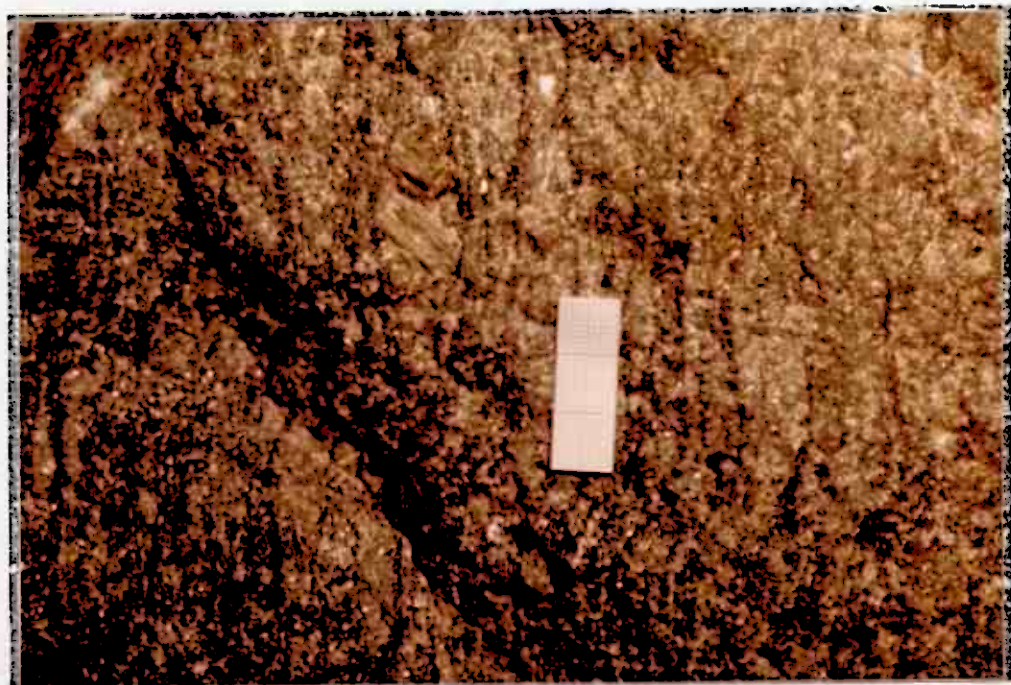


Fig. 20. Øjegnejs. Man ser, hvorledes foliationen bøjer rundt omkring feldspatmegakrysterne. Målestokken er 3 cm.

Øjegnejsen danner en 200-1000 m tyk horisont, der kan følges over hele det karterede område (se bilag 1). I Gursli området passerer horisonten i syd Lilandsvatn og fortsætter mod

nord op over de østlige dele af Matbrunnvatn. Horisonten stryger generelt NNV-SSØ og holder 40-60 grader mod VSV. I Sira området danner øjegnejshorisonten henholdsvis en overkippet anti- og synform med antiformen længst mod nordøst. Aksialplanet for disse folder stryger NV-SØ og holder mod NØ. Mod nord i området drejer horisonten mod nord og forløber parallel med Sirdalsvatn. En rekognoscering videre mod nord viser en konstant hældning mod øst de første 15 km.

Øjegnejsen, der udgør en selvstændig karteringsenhed, er i hele det karterede område fundet at være i kontakt med båndet gnejs. Intet sted er der iagttaget diskordans imellem strukturerne i de to karteringsenheder. Omkring kontakten udviser de to enheder nogle steder indbyrdes bånding i meterskala, andre steder, især i områder hvor der er mange mafiske horisonter, er der en jævn overgang, således at feldspatmegakrysterne bliver hyppigere jo nærmere øjegnejsen, man kommer. Indenfor øjegnejshorisonten - især i Sira området - findes der båndet gnejs som sammenhængende horisonter. Den bredeste (100-200 m) af disse horisonter findes på strækningen Rannestad - Einarvatn - Bringedal, og den kan som en tyndere horisont følges helt frem til ombøjningszonen i øjegnejsen ved Lindland. Tilsvarende horisonter findes omkring Konnstali og Sandsmork.

Den modale sammensætning af øjegnejs fremgår af tabel 7. Karakteristisk for øjegnejs er tilstedeværelsen af feldspatmegakryster. Disse består af mikroklin, der udviser ondulerende udslukning. Hvor der findes afblandinger af plagioklas (perthit), ses disse at være deformerede. Vilkaarligt fordelt i megakrysterne findes der små indeslutninger af kvarts og

Tabel 7 Øjgnejs											
Nr: MM 202--	Plagioklas/antiperthit An %	Kalifeldspat/perthit	Kvarts	Hypersten	Diopsid	Biotit	Hornblende	Granat	Opake mineraler	Accessoriske mineraler	Sekundære mineraler
-28 t	16 ₂₂₋₂₇	54	26	3	+	+			1	Ap,Zr	Sa,Kl
-81 s	20	35	20			2	5		+	Ap,Zr	Sa,Kl,Ti,E
-88 t	41 ₂₅₋₂₉	28	13	7		1	8		2	Ap,Zr	Sa,Kl

Tabel 7. Mineralfordelingen i øjgnejs. Anvendte forkortelser: apatit (Ap), zirkon (Zr), sausserit (Sa), klorit (Kl), titanit (Ti) og epidot (E).

plagioklas. I "grundmassen", der består af kvarts, plagioklas kalifeldspat, hypersten, biotit, hornblende, opake mineraler og accessorisk apatit og zirkon, er de mørke mineraler sammen med de opake mineraler koncentreret i diffuse bånd. Fra vest mod øst ændrer mineralselskabet i disse bånd sig, således at prøver fra de vestlige dele af området (20228) indeholder hypersten men ikke hornblende. Længst mod øst ved Sirdalsvatn (20281) findes der hornblende men ikke hypersten i prøverne. Fra området midt imellem for eksempel ved Tronviken (20288) findes der både hypersten og hornblende i øjgnejsen. Biotit findes i alle prøverne. De opake mineraler består for 90 %

vedkommende af afblandinger mellem hæmatit og ilmenit (fig 21). De resterende 10 % udgøres af magnetit og pyrit (20228).

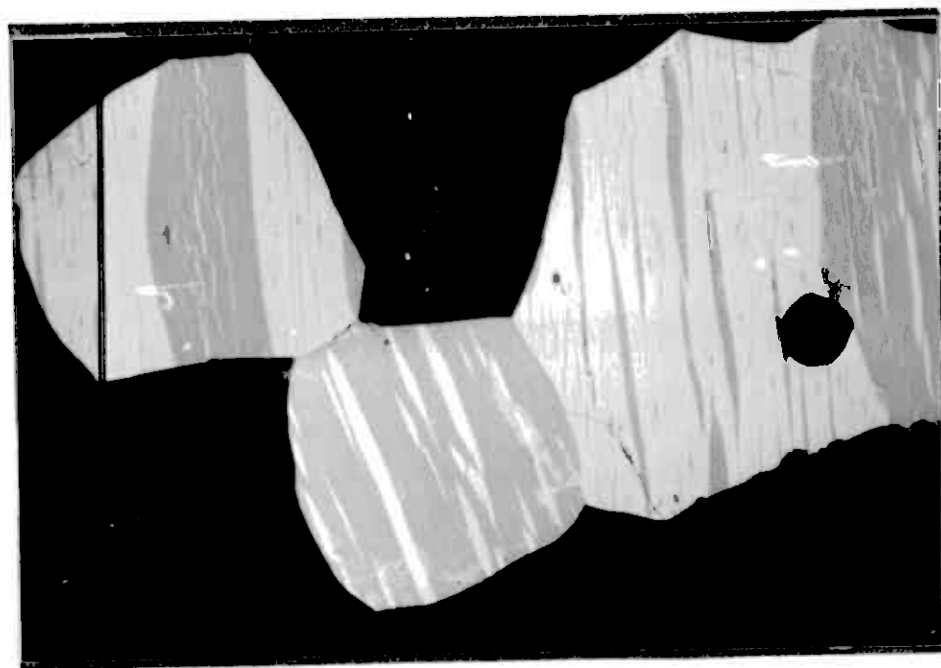


Fig. 21. Øjegneds. Afblandinger mellem hæmatit og ilmenit (ilmenit er det mørkeste mineral).

De lyse mineraler findes i granoblastisk sammenvoksning. En del af kvartskornene danner aflange linser (op til 7 mm lange og 3-4 mm bredde). Den længste retning af disse linser er parallel med den diffuse bånding. Linserne består af aflange enkeltkorn eller aggregater af flere korn (fig 22). Plagioklas og kalifeldspat udviser henholdsvis antiperthit og perthitdannelse. Alle overgangstyper mellem perthit og antiperthit findes, og når det ikke er muligt at skelne, hvilket mineral der er afblandet i hvilket, benævnes mineralet mesoperthit (MICHOT, 1961). Størrelsen af kornene varierer omkring 0.5 - 1.0 mm i diameter. Enkelte af kalifeldspatkornene kan på grund af deres skotskternede tvillingemønster bestemmes til



Fig. 22. Øjegnejs. Eksempel på pladekvarts.

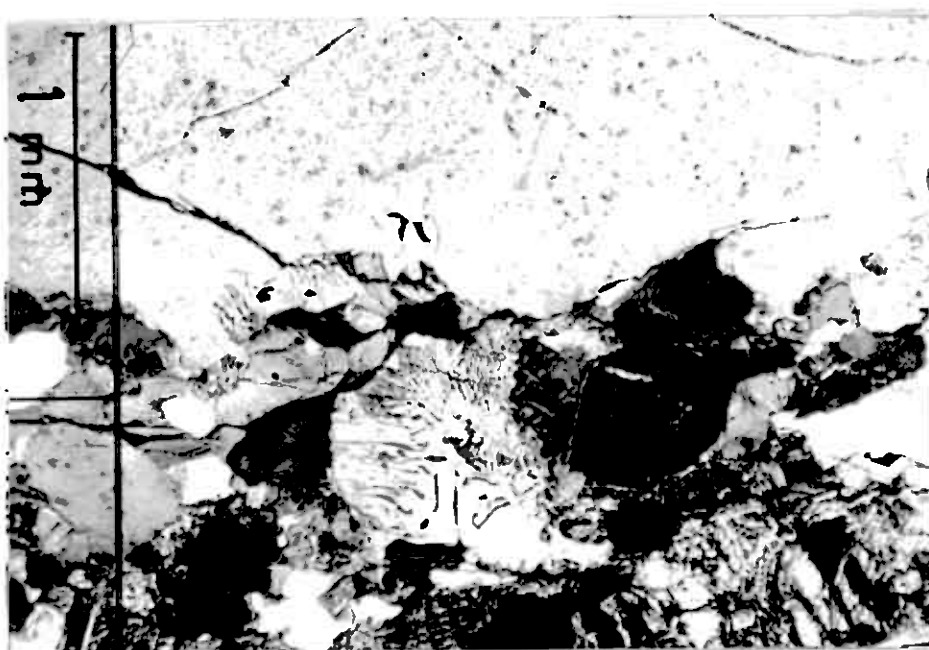


Fig. 23. Øjegnejs. På grænsen mod kalifeldspat (øvre halvdel af fotoet) udviser plagioklas myrmekitisk sammenvoksning med kvarts.

mikroklin. Plagioklasen er bestemt til at have et anorthit-indhold på omkring 25 %. Hvor plagioklas støder op til kalifeldspatkorn, udviser det myrmekitisk sammenvoksning med kvarts. Det gælder i særlig grad de korn, der støder op til megakrysterne (fig. 24).

Det beskrevne mineralselskab er i flere af prøverne udsat for senere omdannelser. Plagioklas er sausseritiseret. Hypersten udviser langs randen af kornene omdannelse til klorit. Biotit er ligeledes omdannet til et kloritmineral, der udviser pleokroisme i farverne lys gul til grøn, og hvis anisotropifarver varierer i det violette.

8. Dolerit.

Dolerit er en homogen isotrop finkornet bjergart. Den er fundet et enkelt sted - i området sydøst for Storestemmen - som en 1 m bred gang, der er tydelig diskordant på strukturerne i gnejserne. Gangen kan følges over et par km og ændrer orientering fra vertikal (strygning 68 grader) til at hælde 20-30 grader mod syd. Den bevarer samme bredde over hele strækningen. I en kontaktzone på et par cm er der udviklet 1-2 mm store biotitkorn. Flere steder skæres gangen af pegmatitiske årer.

Den modale sammensætning (20231) er skønnet til: Plagioklas (55 %), hypersten (15 %), klinopyroxen (10 %), kalifeldspat/mesoperthit (10 %), opake mineraler (10 %), biotit, apatit, zirkon og sekundært sausserit og karbonat. Anorthitindholdet i plagioklas er bestemt til 23 %. Det er equidimensionale xenomorfe korn i granulær sammenvoksning. Der er en tendens til, at de mørke mineraler samler sig i hobe. Fordelingen af disse er vilkårlig.

III. Strukturel geologi.

1. Indledning og oversigt.

I det foregående afsnit er de enkelte karteringsenheder og deres bjergarter gennemgået. Det fremgår heraf, at der kan skelnes imellem gnejserne og anorthositen, hvor anorthositen er tydelig intrusiv i gnejserne med diskordant kontakt. Imellem gnejserne er der inden for det karterede område intet sted iagttaget diskordans.

I Gursli-Sira områderne kan der adskilles flere foldefaser. Orienteringen af den generelle foliation kontrolleres dels af en åben foldestruktur med cirka N-S akseretning, der betinger, at foliationen i Gursliområdet holder mod vest, medens den i Sira området holder mod nordøst, dels af en NØ-SV akseretning, der ligeledes er knyttet til en åben foldestruktur. Denne foldefase betinger, at den generelle foliation i Sira området skifter orientering fra at holde mod nordøst til at holde mod øst længst mod nord (se bilag 1). Ved at udkartere ledehorisonter og bjergartsgrænser har det yderlig været muligt at opdage tilstedeværelsen af store isoklinale strukturer, hvis aksialplaner er parallelle med den generelle foliation. Karakteristisk for de isoklinale folder er, at de i ombøjningszonerne viser intens foldning af mafiske horisonter, medens de samme horisonter på flankerne af folderne er boudinerede (fig 11). På flankerne af de isoklinale folder i overgangen til ombøjningszonerne kan man enkelte steder intrafoliært iagttage lunare strukturer (fig. 24). Det kunne tyde på, at der før den isoklinale foldning eksisterede tidligere foldefaser.

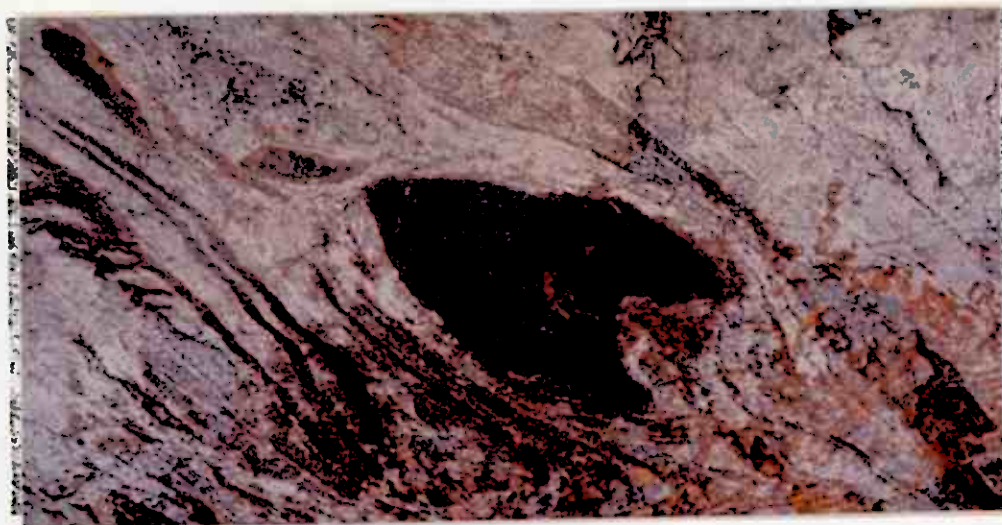


Fig. 24. Intrafoliær lunar struktur. Længden af strukturen er ca. en halv meter.

2. Metodik.

I felten er planære målinger udført på foliation, pladekvartsdannelse, bånding og migmatitisk bånding. Linære målinger er udført på foldeakser i forbindelse med foldede bandede bjergarter eller foldede migmatitiske årer. Alle målingerne er indsat på bilag 1.

Ved at sammenholde feltiagttagelser og strukturelle målinger (delvis efter "trial and error" metoden) har det været muligt at foretage en opdeling i strukturelt homogene områder, hvor de planære målinger tilsyneladende afspejler cylindroid foldning.

Målingerne af strukturelementer er plottet på Smith net og indsat på et sammentegnet geologisk kort ud for de områder, de repræsenterer. Bilag 5 (diagram 1-7) indeholder de planære målinger og de konstruerede akseretninger. Bilag 6 (diagram 8-11) indeholder målinger af foldeakser (åbne cirkler), de

tilhørende aksialplaner samt de konstruerede akseretninger (lukkede cirkler).

3. Tektonik i den vestlige del af Gursli området.

I området mellem anorthositen og øjegnejssen i Gursli området hælder båndingen og foliationen generelt mod VSV. Hældningen er størst mod vest i området $75-90^\circ$. Mod øst aftager den og ved øjegnejshorisonten er hældningen $50-70^\circ$. Indenfor området er der fundet en isoklinal synform. Den er overkippet, og aksialplanet hælder 75° mod vest. Den konstruerede akseretning (diagram 1 bilag 5) er $182^\circ/32^\circ$, medens de målte foldeakser (diagram 8 bilag 6) alle er $10-20^\circ$ stejlere. Nord og syd for Gullvatn er aksialplanssporet for den isoklinale fold indtegnet på et detailkort (Ax₁ fig. 25). Man ser hvorledes det danner fleksurer, der er sammenfaldende med fleksurer på flankerne af folden. Aksialplanssporet for disse fleksurer (Ax₂ fig. 25) stryger NØ-SV. Foldeaksen i disse fleksurer dykker $40-60^\circ$ mod SSV.

4. Tektonik i den østlige del af Gursli området.

Fra at hælde $50-70^\circ$ omkring øjegnejshorisonten bliver strukturen fladere mod øst for på strækningen Heievatn - Skålandsviken - Tjellesvik at hælde $10-20^\circ$ mod syd. Helt ude ved Lundevatn hælder den generelle foliation 20° mod øst. Variationen i den generelle foliation dominerer fordelingen af målinger i den del af området, der ligger syd for Skålandsviken - Gullbergsknuten (diagram 3). Den konstruerede akse $177^\circ/7^\circ$ svarer derfor til akseretningen for den åbne antiform.

