



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 2325	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering Fortrolig
Kommer fra ..arkiv Sulitjelma Bergverk A/S	Ekstern rapport nr "522100010"	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Om Sulitjelmaområdets geologi og malmforekomster.

Forfatter KORTMAN C.	Dato 1965	Bedrift Sulitjelma Gruber A/S
-------------------------	--------------	----------------------------------

Kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
---------	-------	--------------	--------------------	---------------------

Fagområde	Dokument type	Forekomster
Råstofftype	Emneord	

Sammendrag

Generell skildring av Sulitjelma -feltets geologi. Rapporten er skrevet på grunnlag av litteraturstudier, ekskursjon i gruvene samt muntlig kommunikasjon. Både feltets generelle geologi og malmgeologien er beskrevet. Særskilt studie av malmmineraler i mikroskop. Malmgeologi.

OM SULITELMAOMRÅDETS GEOLOGI OCH MALMFÖREKOMSTER

Caj Kortman
1965

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

I.	INLEDNING	1
II.	HISTORIK OCH TIDIGARE UNDERSÖKNINGAR	3
III.	OMRÅDETS GEOLOGI	4
	Geomorfologisk översikt	4
	Stratigrafin	7
	Fossilerna och lagerseriens ålder	9
	Det centrala Sulitelmaområdet	10
	Baldoaivebassängen	13
	Den basiska Sulitelmaintrusionen	16
	Granitintrusionen norr om Furulund	17
	Baldoaiveintrusionen	18
	Petrografin	19
	a. sedimenten	19
	b. gabbbron	19
	Om fjälltektoniken	24
	Jämförelse mellan Vogts och Kautskys uppfattningar	28
IV.	MALMFÖREKOMSTERNA	30
	Malmernas läge och form	30
	Malmernas mineralogiska sammansättning	35
	Malmernas kemiska sammansättning	36
	a. huvudkomponenterna	36
	b. spårämnen	36
	Zinkbländets rekristallisationstemperatur	39
	Blyglansens ålder	40
	Antimonrika parageneser	40
	Övriga mineral i malmerna	42
V.	MALMMINERALEN (EGNA UNDERSÖKNINGAR)	43
	Huvudparagenesen	43
	En antimonrik paragenes	51
VI.	OLIKA UPPFATTNINGAR OM SULITELMAMALMERNAS GENESIS	57
	LITTERATURFÖRTECKNING	68

INLEDNING

I Nordland fylke i Norge, omkring 80 km öster om Bodö, ligger Sulitelmamalmerna, som hör till Norges största kisleförekomster och som bryts av A/S Sulitjelma Gruber. Dessa malmer är, liksom de övriga norska kaledoniska kisleförekomsterna, bristfälligt kända i geologiska kretsar i Finland. Sulitelmamalmerna besöktes av professor M. Saksela på 1930-talet och av professor A. Laitakari år 1947. I samband med en exkursion, som Vasara (den geologiska klubben vid Helsingfors Universitet) under ledning av professor Saksela och med A/S Sulitjelma Grubers medverkan, gjorde till Sulitelma under hösten år 1963, fick också yngre finska geologer och geologistuderande en god bild av denna malmtyp.

Den föreliggande avhandlingen grundar sig främst på litteraturstudier, kompletterade med de allmänna intryck som författaren fick under ovannämnda exkursion, samt på malmmikroskopiska och röntgenografiska undersökningar av de malmprov från Sulitelma, som finns i Helsingfors Universitets geologisk-mineralogiska instituts samlingar. Värdefulla upplysningar har också erhållits av bergsingenjör Tor Christoffersen vid A/S Sulitelma Gruber.

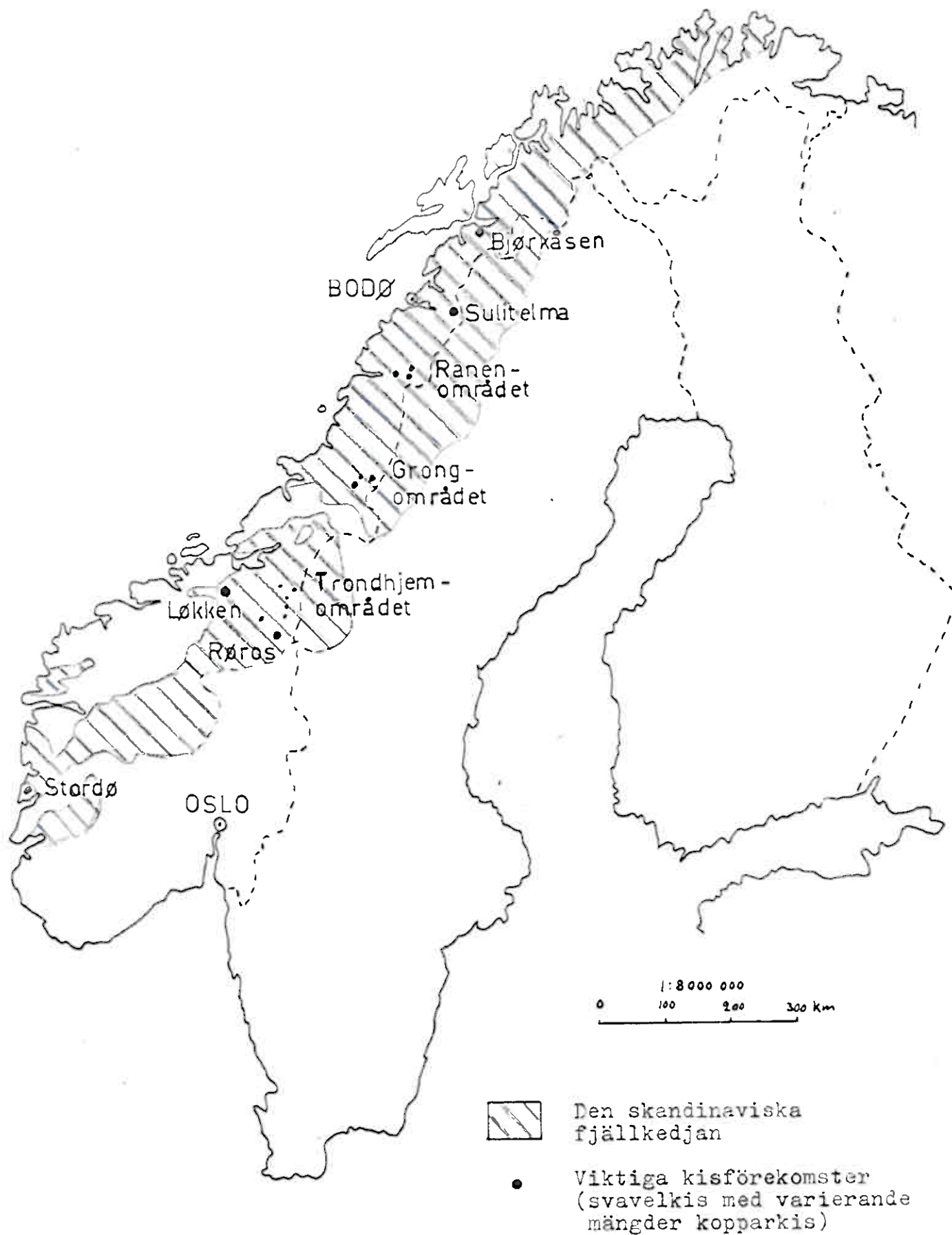


Fig. 1. Den skandinaviske fjällkedjan och de viktigaste kaledoniske kislekomsterna.

Historik och tidigare undersökningar.

Den avsejdes belägna och svårtillgängliga Sulitelma-trakten var obebodd fram till år 1848, då de första nybyggarna slog sig ned vid Langvann. Det första malmfyndet gjordes omkring år 1858 av en lapp, Mons Petter. Detta ledde till att det år 1870 gjordes några undersökningar på platsen, dock utan positiva resultat. År 1886 övertogs förekomsterna av den svenska industrimannen, konsul Persson och år 1891 bildades ett svenskt företag, Sulitelma Aktiebolag. Detta omvandlades år 1933 till ett norskt företag, A/S Sulitjelma Gruber, och år 1937 övergick aktiemajoriteten i norska händer.

En systematisk geologisk kartläggning av Sulitelmaområdet utfördes under 1890-talet av H.J. Sjögren på uppdrag av Sulitelma Aktiebolag (Sjögren 1894, 1895, 1896 och 1900). Under slutet av 1800-talet var också flera andra geologer verksamma inom Sulitelmaområdet, bl.a. J.H.L. Vogt (1894), samt Sjögrens medarbetare Otto Nordenskjöld och P.J. Holmquist. Ett par decennier senare publicerade Gunnar Holmsen (1917) en god översikt över geologin och malmförekomsterna i området, och år 1921 höll Th. Vogt ett föredrag i Stockholm om Sulitelmaförekomsternas geologi och om teorin för deras eruptiva bildningssätt.

Th. Vogts stora monografi "Sulitelmafeltets geologi og petrografi", 1927, behandlar mycket utförligt stratigrafin, tektoniken och petrografin i området, men bortser helt från malmförekomsterna, vilka skulle behandlas i en senare del. Något sådant verk utkom dock aldrig.

Under den diskussion om de norska kaledoniska kulförekomsterna som utspann sig i Norge under 1930-talet och 1940-talet nämndes ofta Sulitelmaförekomsterna (t.ex. Th. Vogt 1935 och C.W. Carstens 1941a), men någon ingående beskrivning av malmen gavs inte i något sammanhang. En kortfattad översikt över malmtyperna, metallhalterna och produktionen i Sulitelma gavs i Foslies "Norges svovelkulförekomster", 1926.

År 1950 publicerades två intressanta artiklar om Sulitelmaförekomsterna, Ragnar Christoffersens översikt och Einar Trøftens redogörelse för kartläggningen av malmen under markytan. Ett viktigt bidrag till litteraturen om

geologin i Sulitelmaområdet utgör G.Kautskys "Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes", 1953, vars egentliga tema är området på den svenska sidan av gränsen. Kautsky går emellertid också in på förhållandena på den norska sidan, och sluter sig till att man där har samma överskjutnings-skåller, som han har iakttagit på den svenska sidan. Dessutom beskriver han hur Sulitelmamalmerna förekommer längs överskjutningsplanen mellan skållorna.

I sin artikel "Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätten von Sulitjelma" ger H.Krause (1956) en översikt över geologin i området (huvudsakligen enligt Th.Vogt) samt över malmförekomsterna och deras metallhalt och mineralogi. Krause kommer till den slutsatsen att kisleförekomsterna är av sedimentärt ursprung. Ett primärt syngenetiskt, exhalativt-sedimentärt bildningssätt för Sulitelmamalmerna kommer också Tor Christoffersen till i sin artikel "Malmdannelsen i Sulitjelmafeltet", 1962.

Av det ovannämnda framgår att Sulitelmaförekomsterna var föremål för malgeologisk forskning redan i slutet av 1800-talet, då också en rad beskrivningar av såväl malmerna som områdets geologi publicerades. Under 1900-talet har det utkommit några arbeten om områdets geologi, men någon utförlig monografi om själva malmförekomsterna i Sulitelma har tills vidare inte publicerats, vilket är ett anmärkningsvärt förhållande.

Områdets geologi

Geomorfologisk översikt

Sulitelmaområdet har fått sitt namn efter ett fjällmassiv i den kaledoniska bergkedjan på den norsk-svenska gränsen vid 67° nordlig bredd. Detta, av erosionsbeständiga gabbrobergarter uppbyggda massiv har flera alpint utformade toppar; högst är Störstetoppen på norska sidan med 1914 m, dessutom finns 8 andra toppar som höjer sig över 1700 m. Sulitelmamassivet är till stor del täckt av glaciärer.

Den heterogena geologiska strukturen i Sulitelmaområdet har bidragit till uppkomsten av mycket varierande ytformer. I Sulitelmatrakten kan man sålunda, enligt Th. Vogt 1927, särskilja tre typer av fjäll:

1. Gabbrofjällen
2. Kloritgranulitfjällen
3. Synklinalfjällen ("muldefjellene" på norska)

Att gabbromassivets fjälltoppar är de högsta inom området, är uppenbarligen en följd av gabbrens stora motståndskraft mot erosionen. Topparnas utbredning inom massivet visar en viss lagbundenhet, i det att de högsta topparna, och speciellt den allra högsta, ligger inne i mitten av gabbromassivet, medan topphöjden avtar mot utkanterna. Detta förhållande visar, enligt Vogt, att Sulitelma-massivet en gång har bildat ett sköldformigt böjt plåtfjäll, som nu är sönderstyckat, men om vars ursprungliga yta man i alla fall kan bilda sig en uppfattning. Några plåtarester finner man dock inte på Sulitelmatopparna.

