

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 169.

# MELKEDALEN GRUBE I OFOTEN

SØNDRE OFOTENS MALMFOREKOMSTER. I.

AV  
**STEINAR FOSLIE**

MED 2 KARTER I LOMME, 16 TEKSTFIGURER  
OG 16 PLANSJER, ENGLISH SUMMARY



**OSLO 1946**

I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.



## Innhold.

Side

Innledning .....	5
Grubeområdets geologi og petrografi .....	6
Glimmerskifer .....	7
Glimmerskifer av ligg-typen .....	7
Glimmerskifer av heng-typen .....	8
Melkedalskalken .....	10
Dolomittiseringen .....	11
Silikatiseringen (skarndannelsen) ..	13
Mikroskopisk undersøkelse av de viktigste hovedtyper .....	14
Normal kalkmarmor .....	14
Normal dolomittmarmor .....	15
Delvis dolomittisk kalk med silikater .....	16
Tremolittdolomitt .....	17
Tremolittskarn .....	18
Diopsidskarn .....	20
Silifisert skarn .....	22
Trondhemitt-injeksjoner .....	23
Trondhemitt i ligg-skiferen .....	24
Leuko-trondhemitt i kalksonen .....	24
Dolomittiseringsproblemet .....	26
Oversikt over Melkedalskalkens metamorfose .....	27
Oversikt over malmene og deres opptreden .....	29
Glidesleppen .....	31
Beskrivelse av forekomsten .....	32
Malmens utgående .....	32
Stoll I .....	34
Stoll II .....	34
Stoll III .....	37
Stoll IV .....	43
Malmkolonner .....	45
Ertsminalenes geokjemi .....	46
Mikroskopisk undersøkelse av malmtypene .....	50
Ligg-gangens malmer .....	50
Kvartsgangen .....	50
Sulfidisk breksjegang .....	50

	Side
Impregnasjonsbreksjer .....	63
Rikere svovelkismalm .....	65
Impregnasjonsmalmer .....	66
Yngre kalkspatårer .....	69
Yngste mikroskopiske kvartsårer .....	69
Forekomstens genesis .....	70
Grubens historie .....	77
Produksjon og anrikning .....	82
Analyser av råmalmen .....	86
Oppfart malmmengde .....	90
English summary .....	93

**M**elkedalen kobbergrube ligger syd for Ofoten-fjorden på 68° 15' N. Br. i grenseområdet mellom Lødingen og Evenes herreder, kartblad Tysfjord. Melkedalen er en for denne breddegrad meget frodig og skogrik dal. Dalbunnen ved Sjursvatn, hvor anleggene fantes, er bare 56 m o. h. Forekomsten ligger i dalens NØ-skråning, 175—270 m o. h. Avstanden til Forså i Æfjord er 6 km, til Bjørkåsen grube i Ballangen i luftlinje 10 km. Med sistnevnte sted er den forbundet ved en kjørevei på 13 km.

Gruben har tidligere utelukkende vært drevet som kobbergrube. Under nåtids forhold ville imidlertid svovelkis og zinkblende spille en like stor rolle. Den har vært befart av en rekke bergmenn, særlig mellom driftsperiodene, men deres rapporter er bare delvis bevart.

I N. G. U.s rapportsamling finnes følgende:

*Gottfred Puntervold*: <sup>15</sup>/<sub>7</sub> 1901.

*J. H. L. Vogt*: Dagbok 1902.

*J. D. Holman*: <sup>21</sup>/<sub>7</sub> 1907, slutten av 1908, <sup>7</sup>/<sub>6</sub> 1909.

*William Grey*, mining engineer: <sup>10</sup>/<sub>10</sub> 1907.

*Hans A. Hielm*: <sup>2</sup>/<sub>7</sub> 1908.

*Curt Hunger*: ca. 1915.

*Steinar Foslie*: <sup>15</sup>/<sub>7</sub> 1922.

Alle disse, bortsett fra sistnevnte, er omtrent utelukkende av teknisk art.

Gruben har vært meget lite kjent utenfor distriktet og omtales nesten ikke i litteraturen.

*J. H. L. Vogt* nevner den i et oversiktsarbeid.<sup>1</sup>

---

<sup>1</sup> J. H. L. Vogt: Det nordlige Norges malmforekomster og bergverksdrift. Forh. ved 2det norske landsmøte for teknikk. Kr.ania 1901, p. 198.

*Karl Ermisch*, en tysk bergverksdirektør, som avla et besøk ved gruben, har gitt en kortfattet beskrivelse av den.<sup>1</sup>

Angående distriktets generelle geologi henvises til *forfatterens* tidligere arbeid.<sup>2</sup>

Skjønt gruben ikke har vært i drift under mine studier, var den ganske godt tilgjengelig. Imidlertid var det forhåndenværende kartmateriale meget ufullstendig, så jeg var nødt til selv å utføre en del av det topografiske detaljkart i dagen og en betydelig del av grubekartet, som begge ledsager avhandlingen.

Forekomsten ligger i et område med tallrike sulfidiske malmer av forskjellig slags. Når nettopp denne er tatt ut for behandling i en egen publikasjon er grunnen, at den i type og karakter så vidt meg bekjent ikke har noen parallell her i landet. Videre fremgår dens genesis på grunn av de spesielle forhold såvidt klart, at den kan tjene til veiledning ved behandlingen av de andre forekomster.

Den kan i korthet karakteriseres som en *hypothermal, kvartsførende breksjegang langs en glidesleppe i dolomitt med i hovedsaken metasomatisk utfelling av malmene*.

Arbeidet er delt i 2 hovedavsnitt, en geologisk del og en historisk-bergteknisk del.

### **Grubeområdet geologi og petrografi.**

Feltet ligger i et område som er oppbygget av en mektig og forholdsvis ensformig serie av glimmerskifere, metamorfosert i epidot-amfibolitt-facies. I disse er innleiret et enkelt, 25 m bredt belte av kalk- og dolomitt-marmor («Melkedalskalken»), hvor selve forekomsten er beliggende.

Basiske eruptiver finnes overhodet ikke i nærheten. Først 2 km på liggsiden treffes en del hornblendeskifer. Sure eruptiver opptrer heller ikke i selvstendige massiver. Derimot er hele lagpakken granitt-(trondhemitt)injisert opp til en horisont av sedimentær jernmalm, noe over Melkedalskalken. Disse årer og ganger er de eneste magmatiske bergarter som finnes.

<sup>1</sup> Karl Ermisch: Die Kupferlagerstätte von Melkedalen. Z. f. p. G. 1923, p. 17—20.

<sup>2</sup> Steinar Foslie: Tysfjords geologi. N. G. U. nr. 149 (1941), p. 170 etc.

### Glimmerskifer.

På begge sider av Melkedalskalken står mer og mindre granatførende glimmerskifer i stor mektighet og i den for hele distriktet vanlige facies, som alltid er rik på plagioklas. For å opprettholde den her hevdvunne betegnelse for disse bergarter vil de ikke bli kalt gneiser, men plagioklas-glimmerskifer.

Makroskopisk viser den to noe forskjellige typer. I ligger av kalkbeltet er den relativt mørk på grunn av høyt biotitt-innhold, rik på kvarts og med en utpreget sukkerkornig, lett smuldrende struktur. Som regel er den også rik på tydelige granater, men mengden og særlig størrelsen av disse varierer, og i enkelte soner kan de være helt forsvunnet. Denne skifertype, som kan betegnes som ligg-typen, fortsetter også nærmest i hengen av kalkbeltet, inntil 20—25 m over dette, hvor store granater ofte er meget fremtredende.

Videre mot hengen blir skiferen lysere, idet den foruten en lysere biotitt også fører rikelig muskovitt, samtidig som granatene blir mindre fremtredende. Ofte har den et mer grovflasrig og gneisaktig utseende og fører linser og strenger av kvarts. Denne skifertype, som kan betegnes som heng-typen, fortsetter i stor mektighet helt opp til jernmalmskhorisonten. Begge typer er temmelig ensartete.

Mikroskopisk ble bare undersøkt ett preparat av hver type. Prøven av ligg-typen ble tatt ved munningen av stoff IV, altså like i hengen av Melkedalskalken, og er her fri for granat. I nærheten opptrer store trondhemitt-pegmatitter. Prøven av heng-typen ble tatt 100 m i det hengende for kalken. Her opptrer lagerinjeksjoner av kali-granittaplitt.

Innen heng-skiferen finnes et par smale bituminøse soner med bitumen-gehalten utviklet som bladig («flake») grafit.

#### Glimmerskifer av ligg-typen.

Hovedmineralene er biotitt, plagioklas og kvarts. Videre finnes forholdsvis rikelig magnetitt, enkelte spredte store individer av jernfattig epidot (aksevinkel nær  $90^{\circ}$ ), litt apatitt og mørk turmalin. Helt mangler kalifeltspat, muskovitt, kloritt, horn-

blende og kalkspat. Strukturen er en utpreget pflaster-struktur med rettlinjete korngrenser. Midlere kornstørrelse er for de lyse mineraler 0,1—0,3 mm, mens biotitten kan bli over 1 mm.

Plagioklas danner små isometriske korn med sparsom tvillingstripping og med markert invers sonarbygning.

		Sentrum	Mellomsone	Ytre rand, skarpt begrenset
I sentralt $\alpha$ -snitt:	$\beta: 010$	$+13^\circ, An_9$	$+9^\circ, An_{12}$	$+3^\circ, An_{23}$
			Sentrum	Rand
I bra $\gamma$ -snitt:	$\alpha: 001$		$+12^\circ, An_{12}$	$+5^\circ, An_{22}$

Biotitt har lysbrytning  $\beta^{Na} = 1,640$  og en kraftig pleochroisme med  $\gamma = \beta$  karakteristisk grønnlig-brun, lepidomelanlignende.

Magnetitt opptrer som opptil 0,7 mm store idioblaster med påfallende god krystallbegrensning.

Skiferen er som det sees kalkfattig, hva som også gir seg uttrykk i den moderate anortitt-gehalt i plagioklasens randsoner (kfr. heng-typen). De mer albittiske kjerner må oppfattes som relikter fra et lavere metamorfostrinn.

Invers sonarstruktur er meget utbredt i distriktet, ikke bare i glimmerskiferne, men også i hornblendeskifere av magmatisk opprinnelse, et forhold som for øvrig er temmelig alminnelig i regionalmetamorfe bergarter.

#### Glimmerskifer av heng-typen.

Saliske hovedmineraler er plagioklas og kvarts samt ikke ubetydelig kalifeltspat. Av femiske mineraler er biotitt overveiende, muskovitt rikelig, mens kloritt og naturligvis hornblende mangler helt. Som porfyroblaster opptrer forholdsvis store individer av rombisk zoisitt og granat. Aksessorisk finnes ubetydelig apatitt og turmalin. Jernerts forekommer her høyst ubetydelig, kalkspat finnes, men sparsomt. Kornstørrelsen for de lyse mineraler når opp til 0,5 mm.

Plagioklasen er helt frisk og uomvandlet, rikt tvillingstrippet og her uten tydelig sonarbygning.

I sentralt $\alpha$ -snitt:	$\beta: 010$	$+16^\circ, An_{28}$	
		Sentrum	Rand
I sentralt $\gamma$ -snitt:	$\alpha: 001$	$+5^\circ, An_{24}$	$+3^\circ, An_{21}$
Lysbrytning:	$\gamma^{Na} = 1,556$	$An_{26}$	

De bra overensstemmende målinger tyder på en homogen sammensetning av plagioklasen og da litt fri kalkspat som nevnt fremdeles er til stede, må vi anta at den her har opptatt så meget anortitt-substans, som det ved den herskende metamorfosegrad var mulig.

Kalifeltspat viser ingen mikroklin-gitring og den moderate aksevinkel og ytterst ubetydelige dobbeltbrytning i  $\alpha$ -snitt tyder på ortoklas. Det meste opptrer som selvstendige små individer, men til dels finnes også antipertittiske innleiringer i enkelte små plagioklasindivider. De to feltspater har da felles 010.

Biotitt er så godt som enakset med absorpsjonsfarve:  $\gamma = \beta$  ren nøttebrun, temmelig forskjellig fra, og lysere enn biotitten i ligg-skiferen. Allikevel er lysbrytningen temmelig nøyaktig den samme, nemlig  $\beta^{Na} = 1,638$ . Antakelig er det oksydasjonsgraden av jernet, som betinger forskjellen. Videre viser den nøttebrune biotitt, i motsetning til den annen, markerte pleokroitiske ringer omkring små korn, antakelig av titanitt.

Rombisk zoisitt har en tendens til å vokse som åpne krystallskjeletter inn mellom de andre mineraler. Tilsynelatende skilte partier viser ens orientering, så de utgjør forholdsvis store individer. Den har liten aksevinkel, er optisk positiv og har til dels anomale, blålige interferensfarger. Lysbrytning  $\beta^{Na} = 1,701$ . Den er helt stabil.

Granat (almandin). Opprinnelig har denne vært temmelig rikelig som inntil 1,5 mm store, isometriske porfyroblaster med tallrike inneslutninger.

I bergartens nåværende facies er den åpenbart ustabil og befinner seg i rask oppløsning. Den erstattes av et aggregat av plagioklas og blader av muskovitt, alt noe finkornigere enn i omgivelsene. Vi finner alle overganger fra et begynnende angrep på porfyroblastene til aggregater hvor bare ubetydelige, spredte flekker av granatsubstansen er bevart. Til slutt forsvinner også disse, og vi får hvite, rundaktige flekker, som antyder granatens opprinnelige form, og nå bare består av et småkornig aggregat av plagioklas, oppfylt av mer eller mindre orienterte, til dels konsentriske små blader av muskovitt med enkelte underordnede små biotittskjell (Pl. I, fig. 1). Dette forklarer hvorfor granatene her makroskopisk ble mindre iøynefallende.



Det dreier seg her ikke om noen diaftorese, hva som bl. a. fremgår derav, at den nydannete plagioklas har nøyaktig samme anortitt-innhold som i omgivelsene. Det er heller intet som tyder på at metamorfosegraden noensinne har vært så høy, at almandin og kalifeltspat har vært i stabil likevekt (granulitt-facies), som f. eks. i Finnlands kinzigitgneiser.<sup>1</sup> På den annen side er det åpenbart, at dette vakre eksempel på en ustabil almandin nettopp skyldes tilstedeværelsen av kalifeltspat.<sup>2</sup> Det er derfor overveiende sannsynlig at denne er tilført senere, ved granittisasjon. Herpå tyder også, at i dette område opptrer lagerinjeksjoner av granittaplitt, likesom kalifeltspat ikke hører med til mineralparagenesen for distriktets normalt utviklete glimmer-skifere.

Tilstedeværelsen av rikelig muskovitt henger åpenbart sammen med den ved granat-feltspatreaksjonen frigjorte lerjord.

Som det fremgår av ovenstående er hengskiferen noe kalkrikere enn liggskiferen, men ikke kalkrik nok til å gi hornblende.

Ingen av skiferne viser noen postkrystallin mekanisk påkjenning. Alle mineraler er fullkommen friske, klare og intakte, og kvartsen viser ikke unduløs utslukning.

### Melkedalskalken.

Denne overordentlig utstrakte kalkbenk passerer det her omhandlede distrikt med hovedretning NNØ, men som det fremgår av medfølgende kart er den i selve grubeområdet over en lengde av 400 m avbøyd til nord-østlig strøk. Fallet er forholdsvis steilt vestlig.

Det er en samlet og skarpt begrenset kalkbenk med normal mektighet ca. 25 m, men med utvidelser ved begge ombøyningene. Mellom stoll IV og arbeiderboligene på Kampen er den således ca. 35 m og i nordre ombøyning ved stoll I er den 50 m bred. Den sees også å være atskillig foldet i forholdsvis store folder.

<sup>1</sup> Adolf Metzger: Zur Geologie der Inseln Älö und Kyrklandet. Medd. Åbo Akademi, nr. 27 (1945), p. 19, 33.

<sup>2</sup> Cfr. H. Ramberg: Sub-solidus phase transitions in mixed crystals. Norsk geol. tidsskr. Bd. 24, p. 58.

Normalt er Melkedalskalken utviklet som én lyst grå, bituminøs, middelskornig, massiv kalkspatmarmor, kornstørrelse ca. 1 mm, litt stinkende for slag og med sparsomt av silikatminerale. Slik finner vi den både nord og syd for grubefeltet.

Den er imidlertid gjenstand for omvandling av to forskjellige slags, åpenbart uavhengige av hverandre.

Dels er det en *dolomittisering*, som i dette distrikt bare opptrer innenfor selve grubefeltet, og der omfatter kalkbenken i sin helhet. Dels er det en *silikatisering*, som i sin mer ekstreme utvikling antas å stå i forbindelse med de sure eruptivganger, og derfor kan opptre hvorsomhelst og kan omfatte større eller mindre deler av den opprinnelige kalkbenk.

### **Dolomittiseringen.**

Denne fører som sluttprodukt til en dolomittmarmor, som er distinkt finkornigere enn kalkspatmarmoren, med midlere kornstørrelse 0,3—0,5 mm, dessuten utpreget sukkerkornig, smuldrende og sterkt porøs. Drypper man en dråpe blekk på dolomitten trekker den seg øyeblikkelig diffust utover. Videre viser den oftest en svak stripning, muligens rester av den opprinnelige lagdeling, men ofte også en eiendommelig brandet eller sliret båndet veksling mellom blålig og hvit substans med tegn på en sekundær omleiring. På friskt brudd er den i det hele noe lysere enn kalkspatmarmoren.

Overgangen skjer gradvis kort nord for de nordligste røsker i feltet og samtidig over hele kalksonens bredde.

I sydenden av feltet er dolomitt ennå overveiende ved stoll IV. På grunn av overdekning kan overgangen her ikke følges, men i blotninger vest for arbeiderboligene på Kampen og i de gode blotninger syd for Enerhaugen sees intet tegn til den sukkerkornige dolomitt.

Dolomitten omfatter altså en strøklengde av ca. 600 m og innen dette område er den alt overveiende del dolomittisert. Dette kan iakttas så vel i dagen som i alle stoller og tverrslag i gruben. Som regel er et litet overskudd av kalkspat fremdeles til stede, idet bergarten bruser ganske svakt for kold, fortynnet saltsyre.

Leilighetsvis finnes også enkelte partier og bånd hvor dolomittiseringen er mindre fremskredet. Særlig er dette tilfellet i

den sydlige del av feltet, hvor hengpartiet ved munningene av stoll III og IV viser atskillig kalkspatrikere mellomstadier som er middelskornige og overveiende av en blågrå farge.

Dolomittiseringen er helt uavhengig av de sure eruptivgangers opptreden. Inne i dolomitten sees undertiden små linsjer og smale striper av kvarts. Ved stoll I—II er dens hengende del lokalt formelig silifisert, med et nettverk av små kvartsårer. Videre finnes ofte små overskjærende årer av grov kalkspat, til dels sammen med kvarts og litt kis. Alle er distinkt yngre enn dolomittiseringen.

### Kjemiske analyser.

Av karbonatene ble gjort 3 analyser, utført av E. Klüver.

- I. Normal kalkmarmor. Nord for grubefeltet.
- II. Normal dolomittmarmor. Impregnasjonssonen i stoll III.
- III. Grov yngre kalkspat. Nær taksynken i indre del av stoll III.

	I	II	III
Uoppløst.....	6,98%	3,22%	0,16%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,50 *	0,62 *	Ikke best.
MgO .....	1,66 *	17,45 *	2,67%
CaO .....	50,00 *	31,48 *	52,46 *
Beregnet:			
Uoppløst.....	6,98%	3,22%	0,16%
FeCO <sub>3</sub> .....	0,79 *	0,98 *	
MgCO <sub>3</sub> .....	3,46 *	36,49 *	5,57 *
CaCO <sub>3</sub> .....	89,25 *	56,19 *	93,64 *
	<u>100,48%</u>	<u>96,88%</u>	<u>99,37%</u>

De som sesquioxyder bestemte bestanddeler må for den overveiende del utgjøres av jernoksydul i form av jernkarbonat, og er i sin helhet omregnet til dette.

Det uoppløste i kalkmarmoren består for den overveiende del av kvarts og grafitt, i dolomittmarmoren overveiende av svovelkis samt en del flogopitt. Det store underskudd i sum her skyldes for en stor del avrøstning av svovelkisen under glødning av det uoppløste.

Dolomittiseringsgraden fremgår av forholdet mellom dolomittspat og kalkspat i bergartene, beregnet i vektprosent:

	I normal kalkmarmor	I normal dolomittmarmor
Dolomittspat .....	9,4 %	85,2 %
Kalkspat .....	90,6 %	14,8 %

Dolomittiseringen er altså ikke fullstendig. Da kalkoverskuddet også finnes i den silikatfri dolomitt, skyldes det ikke tremolittdannelsen.

De yngre kalkspatårer, som har en kornstørrelse opp til 1 cm, har en forbausende høy magnesiagehalt (Analyse III). Et tilsynelatende ensartet spaltestykke ble undersøkt i pulverpreparat. Hovedmassen viste en lysbrytning av  $\omega^{\text{Na}} = 1,661$ , altså en normal, næsten magnesiafri kalkspat. Enkelte korn viste imidlertid  $\omega^{\text{Na}} = 1,689$ , altså en litt jernholdig dolomittspat. Dette er åpenbart små inneslutninger fra den omgivende dolomittmarmor, som kalkspatårene gjennomsetter, og forklarer magnesiainnholdet.

### Silikatiseringen (Skarndannelsen).

Dolomitten har fra først av ført lite fremmede bestanddeler. Store deler av den er derfor forholdsvis fri for eller fattig på silikater, blant hvilke tremolitt og en farveløs flogopitt er mest fremtredende.

Innen den forholdsvis rene kalkmarmor nord og syd for grubefeltet, finnes også partier som er nesten fri for silikater, men ofte med atskillig fri kvarts. Som regel finnes imidlertid et moderat innhold av jevnt fordelte små tremolittindivider. Under tiden finnes en lagformig veksling med tynne, silikatrikere lag.

Alt dette kan betraktes som reaksjonsmineraler, fremkommet under den regionale metamorfose, uten tilførsler utenfra. For kalkmarmoren vil dens opprinnelige  $\text{MgCO}_3$ -innhold derved være avtatt noe, men denne av-dolomittisering synes å være temmelig ubetydelig.

Imidlertid opptrer så vel i kalk- som i dolomitt-marmoren også mere samlete silikatmasser («skarn»), hvor diopsid som regel blir det herskende mineral, og som kan gå over til rene grovkornige diopsidskarn. Her må det nødvendigvis ha funnet sted en tilførsel utenfra, iallfall av kiselsyre. Jerngehalten holder seg påfallende lav i alle silikater.

Mens dolomittiseringen som nevnt omfattet et samlet og vel avgrenset område, hvor den førte til et forholdsvis homogent sluttprodukt, opptrer skarndannelsen mer ujevnt og med sterke variasjoner, men med utpreget maksimum langs grensene av karbonatbergarten. Nær denne grense opptrer også rikelig av store og til dels grovkornige ganger av trondhemitt («bligoklasgranitt«).

Innenfor kalkmarmorens område sees det å være en utvilsom generell sammenheng mellom opptreden av disse ganger og utviklingen av skarnbergarten, vesentlig diopsidfels. Undertiden kan det meste av kalkbenken være omdannet, men i dens sentralere deler, hvor gangene har vanskelig for å nå inn, er det også her bevart et belte av den opprinnelige kalkmarmor. Det kan være en påfallende skarp grense for skarndannelsen, en formelig »skarntfront«, mens overgangspartier er forholdsvis underordnet. Det kan etter dette ikke være tvil om, at iallfall den for omdannelsen nødvendige kiselsyre er tilført i forbindelse med granittgangene.

Innen dolomittfeltet finner vi en lignende skarndannelse, her omtrent bare som belter langs grensen, og ikke så skarpt begrenset. I de sentralere deler finner vi bare her og der knøler av tremolitt. Best blottet er skarnet mellom stollene I og II, som et 8—10 m bredt belte langs liggen, og likeledes langs henggrensen. Her kunne man riktignok tenke seg skarnet dannet som reaksjonsskarn av en dolomittmergel langs grensene, men da både gangenes opptreden og skarnets karakter er den samme som ovenfor er det nok også dannet på samme måte.

At skarndannelsen ikke er direkte knyttet til de individuelle ganger kan iakttas ved det sydlige innslag til stoll III. Her opptrer en trondhemitt-gang parallelt innleiret i dolomitten uten silikatdannelse på sidene.

### **Mikroskopisk undersøkelse av de viktigste hovedtyper.**

**Normal kalkmarmor** (analyserte prøve).

Den fører forholdsvis rikelig kvarts som 0,2—0,3 mm store, delvis rundete, nesten ikke unduløse korn. De er jevnt fordelt over det hele, enten isolerte eller i små aggregater, og

synes nærmest å utgjøre opprinnelige klastiske kvartskorn. Skjønt de er innleiret direkte i kalkspat er det ingen tegn til reaksjon mellom dem. Under de herskende P-T-forhold har wollastonitt ikke kunnet dannes.

På samme måte opptrer apatitt påfallende rikelig som små rundaktige eller panidiomorfe korn. Av silikater finnes bare noen sparsomme blader av normal muskovitt og noen finkornige aggregater av samme, som antakelig er pseudomorfer etter feltspat. Som stor sjeldenhet sees skapolitt, direkte innleiret i kalkspat.

Opake mineraler finnes forholdsvis rikelig. Det er dels svovelkis (foruten spor av zinkblende), men det meste er grafitt. Denne ligner i mikroskopet undertiden jernerts, men pulveret gir intet spor av magnetisk uttrekk. Grafitten sees som godt individualiserte korn, staver og blader av opp til 0,2 mm lengde, innleiret i såvel kalkspat som kvarts og ofte i nær tilknytning til svovelkisen (reduksjonsvirkning). Den temmelig sterke stank ved pulveriseringen viser at det også er kullstofforbindelser til stede.

#### **Normal dolomittmarmor (analyserte prøve).**

Den består vesentlig av dolomittspat uten tvillinglameller i forholdsvis isometriske, mindre korn. Det er en meget ren karbonatbergart med meget ubetydelig kvarts og enda mindre plagioklas, som delvis er omdannet til glimmer. Apatitt sees ikke.

Av silikater finnes videre bare en hvit glimmer i atskillige små blader. Den er praktisk talt enakset, optisk  $\rightarrow$ , fargeløs eller såvidt med antydning til gul absorpsjonsfarge i  $\gamma$ -retningen, og er en flogopitt. Svovelkis og zinkblende finnes forholdsvis rikelig, også utenfor de egentlige impregnasjonsstriper, mens grafitt er meget sparsom. Dolomitten frembringer ingen stank ved pulveriseringen.

Nøyaktig de samme karaktertrekk finnes i preparater fra andre deler av dolomittsonen.

Sammenligningen viser altså at dolomitten i det vesentlige mangler de organiske bestanddeler og at muskovitten erstattes av flogopitt. Variasjonene av kvarts og apatitt må antakelig



være primære. I allfall fremgår det sikkert at noen silifisering av dolomitten i forbindelse med ertsimpregnasjonen ikke har funnet sted.

**Delvis dolomittisk kalk med silikater.**

Denne på s. 11—12 omtalte overgangsbergart viser rikeligere silikatdannelse. I en prøve fra stoll II sees til dels tydelig bånding. Forholdsvis grovkornige bånd fører overveiende normal kalkspat, kornstørrelse 0,5—1,5 mm og sparsomt med silikater. De veksler med finkornigere bånd med mer dolomittspat ( $\omega^{\text{Na}} = 1,683$ ) og rikeligere silikater, hvoriblant tallrike små hvite glimmerskjell er særlig karakteristisk.

Tremolitt opptrer som spredte større individer med rikelige små inneslutninger av karbonater og kvarts. Den er sterkt pigmentert av bituminøs substans. Dens optiske forhold behandles på s. 18.

Glimmerbladene viser seg å være to skarpt atskilte mineraler. Det ene, som opptrer forholdsvis rikelig i små skjell, er makroskopisk svakt gullig, mikroskopisk praktisk talt fargeløst, omtrent enakset, opt.  $\div$ .

$$\gamma = \beta^{\text{Na}} = 1,588, \gamma \div \alpha = \text{ca. } 0,042 \text{ (høyere enn vanlig).}$$

Det er en flogopitt, temmelig jernfattig ( $\text{mg} = \text{ca. } 0,88$ ). At det ikke er talk, som det har en viss likhet med, bekreftes av et optisk spektrogram av en silikatrik sone. Det viste 0,2—0,3 %  $\text{K}_2\text{O}$ , svarende til ca. 3 % flogopitt, hvilket omtrent stemmer med de mikroskopiske iakttagelser.

Det annet glimmeraktige mineral er det noe mindre av. Det forekommer i små skjell, som også makroskopisk er helt fargeløse og har en tendens til fibrig utslukning, undertiden endog litt radialstrålig. Også det er så godt som enakset, men opt.  $\div$ .

$$\alpha = \beta^{\text{Na}} = 1,575, \gamma \div \alpha = 0,011.$$

Det er en hvit kloritt, tilhørende den lite bearbejdede gruppe: rumpfitt—sherdanitt—leuchtenbergitt, alle fattige på jern, men rike på amesitt-molekyl. Vårt mineral synes å stå

leuchtenbergitten<sup>1</sup> nærmest. Ovennevnte optiske spektrogram viste vel 1 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , som i hovedsaken må skrive seg fra dette mineral.

Flogopitten og kloritten opptrer som regel uavhengig av hverandre, men de forekommer også i parallell-sammenvokning.

Kvarts er forholdsvis rikelig som 0,1—0,2 mm store korn, det meste samlet i aggregater mellom kalkspatindividene, ganske som i kalkmarmoren og fremdeles uten tegn til reaksjoner.

Plagioklas og skapolitt opptrer ytterst sparsomt. Førstnevnte er optisk ubestembar, sistnevnte viser  $\omega \div \epsilon > 0,026$  og er mizzonitt. Et sted sees innleiret i karbonatene en 2—3 mm stor linse, bestående av et småkornet aggregat av plagioklas og skapolitt med tallrike blader av den hvite kloritt, enkelte flogopitt-skjell og noen korn av et mineral med langt høyere lysbrytning enn omgivesene. Det er enaksig, opt.  $\div$  med  $\omega \div \epsilon = 0,020$ . Skjønt det er helt farveløst må det være magnesia-turmalin.

Apatitt, titanitt og zinkblende finnes ganske sparsomt, opake mineraler derimot rikelig. De større korn er alle svovelkis, de små korn og det fine pigment er grafit (eller bitumen), som er spredt over det hele, men sparsomt i de grove kalkspatbånd.

#### Tremolittdolomitt.

Tremolitt er det alminneligste silikatmineral i dolomitten og opptrer henimot grensene temmelig rikelig, mens derimot glimmermineralene her oftest er helt underordnet. En typisk prøve fra henggrensen ved stoll II viser den vanlige isometrisk kornige dolomitt som hovedmineral med rikelig tremolitt, noen spredte skjell av den vanlige flogopitt og grafit samt spor av apatitt. Helt mangler derimot feltspat, skapolitt og hvit kloritt, og kvartsen er helt forsvunnet.

<sup>1</sup> Om leuchtenbergitt se: M. Vendl: Mitt. d. kgl. ungarischen Hochschule zu Sopron, 1929, p. 246—70. S. Sató: Journ. of Schanghai Sci. Inst., Sect. II, Vol. I, 1933, p. 17.



Tremolitten opptrer jevnt fordelt som små korte prismer mellom dolomittkornene, som større porfyroblaster og undertiden som vakre radialstrålige stengler. Der sees intet spor av diopsid og intet tegn til at der har vært noen.

Tremolitten er farveløs og helt frisk, optisk  $\div$ .

$$\gamma^{\text{Na}} = 1,628$$

$$\alpha^{\text{Na}} = 1,602$$

$$c:\gamma = 16^\circ$$

Det er altså en normal, nesten jernfri tremolitt med bare ca. 3 % jernsilikat, altså ikke stort mere jern enn opprinnelig var til stede i kalken.

#### Tremolittskarn.

En nesten fullstendig silikatisering finner vi i en impregnasjonsone ved munningen av stoll I, hvor det er dannet en tremolittfels med bare underordnede rester av karbonatene og omtrent uten glimmerminerale. Her er også forholdsvis rikelig sulfidimpregnasjon.

Hovedmassen utgjøres av et sammenfiltret aggregat av store, farveløse tremolitter, atskillige grove korn av dolomitt og kalkspat, en del apatitt, meget sparsomt av kvartskorn samt her og der en moderat mengde av skapolitt som uregelmessig mellommasse. Til forskjell fra foregående bergart danner tremolitten her for det meste tilsynelatende poikiloblaster, rikelig oppfylt av fine dråper av kvarts og kalkspat. Disse gir imidlertid ikke inntrykk av å være eldre inneslutninger, men synes utskilt under krystalliseringen. Kornstørrelsen er nemlig langt mindre enn i omgivelsene, hvor kvarts for øvrig er en sjeldenhet.

Tremolitten er optisk negativ med stor aksevinkel og har:

$$\gamma^{\text{Na}} = 1,633$$

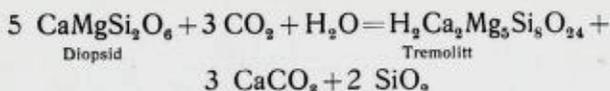
$$\gamma \div \alpha = 0,026$$

$$c:\gamma = 15,5^\circ$$

Dette svarer til et innhold av ca. 6 % jernsilikat.

Dessuten finnes en annen tremolitt i form av slanke stengler uten de nevnte inneslutninger og til dels gjennomsettende poikiloblastene. Den hører åpenbart til en noe yngre generasjon.

Skjønt der ikke finnes spor av diopsid, selv ikke som fortreningsrester, er det sannsynlig at disse »tremolitt-poikiloblaster« er fremkommet ved omkrystallisasjon av diopsid etter ligningen:



hvorunder den utskilte kvarts og en del av kalkspaten er forblitt som små dråper i denne tremolitt, i motsetning til den direkte utkrystalliserte, som er helt ren.