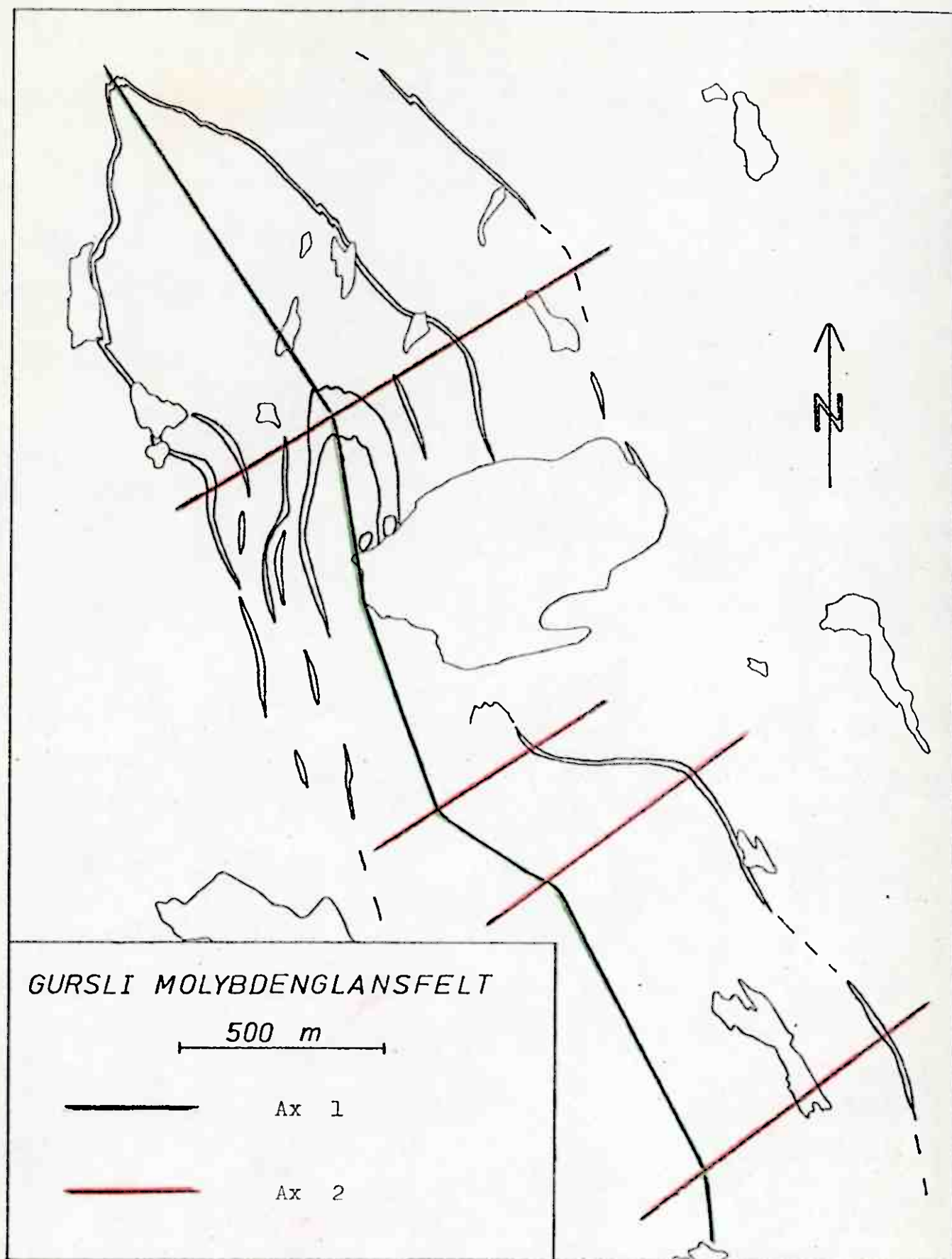


Fig. 25. Detailkort over området nord og syd for Gullvatn. Aksialplanssporet for den isoklinale fold (Ax_1) og aksialplanssporet for den åbne fleksur (Ax_2) er indtegnet.

I området nord for Skålandsviken - Gullbergsknuten findes der på den vestlige flanke af antiformen et par tætte til isoklinale overkippede folder, hvis aksialplaner hælder 40-50 mod vest. Når man følger disse folder mod syd, ser man, hvorledes de presses sammen til at være isoklinale. Den konstruerede akseretning (diagram 2) er $182^{\circ}/26^{\circ}$. Den afspejler en jævn fordeling af målingerne langs en storcirkel. De målte foldeakser har samme dyk, men udviser betydelig variation i retning. De få målte aksialplaner, der findes fra dette område udviser stor variation i deres orientering. Det kunne skyldes, at det er aksialplaner fra tidligere foldefaser, der er målt på. De er så genfoldet i forbindelse med de isoklinale strukturer. Kun fordi der i dette område fandtes en pyribolithorison, der kunne udkarteres, var det muligt at få så sikkert et indtryk af de isoklinale strukturer. Dette tilfælde er imidlertid sjældent. Flere steder er der dog vidnesbyrd om den-



Fig. 26. Profil af stejlvæg umiddelbart nordøst for Gullbergsknuten. Fladtliggende isoklinale folder.

de isoklinale foldning. For eksempel i et profil nordøst for Gullbergsknuten. Her er mafiske horisonter isoklinalt foldet (fig. 26).

5. Tektonik i den vestlige del af Sira området.

Ud fra feltiagttagelser kunne der fastlægges tilstedeværelsen af en tæt til isoklinal liggende fold. Aksialplanssporet for denne fold forløber fra Tronviken igennem lukningen i øjegnens nord for Lindland, hvorefter det bøjer mod nord og kan følges frem til Hauklandsvatn. Aksialplanet hælder ligesom den generelle foliation $30-50^\circ$ mod henholdsvis nordøst og øst. Foldeaksen for den åbne fleksur, der bøjer aksialplanet dykker mod NØ. For at undgå påvirkninger fra denne foldning er område delt op i et nordligt og sydligt område. I den nordlige del (diagram 4) definerer de planære målinger en akseretning på $85^\circ/26^\circ$. Det antages, at denne akseretning svarer til foldeaksen for den isoklinale fold. I det sydlige område (diagram 5) definerer målingerne en akseretning på $63^\circ/30^\circ$. Også denne akseretning antages at svare til foldeaksen i den isoklinale fold. Forskellen mellem $85^\circ/26^\circ$ og $63^\circ/30^\circ$ svarer udemærket til den retningsændring, den åbne fold vil betinge. I diagram 10 er målte og konstruerede foldeakser samt målte aksialplaner fra hele området plottet. Spredningen blandt aksialplanerne afspejler variationen fra hældning mod NØ til hældning mod ØSØ. De målte foldeakser har alle cirka samme dyk som de konstruerede, men de er alle orienteret mere mod syd (diagram 10). Tilsyneladende ligger de alle i et plan, der stryger N-S og hælder 30° mod øst.

6. Tektonik i den østlige del af Sira området.

I området mellem Tronviken-Vindtjern- I. Sandsmork - Ranne-
stad findes i den sydlige del en overkipet antiform, hvis
aksialplan hælder mod nordøst. Den nedre flanke hælder 40-50
mod nordøst. Den øvre flanke 20-30 mod nordøst. Aksen i anti-
formen er subhorisontal, og som følge af de topografiske for-
hold kan man følge kontakten øjegneds - båndet gnejs rundt i
ombøjningszonen. De planære målinger er plottet i diagram 7.
De definerer en akse på $329^{\circ}/12^{\circ}$. Målinger af foldeakser og
aksialplaner er plottet i diagram 11. Der er målt en del akser
parallel med den konstruerede. Men desuden findes der nogle
akser, der liesom før er koncentreret om et N-S strygende plan
der hælder 30° mod øst. De målte aksialplaner hælder mod nord-
øst.

Mod nord i dette område - i den øvre flanke af antiformen -
giver det geologiske kort et klart indtryk af, hvorledes fo-
liationen drejer mod nord og forløber parallel med Sirdals-
vatn. Diagram 6 indeholder målinger fra begge flanker af den-
ne åbne foldestruktur. Disse målinger definerer en akseretning
på $47^{\circ}/20^{\circ}$, hvilket antages at svare til foldeaksen for den
åbne struktur. Aksialplanet for den åbne struktur stryger
NØ-SV og hælder stejlt mod sydøst.

7. Sprækkedannelser.

Senere end foldefaserne er området gennemsat af sprækkezoner
Langs disse er der intet sted iagttaget forsetninger. Hvis så-
danne findes, er de under alle omstændigheder små. Der er to
fremherskende retninger N-S og VSV-ØNØ. Langs disse retnin-

ger har istidens gletchere udformet markante dale. Det gælder inden for området: Lundevatn, Sirdalsvatn og strækningen Gullvatn - Skålandsviken - Tronviken - Bringedal samt mange mindre søer og dale. Bjergarterne på de nævnte steder er stærkt opsprækkede. I sprækkerne er der dannet epidot, hæmatit og flusspat. Selve bjergarterne viser også omdannelser. Således er pyribolit blevet kloritiseret.

IV. Mineraliseringer.

1. Historisk oversigt over minedriften.

Før år 1900 var molybdenglans en kuriositet, der blev anvendt til blyanter og som farvestof. Men omkring dette tidspunkt nåede den tekniske udvikling et stade, hvor man begyndte at fremstille specialstål ved tilsætning af blandt andet molybden. Dette tidlige behov blev dækket af forekomster i Syd-Norge og U.S.A. Det var et krav et krav til disse forekomster, at malmen kunne håndsorteres, da der på dette tidspunkt endnu ikke var opfundet en metode til at udnytte disseminerede typer. Den eneste mine i Syd-Norge, der opfyldte dette krav, var Knauben I, hvor der fandtes malmklumper på flere tons (BUGGE, 1963)

Ved udbruddet af Den I. Verdenskrig øgedes behovet for molybden enormt, og priserne steg tilsvarende. Da man samtidig havde opfundet en flotationsmetode (Elmore), blev der mulighed for at udnytte de disseminerede molybdenglans-mineraliseringer, der findes så mange af i Vest-Agder og Rogaland.

I Gursli-Sira områderne blev der anmeldt en lang række fundpunkter for molybdenglans (HOLMSEN, 1961). Mange af disse steder kom der brydning igang, eller der blev iværksat større undersøgelsesarbejder.

For at forstå opdelingen i malmfelter skal der gøres opmærksom på, at de enkelte gårde har delt fjeldheden imellem sig. Anmeldning blev oftest foretaget af gårdejereren selv, da det var ham, der kendte til hvor på heden, der fandtes molybdenglans. Denne inddeling dannede basis for inddelingen i malmfelter. De følgende oplysninger er fra HOLMSEN (1961).

Ved Gursli gruberne fandt den største aktivitet sted. Forekomsterne blev brudt af Gursli-Molybden Co. A/S, der var dannet 23/10 1915. Forekomsterne ligger umiddelbart nord for vestenden af Gullvatn (fig. 27). De blev nævnt som to forskellige forekomster. Den sydligste (dissemineret molybdenglans i anorthosit, se senere) kaldtes Kristoffers Grube eller Gursli Grube nr. 1. Den nordligste (molybdenglans i mobiliserede linser) kaldtes Gulltjern Grube nr. 1 eller Gursli Grube nr. 5. Brydningen startede i 1915 og fortsatte til 1919, hvor den blev stoppet som følge af urentable priser. I 1925 prøvede man at genoptage brydningen, men det varede kun et par måneder hvorefter man stoppede igen. De første år sendte man malmen til et flotationsanlæg i Flekkefjord. Men fra 1917 blev malmen knust og floteret på eget værk ved nordbredden af Gullvatn. Der blev ialt brudt 38.000 tons malm, hvoraf der blev udvundet 67,64 tons koncentrat med et molybdenglansindhold på ca. 70 %. Mysseskjerpene og Skåland grube (fig. 27) blev undersøgt af Lund Molybden Co. A/S i 1918 og 1919 ved røskningsarbejder og stolledrift. Der blev ialt brudt 1200 tons malm. Det vides ikke om denne malm blev koncentreret. Molybdenglans mineraliseringerne syd for Gullvatn blev undersøgt ved røskningsarbejder og stolledrift i 1917, 1918 og 1919. Selskabet Moi Grube Co. A/S havde planlagt minedrift, og der var bygget et flotationsanlæg, da driften blev indstillet i 1919.

I Sira området (se bilag 1) fandt der brydning sted ved Indre Sandsmork og Konnstali i årene 1917, 1918 og 1919. Der var bygget et flotationsanlæg ved Indre Sandsmork. Der blev behandlet ialt 596 tons malm, der gav 1350 kg koncentrat med 68 % molybdenglans. I 1934 prøvede man at genoptage drif-

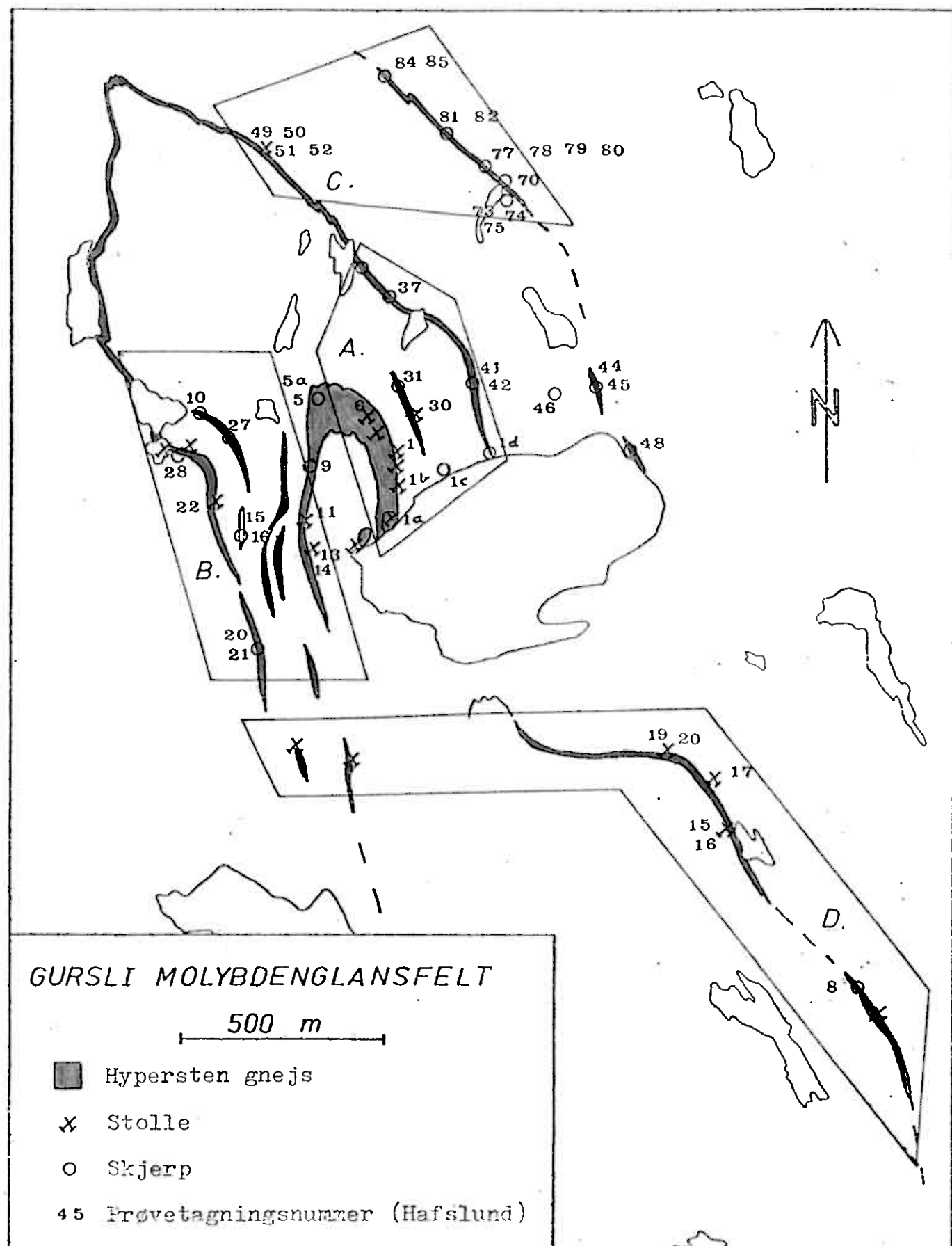


Fig. 27. Gursli molybdenglansfelter. Gursli grube (A), Mysse-skjerpene (B), Skåland grube (C) og Moi grube (D).

ten, men da der ikke kunne opnås et tilfredsstillende resultat, stoppede det igen. Ved Djupetjörn og på strækningen Rannestad - Einarvatn - Bringedal findes der en hel del skjerp, men der har aldrig været brydning igang. Syd for Hauklandsvatn findes der mindre sprængninger, hvor der er fundet enkelte korn af molybdenglans.

Efter at brydningen var stoppet, har disse områder med jævne mellemrum påkaldt sig fornyet interesse. Under Den II. Verdenskrig var der undersøgelser igang ved Konnstali. I 1950 blev disse forekomster besøgt og kortfattet beskrevet af O.J. Adamson og H. Neumann (Bergarkivet rapport nr. 1299, 1303 og 1304). I begyndelsen af 1960'nde foretog et norsk firma - Hafslund - en prøveindsamling. Denne indsamling koncentrerede sig om Gursli området. Analyseresultaterne af denne undersøgelse kendes ikke. De numre, der betegner deres prøvetagningssteder er indtegnet på fig. 27. Siden 1970 har Folldal Verk A/S arbejdet i dette område. Nærværende undersøgelse er udført i forbindelse med dette projekt.

På oversigtskortet over Gursli feltet (fig 27) er markante hypersten gnejs horisonter indtegnet. På samme kort er indgangene til en stolle samt beliggenheden af større skjerp markeret. Numrene fra Hafslund's prøvetagning er ligeledes indtegnet.

2. Beskrivelse af grubefelter og skjerp.

I den følgende beskrivelse vil de foran nævnte lokalitetsnavne blive anvendt (se fig. 27 og bilag 1). Til nærmere stedsbeskrivelse vil i Gursli feltet de indtegne prøvenumre blive

anvendt.

Moifeltet dækker forekomster syd for Gullvatn (fig . 27). I den nedre flanke af Gullvatn synformen findes de største koncentrationer af molybdenglans omkring fortykkelser af en hypersten gnejs horisont, der kan følges over et par km. Molybdenglans findes på sprækker og sammen med tynde kvartsfeldspat-linser indenfor denne horisont. I den modsatte flanke af synformen findes der nord for Gudlandsvatn to små stoller. Den vestligste er anlagt i forbindelse med to 50 cm brede kvartslinser, der fører molybdenglans. Disse linser findes i granulit og er subkonkordante med foliationen. Den østligste stolle findes i tilknytning til en 2-3 m bred hypersten gnejs horisont. Molybdenglans findes sammen med magnetkis på sprækker og i kvartslinser. På denne lokalitet findes der foruden hypersten gnejs også pyribolit.

Mysseskjerpene dækker området vest for Gullvatn. I dette område findes der 2-4 m brede subvertikale horisonter af hypersten gnejs. På sprækker og i kvartslinser findes molybdenglans som små rosetter og enkeltkorn. Enkelte steder ses lidt pyrit. Imellem "punkt" 22 og 28, hvor der findes en åben fleksur af gnejshorisonten, er molybdenglans sammen med pyrit koncentreret i adskilte linser, der indeholder 20-30 % sulfider. De enkelte linser kan følges over et par meter og er op til $\frac{1}{2}$ m brede.