Som ett mått på gabbrobergarternas förmåga att manifesteras sig i terrängen kan man taga förhållandet mellan höjden av topparna över deras basis och bredden av gabbrofältet. Basis för massivet kan man anse de relativt jämna fjällmarkerna i norr utgöra. Man får då följande relation:

Bredden av gabbrofältet	Höjden av topparna över omgivningen
1 km	ingen
1,5 "	200 m
3 "	400 "
4 "	500 "
5 "	700 "
7 "	850 "
8 "	900 "

Dessa tal är naturligtvis mycket ungefärliga, men de ger i alla fall en god uppfattning om hur höjden av fjällen

proportionellt tilltar med fältets bredd.

En annan typ av höga fjäll i Sulitelmaområdet utgör den s.k. kloritgranulitens högfjäll, som sträcker sig som en rygg längs riksgränsen söder om Sulitelmaområdet. Dessa lågmetamorfa klorit-muskovit-skiffer är i och för sig rätt mjuk, men den är dock massiv och seg, och har uppenbarligen bjudit såväl iserosionen som den tidigare klverosionen gott motstånd. De högsta topparna består av en smula hårdare kvartsrika lager i skiffern.

Den tredje typ av fjäll är synklinalfjällen ("muldefjellene"). I många områden i fjällkedjan finner man grunda, skålformiga, ringformigt begränsade synklinaler. Man kunde kalla dem tefatesynklinaler. Det är ett allmänt drag att dessa synklinaler bildar höga fjällpartier, i vilka stupningen överallt är in mot fjällmassivet.

Det mest typiska och bäst undersökta av sådana synklinalfjäll är Baldoaivemassivet, som ligger sydväst om sjön Langvann, på vars bägge sidor Sulitelma gruvfält ligger.

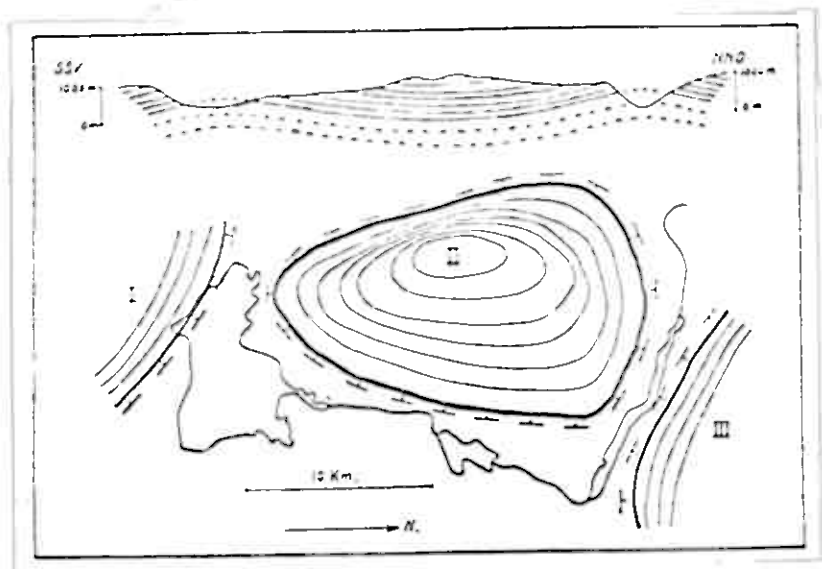


Fig. 2. Synklinalfjäll vid Sulitelma. Den skålformade synklinalen i mitten (II) är Baldoaivemassivet. Den starkt uppdragna linjen anger gränsen mellan övre och undre Sulitelma-skiffer. Enligt Th. Vogt 1927.

Langvannsdalen begränsas på den nordöstra sidan av Blåmannsisens synklinalmassiv, och ligger sålunda i det relativt smala sadelpartiet mellan två synklinaler. Orsaken till att det i antiklinalpartiet bildats en dal är enligt Vogt den, att den relativt mjuka Furulundskiffern här först blivit exponerad för erosionen. Vogt anser också de tektoniska störningar, som man för enkelhetens skull kunde kalla sadelbrott, vara av en viss betydelse vid dalbildningen, men han lägger dock huvudvikten vid skillnaderna i erosionsbeständighet mellan bergarterna.

Stratigrafin

De sedimentära bergarter som uppbygger den skandinaviska fjällkedjan är kambrosiluriska geosynklinalsediment. Bergarterna i Sulitelmaområdet hör till den övre delen av fjällkedjans sedimentlager. I väster vilar dessa lager på den mäktiga Fauskekalkstenen och i öster på den underordoviciska Pieskijaure kalkstenen på svenska sidan av riksgränsen. Fauskekalken parallelliserades med Pieskikalken redan år 1900 av Holmquist, och senare geologiska kartläggningar har bekräftat detta antagande.

Ovanpå denna kalkstensnivå följer en mäktig serie, bestående av mer eller mindre metamorfa skiffrar med obetydliga kalkstens- och kvartsitlager. Denna serie kan enligt Th. Vogt uppdelas i tre huvudavdelningar. Underst ligger sediment, som har erhållit en synnerligen olika metamorf utformning i öst och väst. I den östra delen har man kloritmuskovitskiffer (Muorkiskiffer), medan man i väster har gnejs (Skjönstågnejs). På denna avdelning följer Furulundskiffern, som är relativt likartat utvecklad i de centrala områdena, dock också här med en märkbar öst-västlig faciesskillnad i den undre delen av avdelningen. Överst kommer skiffrar med primära faciesskillnader i nord-sydlig riktning; i mitten har man de kalciumrika Baldoaiveskiffrarna, medan man i norr och söder har kalciumfattiga skifferbergarter i samma nivå, Rötindskiffrarna i norr och Skaitiskiffrarna i söder.

De skiffrar som faller inom koncessionområdet indelas av Sjögren (1900) i följande lager:

1. Kalkrik rostig fyllitskiffer, överst
2. Kalkglimmerskiffer
3. Kvartserika lager i kalkglimmerskiffern (Kvartsit III)
4. Kalkglimmerskiffer (Modifikation: Rötindskiffer)
5. Kalciumrik horisont i föregående
6. Kvartsitlager II

- | | | |
|---------------------------|---|-----------------|
| 7. Rostig svart skiffer | } | Furulundskiffer |
| 8. Normal Furulundskiffer | | |
| 9. Mild Furulundskiffer | | |

- | | | |
|------------------------------------|---|---------------|
| 10. Kloritgranulit | } | Muorkiskiffer |
| 11. Kvartserika lager (Kvartsit I) | | |
| 12. Kloritgranulit, underst | | |

Dessa lager kan sammanföras till tre huvudgrupper, nämligen Muorkiskiffer (10, 11, 12), Furulundskiffer eller undre Sulitelmaskiffer (7, 8, 9) och Baldoaiveskiffer eller övre Sulitelmaskiffer (1, 2, 3, 4, 5, 6).

De stratigrafiska huvudgrupperna inom Sulitelmaområdet är enligt Th. Vogt. (1927) följande:

<u>Västlig utveckling</u>	<u>Östlig utveckling</u>
Rötindskiffrar Baldoaiveskiffrar Skaitiskiffrar	Övre Sulitelmaskiffer
Furulundskiffrar eller undre Sulitelmaskiffer	
Skjönstagnejs	Muorkiskiffer
Öinåskonglomerat Fauskekalkstenen	Pieskikalkstenen

I detta sammanhang kan nämnas, att Sulitelmagabbbron, amfiboliter och grönstenar, samt malmförekomsterna förekommer i övre delen av Furulundskiffern.

En uppskattning av sedimentseriens mäktighet i Sulitelmaområdet har gjorts av Th. Vogt (1927, s. 193):

Baldeaiveskiffrarna	1300 m
Furulundskiffrarna	1100 "
Muorkiskiffrarna	1500 "
Pieskikalkstenen	100 "

Tillsammans	4000 m
-------------	--------

Talen är naturligtvis osäkra, men de visar i alla fall, att här föreligger en mäktig sedimentserie, i all synnerhet som man här bara har en del av hela sedimentserien. Under Pieskikalkstenen kommer ju i öst en mäktig sedimentserie, Juronkvartsiten, som troligen är av kambrisk ålder (F.Kautsky 1949), och över de översta kända skiffrarna i området har det säkert funnits ansevärliga sediment som nu är borteroaderade. Därför är det, enligt Vogt, berättigat att tala om en geosynklinalsedimentation i denna del av fjällkedjan.

Fossilerna och lagerseriens ålder

Fossilfynd från de metamorfa sedimenten inom fjällkedjan i norra Skandinavien är mycket sällsynta. Från Sulitelmaområdet finns dock ett antal sådana.

Redan år 1898 fann von Schmalensee enkrinitstjälkar i några smala kalkstenslager i de östliga delarna av Sulitelmaområdet. Enkrinitkalkstenar förekommer dock från och med undre silur ända upp i mesozoiska lager. Därför gav de påträffade enkrinitstjälkarna ingen närmare upplysning om lagrens ålder än den, att lagren är av postkambrisk ålder, men redan detta var av stor betydelse.

De enkrinitförande kalkstenarnas ställning i lager-serien var inte heller klar på grund av den komplicerade tektoniken

i det fossilförande området. Sjögren kom till det resultatet, att de fossilförande bergarterna underlagrar Furulundskiffern, men han var osäker om deras förhållande till Muorkiskiffern. Holmquist ansåg, att fossilen tillhör en lägre sedimentär horisont än hela det skifferkomplex, som uppbygger det norska Sulitelmaområdet.

Th. Vogt undersökte det fossilförande området närmare år 1919 och 1920. Det visade sig att de enkrinitförande kalkstenarna förekom på en sträcka av 8 km, varav 3 km faller på den norska sidan av gränsen. Vogt ger en utförlig beskrivning av den komplicerade stratigrafien och tektoniken inom det fossilförande området (1927 s. 54-67), och drar den slutsatsen, att de fossilförande kalkstenarna ligger i den undre delen av Furulundskiffern.

Fossilen bestod av bryozokolonier, samt rester av krinoider och förmodade cystider. På grund av bryozoerna, som hör till arten *Dianulithes petropolitanus* Dybowski, hänför Vogt fossilhorisonten till ordovicium och närmare bestämt den övre delen av undre ordovicium eller mellersta ordovicium.

Vogt för emellertid lagerbestämningen ytterligare ett steg vidare (1927 s. 191-192). Han påpekar, att Sulitelmafältet ligger inne i det amerikansk-arktiska fauna-området varför fossilen hör till det nordamerikanska området och inte till det skandinavisk-baltiska. Enligt Vogt är det sannolikt, att de fossilförande lagren hör till mellersta ordovicium och speciellt Trenton.

G. Kautsky, som också har undersökt samma fossilförande område, har dock kommit till det resultatet, att de fossilförande lagren hör till övre ordovicium (1953 s. 54).

Det centrala Sulitelmaområdet

Det centrala Sulitelmaområdet, d.v.s. området kring Langvann, vid vilket malaförekomsterna och gruvsamhället ligger, är ofta omtalat i den äldre geologiska litteraturen. Från tiden kring sekelskiftet föreligger flera avhandlingar om geologin i detta område, framför allt av H. Sjögren och J.H.L. Vogt.

Strukturen i detta område beskrevs av J.H.L. Vogt (1890) som en sadelformig synklinal eller hyperbolisk paraboloid (jfr.fig.3). I ett snitt tvärs över Langvann i riktning SW-NE bildar lagren en antiklinal, medan de i ett snitt längs sjön i riktning NW-SE bildar en synklinal. Det är alltså här fråga om en typisk axialdepression.

Enligt Th. Vogt är dock denna struktur av en något mer komplicerad natur. För att demonstrera den detaljerande strukturen i Langvannområdet har Th. Vogt (1927 s. 102) konstruerat en karta, som visar malmhorisontens höjd över havet med hjälp av ekvidistanskurvor för var 100 m från havsnivån upp till 1000 m över havet (fig. 4). Enligt denna framställning har man två ungefär parallella antiklinaler, vilkas veckningsaxlar bägge sänker sig mot Langvanns mitt, var antiklinalerna jättnas ut och försvinner. Mellan deras ändpunkter, d.v.s. ungefär mellan Furuhaugen och Bursi, sträcker sig en liten synklinal vars veckningsaxel stupar mot öster.

Det är intressant att se hur Th. Vogt konstruerat veckningsaxlarna med hjälp av malmhorisontens höjdkurvor. Emellertid är det svårt att följa Vogts tankegång i fråga om den lilla synklinalen mitt i Langvann, i synnerhet då de direkta observationerna just här är bristfälliga.