Foruten denne mer homogene hovedmasse sees i tynnslip noen grovkornigere partier, muligens som diffuse årer, og med en betydelig kalk-lerjord-rikere mineralparagenese. Foruten tremolitt opptrer nemlig her forholdsvis rikelig av zoisitt, skapolitt og plagioklas samt en tydelig anrikning av titanitt og apatitt, sistnevnte ofte som små korn i rad og rekke, samt karbonater.

Rombisk zoisitt danner store korn eller tykke stenger med utpreget parallell utslukning, akseplan tvers på lengderetningen, ingen anomale interferensfarver,  $\gamma \div \beta = 0,007$ ,  $\beta \div \alpha = 0,002$ ,  $2V\gamma$  beregnet til ca.  $50^\circ$ . Det er altså en  $\beta$ -zoisitt.

Den opptrer ofte i nær tilslutning til plagioklas, oftest som store, uregelmessige individer i og ved plagioklasen, men undertiden slik at plagioklasen bare synes å danne en randzone om et stort zoisittindiv. Forholdet har intet med saussuritisasjon å gjøre, idet plagioklasen er helt frisk. Der er heller ingen reaksjonssone mellom dem. Derimot kommer zoisitten påfallende nok ikke i kontakt med tremolitten, idet den der alltid er omgitt av en reaksjonssone av skapolitt. Denne opptrer enten som en ganske smal randzone eller fortrenger den gradvis, så til slutt ens utslukkende rester av zoisitten svømmer i større individer av skapolitt.<sup>1</sup> På grunn av den store forskjell i lys-

<sup>1</sup> H. v. Eckermann: Rocks and minerals of Tennberg. Geol. Fören. Förh. Bd. 45 (1923), p. 478.

brytning trer disse rester godt frem med skarpe grenser, men ofte med korrosjonsbukter. Pl. I, fig. 2.

Skapolittten er enakset, negativ, med:

$$\omega^{\text{Na}} = 1,579$$

$$\varepsilon^{\text{Na}} = 1,549$$

$$\omega \div \varepsilon = 0,030$$

Etter den forholdsvise høye dobbeltbrytning og paragenesen må det delvis være en karbonat-skapolitt, og sammensetningen er ca. 56 % meionitt.

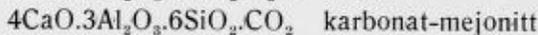
Plagioklasen er homogen, uten tydelig sonarbygning, med rikelig periklinlameller, og den kalkrikeste som er påvist i feltet. Opt. +.

I godt  $\alpha$ -snitt måles:

$$\left. \begin{array}{l} \beta: 010 = 23,5^\circ, \text{An}_{47} \\ \beta: \sigma = 28^\circ, \text{An}_{48} \end{array} \right\} \text{An}_{45}$$

I denne bergart mangler grafitt og bituminøs substans, mens der er temmelig rikelig av kiser, særlig magnetkis og kobberkis, som begge er yngre enn silikatmineralene. De gjennomsetter således plagioklas og opptrer som tynne plater etter spalteflatene i »tremolitt-poikiloblastene«.

Aldersforholdet mellom rombisk zoisitt og plagioklas er ikke helt klart. Derimot synes skapolittiseringen av zoisitt å være samtidig med tremolittiseringen av diopsiden. Fri kullsyre har spilt en rolle ved begge prosesser. Overgangen til karbonat-meionitt (skapolitt) er meget naturlig, når man tenker på det nære kjemiske slektskap mellom de to mineraler:<sup>2</sup>



og at kullsyre har vært rikelig til stede under karbonatenes siliatisering.

#### Diopsidskarn.

Denne sterkeste grad av metamorfose synes å ha en mer begrenset utbredelse og opptrer i de sterkest granitt-gjennom-

<sup>2</sup> Tom Barth: On contact minerals from precambrian limestones in Southern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 8, p. 99 ff.

satte partier så vel i dolomittområdet som i kalkområdet. For øvrig er det i felt ikke lett å få overblikk over forholdet mellom diopsid og tremolitt, da de begge ofte har den samme grålige farge. Diopsid er ikke påvist i selve gruben eller i det hele i de sentralere deler av dolomitten.

Diopsidskarnet fra liggpartiet av dolomittsonen ved stoll II viste: Diopsid helt dominerende i opp til 10 mm store individer, makroskopisk grå, i mikroskopet farveløs. Den har tydelig delbarhet etter 001

$$\begin{aligned} \gamma^{Na} &= 1,700 \\ \alpha^{Na} &= 1,670 \\ \gamma \div \alpha &= 0,030 \\ \beta \div \alpha &= 0,007 \\ c : \gamma &= 39,5^\circ \\ 2V_\gamma &\text{ ca. } 60^\circ \end{aligned}$$

Bare A-aksen viser tydelig dispersjon,  $\rho > \nu$

Det er etter dette en normal, lerjordfattig diopsid med bare 9 % hedenbergitt-molekyl. Den er frisk, ikke uralitisert. Den inneslutter enkelte små korn av apatitt og til dels titanitt, likesom det inne i den opptrer enkelte selvstendige, uorienterte yngre nåler av tremolitt ( $c : \gamma = 15^\circ$ ,  $\gamma \div \alpha = 0,027$ ) og yngre blader av flogopitt ( $\beta = 1,588$ ,  $\gamma \div \alpha = 0,035$ — $0,042$ , her med en tydelig, svakt gulbrun absorpsjonsfarge  $\gamma$ ).

I hjørnene mellom diopsidene og til dels i årer langs grensene finnes atskillig karbonater (vesentlig kalkspat), som også kan sette tvers igjennom diopsidindividene. De er påfallende anriket på grafit i form av vel utviklede blader. De ledsages av noe rikeligere flogopitt og tremolitt, som til dels vokser inn i diopsidene, samt en sjelden gang også rombisk zoisitt.

Kvarts, feltspat, skapolitt og kiser mangler helt.

Diopsidskarnet fra kalksonen nord for grubefeltet viser nøyaktig samme bilde, bare med den forskjell at de nevnte karbonatirikere årer er mer fremtredende og allerede i stoffen sees å gjennomveve den grå diopsidfels med en lysere farge. De fører her noe mindre karbonater, men rikeligere og større individer av flogopitt og tremolitt. Sistnevnte sees også som lange, slanke stengler å gjennomsette flere diopsidindivider

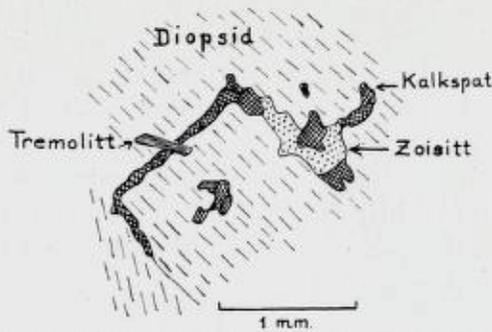


Fig. 1. Aldersfølge (*mineral sequence*): 1. Diopsid-krystall. 2. Kalkspat-zoisitt-åre. 3. Tremolitt-prisme.

og inneslutte bruddstykker av dem. Videre finnes lokalt store skapolitter ( $\omega \div \epsilon = 0,028$ ) som mellommasse, samt sparsomt med feltspat. Denne er dels kalifeltspat uten mikroklingitring, dels plagioklas,  $An_{88}$  (i sentralt  $\alpha$ -snitt  $\beta : 010 = + 15^\circ$ ). Begge disse opptrer sammen, men ikke i nær forbindelse med skapolittene. I en annen prøve iakttokes for øvrig sammen med diopsid og kalkspat en betydelig surere plagioklas,  $\beta = CB$ , ca.  $An_{13}$ .

En karbonatåre som skjærer tvers over en diopsidkrystall fører foruten kalkspat også en del rombisk zoisitt. Denne åre krysses av en nydannet tremolittstengel, som viser at disse tremolitter hører til et forholdsvis sent stadium i mineraldannelsen. Fig. 1.

Griffitt finnes ualminnelig rikelig, så vel i tremolittårene som inne i diopsidindividene.

#### Silifisert skarn.

Et direkte eksempel på kiselsyretilførselen finner vi som før nevnt i dolomittens heng ved stoll I, hvor den finkornige bergart på forvitret overflate viser en sverm av kvartsriller med utvitret mellommasse. I mikroskopet sees bånd av ren, noe unduløs kvarts med en del skjell av muskovitt og ganske små individer av diopsid, men så godt som intet karbonat. Andre bånd er nesten kvartsfrie og fører overveiende diopsid, her forholdsvis småkornig og innesluttende rester av kar-

bonater og noen små dråper av kvarts. Videre finnes sparsommere med tremolitt, dels som slanke stengler, dels som små krystaller i diopsiden, samt en del karbonater og grafit, men derimot ikke flogopitt. Mellomsoner fører kvarts og diopsid i jevn blanding.

### Trondhemitt-injeksjoner.

Injeksjonene er overveiende av trondhemittisk sammensetning («oligoklasgranitt») med varierende, forholdsvis grov kornstørrelse og kan undertiden bli nesten pegmatittiske. Blant gangene i hengen finnes også enkelte finkornige, mikroklinførende aplittiske lagerganger.

Så vel heng- som liggskiferen er gjennom satt av disse hvite ganger, årer og linser, hver enkelt av forholdsvis små dimensjoner og kvantitativt som regel underordnet, men mer eller mindre rikelig i antall.

Hovedmassen av dem opptrer forholdsvis parallelt med skiferens strøk, men med uregelmessig forløp, utkilinger, spaltninger og skiferinneslutninger og ofte med helt tydelige overskjæringer av skifriheten. Undertiden sees smale ganger å skjære tvers over skifriheten, men allikevel å være tydelig foldet, åpenbart i forbindelse med skiferens senere aksefoldning. Injeksjonsperioden må etter dette henføres til den senere del av fjellkjedefoldningen.

Sjeldnere finnes trondhemitten som tynne små linser langs skifrihetsplanet, likesom enkelte soner i skiferen kan føre tilsvarende små linser og strenger av nesten ren kvarts. Derimot er feltspatporfyroblaster ikke kommet til utvikling.

Rikeligst opptrer gangene uten sammenligning nær kalksonens grenser, så vel heng- som ligg-grensen, og her til dels med mange meters mektighet. Inne i den dolomittiske kalk opptrer de betydelig sparsommere, ofte mer uregelmessig klumpformig, og begrenset av en glatt hinne av flogopitt ( $\gamma^{\text{Na}} = 1,583$ , opt.  $\div$ ; ubetydelig aksevinkel). Dette skyldes karbonatens plastisitet under foldningen, hvorved de hårdere bergarter blir oppbrukt. I enkelte tilfelle sees de tydelig foldet sammen med kalken, i andre tilfelle skjærer de foldene. Deres

forhold til malmen og glidesleppen vil bli omtalt senere. Gangene og deres omgivelser er normalt ikke kisførende. Hvor de nær malmen i gruben undertiden sees å føre gnister, vesentlig av kobber- og magnetkis, samt zinkblende, er dette åpenbart utenfra tilførte bestanddeler.

Mikroskopisk undersøktes en gang i liggskiferen og to ganger midt i dolomittsonen i stoll III.

#### **Trondhemitt i liggskiferen.**

Den består overveiende av plagioklas og kvarts, førstnevnte i opp til 15 mm store individer, helt frisk, men i randen ofte omgitt av en oppknusningskrans. Kvartsen er en del unduløs.

Sentralt  $\alpha$ -snitt av plagioklasen viser:  $\beta : 010 = \div 4^\circ$  An<sub>15</sub>. Enkelte individer viser antydning til svak sonarbygning.

Kalifeltspat finnes i ubetydelig mengde, dels som fine antipertittiske spindler i plagioklasen, dels som små selvstendige korn i oppknusningsmassen og der delvis med mikroklingitring.

Biotitt og muskovitt opptrer sammen, oftest i små skjell i oppknusningssonene og derfra innvokset i plagioklas-individer som eiendommelig fillete poikiloblaster. Biotitten har absorpsjonsfarver: varmt nøttebrun—strågul. Videre finnes spor av apatitt, epidot, titanitt og jernerts.

#### **Leuko-trondhemitt i kalksonen.**

Også denne har hovedbestanddeler plagioklas og kvarts med omtrent samme kornstørrelse som foregående. Kalifeltspat og biotitt mangler helt og bergarten inneholder praktisk talt ikke mørke mineraler. Den fører litt titanitt og en del blader av muskovitt, ofte ledsaget av kloritt (opt. +) og kalkspat.

De store plagioklaser er her betydelig kalkrikere og mindre friske enn i foregående. De er grumset av nydannet serisitt,<sup>1</sup> enkelte fører også små korn og staver av kalkspat, anordnet

---

<sup>1</sup> Da lengderetningen alltid er positiv kan det ikke være skapolitt.

etter 010, men derimot ikke klinozoisitt. Et sentralt  $\alpha$ -snitt av et slikt individ viser:

$$\alpha > \text{CB}, \beta : 010 = + 14^\circ, \text{alts\aa} \text{ An}_{31}$$

Til dels blir disse individer heterogene, idet en lavere lysbrytende plagioklas begynner å opptre i form av årer og strenger i dem. Disse utvikler seg videre til uregelmessige flekker og til slutt kan enkelte individer gå over til en breksjeaktig, helt uregelmessig mosaikk med skyete, uskarpe, grenser. Et godt  $\gamma$ -snitt av et slikt individ viser:

	Eldre plagioklas.	Yngre plagioklas.
$\alpha : 001 =$	+ $3^\circ$ , An <sub>20</sub>	÷ $10^\circ$ , An <sub>16</sub>

Den optiske orientering forblir temmelig uforandret.

Videre finnes friskere, forholdsvis homogene, mindre individer med dominerende periklinlameller. I  $\alpha$ -snitt viser de:

$$\beta : 010 \text{ fra } \div 7^\circ \text{ til } \div 2^\circ, \text{alts\aa} \text{ An}_{14} \text{—An}_{22}.$$

Strukturelt viser bergarten undertiden oppknusningskranser av plagioklas og kvarts omkring de store individer, men ikke så utpreget som hos foregående. Kvartsen opptrer imidlertid for en stor del som samlede årer, som kan sette igjennom plagioklasene og ofte korrodere dem. Den er lite unduløs.

De to undersøkte ganger opptrer begge i eller ved malmsonen og fører særlig nær ganggrensen en del kis som gnister og »reder«. Kisen viser seg å være overveiende kobberkis, en del magnetkis og zinkblende, men derimot ikke svovelkis. De følger overveiende oppknusningssonene, men trenger også inn i de store plagioklaser som skarptakkete utløpere eller undertiden som en fin impregnasjon. De er ofte ledsaget av muskovitt, delvis også av vifteformig kloritt og grov kalkspat. Alt dette viser at det må dreie seg om senere inntrengt kis og ikke om inneslutninger.

Når gangene innenfor kalksonen viser en utpreget mangel på mørke mineraler og en primært kalkrikere plagioklas enn de i glimmerskiferen, skjønt de begge hører til samme injeksjonsperiode, står dette sikkert i forbindelse med diffusjon fra sidebergarten.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> H. v. Eckermann: Loc. cit., p. 473.



### Dolomittiseringsproblemet.

I det her omhandlede sterkt begrensede område kan dette ikke behandles mer inngående. Dolomittenes opprinnelse er et spørsmål som selv i umetamorfe strøk ofte er meget vanskelig å besvare tilfredsstillende. Ved en annen anledning vil jeg komme nærmere inn på det i forbindelse med forekomster i Håfjellet høyere oppe i lagrekken, hvor dolomitter har en langt større utbredelse. Her skal bare omtales noen iakttagelser og momenter.

Kalkmarmoren er overalt mer eller mindre bituminøs, mens den renere dolomitt praktisk talt er fri for bitumen. Dette er et trekk som meget ofte gjenfinnes hos disse bergarter overalt i Nordland. Enten må det skyldes at de to bergarter er avsatt primært under forskjellige betingelser, eller at en senere dolomittisering har vært ledsaget av en oksydasjon av de organiske bestanddeler.

Videre finner vi i Melkedalen den forskjell, at mens kalkmarmoren alltid er mer eller mindre forurenset av primær kvarts er selv den silikatfri dolomitt praktisk talt kvartsfri.

Det er disse ting som kunne tyde på en primær avsatt eller diagenetisk dannet dolomitt, men i så fall er det ikke lett å gi en plausibel forklaring på at denne dolomitt bare inntar en kort strøklengde av en overordentlig utstrakt benk av normal kalksten. Som nevnt fører diopsidfelsene langs grensene av dolomitten også rikelig bitumen (grafitt), så man kunne tenke seg at utgangsmaterialet for disse også har vært en kalkmarmor. Derved ville den primære dolomitt reduseres til en stor linse i kalkbenken, men fremdeles i en meget isolert stilling.

Det som tyder på en senere dolomittisering er dolomittens før beskrevne urolige, slirete karakter, det moderate, men konstante gjenværende kalkoverskudd og dens isolerte opptreden. Det er imidlertid vanskelig å forestille seg hvor denne overordentlig store og lokalt begrensede magnesia-tilførsel i så fall skulle være kommet fra. Den er iallfall helt uavhengig av grannittgangene, som opptrer like rikelig i og ved den rene kalkmarmor.

Den omstendighet at dolomittens utstrekning omtrent faller sammen med den store glidesleppes og malmforekomstens utstrekning gjør det naturligvis nærliggende å sette disse i forbindelse med hverandre. Vi har imidlertid sett at dolomitten forelå som sådan allerede før skarndannelsen, og altså lenge før malmdannelsen. Dessuten finner vi 20 km lenger i nord-øst, på Virak ved Ofotenfjorden, at Melkedalskalken også her er utviklet som dolomitt over en lengere strekning uten at der foreligger hverken noen sleppe eller noen malmforekomst. I spørsmålet om årsak og virkning er jeg derfor kommet til det resultat at sleppe og malm er lokalisert hvor de er fordi der på forhånd var dolomitt, ikke omvendt (se s. 32).

Blant de tallrike metasomatiske malmforekomster i dolomittiske bergarter finner vi i litteraturen mange forskjellige tydinger. I noen betraktes dolomitten som primær,<sup>1</sup> i andre påvises en utstrakt dolomittisering, som settes i forbindelse med sure intrusiver og tektoniske forstyrrelser, frembrakt av dem<sup>2</sup> eller også settes dolomittiseringen utelukkende i forbindelse med de samme spalter, som også har tilført de ertsførende oppløsninger.<sup>3</sup> I alle tilfelle synes dolomittiseringen å ha vært eldre enn malmdannelsen.

### Oversikt over Melkedalskalkens metamorfose.

Mineral-nydannelsen må tilskrives dels den regionalmetamorfe facies for hele distriktet, dels en potensert metamorfose som følge av rikelig injeksjon med granittisk materiale og visse tilførsler fra dette, som absorberes av karbonatbergartene.

Den endogene virkning på gangene selv er som nevnt, at de i disse omgivelser mister sine mørke mineraler og får en kalkrikere plagioklas, mens noen endogen skapolittisering av dem ikke er påvist.

---

<sup>1</sup> Lindgren and Loughlin: Tintic Mining District, Utah. U. S. A. Geol. Surv. Prof. Pap. 107, 1919, p. 91.

<sup>2</sup> D. F. Hewett: Goodsprings Quadrangle, Nevada. Prof. Pap. 162, 1931, p. 59, 100.

<sup>3</sup> C. T. Park jr.: Dolomite and jasperoid in Metaline district. Econ. Geol. 1938, p. 107.

Noen eksogen kontaktsone omkring hver enkelt gang av smale, på hinannen følgende reaksjonssoner i likhet med dem som er kjent fra f. eks. Mansjø og Pargas, ble ikke påvist. Den forsterkede metamorfose omfatter betydelige mektigheter med forholdsvis homogen utvikling og en mer eller mindre regional tilførsel. For øvrig ble disse spørsmål ikke studert i detalj, da det ikke finnes noen arbeidspunkter i disse områder og heller ikke særlig gode blotninger. Undersøkelsen grunner seg vesentlig på mikroskopiske preparater av representative typer.

Mineralparagenesene er forholdsvis enkle og alle silikatmineraler er lyse og jernfattige. Det er karakteristisk at andraditt, epidot-klinozoisitt og jernertser mangler helt, altså i det hele  $Fe^{III}$ -forbindelser. Wollastonitt ble ikke påvist i kalkmarmoren, skjønt primær kvarts er til stede, idet temperaturen ikke har vært høy nok for denne reaksjon. I enkelte tilfelle er heller ikke tremolitt eller diopsid, som skulle ventes etter meamorfosegraden, kommet til utvikling, skjønt bergarten alltid fører litt magnesia (se anal. 1). Det synes som om større, pre-eksisterende kvartskorn reagerer tregt når magnesiagehalten er lav. Paragenesen kvarts-dolomitt forekommer derimot ikke og i tremolitt- og diopsidfelsene er fri kvarts praktisk talt helt forsvunnet. Talk-dannelse har ikke funnet sted.

Tremolitt og flogopitt er de mineraler som har den videste utbredelse om enn ofte i sparsomme mengder, og kan for en stor del ansees som omkrystallisasjonsprodukter av opprinnelig tilstedeværende forurensninger. Undertiden opptrer tremolittrike årer også som en yngre generasjon i diopsidfelsene.

Diopsiden har en mer begrenset utbredelse, men opptrer i rikeligere mengder og er ofte nesten enerådende i diopsidskarn, hvor de små gjenværende rester av karbonat karakteristisk nok er kalkspat. Diopsiden opptrer rikeligst innen kalkmarmoren samt i grensesonene av dolomitten, hvis primære natur derfor ikke lenger direkte kan påvises.

For dannelsen av disse masser kreves under enhver omstendighet tilførsel av kiselsyre. Denne tilførsel kan direkte påvises der hvor diopsiddannelsen har pågått inntil karbonatene er forsvunnet, idet den overskytende kiselsyre siden opptrer som kvartsstrenger. Denne kiselsyre må åpenbart være tilført under

granittiseringen, for den kvarts som ledsager malmen og er dannet ved lavere temperatur, har aldri reagert med dolomitten. Det er heller ingen direkte forbindelse mellom skarn- og malm-dannelsen, idet så vel tremolitt- som diopsidskarn oftest er påfallende fattige på kiser. Disse er dannet senere.

Andre tilførsler av betydning i forbindelse med granittiseringen kan ikke med sikkerhet påvises. En eventuell jerntilførsel må ha vært temmelig ubetydelig. Ved den regionale silikatdannelse fører tremolitten bare ca. 3 % jernsilikat, altså ikke stort mer enn karbonatenes opprinnelige jerngehalt. Flogopitten er helt farveløs. I skarnet fører diopsiden 9 % og uralitt-tremolitten 6 % jernsilikat og flogopitten viser bare en ganske svak pleokroisme. Dette er det primære jerninnhold, idet jernertser ikke er utskilt. Under disse omstendigheter er det heller ingen grunn til å anta, at den magnesia som kreves for den rikelige diopsid-dannelse i kalkmarmoren er tilført ved magnesia-metasomatose fra granittgangene. I hele distriktet finnes ingen annen rimelig kilde for denne enn dolomitten, fra hvilken den kan være tilført ved hjelp av diffunderende oppløsninger.

Pneumatolytiske mineraler finnes ikke, idet den sparsomme magnesia-turmalin sikkerlig hører til sulfidparagenesen. Den spredt opptredende skapolitt er antakelig en karbonat-skapolitt. Dens klorinnhold har ikke vært bestemt.

Kalkmarmorens bitumengehalt er omkrystallisert til grafitt, og denne grafitt gjenfinnes i alle dens kalksilikatprodukter.

Skarndannelsen i feltet er ikke utpreget høy-temperaturs, men minner påfallende om den som nylig er beskrevet av Jens Bugge fra Lødestøl ved Arendal.<sup>1</sup>

## **Oversikt over malmene og deres opptreden.**

Malmene fører som hovedmineraler svovelkis, magnetkis, kobberkis og zinkblende. De opptrer utelukkende innenfor den dolomittiserte kalkbenk og er her oppført over en strøklengde av 430 m og til en vertikal dybde innerst av opp til 100 m.

---

<sup>1</sup> Jens A. W. Bugge: Lødestøl skarnforekomst. Norsk geol. tidsskr. Bd. 25, p. 35.

Det som særlig karakteriserer forekomsten er at malmen over hele denne strekning følger en utpreget glidesleppe, som har fall fra  $45^\circ$  til  $75^\circ$  mot NW, og at den utelukkende opptrer på hengsiden av denne, som derfor får karakteren av en ligg-sleppe for forekomsten. Gjennom alle grubens 4 stoller står denne som en glatt og markert vegg med få eller ingen uregelmessigheter.

Sleppen følger i hovedsaken dolomittens strøkretning, men ikke helt. I grubens ytre del forløper den 8 m fra dolomittens heng-grense, i den innerste del derimot 2 m fra dens ligg-grense. I grubens indre del får den ellers temmelig rettlinjete sleppe, likesom dolomitten selv, en kraftig ombøyning på ca.  $65^\circ$ . Det er i området omkring denne ombøyning at fallet går ned under  $60^\circ$ , for øvrig er det alltid over  $60^\circ$ .

Malmene kan deles i to geologisk og bergteknisk temmelig skarpt atskilte hovedgrupper, nemlig ligg-gangen og impregnasjonsmalmene. L i g g - g a n g e n følger overalt slavisk langs ligg-sleppen, men med sterkt varierende mektighet. Over lange strekninger kan den være forbausende kontinuerlig, til tross for at mektigheten er ganske liten, men i visse kolonner på gangflaten utvider den seg til større mektighet. Som regel er den utviklet som en b r e k s j e - g a n g, hvor det foruten dolomitterer mellom sulfidene også opptrer større iliggende, mer eller mindre rundete bruddstykker av dolomitten. I enkelte områder er den utviklet som en k v a r t s g a n g. Ligg-gangens malmer er av overordentlig vakre og varierende typer og er uten sammenligning de kobberrikeste.

Mot hengen avløses de av fattigere i m p r e g n a s j o n s - m a l m e r, som kan ha en betydelig mektighet i dolomitten. De er mer ensformige, typisk metasomatiske fortrenningsmalmer, ofte med gradvis avtagende sulfidføring bort fra ligg-sleppen. I motsetning til ligg-gangen fører de som regel ikke magnetkis.

Bare i området omkring sleppens store ombøyning, hvor de største malmmektigheter opptrer, er det ikke noe skarpt skille mellom de to malmtyper. Her opptrer grovt porfyriske svovelkismalmer.

De prosesser som særlig har interesse i forbindelse med denne forekomst har — som vi har sett — følgende innbyrdes aldersforhold fra eldst til yngst:

Dolomittiseringen.

{ Foldningsprosessen.

{ Pegmatittinjeksjon og skarndannelse.

Glidesleppen.

Kvartsgang og malmdannelse.

Da det er meget lite å se av malmen i dagen, kan studiet av forekomsten bare foregå i gruben. Denne består av 4 stoller med en nivåforskjell av 80 m fra den øverste, stoll I, til den underste, stoll IV, samt enkelte slepesynker. Oppfaringen innskrenker seg derfor til et eneste plan, idet der i hele gruben bare finnes 6 korte tverrslag mot hengen og 2 mot liggen.

Alle disse drifter var tilgjengelige, mens de steile strosser på de bedre malmpartier av mangel på faring som regel var utilgjengelige. Hvor taket på disse kommer temmelig høyt opp (se lengdeprofilen) er det derfor vanskelig å studere malmen i detalj.

#### Glide-sleppen.

En viktig geologisk faktor er den nevnte glide-sleppe, hvis forløp fremgår av kartene.

Den er et storartet eksempel på et usymmetrisk brudd, som av Lukas Waagen<sup>1</sup> klassifiseres som »ulikesidet forkastning«. Disse karakteriseres ved en glatt bruddflate mot en fast blokk (som regel i liggen) på den ene side, og en oppknusningssone eller breksje på den annen side. I vårt tilfelle representerer den neppe noen nevneverdig forkastning, men da den i hovedsaken forløper parallelt med strøket, kan forskyvningen ikke nærmere fastsettes.

Etter Waagen må et slikt glatt brudd være fremkommet under strekkspenning og på et forholdsviss moderat dyp. En etterfølgende trykkspenning resulterte i en glidning, som frem-

<sup>1</sup> Lukas Waagen: Zur Mechanik der Brüche und Verwerfungen. Z. f. p. G. 1927.

kalte breksjering på undersiden av den bevegete blokk og til dels polering mot den faste blokk.

En videre følge av trykket er dannelsen av tilstøtende diaklaser. Som regel vil disse forløpe spissvinklet diagonalt, idet den ene ende tangerer i nærheten av hovedspalten, den annen ende etterhånden taper seg innover mot hengen. Fig. 3. Også diaklasene spiller en rolle for malmdannelsen.

Sleppen (bruddet) opptrer i hele sin lengde i dolomitt. Det er en alminnelig erfaring fra en rekke malforekomster verden over, at brudd og breksjering fremkommer langt oftere i dolomitt enn i kalk. Dette henger sammen med at dolomitt ifølge sin struktur er en relativt sprø bergart i sammenligning med kalk, som under trykk mere reagerer som en plastisk masse.

Mektigheten av den egentlige beksje er sterkt varierende, fra 0 opp til ca. 2 m. Innenfor denne har det foregått en sterk bevegelse. Dolomitt-bruddstykkene, som kan bli opp til hodestore, er ofte dreiet ut av sin opprinnelige stilling og til dels avrundet, mens mellommassen har vært finknust.

Mot liggen begrenses den skarpt av hovedsleppen, på hvis underside det aldri forekommer breksjering. Mot hengen kan den også være skarpt begrenset, særlig mot diaklaser. I mange tilfelle kan den imidlertid gå gradvis over til en skarpvinklet oppspaltning av dolomitten in situ, som taper seg mot hengen.

Sleppen og breksjen har et gjennomgående rettlinjet forløp, uavhengig av bergartens foldning. Granittgangene derimot har et høyst uregelmessig forløp, er selv ofte sterkt foldet og har aldri benyttet sleppen som intrusjonsvei. Herav kan vi slutte at de er eldre enn denne, hva som også bekreftes av den direkte iakttakelse, fig. 6.

## Beskrivelse av forekomsten.

### Malmens utgående (se dagkartet).

De vesentligste blotninger i dagen finnes ved munningen av stoll I og videre oppover den høyeste haug i terrenget, som når opp til 270 m o. h., og hvor sikkerlig det opprinnelige malmfunn ble gjort.

Som det fremgår av dagkart og lengdeprofil er her 2 synker, den første bare 3 m dyp, den annen med forbindelse ned til stoll I. I begge viser seg en markert overflate-oksydasjon. Det er dannet jernhatt ned til 3 m dyp, uten rester av sulfider, men med en del malakitt. Under står malmen med ca. 2 m mektighet. Det meste av den er forholdsvis rik og påfallende grovkornig, med inntil 2 cm store, idioblastiske svovelkisindivider i den fremdeles noe rustne dolomittmasse, så den får et porfyrisk utseende. Den fører foruten zinkblende også atskillig magnetkis mot det liggende. Mot hengen går den over til rike slirer eller rike impregnasjoner av svovelkis, men med nokså markert grense mot nesten impregnasjonsfri dolomitt. Ved munningen av stoll I er malmens mektighet øket til 5 m, derav 2 m i ligger grov malm, resten gode impregnasjoner.

Alle malmene her oppe er så vidt rike på kobberkis, at man skulle kunne formode en sementasjonsanrikning av denne under jernhatten. Mikroskopisk kan sikre tegn til en slik imidlertid ikke påvises, og nye kobbersulfider opptrer ikke.

I begge synker begrenses malmen og jernhatten skarpt av den markerte og steilt fallende liggssleppe, som i den nordligste synk ikke er over 2 m fra skifergrensen.

I røsken 40 m videre mot nord står fremdeles typisk porøs jernhatt i vel 2 m bredde. Den er ikke gjennombrutt. Endelig sees i en røsk 15 m videre mot nord de siste tegn til malm i dagen. Det er en fattig impregnasjon med atskillig jernhatt over, som fører en del malakitt. Ved de røsker og undersøkel-sesarbeider som er gjort enda lengere mot nord, finnes ikke spor av impregnasjoner. Som før omtalt er det her også slutt med dolomittiseringen.

Malmen kan altså ikke påvises i dagen nevneverdig lengere mot nord enn den allerede er oppfart i de øvre stoller.

I den nedre del av feltet sees ikke andre blotninger av malm i dagen enn de som er frembrakt ved de 3 oppdrifter fra stoll II, III og IV.

Bare i den førstnevnte av disse er nevneverdig malm. I den temmelig store utstrossing og røsking omkring dagåpningen her sees atskillig jernhatt og vel 4 m mektig impregnasjonsmalm, hvorav bare den hengende halvdel er rik. Nordover er den sik-



kerlig sammenhengende med den før omtalte ved munningen av stoll I, men sydover forsvinner den snart.

Sønnenfor stoll IV er terrenget sterkt overdekket, men det er to grunner for å tvile på at malmen vil fortsette langt i denne retning. Før det første er det slutt med dolomittiseringen allerede ved neste blotning nær arbeiderboligene på Kampen, for det annet nærmer liggssleppen seg så sterkt dolomittens hengsgrense, at det er fare for at den snart vil passere ut av denne.

#### **Stoll I.**

Ved munningen står som nevnt mektig malm og impregnasjon, som sees å være hårskarpt begrenset mot liggssleppen. Her er nemlig et av de steder hvor sleppen krysses av et tverrslag 5 m inn i liggende dolomitt, som viser seg helt fri for impregnasjoner.

Innover stollen smalner malmen raskt av. Ved synken er ligg-gangen redusert til 4 dm og utgjør til slutt bare en ganske smal rand, klint inn til liggssleppen. Impregnasjoner mangler nå helt, så vel i stollen som i et 4 m langt tverrslag mot hengen.

Innenfor utvider liggmalmen seg igjen helt plutselig til full stollbredde av 2 m og er, som det sees av lengdeprofilet, utstrosset i opp til 6 m høyde. Her har vi det forholdsvis sjeldne tilfelle, at malmen er begrenset av en sleppe også på hengsiden. Den utfyller helt rommet mellom disse to glatte slepper, som har 70° vestlig fall og 2 m avstand. Disse fortsetter helt til bunnen av stollen, mens malmen senere gafler seg og en streng følger hver sleppe. Den mellomliggende dolomitt er omtrent fri for impregnasjoner.