Skåland grube dækker den nordlige del af Gurslifelset. I samme horisont, der har kunnet følges rundt i lukningen af Gullvt synformen er der ved 49, 50, 51 og 52 anlagt en stolle til undersøgelse af 10-20 cm brede kvartslinser, der findes i hypersten gnejs. Et par hundrede meter mod øst findes der

tynde horisonter af hypersten gnejs, hvor molybdenglans forekommer på sprækker.

Horisonten fra Skåland grube kan følges ind i de nordlige dele af området omkring Gursli gruberne. Flere steder er der i denne horisont anlagt skjerp. Disse steder findes molybdenglans sammen med kobberkis på sprækker i hypersten gnejs. På dette sted er gnejshorisonten 3-4 m bred.

Vigtigst i området er den brede horisont af hypersten gnejs, der findes centralt i folden. Den østlige flanke er den bredeste. Det er i den de største molybdenglansførende kvartslinser er fundet. Der har været brudt på flere niveauer, men kun på tre niveauer - 314 m, 355 m og 370 m (bilag 2, 3 og 4) er der udført en minekartering. Desværre har det kun været muligt at foretage en lithologisk kartering med opdeling i ganske få bjergarter. Disse er de samme, som kendes fra den geologiske kartering. I minerne findes der granulit, hypersten gnejs, kvarts-feldspat mobiliseringer og anorthosit.

Ud fra beliggenheden af hovedskakten og kendskab til nordretningen er det muligt at placere de tre minekort korrekt i forhold til hinanden. På fig. 28 ser man, hvorledes området omkring gruberne ser ud.

I et profil fra den sydlige del af minen (bilag 2) findes fra øst mod vest følgende bjergarter. Ud mod Gullvatn findes der granulit, derefter følger 40 m hypersten gnejs, så igen 30 m granulit inden man kommer ind i hypersten gnejs. Alle disse bjergarter stryger 20-30° og er subvertikale. Den sidstnævnte hypersten gnejs horisont kan følges mod nord på niveau 314 m (bilag 2). Længst mod nord på dette niveau bøjer hori-



Fig. 28. Gursli grube. I forgrunden ses Gullvatn, og bjergtoppen, der hæver sig op over horisonten, er Jegningsknuten. "Affaldsbunkerne" fra niveau 355 m og 370 m ses til højre i billedet. Lige over søbredden ved pilen ses som et sort hul indgangen til niveau 314 m.

sonten af mod vest. Den stryger 130° og holder $50-70^{\circ}$ mod sydvest. På niveau 355 m følger minegangen næsten denne retning. Det er da også udelukkende hypersten gnejs, der findes i minen (bilag 3). Helt inde i bunden kommer man ind i den øst for liggende granulit. På niveau 370 m dækker det forgrenede system af minegange hypersten gnejs horisonten i dens fulde brede. Bredden af horisonten er ca. 35 m med en udpræget fortykkelse i ombøjningen.

I minen kunne der adskilles to hypersten gnejs horisonter. I den østligste findes der på niveau 314 m helt ude ved Gullvatn et intrusivt anorthositlegeme. Det er 25-30 m langt og 10 m bredt. Taget af intrusionen ligger ca. 6 m over niveauet.

I anorthositen findes der dissemineret forskellige sulfider. Molybdenglans er den dominerende, men makroskopisk kan man også genkende magnetkis, kobberkis og pyrit. På niveau 314 m er de mineraliserede partier brudt. Fra en skakt 10 m mod vest er der ført en tværstolpe ind i anorthositen på niveau 291 m. Også på dette niveau findes der disseminerede sulfider (HOLMSEN, 1961). I de gamle brydningsrapporter oplyses det, at molybdenglansindholdet androg 0.4 - 0.6 %. Et nærtliggende anorthositlegeme 30-40 m mod vest indeholder ikke molybdenglans.

Bortset fra dette tilfælde findes molybdenglans sammen med kvarts, feldspat og biotit i store linser, der er 0-20 diskordante med foliationen og bjergartskontakter. Disse linser findes især i den vestlige af hypersten gnejs horisonterne (bilag 2, 3 og 4), men på niveau 314 m ser man, hvorledes hovedlinsen starter ud fra 2-5 cm brede årer i granulit. Centralt i linserne findes der udelukkende kvarts med kobberkis interstitielt imellem kornene og molybdenglans på lagflader. I de mere feldspat-biotit holdige dele af linserne er molybdenglans dominerende blandt sulfiderne. Linsen opnår sin største bredde på niveau 370 m, hvor den er spaltet op i to nærtliggende linser henholdsvis 8 og 6 m brede. Det skal bemærkes, at linsen følger den generelle orientering af gnejserne. Ligesom disse følger linsen den åbne foldestruktur. Omkring ombøjningen (på niveau 355 m og 370 m) ser man, hvorledes linsen er spaltet op og er kraftig fortykket. Nordvest for ombøjningen stryger linsen NV-SØ og hælder $50-60^\circ$ mod SV. Syd for ombøjningen stryger linsen N-S og hælder 80° mod V. Den samlede længde af denne linse andrager ca. 100 m. Omkring ombøjningen er den 10 m bred. Til begge sider tynder den ind

til et par meter. Højden er vanskelig at vurdere. Men gangen er fundet i en tværstolle til hovedskakten på niveau 290 m, og der er brudt på niveauer over 370 m. Det giver en minimumsværdi på 100 m. De rigeste partier af gangen har indeholdt 1 % molybdenglans. I tungsandsfraktionen fra affaldsbunkerne ved det gamle flotationsværk er der fundet enkelte korn af scheelit.

Ved Indre Sandsmork i Sira området (bilag 1) findes molybdenglans på sprækker og sammen med kvartslinser i en migmatitisk båndet gnejs. Gnejshorisonten er 4-6 m tyk og ligger inden i øjegnejs. Gnejsen stryger VNV-ØSØ og holder 10-20° mod NNØ. Hele gnejshorisonten giver indtryk af at være en stor linse (op til 500 m lang).

Forekomsterne ved Konnstali ligger ca. 1 km sydvest for Indre Sandsmork. De geologiske forhold ligner meget de foregående. I migmatitisk båndet gnejs, der ligger inden i øjegnejs, findes molybdenglans og pyrit på sprækker og sammen med tynde kvartslinser. Sprækkerne og kvartslinserne er subkonkordante med orienteringen i gnejsen. Denne stryger VNV-ØSØ og holder 10-20° mod NNØ. Disse forekomster ligger strukturelt lavere end dem ved Sandsmork.

I et endnu lavere strukturelt niveau ved Djupetjörn, der ligger ca. 1 km vest for Konnstali, findes der 100 m sydøst for søen et skjerp i massiv biotit-hornblende gnejs. Molybdenglans findes på sprækker. Denne forekomst findes i en åben ombøjningsstruktur, hvor hele øjegnejshorisonten drejer af mod nord og forløber parallel med Sirdalsvatn. Gnejshorisonten følger denne struktur. Der berettes om flere fund af mo-

lybdenglans mod nord. Dels umiddelbart nord for Vindtjern dels længere mod nord i området vest for Brikland (3-4 km mod nord). På denne lokalitet er der også fundet scheelit (HENRIK STENDAL, personlig meddelelse).

På strækningen Rannestad - Einarvatn - Bringedal (se bilag 1, findes der en ca. 100 m bred sammenhængende horisont af båndet gnejs, der både indeholder granulit, amfibolit og biotit-hornblende gnejs. Bjergarterne stryger generelt NV-SØ og hælder 40-50 mod NØ. I forbindelse med biotit-hornblende gnejs findes på sprækker og 1 10-20 cm brede kvartslinser molybdenglans og ganske lidt pyrit. Et enkelt sted ved sydøstspidsen af Einarvatn er der fundet scheelit. Bredden af mineraliserede zoner andrager højst 2 m.

Omkring ombøjningszonen i båndet gnejs ved Hauklandsvatn (bilag 1) findes der spredte fund af molybdenglans på sprækker i tilknytning til bjergarten hypersten gnejs. Dette område er strukturelt under øjegnejshorisonten. Tilsvarende findes der under øjegnejshorisonten i området vest for Heievatn også hypersten gnejs. Dissemineret i denne bjergart er der sammen med pyrit fundet molybdenglans.

3. Reserveberegninger.

I rapport nr. 549 fra NGU's Bergarkiv af 2. juli 1919 er der foretaget en reservevurdering over malmforekomsterne ved Gullvatn (HOLMSEN, 1961). Der skelnes mellem "gangdannelser" og "impregnationsmalm". Disse betegnelser dækker henholdsvis over kvarts-feldspat mobilisering med molybdenglans og anorthosit med dissemineret molybdenglans. Den første sættes til

en længde på 150 m og en bredde af 1 m (for at bryde denne gang regner man med, at der skal brydes i en brede på 2.5 m). Impregnationsmalmen sættes til 70 m længde og 4 m bredde. Det samlede malmareal beregnes til 655 m^2 . Det påegges, at den tidligere brudte malm har indeholdt 0.17 % molybdenglans.

Ud fra kortlægningen af minen er følgende reserveberegninger at anse for mere rimelige. Kvarts-feldspat linser: 80 m brydes i 3 m bredde, og 20 m brydes i 5 m bredde. Anorthositen med dissemineret molybdenglans er 30 m lang og 6 m bred. Det giver et malmareal på 520 m^2 . Det skønnes, at molybdenglansindholdet vil svare til indholdet opnået ved den tidligere brydning.

I 1919 antog man, at sandsynlig malm ville svare til halvdelen af den kendte højde i minen. Det ville sige 38 m ud over det opmålte. Ud fra kendskabet til geologien foreslår forfatteren at kvarts-feldspat linserne med molybdenglans kan følges i foldeaksens retning for den åbne fleksur (200°/60°) måske flere hundrede meter. Det er dog næppe sandsynlig, at det er sammenhængende linser. Det er imidlertid mindre sandsynlig, at dette også skulle gælde for anorthosit med disseminerede sulfider. Hvis der fandtes sulfider på betydelig større dybder, er det nemlig underligt, at der ikke findes sulfider i det lille anorthositlegeme umiddelbart vest for den kendte forekomst.

Med så små malmtonnager, som der her er tale om, er forekomsten uden økonomisk interesse. Den mulighed, at man brød hele Gurslifelset i et stort dagbrud, kommer heller ikke på tale. Hvis man antager, at kvarts-feldspat linserne indeholder 0.2 % molybdenglans, så udgør disse linser ikke over 10 % af området. Det betyder, at det gennemsnitlige malmindhold er mindre end

0.02 %. I forekomster, der brydes for molybdenglans alene, kan man idag (1975) bryde forekomster med 0.15 % (GOUSSELAND, 1974).

4. Makroskopisk og mikroskopisk beskrivelse af mineraliseringerne.

Der skelnes imellem to malmtyper: Impregnation i hypersten gnejs og mobiliserede forekomster. Den sidste type forekommer på forskellige måder: Molybdenglans på sprækker med overgang til kvarts-feldspat linser, kvarts-feldspat linser med 20-30 % sulfider og anorthosit med disseminerede sulfider.

Under bjergartsbeskrivelse af hypersten gnejs blev det nævnt, at i bjergarten udgjorde sulfiderne omkring 15 % af de opake mineraler. Sulfiderne findes jævnt fordelt i gnejsen. Der er bestemt følgende mineraler: Cubanit, kobberkis, mackinawit, magnetkis, molybdenglans, pentlandit, pyrit og zinkblende.

Pyrit er det dominerende mineral. Det findes som enkelte idiomorfe korn og som aggregater bestående af flere enkeltkorn. I pyritkornene findes de andre sulfider sammen med silikater som indeslutninger. Det er ofte således, at i de enkelte indeslutninger findes der 2-3 mineraler sammen. For eksempel kobberkis, zinkblende og mackinawit. Molybdenglans findes som lange bøjede tråde i pyrit (fig. 29). Magnetkis danner dels xenomorfe korn langs hvis korngrænse, der er dannet pentlanditflammer (fig. 30). Det forekommer sammen med xenomorfe korn af kobberkis, pyrit og zinkblende. Dels findes magnetkis som korn med veludviklet "bird-eye" tekstur. I prøver, hvor der er mange kobberkis indeslutninger i pyriten, er det almindeligt langs randen af pyritkornene at finde selvstændige korn

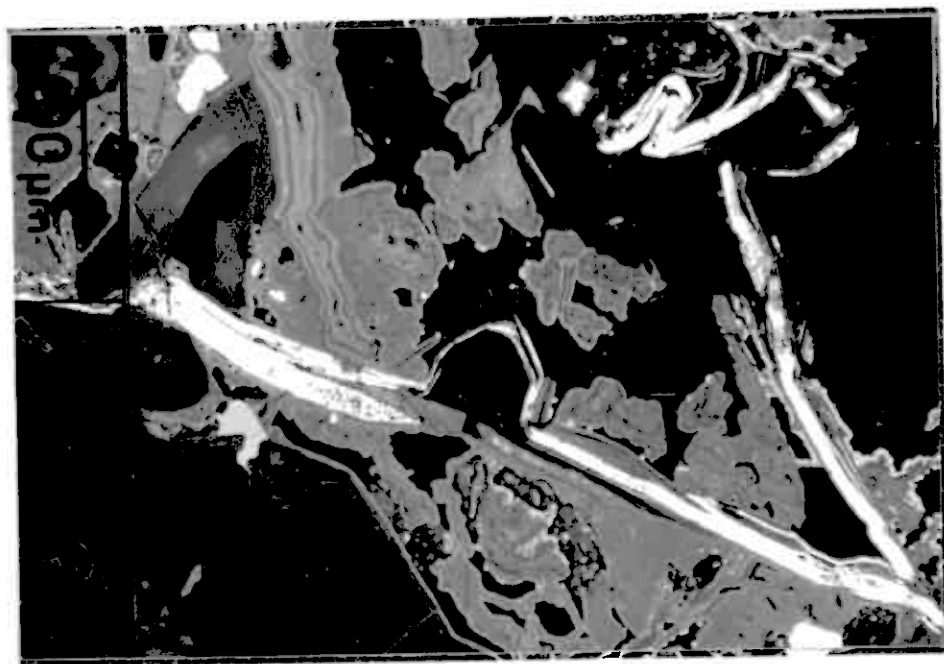


Fig. 29. Hypersten gnejs. Tråde af molybdenglans i limonit. Limoniten har replaceret pyrit.

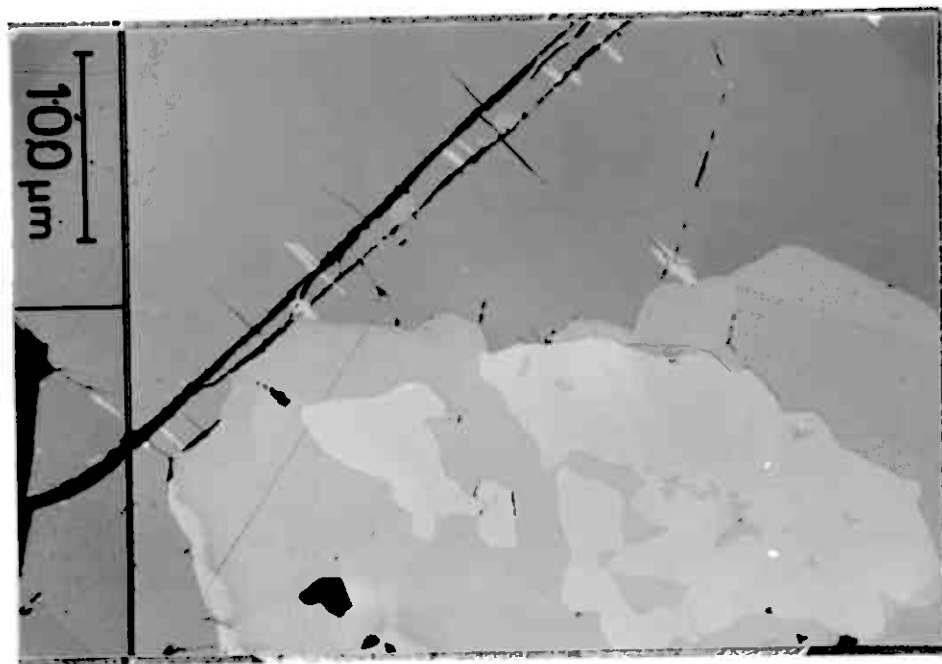


Fig. 30. Hypersten gnejs. Magnetkis med pentlanditflammer langs korngrænserne. Endvidere i den nedre halvdel af billedet pyrit (højest reflekterende) og kobberkis (lavere reflekterende).

af kobberkis. Disse korn er xenomorfe med en takket rand og uden indeslutninger. Langs randen af denne type kobberkis findes der ofte mindre korn af zinkblende. I et par enkelte prøver er der fundet større aggregater af molybdenglans. Disse består af opsprækkede og "kinkede" korn. I hulrum i molybdenglansen findes der ofte kobberkis.

På sprækker og i kvarts-feldspat linser er molybdenglans afsat som små rosetter eller skæl af 0.5 - 1.0 mm store enkeltkorn. Undertiden er det meget finkornede afsætninger med stålblå farve, hvor man ikke kan adskille de enkelte korn. I linserne er molybdenglans koncentreret sammen med kobberkis i lag, der er parallel med kontakten til sidebjergarten. Molybdenglans og kobberkis er de eneste makroskopisk genkendelige malmineraler. Der kan skelnes imellem de indre dele af linserne, der udelukkende består af kvarts. I disse dele dominerer kobberkis over molybdenglans. I kontakten af linserne er mineralerne kvarts, feldspat og biotit. Her er det molybdenglans, der dominerer over kobberkis. Bredden af linserne kan gå op til 5 m, men ofte er de ikke mere end 10-30 cm. Det totale indhold af sulfider overstiger ikke 2 %.

Mikroskopisk er følgende opake mineraler identificeret: Covellin, cubanit, grafit, gudmundit, guld, ilmenit, kobberkis, limonit, mackinawit, magnetit, markasit, molybdenglans, pyrit, rutil, sulfosalte, vismut, vismutglans og zinkblende.