Skiffrarna i det centrala Sulitelmaområdet hör huvudsakligen till Furulundavdelningen. Ovanpå den gröna kloritmuskovitskiffern, Muorkiskiffern, som finns längs sydsidan av Lommivann, följer den understa delen av Furulundavdelningen. Den är här en grönaktig skiffer, som inte har någon absolut skarp gräns nedåt, men övergången sker på ett så kort stycke, att gränsen i alla fall blir väl definierad. I det fossilförande området på östsidan av Lommivann är gränsen däremot tydligare definierad.

På den gröna Furulundskiffern följer lager av en gråaktig eller brunaktig Furulundskiffer. Under Sulitelmaintrusionen möter man den s.k. normala Furulundskiffern, som också bildar smala band inne i de amfibolitiska randpartierna av intrusionen. Den normala Furulundskiffern i

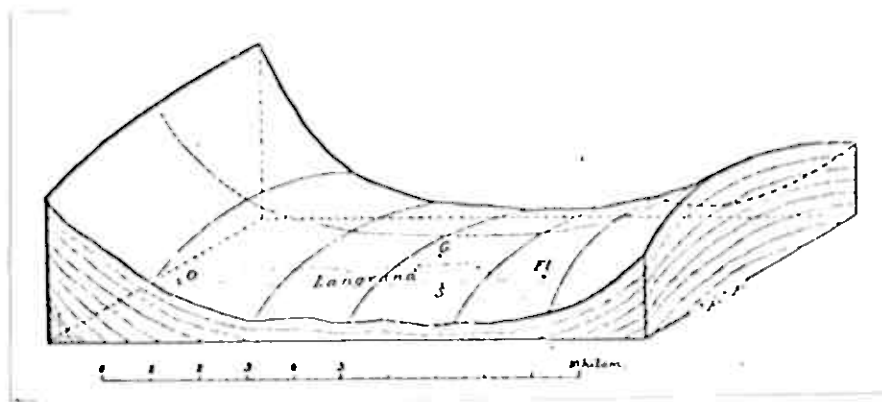


Fig. 3. J.H.L. Vogts schematiska teckning av axialdepressionen i Langvannområdet. Enligt Th. Vogt 1927.

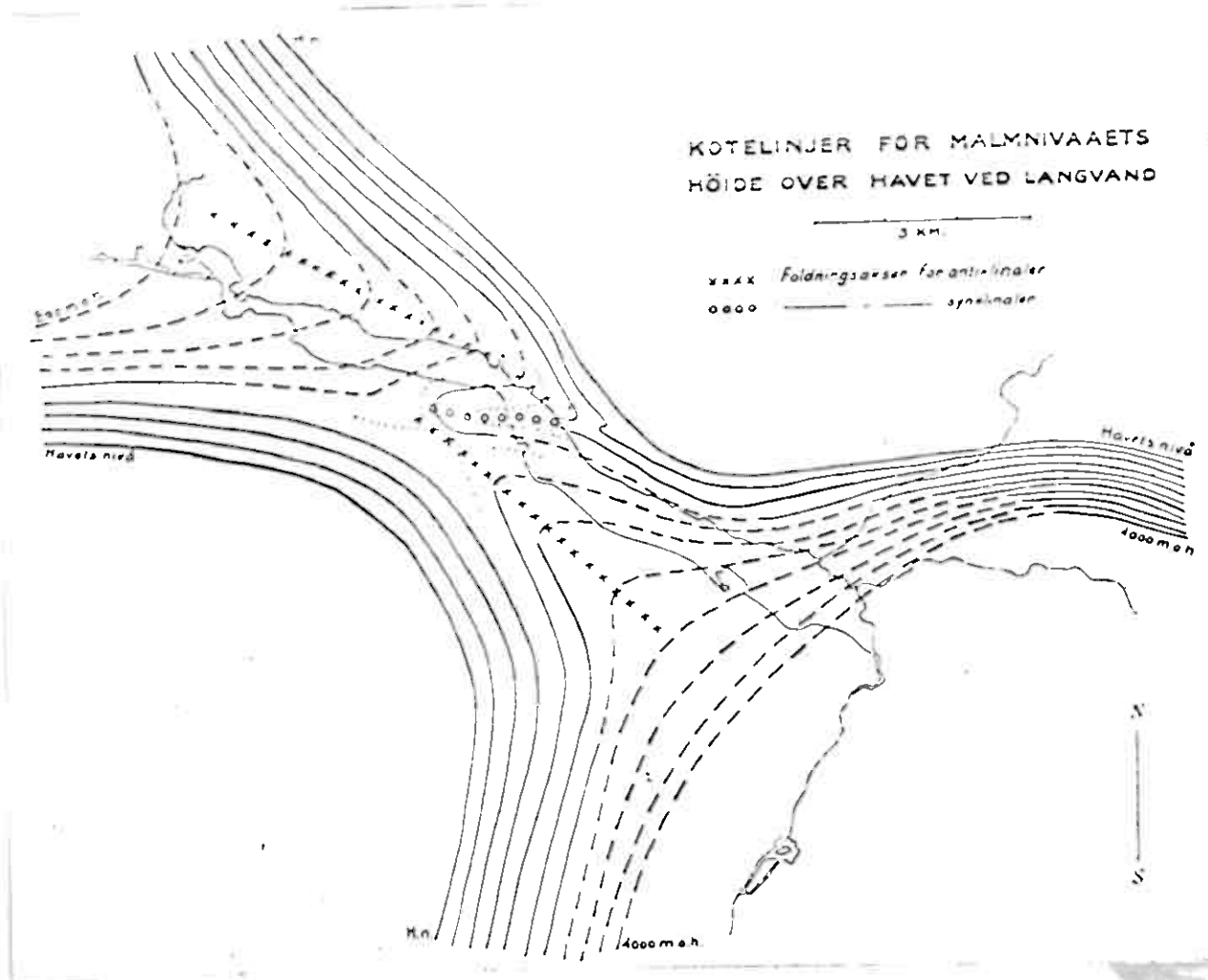


Fig. 4. Th. Vogts framställning av strukturen i Langvannområdet. Kurvorna anger malmhorisontens höjd över havet. Enligt Th. Vogt 1927.

den mest centrala delen av fältet, d.v.s. längs den nordöstra stranden av Langvann, tillhör Furulundavdelningens övre del. Den är mycket karaktäristisk: planskiffrig, brun på grund av biotithalten och ganska finkornig, och den innehåller små granatkorn och ofta också hornbländestrålar. På nordsidan av Langvann innehåller denna normala Furulundskiffer ett par alldeles smala lager av en ytterst lös, ofta mörk fyllit, som löper sammanhängande över en relativt lång sträckning; det tydligaste lagret kan följas cirka 5 km.

Furulundavdelningen under malmhorisonten innehåller en rad mer eller mindre linaformiga injektioner av amfibolitiska bergarter, som uppträder längs vissa stratigrafiska horisonter och som är speciellt allmänna i området mellan sjöarna Lommivann, Kjeldvann och Langvann. På nordsidan av Langvann uppträder också mindre amfibolitlinser i en bestämd horisont under den sammanhängande lagerintrusionen, relativt nära denna. Huvudlinserna är här 50-200 m långa, men mellan dem finns också alldeles små amfibolitlinser, ofta bara omkring 1 m långa.

Denna injektionshorisont ligger förhållandevis nära under malmhorisonten, och vid Furulund ligger enstaka linser i närheten av några av de större kiasförekemsterna. Dessa linser tilldrog sig geologernas uppmärksamhet under äldre tider, och man satte dem i mer eller mindre direkt förbindelse med malmbildningen, något som enligt Th. Vogt är helt obefogat.

Baldoaivebassängen

Detta område omfattar en ungefär 600-900 m hög fjällplatå med några toppar över 1000 m. Tektoniskt sett består området av en stor skålförmig bassäng (se fig. 2 och 5). Th. Vogt kallar området Baldoaivesynklinalen, men då skiffarna överallt stupar in mot centrum är det korrektare att här tala om en bassäng.

Den bästa bilden av bassängen får man genom att betrakta gränsen mellan Furulundavdelningen och de ovanliggande Baldoaiveskiffrarna. Denna gräns är också av praktisk betydelse,

emedan den kan anses vara en ledhorisont för malmförekomsterna, som ligger i den övre delen av Furulundavdelningen.

På den västra sidan av Baldoaivebassängen, 12-15 km väster om Sagmo, Jakobsbakken och Anna Kisgraver (vilka ligger på den östra sidan av bassängen) finns ett par mindre kisförekomster, Baldoaive och Stålhaugen, som består av svavelkis, magnetkis och kopparkis i varierande mängder. Th. Vogt påvisade (1927 s. 111) att de västliga malmförekomsterna ligger i praktiskt taget samma stratigrafiska horisont som de övriga Sulitelmaförekomsterna (jfr.fig. 5, 6 och 7).

Då man jämför Baldoaiveprofilen med profilen från Jakobsbakken (se fig. 6), återfinner man de samma sedimentära lagren. Underst har man Furulundskiffrarna i vars översta del malmförekomsterna och amfiboliten förekommer vid bägge lokaliteterna. Ovanpå dessa skiffrar följer en glimmerakiffer, därefter en lösare skiffer, och överst har man kalkglimmerskiffer.

I den nordvästra delen av bassängen genomskäts Baldoaiveskiffrarna av yngre graniter.

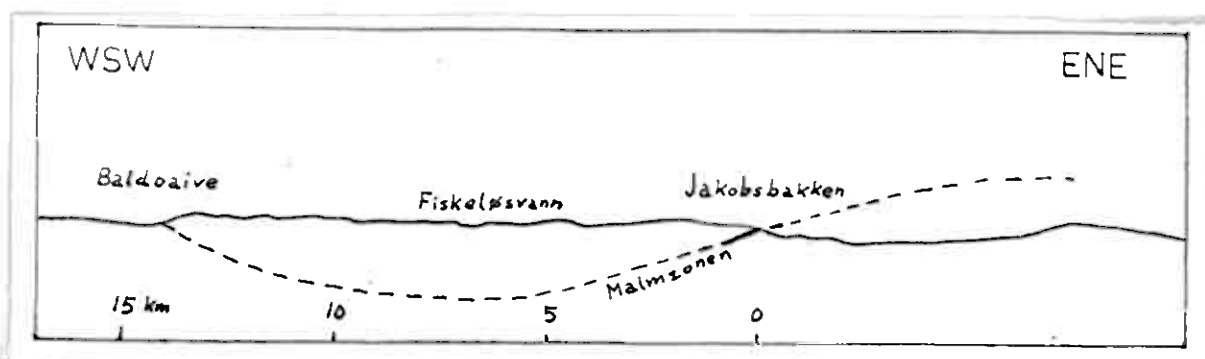
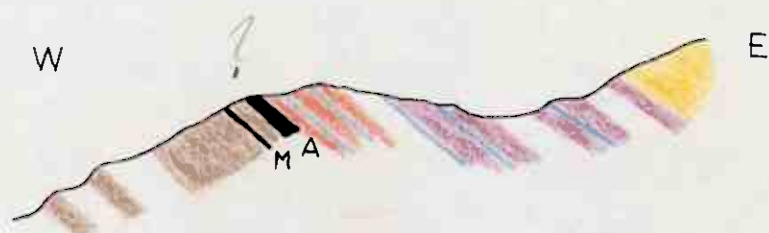
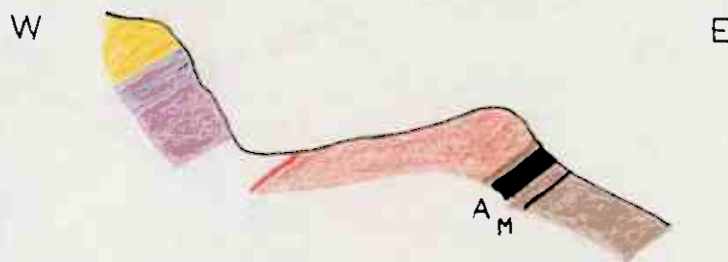


Fig. 5. Schematisk profil Jakobbakken-Baldoaive lagt efter Jakobbakkens huvudschakt i riktning S 76° W. Skala ca. 1:175000. Efter Trøften 1950.



N.R.

- Planskiffrig Furulundskiffer
- Massformig glimmerskiffer
- Skiffer med mörka lager
- Kvartsitlager
- Kalkglimmerskiffer
- Granit
- M Malmförekommst
- A Amfibolit och grönsten

Fig. 6. Två profiler från Baldoaivebassängen. Den övre profilen (längd 7-800 m) är från Jakobsbakken på östra sidan av bassängen. Den undre profilen (längd omkring 600 m) är från Baldoaive på västra sidan av bassängen, 15 km WSW om Jakobsbakken. Amfiboliten och kulförekommsterna ligger i samma stratigrafiska nivå på bägge sidor av bassängen. Jämför fig. 5 och 6. Efter Th.Vogt 1927.