I det hele er det meste av denne stoll karakterisert ved lite impregnasjoner og mer samlet malm, hva som øyensynlig skyldes begrensningen av slepper på begge sider.

#### **Stoll II.**

Den markerte liggssleppe ledsages fra stollmunningen av en kontinuerlig ligg-gang, som oftest er ganske smal, men med lokale og rike utvidelser og forbausende skarp grense også mot hengen. Her ledsages den av en impregnasjonsone

Fig. 2. Ligg-sleppen, fulgt av 2 dm breksjemalm (b). Skarp, bølgende grense også mot impregnasjoner i hengdolomitt. (*Breccia ore following foot-wall fissure. Regular boundary also towards the hanging-wall impregnations.*)



i dolomitten, som i stollutvidelsen ved første synk sees å være bare 3 m bred og temmelig kisfattig.

Også her gjennombrytes sleppen av et tverrslag inn i liggen, og vi får et godt overblikk over kontrasten mellom dens to sider. Den sees plan og knivskarp å skjære dolomitten, men har frembrakt en forsterket småfolding av de nærmeste dolomittlag (fig. 2). I det store og hele følger den temmelig nøyaktig dolomittens fallretning.

På liggsiden sees et par millimeterbrede kisstrenger nær sleppen, for øvrig ikke spor av kis. På hengsiden har vi massiv og porfyrisk utseende breksjemalm med isolerte skarpkantete svovelkiskrystaller. Mot sleppen er grensen plan og knivskarp, mot hengen er den bølgende likesom dolomitten, men også forbausende skarp. Mektigheten er oftest bare 2 dm, men med en lokal utvidelse til 1 m. Kort innenfor tverrslaget mangler ligg-gangen helt på en kortere strekning.

Impregnasjonene er her overalt fattige, både i stollen og i tverrslaget mot hengen, som ikke har nådd helt igjennom dem. Deres horisontale bredde blir altså over 6½ m. I dette tverrslag opptrer en temmelig stor pegmatittmasse, som delvis skjærer lagene.

Omtrent 15 m innenfor er et lite kne på stollen, hvor sleppen synes å skifte litt over mot hengen. Lokalt opptrer her flere parallelle glideflater og der sees litt breksiert dolomitt uten malm.

Herfra begynner det mektigste malmparti i hele gruben. Det opptrer omkring sleppens store ombøyning og er utstrosset opp til 7—8 m vertikal høyde. Til å begynne med får man foruten ligg-gangen rike impregnasjonsstriper i hele stollens bredde. Disse striper går etterhånden i strøk temmelig raskt over til paral-

lelle grener av kis, nesten av ligg-gangens karakter, mellom svaker impregnerte dolomittlag. Til slutt får man en forholdsvis samlet malm, meget grovkrystallin med sentimeterstore svovelkisindivider, men forholdsvis kobberfattig. Den er imidlertid fremdeles ikke homogen. Temmelig langt inn i hengen opptrer rike malmpartier, som igjen forsvinner i sin egen strøkretning, uten at man direkte kan påvise noen skjæring av dolomittlagene. Forskjellen mellom ligg-gang og impregnasjonsmalm er altså temmelig utvasket.

Mektigheten av god malm i stollen når opp til 3 m, men oppe i strossen når den opp til  $5\frac{1}{2}$  m, som er maksimum for hele gruben. I middel for hele strossens lengde og høyde blir den 2,5—3 m. Det er ikke i selve den skarpeste ombøyning av liggplanet at den største mektighet opptrer, men på begge sider av denne. I selve ombøyningen sees malmen iallfall i taket av strossen å være forholdsvis smal på grunn av en skarp innfolding av hengberget.

Ved indre ende av den store strosse, hvor den delvis er gjenrast, står fremdeles 8 dm malm som typisk ligg-gang. Denne forsvinner snart og over de følgende 20 m av stollen er intet annet tegn til den enn et par klumper av litt malmførende kvarts etter liggplanet. Impregnasjoner mangler også så godt som helt, men sleppen opptrer like skarpt markert som ellers. Den danner alltid den ene stollvegg, idet den som en utmerket avløsningsflate letter stolldriften betydelig. Et par steder her er den imidlertid gjennombrutt ved feildrift, og da sees den i taket bare som en ubetydelig, nesten usynlig spalte. På baksiden er som vanlig ikke spor av erts.

I innerste del av stollen følger et nytt parti med typisk ligg-malm i 1—1,5 m mektighet, delvis brutt i en lav strosse. Den er kobberrikere enn den forrige. Inn mot stollens bunn blir den ganske smal og etterhånden meget kvartsrik. For øvrig opptrer normale impregnasjoner i hele stollens bredde. Denne malm var i stoll I som før nevnt begrenset av en sleppe også på hengsiden, som imidlertid ikke sees her.

Hele stoll II, bortsett fra den innerste del, er karakterisert ved forholdsvis lave kobbergehalter. I det hele er det vanskelig å finne en regel for kobberets fordeling på ligg-gangen.

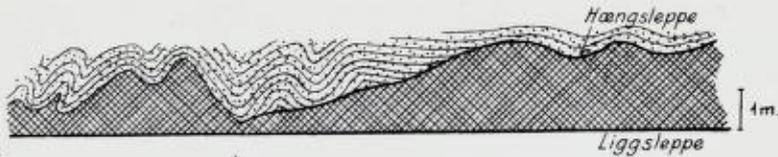


Fig. 3. Breksjemalm (krysset). Plan ligg-grense. Hengsgrensen mot impregnasjonsmalm (prikket) følger dels en hengsleppe (tykk strek), dels dolomittens folder.

*(Breccia ore between the plane foot-wall fissure and impregnated dolomite, limited partly by a hanging-wall fissure, partly by the folds of the dolomite).*

På den glattpolerte stollvegg etter liggsleppen skulle det være lett å observere friksjonsstriper, hvis det har foregått noen større bevegelse etter sleppen. Noen helt markerte sådanne er intetsteds iaktatt, formodentlig fordi bergarten ikke er hard nok, men i den ytre del av stoll II kan mindre tydelige striper sees her og der. De følger ikke nøyaktig fallretningen, men i forhold til denne peker de noe ut stollen nedad.

Inneslutningene av stripet dolomitt i liggmalmen observeres ett sted å være tydelig breksjeaktig forskjøvet og ikke parallelle.

### Stoll III.

Dette er den 342 m lange forbindelsesstoll mellom grubens ytre og indre malmkolonner. Den har 2 innslag som krysser hverandre. Det fra hengsiden skjærer grensen av dolomitt mot hengende glimmerskifer 8 m horisontalt fra sleppen, uten noen pegmatitt på grensen. Det fra liggsiden krysser snart sleppen, på hvis underside det bare sees ytterst ubetydelige impregnasjoner. Langs sleppen er en utpreget ligg-gang, som har vært drivverdig over en lengde av 65 m, og hvor strossingen har nådd en høyde av 5—6 m over sålen.

Malmen er helt massiv breksjemalm med bra kobberinnhold, men ikke særlig svovelrik på grunn av tallrike dolomittbruddstykker og atskillig kvarts i gangmassen. Midt i malmen treffes en pegmatittlinse, som selv ikke fører spor av erts.

Mektigheten tiltar raskt fra under 1 m ved stollinnslaget til noe over 2 m. Derover følger 3 m fattige impregnasjoner.

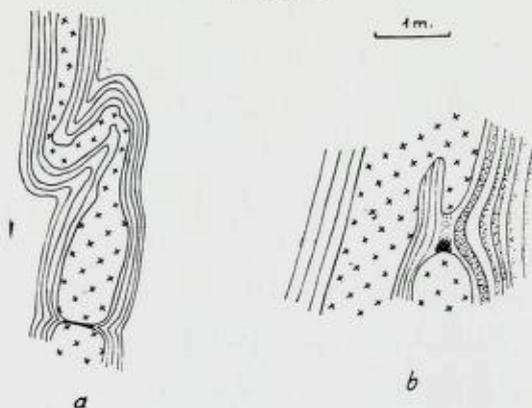


Fig. 4. a. Pegmatitt foldet med dolomitten.  
(Pegmatite folded with the dolomite).

- b. Pegmatitt som skjærer dolomitten, men ikke impregnasjonsstripene (prikket).  
Krysskravert er grov, yngre kalkspat.  
(Pegmatite, cutting the dolomite, but not the impregnations (dotted)).

Henggrensen av gangen er skarp og svakt bølgende likesom dolomittlagene og utgjøres i den ytre del av stollen likeledes av en sleppe. Denne forløper snart diagonalt i forhold til ligg-sleppen og synes å treffe denne ca. 17 m innenfor stollkrysset. På denne strekning sees sleppen og dermed også malmens henggrense å overskjære dolomittens store folder. Videre innover synes malmens henggrense i hovedsaken å følge disse folder, som her er meget sterke, mens ligg-grensen er plan som før. Resultatet blir en stadig variasjon i mektigheten, som enda et par steder når opp til 2 m, men smalner av mot strossens ende. Det hele sees meget vakkert i strossens tak, slik som det er fremstillet på fig. 3. Da imidlertid taket som nevnt befinner seg i 6 m høyde kan detaljer ikke så godt studeres, bl. a. spørsmålet om hengsleppens forhold til impregnasjonsmalmen i dolomitten.

I første tverrslag mot hengen sees fattig impregnasjon, gradvis avtagende til 4 m fra liggplanet, senere intet. I tverrslaget sees også en pegmatittgang foldet sammen med dolomitten. Den overskjæres et sted av en glideflate, fylt med lys glimmer og mot hvilken dolomittlagene plastisk er bøyd inn. Fig. 4 a.

Ved indre ende av strossen og ved stigorten opp til dagen er ligg-gangen bare få dm mektig langs den glattpolerte ligg-

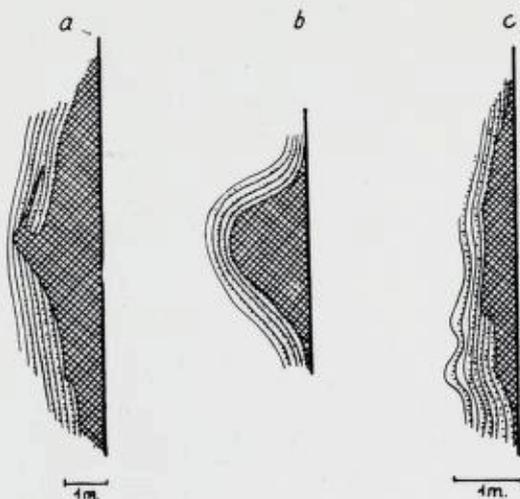
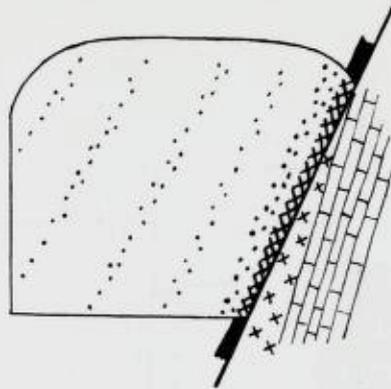


Fig. 5. Forskjellige typer på brekkesjelmalmens henggrense mot impregnasjonsmalmene. Til høyre overalt den glatte ligg-sleppe.  
(Types of the hanging wall of breccia ore towards the impregnated dolomite. To the right always the foot-wall fissure).

sleppe og skarpt begrenset på begge sider. Særlig hvor dolomitten er ufoldet og tydelig laget, er kontrasten påfallende mot den massive liggmalm, som helt mangler parallelltekstur, fører de karakteristiske store porfyriske kuber av svovelkis, atskillig kvarts, oftest som runde dråper, og bruddstykker av dolomitten, som flere steder sees å ligge i sin opprinnelige lagstilling. Hvor dolomitten er foldet følger malmens henggrense ikke alltid foldene, men man kan se temmelig tydelige overskjæringer av de impregnerte dolomittlag. Fig. 5 c.

Videre langt innover stollen er den smale ligg-gang temmelig kontinuerlig, oftest bare 1 dm bred, men kan også spores som bare en millimeterbred stripe langs sleppen. Over kortere stykker mangler den helt, andre steder viser den plutselige små utvidelser. Den er overalt forholdsvis kvartsrik.

Omtrent hele veien opptrer impregnasjoner over hele stolens bredde, til dels forholdsvis rike med slireformet utvikling. De sulfidrike slirer i dem har imidlertid ikke ligg-gangens



(Fig. 6. Pegmatitgang (kors) i stoll III avskjæres av sleppen og breksjemalm.)  
(sort). I hengen impregnasjoner.

*Pegmatite vein (crosses) in adit III, cut by foot-wall fissure and ore (blacken)*

breksje-karakter og heller ikke dens store svovelkiskuber. Undertiden synes det imidlertid å være overganger mellom dem.

Forholdene på denne strekning viser tydelig, at det ikke er noe kvantitativt forhold mellom ligg-gangen og impregnasjonsmalmen. Den første kan være svakt, den annen sterkt utviklet, eller omvendt. Hvor sleppen her og der er gjennombrutt viser dens liggende seg overalt fri for eller bare med spor av impregnasjoner.

Ved 20—25 m innenfor sistnevnte stigort utgjøres sleppens underlag av en granitt-pegmatitt, åpenbart en gang parallell med dolomittens lag. I stollens såle sees den ca. 3 dm bred, men blir ganske smal oppe i taket og sees likeledes bare få meter i stollens lengderetning. Det ser ut til at granittgangen er avskåret av sleppen, for i hengen er intet spor av den. Der forløper ligg-gangens breksjemalm uforstyrret. Fig. 6. På selve spalten er utfelt litt grov kalkspat.

Dette er det eneste sted hvor en slik granittgang observertes direkte i kontakt med sleppen, så deres innbyrdes aldersforhold kan iakttas.

Midt inne i stollen er en 8 m dyp synk, som ble drevet fordi det her på ligg-gangen ble påtruffet en 1½ dm tykk, nesten ren kvartsgang med rikelig kobberkis. Den tapte seg snart mot dyppet, hvor det bare var impregnasjonsmalmer. I tverrslaget

her sees disse inntil 5 m fra liggen med jevnt avtagende kisføring, derav de siste 2 m bare ganske ubetydelig.

Ligg-gangen fortsetter videre ganske smal, men kobberrik. Den viser overganger mellom den kvartsrike og den kisrike type, som begge må høre temmelig nøye sammen. 11 m innenfor synken utvider den seg igjen til en større kisførende kvartsmasse, men ganske kort. Gangen er herfra noe mer fremtredende, opp til 3 dm mektig, kobberrik og her også med rikere zinkmalm. Dolomittlagene sees tydelig å danne en vinkel med liggssleppen, som tydelig skjærer dem.

Ved begynnelsen av neste lille strosse utvider gangen seg plutselig til en stor klump av rik kobbermalm, fig. 5 b, et godt eksempel på disse karakteristiske utvidelser på en smal gangstreng. Mer ekstraordinært er at på dette sted opptrer også en kort kobberrik kvartsgang  $1\frac{1}{2}$  m inne i hengdolomitten. For øvrig er overalt god impregnasjon.

Videre innover fortsetter ligg-gangen regelmessig, oftest et par dm bred, men et par steder med små plutselige utvidelser som før, og i disse opptrer ekstraordinært store svovelkiskrystaller. Selve liggssleppen viser undertiden en fylling av grovkrystallin kalkspat uten kvarts.

I neste lille strosse, rett under munningen av stoll II, består ligg-gangen av grov, hvit kvarts med atskillig kobberkis og zinkblende. Disse kvartsganger fører som regel lite svovelkis. Den har bare vel 10 m lengde og opp til 7 dm bredde. Det er samme gangtype som vi finner rikeligere representert i stoll IV.

I strøk går den igjen over i den vanlige kisrike type, idet vi får den hvite kvarts som rundaktige og gradvis avtagende inneslutninger i kisen. I hele stollbredden opptrer fremdeles forholdsvis gode impregnasjoner, men under sleppen er intet spor av dem.

I stigorten til stoll II mangler ligg-gangen helt eller også er den ganske smal (maksimum 2 dm), mens gode impregnasjoner inntar hele driftens bredde. Nøyaktig likedan er forholdet videre innover stollen, men med enkelte av de små plutselige utvidelser. Vi ser her et meget tydelig eksempel på hvordan den massive ligg-gang sender skarpt begrensede utløpere inn i den impregnerte dolomitt og normalt inneslutter dolomitti-





Fig. 7. Detalj fra breksjemalmens henggrense mot impreg-  
nert dolomitt.

*(Detail from hanging wall contact of breccia ore towards  
impregnated dolomite).*

bruddstykker. Fig. 7. Ved nevnte stigort opptrer en større pegmatittgang i impregnasjonssonen. Av fig. 4 b fremgår tydelig hvordan den skjærer dolomittens lag, men neppe impregnasjonsstripene. Der er utfelt litt grov, yngre kalkspat.

På begge sider av tverrslaget innenfor mot hengen opptrer et rikere parti i stollen over en lengde av 32 m. Malmen er av samme type som i det tilsvarende parti i stoll II, men både mektighet og svovelgehalt er mindre. Også her mangler en skarpt utviklet ligg-gang, men de rikere impregnasjonsslirer kan til dels minne om ligg-gangens type, bare mer uregelmessig og vekslende med bånd av svakt impregnert dolomitt. De kan også til dels få en breksje-karakter med kryssende ertsårer i dolomitten. I så fall er kisen hovedsakelig samlet på disse årer og de mellomliggende dolomittstykker er forholdsvis impregnasjonsfri.

I tverrslaget kan mektigheten iakttas. Fra sleppen er rik impregnasjon i 4 m bredde, deretter 2 m fattig impregnasjon og siden helt ertsfri dolomitt. Kobbergehalten er sparsom like-  
som ovenfor i stoll II og også zinkgehalten er meget moderat. Dog sees et par steder grov zinkblende som slirer.

Ved selve ombøyningen, hvor fallvinkelen er helt nede i  $45^\circ$ , opptrer et kort, kobberrikt kvartsparti som ligg-gang. For øvrig fører de innerste 25 m av stollen bare fattige impregnasjoner. Ved bunnen står således bare 3—4 dm impregnasjon, men her med mer kobberkis og magnetkis enn vanlig. Vi nærmer oss derfor øyensynlig den innerste malmkolonne fra stoll II, som enda ikke synes å være nådd.

I denne indre del av stollen har sleppen vært gjennombrutt ved skytningen på kanskje 20 forskjellige steder. Undersiden viser oftest absolutt ingen, et par steder ytterst sparsom impregnasjon.



Fig. 8. Uregelmessig pegmatitt skjærer dolomitten, men er eldre enn breksjemalmen.  
(Irregular pegmatite, cutting the dolomite, but older than the breccia ore).

Langs stoll III i hele dens lengde går liggsleppen glatt og uforstyrret, men noen tydelige glidningsstriper kan ikke iakttas på den. Ombøyningen synes å være mindre skarp enn i de to øvre stoller.

#### Stoll IV.

Stollen går fra hengende glimmerskifer ved munningen og diagonalt gjennom kalk og dolomitt uten spor av impregnasjon. Flere pegmatittganger som passerer sees å skjære dolomittens folder.

Ved sleppen står ligg-gangen i bare  $\frac{1}{2}$ —1 dm bredde, ledsaget av smal og fattig impregnasjon. Gangen er en typisk breksjemalm, forholdsvis kobberrik, og utvider seg gradvis til i middel  $1\frac{1}{2}$  m, maksimum  $2\frac{1}{2}$  m mektighet. Den er trinnsvis utstrosset med gjennombrudd til dagen i den ytre del, hvor det er slutt med malmen.

I den indre del av strossen sees i taket meget vakkert, hvordan malmen overskjærer dolomittens lag. Fig. 5 a. Fra breksjemalmen kan også sees helt tverrgående kisårer inn i dolomitt. Likeledes i taket iakttas en av de for malmsonen karakteristiske klumpformige pegmatittganger, som her opptrer midt i malmen, men ikke kommer helt i berøring med liggsleppen. Fig. 8. Det fremgår at den tydelig overskjærer dolomittens lag, men synes å være eldre enn breksjemalmen. Impregnasjonene i dolomitten kan også være tilkommet senere. Helt entydig er forholdet for øvrig ikke.

Innenfor strossen kniper ligg-gangen plutselig sammen og over de følgende 10—15 m mangler den delvis helt, dels er der

en ganske smal normal kisgang, dels bare et smalt bånd av kvarts. Det sees et sted tydelig, at kvarts- og kisgangen går over i hverandre. Impregnasjoner finnes over hele stollens bredde, men meget fattige.

De følgende 20 m inn til indre lille strosse er ligg-gangen en typisk breksjemalm med hårskarp grense også mot hengen, idet også denne ofte utgjøres av en glatt sleppe, likesom i stoll III rett ovenfor.

Her er det eneste område i hele gruben, hvor det et par steder ser ut som om gangen også kommer *under* liggssleppen. Det ene sted sees en sekundærsleppe å bøye inn og danne underlaget for kisen. Det annet sted ser det imidlertid ganske ut som om smal gangkis opptrer helt identisk på begge sider av hovedsleppen og at denne altså gjennomsetter kisen. I strossen er også brutt en klump malm som når vel 1 m under liggplanet (se grubekart). Noen regelmessig utbredelse har den ikke hatt, da der nå sees lite tilbake av den. Her synes å opp- tre flere slepper, mens hovedsleppen ikke er så markert utviklet som ellers, og dette kan vel ha bidratt til de unormalt utseende forhold her.

I indre del av siste strosse står den sulfidiske ligg-gang enda med 1,3 m mektighet, noe uregelmessig, men få meter innenfor går den raskt over i en like mektig gang av grovkornig, hvit kvarts med et nettverk av grovkrystallin kobberkis, zinkblende og magnetkis, men lite svovelkis. Den støtter seg som før til liggssleppen, men også hengsiden er skarpt begrenset, skjønt undertiden med kisleførende kvartsårer inn i dolomitten. Mektigheten øker til 2 m. Til å begynne med er gangens hengparti rikere på svovelkis og nærmer seg i karakter mer den vanlige kisgangstype, men snart etter blir kvartsgangen enerådende fra ligg til heng. Slik holder den seg helt til bunnen av stollen, hvor den gafler seg i flere grener. Her opptrer ved siden av kvartsen også grovkrystallin kalkspat, som til dels gjennomskjærer den lagete dolomitt i smale selvstendige årer, som også kan føre litt innesluttet kis. Impregnasjonene i hengen av kvartsgangen er noe rikere enn før.

Både malm og impregnasjoner synes i hele denne stoll å være rikere på zinkblende og visstnok også på kobberkis enn i de øvre stoller.

#### Malmkolonner.

Malmen på et gangplan er meget ofte ujevnt fordelt, med variasjoner i mektighet eller metallinnhold eller begge deler. Dette kan være avgjørende for drivverdigheten av de forskjellige seksjoner, så det er viktig under grubedriften å søke å finne regler for dem. Påfallende ofte viser det seg at der kan påvises visse grove ledelinjer for disse variasjoner. Man taler da om malmkolonner (ore shoots, Erzfalle). En ting er å finne de empiriske regler for deres forløp, ulike vanskeligere er oftest å finne det teoretiske grunnlag for deres opptreden. I denne henseende finner man mange sterkt divergerende anskuelser i den geologiske litteratur.<sup>1</sup>

Av den foregående beskrivelse, og særlig av vedliggende grubekart synes å fremgå, at det i Melkedalen kan utskilles malmkolonner av denne art. Videre viser det seg, at denne ujevne fordeling bare omfatter ligg-gangens malm. Impregnasjonsmalmen opptrer helt uavhengig av den, også der hvor ingen ligg-gang er utviklet, og viser i det hele ikke store variasjoner i strøkretningen. Det er derfor åpenbart breksieringens forløp som har vært bestemmende, og det er bare for mektighetsfordelingen at der synes å herske en viss regelmessighet. For den sterkt varierende kobbergehalt har det ikke kunnet påvises noen faste regler, heller ikke for forholdet mellom kvarts- og sulfidgangen.

Som det fremgår av kartet over gruben kan det påvises 2 markerte malmkolonner i dens ytre del (stoll IV—III) og 2 i den innerste del (stoll I—II—III), mens det lange mellomparti på over 200 m bare viser moderate tilløp til mektighetsøkninger på ligg-gangen. Grensene for kolonnene er markert ved røde, strekete linjer, og deres forløp sees best på vertikalprofilen. Ret-

---

<sup>1</sup> C. D. Hulin: Structural control of ore deposition. Econ. Geol. 1929, p. 15—49. Diskusjon av samme, *ibid.* p. 657—63.

ningen er bare tilnærmedesvis, da grubedriften enda ikke er dyp nok til å fikser dem nærmere.

Som det sees følger de ikke fallretningen, men trekker seg mot dypet noe ut stollen. Denne retning faller omtrent sammen med den, som (s. 37) ble funnet for retningen av glide-stripene på liggplanet.

### Ertsmineralenes geokjemi.

Av de forholdsvis grovkornige malmer her lykkedes det meg å plukke ut hvert enkelt ertsmineral i meget ren tilstand. Disse var fra ligg-gangen: Arsenkiskrystaller, svovelkiskrystaller, magnetkis, kobberkis og zinkblende, fra impregnasjonsmalmene: svovelkiskrystaller.

Av disse har Dr. Ivar Oftedal tatt spektrogrammer i ultrafiolett lys. I spektrogrammene ble søkt etter alle elementer som overhodet kunne tenkes å opptre. De elementer utenom hovedbestanddelene, som ikke er oppført nedenfor, er derfor ikke til stede i en konsentrasjon som overstiger følsomhetsgrensen. Det bortsees da fra spor av elementer fra tilblandete bergartsmineraler, samt fra kobber. Sistnevnte ble påvist i alle prøver i mengder fra 0,01—0,1 %, men antas i alle tilfelle å skrive seg fra mekanisk tilblandet kobberkis.

Arsenkis (krystall) Au. 23. Stoll III.

Co  $\leq$  1 %

Ni < 0,01 %

Ag < 0,001 %

Svovelkis (krystall) fra ligg-gangen. Ch. 10. Stoll III.

Co  $\sim$  0,1 %

Svovelkis (krystall) fra kobberfattig impregn. malm.  
Ch. 15 Stoll III

Co  $\sim$  0,01 %

Magnetkis. Ch. 6. Stoll IV.

Intet av interesse. Ni og Co umerkelige.

**Kobberkis.** 2 forskjellige prøver, Au 23 og Ch. 10, Stoll III, innbyrdes overensstemmende.

Ge  $\sim$  0,01 %

Ag  $\sim$  0,00x \*

Sn  $\sim$  0,001 \*

**Zinkblende.**<sup>1</sup> 2 forskjellige prøver, Ch. 8, Stoll III og Ch. 12, Stoll IV, innbyrdes overensstemmende.

Cd  $\sim$  0,5 %

Ga  $\sim$  0,005 \*

Ge  $\leq$  0,001 \*

Hg  $\sim$  0,001 \*

Bly fantes ikke i noen av prøvene, og selvstendige blymineraller er heller ikke påvist.

Kobolt sees å være sterkt konsentrert i den meget sparsomt opptredende arsenkis. Svovelkisen i ligg-gangen har en tierpotens høyere koboltgehalt enn den fra impregnasjonsmalmen. På grunnlag av bare 1 prøve fra hver type kan det ikke avgjøres om dette er en fast regel, som eventuelt kunne ha med dannelsesstemperaturen å gjøre. Som regel stiger koboltgehalten med temperaturen. I de andre ertsmineraller mangler kobolt helt.

Nikkel spiller ingen rolle i denne paragenese, og kunne bare påvises som spor i arsenkisen.

Germanium har en særlig interessant opptreden. Etter Oftedals omfattende undersøkelser (loc. cit. p. 99) har han tidligere påvist dette element bare i zinkblender, hvor det særlig anrikes ved lave dannelsesstemperaturer. I kobberkis har han tidligere overhodet ikke påtruffet det. Her i Melkedalen er imidlertid forholdet, at kobberkisen har et høyt germaniuminnhold (0.01 %), mens zinkblenden som forekommer sammen med den, fører ganske lite germanium. Hva dette genetisk innebærer, har man enda ingen erfaring for.

Tinn forholder seg likedan. Den forhåndenværende lille mengde fantes bare i kobberkisen, mens den ellers pleier å fin-

<sup>1</sup> Ivar Oftedal: Nebenbestandteile norwegischer zinkblendeführender Vorkommen. Det Norske Vidensk. Akad. Skr. Oslo 1940, no. 8, p. 64.

nes i zinkblenden. Da selvstendig stannitt er påvist på forekomsten, kan ingen slutninger trekkes.

Zinkblenden er her karakterisert ved fravær av indium og kobolt, et midlere gallium- og et lavt germanium- og kvikksølvinnhold. Dette tyder hverken på særlig høy eller særlig lav dannelsesstemperatur. For kjemisk analyse ble utplukket en prøve av den grovkornige zinkblende fra kvartsgangen i stoll IV (samme som den spektrograferte). Fargen er meget mørk brun, undertiden med gyllenbrune indre reflekser. Pulveret er mørkt rødbrunt.

Den ble analysert av kjemiker Olaf Røer, Oslo Materialprøveanstalt. Prøvens renhet fremgår av at den inneholdt bare spor av uopløst ( $< 0,1\%$ ) og  $< 0,02\%$  Cu.

Zn .....	57,95 %
Cd .....	0,17 »
Fe .....	7,96 »
Mn .....	0,43 »
Cu .....	0,02 »

Omregnet til monosulfider gir dette i sum 99,86 % (derav 33,26 % S). Etter fradrag av 0,05 % kobberkis, som antagelig er mekanisk tilblandet, og avrunding til 100 % får vi for den rene zinkblende:

ZnS .....	86,56 %
CdS .....	0,22 »
FeS .....	12,54 »
MnS .....	0,68 »
	<hr/>
	100,00 %

Kadmium- og mangangehalten er omtrent den vanlige for våre kaledoniske kisforekomster.

**Edelmetaller.**

Det har vært antatt, at gedigent gull skal ha vært funnet i Melkedalen. Således sier H. H. Smith i Norsk Geologisk Tidsskrift, Bd. 14, pag. 320:

»Han (geschwornen Gottfred Puntervold, Bodø) visade mig då två stuffer, som båda förde guld tydligen synligt för blotta ögat. Den ena var en vanlig finkornig något porös svavelkis, var man kunde se en del små tunna guld-blad, ..... Första stuffen kom från Melkedalens gruva i Ballangen och var tagen i inslaget på den översta stollen, som endast trängt in ca. 6—8 m under kisens utgående i dagen, altså ännu inom förvittringszonens område.«

Jeg er nærmest tilbøyelig til å tro at det må foreligge en eller annen misforståelse her. For det første finnes »vanlig finkornig svavelkis« overhodet ikke i Melkedalen. Svovelkisen er tvert imot overalt grovkornig, og slett ikke av vanlig type, som det fremgår av den tidligere beskrivelse. For det annet viser gullgehalten i denne forekomst seg å være så lav, at det er lite sannsynlig at synbart gedigent gull ville bli utskilt, selv under oksydasjonssonen.

For å få et overblikk over edelmetallgehalten ble det gjort mikro-dokimastiske bestemmelser av hvert enkelt ertsmåneral i forskjellige stuffer fra gruben.

	Gram pr. tonn	
	Ag	Au
Grov svovelkismalm, Stoll II .....	6	0
Breksjemalm. Au 23, Stoll III		
Arsenkis-krystall .....	15	Spor
Svovelkis-krystall .....	4	0
Kobberkis .....	67	1
Zinkblende, neppe helt ren .....	2,5	0
Breksjemalm, samlet,		
fhv. lav kobbergehalt. Ch. 6, Stoll IV .....	2	0,2
Kvartsgang. Ch. 12, Stoll IV		
Magnetkis .....	0,2	< 0,1
Zinkblende, ren .....	0,5	0
Kobberrik malm mot ligg-sleppen .....	29	0



Det sees altså at gullinnholdet er ganske ubetydelig, hva som også fremgår av generalanalysen av malmen (s. 87). Særlig påfallende er at den idiomorfe arsenkiskrystall, som ble analysert i sin helhet, bare viste spor av gull.

Sølvinnholdet inngår, som det sees, alt overveiende i kobberkisen.

## **Mikroskopisk undersøkelse av malmtypene.**

### **Ligg-gangens malmer.**

#### **Kvartsgangen.**

Visse områder av ligg-gangen, særlig i stoll IV, inntas av en ren kvartsgang av opp til 2 m mektighet. I andre områder opptrer kvartsen bare som et smalere bånd, som regel i nøye tilknytning til ligg-sleppen.

Det dreier seg i alle tilfelle om en grovkrystallin glasskvarts som ikke ledsages av silikat-mineraler av noen art. For å bestemme kvartsens natur ble det gjort forsøk med flussyretsning av polerslip. Disse ga imidlertid ikke noe entydig resultat som følge av den oppknusning og det stress som kvartsen har vært utsatt for. Imidlertid tyder dens grovkornige karakter, anhedriske utvikling og det gjennomskinnelige, glassaktige utseende på, at det muligens er en høytemperaturs kvarts.<sup>1</sup>

Kvartsgangen har opprinnelig vært en steril forløper for malmen. Nå er den til dels rikt ertsførende, men sulfidene hører til en distinkt senere periode, idet de er trengt inn langs oppknusningssoner, korn grenser og som årer i kvartsen. Fig. 9 og Pl. II. De utgjøres overveiende av zinkblende, kobberkis og magnetkis, som alle gjennomgående er mer grovkornig utviklet enn i de andre malmtyper. Svovelkis opptrer mere leilighetsvis, og her ikke idiomorf.

#### **Sulfdisk breksjegang.**

Dette er den vanligste type av ligg-gangen. Den virker som en forholdsvis kompakt malm, massiv og uten parallelltekstur, men fører rikelig bruddstykker eller inneslutninger av to slags. Pl. VIII, fig. 1.

<sup>1</sup> L. C. Graton: The depth zones of ore deposition. Econ. Geol. 1933, p. 528.