Molybdenglans og kobberkis er de mest udbredte opake mineraler. Molybdenglans findes som store enkeltkorn og aggregater. De enkelte korn har ofte været udsat for deformation og udviser "kinkdannelse". Det er karakteristisk, at kobberkis udfyl-

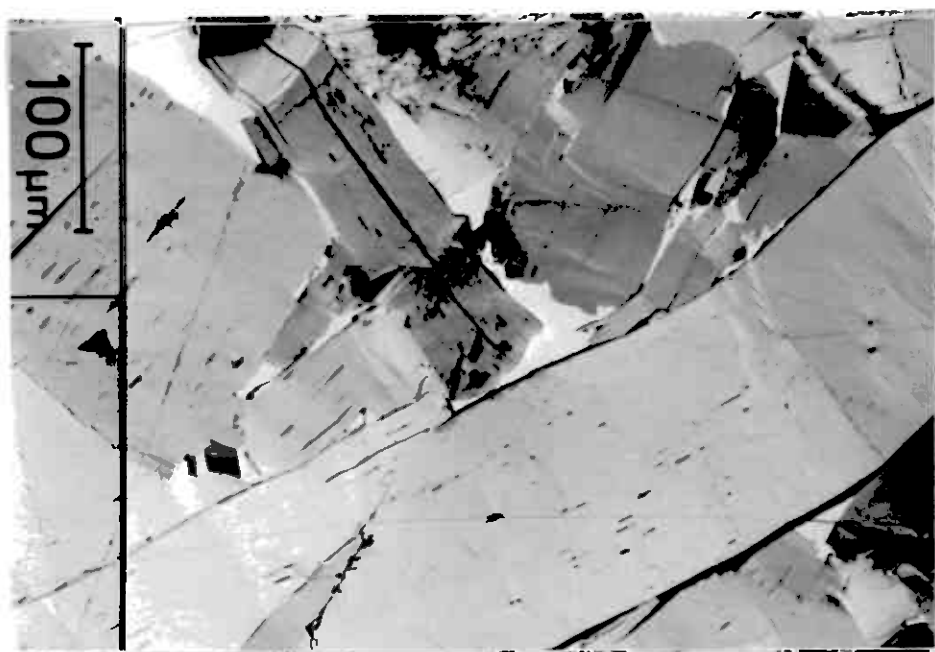


Fig. 31. Kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. Svagt deformerede molybdenglanskorn med kobberkisudfældninger i hulrum imellem molybdenglanskornene.

der sprækker og hulrum i og imellem molybdenglanskornene (fig. 31). Kobberkis forekommer oftest som store xenomorfe korn med en takket rand. Under krydsede nicoller kan man se, hvorledes disse enkeltkorn er opbygget af tvillinglameller (fig. 32). I disse korn findes foruden silikatindeslutninger også indeslutninger af pyrit, vismutglans, vismut, mackinawit, guld og sulfosalte. Pyrit findes som idiomorfe korn. Vismutglans findes som prismatiske krystaller, der centralt i kornene indeholder gedigent vismut (fig. 33). Mackinawit findes som uregelmæssige små korn, der tydeligst erkendes under krydsede nicoller (fig. 34), da de er stærk anisotrope. Guld findes sammen med sulfosalte som små korn inden i kobberkis. Disse sulfosalte er blågrønne, anisotrope bløde mineraler med en



Fig. 32. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybden-glans. Kobberkis (under xN) med tvillinglameller.



Fig. 33. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybden-glans. Inden i et kobberkiskorn ses et prismatisk korn af vismutglans. Centralt i den nedre del af dette korn findes der et lille korn af gedigent vismut.

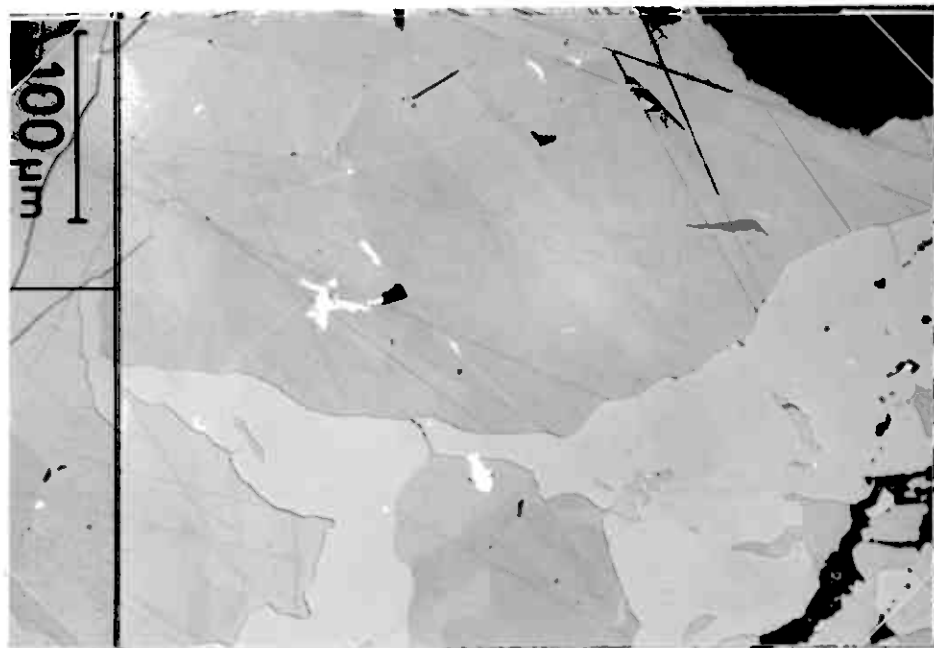


Fig. 34. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. Kobberkiskorn, hvori der også ses diffuse tvillinglameller, med indeslutninger af mackinawit (hvide korn). I den nedre halvdel af billedet findes der pyrit.

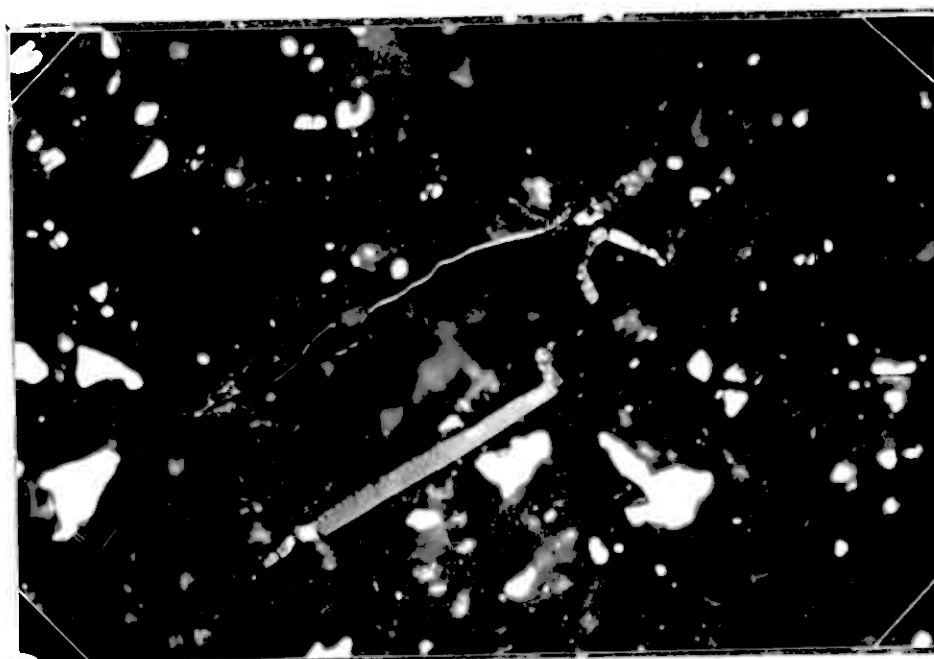


Fig. 35. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. Grafittråde i silikater. De stærkt skinnende korn er kobberkis.

reflektivitet, der svarer til kobberkis og er ikke nærmere diagnosticeret. Zinkblende findes som xenomorfe korn, der oftest grænser op til kobberkis og sjældnere findes som indslutninger. Grafit findes som tynde tråde (fig. 35). Der er ikke fundet store korn. De små, der findes, er altid placeret i nærheden af kobberkis korn. Pyrit findes dels som xenomorfe korn gennemsat af takkede revner dels som idiomorfe korn, der tydeligvis er rekrySTALLiseret ud fra den foran nævnte type korn. I begge typer korn findes der indeslutninger af cubanit, kobberkis, mackinawit, zinkblende og guld (fig. 36). I større zinkblendekorn inden i pyrit findes kobberkis som dråbeformede afblandinger (fig. 37). Enkelte mineraler findes kun som indeslutninger i de uregelmæssige pyritkorn. Det gælder gudmundit (FeSbS) (fig. 38). Magnetit og ilmenit findes dels som enkelte afrundede korn dels som titanomagnetit. I titanomagnetit kan man se hvorledes magnetiten progressivt omdannes til silikater eller fortrænges af sulfider. I det kun svagt omdannede tilfælde er ilmeniten ikke påvirket, medens magnetiten er delvis replaceret af pyrit (fig 39). I en senere fase er ilmeniten omdannet til rutil, al magnetiten er forsvundet og istedet er der afsat kobberkis (fig. 40). Magnetkis findes i bjergarten som afrundede korn. Undertiden udviser de "bird-eye" tekstur (fig. 41).

Sekundære omdannelser har betinget dannelsen af covellin langs randen af kobberkis. Pyrit er et enkelt sted omdannet til markasit. Limonit er dannet ud fra magnetit, pyrit og magnetkis.

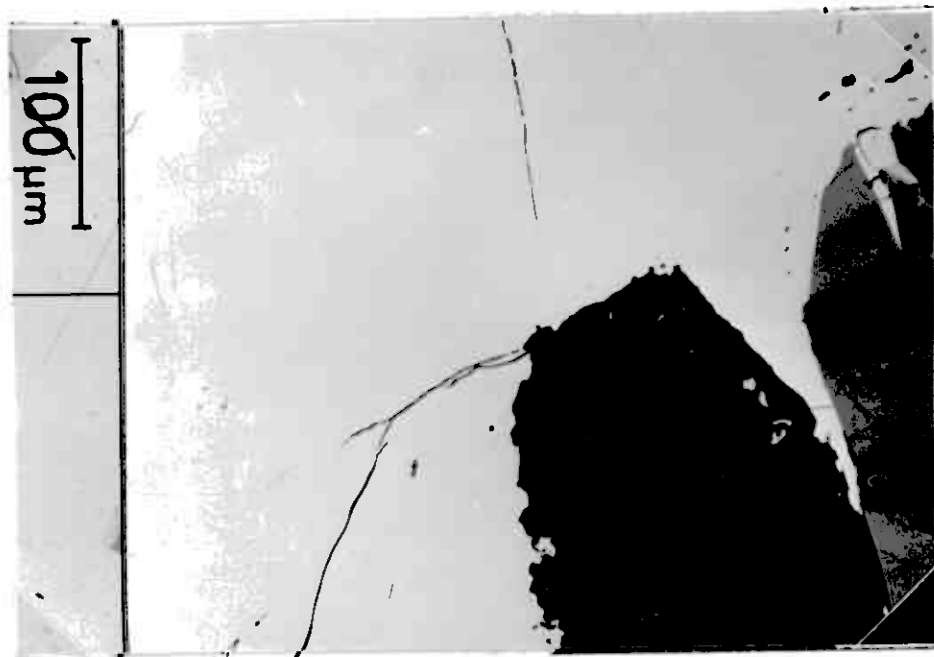


Fig. 36. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. I et pyritkorn ses til venstre i billedet et guld-korn. Kornet længst mod højre er molybdenglans. Til venstre for dette er der et itubrudt magnetitkorn.



Fig. 37. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybdenglans. I pyrit findes der indeslutninger af kobberkis og zinkblende. I zinkblende er der afblandet dråbeformet kobberkiskorn.

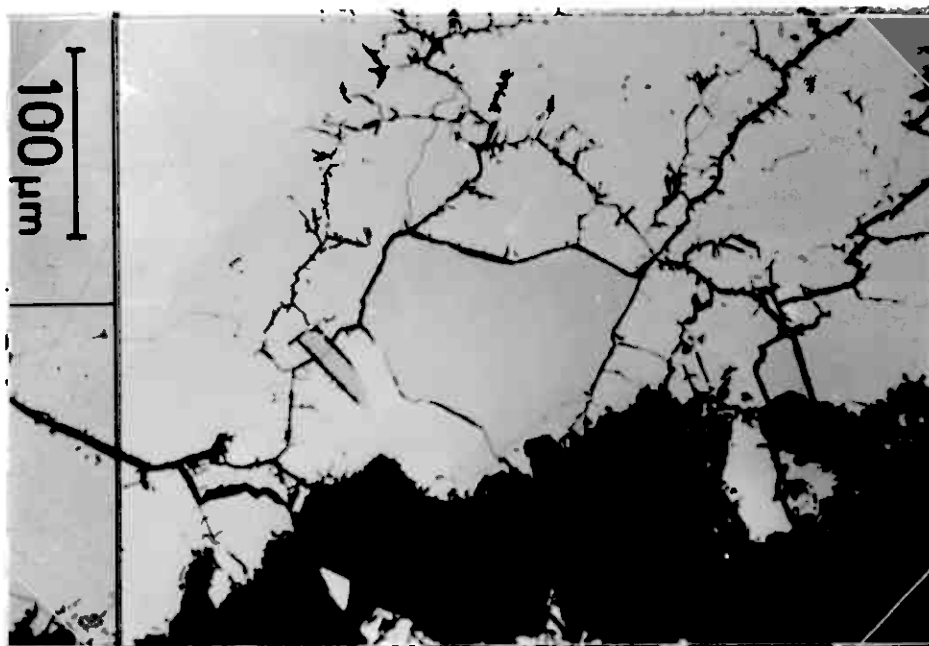


Fig. 38. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybden-
glans. I et uregelmæssigt opsprækket pyritkorn findes der
indeslutninger af tre guldmanditkorn (lidt mørkere) xN.

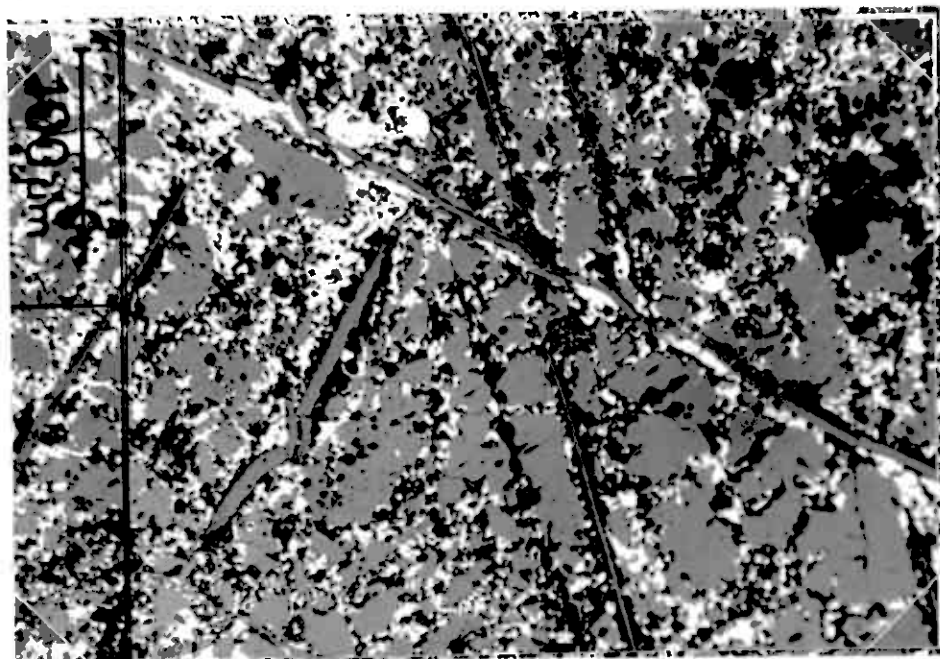


Fig. 39. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybden-
glans. I titanomagnetit er magnetiten delvis placeret
af pyrit.

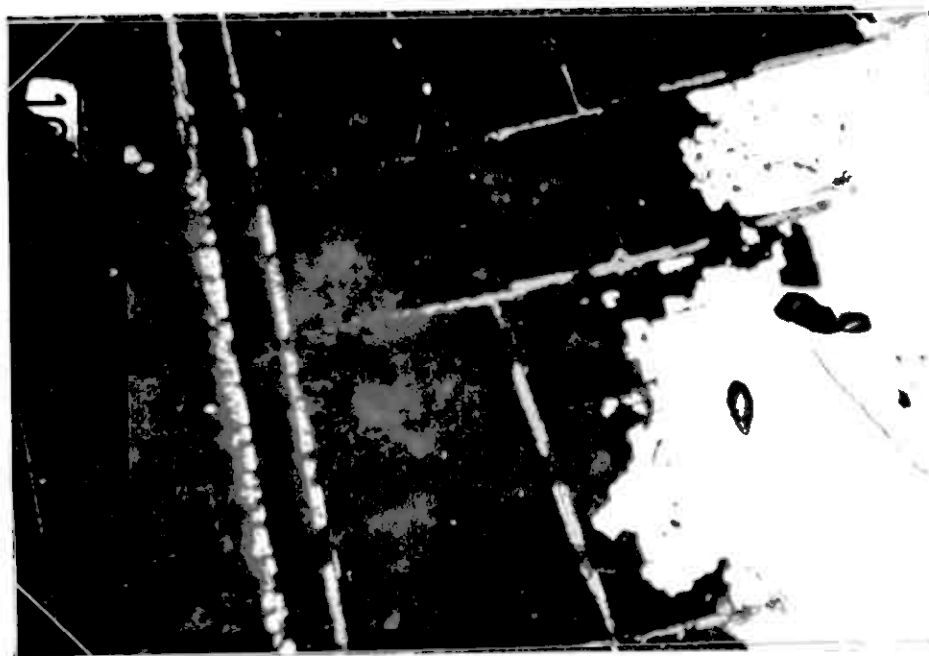


Fig. 40. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybden-glans. I "titanomagnetit" er ilmenitlamellerne omdannet til rutil, medens magnetiten er fuldstændig omdannet til silikater eller replaceret af kobberkis.



Fig. 41. Fra kvarts-feldspat mobiliseringer med molybden-glans. Magnetkis der udviser "bird-eye" tekstur.

Kvarts-feldspat linser med 20-30 % sulfider er ikke nogen særlig udbredt type. Feltrationerne er beskrevet i oversigten over Mysseskjerpene. Linserne består af 50-60 % stærkt omdannet feldspat samt 10 % kvarts og biotit foruden de foran nævnte sulfider. Makroskopisk kan der blandt disse skelnes imellem pyrit, kobberkis og molybdenglans. Kobberkis og molybdenglans udgør ikke mere end 1-2 % hver.

Mikroskopisk er følgende mineraler identificeret: Covellin, cubanit, gudmundit, ilmenit, kobberkis, limonit, mackinawit, magnetit, magnetkis, molybdenglans, pyrit, rutil og zinkblende.

Molybdenglans findes som aggregater eller store korn inde-sluttet i pyrit (fig. 42). Molybdenglanskornene er ofte op-sprækket og udviser kinkdannelse. Sprækkerne inden i kornene er undertiden udfyldt med kobberkis.