Den basiska Sulitelmaintrusionen

Det stora gabbromassivet med sina långa utlöpare (se fig. 7) sätter sin prägel på Sulitelmaområdets geologi. Gabbron och därmed associerade amfiboliter och grönstenar har av Th. Vogt (1927) beskrivits som en fakolitisk intrusion.

Med fakolit menas i allmänhet en konkordant lagerintrusion som fyller sadeln eller tråget i ett veck. Vogt utvidgar emellertid fakolitbegreppet till att omfatta alla konkordanta och i stort sett linsformiga (bikonvexa eller konkavkonvexa) injektionskroppar, som intruderat i samband med bergsveckningsprocesserna (1927 s. 178-184). Denna tolkning av fakolitbegreppet torde dock Th. Vogt vara ensam om.

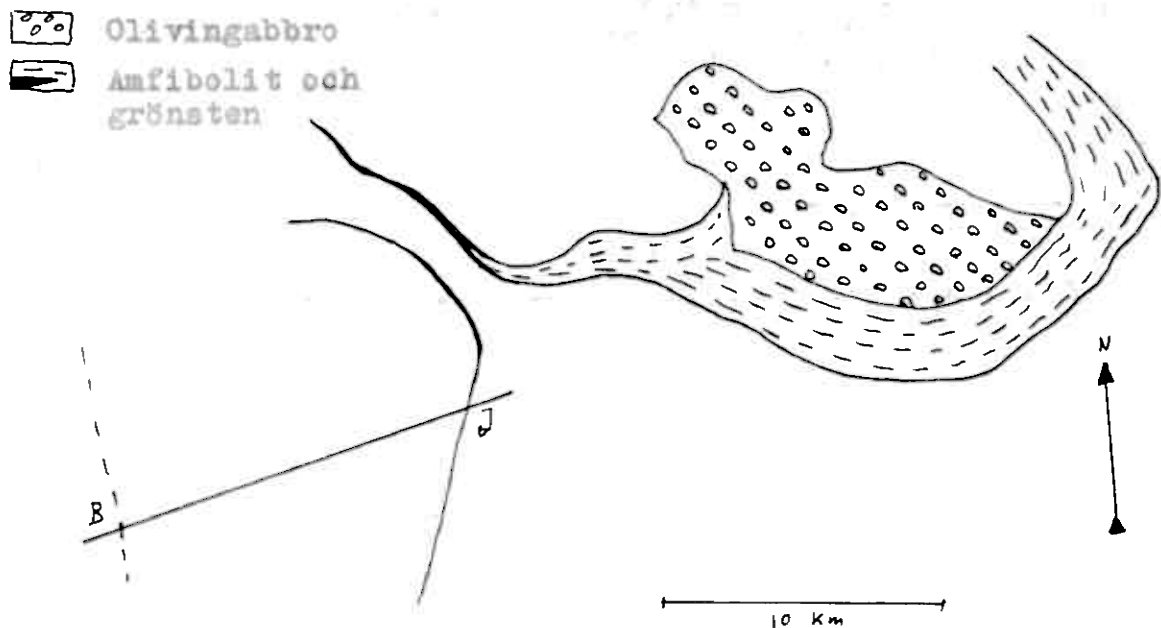


Fig. 7. Karta över den basiska Sulitelmaintrusionen. Enligt Th. Vogt 1927.

Linjen B-J anger placeringen av profilen i fig. 5.

B och J visar placeringarna av profilerna i fig. 6.

Den basiska Sulitelmaintrusionen i sin helhet är enligt Th. Vogt en lagergång, av vilken själva gabbromassivet utgör ett starkt uppsvällt parti. Längden av den sammanhängande intrusionen är i öst-västlig riktning 33 km, och den största bredden är 9 km. Ytan av hela den kända delen av intrusionen är 139 km^2 , varav gabbromassivet utgör 111 km^2 och lagergångarna 28 km^2 .

Intrusionen är konkordant i avseende å skifferna. Dess randpartier samt lagergången i sin helhet är skifferiga och består av amfibolit och grönsten, medan massivets inre delar är massformiga och består av olivingabbro och hornbländegabbro. Intrusionens centrala delar är alltså oomvandlade, medan dess randpartier har genomgått en metamorfos, och ju tunnare intrusionen är, vid desto lägre temperatur har metamorfosen ägt rum. Dett förhållande är typiskt för synkinematiska intrusioner.

Granitintrusionen norr om Furulund

Granitintrusionen norr om Furulund (av Th. Vogt kallad Furulundfakoliten) utgör på samma sätt som den basiska Sulitelmaintrusionen en lagergång med ett mäktigare parti, fastän i mindre skala. Denna intrusion kan inte, lika litet som den basiska intrusionen, anses vara en egentlig fakolitisk intrusion.

Den granitiska lagergången har en vidsträckt utbredning. På norrsidan av Langvann har den följts över 20 km, och på sydsidan 24 km, halvvägs runt Baldoaivebassängen. Graniten har intruderat konkordant längs skiktytorna i glimmerskiffern. Den är som regel åtskild från den underliggande amfiboliten eller grönstenen genom skiffer, vars mäktighet varierar från 50 m till ett par meter. Konkordansen med glimmerskiffern är utpräglad, men det förekommer dock mindre överskärningar. Små granitlinser finns isolerade i skiffern, antingen under huvudintrusionen eller i lagergångens perifera delar, där denna löser upp sig i isolerade linser.

Granitintrusionen har varit utsatt för stress i fast tillstånd över hela området. I det mäktiga partiet ovanför Furulund är tryckverkningarna minst tydliga, men också här är en begynnande parallellstruktur märkbar. Lagergången och speciellt dess tunnare delar är kraftigt förskiffrade, och man kan påträffa helt gnejsliknande bergarter.

Iakttagelser rörande åldersförhållandet mellan den basiska och den granitiska lagerintrusionen saknas, då intrusionerna är utpräglat konkordanta och inte kommer i kontakt med varandra. Eftersom båda intrusionerna är tydligt synkinematiska och hör till samma intrusionsserie är det dock uppenbart att graniten är yngre än den basiska intrusionen.

Baldoaiveintrusionen

I den norra delen av Baldoaivebassängen finns graniter, som skär genom skiffrarna. Dessa graniters tektoniska förekomstätt visar tydligt, att de hör till en senkinematisk intrusionsserie, och de är alltså tydligt yngre än den ovan beskrivna Furulundgraniten.

Petrografi

- Sedimenten

Inom Sulitelmaområdet uppträder sedimentära bergarter, som undergått metamorfos under olika temperaturförhållanden, och som alltså representerar olika metamorfa facies. Med hjälp av något karakteristiskt mineral i de föreliggande parageneserna indelar Th. Vogt (1927) de sedimentära bergarterna i kloritzonens, biotitzonens, granatzonens och oligoklaszonens bergarter. I kloritzonen finner man de bergarter, som omvandlats vid de lägsta temperaturerna, medan oligoklaszonens bergarter representerar de högsta omvandlingstemperaturerna.

Ett intressant drag inom Sulitelmaområdet är, att de bergarter, som omvandlats vid höga temperaturer, finns högt upp i sedimentserien, medan de, som omvandlats vid låga temperaturer ligger underst. Enligt Th. Vogt (1927 s. 197) står detta förhållande i samband med granitintrusionerna i de stratigrafiskt högre liggande delarna av sedimentserien.

Inom fjällkedjan kan man skilja mellan två sedimentära facies, en östlig och en västlig silurfacies, med sediment av olika kemisk karaktär. Skillnaden ligger i den olika förvittringsgraden av det ursprungliga lermaterialet. Den västliga facies representerar ett mindre och den östliga ett mera framskridet kemisk förvittringsstadium. Måktigheten av sedimenten är mycket större i den västliga än i den östliga facies. Av dessa förhållanden har man dragit den slutsatsen, att det har funnits ett starkt sedimentgivande landområde i nordväst. De sedimentära bergarterna i Sulitelmaområdet hör till den västliga silurfacies.

- Gabbro

Av kartan över den basiska Sulitelmaintrusionens bergarter (fig. 8) ser man, att en del av denna består av olivgabbro. De andra bergarterna är hornbländegabbro, albit-epidotamfibolit och grönsten. Dessa bergarter uppfattas av bl.a. Th. Vogt (1927 s. 279 ff.) som metamorfa derivater

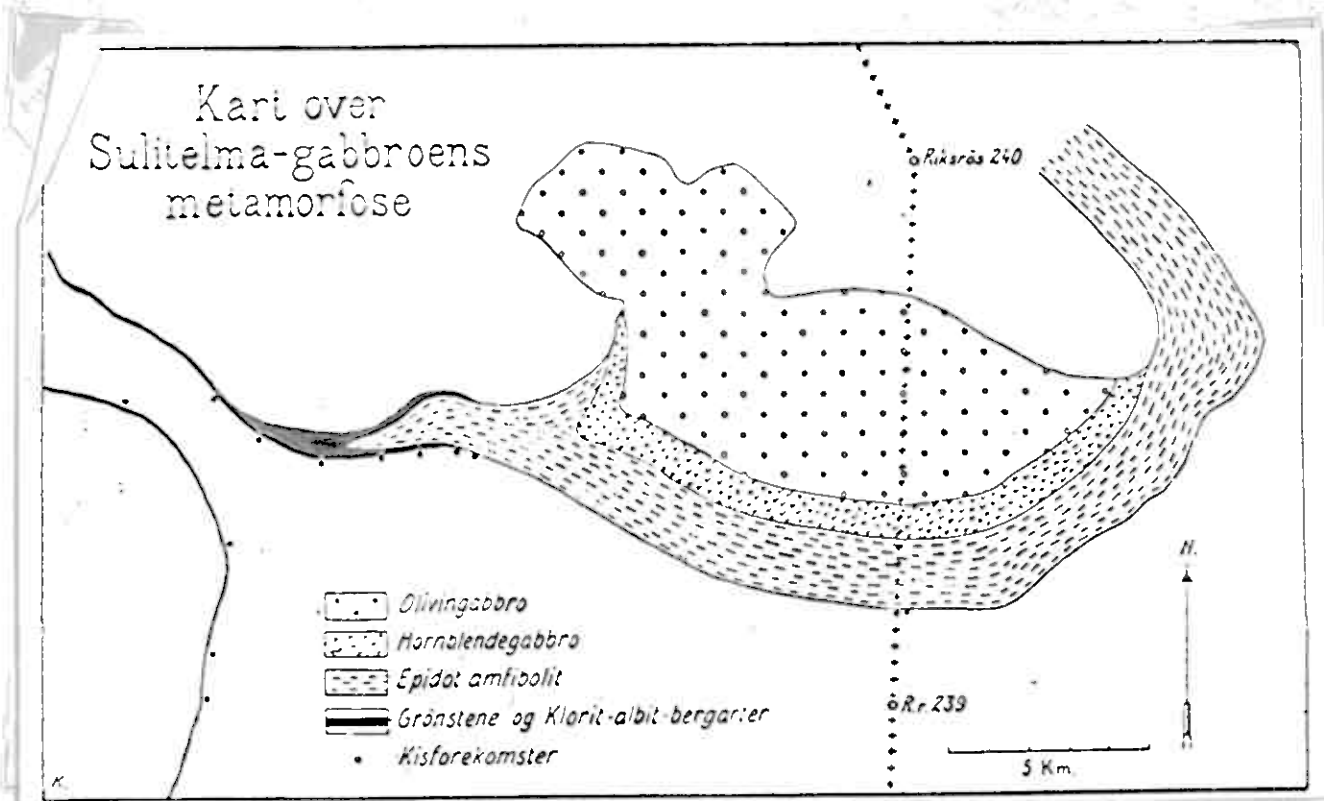


Fig. 8. Karta över den basiska Sulitelma-intrusionens bergarter. Enligt Th.Vogt 1927.