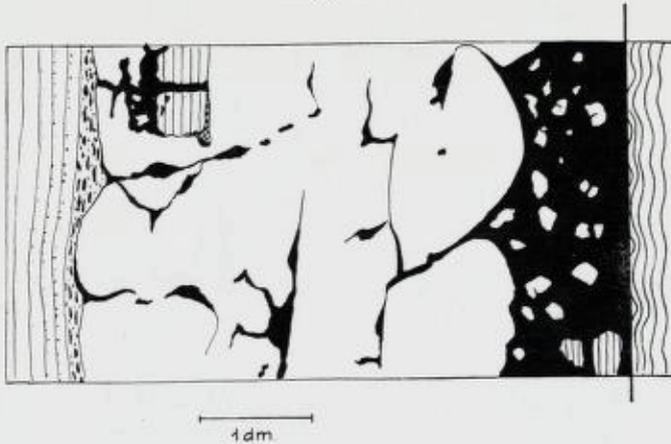


Fig. 9. Kvartsgang (hvit) med ertsårer. Til høire breksjegang (sort) langs liggsleppen. Dolomitt streket, med impregnasjoner i hengen. (Quartz vein (white) with ore stringers. To the right breccia ore following the foot-wall fissure. Dolomite (lined) with impregnation in the hanging wall).

Kvartsbruddstykker er av nøyaktig samme type som kvartsgangen og skriver seg fra breksiering av denne. Til å begynne med kan disse bruddstykker være forholdsvis store og uregelmessige, dog alltid med rundete kanter og som regel i ferd med videre oppdeling som følge av inntrengende strenger av sulfider. Pl. IV. De går videre over til mer spredte og rundete inneslutninger fra tommestørrelse og nedover. De mindre blir praktisk talt sirkelrunde og virker som klare kvartsdråper i kisen. Fig. 10. De er fri for fremmede mineraler og makroskopisk er grensene påfallende skarpe. I mikroskopet kan man undertiden se ertsmineraler og til dels andre av mellommassens mineraler trenge litt inn langs korngrenser og sprekker.

Antallet av kvartsinneslutninger avtar som regel med avstanden fra kvartsgangene.

Dolomittbruddstykker er de tallrikeste. Nær henggrensen kan de være forholdsvis skarpkantete, men går inne i malmen snart over til mer eller mindre avrundete inneslutninger. Fig. 11.

De består av helt normal dolomitt, bare med de vanlige sparsomme foreninger og som regel uten skarnmineraler og



Fig. 10. Tre rundete „dråper“ av kvarts. Mellemmasse av sulfider (sort) og dolomitt. Tynnslip, 20 ×.

*(Three rounded "drops" of quartz in a groundmass of sulphides (black) and dolomite).*

uten påviselige nye tilførsler under ertsdannelsen. De er enten helt ertsfrie eller med langt sparsommere impregnasjon av ertsmineraler enn dolomitten i hengen.

Inneslutningene kan ha påfallende skarpe grenser mot mellemmassen, og er undertiden omgitt av en smal randzone av rent sulfid, som regel magnetkis. Andre viser imidlertid under mikroskopet frynsete kanter, hvor ertsmineraler trenger et stykke inn mellom dolomittkornene.

Dolomittbruddstykkene har ofte bevart en viss parallelltekstur, så deres orientering kan kontrolleres. Det viser seg da at de skarpkantete nær henggrensen ligger in situ, mens inneslutningene lengere inne i ertsmassen meget ofte er dreiet og beveget i forhold til hverandre. Pl. III. Det som fremfor alt viser at det har foregått en virkelig bevegelse langs denne forertsningssone er den omstendighet, at rundete kvarts- og dolomittbruddstykker ligger spredt mellom hverandre.

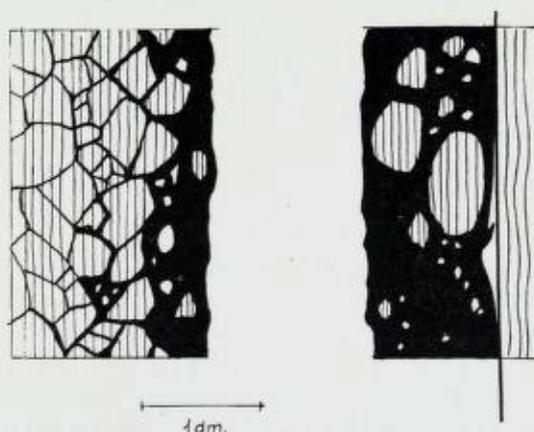


Fig. 11. Hengende og liggende parti av normal breksjegang. Kvarts hvit, dolomitt streket. Dolomittbruddstykkene nær ligg-sleppen tegnet in situ, men ofte dreiet.  
(Normal breccia ore vein, hanging-wall part to the left, foot-wall part to the right. Quartz white, dolomite lined).

Av pegmatitt kunne egentlige inneslutninger ikke påvises, men hvor pegmatittganger en sjelden gang treffes av ertsonen har de som før omtalt ofte en høyst uregelmessig og klumpformig utforming, eller danner isolerte linser.

#### Den sulfidiske mellommasse.

Mellommassen mellom disse inneslutninger virker i stuff som en forholdsvis massiv sulfidmalm. I mikroskopet viser det seg imidlertid at også den har en grunnmasse av dolomitt. Der er tegn til at denne har vært sterkt oppknust, men riktignok oftest mer eller mindre rekrystallisert, og alltid mer eller mindre fortrenget av sulfider.

Videre fører den flere og grovere kvartskorn enn den opprinnelige dolomitt. Der finnes overganger fra stadig mindre kvartsdråper ned til enkelte kvartskorn, så man må gå ut fra at en del også av disse representerer fortrengningsrester fra kvartsgangen. Imidlertid er enkle kvartskorn såvidt spredt gjennom hele massen at kvarts også må ha ledsaget sulfidene. Den kan da enten tilhøre en yngre generasjon eller den kan

være resorbert fra den eldre kvarts (avrundete kvartskorn, metasomatisk fortrengning) og senere igjen utfelt.

Også med hensyn til silikatinnholdet viser mellommassen visse karakteristiske trekk, som er av betydning for bedømmelsen av malmens genesis. Diopsid mangler helt og tremolitt opptrer bare i meget underordnet mengde. Dette viser at det ikke er skarnet som er foretset, men den vanlige dolomitt, hva som også fremgår av bruddstykkenes karakter.

Derimot opptrer flogopitt og plagioklas rikeligere her enn i dolomitt og skarn, og et helt nytt mineral kommer til, nemlig dravitt (magnesiaturmalin), som ikke finnes hverken i dolomitten eller skarnet.

Dravitt ble påvist i alle slip fra den foretsette mellommasse, som regel riktignok meget sparsomt, men iallfall i ett tilfelle så rikelig, at den danner små flekker av nesten ren turmalinfels. Den danner små korte prismer og er i mikroskopet helt fargeløs. Bare i tykke slip sees antydning til absorpsjon i gult tvers på lengderetningen.

$$\text{Lysbrytning } \omega_{\text{Na}} = 1,638$$

hva som svarer til praktisk talt ren magnesia-turmalin. Den er helt forskjellig fra turmalinen i glimmerskiferen, som er en vanlig svart jern-turmalin. Som vi før har sett er skarnmineralene karakterisert ved sitt meget lave jerninnhold, og det kunne av den grunn være fristende å henregne også dravitten til disse. Imidlertid viser dens hele opptreden at den må høre til ertsparagenesen, som altså har vært ledsaget av en bor-tilførsel, mens magnesia-innholdet er opptatt fra dolomitten.

Flogopitt er av samme type som i skarnet, men da den opptrer noe rikeligere i malmen må det antas at den også har ledsaget malmdannelsen.

Plagioklas. Mens plagioklaskorn er en stor sjeldenhet i den vanlige dolomitt og helt mangler i skarnbergartene, bortsett fra enkelte diffuse yngre årer, er den påvist i alle tynnslip fra ligg-gangen.

Den opptrer aldri i større mengde og ikke i samlete aggregater, men alltid i isolerte, ikke idiomorfe korn med en størrelse av maksimalt opp til 2 mm, som regel betydelig mindre. De

finnes undertiden forholdsvis rikelig i dolomitt-grunnmassen eller sjelden helt innesluttet i sulfidene. Et sted sees et lite aggregat av plagioklas + flogopitt omkring en »dråpe« av kvarts. Plagioklasen er alltid temmelig frisk, uten saussurit- eller serisitt-dannelse, men ofte gjennomvokset av blader av flogopitt og forholdsvis grov hvit kloritt. Enkelte individer viser en markert sonarbygning med surere rand eller uregelmessige surere felter fra randen. I orienterte snitt fra en rekke tynnslip av malmen ble hovedindividenes sammensetning bestemt til: 37, 30, 28, 23 mol-% An, i middel  $An_{30}$  og for randsonen  $An_{14}$ . Den er altså litt surere enn plagioklasen i forbindelse med skarnet (p. 20), men har nøyaktig samme sammensetning som den i pegmatittgangene innen dolomittsonen (p. 25).

Denne opptreden av plagioklas i malmen er noe overraskende, all den stund den må være yngre enn den eldste, sterile kvartsgang. Man kunne tenke seg den som fortrenningsrester etter pegmatitt-materiale i malmsonen, men dette er lite sannsynlig, all den stund pegmatittganger her opptrer forholdsvis sparsomt, mens plagioklaskorn åpenbart er spredt gjennom hele malmsonen. Sonarbygningen av enkelte plagioklasindivider er heller ikke forenelig med denne tydning. Det synes derfor som plagioklasen må være dannet i forbindelse med malmen. I alle fall er det avgjørende, at den har holdt seg stabil og frisk gjennom malmdannelsesperioden.

Alle de ovenfor nevnte silikater er krystallisert før sulfidene (muligens med unntagelse av svovelkisen), som kan trenge inn i dem langs sprekker, eller omslutte dem.

Hvit kloritt opptrer sparsomt, men temmelig utbredt i malmen, og er av samme type og optiske egenskaper som den tidligere beskrevne fra vanlig dolomitt og fra skarnet. Den finnes enten som plane blader eller som sterkt bøyde og vredne blader eller som vifteformige aggregater. Det er det eneste silikat som iallfall delvis er yngre enn sulfidene, idet blader av hvit kloritt gjennomvokser korn og aggregater av kisen.

Rent lokalt og leilighetsvis er ett sted iaktatt noen svakt grønnlige, ofte rundaktige aggregater tilhørende pennin-antigoritt-gruppen (Opt.  $\div$ , anonale blålige interferensfarger), uten gjenværende spor av det opprinnelige mineral.

Et annet sted sees en hale av et finkornig talk-aggregat ut fra et plagioklasindivid, antakelig med hvit kloritt som utgangsmateriale. Dette er også yngre dannelser.

Apatitt i små individer opptrer temmelig ofte i malmen.

### Kalkspat.

Som nevnt fører dolomitten ofte et moderat overskudd av kalkkarbonat i form av spredte korn av kalkspat, som det undertiden kan være vanskelig å skille fra senere tilført kalkspat. Ved syreprøver ble det imidlertid konstatert, at den sulfidiske mellommasse i ligg-gangen alltid bruser mer eller mindre for kald, fortynnet saltsyre, selv hvor de innesluttede dolomitt-bruddstykker og hengdolomitten er helt kalkspatfrie.

Det fremgår herav at kalkspat er tilført og hører med til ertsparagenesen, om enn i moderat og atskillig varierende mengde. Mikroskopisk er den karakterisert ved sine tvillinglameller, som nær sleppen kan være bøyd, og en forholdsvis grovkornig struktur. I langt høyere grad enn de andre mineraler har kalkspaten karakteristisk frynsete og uregelmessige grenser mot sulfidene, også mot den ellers idiomorfe svovelkis, som aldri bevarer en intakt krystallflate mot kalkspat. Den sees i en rekke tilfelle tydelig å fortrenge sulfidene. Pl. XII, fig. 1 og 2. Skjønt den er nøye knyttet til ertsen, er kalkspaten i det store og hele noe senere utfelt, og blir det yngste primærmineral på gangene. Som vi senere skal se (p. 69) har dens fellingsperiode også strakt seg betydelig lengere enn sulfidenes, idet kalkspat også opptrer som selvstendige yngre årer.

### Ertstmineralene.

Følgende ertstmineraler er påvist på ligg-gangen: *Svovelkis*, *arsenkis* (sjelden), *magnetkis*, *zinkblende*, *kobberkis* og lokalt *stannitt* (tinnkis). *Cubanitt* har ikke kunnet påvises, heller ikke blymineraler. De to førstnevnte er som regel idiomorfe, de andre er aldri krystallbegrenset.

Malmtypene er karakterisert ved at svovelkisen alltid fremhever seg i skarp kontrast mot de øvrige ertstmineraler — *magnetkis*, *zinkblende* og *kobberkis* — som strukturelt sett er inn-

byrdes mer eller mindre likeverdige, med liten eller ingen påviselig aldersforskjell.

Mengden av svovelkis varierer betydelig, fra en vesentlig fraksjon av malmen til ganske spredte, isolerte krystaller i en mellommasse av overveiende magnetkis.

Malmene kan være »pepret« med små individer av svovelkis med en midlere størrelse ca. 1 mm. Pl. III. Disse har for en stor del tapt sin idiomorfe karakter, er mer eller mindre fortrent av de øvrige sulfider og har bare enkelte kystallflater intakte.

De viktigste malmtyper har en utpreget porfyrisk karakter, med større svovelkiskrystaller i en grunnmasse av de øvrige sulfider og dolomittrester. Pl. IV og V. Disse krystaller er alltid enkle kuber, som kan være påfallende skarpkantete, av størrelse 3—10 mm. I enkelte gangpartier kan de gå opp til 20 mm, men er da alltid mer eller mindre kantrundete. Typen kan minne påfallende om malmer fra Ducktown, Tenn.<sup>1</sup>

På polerte stuffer sees tydelig hvordan svovelkisene fortrinnsvis er utkrystallisert i de åpnere partier mellom dolomittbruddstykkene. I trangere åpninger mellom dem og i årer som gjennomsetter dem er de yngre ertsmineraler praktisk talt enerådende. Undertiden er bruddstykkene omgitt av en ganske smal rand av rent sulfid, vesentlig magnetkis og en del zinkblende.

Henimot liggsleppen, hvor bevegelser åpenbart har foregått under hele malmdannelsen, kan svovelkisen undertiden overgå til helt rundete isolerte små kuler. Større individer får undertiden bare en intens kataklastisk oppknusning eller de kan være sprenget fra hverandre til en gruppe av små individer, som opprinnelig åpenbart har hørt sammen. Derimot får malmen aldri noen utpreget parallelltekstur.

Direkte mot liggsleppen iakttas undertiden et under 1 mm bredt bånd av et ytterst finkornig aggregat av små rundete svovelkisindivider, tett innleiret i en grunnmasse av zinkblende og dolomitt. Pl. XIII, fig. 1.

**S v o v e l k i s.** De porfyriske svovelkiser, særlig de større, har som regel en viss idioblast-karakter med inneslutninger av

<sup>1</sup> Cl. S. Ross: Copper deposits of the Ducktown type. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 179 (1935) p. 100 og Pl. 39. fig. A.





Fig. 12. „Grafisk“ innvoksning av zinkblende (sort) i svovelkis.  
Polerslip, 300 ×  
*(“Graphic” intergrowth of sphalerite (black) in pyrite).*

dolomitt og kvarts (derimot ikke kalkspat), hva som var å vente da de har krystallisert i en grunnmasse av disse mineraler.

Mer eiendommelig er at svovelkisen meget ofte fører små, tilsynelatende isolerte inneslutninger av zinkblende. De finnes som rundete dråper, som tilsynelatende krystallbegrensete små korn eller som helt uregelmessige korn, pl. XI, fig. 1, i et par tilfelle som svermer, nesten grafisk innvokset i svovelkisen. Fig. 12. De temmelig ofte forekommende krystallbegrensete inneslutning er ikke zinkblendekrystaller, men begrenses av indre krystallflater tilhørende svovelkisen, og utgjør altså såkalte »negative krystaller«.

Tilsvarende små korn av magnetkis og kobberkis sees bare som sjeldenhet.

Det mikroskopiske bilde gir derfor ved første blick inntrykk av, at svovelkisen ikke er det eldste ertsmineral, men senere dannete porfyroblaster. En næyere undersøkelse viser



Fig. 13. En „inneslutning“ av zinkblende (mørk grå, tilvenstre) sender en fin utløper inn gjennom svovelkisen. Sort = huller og sprekker. Polerslip, 300 ×.  
(An „inclusion“ of sphalerite (dark grey, to the left) sends a narrow veinlet into the pyrite. Black = holes and fissures).

imidlertid at dette allikevel ikke kan være tilfellet.<sup>1</sup> De samme svovelkiser som fører inneslutninger kan nemlig være gjennom-satt av tydelig yngre årer av zinkblende og magnetkis. Videre sees zinkblende å fortrenge svovelkis i form av karakteristiske »caries«aktige angrep som i en syk tann. Det er en gammel erfaring at svovelkisens krystallflater har en langt større mot-standsevne mot fortrenkning enn dens indre. Vi kan derfor iaktta hvordan den ene side av en krystall viser hårskarpt be-grensete, speilende krystallflater, men hvor disse først er gjen-nombrutt skrider fortrenkningen raskt frem og kan anta mange former. Pl. XI, fig. 2. Det er alltid zinkblendens som er mest aktiv i denne henseende, og »inneslutningene« kan visstnok for-klares på denne måte som korrosjonshuller.<sup>2</sup> Fig. 13 viser så-

<sup>1</sup> Cl. Ross. Loc. cit. p. 9.

<sup>2</sup> Sven Gavelin: The Malånäs district. Sv. Geol. Unders. Årsbok 1939, p. 142.



ledes hvordan et parti av en isolert dråpe av zinkblende sender en hårfin utløper inn gjennom svovelkisen. Den første zinkblende må åpenbart ha fulgt temmelig nær etter svovelkisen i tid.

Svovelkisen viser, i motsetning til de andre sulfider, ofte kataklastisk oppsprekning hvor den ikke har vært beskyttet mot stress i plutselige utvidelser av ligg-gangen. Disse sprekker foretrekkes av magnetkisen, når den fortrenger svovelkis. Pl. X, fig. 2 og Pl. XII, fig. 1.

I polerslip iakttas svovelkiser med helt jevnt rundete hjørner og hårskarp grense, som støter mot en blanding av forskjellige yngre sulfider, så avrundingen må ha foregått ved resorpsjon før disses konsolidering.

Arsenkis opptrer så sparsomt og i så forholdsvis store individer, at den ikke er påtruffet i polerslipene, men bare er iaktatt makroskopisk i malmen, tilsynelatende mest kloss inn til ligg-sleppen. Individene er ofte skarpkantete krystaller, opptil 5 mm store, og synes å være omtrent jevnaldrende med svovelkisen. Arsenkisen er koboltrik (se s. 46).

Zinkblende er omtrent allesteds nærværende og temmelig jernrik. Kornstørrelsen er ytterst varierende, fra flere centimeter store speilende spalteflater i enkelte malmtyper i kvartsgangen, til de finkornigste sammenvoksninger med andre mineraler. I alle tilfelle er den imidlertid godt individualisert, med skarpe grenseflater. Utfellingen av zinkblendens synes å spenne over et betydelig større tidsintervall, enn de andre mineralers.

I tynnslip er den rødbrunt gjennomskinnelig, i polerslip med rikelig av gulbrune indre reflekser.

I enkelte tilfelle sees svermer av fine kobberkisgnister i zinkblendens, så de gir inntrykk av utløsning (exsolution) fra zinkblendemolekylet. Imidlertid viser det seg at disse er meget ujevnt fordelt, at de av og til samler seg til grovere kobberkiskorn, at de fine gnister undertiden er anordnet som perlestrenger og at en slik streng også kan sees å fortsette inn gjennom de omgivende bergartsmineraler. Alt dette viser at det her ikke dreier seg om et opprinnelig kobberinnhold i zinkblendens, men om yngre kobberkis som fortrenger den. I visse tilfelle synes magnetkis å kunne opptre på lignende måte. I de aller fleste

tilfelle er zinkblenden selv ved sterkeste forstørrelse helt homogen, også hvor den grenser mot kobberkis.

Mellom zinkblende og magnetkis kan ikke påvises noen aldersforskjell. De opptrer stadig sammen, også på smale årer. Selv likeoverfor større kobberkisindivider synes å herske samtidighet, med gjensidige inneslutninger på enkelte grenser.

Imidlertid synes zinkblenden uten sammenligning å ha størst evne til å fortrenge de eldre mineraler. På samme måte som den opptrer som tilsynelatende isolerte korn inne i svovelkisen, finnes den som lignende korn inne i dolomitter eller som fine perlestrenger langs korn grenser. I svovelkiser, silikatmineraler og kvartsdråper trenger zinkblenden inn som fine protuberanser.

Magnetkis opptrer meget rikelig på ligg-gangen, undertiden som det dominerende mineral. Den opptrer som en mellommasse sammen med zinkblende og kobberkis, mer eller mindre intimt sammenvokset med disse. Den er markert yngre enn svovelkisen og fortrenger ofte denne. Fortrengningen foregår ikke, som for zinkblenden, i form av frontale, »caries«-lignende angrep. Den utgår som regel fra de kataklastiske sprekker i svovelkisen og danner derfor enten smale årer eller større fortreningsfelter som utgår fra disse årer, med skarpe, klare grenser og oftest krystallografisk orientert. Pl. X, fig. 2 og Pl. XI, fig. 1. En del zinkblende kan ledsage den.

Magnetkisen i mellommassen danner ofte store, tilsynelatende homogene felter, som kan ha rikelig innvokset zinkblende. Pl. IX, fig. 1. Ved kryssete nicols viser det seg imidlertid at magnetkisen er oppdelt i et aggregat av mindre korn med undulerende utslukning og til dels granulær struktur. Pl. IX, fig. 2. Dette er ikke forholdet overalt, og står derfor sikkerlig i forbindelse med senere bevegelser, på samme måte som kataklasene i svovelkisen. Man må derfor regne med en viss rekrystallisasjon av den sulfidiske grunnmasse, som også kan være årsak til det uklare aldersforhold mellom dennes ertsmineraler. Noen bånding eller »flowage« av mineralene kan derimot ikke iakttas.

Magnetkisen i dette felt viser et par eiendommeligheter. Således viser den ofte en ualminnelig markert basal spaltbarhet. I ekstreme tilfelle dannes der da dype slipegroper i denne ret-

ning, som på en markert måte og uten forutgående etsning fremhever spaltbarheten og korngrensene. Pl. VIII, fig. 2.

Videre er slipehardheten påfallende lav. Denne angis for magnetkis i alminnelighet å være større enn for zinkblende. Her er den overalt distinkt mindre enn for zinkblende, men større enn for kobberkis, og ligger nærmest sistnevnte. Ödman<sup>1</sup> omtaler magnetkis, som sogar ligger under kobberkis i hardhet.

Kobberkis opptrer på ligg-gangen i sterkt varierende mengde, i enkelte partier meget rikelig. Den sees ikke så ofte å fortrenge svovelkisene, idet den forholdsvis sjelden kommer i direkte kontakt med disse. I mellommassen opptrer den særlig ofte i intim sammenvoksning med zinkblende, men også med magnetkis. Noen markert aldersforskjell er der ikke. Pl. XIII, fig. 2. Sterkt breksiert svovelkis i nærheten av ligg-sleppen er ofte gjennomført av et nettverk av årer, hvori kobberkis, magnetkis og zinkblende opptrer likeverdige. Pl. VI.

Større kobberkisindivider viser ofte ved kryssete nicols en ganske svak men tydelig tvillinglamellering, undertiden med sjakkbrettaktig tendens. Derimot viser den som regel ikke noen granulær struktur. Lameller av cubanitt kunne ikke påvises, heller ikke av magnetkis som kunne antas opprinnenlig å ha vært cubanitt. Derimot såes et par steder fhv. brede bånd av magnetkis, ledsaget av litt zinkblende, sette tvers igjennom en kobberkis!

Stannitt (tinnkis) opptrer ytterst sparsomt og er bare påvist ved sterk forstørrelse i to av alle polerslipene. Den fantes i den turmalin-rikeste malm, men det kan ikke avgjøres om dette er en tilfeldighet.

Stannitten finnes mest som meget små dråper i zinkblende. Pl. XIV, fig. 2. Videre ble den påvist som noe større linser i magnetkis, den største med en lengde av bare 0,1 mm. Pl. XIV, fig. 1. I begge disse tilfelle sees ingen fortrenningsfenomener. Meget sjelden ble den påvist innesluttet i kobberkis, og fortrennes da tydelig av denne.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Olof Ödman: The Boliden Deposit. Sv. Geol. Unders. Årsbok 1941, p. 48.

<sup>2</sup> Stannitt med en lignende paragenese er i de senere år påvist av Ödman og Sven Gavelin i Boliden og andre av Västerbottens sulfidmalmer.

Diagnosen er: Farge grå, refleksjonsevnen ligger mellom magnetkis og zinkblende, noe nærmere den første og nedsettes tydelig i olje, ingen indre reflekser, tydelig anisotropi, slipehårdhet litt større enn for zinkblende. Mest karakteristisk er at mineralet alltid er oppfylt av fine gnister av kobberkis, som bare sees ved sterkeste forstørrelse. De viser da ofte en krystallografisk orientering i 2 kryssende retninger og er åpenbart dannet ved utløsning (exsolution). De opptrer også i de stannitt-dråper, som er helt innesluttet i homogen zinkblende. Stannitter som opptrer på korngrenser er undertiden delvis omgitt av en smal, periferisk ring av kobberkisindivider. Pl. XIV, fig. 2.

Stanniten har en utpreget lokal opptreden i malmen. I samme polerslip hvor den ble påvist er således hovedparten av zinkblende- og magnetkisindividene helt fri for den. Det behøver derfor ikke å overraske, at det ved spektrografisk undersøkelse av en tilfeldig prøve fra samme stuff ikke kunne påvises tinn, og heller ikke antimon, arsen, wismut eller bly. I et par prøver fra andre stuffer ble det i kobberkisen påvist ca. 0,001 % Sn (s. 47), men her kunne stannitt ikke påvises mikroskopisk, og tinn-innholdet inngår muligens i kobberkis-molekylet.

### **Impregnasjonsbreksjer.**

Som vi før har sett kan ligg-gangen sende tverrgående utløpere inn i hengende dolomitt. Fig. 7. Disse kan videre få karakteren av cm-brede skarptskårne kisårer videre inn gjennom dolomittens lag og kan videre utvikle seg til et tett nettverk av millimeterbrede årer i dolomitten nær ligg-gangen. De opptrer naturligvis bare på dennes hengside, og bare hvor den ikke er begrenset av noen hengsleppe, vesentlig i stollene III og IV. De opptrer som regel i umiddelbar forbindelse med ligg-gangen og spiller kvantitativt liten rolle.

Dolomitten mellom disse årer er temmelig ertsfri og ligger helt in situ. Dette viser, at hvor en forutgående oppspaltning har banet vei for de sulfidførende oppløsninger, har disse praktisk talt i sin helhet holdt seg til disse spalter, mens de mellomliggende dolomittbruddstykker er forholdsvis intakte, i motsetning til forholdet ved de vanlige impregnasjonsmalmer.

Malmtypen har sin store interesse for studiet av mineralparagenesen i forbindelse med ertsdannelsen. Disse smale, kryssende årer kan nemlig ikke antas å ha vært gjenstand for nevneverdige postmineralske bevegelser og ertsmineralene må antas å ha bevart sin opprinnelige struktur.

Det mest påfallende trekk ved dem er, at svovelkis mangler helt og at de utelukkende fører magnetkis, zinkblende og kobberkis. Disse tre ertsmineraler opptrer alltid sammen på disse smale årer, og må derfor nødvendigvis være dannet temmelig samtidig. I en representativ stoff av det tette nettverk trenger ertsmineralene inn mellom dolomittkornene, fig. 14, særlig langs de linjer, som representeres av de millimeterbrede årer, som ikke er helt skarpt begrenset. Ertzmineralene ledsages her ikke av kvarts eller kalkspat, men av en del apatitt og av forholdsvis rikelig turmalin i vingule, slanke, skarpt krystallbegrensede og helt friske prismer av omkring 1 mm lengde. De er tydelig pleochroittiske med sterkeste absorpsjon i gult tvers på lengderetningen. Lysbrytningen ble bestemt til:

$$\omega^{Na} = 1,640$$

$$\varepsilon^{Na} = 1,619$$

altså en tanke sterkere enn turmalinen i ligg-gangen, men fremdeles en dravitt. Den er imidlertid langt fra til stede overalt.

En isolert, 1 cm bred ertsåre ble fotografert i hele sin bredde i polerslip. Pl. XV, fig. 1. Den sees å ha knivskarp grense mot ertsfri dolomitt på begge sider, men allikevel finnes frynsete rester av dolomitten inne i ertsåren, med tydelige fortrenningsfenomener. Videre finnes atskillig flogopitt i forholdsvis store blader, atskillig kalkspat samt påfallende nok en større »dråpe« av ikke unduløs kvarts.

Ertzmineralene i denne bredere åre viser en viss differensiering, idet kobberkisen, ledsaget av zinkblende, har en tendens til å samle seg på midten, mens magnetkisen holder seg på begge sider. Også denne ledsages av zinkblende, likesom zinkblende sees utfelt direkte på spaltens grenser. Den tendens til aldersfølge som dette viser er, at kobberkisen er noe yngre enn magnetkisen, mens zinkblenden er »gjennomløper«.

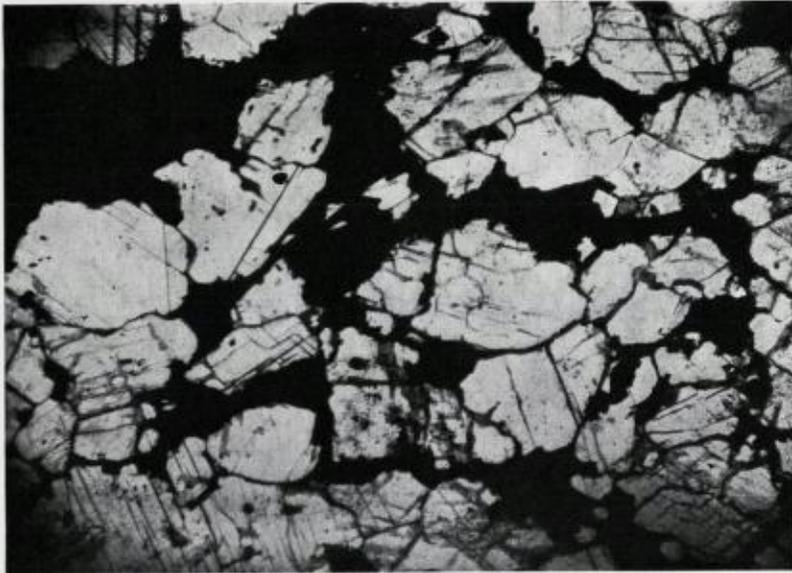


Fig. 14. Impregnasjonsbreksje. Ertsmineraler (sorte) trenger inn mellom dolomittkornene. Tynnslipp, 22  $\times$ .  
(*Impregnation breccia. Sulphides (black) penetrate between the grains of dolomite.*)

Under kryssete nicols sees det at ertsmineralene her opptrer i forholdsvis grovkornete individer. Langs spaltens grenser viser magnetkisen et eiendommelig forhold, idet den er oppløst i lange, piskformede, sterkt dobbeltbrytende lameller, orientert parallelt eller diagonalt i forhold til grensen. Pl. XV, fig. 2. Dette viser at det selv på denne smale åre har vært en viss bevegelse under eller etter sulfidutfellingen.

#### Rikere svovelkismalm.

Ved forekomstens store ombøyning får liggmalmen en noe annen karakter enn ellers. De store, ellers porfyrisk opptredende svovelkisindivider, blir stadig mer dominerende og til slutt nesten enerådende, mens magnetkisen blir underordnet eller helt fraværende. Zinkblende finnes fremdeles, som overalt ellers. Kobberkisleiingen er noe varierende og vanskelig å få et pålitelig overblikk over, men i det store og hele rikeligere enn i de van-



lige impregnasjonsmalmer. Malmen er fremdeles helt massiv uten parallelltekstur, ja kan i enkelte tilfelle ha en tendens til å danne kryssende årer. Typen nærmer seg derfor i utseende massiv, grovkornig svovelkismalm fra våre vanlige kistforekomster.

Den skarpe overgang mellom ligg-malm og impregnasjonsmalm er forsvunnet, malmen er ensartet over en forholdsvis stor mektighet og går gradvis over i impregnasjonsmalmer. Fra været av typisk utviklet ligg-gang må skyldes, at vi her i om-bøyningen ikke har hatt den intense og skarpt lokaliserte oppknusning langs ligg-sleppen og den derav følgende frie passasje av oppløsningene.

### **Impregnasjonsmalmer.**

Disse malmer er gjennomgående meget ensartete, med svovelkis som helt dominerende ertsmineral, men i sterkt vekslende konsentrasjon. Som før nevnt har de som regel en tendens til båndet utvikling parallelt med dolomittens lag, undertiden med forholdsvis skarp vekslning mellom rike og fattige impregnasjonsbånd og bånd med omtrent ertsfri dolomitt. Særlig de rike bånd er jevnt kornige uten noen parallelltekstur og med kornstørrelse som regel over 1 mm, opp til 5 mm. Pl. VII.

Enkelte små svovelkiser inne i karbonatene viser helt idiomorf begrenning, for øvrig er de mer eller mindre uregelmessige med bare enkelte sider utviklet som speilende krystallflater. Dette er for en stor del pyritoederflater i motsetning til de porfyriske svovelkiser i breksjemalmen, som bare danner enkle terninger.

Svovelkisen ledsages alltid av atskillig zinkblende, som har mindre kornstørrelse. Man får det umiddelbare inntrykk av zinkblende og dolomitt som en allotriomorf mellommasse mellom svovelkisindividene. Pl. XVI, fig. 1. I ertsmikroskopet ser man små inneslutninger i svovelkisen, både av dolomitt og særlig ofte av zinkblende. Alt hva som ble sagt om disse for breksjemalmens vedkommende (s. 58—59) gjelder også her. Den slags inneslutninger ble tidligere alminnelig antatt å være eldre, men dette er en meget usikker slutning. Som Clarence Ross (loc. cit.) har fremhevet viser et yngre mineral, som vokser inne i et eldre,

nettopp ofte skarp begrensning og euhedrisk utvikling. På den annen side kan zinkblenden trenge inn i svovelkisen som tynne årer eller utløpere. Når også dolomitten et par steder synes å opptre på denne måte dreier det seg åpenbart om smale strenger som er blitt igjen på korn grensen mellom svovelkisindividene.