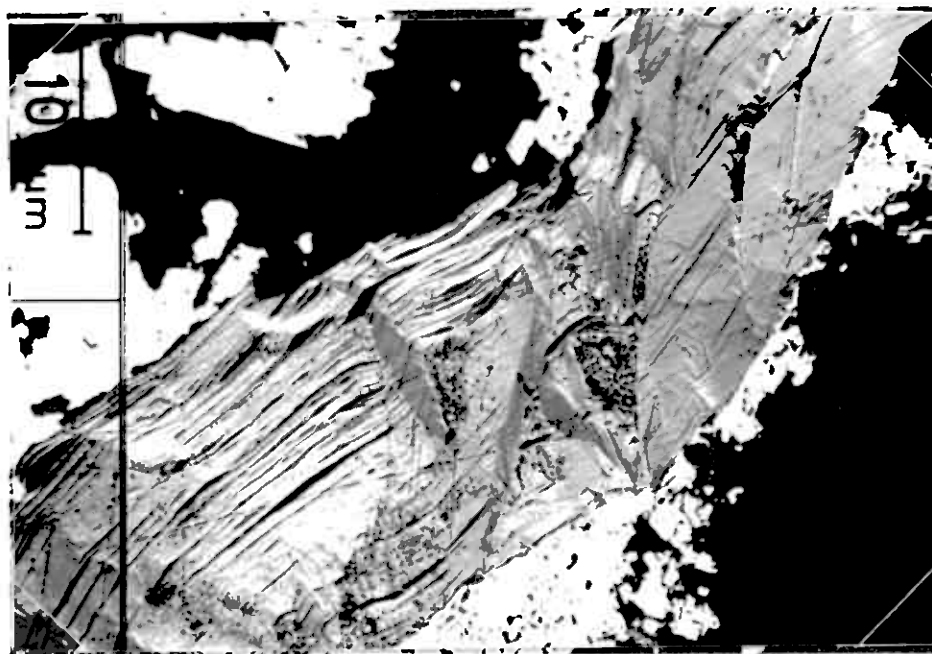


Fig. 42. Fra Kvarts-feldspat linser med sulfider. Molybdenglanskorn der tydeligvis er opsprækket og som udviser kinkdannelse. Omkring kornet findes der pyrit.

Pyrit forekommer på to måder. Dels som uregelmæssige xenomorfe korn med indeslutninger af silikater, kobberkis, zinkblende, cubanit, gudmundit og mackinawit. Dels som idiomorfe korn, der er vokset ud fra den foran beskrevne type korn. De idiomorfe pyritkorn har færre indeslutninger især af silikater, men bortset fra gudmundit, der ikke findes i de idiomorfe korn, er det de samme mineraler. Kobberkis og zinkblende koncentrerer sig som xenomorfe korn langs randen af de idiomorfe pyritkorn. (fig. 43). Magnetkis findes som spredte korn. Magnetit og ilmenit findes i partier med kun få sulfider. De kan findes dels som selvstændige afrundede korn dels som titanomagnetit, hvor ilmenit danner lameller i magnetit. Sekundære omdannelser har omdannet pyrit til limonit, ilmenit til rutil og kobberkis til covellin, men kun langs randen af kobberkiskornene.



Fig. 43. Fra kvarts-feldspat linser med sulfider. Xenomorfe pyritkorn der er omdannet til idiomorfe pyritkorn. Langs randen af de idiomorfe pyritkorn er kobberkis koncentreret (relativt mørke korn uden indeslutninger).

Anorthosit med disseminerede sulfider er kun fundet det ene sted umiddelbart nord for Gullvatn. Af sulfider kan der makroskopisk genkendes magnetkis, kobberkis og molybdenglans. Molybdenglans findes som aggregater af finkornede krystaller interstitielt mellem plagioklaskornene. Der er en tendens til, at disse aggregater koncentrerer i lag i anorthositen.

Mikroskopisk kan følgende opake mineraler identificeres: Cubanit, hæmatit, ilmenit, kobberkis, limonit, mackinawit, magnetit, magnetkis, molybdenglans, pentlandit, pyrit, rutil og zinkblende. Molybdenglans danner store aggregater bestående af 0.1-0.2 mm brede og 0.3-0.4 mm lange korn. Længderetningen af kornene og aggregaterne er generelt sammenfaldende og danner lag i anorthositen. Parallelt med denne orientering findes der lag, som overvejende består af 0.1-0.2 mm store korn af pyrit, magnetkis og kobberkis. Pyrit danner idiomorfe korn, der har indeslutninger af kobberkis, cubanit og mackinawit. Ofte findes flere af disse mineraler sammen i den samme indeslutning. Magnetkis findes som xenomorfe korn. Langs randen af magnetkiskorn findes der enkelte steder pentlanditflammer. I magnetkis kan man under krydsede nicoller iagttage tvillinglameller. Det er lancetformede lameller, der er vokset parallel sammen. Kobberkis findes ligeledes som xenomorfe korn. De er uden indeslutninger, men under krydsede nicoller kan man i kobberkisen se tvillinglameller. Langs randen af kobberkiskorn ses der undertiden små xenomorfe korn af zinkblende (fig. 44). Magnetit, ilmenit og hæmatit er jævnt fordelt i bjergarten Ilmenit og hæmatit viser indbyrdes afblandinger.

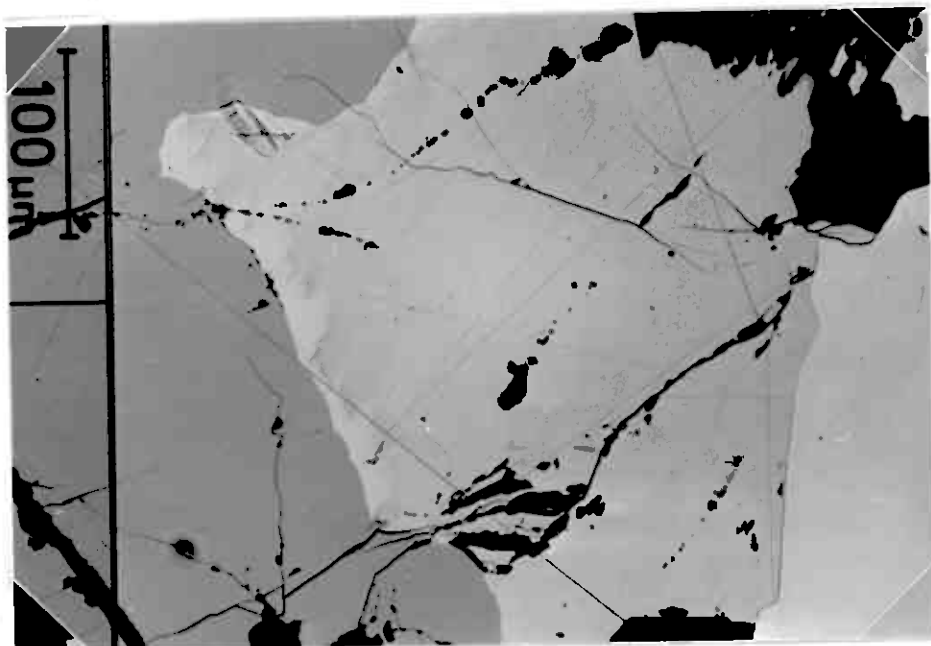


Fig. 44. Fra anorthosit med disseminerede sulfider. Til venstre i billedet er der magnerkis. I midten er der kobberkis. Til højre er der et idiomorft pyritkorn. Inden i kobberkisen lige over hjørnet af pyritkornet findes der et korn af zinkblende.

V. Diskussion.

1. Nomenklatur.

I forbindelse med kartering i Gursli-Sira områderne er der foretaget en inddeling i karteringsenheder (tabel 1). Det er lithologiske enheder, der med sikkerhed kan adskilles. Dette princip er også anvendt af de forskellige grupper, der har arbejdet i området (MICHOT 1960, TOBI 1965, HEIER 1956, FALKUM 1966, 1973). Men de har løst det forskelligt.

I forbindelse med kortlægning nord for Egersundkomplekset har MICHOT (1960) skelnet imellem en øvre og nedre serie, henholdsvis "Serie de Gjestal" og "Serie charnockitique". Hver af disse serier er delt i grupper, hvilke TOBI (1965) ikke mente at kunne adskille. Karakteristisk for den øvre serie i forhold til den nedre er tilstedeværelsen af horisonter rige på granat, cordierit og sillimanit.

TOBI (1965) inddeler den del af området omkring Egersundkomplekset, der er overpræget i granulitfacies, i "the charnockitic migmatites" og "the Gyadal garnetiferous migmatites". Denne inddeling svarer til MICHOT's serier. Uden for granulitfaciesområdet mod øst og nord benævner han bjergarterne "granitic migmatites" (for eksempel den østlige del af Sira området, fig. 2). Han beskriver, hvorledes hver af disse enheder består af flere bjergarter. Når disse bjergarter forekommer som tilstrækkelige store legemer eller sammenhængende horisonter, kan de udkarteres som selvstændige enheder. Det gælder for eksempel øjegnejs. I følge TOBI (1965) findes der i Gursli området kun charnockitiske migmatiter. Som det fremgår

af egne beskrivelser (se afsnittet om geologi og bilag 1) består bjergarterne i dette område overvejende af båndet gnejs, hvor lyse og mafiske lag veksler. I de lyse lag er der udviklet pladekvarts, og i de mafiske lag viser mineraler grano-blastisk sammenvoksning. Disse teksturer er metamorfe. TOBI (1965) gør selv opmærksom på dette forhold, men betegner ikke desto mindre bjergarterne som migmatiter. Forfatteren mener, at betegnelsen "migmatit" bør begrænses til at anvendes om bjergarter, hvor der kan iagttages opsmeltningsteksturer (for eksempel pyriboliten på fig. 10). I en senere publikation (TOBI 1971), der omhandler klassifikation af de charnockitiske bjergarter, anbefaler TOBI, at man om højmetamorfe bjergarter anvender den magmatiske klassifikation, baseret på den mineralogiske sammensætning, sammen med en teksturel betegnelse som bjergartsnavn. For eksempel "granulitic charnockite". Han understreger, at der i denne betegnelse ikke lægges noget genetisk.

Den af forfatteren valgte inddeling ligger, såvidt det kan skønnes ud fra litteraturen, meget tæt op ad den, som FALKUM (1966, 1973) har anvendt i Flekkefjord området. FALKUM skelner mellem båndgnejser og granitiske gnejser. Båndgnejserne består af vekslende lag af pyribolit, amfibolit, sure og intermediære gnejser, granat-cordierit-sillimanit gnejser, kvarsit samt pyribolit-anorthosit. Karteringsenheder - båndgnejs og granitisk gnejs - må svare til henholdsvis båndet gnejs og kvarts-feldspat gnejs (denne undersøgelse). Af de nævnte bjergarter mangler kvarsit og pyribolit-anorthosit i Gursli-Sira områderne. Granat-cordierit-sillimanit gnejs findes hel-

ler ikke, men svarer antageligvis til hypersten gnejs (de varieteter, der indeholder granat). Om der dannes sillimanit eller ej afhænger af aluminiumindholdet.

De sure og intermediære gnejser (granitiske gnejser) (FALKUM 1966, 1973) er i denne undersøgelse benævnt granulit. Anvendelse af ordet "granulit" har været og er vel tildels stadig omdiskuteret. Her er granulit tildels anvendt i den betydning, der anbefales af MEHNERT (1972). Væsentligt i MEHNERT's definition er, at granulit er en typebjergart for granulifacies. Den omfatter bjergarter, der består af feldspat (dominerende), kvarts og med op til 30 % ferromagnesiske mineraler (hovedsagelig dem uden hydroxylgrupper). Kvarts kan danne pladekvarts, men dette er ikke noget krav til bjergarten for at den kan betegnes granulit.

Anvendelsen af betegnelsen "granulit" i dette arbejde falder inden for ovennævnte definition. Men den er yderlig indskrænket til kun at gælde for bjergarter med mindre end 5 % ferromagnesiske mineraler.

Man skal bemærke, at efter MEHNERT (1972) falder bjergarterne øjegnejs og hypersten gnejs også ind under granulit-begrebet. Men det store indhold af biotit i disse bjergarter, der giver dem en foliation, har fået forfatteren til at betegne dem som gnejser.

Om granulitfaciesbjergarter med mere end 30 % ferromagnesiske mineraler foreslår MEHNERT (1972) at anvende betegnelserne pyriclasite, pyribolit og pyrigarnite alt efter hvilke mineraler, der dominerer. Pyribolit består af plagioklas, orthopyroxen, clinopyroxen og hornblende. Navnet er anvendt om bjergarter af denne type, der findes inden for det karte-

rede område. Hvis orthopyroxen forsvinder kaldes bjergarten amfibolit. Hvis hornblenden forsvinder, hvilket gælder for en enkel prøve i Gursli området, kaldes bjergarten pyriclasit.

Det er tilstræbt ved navnevalget dels at få forskellen mellem karteringsenhed og bjergart frem, dels at man igennem navnene umiddelbart kan få en fornemmelse for bjergarternes mineralogi og tekstur. Da det er metamorfe bjergarte, foretrækker forfatteren, at man anvender navne, der illustrerer dette.

2. Tektonik.

Som det fremgår af gennemgangen i afsnittet om "strukturel geologi", kan der i Gursli-Sira områderne adskilles 4 folde typer, der afspejler 4 eller flere foldefaser. Ældst er de intrafoliare dobbeltfoldningsstrukturer. På et senere tidspunkt er de store isoklinale folder dannet. Aksialplanerne for disse folder er med rødt indtegnet på fig. 45. Det fremgår tydeligt af fig. 25 og fig 45, hvorledes disse aksialplaner udviser fleksurer omkring et NØ-SV strygende aksialplan i henholdsvis den nordøstlige del af Sira området og i området nord og syd for Gullvatn. Den generelle orientering af foliationen er kontrolleret af den store åbne N-S antiform, hvis ombøjningszone ligger på strækningen Heievatn til Tjellesvik.

Aksialplanet for N-S antiformen er parallel med længdeudstrækningen af Garsaknatt-intrusionen. Det er derfor rimeligt at antage, at antiformen blev dannet samtidig med at anorthositen intruderede.

De åbne fleksurer omkring NØ-SV aksialplanet er dannet før

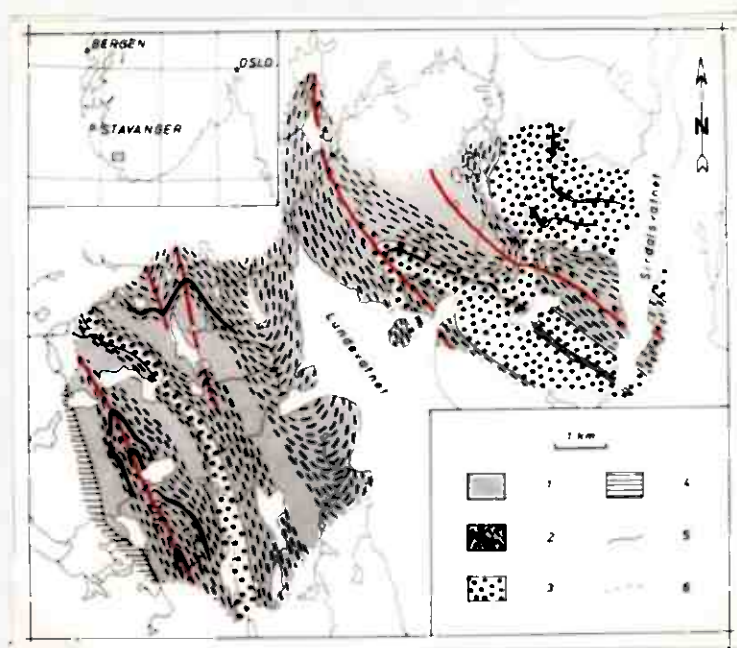


Fig. 45. Oversigtskort over Gursli-Sira områderne. Med rødt er indtegnet aksialplanssporet for de isoklinale folder. Legende: Kvarts-feldspat gnejs (1), båndet gnejs (2), øjegnejs (3), anorthosit (4), bjergartsgrænser (5) og grænse for karterede område (6).

dette tidspunkt, hvilket understøttes af, at kontakten til Garsaknatt ikke er påvirket af fleksurerne. Når man fjerner påvirkningen fra antiformalen (retter lagene ud), bliver foldeaksen for fleksurerne i Sira området og området omkring Gullvatn cirka parallelle. Det antages derfor, at disse fleksurer kan henføres til den samme deformation.

Det er straks vanskeligere at forklare de isoklinale strukturer. Der kan opstilles flere deformationsmodeller, men inden for det begrænsede område, som Gursli og Sira områderne udgør, kan det ikke afgøres, hvilken der passer. Det geometriske mønster er tildels klarlagt, idet det antages, at øjegnejsen danner én sammenhængende horisont, der går i luften over

Lundevatn (fig. 45).

Som første antagelse gælder det, at øjegnejsen primært har været konkordant med de øvrige gnejser. Det betyder blandt andet, at de synklinale lukninger, der findes på hver side af Lundevatn henholdsvis nord og syd for Gullvatn og nordvest og sydøst for Tronviken hører til den samme struktur. Når påvirkningerne fra de senere foldninger elimineres, viser det sig, at foldeakserne stort set er sammenfaldende og strukturen fremtræder som en liggende isoklinal fold med åbning mod syd. Imidlertid gælder det, at øjegnejsen nordøst for Tronviken danner en overkipet antiform med subhorisontal foldeakse. Denne struktur kan ikke være dannet samtidig med den liggende isoklinale fold, da foldeakserne så skulle være parallelle (det var nemlig en antagelse at øjegnejsen var konkordant med gnejserne og før deformationen udgjorde et plan). Den anden mulighed er, at foldestrukturene blev dannet i to forskellige deformationsfaser, men så er det underligt, at deformationerne lige præcis virkede i hver sit område. En tredje mulighed, som er fremsat af TOBI (1965), er, at der på strækningen Sira - Tronviken - vest om Hauklandsvatn og videre mod nord hele vejen rundt om Egersundkomplekset fandtes en "Border fault", som skulle have forsat områderne på hver sin side betydeligt i forhold til hverandre. Imidlertid har det ved karteringen ikke været muligt at bekræfte tilstedeværelsen af en så betydelig forkastning.

Med den antagelse, at øjegnejsen primært var konkordant med strukturene i gnejserne, gives der ikke nogen tilfredsstillende model (muligheden af to deformationsfaser, der selektivt har deformeret øjegnejsen, kan dog ikke afvises).

Den næste antagelse er så, at øjegnejsen på et eller andet tidspunkt er intruderet i gnejserne og før deformationen har været diskordant på strukturerne. Hvis øjegnejshorisonten før deformation har haft forskellig orientering i forskellige områder, vil der under den samme deformation dannes forskelligt orienteret foldeakser. Det kunne forklare den forskel i foldeaksens retning, man ser i henholdsvis anti- og synformen i Sira området. At det var den samme deformation, der virkede i hele området, bekræftes til dels af diagram 10 og 11 (bilag 6). Her viser foldeakserne i begge områder en fordeling langs en storcirkel, der stryger N-S og som holder ca. 30 mod øst. Det må betyde, at den sidste isoklinale foldefase har været den samme i begge områder. Det kan samtidig siges, at de foldeakser, der er koncentreret i dette plan, er dannet i forbindelse med tidligere foldefaser. Der er yderlig et par argumenter, der støtter en intrusiv oprindelse af øjegnejsen. Ved enhver af de foldemekanismer, man kan forestille sig, der har virket ved dannelsen af de isoklinale folder, vil der dannes en fortykkelse i ombøjningszonen. I Sira området viser det modsatte sig at være tilfældet, da øjegnejshorisonten er tykkest på flankerne. Det kan forklares, hvis man antager en stor variation i primær mægtighed, samt at ombøjningszonerne blev dannet, hvor mægtigheden var lille. En sådan variation kunne forklares ved en intrusiv oprindelse. Endvidere viser de radiometriske dateringer ved Rb/Sr "whole rock" metoden anvendt på øjegnejs en alder på 1050 mill. år (MICHOT & PA-STEELS, 1968). Samme metode anvendt på alle de forskellige gnejser viser en alder på 1530 mill år (VERSTEEVE 1970). Det kunne altså tyde på, at øjegnejsen er betydelig yngre.