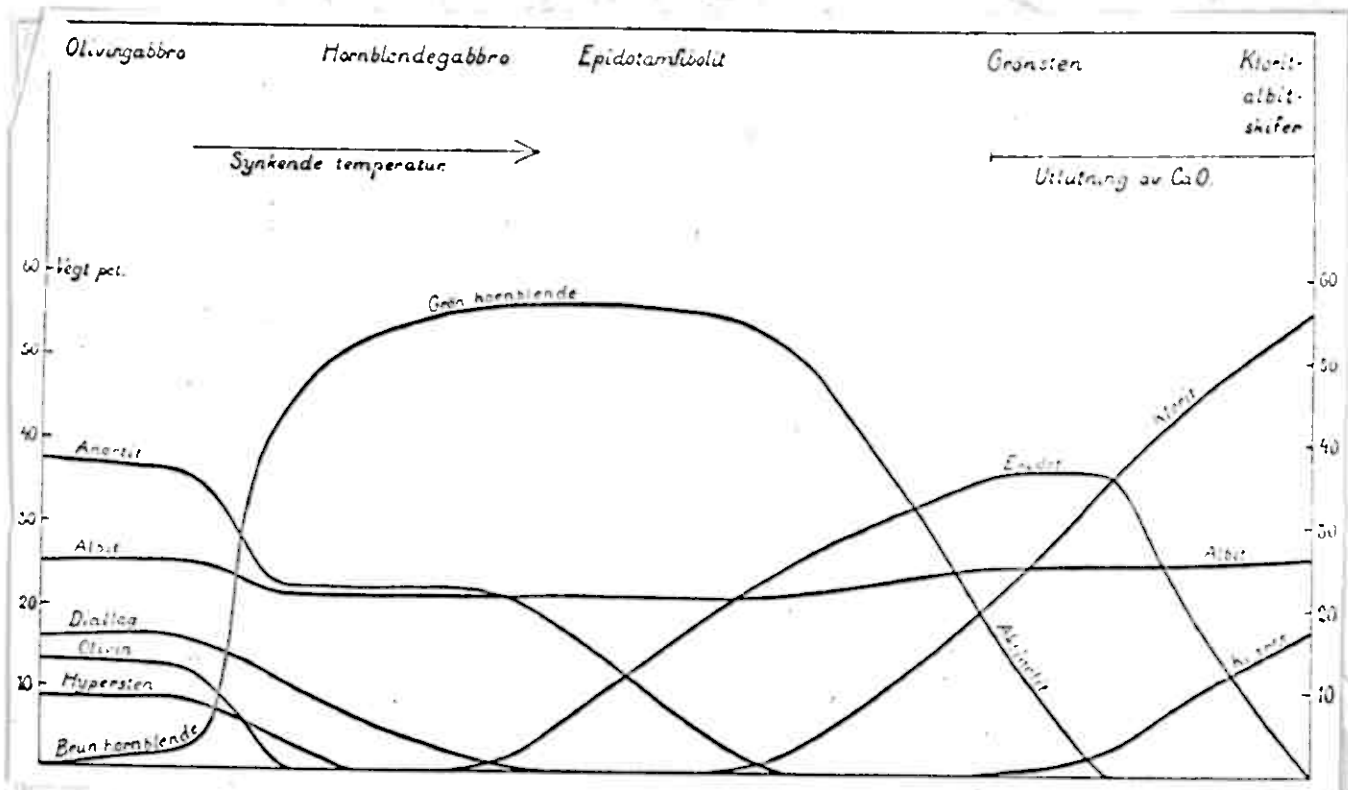


Fig. 9. Diagram över mineralen i den basiska intrusionens metamorfa serie. Enligt Th.Vogt 1927.

av olivingabbren, och de kallas ofta i den äldre geologiska litteraturen gabbrobergarter.

Olivingabbrens huvudmineral är labrador, olivin, diallag, hypersten och brunt hornblände, men mineralens inbördes mängdförhållanden varierar betydligt. I petrografiskt avseende kan man skilja mellan olivin-labradorit, labradoritisk olivingabbro, normal olivingabbro, basisk olivingabbro och wehrlit (Th. Vogt 1927 s. 284).

Det första stadiet i omvandlingen av olivingabbren är hornbländegabbro, som i stället för olivin och hypersten har hornblände. Dessutom uppträder också klnozoisit. Denna hornbländegabbro är massformig och bildar en ca. 1 km bred zon utanför olivingabbren.

Följande steg i omvandlingen är att epidot uppträder i större mängder, samtidigt som plagioklasens anortithalt avtar. Dessa epidotamfiboliter är som regel något skiffriga med skiffrighetsplanet ungefär parallellt med intrusionens kontakter, och de utgör ett omkring 1,5 km brett bälte.

Därefter följer en kloritisering av hornbländet. Som ett mellanstadium har man aktinolitiskt hornblände. Plagioklasen omvandlas till epidot och albit. De grönstenar, som härvid bildas, finns i den avsmalnande delen av den västliga utlöparen, där deras bredd uppgår till högst 500 m.

Vid fortsatt omvandling kommer inga nya mineral till, fränsett mindre mängder kvarts. Epidoten sönderdelas också, och bergarten övergår i en klorit-albit-fels. Den obetydliga Ca-mängd, som ännu är kvar, är bunden i titanit, apatit och karbonater. I några fall träder albiten helt tillbaka, och man får skiffriga bergarter, som huvudsakligen består av klorit, och som kan uppfattas som skölar. Klorit-albit-felserna finns längs grönstenens gränser mot skiffrarna i den västliga smala delen av intrusionen. Här utgör de smala bälten, vilkas bredd inte överstiger 50 m. Kisförekomsterna i Sulitelma uppträder i samband med de mer eller mindre kloritiserade gabbroderivaterna.

Det kvantitativa förhållandet mellan mineralen i gabbroseriens bergarter framgår av figur 9.

De arealer som de olika bergarterna inom intrusionen upptar är följande:

Olivingabbro	65 km ²	46,8 %
Hornbländegabbro	15 "	10,8 "
Epidotamfibolit	54 "	38,8 "
Grönstenar	} 5 "	3,6 "
Klorit-albit-fels		
Hela intrusionen	139 km ²	100,0 %

Olivingabbrens och gabbroderivaternas kemiska karaktär framgår av tabell 1.

Tabell 1

	a	b	c	d
SiO ₂	48,57 %	49,23 %	52,45 %	49,22 %
TiO ₂	0,21	0,26	0,38	0,61
Al ₂ O ₃	18,48	17,47	17,23	18,56
Fe ₂ O ₃	0,67	1,32	4,36	2,22
FeO	6,21	5,76	4,96	5,35
MnO	0,07	0,08	0,08	0,12
MgO	9,56	9,13	6,71	8,15
CaO	12,23	12,20	6,55	7,17
BaO	-	-	-	spår
Na ₂ O	3,22	2,97	4,94	4,65
K ₂ O	0,30	0,31	0,39	0,10
P ₂ O ₅	spår	spår	-	0,183
H ₂ O	0,81	2,00	0,69	
S	-	-	0,04	0,02
CO ₂	-	-	spår	-
H ₂ O +				3,10
H ₂ O -				0,05
	100,33 %	100,73 %	100,78 %	99,93 %

a: Normal olivingabbro från Stortoppens översta del
(Th. Vogt 1927 s. 294)

b: Hornbländegabbro utan klinozoisit från Stortoppen
(ibid. s. 299)

c: Kloritförande epidotamfibolit ovanför Charlotta
gruva (ibid. s. 309)

d: Grönsten med aktinolitiskt hornblände från området
ovanför Furulund (ibid. s. 317)

Om fjälltektoniken

Då geologerna på 1870-talet började med mera ingående undersökningar inom den skandinaviska fjällkedjan och dess randbildningar i Öster, försökte man förklara alla de lagerföljder som påträffades såsom normala, d.v.s. såsom de ursprungliga lagerföljder, som uppkommer vid sedimentens avsättning. Härvid ställdes man dock inför många svåra stratigrafiska problem, och ur dessa svårigheter framväxte så småningom läran om överskjutningarna. Enligt denna lära har äldre och ursprungligen djupare liggande bergartsserier ofta blivit skjutna ut över yngre lager-serier. Dylika omkastningar i lagerföljden har sedermera konstaterats vara normala företeelser i så gott som alla större bergskedjor, och de sammanhänger med uppkomsten av liggande veck, vilka som sådana rullats fram över underlaget eller, efter sönderslitning av den undre veck-skänkeln, skjutits fram över sitt underlag.

Denna tydning av fjälltektoniken publicerades redan i mitten av 1890-talet. Numera torde ingen geologisk forskare längre betvivla överskjutningarnas existens. Däremot går meningarna åtskilda, när det gäller överskjutningarnas storlek. Det visar sig nämligen flerstädes, där man tidigare har räknat med stora enhetliga överskjutnings-skällor, i stället vara fråga om flera mindre skällor, vilka likt skivor skjutits fram, den ena över den andra.

De sedimentära bergarter, som ingår i fjällkedjan, är dels kambrosiluriska geosynklinalsediment, dels eokamb-riska bildningar (kvartsiter och sparagmiter). I samband med bergsveckningen ägde en mer eller mindre kraftig omkristallisering rum. De starkt omvandlade sedimentbergarterna i hög fjällen ansågs i stor utsträckning vara eokambrisk (senalgonkiska) sediment. Detta föranledde ett sammansläående av de starkt omvandlade fjällskiffrarna med de eokambrisk fjällrandbildningarna till en åldersgrupp kallad seve.

De till denna grupp hörande fjällskiffrarna benämndes seveskiffrar. De mindre omvandlade fjällskiffrarna kallades köliskiffrar och ansågs vara yngre än seveskiffrarna. Vid karteringen uppstod dock svårigheter vilka berodde på att denna indelning av fjällskiffrarna i själva verket mera bygger på deras olika omvandlingsgrad än deras åldersförhållanden. Numera sammanfattar man fjällskiffrarna i begreppet "den stora överskjutningsskållan".

I "Sveriges geologi" (1957, sid. 163-164) ges en sammanfattning av tektoniken i västra delen av fjällkedjan: "Det synes för de svenska fjällen framför allt vara fråga om en mycket stor skålla, vilken i sig själv har en invecklad tektonisk byggnad, men som en enhet skjutits fram över sitt underlag. Denna skålla kan enligt flera forskare ej ha sin rotzon i den norska delen av fjällkedjan utan måste ha kommit ifrån det område, som nu täckes av Atlanten och ganska långt från den nuvarande norska kusten. Under det att man på 1890-talet räknade med överskjutningar på upp till 140 km, synes man nu räkna med mera än 250 km som den kortaste sträcka den stora överskjutningsskållan har fraktats fram över sitt underlag. Detta är viktigt att hålla i minnet, då det innebär, att de bergarter, som uppbygger denna skålla, icke från början bildats inom det nuvarande Skandinavians gränser utan långt utanför dessa. Det betyder även, att den egentliga, djupa geosynklinalen legat inom den nuvarande Atlantens område och att relativt grunda havsområden sträckte sig in över den nuvarande fjällkedjans område, när den stora sammanveckningen började".

Och vidare: "De starkare metamorfoserade bergarterna, seveskiffrarna, bär på sin rygg de svagare metamorfoserade köliskiffrarna... Här och var finner man dock att högmorfiska seveskiffrar blivit skjutna ut över köliskiffrarna. Detta är fallet inom det i sen tid undersökta Sulitelma-Salojaureområdet".

G.Kautsky framlade år 1953 i "Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden" resultaten av undersökningar i ett cirka 100 km långt avsnitt av fjällkedjan längs den svenska sidan av riksgränsen. Resultaten kan också tillämpas på det norska Sulitelmaområdet.

Kautsky betonar speciellt överskjutningstektonikens betydelse. Enligt honom hör bergarterna i denna del av fjällkedjan till två större tektoniska enheter, som vilar på varandra. Den undre enheten kallas Akkajaurekomplexet och består av arkeiskt grundberg samt av på detta avlagrade eokambrika och kambrika sediment av samma typ som de i Hyolithussonen.

Ovanpå Akkajaurekomplexet ligger den stora seveskällan, som i en minst 250 km lång överskjutning skjutits in över den östra kratogenen från WNW. Genom denna överskjutning avskrapades de översta delarna av den östra kratogenen, vilka bestod av grundberget och Hyolithussonens sediment, och gav upphov till Akkajaurekomplexet.

Den stora seveskällan indelas i fyra mindre skållor, vilka nedifrån räknat kallas Pieskiskällan, Vastenskällan, Saloskällan och Gasakskällan. Det föreligger stora skillnader i den metamorfa utvecklingen av de olika skållorna. Den understa skållan, Pieskiskällan, representerar grönskifferfacies och delvis albit-epidot-amfibolitfacies med de typomorfa mineralen klorit, epidot, klinozoisit och glimmer. I denna skålla har man funnit fossil som tyder på en överordovicisk ålder (jämför Th. Vogt: mellanordovicisk). Den översta skållan, Gasakskällan, har som typomorfa mineral oligoklas, staurolit, kyanit, glimmer och granit, och hör alltså till amfibolitfacies.

granit

Pieskiskällan består av både under- och överordoviciska bergarter och vilar på en djupt förvittrad arkeisk mikroklinggranit. Den understa avdelningen är den 400 m mäktiga Juronkvartsiten, som består av bandade kvartsiter och arkositer. På denna ligger Pieskikalken, en

ställvis 1000 m mäktig serie bestående av kalksten, kalkskiffrar och kalkfylliter. Därpå följer Staloseriens överordoviciska sandstenar, konglomerater och grafitfylliter. Efter en mellanlagrande kalksten, Titirkalken, kommer sedan Laotokserien, uppbyggd av grafitfylliter och glimmerskiffrar, sandstenar och arkoser, kalkstenar och kalkkonglomerat samt sura och intermediära effusiv. Den sammanlagda mäktigheten av den överordoviciska serien uppgår till 500-1500 m.