I stoff sees kisen ikke bare som isolerte korn, men et par steder som sammenhengende ertsstrenger, under 1 mm bredde og noen cm lange, parallelt med dolomittlagene. En slik streng kan være fylt i hele sin bredde, stykkevis bare med svovelkis, stykkevis bare med zinkblende.

Disse observasjoner, sammenholdt med den omstendighet at de to ertsminerale alltid opptre intimt sammen i impregnasjonsmalmen og aldri i adskilte partier beviser, at de her i det store og hele må være samtidige.

Pl. XVI, fig. 2 viser hvordan svovelkisen vokser som takete utløpere tvers igjennom karbonatkornene, ledet av sin egen rettlinjete krystallbegrensning (idioblaster). I motsetning hertil er zinkblenden helt uregelmessig begrenset, og den kan innfiltrere dolomitten som et ytterst fint og uregelmessig skjelett. Begge sulfider er helt homogene.

K o b b e r k i s opptre i det store og hele langt sparsommere enn i ligg-gangen. I en polert stoff av et svovelkisrikt impregnasjonsbånd kunne ikke engang påvises spor av den. Den opptre ofte i nøye tilknytning til zinkblenden og sees undertiden som tynt belegg på spalter i svovelkis.

Det forekommer at kobberkisen er samlet nettopp i de svovelkisfattigere dolomittbånd som fine korn og gnister. Ved et par anledninger sees den her fortrinnsvis å følge smale, foldete slirer av hvit, kornig kalkspat i dolomitten.

M a g n e t k i s er karakteristisk nok helt fraværende i de fleste impregnasjonsmalmer, og bare unntakelsesvis finnes den som impregnasjonsbånd på begrensede lokaliteter.

A r s e n k i s sees sjelden, alltid som velutviklede krystaller med den karakteristiske stripning parallelt c-aksen. Størrelsen når ikke over 1 mm. Under kryssete nicols viser et rombisk snitt av en slik krystall en svak anisotropisme med utslukningen anordnet timeglassformig i forhold til rombens diagonalen.

Fahlerts(?) På to steder er iakttatt forsvinnende mengder av et tvilsomt mineral, som opptrer i små korn sammen med litt kobberkis og med delvis idiomorf begrensnng mot denne. Det ene sted opptrer det nettopp i en hvit kalkspatstripe som den ovenfor omtalte.

Ertsmikroskopisk karakteristikk: God politur med lyst grå refleksfarge, omtrent midt mellom arsenkis og zinkblende. Slipehardhet mellom kobberkis og zinkblende. Ripes lett med sort strek, sprødt. Refleksjonsevnen nedsettes en del i olje, men ikke så meget som for zinkblende. Ingen indre reflekser. Ikke merkbart anisotrop. Anløper ikke.

Et optisk spektrum, opptatt av Dr. I. Oftedal, ga ingen sikre resultater på grunn av den forsvinnende stoffmengde. Det synes bare å vise at Cu er hovedelementet, litt Ag til stede, samt usikre linjer av Te, Sb og As. Antakelig er mineralet fahlerts, men helt sikkert kan det ikke avgjøres for disse små isolerte korn.

Impregnasjonsmalmen viser som regel ikke andre tegn på en postkrystallin pressvirkning enn kataklastisk oppsprekning av en del av svovelkisen. Pl. X, fig. 1. I motsetning til liggangens svovelkis er disse sprekker her ikke utgangspunkt for noen magnetkis-fortrengning.

At også en moderat postkrystallin bevegelse har funnet sted sees av en polert stoff, som viser en 1 cm bred oppkussningsone. Det fremgår meget vakkert hvordan de store svovelkiser her oppløser seg til et aggregat av mindre. Sluttresultatet blir større eller mindre rundete svovelkiserester inne i en sverm av fine svovelkisgryn. Overgangen til begge sider er gradvis og noen spalte er ikke dannet.

Tynnslip av impregnasjonsmalmen viser, bortsett fra ertsmineralene, omtrent samme bilde som av den omgivende dolomitt, tidligere beskrevet. Ingen nye bergartsmineraler opptrer og ingen påtakelig anrikning av de gamle. Først og fremst er det av interesse å konstatere, at noen tilførsel av kiselsyre i forbindelse med ertsimpregnasjonen ikke har funnet sted. Lokalt er påvist store skapolitter i malmen, til dels også direkte

innesluttet i svovelkisen sammen med dolomitt. De er eldre enn sulfidene og behøver ikke å ha noe med ertsparagenesen å gjøre, all den stund de utgjør en normal bestanddel av skarnførende dolomitt. Derimot er det mulig at en sterk muskovittisering av denne skapolitt kan henføres til perioden for malmdannelsen.

Spor av grafit kan her og der påvises i malmen, bl. a. i forbindelse med de omtalte lyse kalkspatårer.

### **Yngre kalkspatårer.**

Som omtalt på s. 56 var kalkspat det yngste primærmineral på ligg-gangen. Utfelling av kalkspat har fortsatt videre i form av selvstendige kalkspatårer med ubetydelig eller helt uten sulfidføring.

Således finnes undertiden centimeter- til tommebrede, skarpt begrensede spaltefyllinger og linser av kalkspat langs ligg-slep-pen og på grensen mellom kompakt malm og den impregnerte dolomitt.

Særlig utpreget sees den nær bunnen av stoll IV, hvor en 2 dm bred, uregelmessig kalkspatåre breksierer dolomitten på henggrensen av malmen. Den fører skarpkantete bruddstykker av den kisimpregnerte dolomitt, men trenger ikke inn i den kompakte ligg-malm. I alle disse tilfelle er kalkspaten utpreget grovkornig, med centimeterstore individer. Fra sistnevnte lokalitet er analyse III (p. 12). Magnesiinnholdet skyldes innesluttete dolomittkorn, og kalkspaten selv er temmelig ren.

I forbindelse med de grove ertsårer i kvartsgangene finnes undertiden store speilende kalkspatindivider av opptil 2 cm størrelse, isolerte eller i aggregater.

### **Yngste mikroskopiske kvartsårer.**

I tynnslip og polerslip av malmen iakttas av og til unge, postmineralske kvartsårer. De har bare mikroskopisk bredde, størrelsesorden 0,1 mm og har en utpreget tendens til å oppsøke grensene av svovelkiskrystaller. Pl. XIII, fig. 2. Da kvarts-individene ofte er orientert tvers over årene får de en viss likhet

med den «fjærkvarts» som så ofte omgir isolerte svovelkiskry-staller. Som det fremgår av fot. fortsetter de imidlertid her fra kisgrensen ut i omgivelsene, og til dels sees lignende årer helt uavhengig av kisgrensen og skarpt gjennomsettende alle sulfider og karbonater. De har et uregelmessig forløp og viser undertiden mikroforkastninger.

### Forekomstens genesis.

Injeksjonen av pegmatittmateriale og den dermed sammenhengende skarndannelse er som tidligere klarlagt en prosess, som har gått forut for malmdannelsen. Den er ikke lokalisert til malmføremkomsten og den er uregelmessig i sin utbredelse, idet den ikke har fulgt noen ledelinje.

Innledningen til de prosesser som henger sammen med malmdannelsen har vært åpningen av en lang, regelmessig og for det meste rettlinjert forkastnings- eller glidespalte, den såkalte ligg-sleppe. Alle senere tilførsler har vært lokalisert til og orientert langs denne sleppe på en slik måte, at det ikke kan herske tvil om at den har vært den eneste tilførselskanal.

Da den i hovedsaken følger strøketningen kan det ikke sikkert avgjøres om den representerer en reel forkastning eller ikke. Dette spiller genetisk heller ingen avgjørende rolle. Det kan nemlig sikkert påvises at der under enhver omstendighet har foregått bevegelser langs spalten. Disse bevegelser har strukket seg over et lengere tidsrom, idet de ikke bare har vært pre-mineralske, men som vi skal se også intra-mineralske i forskjellige stadier, samt i ubetydelig utstrekning også post-mineralske.

Mineraliseringen innledes med dannelsen av en *gang av ren kvarts* som følger spalten og åpenbart må være dannet umiddelbart etter spaltens åpning, mens denne ennå ga fri passasje, og før oppknusningen begynte. Dette slutes av, at gangkvartsen aldri opptrer sementerende, og ikke som de senere mineraler i nevneverdig grad trenger inn i sprekkesystemer i hengen. Den har heller ikke frembrakt noen silifisering av dolomitten i impregnasjonsmalmenes område og har ikke reagert med karbonatene. Kvartsgangen har en sterkt varierende mektighet og

opptrer bare over begrensede deler av gangsonen, åpenbart avhengig av tilstedeværende åpninger på spalten. Den inneslutter som regel ikke dolomittbruddstykker, men har selv vært gjenstand for breksiering og forertsning.

Vi kan av dette slutte, at det må dreie seg om en hydrotermal kvartgang og at malmen, som er yngre, også må være en hydrotermal dannelse.

Slike sterile kvartsganger som forløpere for hydrotermal forertsning er et meget vanlig fenomen, og beskrevet fra en rekke forekomster, særlig av amerikanske geologer.<sup>1</sup>

Man vil feste seg ved at det også ved den forutgående skarndannelse ble konstatert en tilførsel vesentlig av kiseltsyre. Det er ikke usannsynlig at kiselstyren i begge tilfelle skriver seg fra samme hovedkilde, og at det er den i mellomtiden åpnete spalte som i forbindelse med noen temperatursenkning har forårsaket den nye form for utfellingen. På samme måte er tilstedeværelsen av spalten ved tidspunktet for sulfidenes opptreden årsaken til, at de ikke er utfelt sammesteds som skarnet.

De ovenfor omtalte bevegelser på spalten har fremkalt en breksiering, som er utpreget ensidig, idet den bare har rammet hengsiden. Herav må vi slutte at spalten allerede ved sin dannelse har vært skrånstillet. En hengblokk har beveget seg mot en liggblokk, førstnevnte er blitt oppknust langs basis, sistnevnte er intakt. Kontrasten er så markert, at liggen er forblitt helt uberørt av alle senere mineraliseringer, til tross for at dolomitten er nøyaktig den samme på begge sider og at den utstrakte sleppe selv virker høyst ubetydelig når den sees i tverrsnitt. Forholdet er så meget mer påfallende, som der på grunn av bergartens natur ikke har kunnet dannes noen ugjennomtrengelige skjølmineraler, som kunne virke beskyttende.

Oppknusningen førte til, at der under malmdannelsen var tre tilstandstyper hos bergarten, som ble bestemmende for malmenes type og utvikling:

1. Nærmest spalten en oppknust dolomittmasse med flere eller færre gjenværende bruddstykker av dolomitten.

---

<sup>1</sup> Carlton D. Hulin: Loc. cit. p. 25.

2. Lenger fra spalten går den gradvis over til en oppsprukken dolomitt med tallrike kryssende stikk og sprekker.
3. Videre ut er dolomitten ganske visst forholdsvis uberørt av bevegelsen, men allikevel gjennomtrengelig for oppløsninger på grunn av sin karakteristiske porøsitet.

Dette er naturligvis bare et standardskjema, idet de forskjellige trinn kan være sterkere eller svakere utviklet. Trinn 2 er bare unntakelsesvis godt utviklet, idet oppknusningssonen ofte begrenses skarpt av hengslepper.

I denne situasjon er de sulfidførende oppløsninger tilført langs spalten under stort trykk. På grunn av den karbonatiske sidebergart kan det her naturligvis bare bli tale om alkaliske oppløsninger.

På et forholdsvis tidlig stadium og før den ovennevnte oppknusning var langt fremskredet, er svovelkisen utfelt, fulgt av den første zinkblende.

Det er et påfallende trekk, at de eneste ertsminerale som opptrer i den mektige impregnasjonssone er de samme som disse første ertsminerale på ligg-gangen. Vi må derfor gå ut fra at dannelsen av impregnasjonssonen hører til det første stadium av malmdannelsen og er eldre enn den endelige utformning av ligg-gangen. Det framgår også av, at denne kan sende utløpere inn gjennom impregnasjonsmalmen. Fig. 7.

Når oppløsningene nettopp på dette første stadium har kunnet trenge langt inn gjennom den porøse hengdolomitt under metasomatisk fortrenkning av denne, henger det åpenbart sammen med at bevegelsesfriheten på ligg-gangen enda var begrenset, etterat den åpne spalte var mer eller mindre forsegleet av kvartsgangene og trykket følgelig har vært høyt. Der er heller ingensomhelst relasjon mellom mektigheten av ligg-gangen og impregnasjonssonene.

Sirkulasjonshastigheten har imidlertid variert, og dermed ertskonsentrasjonen og delvis kornstørrelsen. I det store og hele har den avtatt mot hengen med avstanden fra tilførselskanalen (ligg-sleppen). Den store ombøyning av denne, som

åpenbart har vært til stede før malmdannelsen, har imidlertid forårsaket en øket gjennomtrengelighet av hengbergarten i dette område, og dermed en anrikning av svovelkisen her. I breksjesonen på ligg-gangen er svovelkisen fortrinsvis utfelt i de frieste rom mellom bruddstykkene, også her under metasomatisk fortregning av den dolomittiske mellommasse.

Oversalt er svovelkisen krystallisert mer eller mindre som idioblaster i dolomitten, samt sterkt angrepet og delvis fortregnet av den ledsagende zinkblende.

Ved den videre bevegelse langs spalten er breksjeringen blitt forsterket, kvartsgangen oppbrukket og svovelkisene kataklastisk oppsprukket. Sirkulasjonsveiene her er derved blitt såvidt åpne, at oppløsningene siden utelukkende har holdt seg til breksjesonen og til sprekkesystemene nærmest i hengen av den. De sulfider som vesentlig hører til denne periode, nemlig zinkblende, magnetkis og kobberkis er derfor blitt utfelt her under metasomatisk fortregning, dels av den dolomittiske mellommasse, dels av kvartsgangen. De har derfor gitt ligg-gangen dens særpreg, både med hensyn til mineralsammensetning og til ertsrikdom. Impregnasjonsmalmen i hengen har derimot ikke vært berørt.

Også turmalinen synes i hovedsaken å måtte henregnes til begynnelsen av denne periode, muligens også plagioklasen. De finnes ikke i impregnasjonsmalmen.

Det er et påfallende trekk at de dolomittiske bruddstykker i breksjesonen for det meste er forblitt uberørt under hele mineraliseringsperioden og i den henseende forholder seg omtrent som dolomitten i liggen av sleppen. Det er et slående bevis på selektiviteten av metasomatosen. Oppløsningene har hatt lett passable veier utenom bruddstykkene, og derfor holdt seg der. Man finner som bekjent et analogt forhold ved metasomatiske fortregninger i karbonatiske lagserier, hvor enkelte horisonter på en påfallende måte kan være favorisert.

Nærmest ligg-sleppen finner vi ofte i visse partier en særlig intens oppknusning, likesom bevegelsen her synes å ha fortsatt lengre. Således er svovelkisen delvis helt oppknust til små individer, som kan være avrundet til kuleform, og de yngre sulfider synes delvis å ha vært gjenstand for en rekrystallasjon. Pl. VI.



Om helt postmineralske bevegelser vitner sulfidiske glidespeil, som imidlertid er temmelig sjeldne.

Den lateralt forholdsvis ensartede karakter i forekomstens hele strøklengde er en følge av, at det er den skarpt definerte liggsleppe, som hele tiden har vært tilførselskanal for oppløsningene.

Som det fremgår av det foregående er Melkedalen utvilsomt en hydrotermal forekomst. Det gjenstår å bestemme til hvilken dybdesone den skal henregnes. L. C. Graton<sup>1</sup> har gitt en klar oversikt over de karaktertrekk som kjennetegner de forskjellige dybdesoner.

Trekk som etter ham karakteriserer den hypotermale (dypeste) sone er bl. a. følgende:

Kvartsen er glassklar (ikke melkekvarts) og grovkornig. Mangel på druserum og større frie åpninger. Omvandling av sidebergartens mineraler er lite fremtredende (likevekt!). Den molekylærte diffusjon er mere effektiv og kan føre til vidtstrakte impregnasjoner av fahlbåndstypen.

Som det sees gjenfinnes alle disse trekk i Melkedalen.

Rent mineralogisk finnes her intet brukbart geologisk termometer. Tilstedeværelsen av turmalin og magnetkis tyder begge på forholdsvis høy temperatur, skjønt de også kan forekomme i den mesotermale sone. Flogopitt og basisk plagioklas er i denne sammenheng høytemperatursmineraler. For plagioklasens vedkommende er det derved ikke avgjørende om den virkelig er utfelt av de ertsførende oppløsninger, det er tilstrekkelig at den ikke er angrepet av dem.<sup>2</sup> Den tilstedeværende hvite kloritt er som nevnt i hovedsaken yngre enn sulfidene.

Også den gjennomgående grovkornige utvikling av alle mineralene tyder på dannelse under høy temperatur. Som vi har sett er det her intet som tyder på, at denne struktur er en følge av senere metamorfose og total omkrystallisasjon, hvorved

---

<sup>1</sup> L. C. Graton: The depth zones in ore deposition. *Econ. Geol.* 1933, p. 515.

<sup>2</sup> Gunnar Beskow hevder riktignok, at anortitt i visse ertsparageneser kan holde seg stabil ved forholdsvis lav temperatur, visstnok avhengig av tilstedeværende overskudd av kalk.

Gunnar Beskow: *Södra Storfjället im südlichen Lappland. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, nr. 350 (1929), p. 202.*

utvilsomt flere av forekomstens andre karaktertrekk ville være blitt utvasket.

Det eneste trekk som begrenser den mulige dybde er tilstedeværelsen av en lang, regelmessig og rettlinjert ligg-sleppe.

Melkedalen kan etter dette henregnes til de hypotermale gangforekomster etter amerikansk terminologi,<sup>1</sup> men tilhører ikke de dypeste deler av denne sone.

Forekomster med magnetkis er i alminnelighet dannet ved høyere temperatur enn forekomster, hvor jernsulfidet er bare svovelkis. Ikke desto mindre finner man ved svært mange hydrotermale forekomster, at ertsparagenesen innledes med en vidstrakt impregnasjon av svovelkis, og at magnetkisen nesten alltid er yngre en svovelkisen og ofte fortrenger denne. Dette motsetningsforhold har vært årsak til mange spekulasjoner, idet man oftest har gått ut fra at ertsutfellingen har foregått ved kontinuerlig synkende temperatur. Dette behøver imidlertid ikke alltid å være tilfellet, hva som glimrende illustreres av forholdene ved Cerro de Pasco i Meksiko,<sup>2</sup> riktignok under helt andre geologiske forhold.

Sidebergartens temperatur er alltid lavere enn oppløsningenes og der vil finne en gradvis utjevning sted, for en stor del avhengig av sirkulasjonshastigheten. Når — som i Melkedalen — de første oppløsninger beveger seg langsomt eller spres over et stort impregnasjonsområde, blir de sterkere avkjølet enn på et senere stadium da sirkulasjonen er raskere og mere samlet. Vi kan derfor til å begynne med få en avsetning ved stigende temperatur, og det er derfor ikke noe i veien for, at magnetkisen på ligg-gangen i virkeligheten kan være avsatt ved noe høyere temperatur enn svovelkisen. Dette kunne også forklare fraværet av magnetkis i impregnasjonsmalmene og likeså svovelkisens utpregete tendens til å fortrenses av yngre sulfider.

I henhold til Graton (loc. cit.) kommer typiske ganger med hypotermale karaktertrekk bare til utvikling i silikatisk sidebergart. Han hevder at under lignende forhold vil i karbonatisk side-

---

<sup>1</sup> Etter tysk terminologi betegnes forekomster, dannet av oppløsninger over vannets kritiske temperatur som pneumatolytiske.

<sup>2</sup> Graton and Browditch: Hypogene zoning at Cerro de Pasco. Econ. Geol. 1936, p. 651.

bergart forekomsten ikke skille seg fra vanlige pyrometasomatiske (kontakt-)forekomster, og at disse derfor er de eneste representanter for hypotermale forekomster i disse bergarter.

Dette vil også utvilsomt være tilfellet hvis oppløsningen kommer i berøring med karbonatbergarter forholdsvis kort etter utskillelsen fra sin magmatiske kilde. Vi får da dannet de Ca-Mg-Fe-silikater som er karakteristiske for kontaktforekomster, og lite eller ingen fri kvarts.

Ved høyere regionalmetamorfose og på større dyp kan imidlertid den regionale temperatur være såvidt høy, at oppløsningene kan bevege seg meget langt fra sin opprinnelige kilde uten å komme ut av det hypotermale temperaturområde, selv om temperaturen blir for lav for dannelsen av de vanlige kontaktsilikater. Hvis altså oppløsningene først senere på sin vei treffer karbonatiske bergarter kan der derfor dannes en hypotermal gang under fortregning av karbonatene, men uten det mineralselskap og de egenskaper, som er karakteristiske for kontaktforekomster.

Det er dette som har funnet sted i Melkedalen. Forekomster av denne art krever imidlertid såvidt spesielle geologiske forutsetninger, at de ikke blir alminnelige.

Forholdet stemmer godt med den omstendighet, at det ikke i rimelig avstand fra Melkedalen finnes noen enkelt eruptivbergart, som de sulfidiske oppløsninger kunne skrive seg fra. Infiltrasjonen med granitiske årer og ganger er en regional foreteelse, det samme må til en viss grad være tilfellet med de ledsagende oppløsninger som har fremkalt skarndannelsen. Sulfidfasen må antas å ha vært på en minst like lang vandring, og her kan åpenbart tilstedeværelsen av dislokasjoner være av avgjørende betydning for dens fremtrengen og konsentrasjon.

I sin oversikt over de mellomsvenske sulfidforekomsters dannelsesmåte fremhever også Simons,<sup>1</sup> hvordan oppknusningssoner eller en forutgående oppsprekning av bergarten i alminnelighet har vært bestemmende for lokaliseringen av forekomsten, ikke bare i silikatiske, men også i karbonatiske bergarter.

---

<sup>1</sup> Herbert Simons: Auftreten und Aufbau einiger mittelschwedischer Sulfidlagerstätten. Z. f. p. G. 1924, p. 1.

Som det har fremgått av ovenstående er den genetiske utvikling av forekomsten i Melkedalen temmelig klar og utvilsom. Prosessen gir jo også et langt klarere bilde når den foregår i en karbonatisk bergart. Vi har sett en rekke enkelttrekk, som, hvis de hadde opptrådt i silikatiske bergarter, ville kunne være tatt til inntekt for en magmatisk inntrengning av malmen (displacement): Skarpe overskjæringer av lagene, skarpe apofyser mot hengen, brøksiering, inneslutninger av uforandret sidebergart, porfyrisk struktur osv. Vi har sett at årsaken til disse fenomener her er arten av bergartens tektoniske bearbeidelse før malmens opptreden, og hvordan særlig makro- og mikrobrekksiering og oppknusning spiller en overordentlig stor rolle for en senere selektiv metasomatose. Når dette kan være tilfellet i så lett fortrengebare bergarter som karbonater er det ingen grunn til å tvile på at lignende fenomener kan opptre når det gjelder metasomatiske fortrenninger i silikatiske bergarter, frembrakt av varme oppløsninger.

### Grubens historie.

Forekomsten ble funnet av *Håkon Olsen Dybdalås* og første gang mutet av ham 25. januar 1896. Funnpunktet lå i Rein-gjerdhaug, like ovenfor den nåværende stoll I.

I 1898 ble det istandbrakt salg til et engelsk syndikat, ved formidling av Hans A. Hielm, dengang direktør for den nærliggende Jernlien grube i Æfjord. Ved utmålsforretning av 21. oktober 1899 ble tildelt 20 utmål, derav 12 i rekkefølge på malmsonen og 4 på hver side av denne.

Kort etter, i slutten av november 1899, påbegynte nevnte syndikat prøvedrift med 3 stoller, nr. I, II og III. Hans A. Hielm fungerte som direktør, idet driften ved Jernlien i mellomtiden var nedlagt, og Elvesæter som stiger. Ved årets utgang var stolene resp. 16, 13 og 12 m lange. Den utvunne malm ble ved håndskeidning bragt opp til 3½ % Cu. Prøvedriften fortsatte til mai 1900 med i gjennomsnitt 25 manns belegg. Inntil den tid var i alt utdrevet 116,56 løp. m stoll og ved skarp håndskeidning utvunnet vel 300 t. malm med 3 % Cu. Så vel svovel-

som zinkinnholdet ansåes for lavt til å kunne tilgodegjøres ved anrikning.

Imidlertid ansåes resultatet av prøvedriften å være så vidt gunstig, at det ble dannet et større selskap, »*Melkedalen Copper Mines Ltd.*« som ble innregistrert i november 1900 og opptok ordinær drift i mars 1901 med 30 mann under samme direktør og med fortsatt drift av de samme stoller. Allerede kort etter fikk selskapet sin første skuffelse. Det tidligere vunne parti på 300 t. håndskeidet malm ble våren 1901 ført ned til Forså ved Æfjorden for eksport, men det viste seg at kobbergehalten var for lav til å få partiet solgt som smeltemalm. Det meste ligger der derfor ennå den dag i dag. Dette førte til beslutningen om å bygge anrikningsverk på stedet, og kapitalen ble forhøiet.

Pr. 1. juli 1901 hadde stollene følgende lengder: Nr. I (øverst) 40 m, II 40 m, III 60 m. Dessuten var der et par korte tverslag. Fra dette tidspunkt foreligger en rapport fra daværende geschwornen G. Puntervold, som beregner den da oppfarte malmmengde til 92 120 t. råmalm, — meget optimistisk.

I august 1901 holdtes ekspropriasjonsforretning for grunn til anleggene. Kort etter påbegyntes vaskeriet ved Øvre Sjursvann, oppdemmingen av dette vann for å skaffe kraft og endelig en 870 m lang taugbane fra stoll II og ned til vaskeriet. Der ble bygget barakker, provianthus og vei mot Forså. I november 1901 avløstes direktør Hielm av en engelskmann, J. D. Holman, Plymouth. Arbeidsstokken ble betydelig utvidet, så vel ved anlegg som gruber, og nådde maksimum 120 mann.

I løpet av 1901 ble utvunnet 4170 t. råmalm, som ble lagret ved gruben. Anleggene ble hovedsakelig fullført i løpet av den følgende vinter med den følge at overslagene ble overskredet. Taugbanen ble ferdig i mai 1902 og kostet 23 000 kroner. Vaskeriet ble ferdig i juni samme år og kostet 80 000 kroner. Det hadde en beregnet kapasitet på 5 t. råmalm pr. time, 100 t. pr. døgn. Vannkraftanlegget leverte 100 HK, derav 70 HK til vaskeriet.

I juli 1902 besøktes gruben av professor I. H. L. Vogt, som omtaler den i sin dagbok. Anleggsarbeidene var da i hovedsaken ferdige, men vaskeriet ennå ikke i regulær drift. Arbeids-

styrken var i alt 60 mann. De 3 stoller hadde en samlet lengde av 400 m. Vogt anslo mengden av »ore in sight« til vel 100 000 t. Vaskeriet ble kort etter satt i gang, men gikk bare ca. 3 måneder og viste seg helt forfeilet. Det sies at  $\frac{2}{3}$  av så vel kobber- som svovelinnholdet gikk tapt, og i november 1902 ble både det og gruben nedlagt.

Ved dette tidspunkt var det til gruber og anlegg i alt anvendt omtrent 450 000 kroner, og selskapet var i de største økonomiske vanskeligheter. Det eneste lyspunkt var at selskapet hadde ordnet sine grube- og vannkraftsrettigheter samt innkjøpt store arealer av verdifullt og skogrikt land før den provisoriske konsesjonslov av 9. juni 1903, og derfor eiet dette betingelsesfritt. I 1903 ble drevet litt i stollene for å se om stillingen ikke skulle forbedre seg.

Imidlertid gikk eiendommen over til et nytt engelsk selskap, »Melkedalen Ltd.« i London. Dette påbegynte i 1904 en ny, lavere stoll, nr. IV, for videre oppfaring av feltet mot dypet. Samme år sendtes et parti på 75 t. av den i Forså lagrete råmalm til prøvesmelting ved Sulitjelma, men resultatet ble dårlig fordi svovelinnholdet var for lavt for den der anvendte metode. Da selskapet nå vilde søke å skaffe seg nye og bedre forekomster, sendtes i januar 1905 andragende om rett til å skjerpe eller på annen måte erverve malmforekomster innen et større område. Ved kgl. res. av 28. februar 1905 ble dette innvilget betingelsesfritt og avgiftsfritt for hele Ballangen-halvøya, begrenset mot SØ av en linje fra Ætjordens bunn til Rånelvens utløp.

I 1906 ble vaskeriet endelig satt i gang igjen og gikk i 3 måneder etter det gamle system, men med like dårlig resultat. Det ble derfor meget ombygd i 1907 og funksjonerte siden noe bedre, men fremdeles med temmelig dårlig resultat. Etter ombyggingen var det i drift ca. 1 måned, men så ble det igjen stopp på grunn av pengemangel.

Pr. 21. januar 1907 hadde stollene følgende lengder: I 65 m, II 155 m, III 205 m, IV 97 m. I 1907 ble også grubedriften gjenopptatt med kraft, nærmest som prøvedrift. Særlig stoll III ble drevet videre frem og forbindelsen med stoll II var under arbeid. Dessuten begyntes først nå en mere systematisk stros-

sing i større utstrekning, for å forsyne vaskeriet med god malm. Driftsresultatet for 1907 var:

Utbrutt i ort og synk .....	198,52 m <sup>3</sup>
Utbrutt i strosser .....	733,10 »
	<hr/>
	931,62 m <sup>3</sup>

Til anrikning gikk 2402 t. råmalm, hvorav ble vunnet 430 t. konsentrat med 1,675 % Cu og 40,8 % S. Belegg 54 mann.

I 1908 ble driften fortsatt igjen etter en kortere stillstand og i årets løp ble brutt:

I ort og synk .....	132,60 m <sup>3</sup>
I strosser .....	519,03 »
	<hr/>
	651,63 m <sup>3</sup>

Til anrikning gikk 1920 t. håndskedet råmalm, hvorav ble vunnet 480 t. konsentrat med 1,7 % Cu og 42,5 % S. Belegg 46 mann. Det meste av året sto for øvrig vaskeriet stille, men det ble satt i full drift på høstparten og gikk i 2½ mnd. Man innførte den forbedring at råmalmen først ble håndskedet, istedenfor som tidligere å la alt det brutte gå på vaskeriet. Resultatet ble derfor noe bedre.

I denne tid ble gruben flere ganger undersøkt av fagmenn, således i 1908 av professor Hj. Sjøgren og i august 1909 av franskmannen Jean Duford, som tok en rekke analyseprøver i stollene II—IV ved sprengninger for hver 10 m stoll-lengde.

Den siste del av 1908 ble verket endelig drevet for direktør Holmans private regning og i denne tid ble de beste da tilgjengelige malmpartier uttatt. Driften gikk imidlertid fremdeles med tap.

Vaskeriet lå stille i 1909 og har siden ikke vært i drift, men grubedriften fortsatte med arbeidsstokken redusert til 9 mann, vesentlig i stoll III. Der ble utbrutt:

I ort og synk .....	132,5 m <sup>3</sup>
I strosser .....	50,0 »
	<hr/>
	183,5 m <sup>3</sup>

Også i første del av 1910 fortsattes driften av stoll III med få mann, men omsider oppga selskapet det og solgte hele verket og eiendommen til advokat Ludv. Lumholtz, etter sigende for 90 000 kroner.

Mot slutten av året håndga denne det til direktør C. Hunger, som representerte det tyske selskap som ved denne tid opptok Bjørkåsen grube. Det begynte i mai 1911 en ny prøvedrift med ca. 10 mann, vesentlig med videre fremdrift av stollene III og IV. Prøvedriften ble nedlagt i februar 1912 uten at kjøp kom istand, iallfall delvis på grunn av et alt for overdrevent prisforlangende fra eierens side (450 000 kroner).

Bare 14 dager etter ble gruben igjen håndgitt, denne gang til et engelsk selskap, »*The Norwegian Copper and General Mining Co Ltd*« med Dr. Stephen Miall, London, som sjef. Dette sendte ingeniør M. Borlase deropp, og han tok i mai 1912 en rekke gjennomsnittsprøver fra stollene III og IV. De ble tatt ved utmeisling av en slits tvers over stollen for hver 10 m utover og analysert på stedet hver for seg. Det er de omhyggeligste prøver som hittil er tatt i feltet og skal ha gitt et betydelig lavere resultat enn Jean Dufords analyser, som for øvrig ikke har vært tilgjengelige.

I juni 1912 begynte så dette selskap prøvedrift, vesentlig i stoll IV, som ble fremdrevet 20 m, samt litt i stoll III og II. Dessuten ble påbegynt en grunnstoll i Enerhaugen, helt nede ved Sjursvann. Den ble drevet 8 m i kalkens strøkretning uten å treffe spor av malm, men påtraff heller ikke den glidesleppe, som malmen overalt følger.

Prøvedriften ble avsluttet i februar 1913, og selskapet overtok ikke gruben. Stollene hadde ved driftens avslutning følgende lengder: I 65 m, II 170 m, III 342 m, IV 133, tilsamen 710 m. Siden 1913 har feltet ligget urørt.

Ovenstående gir et typisk eksempel på den vekslende skjebne for et litet grubeforetagende fra begynnelsen av århundredet, på de mange vanskeligheter og enkelte misgrep. Dens historie er derfor fremstilt forholdsvis detaljert, samlet sammen fra mange forskjellige kilder.



## Produksjon og anrikning.

Da det ikke foreligger noen fullstendig oppgave over grubens produksjon av råmalm, har jeg gjort et overslag over denne på grunnlag av de forhåndenværende gruberom. Jeg bortser da fra malmens kvalitetsgrader og medtar som råmalm alt som overhodet fører ertsimpregnasjon, slik som det også ble gjort under hele den eldre drift.