Kort resumeret er forfatteren kommet frem til følgende model. Øjegnejs intruderer i tidligere foldede gnejser. Derefter følger en intens deformation, hvorved øjegnejsen sammen med de øvrige gnejser foldes i isoklinale strukturer. Senere følger fleksurerne omkring NØ-SV aksialplaner, og til sidst dannes den åbne N-S antiform samtidig med, at anorthositen intruderer.

Denne model passer ind i den deformationshistorie, FALKUM (1966, 1973) er nået frem til i det syd for liggende Flekkefjord område. Følgende efter FALKUM (1973): F_1 er den første foldefase, den har dannet områdets hovedfoliation. F_2 danner store (10-30 km) isoklinale folder. Derefter intruderer øjegnejserne. F_3 's strukturer er stort set sammenfaldende med F_2 , der dannes fortsat isoklinale folder. F_4 har stejle aksialplaner og foldeakser, der dykker mod NNØ-NØ. F_5 er åbne Ø-V folder med stejle aksialplaner.

Det fremgår umiddelbart, at F_3 (og eventuelt F_2) har dannet de isoklinale strukturer også i Gursli-Sira områderne. F_4 svarer til fleksurerne, og Ø-V folderne svarer til strukturer, opstået samtidig med den åbne antiform. Hvis det er de intrusive komplekser, der styrer denne folderetning, vil orienteringen længere mod syd også bøje af mod øst.

3. Metamorfose.

I karteringsenhederne kvarts-feldspat gnejs, båndet gnejs, øjegnejs og anorthosit med deres forskellige bjergarter er der helt eller delvist udviklet to mineralselskaber. Det ældste, der mange steder er bevaret uomdannet og alle andre steder kan genkendes på teksturen, har opnået at være i fuldkommen lige-

vægt med de tryk og temperatur forhold, der har virket. Det yngre mineralselskab er især dominerende langs markante sprækkeretninger. Det er tydeligt, hvorledes det oprindelige mineralselskabs mineraler viser forskellig evne til at modsrø omannelser.

Det ældste mineralselskab udviser en lang række fælles træk samt en systematisk variation af disse inden for Gursli-Sira områderne.

Hypersten er stærk pleokroitisk. Den findes i bjergarterne pyribolit, pyroxenit, hypersten gnejs og øjegnejs. Mod vest i området er hypersten udbredt. Mod øst aftager den i betydning, og de sidste 2 km inden Sirdalsvatn er den forsvundet.

Hornblende er altid brun. Den findes i bjergarter fra hele området, men bliver mere og mere dominerende jo længere mod øst man er

Kalifeldspat, der både findes som orthoklas og mikroklin, udviser ofte perthitdannelse. Tit er der endda dannet mesoperthit. Mesoperthit består efter MICHOT (1961) af 50 % kalifeldspat og 50 % plagioklas, hvis anorthitindhold varierer mellem 17 og 25 %.

Plagioklas fra Gursli-Sira områderne har altid mere end 20 % anorthit. Det er typisk, at plagioklas med anorthitindhold omkring denne procent danner antiperthit. I antiperthit kan kalifeldspat udgøre 5-10 %. Anorthitindholdet i plagioklas fra pyriboliterne falder jævnt fra 60 % mod vest til 35 % mod øst.

Biotit og diopsid findes i flere forskellige bjergarter. De findes ligeligt fordelt over hele området

Pladekvarts er udviklet i granulit og øjegnejs.

Granat og biotit findes i samme bjergart, men det er tydeligt, at de dominerer i hver deres lag.

Hercynit (grøn spinel) findes kun i bjergarter, der samtidig indeholder granat. I prøver, som indeholder hercynit, findes der også kvarts.

I bjergarter med mange hydroxylholdige mineraler (biotit og hornblende i pyriboliterne) har der fundet anatexis sted, og der er dannet migmatiter, *sensu stricto*.

Sammenholdt med TURNER (1968, p 320-336) svarer dette mineralselskab og dets karakteristika til amfibolit-granulit overgangsfacies i de vestlige dele af Gursli området og høj amfibolitfacies i de østlige dele af Sira området. For at tale om en højere metamorfosegrad (ren granulitfacies) må de hydroxylholdige mineraler - især biotit - forsvinde eller kun forekomme accessorisk. Endvidere må man forvente, at der i de basiske bjergarter (pyribolit) dannes granat (TURNER 1968). Man skal dog her lige være opmærksom på, at granulitfacies er defineret på et mineralselskab og ikke en temperatur, så der er ikke sagt noget om temperaturen.

TOBI (1965) henfører mineralselskabet til granulitfacies. I området omkring Gyadalen fandt han foruden de nævnte mineraler også cordierit og sillimanit. Ud fra dette foreslog han eksistensen af et sillimanit-cordierit subfacies, der skulle være dannet ved forholdsvis lavt tryk. Den korte geografiske afstand taget i betragtning må det antages, at der også i Gursli-Sira områderne eksisterede relativt lave tryk.

Temperaturen for metamorfosen er vanskelig at fastlægge. Mesoperthit dannes imidlertid ud fra en homogen feldspat ved 660 °C (MICHOT 1961). Så denne værdi kan angive en minimumsværdi.

Den mikroskopiske undersøgelse af anorthositen viste, at der havde fundet rekrySTALLISERING sted, hvorved plagioklas-korn med bøjede tvillinglameller og højt anorthitindhold erstattedes af udeformede korn med et lavere anorthitindhold. Det rekrySTALLISEREDe mineralselskab består af plagioklas, der ofte danner antiperthit, hypersten og diopsid. Dette mineralselskab tilhører granulitfacies. Det må være dannet efter intrusionstidspunktet, idet det antages, at deformede plagioklaskorn stammer fra denne episode. Det betyder, at granulitfaciesforhold rådede længe efter, at de intense foldninger var ophørt. Samtidig kan man dog udelukke den mulighed, at granulitfacies udelukkende var postkinematisk. For eksempel er det tydeligt, at pladekvartsdannelsen, der antages at være dannet under granulitfacies, i Gursli området er kontrolleret af de isoklinale strukturer.

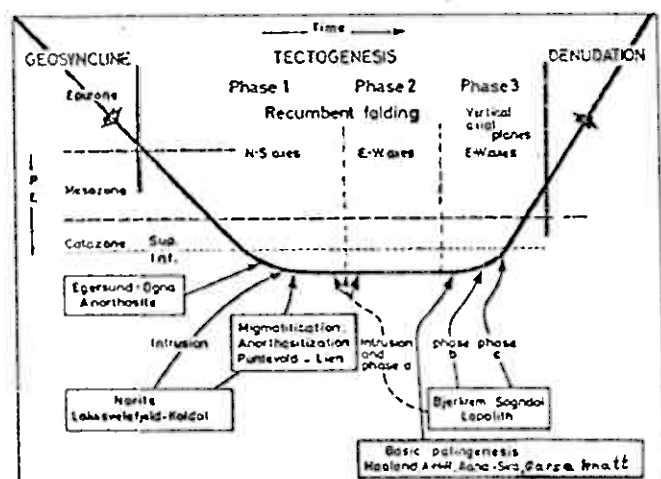


Fig. 46. Skitse over den tektoniske udvikling i Rogaland efter MICHOT & MICHOT (1968).

Kronologien for deformation, intrusion og metamorfose er tidligere beskrevet af MICHOT (1960) og MICHOT & MICHOT (1968). De mener, og nærværende undersøgelse kan kun bekræfte dette, at foldningerne (isoklinale og åbne folder) samt dannelsen af Egersundkomplekset fandt sted under granulitfaciesbetingelser

- "le Rogaland méridional est par excellence une region monogene" - (MICHOT 1960) (se skitse - fig. 46).

Da området senere hævedes forblev granulitfacies mineralselskabet de fleste steder stabilt. Men langs markante sprækkezoner efter retningerne N-S og ØNØ-VSV er der mere eller mindre dominerende udviklet nye mineraler ved nedbrydning af plagioklas, kalifeldspat, hypersten og diopsid. Der er dannet epidot, klinozoisit, muskovit, karbonat og klorit. Hornblende, kvarts og tildels biotit er forblevet uomdannede. Dette mineralselskab hører til i grønskiferfacies.

Udgangsbjergarterne for de metamorfe bjergarter, man finder i dag, kan ikke umiddelbart bestemmes. Detaljerede kemiske analyser af såvel hovedelementer som sporelementer (LEAKE 1964 og VAN DE KAMP 1968) samt påfølgende plotning i variationsdiagrammer kan undertiden give et entydigt svar. Imidlertid vil det ofte være muligt ud fra feltrelationerne samt bjergarternes mineralogi at gætte på, hvad udgangsbjergarten var for en bjergart.

Pyribolit og pyroxenit antages at være oprindelige basiske gange. Hypersten gnejs antages at være en oprindelig pelitisk bjergart. Fordelingen af hovedelementer (skønnet ud fra hvor bjergarten plotter i et AFM diagram) udelukker ikke denne mulighed, og indholdet af grafit (i en enkel prøve fra Gursli området) samt impregnation af sulfider synes at bekræfte teorien om en sedimentær oprindelse. Granulit afspejler en sammensætning, der svarer til granit eller arkose, men hvis hypersten gnejsen har en sedimentær oprindelse, lyder det mest rimeligt for forfatteren, at granuliten oprindelig har været en arkose. Dette synspunkt er sammenfaldende med den iagtta-

gelse, at ældre prækambriske sedimentære aflejringer domineres af arkoser. Øjegnejsernes oprindelse er vanskelig at fastlægge. BARTH (1960) mener, at de dannes ved tilførsel af K og Na til amfibolitiske bjergarter. I Knaben området ca. 50 km mod NØ har forfatteren haft lejlighed til at se, hvorledes der på langs af strygningen i en båndet hornblende gnejs blev udviklet feldspatøjne, samtidig med at hornblende erstattedes af biotit. Imidlertid ligner denne "øjegnejs" ikke den bjergart, man finder i Gursli-Sira områderne. Som omtalt er der flere strukturelle karakterer, der kan pege på en intrusiv oprindelse. I dette tilfælde er øjegnejsen en oprindelig granodiorit. Anorthositen fra Garsaknatt intrusionen beskrives af MICHOT (1968) til at være dannet som en "Para-anatectic anorthosite".

4. Mineraliseringernes genese.

Når man sammenholder kortene over malmmineraliseringerne (fig. 27 og bilag 2, 3 og 4) med de strukturelle kort (fig. 25 og fig. 45), er der to ting, der særlig falder i øjnene. Dels findes alle mineraliseringerne indenfor eller i nærheden af hypersten gnejs (i Sira området i tilknytning til båndet biotit hornblende gnejs). Dels findes alle større forekomster af mobiliserede kvarts-feldspat linser i ombøjningszonerne for den åbne foldestruktur med NØ-SV strygende aksialplaner. Det bedste eksempel herpå udvises af hovedgangen i Gursli-feltet. På fig 47 er de tre niveauer (bilag 2, 3 og 4) skitsemæssigt sammentegnet. Det fremgår tydeligt, at mobiliseret materiale er genudfældet i ombøjningen af fleksuren.

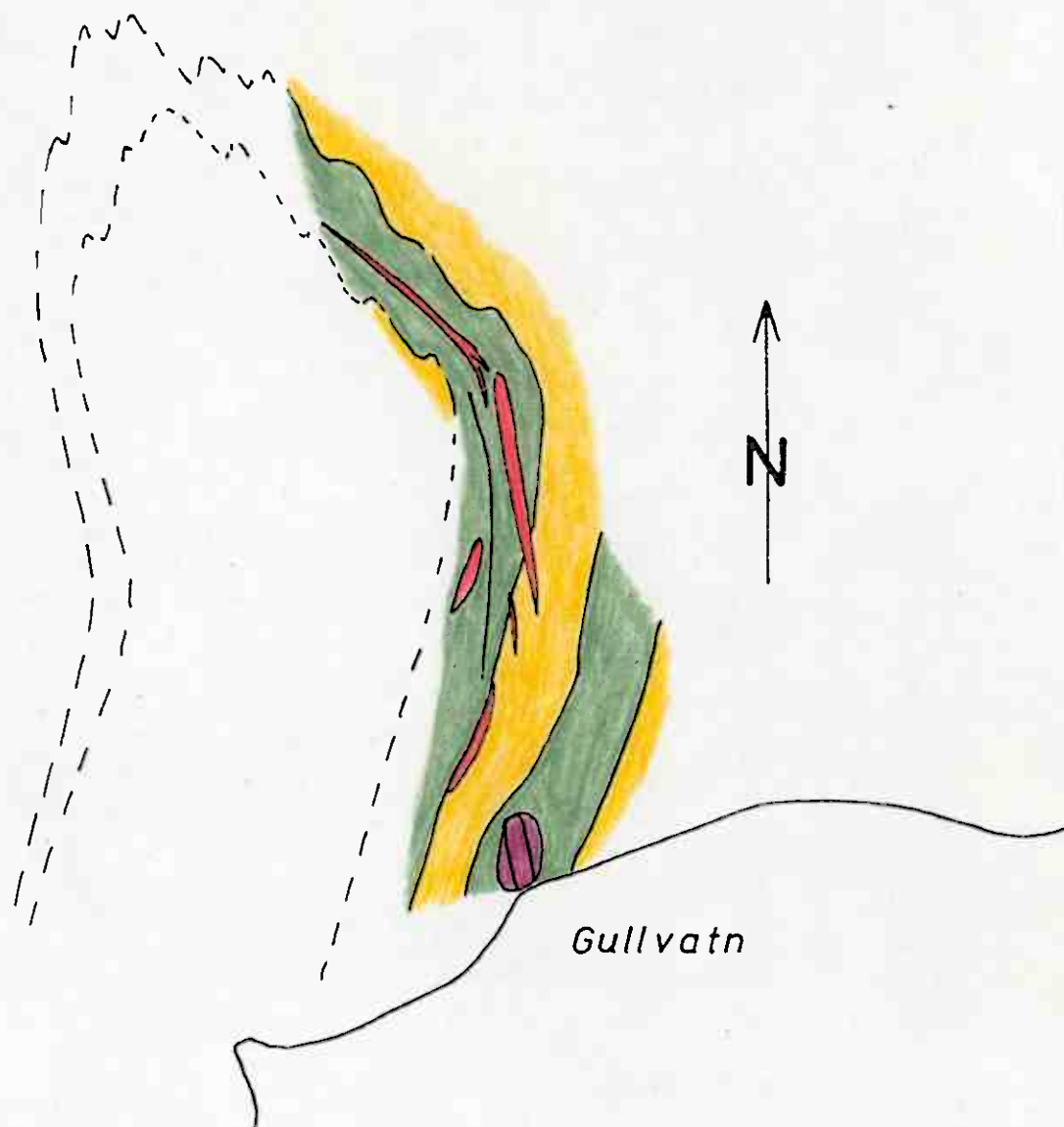


Fig. 47. Skitse-mæssig sammentegning af niveau 314 m, 355 m og 370 m (bilag 2, 3 og 4). Målestok ca. 1:3500. Legende: Gul : granulit, grøn : hypersten gnejs, violet : anorthosit og rød : mobiliseringer med disseminerede sulfider.

Afsætninger i en fleksur afspejler trykforholdene forstået på den måde, at udfældning finder sted i områder med relativt lavt tryk. Sådanne områder vil findes på den konvekse side af foldede kompetente lag, hvilket svarer til de iagttagne forhold.

De mobiliserede og genudfældede mineraler er: Kvarts, feldspat, biotit, molybdenglans, kobberkis og i mindre mængder også pyrit, magnetkis, vismut, vismutglans, gudmundit, zinkblende, grafit og guld. Mange af disse mineraler er i forbindelse med plutoniske afsætninger karakteristiske for temperaturintervallet 400-600 grader C. Dette sammenholdt med forekomstmåden i diskordante linser gjorde, at man tidligere antog mineraliseringerne for at være dannet i forbindelse med pegmatitiske, pneumatolytiske, hydrotermale afsætninger i tilknytning til intrusive graniter (BUGGE 1963). Kun de færreste steder var det muligt at påvise tilstedeværelsen af en intrusiv granit, men så antog man, at den fandtes i et dybere ikke blottet niveau.

Inden for de sidste 20 år er det blevet mere og mere klart, at processer i forbindelse med metamorfose af sulfidlegemer eller sulfidførende bjergarter især under højere tryk og temperatur kan føre til afsætninger, der tidligere blev betegnet som værende af hydrothermal oprindelse. De processer, der er involveret, er mobilisering af sulfider sammen med silikater, migration inden for udgangsbjergarten eller dens nærmeste omgivelser, udfældning i gange eller linser sammen med kvarts og feldspat. Alle disse processer kan være metamorft betinget (VOKES 1969 og McDONALD 1968).

URBAN (1971) demonstrerede, hvorledes wolfram-molybden mineraliseringerne i Ørdsalen bedst kan forklares som værende oprindelige wolfram-molybden holdige sedimentter, der er overpræget i granulitfacies. Mineraliseringerne findes i dag i grafitførende bandede gnejser. URBAN (1974) foreslog, at alle molybden-wolfram-kobber mineraliseringer i Rogaland og Vest-

Agder er genetisk knyttet til bandede gnejser.

I Gursli-Sira områderne erkender man denne tilknytning til én bestemt bjergart. I selve bjergarten findes der en impreg-
tion af sulfider. Det antages, at forekomsten på sprækker og
i linser skyldes mobilisering og genudfældning under metamor-
fosen. For en oprindelig sedimentær oprindelse taler også til-
stedeværelsen af grafit. Isotopundersøgelser (URBAN 1974) har
godtgjort den sedimentære oprindelse af grafitten.

Ved sedimentære processer beriges molybden især i sapropel
holdige bjergarter. Koncentrationen varierer mellem 15 og 65
ppm (UZKUT 1974), der skal sættes i relation til et Clark-tal
på 1.85 ppm. Specielt i sapropel bjergarter fra Perm i Nord-
Europa - Kobberskiferen - findes der anormale høje molybden-
koncentrationer 180 - 280 ppm. Den største koncentration er
målt til 1500 ppm (UZKUT 1974). I de almindelige sapropel-
bjergarter er der foreslået flere forskellige sedimentære
processer, hvorved molybden kan være beriget.

Udfældning af MoS_2 under euxiniske forhold kan til dels af-
vises (UZKUT 1974). Koncentrationen af molybden i havvand er
10 ppb. Selv ved meget store sulfid-koncentrationer vil oplø-
selighedsproduktet for MoS_2 ikke overskrides.

Under euxiniske forhold sker der imidlertid en udfældning
af jernsulfider. Det antages, at molybden adsorberes på disse
forbindelser og bundfældes sammen med dem.