Vastensköllan, som ligger på Pieskisköllan, börjar nedifrån räknat med mäktiga lager av splitiska grönstenar. Denna porfyritamfibolitserie är överlagrad av fylliter och glimmerskiffrar samt mäktiga kalkstenslager och dolomitlager.

Salosköllan, följande skälla uppåt räknat, består av i stort sett samma bergarter som Vastensköllan, men starkare omvandlade. Denna skälla saknas dock helt i Sulitelmaområdet.

Gasaksköllan, den översta av områdets skällor, vilar med en obetydlig vinkeldiskordans på Vasten- och Salosköllorna. Denna skälla uppbygges av till övre ordovium hörande granatglimmerskiffer, högmetamorfa konglomerater, grafitglimmerskiffrar, sura och intermediära effusiv med agglomerater, staurolitgranatglimmerskiffrar och kvartsiter. Denna sedimentserie kan korreleras med Pieskisköllans överordoviciska konglomerat-sandstensserie. Inom Gasaksköllan ligger också Sulitelmagabbron.

Den varierande sammansättning och metamorfa utbildning, som de olika skällorna uppvisar, beror på att ju högre sköllan ligger, desto längre från väster är den transporterad. De relativt likartade Salo- och Vastensköllorna har kommit från ungefär samma område även om Salosköllan är något starkare omvandlad och har transporterats en något längre sträcka. Gasaksköllan, den översta sköllan, har kommit från ett betydligt västligare område med väsentligt högre omvandlingsgrad. Överskjutningarna inom den stora sevesköllan hade ägt rum, innan denna i sin helhet började skjutas ut över sitt underlag mot ESE.

Jämförelse mellan Th. Vogts och G. Kautskys uppfattningar

I sin publikation från år 1953 (s. 205-209) jämför G. Kautsky de resultat han kommit till vid karteringen av den svenska sidan av Sulitelmaområdet med Hj. Sjögrens och Th. Vogts resultat från den norska sidan. Därvid ersätter han Vogts Muorkiskiffer eller "kloritgranulit" med Pieskiskällans Staloserie och Laotokserie, och konstaterar, att Vogts och Sjögrens "kloritgranulit" inte är en bestämd stratigrafisk horisont, utan representerar en metamorf facies, som kan uppträda i olika stratigrafiska nivåer.

De amfiboliter och grönstenar, som ligger i den övre delen av Vogts Furulundskiffer, tolkas av Sjögren, Holmquist och Th. Vogt som Sulitelmagabbbrons omvandlade randpartier. Dessa bergarter hänförs Kautsky till Vastensskällans effusiva och intrusiva grönstenar. Alla delar av Furulundskiffrarna, som ligger i amfiboliterna eller över dessa, hör till Vastensskällan eller Gasakskällan. De understa lagren av Furulundskiffrarna, som Sjögren kallade "milda Furulundskiffrar" räknar Kautsky till den översta delen av Pieskiskällan. Gränsplanet mellan Vastensskällan och Pieskiskällan löper inom Vogts Furulundskiffer. Vogts "övre Sulitelmaskiffer" hör enligt Kautsky delvis till Vasten- och delvis till Gasakskällan. Kalkglimmerskiffrarna med kalkstenshorisonten hänföres till Vastensskällans kalkstensserie, medan Baldoaiveskiffrarna hör till Gasakskällan.

Den odeformerade Sulitelmagabbbron ligger i Gasakskällan enligt Kautsky (1953 s. 208), som påpekar att gabbbron inte har något genetiskt samband med Vastensskällans effusiva amfiboliter och porfyriter, vilka uppträder i Sulitelmamalmernas hängande.

I detta sammanhang kan noteras vad Sjögren (1895 s. 208) och Holmsen (1917 s. 12-13) skriver om de omvandlade gabbrobergarterna: Den s.k. gabbroskiffern (d.v.s. amfiboliterna och grönstenarna) uppvisar inte några säkra eruptiva kännetecken. Man kan inte heller med säkerhet avgränsa den från de andra skiffrarna, som är sedimentära. Ställvis förekommer inlagringar av oren kalksten i gabbroskiffern,

som ofta uppvisar inte endast skiffrighet utan också skiktning. Sjögren och Holmsen anser därför gabbroskiffern vara av eruptivt ursprung, inte på grund av dess petrografiska karaktär, utan endast på grund av dess geologiska uppträdande tillsammans med otvetydiga eruptiver.

Av Vogts karta över de metamorfa zoner i Sulitelmafältet kan man se, att gränslinjen mellan grönskiffer-facies och epidotamfibolitfacies sammanfaller med utgåendet av förskjutningsplanet under Kautskys Gasakskälla (Th. Vogt 1927, Pl. 39 och G. Kautsky 1953, Tafel 5). Kautskys karta visar dock inte den norska sidan av området.

Att Vogts och Kautskys olika uppfattningar om Sulitelmaområdets geologi är relativt oförenliga, framgår av referaten från den diskussion, som utspann sig efter ett föredrag om fjällkedjans geologi, som Vogt höll i Stockholm år 1949 (G. Kautsky 1949 s. 640 och Th. Vogt 1949 s. 641).

I en artikel om Sulitelmamalmernas bildningssätt går Tor Christoffersen (1962) också in på frågan om gabbrobergarterna. Han påpekar att man inte kan iakttaga en jämn faciesutveckling från ren olivingabbro via amfibolit till klorit-albitbergarter, utan att man endast finner olika starkt förskiffrade basiska bergarter. Enligt Tor Christoffersens uppfattning är dessa s.k. gabbroskiffrar basaltiska tuffer. Överskjutningsplanen sätter sin prägel på geologin i området, men Christoffersen anser dem dock inte utgöra någon egentlig gräns mellan bergarterna. Däremot har överskjutningsrörelserna förorsakat en genomgripande brecciering och en uppkomst av skiffer- och amfibolitlinser, vilka har haft en stor inflytelse på utformningen av Sulitelmamalmerna.

MALMFÖREKOMSTERNA

Läge och form

Huvudmalmerna i Sulitelmaområdet, vilka bryts av A/S Sulitelma Gruber, ligger på bägge sidor av sjön Langvann. På nordostsidan av sjön ligger bl.a. gruvorna Ny-Sulitelma, Hankabakken, Giken, Charlotta och Bursi, och på sydvästsidan ligger Sagmo och Jakobsbakken. De ekonomiskt värdefulla malmmineralen är kopparkis, zinkblände och svavelkis, dessutom förekommer allmänt magnetkis.

Malmförekomsterna ligger som linjalformiga kroppar, parallellt med skiffriheten, nära den undre kontakten mellan de s.k. gabbrobergarterna och Furulundskiffern. De flesta malmkropparna ligger i skiffern, oftast 20-50 m under kontakten, mera sällan ligger de i kontakten eller inne i amfiboliterna och grönstenarna.

Ett iögonfallande drag hos malmerna i Sulitelmaområdet är att de förekommer över ett relativt stort område, samtidigt som de i stort sett är bundna till en bestämd stratigrafisk nivå. På nordsidan av Langvann är den kisleförande zonen omkring 8 km lång, och på sydsidan kan den följas 15 km. Dessutom påträffar man på västra sidan av Baldoaivesynklinalen, 15 km väster om Jakobsbakken, några mindre malmförekomster, Stålhaugen och Baldoaive, som av Th.Vogt visats ligga i samma stratigrafiska nivå som de övriga Sulitelmaförekomsterna (1921, sid. 483 och 1927 sid. 111), se fig. 5, 6 och 7.

Visserligen har man inte någon lämplig stratigrafisk ledhorisont, med vars hjälp man direkt kunde påvisa, att malmförekomsterna inom hela området ligger i samma stratigrafiska nivå (ifall man inte direkt vill anse sulfidmaterialen utgöra en stratigrafisk nivå). Då malmerna dock i stort sett ligger konformt i skiffern, och då de dessutom överallt ligger i ett bestämt förhållande till de s.k. gabbrobergarterna, vilka också är parallellt injicerade eller inlagrade i skiffern, kan man också anse malmerna överallt ligga i stort sett i samma stratigrafiska nivå. I detalj kan dock överskärningar iakttagas.



Fig. 10 a. Karta över Langvannområdet och dess viktigaste malmförekomster. Enligt Foslie 1926.



Fig. 10 b. Sulfidmalmen inom Sulitelmaområdet. Enligt Jens A.W. Bugge 1964.



Ett annat karakteristiskt drag hos Sulitelmamalmerna är deras linjalform, d.v.s. malmens längd är flera gånger så stor som dess bredd, medan mäktigheten är relativt liten i förhållande till bredden. Längden kan vara över 1000 m, bredden är i allmänhet 100-500 m, och mäktigheten varierar från några cm upp till 10 m med ett genomsnitt av 2 m.

Ett tredje i ögonfallande drag är att malmerna ställvis uppvisar en brecciastruktur, där sulfidmaterial utgör kittet mellan brottstycken av sidobergarten. Enligt Holmsen (1917 s. 17) består malmförekomsterna dels av sulfidrika partier i den breccierade gränzonen mellan Furulundskiffern och de omvandlade gabbrobergarterna, och dels av apofyser i den underliggande skiffern. I det förra fallet innehåller malmen ofta fragment av sidobergarten, medan man i det senare fallet vanligen har att göra med kompakt svavelkis eller magnetkis med kopparkis.

I samband med de kompakta malmerna uppträder också impregnationsmalmer. Dessa förekommer vanligen i förlängningen av de kompakta malmerna och övergår gradvis i sidobergarten, som i samband med impregnationsmalmerna ofta består av sericitskiffer (Th. Vogt 1935 s. 604).

G. Kautsky placerar Sulitelmamalmerna längs, eller i omedelbar närhet av överskjutningsplanet mellan Pieski-skällan och Vastensköllan (1953 s. 201-202). Charlottamalmen ligger i själva överskjutningsplanet, medan Gikenmalmen ligger 40-50 m under detta (se profil fig. 11). Gikenmalmen begränsas på både häng- och liggsidan av Furulundskiffer. Följer man Charlotta- och Gikenmalmerna djupare in i berget, så kan man konstatera att de båda malmkropparna närmar sig varandra. Vid nivå 150 m (över Langvanns yta) delar sig Gikenmalmen, och en ny malm, Palmbergmalmen, fortsätter ungefär parallellt med Charlottamalmen.

På grund av ovannämnda profil drar Kautsky den slutsatsen, att det i samband med överskjutningen av skällan bildats sekundära förskjutningsplan, några parallella med

överskjutningsplanet (Charlotta och Palmberg) och andra bildande en vinkel med detsamma (Giken).

Figur 12, en geologisk profil längs koordinat 1360 Ø, visar emellertid förhållandena också på större djup (Kautskys profil går endast ned till nivå 60 m). På nivå ± 0 m närmar sig Palmbergzonen Giken- och Charlottamalmerna, och är alltså inte parallell med Charlottazonen, såsom Kautsky gör gällande. Mot djupet fortsätter en ny malmkropp, Nordsynken, som är parallell med Charlottazonen och som troligen utgör en fortsättning på Gikenmalmen.

Den kompakta malmens kontakt mot sidobergarterna är av varierande natur. Ibland är kontakten mycket skarp, ibland övergår malmen i impregnation. I samband med malmerna förekommer sericitskiffrar och kloritskiffrar, som ofta är rika på sulfidmineraler, främst svavelkis.

De mycket skarpa kontakter mot sidobergarterna, som ställvis finns på den kompakta malmens häng- eller ligg-sida, är uppenbarligen tektoniskt betingade och representerar förskjutningsplan. Men då den kompakta malmen i sin förlängning övergår i impregnationsmalm, som i sin tur övergår i sericit- eller kloritskiffer, är det däremot uppenbart, att metasomatiska processer spelat in.



Fig. 11. Geologisk profil, enligt G. Kautsky 1953.