Den samlede lengde av stoller innen malmens plan, altså bortsett fra de tverrgående innslag til stollene III og IV, er 680 løp. m, den samlede lengde av synker fra dagen og mellom stollene er 130 løp. m. Det midlere tverrsnitt av disse drifter antas å være 3,5 m<sup>2</sup> og den sp. v. av rågodset fra disse antas bare å være 3,2, idet en betydelig del utgjøres av fattige impregnasjoner. Godset fra strossene derimot antas å ha sp. v. 3,6—3,8, idet de bare ble drevet på rikere partier.

Oppfaringsdrifter:

Stoller .....	680 × 3,5 × 3,2 =	7600 t.	
Synker .....	130 × 3,5 × 3,2 =	1450 »	
Tverrslag, ertsimpregnerte.....		150 »	
		<hr/>	
		9200 t.	
Fragår for helt ertsfrie partier .....	900 »		8300 t.

Strosser:	Gangflate	Strosse- bredde	Sp. v.		
Over stoll I	55 m <sup>2</sup>	2,0 m	3,8	400 t.	
» » II	350 »	2,7 »	3,8	3600 »	
» » III	275 »	1,7 »	3,6	1700 »	
» » IV	150 »	1,8 »	3,6	1000 »	6700 »
				<hr/>	15000 t.

Denne produksjon kan antas å fordele seg på de forskjellige driftsperioder som følger:

November 1899—mai 1900 .....	1300 t.
Mars 1901—november 1902.....	5000 »
Spredt drift 1903, 04, 05 .....	1400 »
Ordinær drift 1907—09 .....	6300 »
2 forsøksdrifter 1911 og 12 .....	1000 »
	<hr/>
	15000 t.



Fig. 15. Anrikningsverket i Melkedalen. I bakgrunnen Store Hjerthaug.

Strossingen begynte naturligvis først etter at vaskeriet var kommet i drift og vesentlig i de perioder da dette var i gang, altså alt overveiende i tiden 1907—08.

Vaskeriets produksjon er omtrent følgende:

	I drift	Vasket råmalm	Utvunnet konsentrat
1902	3 mndr.	?	ca. 350 t.
1906	3 »	?	» 300 »
1907	1 »	2402 t.	430 »
1908	2½ »	1920 » (skeidet)	480 »
	I alt 9½ mndr.		ca. 1560 t.

Den samlede eksport fra denne grube er altså bare ca. 1560 t. konsentrat med 1,7 % Cu og ca. 42 % S, som kan antas å være utvunnet av ca. 7500 t. av den beste råmalm, mens den øvrige brutte malm, som kan anslåes til ca. 7000 t., for det meste meget fattig, er lagret på stedet. Så vel den lave utvinning som den lave kobbergehalt i sluttproduktet skyldes den

ytterst mangelfulle vasking, og gir derfor ikke noe korrekt bilde av forekomsten.

Fig. 15 gir et situasjonsbilde av anrikningsverket (vaskeriet) i Melkedalen og fig. 16 et skjema over anrikningsprosessen, som jeg har sammenstilt med hjelp av grubens siste stiger, Ellingsen.

Den dårlige effekt av anrikningen gjelder nesten alle deler av vaskeriet, men den mest påtakelige feil var at mellomproduktene ble ytterst dårlig behandlet. Begerverket klarte således ikke å heve mer enn halvparten av dem, resten måtte slippes i elven. Den øvrige del av dem førtes tilbake til samme valser som for ingående gods og ble derfor nesten ikke videre nedknust. Klassifiseringen var også meget dårlig. Alt dette medførte særlig store tap av kobberet. De fleste feil kan føres tilbake til en alt for knapt beregnet høyde på vaskeriet. Hvor stor del som har gått tapt kan ikke sies nøyaktig, men det har sikkert vært over halvparten. Det tapte ble vasket videre av elven nedenfor, så man så å si kunne iakttta »sekundære leiesteder« både av kobberkis og svovelkis langs breddene.

Malmen er lettknust. Forsøk hos Friedr. Gröppel har vist, at den av hensyn til kobberutvinningen krever en betydelig finknusning og at kobbergehalten i produktet vanskelig lar seg bringe opp i stort over 3 % Cu ved hjelp av de gamle vaske-metoder.

Anrikning ved flotasjon viser imidlertid langt gunstigere resultater. Eierne, Sell & Gurholt A/S, lot i 1928 utføre flotasjonsforsøk ved Metallbank, Frankfurt A/M med nedenstående resultat:

	% Cu	% Zn
Råmalm .....	1,68	4,35
Kobberkonsentrat .....	18,11	3,00
Zinkkonsentrat .....	0,94	33,77
Avgang .....	0,03	0,93

Utvinnigen var 92,6 % av kobberet og 76,1 % av zinken. For zinkens vedkommende regnes med, at man ved gjentatt flotasjon kan oppnå betydelig høyere konsentrasjon.



## Analyser av råmalmen.

Det har i tidens løp vært gjort en mengde analyser fra Melkedalen, men intet av dette har vært publisert og meget lite inneholdes i de tilgjengelige rapporter. Man er derfor bare henvist til det materiale, som var etterlatt på grubens kontor i Melkedalen.

Da man ikke hadde laboratorium på stedet ble det under driftsperiodene så godt som ikke gjort systematiske analyser, men derimot mange analyser av enkeltstuffer. Disse viser for en stor del meget høye kobbergehalter, men er så åpenbart gjort på utplukkete stykker at de må ansees for helt verdiløse. Systematiske prøver har vært tatt av:

Jean Duford, august 1909. Ikke tilgjengelige.

Stiger Reitan på vegne av direktør Adam Hiort i Chr.a. Minecompany, april 1910. Ikke tilgjengelige.

M. Borlase mai 1912 og tallrike driftsanalyser dette år under siste engelske prøvedrift. Bare delvis bevart, men allikevel det beste grunnlag for bedømmelse av malmen.

Selv de sistnevnte prøver viser imidlertid den for en bedømmelse av forekomsten vesentlige mangel, at hver prøve omfatter hele stollbredden uten å skille mellom den rike ligg-gang og de mer eller mindre fattige impregnasjoner, så disse malmsorter i hvert tverrsnitt inngår i varierende forhold. Man får derfor ikke anledning til sikkert å bedømme hvorvidt impregnasjonsmalmen, som kvantitativt spiller en så vesentlig rolle, i og for seg et brukbart råmateriale for anrikningsverket, og heller ikke i hvor høy grad kobberet opptrer i forskjellig forhold i de to malmsorter.

Av mer komplette analyser foreligger bare to, begge utført i England omkring 1901—02 og begge på malm fra stollene I og II.

Den første har en mineralsammensetning som er helt typisk for ligg-gangen, den annen synes nærmest å representere den grove svovelkismalm i den store ombøyning ved stoll I/II. Arsenbestemmelser har neppe noen gang vært utført, men jeg har som stor sjeldenhet funnet krystaller av koboltholdig arsenkis.

	5 t. råmalm	1 t. beste malm
Cu .....	2,30 %	2,12 %
Zn .....	3,21 »	2,41 »
Pb .....	0,08 »	spor
Fe .....	20,15 »	34,13 »
S .....	18,95 »	37,10 »
SiO <sub>2</sub> .....	17,64 »	6,80 »
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,30 »	
MgO .....	6,03 »	5,50 »
CaO .....	11,85 »	
Rest (CO <sub>2</sub> , O etc.) ....	17,49 »	11,94 »
	<hr/> 100,00 %	<hr/> 100,00 %

Gull ..... 1 1/2 gr. pr. t.  
 Sølv ..... 46 —

Mineralsammensetningen beregnes til:

Kobberkis .....	6,7 %	} Sulfider 44,5 %	6,1 %	} Sulfider 75,2 %
Zinkblende (8 % Fe) ..	5,5 »		4,1 »	
Blyglans .....	0,1 »			
Svovelkis .....	16 »		57 »	
Magnetkis .....	16 »		8 »	
CaCO <sub>3</sub> .....	20 »	} Karbonater 33,5 %		
MgCO <sub>3</sub> .....	12,5 »			
FeCO <sub>3</sub> .....	1 »			
Kvarts og silikater ...	22 »	22 %		

Direktør C. Hunger oppgir i sin rapport, at han i januar 1911 tok hakkprøver av malmen fra heng til ligg for hver 20 m stollengde gjennom alle støtter. Prøven, som etter kvartering utgjorde 62 kg, ble sendt til Friedr. Gröppel, Bochum for anrikningsforsøk. Analysen av råmalmen viste:

2,3 % Cu, 4,24 % Zn, 20 % S.

Etter dette kan den bare ha omfattet selve ligg-gangen, uten impregnasjoner. Noe særlig pålidelig gjennomsnitt antar jeg ikke den representerer.

Av edelmetallanalyser har der i tidens løp vært gjort temmelig mange. Gullgehalten synes selv i rike stuffer ikke å over-

stige 2 g og varierer fra 0 til 2 g pr. t., sølvgehalten fra spor til 46 g.

Av den *grove kvartsgang-malm* innerst i stoll IV har man et godt analysemateriale fra siste prøvedrift i 1912, tatt som slitsr tvers over arbeidsfronten ettersom driften skred frem:

1912	% Cu	% Zn	% S
29/6 . . . . .	0,96	2,88	8,26
6/7 . . . . .	1,02	1,96	7,10
13/7 . . . . .	2,29	3,55	10,80
20/7 . . . . .	1,96	2,84	14,31
27/7 . . . . .	1,53	2,59	13,15
3/8 . . . . .	3,07	3,10	14,45
10/8 . . . . .	2,05	3,50	12,22
17/8 . . . . .	1,30	2,15	12,85
24/8 . . . . .	1,46	2,08	9,00
31/8 . . . . .	1,75	2,23	10,00
7/9 . . . . .	2,05	6,19	6,06
14/9 . . . . .	2,37	4,13	7,54
21/9 . . . . .	1,63	3,95	8,14
28/9 . . . . .	0,96	1,96	3,15
5/10 . . . . .	0,75	3,12	4,63
23/11 . . . . .	1,05	2,14	5,00
7/12 . . . . .	1,23	2,33	5,40
Gj. snitt . . .	1,60	2,98	8,95

I løpet av den driftsperiode som disse analyser omfatter, ble fremdrevet de 20 innerste meter av stoll IV, altså hele den mest typiske kvartsgang. De tette analyser skulle gi et forholdsvis pålitelig gjennomsnitt for denne, men viser at der også er betydelige variasjoner.

Til bedømmelse av *impregnasjonsmalmene* foreligger bare et meget knapt materiale, vesentlig slitsprøver, tatt av M. Borlase mai 1912.

I stoll III er prøve 1 tatt 10 m fra nåværende skram, de øvrige for hver 10 m utover. Prøve 2 treffer den før omtalte kobberrike kvartslinse av ligg-gangen og medregnes derfor ikke i gjennomsnittet. Prøvene 7—8 viser enkelte slirer av rik kobberkis-impregnasjon og er for øvrig kisfattige.

	Nr.	% Cu	% S
Stoll III, for hver 10 m	1	0,86	7,55
	(2	3,10	9,61)
	3	0,56	9,17
	4	0,84	9,07
	5	0,94	
	6	0,46	
	7	1,86	
	8	1,20	7,30
	9	0,58	
	10	1,54	
	11	1,60	
	12	0,52	
	13	1,40	
	14	1,32	
	15	0,62	
	16	0,72	
	17	0,32	

Oppdrift til stoll II, for hver 5 m oppover	2	2,12	sydvegg
	3	0,44	nordvegg
	4	1,16	sydvegg
	5	0,92	nordvegg

Gjennemsnitt 1,0 % Cu

Tilsvarende analyser er tatt i stoll IV utenfor kvartsgangen. Nr. 1 og 2 er tatt i indre strosse, de øvrige flytter seg for hvert nummer 5 m utover.

	Nr.	% Cu	% S
Stoll IV . . . . .	1	1,08	7,93
	2	0,68	8,36
	3	1,72	
	4	0,50	5,03
	5	0,64	
	11	0,92	11,43
	Gjennemsnitt	0,92	8,30

De mellomliggende og andre analyseresultater er bortkommet.



Et par lignende prøver fra siste drift innerst i Stoll II viser:

$\frac{18}{11}$ 1913	1,03 % Cu
$\frac{1}{2}$ »	1,26 » » , 9,46 % S

Alle disse ovenstående slitsprøver er tatt tvers over hele stollbredden og omfatter ofte en smal ligg-gang foruten impregnasjonsmalmen. Hvor stor del av disse gehalter faller på selve impregnasjonsmalmen kan derfor ikke med sikkerhet avgjøres. Deres kobbergehalt er også vanskelig å bedømme etter øyemål ved befaring av gruben.

Så vidt man kan dømme av dette ufullstendige materiale, kan middelgehalten av de forskjellige malmtyper omtrent anslås til følgende:

	% Cu	% S	% Zn
Breksjemalmen i liggeren .....	Vel 2	20	?
Rik svovelkismalm ved om- bøyningen av ligg-sleppe .....	1,5	30	?
Kvartsgang-typen (stoll IV).....	1,6	9	3
Impregnasjonsmalmer, vanlige .....	Kanskje 0,8	10	?
— » — , fattige .....	» ?	5	

### Oppfart malmmenge.

Ved grubedriften er malmgangen oppfart i en samlet strøklengde av 430 m, nemlig fra innslaget på malmen i stoll IV til skram av stoll II. Den vertikale høyde mellom nederste og øverste stoll er 80 m hvortil kommer ca. 15 m over stoll I. På medfølgende kart over gruben har jeg avsatt malmen så vidt nøyaktig, at alle mektigheter kan tas direkte ut av kartet.

Ligg-gangens anordning i ertskolonner er omtalt s. 45.

For impregnasjonsmalmen er den eneste regel at de er rikest i nærheten av ligg-planet og taper seg bort fra dette, så de aldri er observert i større avstand mot hengen enn 7 m, og utenfor 4 m avstand finner man som regel ikke impregnasjoner hvis utnyttelse overhodet kan komme på tale. Man kan gå ut fra som en regel, at er impregnasjonene fattige i stollbredden langs liggeren, finner man dem ikke bedre ved å gå med tverslag mot hengen.

Hva angår kobberføringen finnes de kobberrike partier alltid på ligg-gangen. Variasjonene er imidlertid betydelige og for

disse lar det seg for tiden ikke fastsette noen bestemte regler. Hvis vi bortser fra den forholdsvis kobberrike malm under dagoverflaten ovenfor stoll I ser det ut som malmen i den laveste stoll (IV) gjennomgående er noe kobberrike enn i de øvrige stoller.

Nedenstående beregning av oppfart malm («ore in sight») må bare betraktes som et tilnærmet overslag. Detaljene kan ikke anføres her, men kan i hovedsaken kontrolleres etter grubekartet. Som grenser for oppfart malm regnes linjer, trukket fra bunnen av hver stoll vertikalt opp til ovenforliggende, og videre opp til dagen. Følgende fattigere impregnasjonspartier (skjønnsmessig) settes helt ut av betraktning:

- Stoll I. Alle innenfor 10 m fra innslag.  
 Stoll II. Partiene 0—15, 35—65, 115—140 m fra innslag.  
 Stoll III. Partiene 170—210, 245—280, 310—342 m (skram), regnet fra søndre innslag.  
 Stoll IV. Alt utenfor innerste strosse.

De medregnete impregnasjoner har som regel en mektighet fra 2 til 4 m. Av ligg-gangen medregnes alt, men det bemerkes, at hvor den er smal kan den bare brytes hvis impregnasjonsmalmene samtidig kan utvinnes.

#### Ligg-gangen og svovelkisrik malm.

Oppfart malm .....	32 000 t.
Derav avbygget ca. ....	10 000 t.
Gjenstående .....	————— 22 000 t.

#### Impregnasjonsmalmer.

Oppfart malm .....	55 000 t.
Derav avbygget ca. ....	5 000 t.
Gjenstående .....	————— 50 000 t.
	<u>72 000 t.</u>

Med hensyn til mulighetene for videre oppfaringer anføres: Avsmalningen av malmen innerst i stollene I og II svarer nøyaktig til dens forsvinnen i dagen, og iakttakelsene her gjør det ikke sannsynlig, at man i denne retning vil finne nevneverdig mere

malm. Derimot vil en forlengelse av stoll III med ca. 20 m antakelig treffe innerste malmkolonne på dette dyp.

I den annen retning, mot SV, er terrenget i dagen helt overdekket nedenfor stoll IV. Meget vil avhenge av om glide-sleppen her skjærer inn i hengende glimmerskifer eller om den får en lignende ombøyning som ved stoll I. I siste fall kunne man håpe på en tilsvarende malmanrikning. Noen lang fortsettelse blir det imidlertid ikke tale om, for allerede 200 m nedenfor er kalkbenken blottet uten dolomittisering. Forholdet på dette parti undersøkes best ved elektrisk måling.

Den viktigste oppfaring ville derfor bli videre mot dypet. Terrenget gir god anledning til dypere stoller og den homogene utformning av forekomsten gjør selve oppfaringen meget enkel.

Om mulighetene her kan bare sies, at på grunn av forekomstens helt ekstraordinære karakter vilde en videre oppfaring mot dypet være av interesse. Da erfaringsmateriale fra lignende forekomster ikke finnes, kan man vanskelig forutsi i hvilken retning utviklingen mot dypet vil gå.

Fra et genetisk synspunkt er det ingen grunn til å tvile på at den kan fortsette videre mot dypet, og kobbergehalten har iallfall ikke vært avtagende.

P. S.

Etterat dette arbeid var innlevert til trykning ble det sommeren 1946 utført elektromagneiske målinger i feltet. Det viste seg at der nedenfor stoll IV ikke kunne påvises indikasjoner på malm.

### Summary.

Melkedalen copper mine is situated at latitude  $68^{\circ} 15' N$ , in the district of Ofoten, Northern Norway.<sup>1</sup> It has formerly been mined only for chalcopyrite, but actually iron pyrites and sphalerite are equally important constituents of the ore.

The whole district has been subject to considerable sulphidic mineralization, with numerous deposits of different types. The reason why Melkedalen is here treated in a separate paper, is because its type of deposit is probably unique in this country, and because its genetic development seems to be quite evident.

The deposit may briefly be characterized as an *hypothermal, quartz-bearing breccia vein along a fault fissure in dolomite, the ore minerals being mainly deposited by replacement.*

The latter part of the paper (from p. 77), devoted to historical and technical objects, will not be referred to here, because it has only local interest. The mine was worked by several British companies, intermittently between the years 1899—1912, — with little success, however, mainly on account of the complete failure of the concentration plant.

#### *Description of the rocks.*

The Melkedalen area is composed of a thick series of homogeneous mica schists, metamorphosed regionally in the epidote-amphibolite facies. Intercalated in them is a 25 m thick bed of calcite- and dolomite marble, in which the deposit occurs. The whole series is more or less granitized, being injected by numer-

---

<sup>1</sup> For the general geology and a geological map of the district, the reader is referred to my earlier paper: Tysfjords geologi. Loc. cit.

ous dikes and veinlets of oligoclase granite. Other magmatic rocks do not occur in the neighbourhood.

The mica schists are characterized by the presence of biotite, plagioclase, and garnet (almandine), and by the absence of chlorite and amphibole.

There is a certain difference between the foot-wall and the hanging-wall type. The foot-wall type is darker, with a sugar-grained texture, rich in biotite. It contains epidote, idioblastic magnetite, and black tourmaline. Its plagioclase often shows an inverse zoning, ranging from  $An_8$  in the centre to  $An_{23}$  at the border.

The hanging-wall type is lighter, with a more gneissic appearance and somewhat more calciferous. The plagioclase has a composition of  $An_{33}$ , without zoning. Instead of epidote we find skeleton porphyroblasts of rhombic zoisite. Orthoclase enters the mineral assemblage. This coincides with a marked change of the almandines. They are gradually replaced by plagioclase ( $An_{33}$ ), muscovite, and a little biotite, and finally form light spots in the rock instead of red ones. (Pl. I, Fig. 1.) As orthoclase and almandine are unstable together in this facies, it is concluded that the potash feldspar does not belong to the schist, but is introduced during the granitization, with the result mentioned. Sills of aplitic potash granite are also met with here.

The Melkedalen limestone forms a continuous bed of remarkably constant thickness, which can be followed for at least 35 km in strike direction. As a result of folds in the mining district the thickness may rise to maximum 50 m. In the greater part of its extension the limestone is developed as a light greyish, somewhat bitumenous, massive calcite marble, with a grain size of about 1 mm. It contains rounded grains of quartz and apatite, leaves of graphite and muscovite, very rarely also scapolite.

Within the mining field the carbonate bed is developed in its whole thickness as a dolomite marble, with a markedly sugar-grained and porous texture, grain size 0.3—0.5 mm. Quartz, apatite, and graphite are here practically lacking and instead

of muscovite we find phlogopite. Pyrite and sphalerite are common accessories.

The length of the dolomitic marble is about 600 m, corresponding very well with the extent of the fault fissure and the mineralization. Thus it is prevailing in all the mine workings, and the transition to calcite marble north and south of the mine is comparatively rapid.

Analyses of the normal types of marble are given on p. 12, No. I and II. The dolomite marble generally has a certain mottled appearance and a small excess of calcite.

The degree of dolomitization appears from the following:

	Normal calcite marble.	Normal dolomite marble.
Dolomite spar ....	9.7 %	85.2 %
Calcite .....	90.6 %	14.8 %

The question whether the dolomitization is diagenetic (primary) or formed by later replacement is difficult to decide beyond doubt in a highly metamorphic region like here. The first alternative is more probable, because there is no other reasonable source for the magnesia. At any rate it has nothing to do with the granitic veins, which occur quite as numerous in the region of calcite marble as in the region of dolomite marble. The obvious co-occurrence between the dolomite, the fault fissure, and the ore deposition may as well be due to the fact that dolomite on account of its relative brittleness is more fitted for development of fissures and breccias than the calcite marble. It may also be mentioned that in another region of the same carbonate bed we have a similar dolomitic section, which is not accompanied by any fault fissure or ore formation.

At any rate, the dolomitization is older than the ore formation and older than the skarn minerals, too.

#### *Formation of skarn minerals.*

The silicate minerals in the carbonate rocks are to a smaller extent reaction products, recrystallized from the original impurities. The greater part is replacement products, dependent of

certain supplies from outside. Both are characterized by a remarkably low iron content and by the complete absence of Fe<sup>III</sup>-minerals like oxydic iron ores, andradite, and epidote. The temperature was not high enough for the formation of wollastonite. In the skarn-free marbles free quartz may occur in contact with calcite without reaction, but not together with dolomite.

The reaction products, with a more or less scattered occurrence, are mainly tremolite and phlogopite, accompanied by white chlorite.

The optical properties of the tremolite (p. 18) correspond to only 3 mol.-% of the ferrous silicate, or about the same as in the original limestone. The white chlorite is nearly uniaxial positive with  $\alpha = 1.575$ ,  $\gamma \div \alpha = 0.011$  and belongs to the sherdanite—leuchtenbergite group.

In the ordinary replacement skarn the carbonates are more or less completely replaced by silicates, forming partly a tremolite skarn, mainly, however, a diopside skarn.

The tremolite skarn (p. 18) consists mainly of tremolite and some carbonatic scapolite. The greater part of the tremolite forms bigger grains of a poikiloblastic appearance, containing numerous small drops of quartz and calcite, and with 6 mol.-% of the ferrous silicate. They are obviously recrystallized from diopside (see formula p. 19). A younger tremolite forms slender prisms, crossing the former. As diffuse veinlets in the skarn are moreover occurring coarse-grained rhombic  $\beta$ -zoisite, calcite, and fresh, basic plagioclase ( $An_{45}$ ). The zoisite is never in contact with tremolite, but is surrounded by a replacement rim of scapolite. (Pl. I, Fig. 2.)

The diopside skarn (p. 21) consists mainly of diopside with 9 mol.-% of the hedenbergite molecule, moreover small needles of tremolite and flakes of phlogopite. Also in this skarn we find numerous small diffused stringers with varying amounts of calcite, graphite, tremolite, phlogopite, rhombic zoisite, scapolite, plagioclase ( $An_{15}$ — $An_{38}$ ) and partly even a little potash feldspar. A mineral sequence from here is shown in Fig. 1.

The diopside skarn occurs in irregular, but considerable masses in the calcite marble and as several meter broad belts at both sides in the dolomite marble. Its formation is dependent

on a supply of silica from outside. This supply is obviously procured during the granitization, from dikes and veins of pegmatitic oligoclase granite, which are especially abundant near the borders of the Melkedalen limestone. The skarn is not simply connected with the individual granitic dikes, but generally forms a massive "skarn front" inwards in the carbonate rocks.

The supply of silica may be directly controlled when all the carbonates at one place are transformed into diopside. The surplus silica is then deposited as networks or bands of quartz within it.

The skarn rocks have an irregular distribution as distinct from the regular extent of the dolomitization and the sulphidic mineralization. It is characteristic for the deposit that no sulphidic phase is present in the skarn formation. The graphite from the marble is generally retained in the skarn rock.

#### *Injections of trondhjemite ("oligoclase granite").*

Up to an horizon of sedimentary iron ore, somewhat above the Melkedalen limestone, the region is injected by granitic material, coarse-grained and partly pegmatitic, in the form of dikes, veins, and lenses. Their number is great, but the total quantity is not very considerable. Except some older sills of schistose microcline granite they are decidedly sodic and irregular in form. Although they often cut the schistosity, they are generally folded. At the borders of the Melkedalen limestone they are more plentiful and frequently several meters thick.

Within the mica schist the trondhjemite consists of plagioclase ( $An_{15}$ ) and quartz, some biotite and muscovite, but very little microcline. The big plagioclases are fresh, homogeneous and generally crushed at the border.

Within the carbonate rock the dikes are irregular and lumpy and of a somewhat different composition on account of interaction with the surrounding rock. They are here completely deprived of dark minerals and may be termed leuco-trondhjemites. Potash feldspar and biotite are wanting, the plagioclase is richer in lime, more seritised and heterogeneous, with a mottled ap-



pearance in the microscope. This is due to the gradual replacement of an older plagioclase ( $An_{30}$ ) by a younger one ( $An_{16}$ ). Several sparks and nests of sulphides are introduced from outside.

*General character of the ore deposit.*

The main ore minerals are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, and sphalerite. The ore occurs exclusively within the dolomite. The extent of the mining operations is 430 m in strike direction, and maximum 100 m vertical depth.

A characteristic feature of the deposit is that the ore in its whole extension accompanies a single fault fissure, and exclusively occurs at its hanging-wall side. It therefore has the character of a foot-wall fissure for the ore and is standing as a smooth wall through all the adits and workings of the mine. It dips from  $45^\circ$  to  $75^\circ$  NW, and below it are no traces of ore, although the rock is exactly the same.

The fissure follows nearly, but not quite, the strike direction of the dolomite. For this reason it is difficult to tell whether it is accompanied by a considerable displacement or not. At any rate, movements have occurred along it, resulting in a brecciation of the dolomite, also exclusively on the hanging-wall side, to maximum 2 m thickness. Friction striæ are seldom observed on the foot-wall; where they occur, they do not follow the dip direction, but are downwards pointing somewhat outwards the adits. The main fissure is sometimes accompanied by diaclasses on the hanging-wall side, generally forming an acute angle with it.

As appears from the mine map (in pocket on the cover) the fault fissure, except for a great bending together with the strike of the dolomite, is remarkably rectilinear, in striking contrast to the irregular distribution of the skarn rocks and the granitic veins. It is therefore concluded that the fissure is younger than both. This is also directly observed in one place, as shown in Fig. 6.

The ore may be divided into two main groups: The foot-wall vein and the impregnation ore.

The foot-wall vein follows strictly the fault fissure with a remarkable continuity, even when the thickness is quite narrow.

Enlargements of this vein forms workable ore shoots (indicated on the mine map), whose main direction is found to correspond with that of the friction striæ.

This vein is partly developed as a quartz vein, representing the barren quartz first deposited; later it is more or less replaced by ore minerals. The main part of the vein is, however, a sulphidic breccia vein with numerous inclusions from the brecciated dolomite and rounded "drops" of clear quartz, representing remnants from the quartz vein.

These ores are very pretty and variegated.

The impregnation ores are impregnated directly in the massive dolomite to a distance of maximum 6—7 m from the fissure and the foot-wall vein, only on the hanging-wall side. Generally the concentration diminishes with the distance from the fissure. This ore is not arranged in shoots, these being obviously only connected with the tectonics of the brecciating movements. The main ore minerals are here pyrite with some sphalerite, — chalcopyrite is scarcer and pyrrhotite almost lacking.

In the great bend of the fissure, where the thickest ore-bodies of the mine are located, the ore type is somewhat different, constituting a massive, porphyritic pyrite ore.

The sequence of events may be summarized as follows:

1. Dolomitization.
2. Injection of granitic material, skarn formation, and folding.
3. Opening of the fault fissure.
4. Introduction of the silica- and ore-bearing solutions.

A description of the mine is given on p. 32—44. Some of the main observations appear from the figures.

The zone of oxidation on the top of the hill reaches a maximum depth of 3 m, the gossan containing some malachite. No zone of distinct secondary enrichment was observed.

Practically all the workings of the mine are gathered in one plane, — the plane of the fault fissure. Only 6 short cross-cuts are driven into the hanging-wall rock, and 2 into the foot-wall.

Everywhere the ore has an absolutely sharp boundary against the fault fissure (as seen on several of the plates), and

there is no selvage here. On the hanging-wall side the ore may also be sharply limited, especially when diclases are present. Otherwise the ore may gradually pass into a network of narrow fissure fillings in the dolomite. In both cases the ordinary impregnation ores follow further towards the hanging-wall. It is noteworthy that there is no quantitative relation between the foot-wall vein and the impregnation ores, the latter being present even when the vein is completely absent. The opposite case is also observed. Characteristic features are also how the foot-wall vein from a narrow string, only few centimetres wide, may undergo small sudden enlargements, often rich in copper. Frequently also gradual changes were observed, from the quartz vein type to the ordinary breccia type with remaining drops of quartz. The greatest thickness of richer ore in the mine is  $5\frac{1}{2}$  m, this occurring in the bend of the fissure above adit II.

The geochemistry of the ore minerals is stated on p. 46—50.

Picked samples of the different ore minerals were spectrographically investigated in ultra-violet light. Remarkable is the high cobalt content of the arsenopyrite crystals and further the high germanium content of the chalcopyrite. A chemical analysis of the pure sphalerite is given on p. 48. The content of precious metals is inconsiderable, although it has been maintained that native gold formerly should have been observed near the outcrop.

#### *Description and mineralogy of the ores.*

The quartz vein is only locally developed or preserved. It may attain a thickness of 2 m, but is generally much less and follows the fault fissure.

The quartz is coarse-grained, anhedral, and glassy translucent and may possibly be a high-temperature quartz. Etching of a polished section with hydrofluoric acid gave no definite results on account of mechanical deformation. The quartz vein originally was barren, the ore minerals distinctly being introduced later. They are more coarse-grained than elsewhere and consist of sphalerite, chalcopyrite, and pyrrhotite. Pyrite is here subordinate.

The sulphidic breccia vein is the main ore type. It is massive, without any tendency to parallel structure.

The inclusions are partly quartz from the quartz vein, at first of considerable size and irregular (Plate IV), but gradually completely rounded, from the size of an inch downwards (Fig. 10).

More numerous are inclusions of dolomite from the side rock. Near the hanging-wall they are still sharp-edged and *in situ*, further within the ore they become gradually more or less rounded. On account of a preserved parallel structure in them it may be ascertained that they partly have been moved and turned (Pl. III). The fact that rounded inclusions of quartz and dolomite have been intermingled is the best proof that movements have occurred along the fault fissure and the ore vein. It is remarkable that the dolomite inclusions are practically free from ore minerals or impregnations.

Ordinary inclusions of leuco-trondhjemites have not been encountered, but within the ore zone the rests of these dikes turn lumpy or lens-formed.

The groundmass of the breccia in the samples looks like pretty compact sulphidic ore. The microscope reveals, however, that originally it has been crushed dolomite, now more or less intensely replaced by ore minerals. Furthermore it contains quartz grains, the coarser of these being evidently replacement rests. Smaller quartz grains are, however, so evenly distributed that they must have accompanied the ore-bearing solution, possibly formed by resorption and redeposition.

The content of silicates is significant. Diopside is absent and tremolite very scarce, proving that skarn rocks are not replaced. On the other hand, phlogopite of the ordinary type is quite abundant. The same is the case with plagioclase, which was observed in every thin section of the ore as isolated grains of maximum 2 mm diameter, sometimes directly enclosed in the sulphides. The plagioclase grains are quite fresh and often show marked, but irregular zoning, on the average with  $An_{30}$  at the centre and  $An_{15}$  at the border. This closely corresponds to the plagioclase of the leuco-trondhjemites within the dolomite.

Plagioclase is extremely rare in the dolomite. In the skarn it occurs only very scarcely in diffuse veinlets. It is also difficult to explain it as replacement remnants from trondhjemite dikes, because these occur only very sporadically within the dolomite, while the plagioclase grains are evenly distributed within the groundmass of the breccia vein. It therefore seems to belong to the ore paragenesis, although the latter is younger than the vein of barren quartz.

Another silicate is exclusively found in or close to the ore, namely dravite. Its refraction corresponds to practically pure magnesia-tourmaline. It was found in all the thin sections of the groundmass as scattered, tiny, nearly colourless prisms. Only in small patches it occurred as aggregates.

All the above mentioned silicates have crystallized before the sulphides. Younger than the sulphides, at least partly, are only white chlorite and calcite. Some calcite occurs in the groundmass nearly everywhere and belongs to the last stage of the ore paragenesis. It replaces the sulphides, and even the pyrite has ragged surfaces towards it. (Pl. XII, Figs. 1—2.) Moreover it occurs as narrow, independent younger veins along some of the diclases and sometimes brecciating the impregnated dolomite.

The ore minerals encountered are pyrite, arsenopyrite (rare), pyrrhotite, sphalerite, chalcopyrite, and very rarely and only locally stannite. Lead minerals and cubanite are not present.

The two first named are more or less idiomorphic. They always show sharp contrast against the other ore minerals, whose textures are mutually pretty similar, without any prominent difference of age.

The quantity of pyrite varies, from dominant in the ores of the great bend to scattered porphyritic crystals, often of considerable size (up to 20 mm). They always form simple cubes with sharp or slightly rounded edges. (Pl. IV—V.) These ores may show considerable similarities with those from Ducktown, Tennessee. Only near the fault fissure, where the movements have been considerable, some pyrites may be rounded to small, completely spherical balls.