Undersøgelser af henholdsvis den detritale fraktion, karbo-
natfraktionen og den organiske substans i sapropelbjergarter
har vist, at Mo sammen med Ag, Zn, Ni, Cu, Cr, V og som mindre
væsentlige Ca, Pb, RE, Y, Se, U og Th beriges i den organiske

substans. Da man samtidig finder en positiv relation mellem mængden af organisk indhold og molybden, antages det, at molybden udfældes ^{ved} adsorption på organiske stoffer.

Den anomale høje koncentration af tungelementer i kobberskiferen af især molybden og kobber forklares almindeligvis (uden at dette synspunkt er alment accepteret) ved tilførsel af elementer fra termalkilder, der har udmundet på havbunden.

UZKUT (1974) mener, at under metamorfose vil molybden, hvis vandtrykket er stort gå i opløsning (under oxiderende forhold danner molybden letopløselige molybdationer) og transporteres til højere strukturelle niveauer. UZKUT nævner dog, at hvis der er grafit til stede og et lavt vandtryk, så vil molybden blive fixeret i bjergarten.

Hvorledes tungelementer opfører sig under metamorfose er iøvrigt langt fra afklaret. Men det må være rimeligt at antage, at elementernes evne til mobilisering og migration svarer til den separation af elementerne, der finder sted i forbindelse med magmatiske hydrotermale afsætninger.

Ved den progressive metamorfose af en antaget sapropelskifer, specielt beriget på tungelementer, vil disse først indgå i dannelsen af sulfider. På et senere tidspunkt ved højere temperaturer mobiliseres de let mobile elementer Pb, Sb, Hg og Zn. Disse elementer finder man ikke i for eksempel Gursli-Sira områderne. Det må derfor antages, at de er migreret til et højere strukturelt niveau. Den mulighed, at de ikke har været tilstede i den primære udgangsbjergart, kan ikke bekræftes ved iagttagelse af umetamorfoserede sapropelbjergarter.

De øvrige elementer Fe, Mo, Ni, Bi, Cu og W antages at være indgået i ret få "mineralfaser". Disse faser må have været

konstant mobiliserede, men deres migrationsevne har været så lav, at de er forblevet inden for den primære bjergartshorison. De blev til sidst afsat i ombøjningszonerne for de åbne folder med et NØ-SV strygende aksialplan. Denne foldefase er som tidligere nævnt før intrusionen af anorthosit. Imidlertid er det også påvist, at granulitfacies-forhold virkede til efter, at anorthositen var intruderet. Det betyder, at mineralerne afsattes ved temperaturer ikke mindre end 600 grader C. Men medens silikatmineralerne har bevaret det udseende, de opnåede under granulitfacies, så har sulfiderne været udsat for gentagen rekrySTALLISATION og afblanding medens temperaturen faldt. Dannelsestemperaturen for en lang række forskellige afblandinger er blevet bestemt i laboratorieforsøg. De opnåede temperaturer har været brugt til at angive en minimumstemperatur for dannelsen. Anvendeligheden har været meget diskuteret, men der kan ikke være tvivl om, at princippet er godt nok. Vanskeligheden består i, at man som regel ikke kender tilstrækkelig mange af de variable faktorer til at kunne give en entydig temperatur. I det følgende angives en række afblandinger, der har været lejlighed til at iagttage i prøver fra Gurslifeltet.

Tvillinglameller i kobberkis blev tidligere brugt som argumentfor, at kobberkis ved højere temperaturer havde en kubisk modifikation. Nærmere undersøgelser af Cu-Fe-S systemet (CABRI 1973 og RIBBE 1974) har vist, at tetragonal kobberkis dannes som en ny fase ved 557 grader C. Hvis tetragonal kobberkis opvarmes over denne temperatur, går den i stykker, og der dannes pyrit i ligevægt med en Cu-Fe-S smelte (Intermediate solid solution - ISS). Ved afkøling af ISS dannes der en kubisk

fase. Det er nærliggende at antage, at de iagttagne tvilling-lameller er dannet ved omstrukturering af ISS. Der dannes ved denne proces kobberkislignende mineraler Mooihoekite ($\text{Cu}_9\text{Fe}_9\text{S}_{16}$) eller Haycockite ($\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$). Om det er disse mineraler, der er dannet, kan først afgøres ved mikrosondeanalyser. Men selv om "kobberkis" viser sig at have sammensætningen CuFeS_2 , så angiver tvillinglamellerne altså ikke, at der eksisterer en højtemperatur kubisk kobberkis.

Kobberkisafblandinger i zinkblende antages at afspejle højere temperaturer, hvor de to mineraler har indgået i én fase. LYON (1959) har bestemt denne temperatur til 525 grader C. VOKES (1969) nævner temperaturer omkring 350-400 grader C.

Som et andet eksempel kan det nævnes, at pentlandit afblandinger i magnetkis (pentlanditflammer) dannes ved temperaturer omkring 425-450 grader C (VOKES 1969).

I kobberkis findes der flere eksempler på afblandinger af mackinawit. Mackinawit er et laggittersulfid. Den kemiske formel $(\text{Fe}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Cu}) \text{S}_{1-x}$, hvor x er større end 0.04 og mindre end 0.07. Indholdet af Co, Ni og Cu kan udgøre op til 8 % (SPRINGER 1968). Optisk kan mackinawit forveksles med valleriite, men da valleriit er et hybrid-struktur mineral (vekslende lag af Cu-Fe-sulfid og Mg-hydroxid), der kun dannes ved serpentinisering af sulfidholdige magnesiumrige bjergarter (EVANS & ALLMANN 1968), kan denne mulighed udelukkes. Ved opvarmning nedbrydes mackinawit omkring 140 grader C i en irreversibel proces til hexagonal magnetkis (CLARK & CLARK 1968). Det må omvendt betyde, at mackinawit først er dannet ved temperaturer omkring 150 grader C.

I den sydlige del af minerne ved Gullvatn findes der som nævnt dissemineret molybdenglans i anorthosit. Anorthositen er intruderet i hypersten gnejs i de horisonter, der 100 - 200 m længere mod nord indeholder mobiliserede kvarts-feldspat linser med molybdenglans. Et andet anorthositlegeme, der findes 30 m mod vest indeholder ikke molybdenglans.

Analyser af Mo-indholdet i basiske bjergarter (norit, gabbro, basalt m. fl.) viser et indhold omkring 1 ppm (UZKUT 1974). Analyser af de enkelte mineraler viser, at Mo især findes i pyroxenerne og i magnetit altså ikke som et selvstændigt mineral.

Det er lidet sandsynligt, at molybdenglans skulle være tilført med anorthositen. I stedet foreslår forfatteren at anorthositen under sin fremtrængen har kontamineret molybdenglans fra hypersten gnejserne. Det antages endvidere, at dette indhold er blevet koncentreret i de øvre dele af det intrusive legeme.

Hvorvidt der findes en eller flere horisonter, der er mineraliseret er vanskelig at afklare. Iagttagelser fra Gursli-Sira områderne kan ikke give noget entydigt svar. Den opdeling i 3-4 horisonter, man ser i Gurslifeltet kan meget vel være betinget af tidlige isoklinale foldefaser. Men taget under et ligger disse horisonter over øjegnejsen. Sirafeltets forekomster ligger i øjegnejsen, og fundene af hypersten gnejs vest for Heievatn og syd for Hauklandsvatn ligger under øjegnejsen. Hvis øjegnejsen er konkordant med en primær lagdeling (næppe tilfældet), er svaret entydigt, så har der eksisteret flere horisonter. Hvis øjegnejsen er diskordant, hvilket svarer til den opstillede strukturelle model, så er spørgsmålet

fremdeles uafklaret. Der skal dog fremføres et enkelt argument for, at der findes flere horisonter. I Sira området er molybdenglansforekomsterne ledsaget af scheelit. Dette fremgår også af en prospektion efter scheelit i dette område (STENDAL 1975). Modsat findes der i Gursli området næsten ingen scheelit i tilknytning til molybdenglans-mineraliseringerne. Denne variation tilskrives en primær forskel, der meget vel kunne skyldes tilstedeværelsen af flere adskilte horisonter.

VI. Konklusion.

Gursli-Sira områderne består af høj-metamorfoserede og intenst foldede granitiske gnejser, der mod vest er intruderet af anorthosit.

1. Granulit og hypersten gnejs antages at være oprindelig sedimentære bjergarter - henholdsvis af arkosisk og pelitisk sammensætning.
2. Pyribolit og pyroxenit antages at være oprindelige intrusive basiske bjergarter.
3. Øjegnejsen antages at være en oprindelig granodiorit.
4. Øjegnejsen intruderede i gnejserne for 1200 mill. år siden. Allerede på dette tidspunkt havde gnejserne været udsat for metamorfose og deformation.
5. Efter intrusionen af øjegnejs blev området intenst deformeret. Ethvert spor af diskordans blev udvisket i forbindelse med den sidste isoklinale foldefase.
6. Senere dannedes der fleksurer omkring et NØ-SV strygende aksialplan.
7. Derefter intruderedes området af anorthosit samtidig med, at den åbne N-S antiform dannedes.
8. Gursli-Sira områderne er mod vest overpræget i en overgangs facies mellem granulit- og amfibolitfacies. Mod øst er området overpræget i høj amfibolitfacies.
9. Tryk og temperatur svarende til granulitfaciesbetingelser herskede til et tidspunkt efter, at anorthositen var intrudere

10. Omkring postkinematiske sprækkedannelser er der udviklet grønskiifer facies.
11. Mineraliseringerne i Gursli-Sira områderne antages at stamme fra oprindelige sedimentære tungelementberigelser i sapropelholdige pelitiske bjergarter.
12. Under metamorfosen er der foregået en selektion af elementerne, således at kun de vanskeligt mobile er tilbage i dag.
13. Mineraliseringerne er alle steder knyttet til hypersten gnejs (den metamorfoserede udgave af udgangsbjergarten). Der har inden for horisonten fundet mobilisering og genudfældning sted.
14. Udfældning af mobiliseret materiale har fundet sted i ombøjningszonerne for den åbne fleksur omkring de NØ-SV strygende aksialplaner.
15. Mineraliseringerne er knyttet til én bestemt bjergart, men denne udgør ikke nødvendigvis én sammenhængende horisont.
16. Mineraliseringerne i Gursli-Sira områderne bedømmes til at være uden økonomisk interesse.

VII. Referencer.

- ✓ Andersen, S.W. : Geologisk kortlægning i Åvedal feltet, Vest-Agder. Undersøgelsesrapport, Folldal Verk A/S, Oslo.
- Barth, T.F.W. (1963): Precambrian of Southern Norway, in The Geological Systems vol. I, editor K. Rankama, p 27-64.
- Barth, T.F.W. (1969): Granulite facies rocks of the Precambrian of South Norway, particularly around Arendal. Sci. d. Terre 14 no 4, p 361-369.
- Barth, T.F.W. & Dons, J.A. (1960): Precambrian of Southern Norway, in Geology of Norway., editor O. Høltedahl. Norges geol. Unders. 208 , p 8-48.
- ✓ Bugge, A. (1963): Norges molybdenforekomster. Norges geol. Unders. 217.
- Cabri, J.L. (1973): New data on phase relation in the Cu-Fe-S system. Econ. Geol. 68, p 443-454.
- Clark, A.H. & Clark, A.M. (1968): Electron microprobe analysis of mackinawite from the Ylöjärvi deposit, Finland. N. Jb. Miner. Mh. 1968, heft 8, p 259-268.
- Esmark, J. (1823): Om noritformationen. Mag. f. Naturvidensk. 1, p 205-215.
- Evans, H.T. & Allmann, R. (1968): The crystal structure and crystal chemistry of valleriite. Z. Kristallogr. 127, p 73-93.
- ✓ Falkum, T. (1966): Structural and petrological investigations of the Precambrian metamorphic and igneous charnockite and migmatite complex in the Flekkefjord area, Southern Norway. Norges geol. Unders. 242, p 19-25.

- Falkum, T. (1973): Oversigt over Prækambrium inden for kortbladet Mandal (1:250.000) i Syd-Norge. Dansk geol. Foren. Årsskrift 1973, p 62-65.
- Foslie, S. (1925): Syd-Norges gruber og malmforekomster. Norges geol. Unders. 126.
- Gousseland, P. (1974): Molybdenum. Mining Annual Review 1974, p 85-86.
- Heier, K. (1955): The Ørdsalen Tungsten Deposit. Norsk. geol. Tidsskr. 35, p 69-85.
- Heier, K. (1956): The Geology of the Ørdsalen District. Rogaland, S. Norway. Norsk. geol. Tidsskr. 36, p 167-211.
- Holmsen, T.W. (1961): Over molybdenglansforekomster i Vestlandske distrikt i området Vest-Agder fylke samt herredene Lund og Sokndal i Rogaland fylke. Upubliceret rapport fra Bergverkarkivet, Oslo. p 115-119 og p 150-156.
- Kolderup, C.F. (1896): Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. I. Das Labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggendal. Bergens Mus. Årbog 5.
- Kolderup, C.F. (1914): Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersund. Norges. geol. Unders. 71, p 1-60.
- Leake, B.E. (1964): Chemical distinction of ortho- and para-amphibolites. J. Petr. 5, p 238-254.
- Lyon, R.P.J. (1959): Time aspect of geothermometry. Mining Engineering 11, p 1145-1151.
- McDonald, J.A. (1967): Metamorphism and its Effects on Sulphide Assemblages. Mineral. Deposita 2, p 200-220.
- Mehnert, K.R. (1972): Granulites - Results of a discussion II. N. Jb. Miner. Mh. 1972, p 139-152.

- Michot, P. (1960): La géologie de la catazone: le problème des anorthosites, la palingenese basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvege Meridionale) Inter. Geol. Congress. Norden. Guide de l'excursion A 9 p 3-26.
- Michot, P. (1961): Struktur der mesoperthite. N. Jb. Miner. Abh. 96 heft 2/3, p 213-216.
- Michot, P. (1968): Geological Environments of the Anorthosites of South Rogaland, Norway. in Isachsen, Y.W. : Origin of anorthosites and related rocks. New York State Museum and Science Service Mem. 18, p 411-423.
- Michot, J. & Michot, P. (1968): The problem of anorthosites: The South-Rogaland igneous complex, southwestern Norway. in Isachsen, Y.W. : Origin of anorthosites and related rocks. New York State Museum and Science Service Mem. 18, p 399-410.
- Michot, J. & Pasteels, P. (1968): The prospect of the Rb/Sr and the U/Th Methods for an Advanced Geochronological Investigation of the Precambrian of Southern Norway. Norges geol. Unders. 258, p 17-26.
- Michot, J. & Pateels, P. (1968): Etude geochronologique du domaine metamorphique du sud-ouest de la Norvege. (note préliminaire). Ann. Soc. Geol. de Belgique 91, p 93-110.
- Middlemost, E. (1968): The granitic rocks of Farsund, south Norway. Norsk geol. Tidsskr. 48, p 81-99.
- Nyegaard, P.L. (1971,1972): Geologisk kortlægning i Ørdsalen, Rogaland. Undersøgelsesrapport, Folldal Verk A/S, Oslo.
- O'Nions, R.K. & Baadsgaard, H. (1971): A radiometric Study of Polymetamorphism in the Bamble region, Norway. Contrib. Mineral. Petrol. 34, p 1-21.

Ribbe, P.H. (editor) (1974): Sulfide Mineralogy. Min. Soc. Am. Short Course Notes 1.

Springer, G. (1968): Electronprobe Analyses of Mackinawite and Valleriite. N. Jb. Miner. Mh. 1968, p 252-258.

✓ Stendal, H. (1975): Tungmineral indholdet i flodsandsprøver fra Rogaland/Vest-Agder, SV-Norge - en undersøgelse i anvendt geokemi. Thesis, København Universitet (upubliceret).

Tobi, A.C. (1965): Fieldwork in the charnockitic Precambrian of Rogaland. Geologie en Mijnbouw 44, p 208-217.

Tobi, A.C. (1971): The nomenclature of the charnockitic rock suite. N. Jb. Miner. Mh. 1971, p 193-205.

Tröger, W.E. (1959): Optische bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 Bestimmungstabellen.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.

Turner, F.J. (1968): Metamorphic Petrology. McGraw-Hill International Series in the Earth and Planetary Sciences. p 320-336.

Urban, H. (1971): Zur Kenntnis der Schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-Vererzung im Ørdsalen (Rogaland) Norwegen. Mineral. Deposita 6, p 177-195.

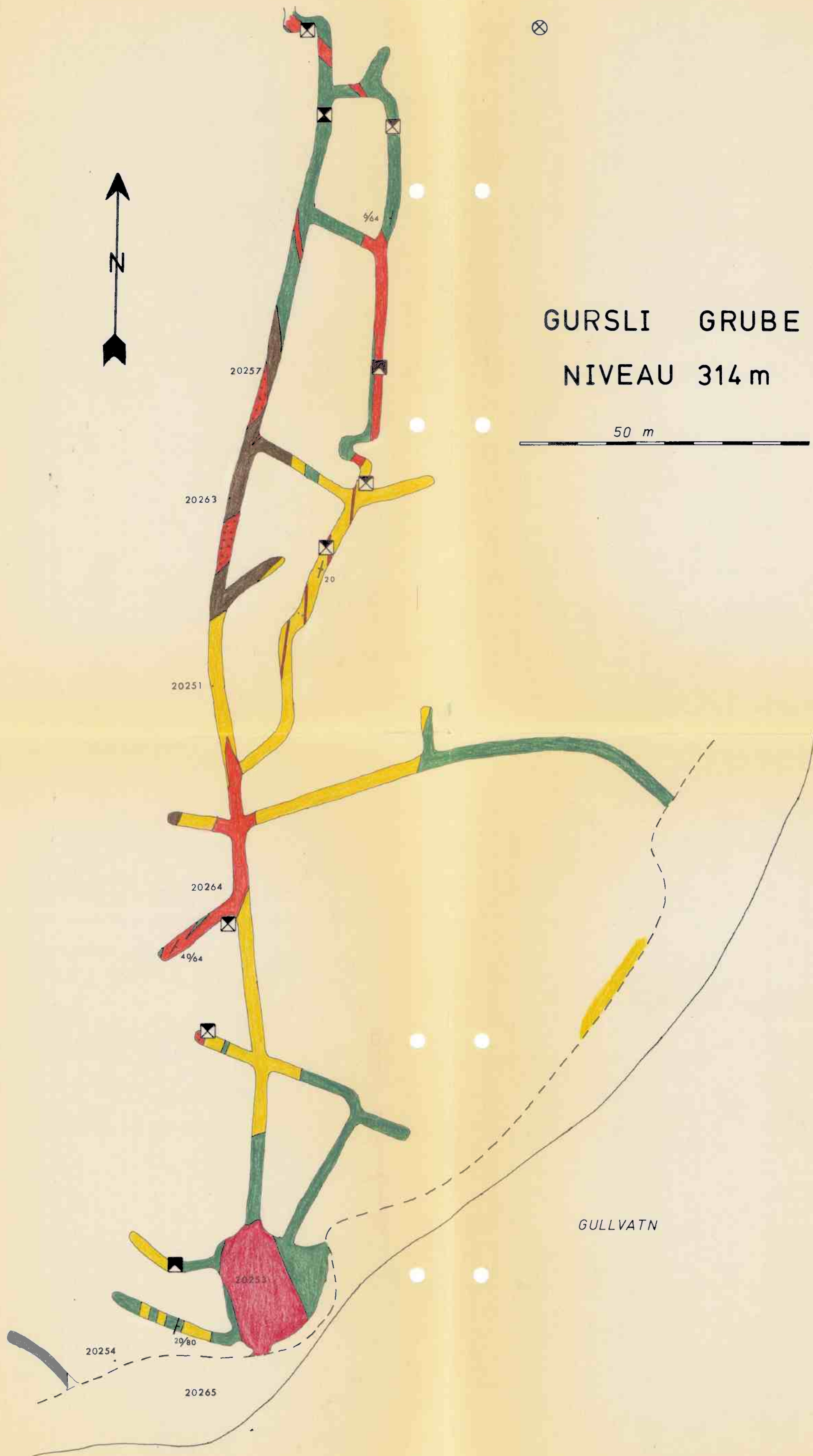
Urban, H. (1974): Zur Kenntnis der Präkambrischen, schichtgebundenen Molybdänitvorkommen in Südnorwegen. Geol. Rundschau 64, p 180-190.