Geologisk profil langs koord. 1360 Ø

Tegn. H. Olsen

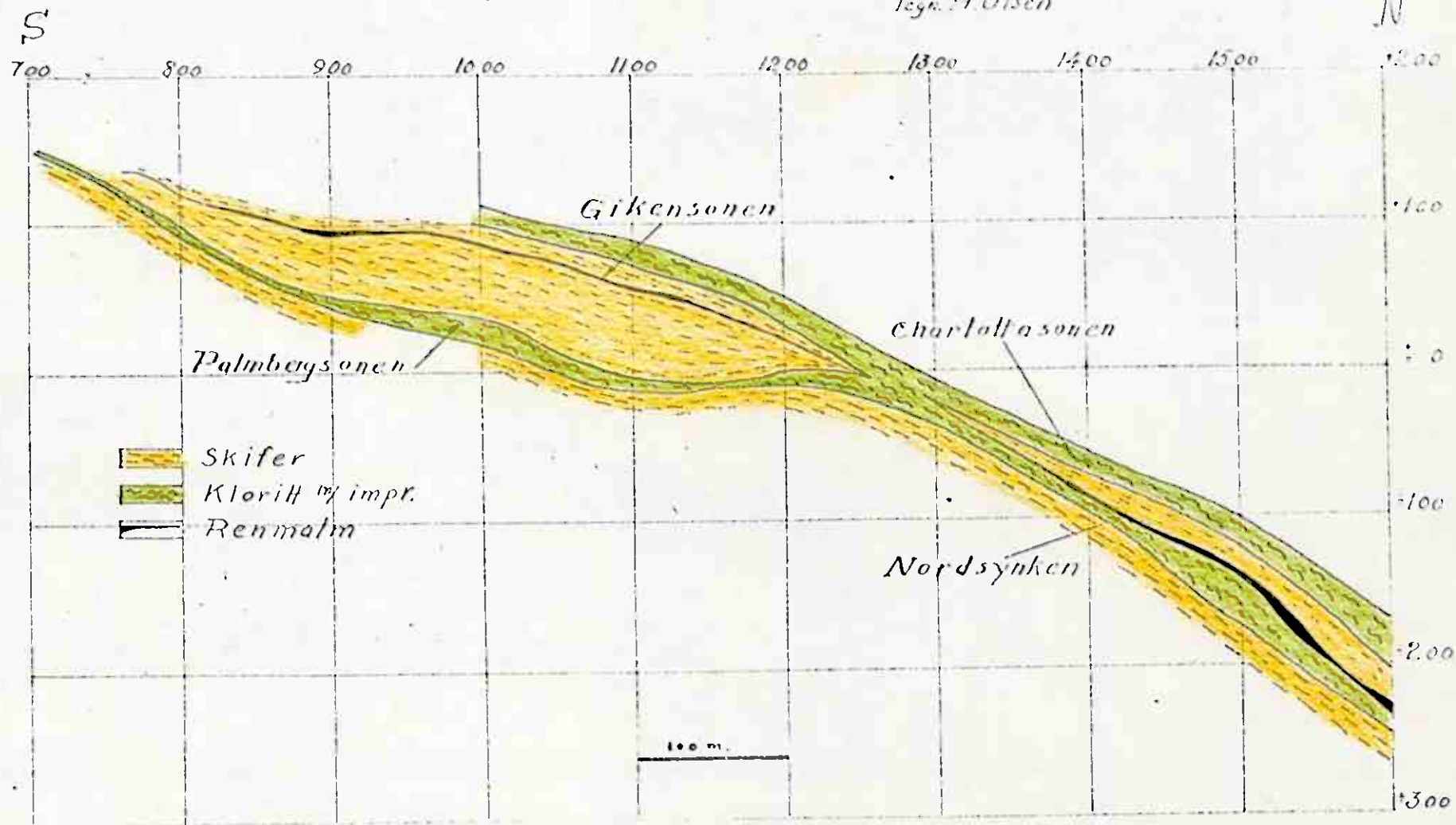


FIG. 12. Geologisk profil langs koordinat 1360 Ø.
Ejligt Tor Christoffersen 1962.

Malmernas mineralogiska sammansättning

De viktigaste malmmineralen i Sulitelmamalmerna är pyrit, magnetkis, kopparkis och zinkblände. Dessutom förekommer ett tjugotal andra malmmineral, men de uppträder i mycket små mängder och tillhör en annan paragenes.

Malmerna har med avseende å mineralsammansättning och struktur indelats i olika typer (Foslie 1926 s. 109):

- kornig svavelkis med en grundmassa av kopparkis (detta är den viktigaste typen)
- tät kopparkisförande svavelkis
- magnetkis med fläckvis kopparkis
- kompakt kopparkis med mer eller mindre magnetkis

Dessutom finns impregnationsmalmer i anslutning till de kompakta malmerna. I allmänhet är flera olika malmtyper representerade i samma malmkropp (ibid. s. 111).

Th. Vogt (1921 s. 481) indelar de kompakta kismalmerna i två huvudtyper: pyrit med kopparkis och magnetkis med kopparkis. Enligt Vogt håller sig magnetkisen till de mer perifera delarna av malmkropparna, medan man har svavelkis i de centrala delarna.

Detta förhållande demonstreras också av G. Holmsen (1917 s. 17-18) med hjälp av en schematisk profil från Sagmo gruva. Denna malmkropp ligger i en kloritrik "apofys" i skiffern, cirka 15 m under kloritamfiboliten. Den kloritrika apofysen övergår först i en kloritrik impregnationsmalm, därefter följer en kompakt, skarpt avgränsad pyritkropp. Längre ut i apofysen finns kopparhaltig magnetkis, som i apofysens spets övergår i ren magnetkis.

Enligt Th. Vogt (1921 s. 481) och F.M. Vokes (1962 s. 896) existerar det ett visst åldersförhållande mellan de olika malmtyperna. Den kompakta magnetkis- kopparkis- malmen skär tydligt genom och innehåller brettstycken av den äldre kompakta svavelkismalmen.

Malmernas kemiska sammansättning

- Huvudkomponenterna

De kemiska huvudkomponenterna i Sulitelmamalmerna är Fe, S, Cu och Zn. Kopparhalten i råmalmen varierar i allmänhet mellan 1 % och 2 %. Zinkhalten varierar betydligt mer, från 0,1 % till 2 %, på grund av zinkbländets oregelbundna förekomstsätt. Jakobsbakkenmalmen är dock betydligt zinkrikare än de övriga malmerna, och den innehåller dessutom 0,05 - 0,15 % As, medan de övriga malmernas As-halt är 0,01 - 0,05 %.

Årsproduktionen är för närvarande sammanlagt 300.000 ton råmalm med i genomsnitt 1,70 % Cu, 0,90 % Zn och 20 % S. Produktionen och kopparhalten i de olika gruvorna är följande:

	ton/år	% Cu
Ny-Sulitjelma	84.000	1,50
Giken-Charlotta	84.000	1,90
Bursi	48.000	1,60
Jakobsbakken	84.000	1,76

- Spårämnen

Spårämnenas kvantitativa förekomst i Sulitelmamalmerna har inte systematiskt undersökts, men i litteraturen finns sporadiska uppgifter om spektografiska analyser.

Co är det spårämne om vilket de flesta uppgifter föreligger. Det enda mineral, som i större utsträckning innehåller Co är arsenikkis, vars Co-halt kan vara flera procent, men detta mineral förekommer endast i små mängder.

Co ingår emellertid i kristallglittret i malmernas huvudmineral och ersätter där Fe. Björlykke och Jarp (1948 s. 153) publicerar följande analyser från Sulitelma, vilka tyvärr huvudsakligen endast är utförda på flotationskoncentrat:

Pyritkristall	0,094 % Co
Pyrit, flotat. konc.	0,059 "

Zinkblände, flotat. konc.	0.015 % Co
Magnetkis, "	0,03 "
Kopparkis, "	0,02 "

Genomsnittsprov år 1934

Pyrit, flotat. konc.	0,050 "
Pyrit, "	0,053 "
Zinkblände, "	0,012 "

C.W. Carstens (1941b s. 38) ger också en analys av en pyritkristall från Sulitelma: 51,46 % S och 0,07 % Co.

Några motsvarande analyser av Ni-halterna finns tyvärr inte publicerade. S. Foslie (1926 s. 113) anger 0,08 % Co + Ni både i anrikat kis och i flotationskoncentrat. Denna kis har till stor del bestått av pyrit med en sannolik Co-halt av 0,05 - 0,07 %. Härav kan man sluta sig till att Ni-halten högst kan ha uppgått till några hundraedels procent. Då inte några Ni-mineraler har iakttagits kan man antaga, att också Ni ingår i kristallglittret i huvudmineralen.

Co visar en tydlig tendens att anrika i pyrit. Co-halten i huvudmineralen är följande:

pyrit	-	magnetkis	-	kopparkis	-	zinkblände
0,06 %		0,03 %		0,02 %		0,015 %

Detta förhållande är i god överensstämmelse med resultat från andra Cu-malmer, jämför t.ex. Gavelin och Gabrielson 1947 s. 23.

Om Se-halten i sulfider från Sulitelma finns följande uppgifter:

Foslie (1926): i råmalmen 0,001 - 0,004 % Se

Rockenbauer och Schroll (1955): i pyrit 0,003 % Se

Rockenbauer (1961): i pyrit 0,005 % Se, samt 0,004 % och 0,0025 % enligt litteratur citerad av Rockenbauer.

Selen, som geokemiskt är nära besläktat med svavel, bildar inte egna mineral i Sulitelmaförekomsterna, utan ingår i sulfidernas kristallglitter, där Se kan ersätta S.

Variationerna i sulfidmineralens Se-halt har tolkats på olika sätt. Enligt Rankama och Sahama (1950) ersättes S diadokiskt lättare av Se vid högre temperaturer. Rockenbauer (1961) lägger dock större vikt vid regionala faktorer än vid temperaturfaktorer.

Carstens (1941b) jämför förhållandet S:Se för olika norska kisel-förekomster och ger det en genetisk betydelse. Med hjälp av selenhalten kan man, enligt Carstens, alltid skilja mellan kisel-förekomster av sedimentär Leksdalstyp och förekomster av hydrotermal-metasomatisk Lökken-Grongtyp (Rörostyp). Se-halten stiger med kopparhalten i malmen, och är större i de hydrotermala än i de sedimentära malmen.

Rockenbauers (1961) analys av pyrit från Sulitelma med 0,005 % Se hänför Sulitelmamalmerna till Carstens' hydrotermal-metasomatiska malmtyp.

Ag och Au, Sulitelmakisen innehåller enligt Holmsen (1917) 50 - 100 g Ag/ton, och enligt Foslie (1926) 20 - 40 g Ag/ton. Guldhalten är enligt Foslie maximalt 1 mg/ton, och av platina har inga spår kunnat påvisas.

Zinkbländets spårämnen. Enligt I. Oftedals (1940) spektrografiska undersökningar av spårämnen i norska zinkbländeförande förekomster, innehåller zinkbländekoncentrat från Sulitelma:

Cd 0,3 %	Hg 0,01 %
Mn 0,5 "	Ga 0,003 "
Fe 10 "	Pb 0,1 "
In 0,005 "	Ag 0,0005 "
Co 0,03 "	Sn 0,003 "
Cu 5 "	

Analysen av zinkblände från Jakobsbakken publiceras också av Vokes (1957 s. 147-148): 0,19 % Cd, 0,24 % Mn och 12,70 % Fe.

Zinkbländets rekristallisationstemperatur

Zinkbländets Fe-halt har av Kullerud (1953) visats under givna förhållanden kunna användas som en geologisk temperaturindikator. Fe-halten (egentligen Fe-, Mn- och Cd-halten) är beroende av under vilka P,T-förhållanden mineralet (re) kristalliserat, förutsatt att det då funnits ett järnsulfidöverskott.

På zinkblände från Jakobsbakken har utförts bestämningar av dess (re) kristallisationstemperatur enligt denna metod (Kullerud 1953 och 1955). Som resultat har man fått $487^{\circ} \pm 25^{\circ}\text{C}$, förutsatt att (re)kristallisationen ägt rum under ett hydrostatiskt tryck av 1500 ± 1000 atm, motsvarande ett djup av 6 ± 4 km. Som jämförelse kan nämnas, att motsvarande temperatur för Björkäsenförekomsterna är $477^{\circ} \pm 25^{\circ}\text{C}$.

Såsom längre fram kommer att påvisas har Sulitelmaförekomsterna genomgått en fullständig metamorfos med åtföljande omkristallisation av sulfiderna. Därför kan ovannämnda temperatur inte anses vara zinkbländets primära bildningstemperatur, utan dess rekristallisationstemperatur, d.v.s. den temperatur vid vilken metamorfosen försiggått.

Jakobsbakken, varifrån Kulleruds material härstammar, befinner sig på gränsen mellan epidot-amfibolit- och amfibolitfacies. Enligt Turner-Verhoogen (1960) är temperaturen för metamorfosen i (den utvidgade) grönskifferfacies $300^{\circ} - 500^{\circ}\text{C}$, och i almandin-amfibolitfacies $550^{\circ} - 750^{\circ}\text{C}$. Barth (1962) anger metamorfofotemperaturen i amfibolitfacies till $400^{\circ} - 500^{\circ}\text{C}$. Temperaturen 487°C kan alltså anses vara en rimlig rekristallisationstemperatur för kismalmerna.

I detta sammanhang kan nämnas, att Ramdohr (1953 s. 18) beskrivit kismalmer, som har rekristalliserat vid 600°C . Den temperatur, som angivits för Sulitelmaförekomsternas rekristallisation, kan alltså inte anses vara exceptionellt hög.