The pyrite crystals often are idioblastic in relation to the older groundmass, with inclusions of dolomite and quartz (but no calcite!). It is more remarkable that apparent small inclusions of sphalerite are rather widespread. A closer study of polished sections reveals, however, that they in reality are younger (small offshoots, "negative crystals"), as appears from the micro-photos.

The first sphalerite must have followed pretty closely after the pyrite. It replaces the pyrite more actively than do the other ore minerals, from the borders in "caries"-like attacks, in the inner parts filling corrosion holes.

Also pyrrhotite replaces pyrite, but in a somewhat different way, preferably attacking from the cataclastic cracks, which are often numerous in the pyrite crystals.

The sphalerite is generally quite homogeneous. Minute sparks of chalcopyrite and pyrrhotite in some of them are not due to exsolution, but to later replacement. The deposition of sphalerite seems to embrace a longer period than the other ore minerals.

Pyrrhotite is abundant in the foot-wall vein, generally co-occurrent and contemporaneous with the sphalerite. Seen under crossed nicols the pyrrhotite is sometimes recrystallized to a granular aggregate of smaller grains. (Pl. IX, Figs. 1—2.) Sometimes it possesses an extraordinarily pronounced basal cleavage. (Pl. VIII, Fig. 2.) Uncommon is also its lower hardness against sphalerite in polished sections.

Chalcopyrite occurs in very varying quantity, often in intergrowth and with mutual boundaries towards sphalerite. A faint twinning is common in bigger individuals, but no cubanite lamellæ were observed.

Stannite was observed only very rarely in two polished sections of the ore, richest in tourmaline, at high magnification. Most of it occurs as minute grains in sphalerite (Pl. XIV, Fig. 2) or as small lenses in pyrrhotite (Pl. XIV, Fig. 1), the biggest with a length of only 0.1 mm. Very rare inclusions in chalcopyrite show distinct replacement phenomena. Characteristic of all the stannite grains is that they are crowded with minute

sparks of chalcopyrite, visible only at the highest magnification, and obviously due to exsolution.

**Impregnation breccias.** The term is used for the network of ore veins sometimes occurring in the hanging-wall of the main ore. We may find single offshoots from the main ore (Fig. 7), cm-wide, clear-cut, crossing ore veins in the dolomite, and transitions to networks of mm-wide ore veinlets between the dolomite grains (Fig. 14). In all cases the origin is a fissuring of the dolomite before the entrance of the ore solutions. The solutions have exclusively followed the fissures, and the dolomite between them is comparatively intact and free from ore minerals, as distinct from the ordinary impregnation ores.

This ore type has a special genetic interest, because in these narrow crossing veins the minerals may be supposed to have preserved their original texture, without considerable post-mineral movements.

It is striking that pyrite is here completely wanting. The ore minerals are only pyrrhotite, sphalerite, and chalcopyrite, occurring together even in the narrowest veinlets, and necessarily nearly contemporaneous. Of non-metallic minerals appear some apatite, phlogogite, dravite, here in wine-yellow, slender prisms of 1 mm length, and calcite.

The microphoto, Pl. XV, Fig. 1, shows the whole width of an ore vein, 1 cm wide, in dolomite. We observe ragged remnants of dolomite even within this clear-cut vein, some sphalerite along the border, pyrrhotite dominating, and in the centre chalcopyrite intergrown with sphalerite. Chalcopyrite is here slightly younger than pyrrhotite.

Near the vein wall, on account of a certain strain, the pyrrhotite has developed curious, whip-formed, strongly birefringent lamellæ. (Pl. XV, Fig. 2.)

**Impregnation ores.** These are uniform impregnations in the hanging-wall dolomite, with pyrite as the dominant ore mineral, but in bands of varying concentration. (Pl. VII.) The richer zones have no parallel structure. The grain sizes are 1—5 mm and the crystal faces here mainly belong to pyritohedrons.

The pyrite is always accompanied by some sphalerite, and their mutual relations are the same as described from the vein ore. Chalcopyrite is considerably scarcer than in the vein ore, pyrrhotite is nearly everywhere completely lacking and does not replace pyrite from the cataclastic fissures. Some post-crystalline movements with desintegration of the pyrites have occurred.

No gangue minerals occur, except those belonging to the dolomite. Especially it is noticeable that there has been no introduction of silica. Scapolite occurs locally, even included in pyrite together with dolomite, but it is not probable that it belongs to the paragenesis.

Rich pyrite ore, occurring in considerable thickness in the great bend of the mine, is mineralogically nearest related to the impregnation ores, but the pyrite concentration is much greater. The ore approximates the coarse-grained ore types from our ordinary pyrite mines. The reason for their formation is lack of opportunity for free circulation of the solutions along the fault fissure, because in this region the effects of crushing have not been so restricted and concentrated as usual.

#### *Origin of the ore deposit.*

We have already seen that the formation of the skarn rocks was prior to the ore formation. It is irregular in distribution, not restricted to the ore region, and not guided by any leading line.

The introduction to the processes of ore deposition has been the opening of a long, regular, and generally rectilinear gliding- or fault fissure. All the later supplies have been orientated along this fissure in such a way that it has unquestionably been the sole channel of supply. Movements along the fissure have occurred at intervals: pre-mineral, intra-mineral, and to a slight degree also post-mineral (friction mirrors!).

The mineralization started with the formation of a vein of barren quartz immediately after the opening of the fissure, at places where the passage was free, and before the brecciation began. This is concluded from the fact that the quartz never acts as cementing material, nor penetrates into fissures in the



wall rock and generally does not contain inclusions. Furthermore it does not silicify the dolomite or react with the carbonates. Consequently the quartz vein is hydrothermal and the younger ore deposition is also hydrothermal.

After the deposition of the quartz vein the fissure was more or less sealed. The gradual reopening during brecciation and the entrance of ore-bearing solutions ran more or less parallel. The mechanical condition of the rock was deciding for the path of the solutions and the deposition of the ore. The final situation was: near the fault-fissure a crushed and brecciated dolomite with comparatively free passage, gradual transition to a cracked and fissured dolomite, and finally to the ordinary porous dolomite.

It is remarkable that the minerals of the impregnation ores correspond to the first formed minerals of the breccia ore. We may conclude that the impregnation ores were formed during the first period of ore mineralization, when the circulation was not yet free, the pressure was high, and the solutions could penetrate into the porous dolomite. This appears also from the fact that the breccia ore may send offshoots into the impregnation ore (Fig. 7), and that no quantitative relations exist between them. In both ore types the pyrite has developed first, as crystals or idiomorphs directly in the dolomitic groundmass; and in both cases it is considerably corroded or replaced by sphalerite.

During the progressing brecciation of the dolomite and the quartz vein the paths of circulation in the neighbourhood of the fault fissure have been gradually opened, and the solutions have more or less intensively replaced both of them, without penetrating any more into the hanging-wall dolomite. The result is much richer ores along the breccia vein, and a relative concentration here of pyrrhotite, sphalerite, and chalcopyrite along the whole length of the fault fissure.

Where the dolomite has remained undisturbed, it has been impregnated by sulphides, — where it has been shattered with fissures and diclases, however, the interjacent rock pieces have remained unimpregnated, proving a striking selectivity of the replacement, according to the mechanical condition.

As regards the depth zone of the deposit, Gratons (loc. cit.) characteristics for the hypothermal zone correspond with the present conditions, viz. the character of the quartz, absence of druses, no change of the side rock, and intense molecular diffusion.

The minerals tourmaline, pyrrhotite, phlogopite, and calciferous plagioclase also indicate relatively high temperature. As to the plagioclase, its origin does not matter in this connection; at all events it has remained in equilibrium with the ore-bearing solutions.

The coarse-grained development of the ore minerals also point in the same direction. There is no reason to believe that this texture here has been generated by recrystallization during a later regional metamorphism. In such a case many of the features of the narrow ore veins would have been completely obliterated.

According to American terminology, Melkedalen may consequently be classified as an hypothermal vein deposit.<sup>1</sup> The presence of the rectilinear fault fissure and the breccia preclude, however, the very deepest part of the hypothermal zone.

Pyrrhotite is generally considered to be indicative of a higher temperature of formation than pyrite. Therefore it is rather strange to notice, that nearly always it crystallizes later. We have seen here, however, that the first solutions which deposited the pyrite were rather dispersed through a considerable volume of rock, and moving slowly they were subject to considerable cooling. After the pathways had been more opened and the movement of the solutions more rapid and concentrated, the transfer of heat was more effective, and the ore deposition may thus have taken place at partly *rising* temperature.

According to Graton, typical hypothermal veins are only developed in siliceous environments, while in carbonatic rocks under similar conditions only pyrometasomatic (contact-) deposits should be formed.

---

<sup>1</sup> In German terminology deposits formed by solutions above the critical temperature of water are termed pneumatolytic.

This will only be the case, however, when the solutions more or less immediately meet the carbonatic rocks. Then the typical skarn minerals are developed, with little or no free quartz.

Within a district of high regional metamorphism, however, the general temperature will be so elevated, that the solutions may move for very considerable distances from their source without losing their hypothermal character, even if the temperature becomes too low for the formation of the common contact silicates.

If at this stage the solutions meet carbonatic rocks, ordinary hypothermal veins may be formed, without skarn silicates. This is what has occurred at Melkedalen. Here the infiltration with granitic material is a regional occurrence and the same is the case with the accompanying solutions having produced the skarn minerals. The sulphidic solutions must be expected to have travelled maybe farther, and the presence of fissures seems to have been essential for their deposition.

From this ore deposit in carbonatic rock we have observed a series of features, viz. cutting of the strata, apophyses and veinlets into the hanging wall, brecciation, inclusions of unchanged wall rock, porphyritic textures etc., which have often been taken as a proof of formation by displacement when they occur in silicate rocks. We have further seen that all these features are here easily explained by the preliminary tectonic treatment of the rock, before or during the entrance of the replacing solutions.

It may be expected that similar features in less easily replaceable silicate rocks may also often be explained by a difference in predisposition for replacement, produced by the preceding tectonic action on the rock.

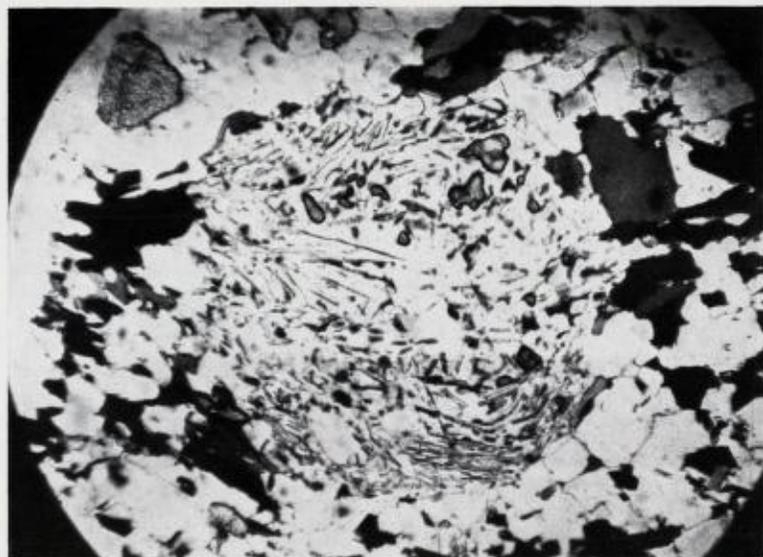


Fig. 1. Ustabil almandin (stort, rundet individ) med bare ubetydelige rester av granatsubstansen (opptrukket). Tynnslip,  $\pm$  nic., 40  $\times$ .  
 (Unstable almandine with only small remnants of the garnet substance, the rest replaced by plagioclase and muscovite).

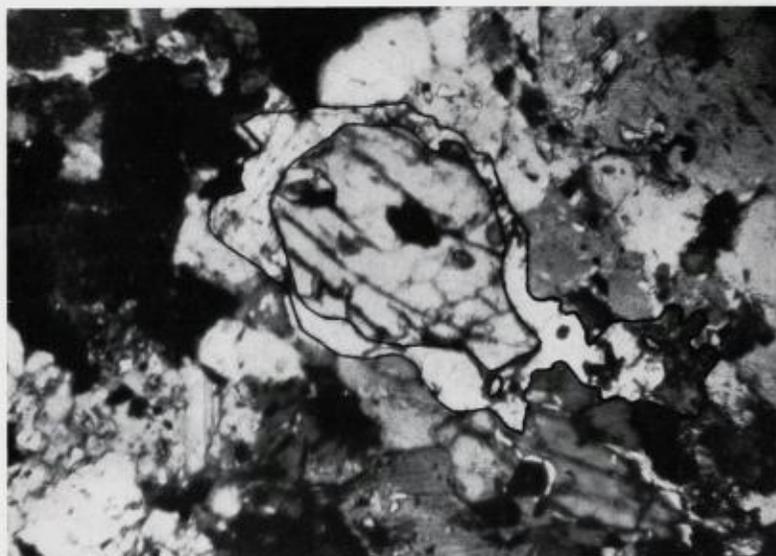


Fig. 2. Rombisk zoisitt, fortrenget og omgitt av skapolittrand (opptrukket). Alt det øvrige er tremolitt. Tynnslip, + nic., 50  $\times$ .  
 (Rhombic zoisite, replaced and surrounded by a rim of scapolite (drawn up). The rest is tremolite).



Kvartsgang mellom ligg-sleppen (rettlinjete sydkant av stoffen) og dolomitten (med lysere, kalkspatrikere slirer). I kvartsen trengs sulfidene (hvite) inn. Polert stoff, stoll IV,  $\frac{1}{2}$  nat. st.  
(Quartz vein between the foot-wall fissure (straight, southern edge) and the dolomite. Quartz replaced by the different sulphides (white) along fissures).



Breksjemalm. Bruddstykkene er kvarts (kv) og dolomitt. Små kantete individer (grå) er svovelkis. Mørk grunnmasse er de øvrige sulfider + dolomitt. Langs liggisleppen (sydkant) en streng av rene sulfider, granulert. Polert stulf, stoll IV,  $\frac{1}{2}$ , nat. st.

(Breccia ore. Inclusions are quartz (kv) and dolomite. Small sharp-edged crystals (grey) are pyrite. Dark groundmass is other sulphides + dolomite. Along footwall fissure (southern edge) is a string of pure sulphides, granulated).



Porfyrisk, kobberrik brekkesjelm. Skarpkantete svovelkiskuber. Bruddstykker av kvarts (hvit, i ferd med å oppdeles) samt litt dolomitt (grå). Mørke grunnmasse: øvrige sulfider + dolomittrester. Polert stoff, stoll III.  $\frac{2}{3}$  nat. st.  
*(Porphyritic breccia ore. Sharp-edged cubes of pyrite. Inclusions of quartz (white) in the act of being replaced. Dark groundmass; other sulphides + dolomite).*



Samme som pl. IV. Grunnmassens sulfider (kobberkis og magnetkis) kommer her frem (lyse).  
Kvartsen er nå mørk.  
*(Same as Pl. IV. Chalcopyrite and pyrrhotite of the groundmass appear white.  
Quartz is now dark).*





Normal breksjelmalm tilhøire med bruddstykker av dolomitt og kvartz (kv). Svovelkis (Py) er mørk grå, magnetkis og kobberkis nesten sort. Mot liggsleppen tilvensire er svovelkisen intens kataklastisk oppknust, sementert og fortrengt av de yngre sulfider. Polert stoff, stoll III.  $\frac{9}{10}$  nat. st.  
*(Breccia ore with inclusions of dolomite and quartz (kv). Pyrite (Py) is medium grey, pyrrhotite and chalcopyrite nearly black. Towards the foot-wall fissure (left) the pyrite is intensely broken, recemented and replaced by the other sulphides).*



Rik impregnasjonsmalm, svovelkis i dolomitt. Til venstre kalkspatslirer  
(hvite) i dolomitten. Polert stuff, stoll II,  $\frac{2}{3}$  nat. st.  
(*Rich impregnation of pyrite in dolomite. White strings are calcite.*)

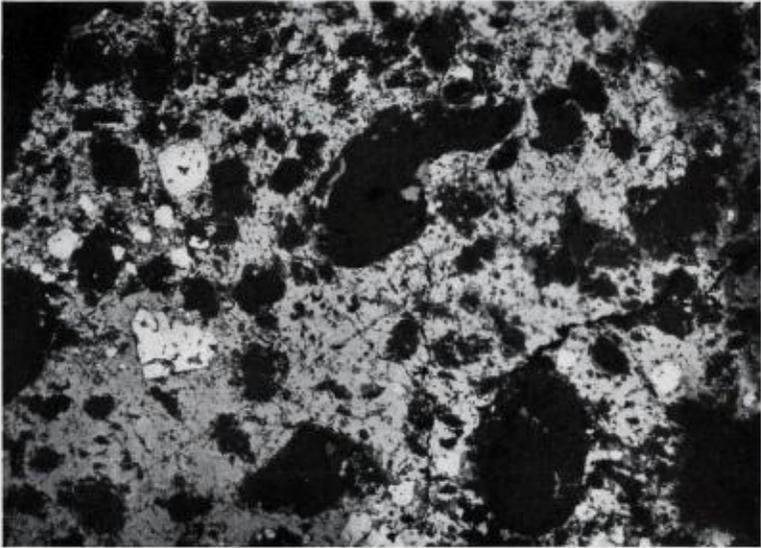


Fig. 1. Strukturbillede av breksjemalm. Store rundete inneslutninger er kvarts, de små frynsete dolomitt (sorte). Små hvite korn er svovelkis, hovedmassen magnetkis, litt zinkblende (mørk grå). Polerslip 11.  $8\times$ .  
 (Texture of breccia ore. Big rounded inclusions of quartz and small rugged ones of dolomite are black. Small white grains are pyrite. Main ore is pyrrhotite with some sphalerite).

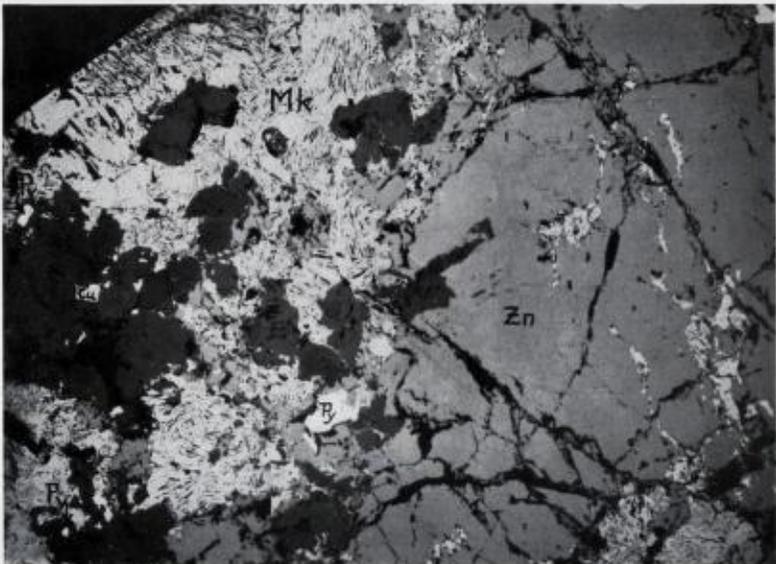


Fig. 2. Grovkornig malm. Stor zinkblende (Zn). Magnetkis (Mk) med dype slipeproper etter basal spaltbarhet. 3 små korn av svovelkis (Py). Sort er dolomitt. Polerslip 8. Uetset og uforvitret!  $8\times$ .  
 (Coarsegrained ore. Pyrrhotite (Mk) with marked basal cleavage (not etched!). 3 small grains of pyrite (Py). Sphalerite (Zn). Dolomite (black).

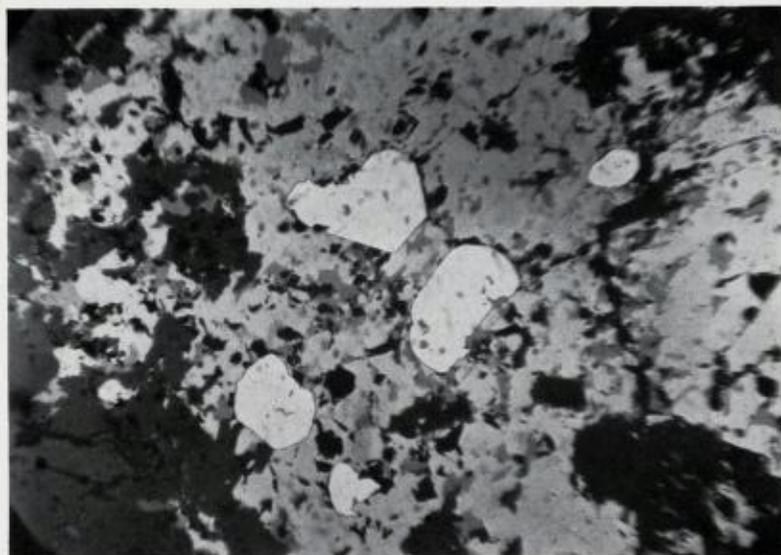


Fig. 1. Svovelkis som 5 delvis idiomorfe individer (hvite) i en grunnmasse av magnetkis (lys grå) og innleiret zinkblende (mellemgrå). Gråsort er kvars og dolomitt, helt sort huller. Polerslip 11. 45 ×.  
*(5 grains of pyrite in a groundmass of pyrrhotite (light grey) with sphalerite (medium grey). Blackish grey is quartz and dolomite).*

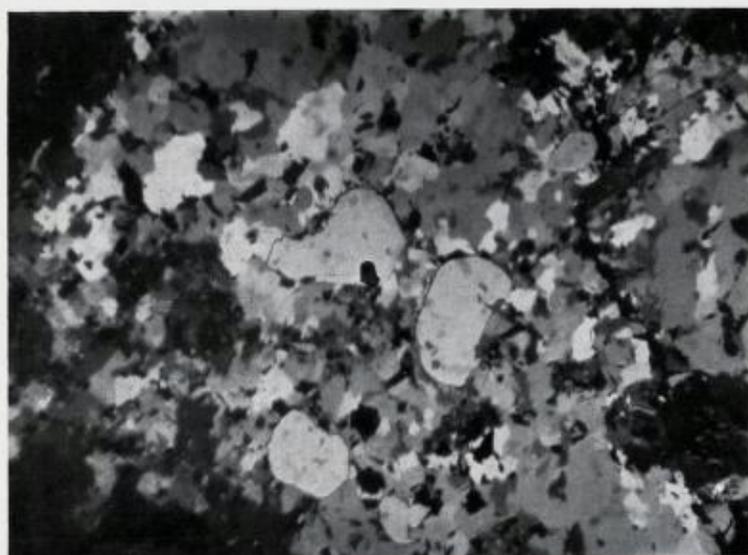


Fig. 2. Samme som foregående, men + nic. Magnetkisen sees nu å være granulert og rekrystallisert, zinkblendens mest intergranulær.  
*(Same as foregoing, but + nic. The pyrrhotite is now seen to be granulated and recrystallized and the sphalerite mostly intergranular).*

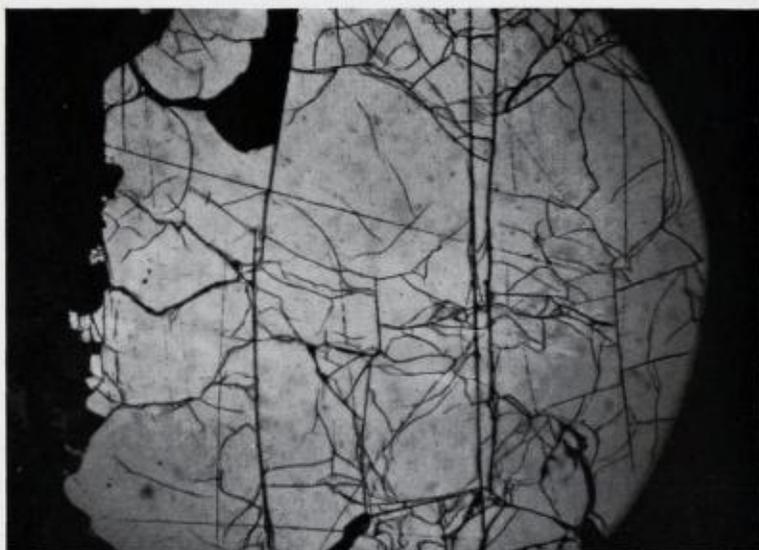


Fig. 1. Svovelkis fra rik impregnasjonsmalm, kataklastisk oppsprukket, men ikke fortrent av magnetkis. Polerslip 3. 20  $\times$ .  
(*Pyrite from impregnation ore, cataclastic fissures, unreplaced by pyrrhotite.*)

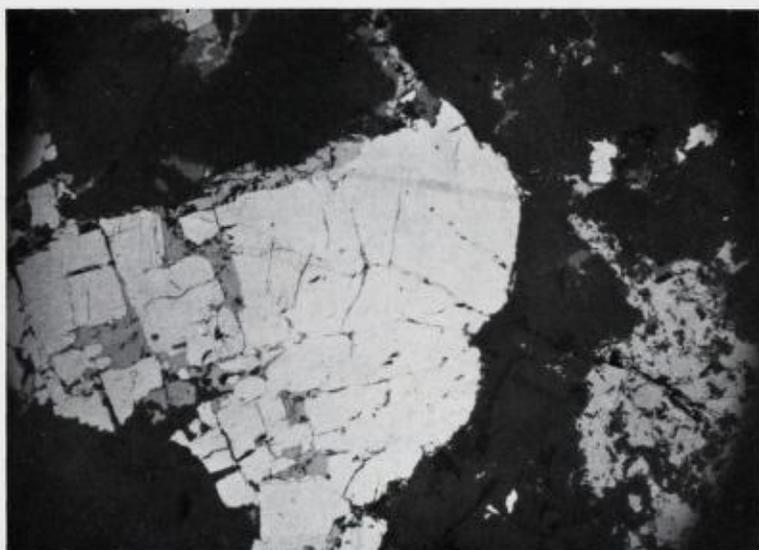


Fig. 2. Svovelkis i breksjemalm. Magnetkis-fortrengning fra kataklastiske sprekker. Til høire magnetkis. Sort: dolomitt og kalkspat Polerslip 1. 20  $\times$ .  
(*Pyrite from breccia ore. Replacement by pyrrhotite from the cataclastic fissures. To the right pyrrhotite. Black is dolomite and calcite.*)

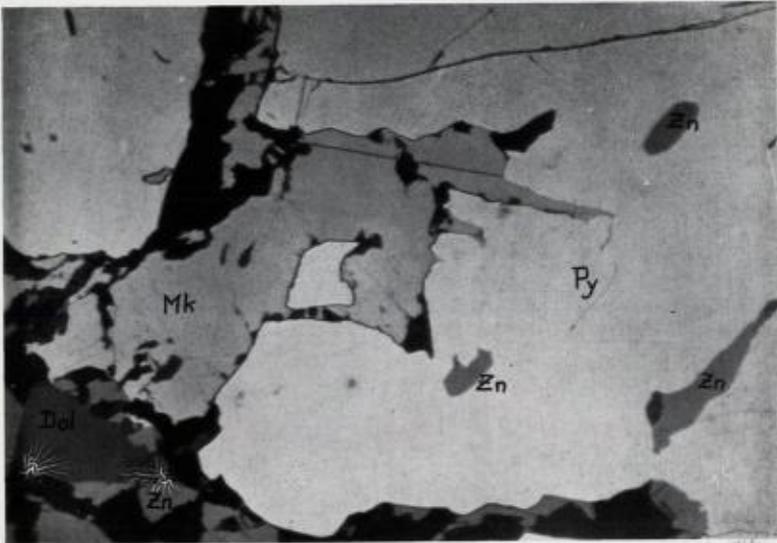


Fig. 1. Magnetkis (Mk) fortrenger svovelkis (Py) med skarpe grenser. I svovelkisen 3 små „inneslutninger“ av zinkblende (Zn). I sydvest dolomitt og zinkblende. Sort = huller. Polerslip 5. 180  $\times$ .  
*Pyrrhotite (Mk) replacing pyrite (Py). Sharp edges. In the pyrite 3 small "inclusions" of sphalerite (Zn).*



Fig. 2. Svovelkis (lys) i zinkblende (mørk), dels med skarpe krystallflater, dels „caries“-aktigt fortrent av zinkblendens. Polerslip 12. 270  $\times$ .  
*(Pyrite (white), sphalerite (dark). Partly with excellent crystal faces, partly replaced by sphalerite in a "caries"-like manner).*



Fig. 1. Magnetkis (Mk) fortrenger svovelkis (Py) og begge fortrenses av kalkspat (sort). Polerslip 1. 90  $\times$ .  
 (Pyrrhotite (Mk) replacing pyrite (Py). Both replaced by calcite (black).

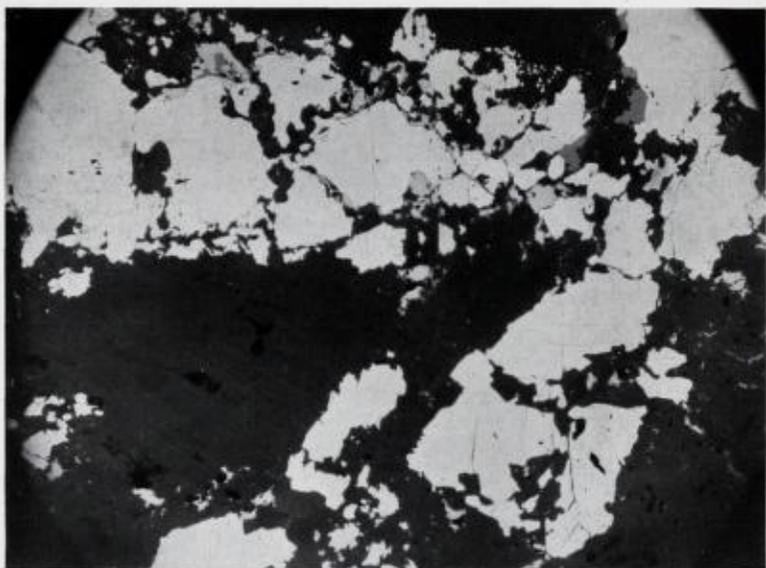


Fig. 2. Svovelkis (hvit), spredte korn av magnetkis (lys grå) og zinkblende (mørkere grå) fortrenses av kalkspat (sort). Polerslip 1. 80  $\times$ .  
 (Pyrite (white), accompanied by small grains of pyrrhotite (light grey) and sphalerite (darker grey), replaced by calcite (black).

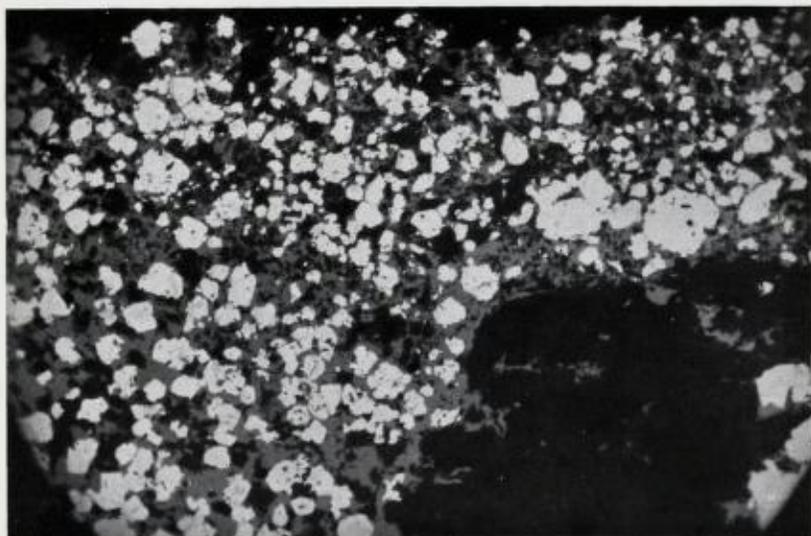


Fig. 1. I nord grense mot liggsleppen. Fingrynet aggregat av svovelkis i grunnmasse av zinkblende (grå) og dolomitt (sort). Polerslip 1. 90 ×.  
 (Contact with the foot-wall fissure (northern edge). Finegrained pyrite (white) in a groundmass of sphalerite (grey) and dolomite (black).



Fig. 2. 3 mikroskopiske strenger av kvarts (Qu), som delvis følger pyritgrensen. Tilhøre kobberkis (Cu) og zinkblende (Zn) av samme alder. Mk = magnetkis. Polerslip 10. 18 ×.  
 (3 microscopic veinlets of quartz, partly following the pyrite border. To the right chalcopyrite and sphalerite with mutual boundaries).





Fig. 1. Stannitt-linser fulle av gnister av utskilt kobberkis, innleiret i magnetkis. Sort = huller. Polerslip 8. 1000  $\times$ .  
(Lenses of stannite in pyrrhotite. Specks of exsolved chalcopyrite).

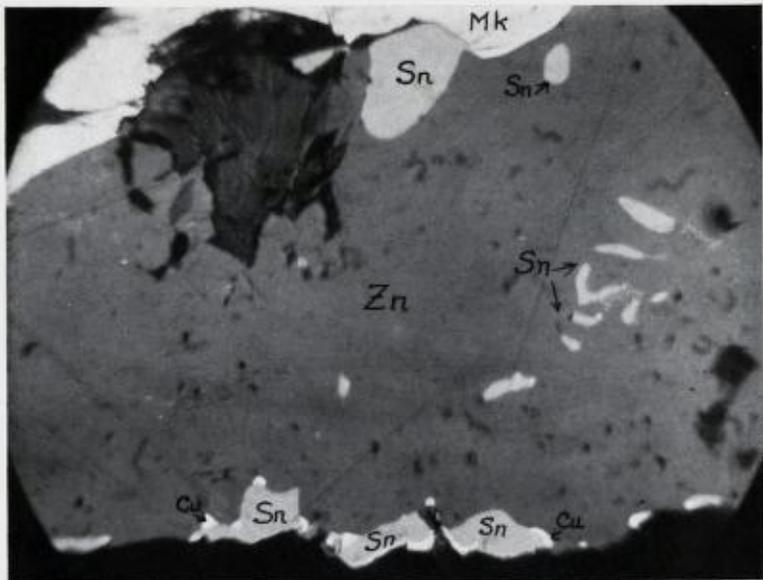


Fig. 2. Små stannitt-korn (Sn) i zinkblende (Zn) og på grensen mot magnetkis (Mk) og mot kvarts (sort), de siste med kranser av kobberkiskorn (Cu).  
Gnistene sees i alle ved sterkere forstørrelse. Polerslip 8. 450  $\times$   
(Small grains of stannite (Sn) in sphalerite (Zn) and on the borders against pyrrhotite (Mk) and quartz (black). Here a rim of chalcopyrite grains. The specks visible everywhere at higher magnification).