Uzkut, I. (1974): Zur Geochemie des Molybdäns. pp 226.

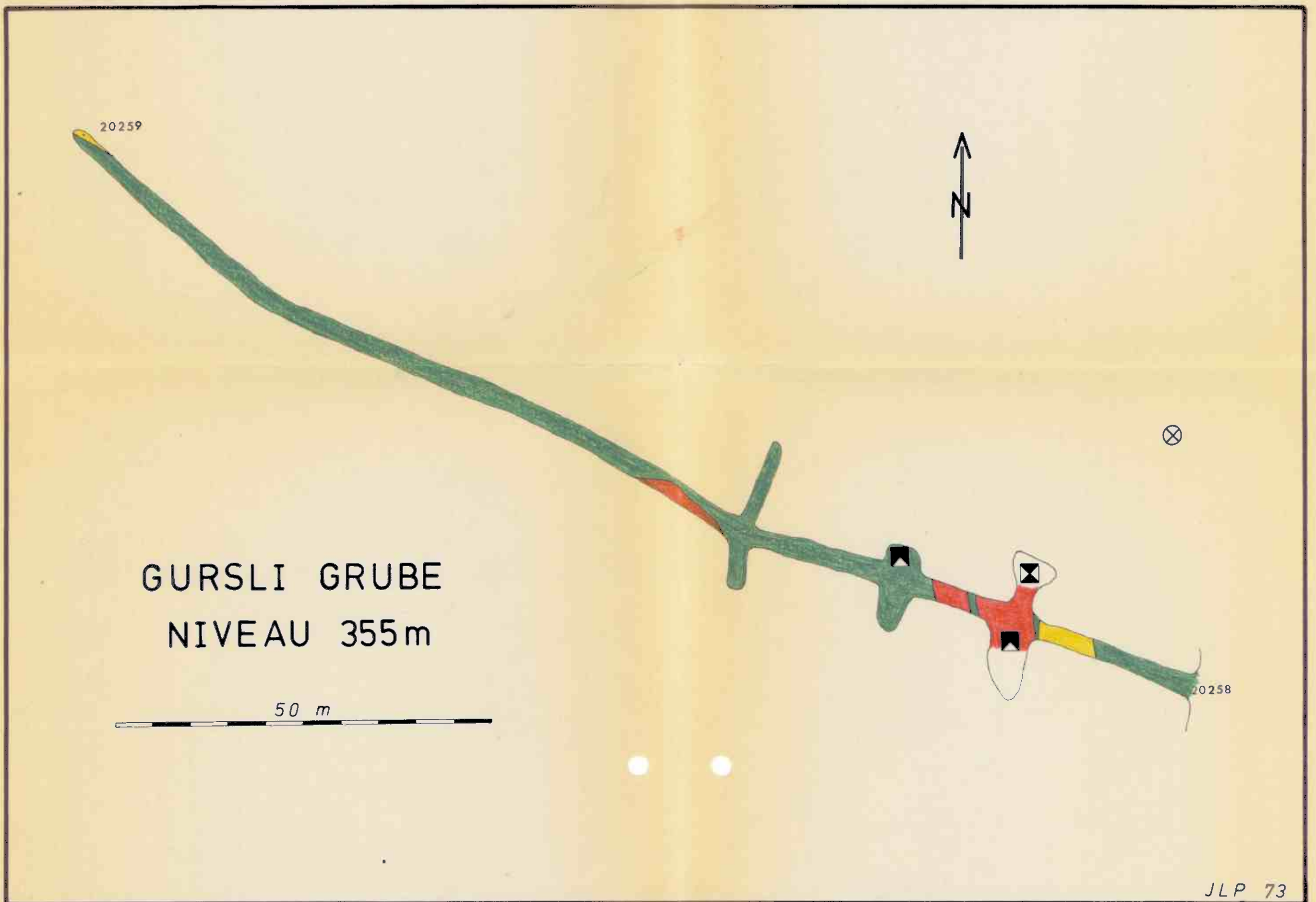
Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Mineralischen Rohstoffe. 12.

Van de Kamp, P.C. (1968): Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, SE-Ontario. Canadian J. Earth Sci. 5, p 1337-1372.

- Versteeve, A.J. (1970): Progress-report on Rb-Sr investigation in the charnockitic Precambrian of Rogaland and Vest-Agder, S.W. Norway. Ann. Soc. Geol. Belgique 94, p 134-135.
- Vogt, J.H.L. (1887): Norske ertsforekomster. V. Titanjernforekomsterne i noritfeltet ved Ekersund-Soggendal. Archiv. f. Mathem. og Naturvidensk. 12, p 1-101.
- Vogt, J.H.L. (1891): Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige repræsenterede grupper af Jernmalmsforekomster. Geol. For. Förh. Stockholm 13.
- Vogt, J.H.L. (1893): Bildung von Erzlagern durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagma. Zeit. prakt. Geol. 4, p 125-257.
- Vokes, I.M. (1969): A Review of the Metamorphism of Sulphide Deposits. Earth - Sci. Rev. 5, p 99-143.
- Wilson, J.R. & Annis, M.P. (1973): Granitkomplekset ved Farsund, Syd-Norge. Dansk geol. Foren. Årsskrift for 1973. p 66-70.

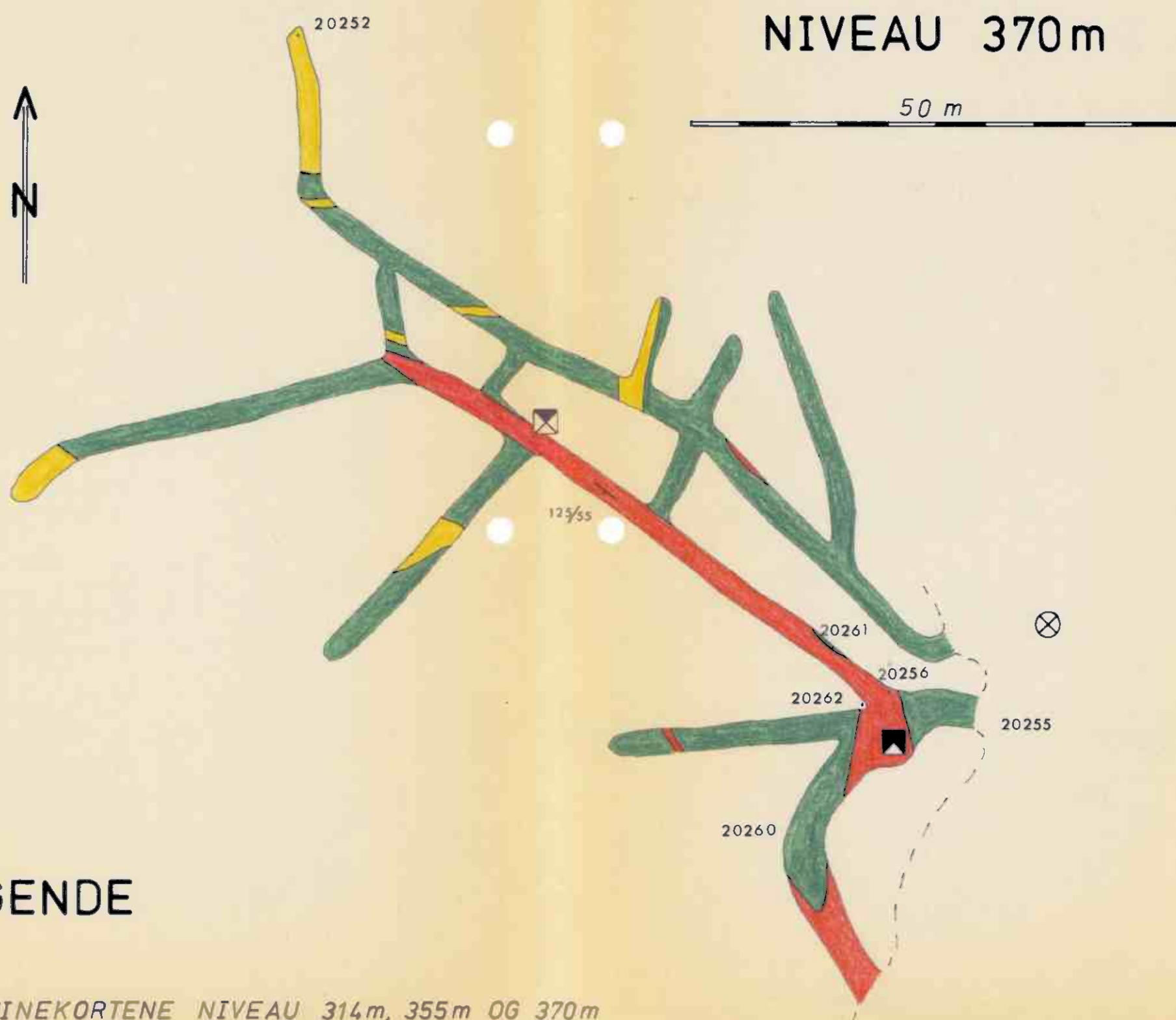


C. DALLA



GURSLI GRUBE

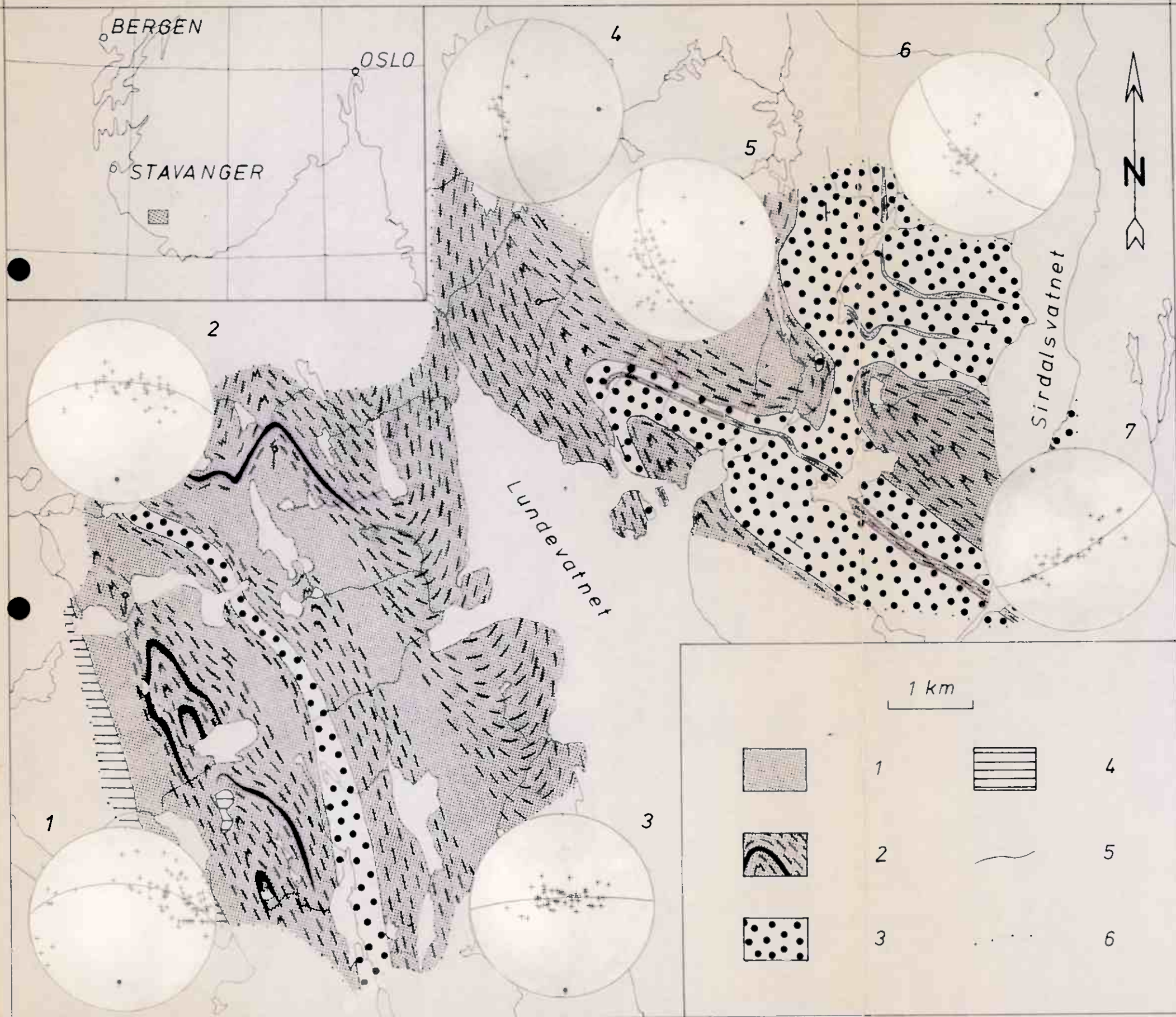
NIVEAU 370m



LEGENDE

TIL MINEKORTENE NIVEAU 314m, 355m OG 370m

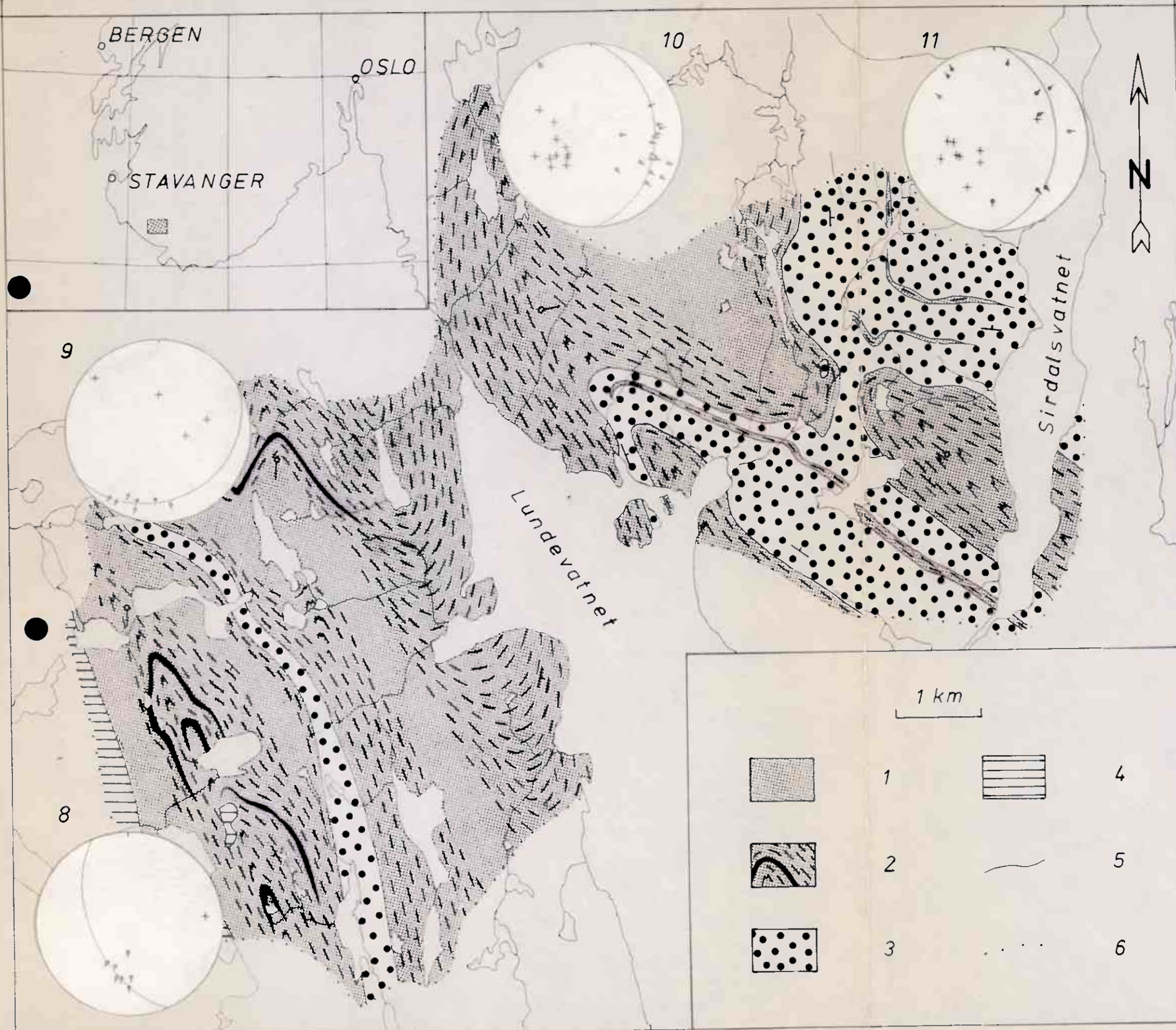
- GRANULIT
- BIOTIT-HYPERSTEN GNEJS
- GRANAT-BIOTIT-HYPERSTEN GNEJS
- ANORTHOSIT MED DISSEMINEREDE SULFIDER
- KVART-FELDSPAT MOBILISERINGER MED SULFIDER
- BJERGARTSGRÆNSER
- 20/80 ORIENTERING AF BJERGARTERNE
- 20258 PRØVENUMMER
- FÆLLES KOORDINATPUNKT FOR NIVEAU 314m, 355m OG 370m
- SKAKT (GENNEMGÅENDE)
- SKAKT (UNDER NIVEAU)
- SKAKT (OVER NIVEAU)



Strukturelt geologisk
kort med foliations-
målingerne plottet på
Smith net.

Legende:

1. Kvarts-feldspat gnejs
2. Båndet gnejs
3. Øjegnejs
4. Anorthosit
5. Bjergartsgrænse
6. Grænse for karterede område



Strukturelt geologisk kort med aksialplaner og foldeakser plottet på Smith net.

Legende:

1. Kvarts-feldspat gnejs
2. Båndet gnejs
3. Øjegnejs
4. Anorthosit
5. Bjergartsgrænse
6. Grænse for karterede område