Fig. 1. Ertsåre i dolomitt. Magnetkis hvit, kobberkis (samlet i midten) prikket, zinkblende (lys grå), dolomitt (mørk). Polerslip 7.  $6 \times$   
 (Ore vein in dolomite. Pyrrhotite white, chalcopyrite (in the central part) dotted, sphalerite (light grey, centre and borders). Dark = dolomite).



Fig. 2. Magnetkis med piskformete lameller, sterkt dobbeltbrytende, ved grensen av samme ertsåre, skilt fra dolomitten (i sydøst) ved smal zinkblende. Polerslip 7, + nic.,  $90 \times$ . Meget hård kopi.  
 (Pyrrhotite with whip-formed translation lamellae, at the border (south-east) of the same ore vein. Very hard copy).

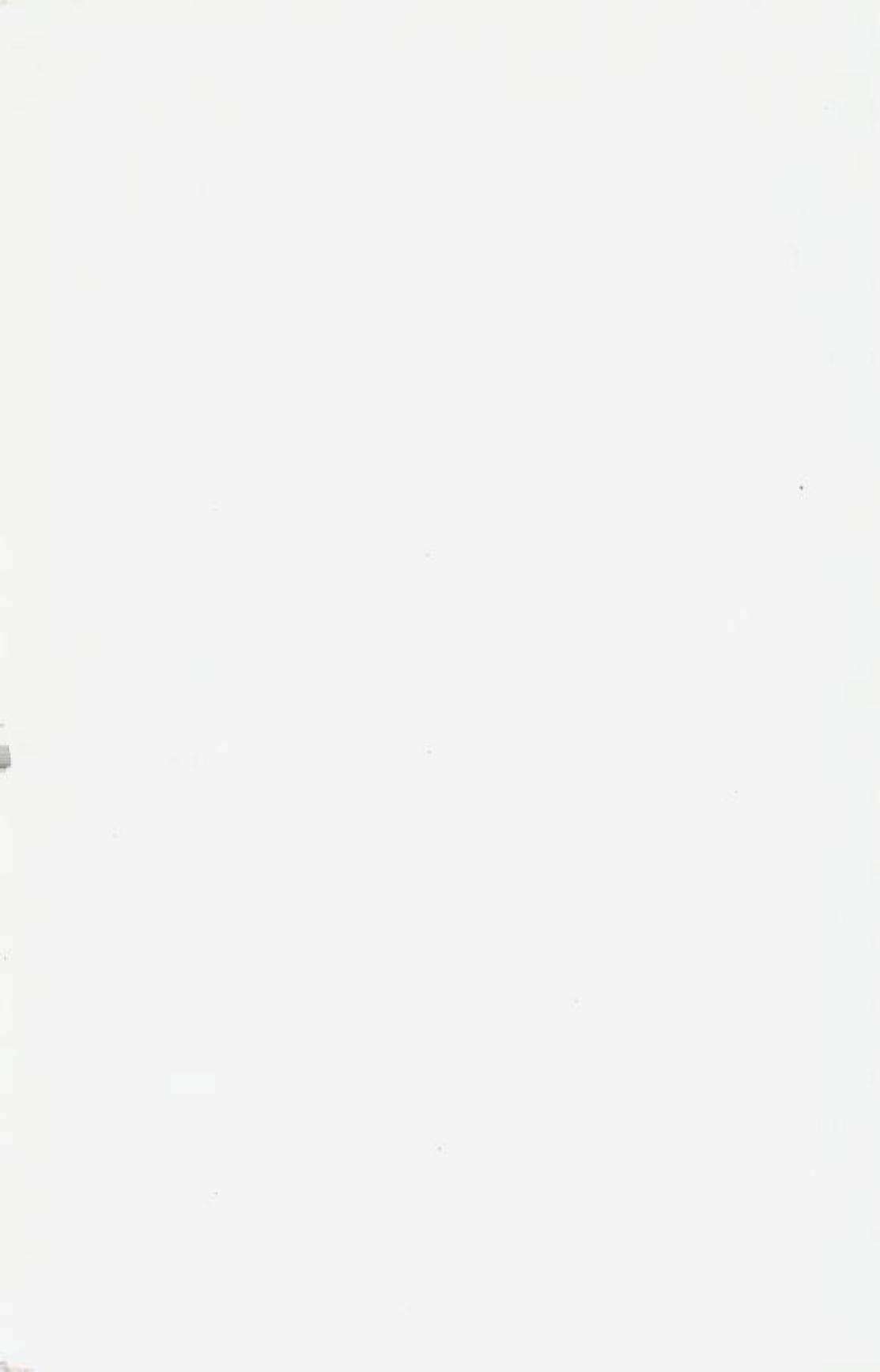


Fig. 1. Strukturen i rik impregnasjonsmalm. Sovelkis (hvit) med grunnmasse av zinkblende (grå) og dolomitt (sortgrå).  
Polerslip 2b. 6 ×.  
(Texture of rich impregnation ore. Pyrite (white) with a groundmass of sphalerite (grey) and dolomite (blackish grey).



Fig. 2. Sovelkis vokser med krystallbegrensning inn i karbonatene, dolomitt (Dol) og kalkspat (Cc). Polerslip 2a. 40 ×  
(Pyrite grows with idiomorphic borders into the carbonates).







Norges Geologiske  
Undersökelse

FORTEGNELSE  
OVER  
PUBLIKASJONER  
OG KARTER

—( )—

OSLO 1946

# Norges Geologiske Undersøkelse

har utgitt i kommisjon hos H. Aschehoug & Co. i Oslo:

1. Årbok for 1891. Kr. 1.50.
2. Homan. Tekst til kartbladet Selbu. 1890. Kr. 1.00.
3. J. H. L. Vogt. Salten og Ranen. 1891. Utsolgt.
4. Reusch m. fl. Det nordlige Norges geologi. Utsolgt.
5. Stangeland. Torvmyrer, „Sarpsborg“. I kart. 1892. Kr. 1.00.
6. J. H. L. Vogt. Dannelsen av jernmalforekomster. 1892. Utsolgt.
7. J. H. L. Vogt. Nikkelforekomster og nikkelproduktion. 1892. Utsolgt.
8. Stangeland. Torvmyrer, „Nannestad“. 1892. Kr. 1.50.
9. Helland. Jordbunden i Norge. 1893. Utsolgt.
10. Helland. Tagskiffer, heller og vekstene. 1893. Kr. 3.00.
11. W. C. Brøgger. Lagfølgen paa Hardangervidda. 1893. Kr. 2.50.
12. Rieber. Norges granitindustri. 1893. Kr. 1.00.
13. Bjørlykke. Tekst til kartbladet Gausdal. 1893. Kr. 1.00.
14. Årbok for 1892 og 93 1894. (Innhold: Reusch, Strandflaten; Reusch, Mellem Bygdin og Bang. Reusch, Isdømmede Innsjøer; Bjørlykke, Høifjeldskvarts. Friis, Feltspat og glimmer. Helland, Dybder i innsjøer; Helland, Lerfaldet i Værdalen. Ryan, Torvprøver.) Kr. 2.50.
15. J. H. L. Vogt. Dunderlandsdalens jernmalmeft. 1894. Kr. 2.00.
16. Helland. Jordbunden i Jærlsberg og Larviks amt. 1894. Kr. 3.00.
17. J. H. L. Vogt. Nissedalens jernmalmeft. 1895. Kr. 1.25.
18. Helland. Jordbunden i Romsdals amt. I. 1895. Utsolgt.
19. Helland. Jordbunden i Romsdals amt. II. 1895. Utsolgt.
20. Stangeland. Om Torvmyrer i Norge. I. 1896. Kr. 1.50.
21. Årbok for 1894 og 95. 1896. (Reusch, Referater av geologisk litteratur vedkommende Norge 1890—95.) Kr. 2.00.
22. J. H. L. Vogt. Norsk marmor. 1897. Kr. 5.00.
23. Helland. Lofoten og Vesteralen. 1897. Kr. 2.50.
24. Stangeland. Torvmyrer i Norge. II. 1897. Kr. 2.50.
25. Bjørlykke. Kristiania by. 1898. Kr. 2.50.
26. Norges Geologiske Undersøkelses utstilling i Bergen 1898. Utg. av Bjørlykke. Kr. 0.50.
27. Friis. Jordboringer i Værdalen o. s. v. 1898. Kr. 1.00.
28. Årbok for 1896 til 99. (Innhold: Hansen, Skandinavians stigning. Helland, Strandlinjernes fald. Rekstad, Foldalen. Rekstad, Forandringer hos bræer. Dal, Varangerfjord.) Kr. 2.00.
29. J. H. L. Vogt. Søndre Helgeland. 1900. Kr. 2.50.
30. Münster. Tekst til kartbladet Lillehammer. 1901. Kr. 1.00.
31. W. C. Brøgger. Om de sen-glaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. 1900—1901. Kr. 10.00.
32. Årbok for 1900. (Innhold: 9 avhandlinger av Reusch om geologiske forhold i Værdalen, Stjørdalen, Valdres, Lister, ved Lysefjorden, Flekkefjord, Bergen og Trondhjem. Norges daler og fjeld. Kr. 3.00.
33. Årbok for 1901. (Innhold: Reusch, Referater 1896—1900.) Kr. 2.00.
34. Årbok for 1902. (Innhold: Klær, Etage 5 i Asker. Reusch, Rekstad og Bjørlykke, Fra Hardangervidden. Rekstad, Bræer i Sogn og Nordfjord. Rekstad, Velfjorden.) Kr. 2.50.
35. Schiøtz, Den sydøstlige Del av Spargmit-Kvartsfjeldet. 1902. Kr. 3.00.
36. Årbok for 1903. (Innhold: Friis, Andøen. Reusch, Det indre av Finnmarken. Kaldhol, Suldalsfjeldene. Rekstad, Høifjeldsstrøket Haukell—Hemsedal. Skoggrønsen.) Kr. 3.50.
37. Årbok for 1904. (Innhold: Holmboe, Skjælbanker. Bjørlykke, Brumunddalen. Hansen, Mjøsjøkelen. Rekstad, Kartbladet Dønna. Klær, Brumunddalen. Rekstad, Jotunfjeldene. Reusch, Eggedal.) Kr. 3.50.
38. Stangeland. Om Torvmyrer i Norge. III. 1904. Kr. 2.50.
39. Bjørlykke. Det centrale Norges fjeldbygning. 1905. Kr. 10.00.
40. Reusch. Kartbladet Voss. 1905. Kr. 2.00.
41. W. C. Brøgger. Strandlinjens beliggenhet under stenalderen. 1905. Kr. 4.00.
42. A. W. Brøgger. Økser av Nasttvettypen. 1905. Kr. 2.00.
43. Årbok for 1905. (Innhold: Bjørlykke, Selsmyrene og Lesjevandene; Bjørlykke, Ra'erne. J. H. L. Vogt, Eruptivfelter. J. H. L. Vogt, Andøens jurafelt. Rekstad, Folgefonna. Indre Sogn. C. Bugge, Kalksten i Romsdals amt.) Kr. 3.50.
44. Årbok for 1906. (Reusch, Referater 1901—1905.) Kr. 2.50.
45. Årbok for 1907. (Innhold: Rekstad, Folgefonna-halvøen. C. Bugge, Bergverksdriften 1901—1905. Stenindustri. Reusch, Skredet i Loen 1905. Holtedahl, Alunskiferfeltet ved Øieren.) Kr. 3.00.
46. J. H. L. Vogt. De gamle norske jernværk. 1908. Kr. 1.50.
47. Reusch. Tekst med geol. kart Jostedalbræen—Ringerike. 1908. Kr. 2.50.
48. Bjørlykke. Jæderens geologi. 1908. Kr. 2.50.
49. Årbok for 1908. (Innhold: Reusch, Den Geologiske Undersøkelses opgaver. Goldschmidt, Profilert Ringsaker—Brøttum. Holmsen, Borgefjeld. Rekstad, Fra Søndhordland (Etne m. m.). Kaldhol, Den nordøstlige del av Ryfylke. Rekstad, Kvarter, Nordmør.) Kr. 4.50.
50. Reusch. Norges geologi. 1910. Utsolgt.
51. J. H. L. Vogt. Norges jernmalmeft. 1910. Kr. 4.00.
- 52a. Grimnes. Jæderens jordbund. 1910. Kr. 1.50. 52b. Grimnes. Kart over Jæderen med angivelse av holdforholdene og jordbundens art. 1:50 000. Kr. 2.50.
53. Årbok for 1909. (Innhold: Rekstad, Strøket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden; Rekstad, Bindalen og Leka. Werenskiold, Øst-Telemarken. Goldschmidt, Tonsaasen. Oxaal, Borgefjeld. Th. Vogt, Langøen.) Kr. 4.00.
54. Hansen. Fra istidene. Vest-ræet. 1910. Kr. 3.50.
55. Danielsen. Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. 1910. Kr. 2.00.
56. C. Bugge. Kartbladet Rennebu. 1910. Kr. 2.50.
57. Årbok for 1910. (Innhold: Werenskiold, Fra Numedal. Hoel, Okstinderne. Rekstad, Ytre del av Saltenfjord. Reusch, De formodede strandlinjer i Øvre Gudbrandsdalen.) Kr. 3.50.
58. Werenskiold. Fornebolandet og Snaaroen i Østre Bærum. 1911. Kr. 2.00.
59. Årbok for 1911. (Innhold: Oxaal, Indre Helgeland. Rekstad, Hardanger. Carstens, Mo prestegjæld, Marstrand, Svartisen.) Kr. 3.50.
60. Werenskiold. Kartbladet Søndre Fron. 1911. Kr. 3.00.

61. Årbok for 1912. (Innhold: *Holmsen*, Hatfjeldalen. *Bagge*, Trondhjemsfeltet. *Rekstad*, Bjelladalen; *Rekstad*, Øerne utenfor Saltenfjord; *Rekstad*, Mytilusfauna i Smaalenene. *Oxaal*, Eksport av sten 1870—1911.) Kr. 3.50.
62. *Rekstad*. Bidrag til Nordre Helgelands geologi. 1912. Kr. 3.00.
63. *Holtedahl*. Kalkstensforekomster i Kristianiefeltet. 1912. Kr. 2.50.
64. *Reusch*. Tekst med geol. oversigtskart over Søndhordland og Ryfylke. 1913. Kr. 2.50.
65. *Bjørlykke*. Norges kvartærgeologi. En oversigt. 1913. Utsolgt.
66. *Werenskiöld*. Tekst med geol. oversigtskart Sørøstsdalen—Ringerike. 1912. Kr. 2.50.
67. *Rekstad*. Fjeldstrøket mellem Saltdalen og Dunderlandsdalen. 1913. Kr. 2.50.
68. Årbok for 1913. (Innhold: *Oxaal*, Hvit granit. *Schiøtz*, Iskillet, Fæmund. *Reusch*, Tryssil. *Foslie*, Ramsøy titanmalmfelt.) Kr. 3.00.
69. Årbok for 1914. (Innhold: *Rekstad*, Lyster og Bøverdalen. *Oxaal*, Kalkstenshuler i Ranen. *Rekstad*, Kalksten fra Nordland. *Reusch*, Hitterens og Smølnes geologi. *Holtedahl*, Fossiler fra Smølen.) Kr. 3.00.
70. Fem avhandlinger. (Innhold: *Reusch*, Norges Geologiske Undersøkelse. *Werenskiöld*, Det sydlige Norge. *Th. Vogt*, Nordland. *J. H. L. Vogt*, Bergverksdrift. *Oxaal*, Stenindustri.) 1914. Kr. 1.00.
71. *Kolderup*. Kartbladet Egersund. 1914. Kr. 2.50.
72. *J. H. L. Vogt*. Gronggruberne og Nordlandsbanen. 1915. Kr. 2.00.
73. *Holmsen*. Brøedamte sjøer i Nordre Østerdalen. 1915. Kr. 4.00.
74. *Holmsen*. Tekst med geol. oversigtskart Østerdalen—Fæmundsstrøket. 1915. Kr. 2.50
75. Årbok for 1915. (Innhold: *Holtedahl*, lagtagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. *Holtedahl*, Nogen foreløbige meddelelser fra en reise i Aiten i Finmarken. *Rekstad*, Kvartær tidsregning. *Reusch*, Den formodede littorinassænkning i Norge. *Rekstad*, Helgelands ytre kyststrand. *J. H. L. Vogt*, Om manganrik sjømalme i Storsjøen, Nordre Odalen.) Kr. 4.00.
76. *Oxaal*. Norsk granit. 1916. Kr. 4.00.
77. *Goldschmidt*. Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen. 1916. Kr. 2.00.
78. *Holmgreen*, Natursten. 1916. Kr. 1.50.
79. Årbok for 1916. (Innhold: *Holmsen*, Rendalens brøsjø; *Holmsen*, Sørfolden—Riksgrænsen. *Rekstad*, Kyststrøket mellem Bødø og Foiden. *Reusch*, Litt om Jutulhugget.) Kr. 3.50.
80. *Rekstad*, Vega, Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1917. Kr. 3.00.
81. Årbok for 1917. (Innhold: *Reusch*, Seterne i Østerdalen. *Holtedahl*, Kalkstensforekomster paa Sørflandet *Holmsen*, Sultfjelmatrakten. *Rekstad*, Fauske—Junkerdalen. Kr. 3.50.
82. *C. Bugge*. Kongsbergfeltets geologi. [Karter og plancher i konvolut.] 1917. Kr. 12.00.
83. Årbok for 1918 og 19. (Innhold: *Holmsen*, Gudbrandsdalens brøsjø. *Carstens*, Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. *Reusch*, Nogen kvartærgeologiske iakttagelser fra det Romsdalske) *Rekstad*, Geologiske iakttagelser fra strekningen Folla—Tysfjord. *Holmsen*, Nordfollas omgivelser. Kr. 3.50.
84. *Holtedahl*. Bidrag til Finmarkens geologi. 1918. Kr. 4.00.
85. *J. H. L. Vogt*. Jernmalm og jernverk. 1918. Kr. 3.50.
86. *Oxaal*. Dunderlandsdalen. 1919. Kr. 3.00.
87. Årbok for 1920 og 21. (Innhold: *Holtedahl*, Kalksten og dolomit i de østlandske dalfører. *A. Bugge*, Nikkelgruber i Bamle. *Foslie*, Raana noritfelt. *Rekstad*, Et fund av skjelførende leir i Lørenskog. *Falck-Muus*, Brynestsindustrien i Telemarken. *Reusch*, Huler dannet ved forvitring. *Rosenlund*, Fæø gruber.) Kr. 5.00.
88. *Rekstad*, Kartbladet Eidsberg. 1921. Kr. 2.00.
89. *Holtedahl*, Kartbladet Engerdalen. 1921. Kr. 2.50.
90. *Holmsen*. Torvmyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland. 1922. Kr. 6.00.
91. *Rekstad*. Kvartære avleiringer i Østfold. 1922. Kr. 1.00.
92. *Rekstad*. Grunnvatnet. 1922. Kr. 1.00.
93. *J. H. L. Vogt*. Tryktunneller og geologi. Med et avsnitt: *Fredrik Vogt*: Spændinger i fjeldet ved tryktunneller. 1922. Kr. 2.00.
94. *Grønlie*. Strandlinjer, moræner og skjælføremkomster i den sydlige del av Troms fylke. 1922. Kr. 1.00.
95. *A. Bugge*. Et forsøk paa inndeling av det syd-norske grundfjeld. 1922. Kr. 0.75.
96. *Rekstad*. Norges heving efter istiden. 1922. Kr. 1.25.
97. *Holtedahl* og *Schetelig*. Kartbladet Gran. 1923. Kr. 2.50.
98. Årbok for 1922. Kr. 2.00
99. *Holmsen*. Vore myrsers plantedække og torvarter. 1923. Kr. 5.00. Innbundet kr. 6.50
100. *Rekstad*. Hans Reusch. Nekrolog og bibliografi. 1923. Kr. 1.00.
101. *Andersen*: Ildfaste oksyders fysikalske kemi. Statens Raastofkomite, publ. nr. 1. 1922. Kr. 1.50. Plancher og tabeller til nr. 101 kan kjøpes særskilt in plano. Kr. 1.00.
102. *Holtedahl* og *Andersen*: Om norske dolomiter. S. R. K. publ. nr. 2. Kr. 1.00.
103. *Andersen*: En forekomst av ren kvarts i Krødsherred. S. R. K. publ. nr. 3. Kr. 0.75.
104. *Bull*: Elektrisk metalmelting. S. R. K. publ. nr. 4. 1922. Kr. 0.75.
105. *Lindeman*: Torv. S. R. K. publ. nr. 5. 1922. Kr. 0.75.
106. *C. Bugge* og *Foslie*: Norsk arsenmalm og arsenikfremstilling. S. R. K. publ. nr. 6. 1922. Kr. 1.00.
107. *Goldschmidt*: Om fremstilling av bariumlegeringer. S. R. K. publ. nr. 7. Kr. 1.00.
108. *Goldschmidt* og *Johanson*: Glimmermineralernes betydning som kalkkilde for planterne. S. R. K. publ. nr. 8. 1922. Kr. 2.00.
109. *Johanson*: Om tilgodegjørelsen av kalkfeltpatens kaliindhold. S. R. K. publ. nr. 9. 1922. Kr. 2.00.
110. *C. Bugge*: Statens apatitdrift i rationeringstiden. S. R. K. publ. nr. 10. 1922. Kr. 1.00.
111. *Gram*: Undersøkelser over bituminøse kul fra Spitsbergen. S. R. K. publ. nr. 11. 1922. Kr. 1.00.
112. *Gram*: Den kem. sammensætning av Spitsbergen—Bjørnøykul. S. R. K. publ. nr. 12. 1923. Kr. 1.00.
113. *Rødland*: Oljefremstilling av Kingshøy-kul og kul og skifer fra Andøen. S. R. K. publ. nr. 13. 1924. Kr. 1.00.
114. *Hansteen Cranner*: Om vegetationsforsøk med glimmermineralerne biotit og sericit som kalkkilde. S. R. K. publ. nr. 14. 1922. Kr. 1.50.
115. *v. Krogh*: Undersøkelser over norske lærer. I. S. R. K. publ. nr. 15. 1923. Kr. 1.00.
116. *Diétrichson*: Undersøkelser over norske lærer. II. S. R. K. publ. nr. 16. 1923. Kr. 2.00.
117. *Guertler* og *Bull*. Kort oversigt over kobberets indfyldelse paa jern og staal. S. R. K. Publ. nr. 17. 1923. Kr. 1.00.
118. *Bull*: Prøver med en hærdeovn for kulstofstaal. S. R. K. publ. nr. 18. 1923. Kr. 1.00.
119. *v. Krogh*: Undersøkelser over norske lærer. III. S. R. K. publ. nr. 19. 1923. Kr. 1.75.
120. *Diétrichson*: Undersøkelser over norske lærer. IV. S. R. K. publ. nr. 20. 1924. Kr. 2.00.
121. *Th. Vogt*. Sultfjelfeltets geologi og petrografi. 1927. Kr. 14.00.
122. Årbok for 1923. Kr. 2.00.



123. *Holmsen*: Hvordan Norges jord blev til. 1924. Utsolgt.
124. *Rekstad*: Hatfjelldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1924. Kr. 2.00.
125. *Rekstad*: Træna. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1925. Kr. 2.00
126. *Foslie*: Syd-Norges gruber og malmforekomster. 1925. Kr. 5.00.
127. *Foslie*: Norges svovelkisforekomster. 1926. Kr. 3.00.
- 128 a. *Andersen*: Feltspat. I. 1926. Kr. 3.00.
- 128 b. *Andersen* og *Barth*: Feltspat II og III, 1931. Kr. 3.00.
129. *Aasgaard*: Gruber og skjerp i kisdraget Øvre Guldal—Tydal. 1927. Kr. 4.00.
130. *Arne Bugge*: En forcastning i det syd-norske grunnfjell. 1928. Kr. 3.00.
131. *Torgersen*: Sink- og blyforekomster på Helgeland. 1928. Kr. 2.00.
132. *Holmsen*: Lerafdalene ved Kokstad, Gretnes og Braa. 1929. Kr. 1.50.
133. Årbok for femårsperioden 1924—1928 (Innhold: Direktørens og statsgeologenes beretning om arbeidet. *Falck-Muus*: Femårsberetning fra bibliotekaren. *C. Bugge*: Meddelelser om geologiske undersøkelser i Hallingdal og Valdres. *Falck-Muus*: Norske bergvervsarkivalia II. *A. Bugge*: Oversikt over inndelingen av det sydnorske grunnfjell samt om fahåbandene i Kongsberg ertsdistrikt. 1929. Kr. 3.00.
134. *Rekstad*: Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. 1929. Kr. 3.00.
135. *Holmsen*: Grundvandet i vore leravsetninger. 1930. Kr. 3.00.
136. *Holmsen*: Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart 1932. Kr. 4.00.
137. *Foslie* og *Johnson Høst*: Platina i sulfidisk nikkelmalm. 1932. Kr. 2.50.
138. *Brøgger*: Essextrekkens erupsjoner, den eldste vulkanske virksomhet i Oslofeltet. 1933. Kr. 3.00.
139. *Brøgger*: Om rombeporfyryngangene og de dem ledsagende forcastninger i Oslofeltet. 1933. Kr. 1.50.
140. *Holmsen*: Lerfall i årene 1930—1932. 1934. Kr. 1.50.
141. *Olaf Anton Broch*: Feltspat. IV 1934. Kr. 3.00.
142. *Torgersen*: Sink- og blyforekomster i det nordlige Norge. 1935. Kr. 2.00.
143. *Arne Bugge*: Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskarter F. 35 Ø og F. 35 V. De løse avleiringer ved *A. Samuelsen*. 1937. Kr. 4.00.
144. *Holmsen*: Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1935. Kr. 2.50.
145. *Wolmer Marlow*: Føldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1935. Kr. 4.00.
146. *Arne Bugge*: Kongsberg-Bambleformasjonen. 1936. Kr. 3.00.
147. *Falck-Muus*: Aursund (under utarbeidelse).
148. *Holmsen*: Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. 1937. Kr. 2.50.
149. *Foslie*: Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart Tysfjord. 1941. Kr. 12.00.
150. *Foslie*: Hellemobotn og Linnajavrre. 1942. Kr. 6.00.
151. *Holmsen*: Våre leravsetninger som byggegrunn. 1938. Kr. 3.00
152. *Trygve Strand*: Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigkart. 1938. Kr. 3.00.
153. *Carl Bugge*: Hemsdal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigskarter E 32 V og E 32 Ø. 1939. Kr. 4.00.
154. *Harald Bjørlykke*: Feltspat V. De sjeldne mineraler på de norske granittiske pegmatittganger. 1939. Kr. 3.00.
155. *Olaf Anton Broch*, *Fridtjov Isachsen*, *Orvar Isberg*, *Trygve Strand*: Bidrag til Skudenes-sedimentenes geologi. 1940. Kr. 1.50.
156. *K. O. Bjørlykke*: Utsyn over Norges jord og jordsmonn. Med oversiktskarter av jordbunnsforholdene i Norge i to blader: Sør-Norge og Nord-Norge. 1:200000. 1940. Kr. 8.00.
157. *Brit Hofseth*: Geologiske undersøkelser ved Kragerø, i Holleia og Troms. 1942. Kr. 3.00.
158. *Per Holmsen*: Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden. 1943. Kr. 2.50.
159. *Trygve Strand*: Et gneis-amfibolittkompleks i grunnfjellet i Valdres. 1943. Kr. 3.00.
160. *Jens A. W. Bugge*: Geological and Petrographical Investigations in the Kongsberg—Bamble Formation. 1943. Kr. 5.00
161. *Christoffer Oftedahl*: Om Sparsagmiten og dens skyning innen kartbladet Øvre Rendal. 1943. Kr. 2.50.
162. *H. Neumann*: Silver Deposits at Kongsberg. 1944. Kr. 4.50.
163. *Brynjulf Dietrichson*: Geologiske undersøkelser i Espedalen. 1945. Kr. 3.00.
164. *Olaf Holtehdahl*: Norges geologi. Under trykning.
165. *Gunnar Horn*: Karsthuler i Nordland. Under trykning.
166. *Gunnar Holmsen*: Lerfall og ras i årene 1933—1939. 1946. Kr. 3.00.
167. *Gunnar Holmsen* og *Per Holmsen*: Leirfall i årene 1940—1945. 1946 Kr. 4.00.
168. *Tom F. W. Barth*: The nickeliferous lceland—Eve Amphibolite and its Relation. (Under trykning.)
169. *Steinar Foslie*: Melkedalen grube i Ofoten. 1946. Kr. 7.00.

### Statens Råstoffkomit es publikasjoner.

Av Statens R ststoffkomit es publikasjoner er utkommet nr. 1—26, hvorav nr. 1—20 er utgitt i ovennevnte serie som N. G. U. nr. 101—120. Nr. 21, 22, 24 og 26 fåes i *Teknisk Ukeblads ekspedisjon*, Oslo.

### Smaaskrifter.

Av denne serie, er utkommet:

- Nr. 1. *Andersen*: Norges Geologiske Unders kelse, dens oppgaver og virksomhet. 1922. Gratis.
2. *Falck-Muus*: Avhandlinger og karter utgitt av N. G. U., systematisk ordnet. 1922. Gratis.
3. *Holmsen*: Erfaringer om jordskaden ved inds reguleringer. 1927. Kr. 0.50.
4. *Holmsen*: Grunnvannbr nner. 1940. Kr. 0.50.

### Karter

Følgende farvetrykte geologiske karter er til salgs ved Norges Geografiske Opm ling:

*Rektangel- og gradavdelingskarter, kr. 1.00*: Dunderlandsdalen, Eidsberg, Gausdal, G v k, Gran, Hamar, Haus, Hønefoss, Kongsberg, Kristiania, Lillehammer, Melhus, Meraker, Moss, Rennebu, Sarpsborg, Selbu, Skj rn, Søndre Fron, Terningen, Tysfjord, Tønsberg med Larvik, Voss, Flesberg, Eiker, F ldal, Nordre Femund, Aursund, Søndre Femund, Hellemobotn, Linnajavrre, Nordre Etnedal, Hemsdal, Gol.

*Utsolgt*:  mot, Nannestad, Eidsvoll, Bergen, Rindal, Stenkj r, Levanger, Stjørdal, Trondhjem.

*Av Oslofeltets serie er utkommet*: Gran, Hønefoss, Nannestad, Flesberg, Kristiania, Fet, Kongsberg, Moss, Tønsberg med Larvik, samt oversiktskart.

*Forskjellige geologiske karter*: Generalkartene: Hatfjelldal, Rana, Salta, Træna, Vega (kr. 2.00). Oversiktskart over det sydlige Norge (utsolgt) og oversiktskart over det nordlige Norge. (kr. 3.00).

Melkedalens kalkzone

Glidesleppe, som malmen følger

Stollindslag

Synk

Avrøskning

Berghald

KART OVER

# MELKEDALENS GRUBEFELT

ÖVRE DEL av STEIMAR FOSLIE

NEDRE DEL efter H. HIELMS KART.



M = 1:3000

Övre Sjørsvand

56 m.o.h.

52 m.o.h.

E.K.

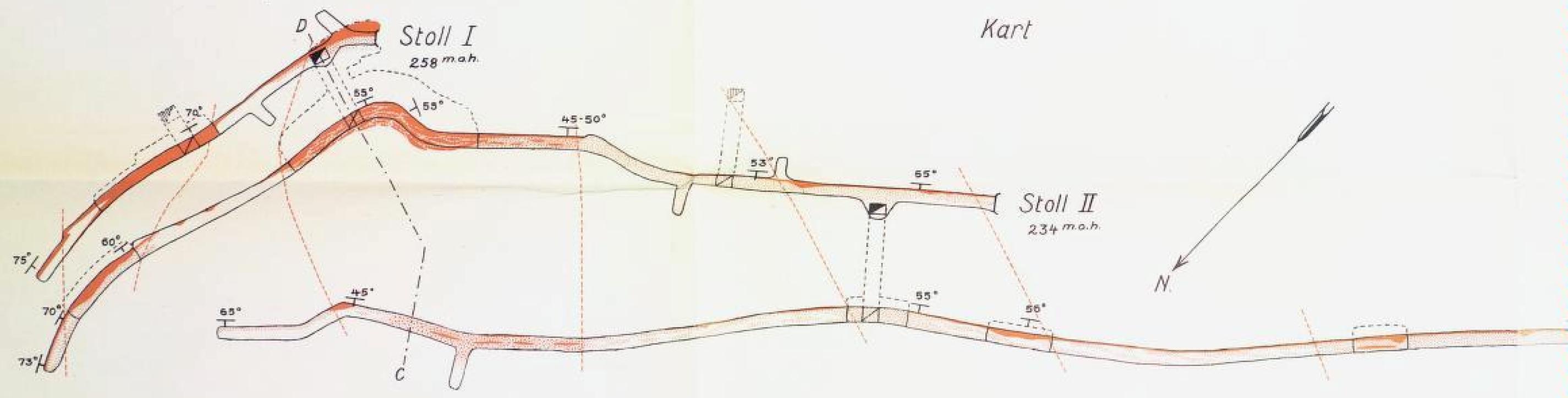
280 m.o.h.  
270  
260  
250  
240  
230  
220  
210  
200

*Vertikalprofil*

KART OG PROFIL  
MELKEDALEN  
AV STEINAR F

M-1:625  
0 5 10 20 30

*Endestation for t.*



# OG PROFIL OVER DALEN GRUBER

STEINAR FOSLIE

M=1:625

20 30 40 50m.

Endestation for toubane

Malmtyper:

-  *Massiv brecciemalm langs liggssleppen*
-  *Rike malmslirer i kalksten*
-  *Imprægnation i* — — —
-  *Grænse for malmpartier*