Åldersbestämningar

Åldersbestämningar, som baserar sig på blyisotopförhållandet i blyglans, har utförts på 33 norska blyglansförekomster av Moorbath och Vokes (1963).

Materialet från Jakobsbakken härstammar från en antimonrik paragenes, som påträffas i hängen av huvudmalmen och som är yngre än denna. Blyglansen ger en konkordant kaledonisk ålder av 390 ± 70 miljoner år. Som jämförelse kan nämnas, att blyglans från Björkåsen ger en ålder av 400 ± 80 miljoner år.

Den allmänt accepterade åldern för den kaledoniska orogenesisen är cirka 400 miljoner år. Åldern för blyglansen från den antimonrika paragenesen i Jakobsbakken är alltså i god överensstämmelse med denna ålder.

Antimonrika parageneser

Förutom de fyra huvudmineralen pyrit, magnetkis, kopparkis och zinkblände förekommer i samband med Sultelmamalmerna dessutom cirka 20 andra malmmineral. Många av dessa är Sb-haltiga och har visats höra till andra parageneser än huvudmalmen. Dessa parageneser har utförligt beskrivits av P. Ramdohr (1938). Materialet för Ramdohrs undersökningar härstammar från Jakobsbakken och har insamlats från sorteringsbandet på grund av dess avvikande utseende.

Mellan mineralen i dessa parageneser har enligt Ramdohr olika utbytes- eller förträngningsreaktioner ägt rum, ibland med och ibland utan materialtillförsel. Sålunda har t.ex. mellan geokronit och blyglans bildats en myrmekitisk sammanväxning av blyglans och boulangerit. Det finns också exempel på, att falerts genom någon form av avblandning omvandlats till en blandning av falerts, kopparkis, arsenikkis och gudmundit, eller i ett annat fall till magnetkis och gudmundit. I några fall kan man konstatera en tillförsel av Sb, Pb och Ag, och en bortförsel av As och Cu.

Åldersförhållandet mellan mineralen är ofta svårt att fastslå. I många fall finns tydliga tecken på, att en mekanisk deformation ägt rum.

Parageneserna indelas av Ramdohr i:

1. Falerts-arsenkis-gudmundit-paragenesen
2. Geokronit-blyglans-disten-paragenesen
3. Wolfsbergit-blyglans-pyrargyrit-paragenesen

Följande 23 malmmineral har av Ramdohr påvisats i dessa parageneser:

elektrum	(Au,Ag)
gediget antimon	Sb
"kubisk dyskrasit"	(Ag _x Sb _y) ? (Sb-haltigt silver)
magnetkis	Fe _{1-n} S
zinkblände	ZnS
pyrit	FeS ₂
danait	(Fe,Co)AsS
gudmundit	FeSbS
löllingit	FeAs ₂
blyglans	PbS
dyskrasit	Ag ₃ Sb
kopparkis	CuFeS ₂
kubanit	CuFe ₂ S ₃
vallerit	Cu ₃ Fe ₄ S ₇
wolfsbergit	CuSbS ₂
bournonit	CuPbSbS ₃
boulangerit	Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁
jamesonit	Pb ₄ FeSb ₅ S ₁₄
falerts	(Cu ₂ ,Fe,Zn,Ag ₂) ₃ (Sb,As) ₂ S ₆
falerts II	Ag-rik
geokronit	Pb ₅ Sb ₂ S ₈
pyrargyrit	Ag ₃ SbS ₃
rutil	TiO ₂

Dessutom nämner Ramdohr att det förekommer ett antal oidentifierade mineral. I detta sammanhang kan nämnas, att i samband med undersökningar för föreliggande avhandling också meneghinit, Pb₄Sb₂S₇, har konstaterats uppträda i

Jakobsbakkens antimonrika parageneser.

Sb-rika parageneser har beskrivits från ett antal olika kisleförekomster, t.ex. Boliden (Ödman 1941), Rio Tinto (Bateman 1927), Bjurliden (Gavelin 1936), Yläjärvi (Saksela 1947), Aijala (Kaitaro och Vaasjoki 1950), etc. I alla dessa fall torde det röra sig om hydrotermala bildningar, som ofta uppträder i kvarterika sprickor eller ådror, och som uppenbarligen är något yngre än de kisleförekomster som de är associerade med.

Övriga mineral i malmerna

Några uppgifter om vilka silikatmineral som normalt ingår i de kompakta kismalmerna föreligger inte. Man kan dock i malmproven makroskopiskt iakttaga runda kvartskorn och fältspatkorn i de kompakta malmerna från t.ex. Giken och Charlotta.

I samband med malmerna uppträder däremot gånger med hornblände, anhydrit, gips, baryt och celestit (Th. Vogt 1935 s. 605).

Av zeoliter och med dem besläktade mineral har påträffats apofyllit, okenit, heulandit, desmin, laumontit, harmontom och skolecit. Dessa är relativt sena bildningar.

Ännu yngre än zeoliterna är dock mineralet thaumasit, $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot 14,5\text{H}_2\text{O}$, som påträffats i Giken, Charlotta och Holmsen gruvorna, och som bildats vid mycket låga temperaturer. Dess kristallvatten avges vid $95^\circ - 120^\circ\text{C}$. Det uppträder i gånger tillsammans med baryt, anhydrit och gips, och har troligen kristalliserat ur lösningar, men kan också delvis ha uppstått genom förträngning av t.ex. gips (Th. Vogt 1938).

Malmmineralen, egna undersökningar

I anslutning till föreliggande avhandling gjordes malmmikroskopiska undersökningar av ett antal polerslip, gjorda av det material från Sulitelma, som finns i Helsingfors Universitets geologisk-mineralogiska instituts samlingar.

a. Huvudparagenesen

Pyrit FeS_2

Huvudmineralet i Sulitelmaförekomsterna är pyrit. Utmärkande för pyriten i dessa malmer är att den ibland förekommer i form av mycket stora avrundade kristaller i en grundmassa bestående av kopparkis eller magnetkis, såsom t.ex. i Charlotta gruvan. Den största kristallen härifrån rapporteras ha vägt 10,6 kg. De flesta av de avrundade pyritkristallerna är dock betydligt mindre, i allmänhet från några mm till några cm i genomskärning.

Ofta uppträder pyriten också i form av skarpkantade kubformiga kristaller i en grundmassa av magnetkis, såsom t.ex. i Jakobsbakken. Skarpkantade kristaller, som kan vara antingen kubformiga eller tavelformiga och som är några cm i genomskärning, uppträder också i kloritskiffern, t.ex. i anslutning till Charlottamalmen.

Kataklastisk struktur förekommer, men är inte speciellt allmän. Den är vanligare i de skarpkantade kristallerna, och sprickorna visar där en otydlig tendens att förekomma i kristallens randpartier och att vara parallella med kubens kanter. Många av de skarpkantade kristallerna och de flesta avrundade kristallerna visar dock inga spår av kataklastisk struktur, liksom inte heller kopparkisen eller magnetkisen.

Någon pleokroism har inte iakttagits hos pyriten, men däremot är anisotropieffekten tydlig, trots att mineralet är kubiskt. Anisotropieffekten har iakttagits såväl i de avrundade och de kubformiga som i de tavelformiga pyritkristallerna. Den är ungefär lika tydlig som i kopparkisen. I diagonalställningarna ser man blågråa och brunröda

Fig. 14. Skarpkantade pyritkorn i en mellanmassa bestående av magnetit (Fe), silikat (svart) och zinkblande (Zn). Inneslutningarna består av zinkblande och silikat. Jakobsbäcken. 1 ntc. 50 x. (A 1982)

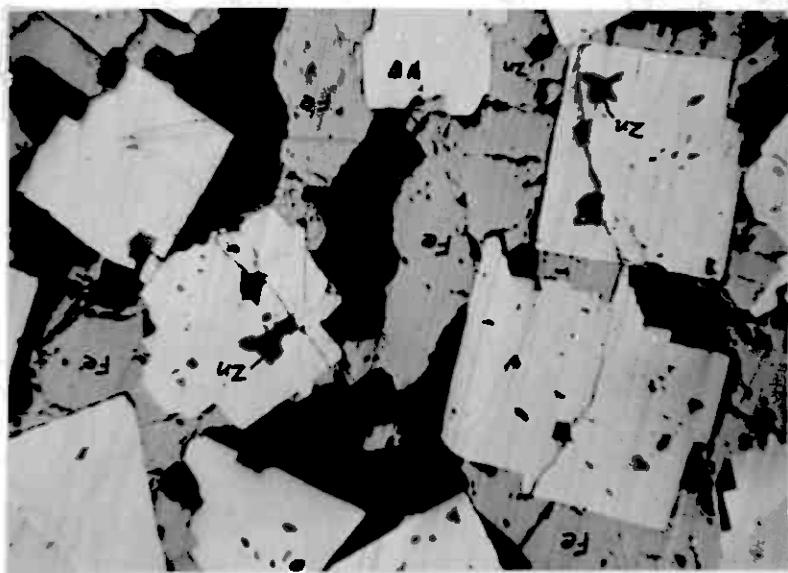
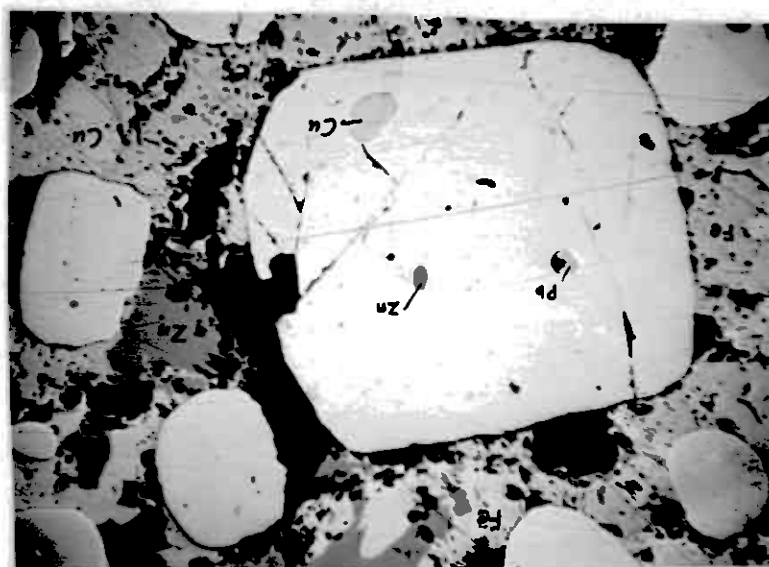


Fig. 13. Avrundade pyritkorn i en mellanmassa bestående av magnetit (Fe), kopparkis (Cu), zinkblande (Zn) och silikat (svart). Inneslutningarna består av koppar-kis, zinkblande, blyglans (Pb) och silikat. 1 ntc. 50 x. (A 2030)



färg effekter. Orsaken till anisotropin är oklar. Den kan möjligen bero på förekomsten av främmande joner i kristallgittret, såsom kobolt eller arsenik.

Inneslutningarna i pyritkornen består av kopparkis, zinkblände, silikat, blyglans, magnetkis och pyrit. De vanligaste inneslutningarna är kopparkis och zinkblände; kopparkis i de kopparrika malmerna och zinkblände i de zinkrika malmerna. Kopparkisen bildar oregelbundet rundade inneslutningar, och zinkbländet oregelbundet skarpkantade. Silikatkornen är ofta långsträckta och står då vinkelrätt mot varandra, så att deras längdriktning är parallell med pyritkubens kanter. Blyglansen förekommer som små runda korn. Magnetkisen bildar mycket sällan inneslutningar, men kan dock förekomma i randpartierna av de stora avrundade pyritkornen.

Ett intressant fenomen är förekomsten av små pyritinneslutningar både i de avrundade och i de skarpkantade pyritkristallerna. De kan lättast iakttagas mellan korsade nicoler på grund av anisotropieffekten, då när deras kristallografiska orientering avviker från värdkristallens. Pyritinneslutningarna har i övrigt samma optiska egenskaper som värdkristallen. Dessa inneslutningar kan också iakttagas utan analysator, då man höjer mikroskoptuben, emedan pyritens hårdhet varierar något i olika kristallografiska riktningar. Det inneslutna pyritkornet verkar därför ibland hårdare, ibland mjukare än värdkristallen. Då det finns flera små pyritinneslutningar i en större pyritkristall, kan man av inneslutningarnas anisotropieffekt sluta sig till, att de alla har samma kristallografiska orientering. Längs gränsen mellan pyritinneslutningarna och värdkristallen finns ofta små korn av andra mineral, såsom kopparkis, zinkblände och silikat.

Inneslutningarna av de olika mineralen är vanligen helt oregelbundet anordnade (se fig. 13 och 14). Ibland finns dock en tendens till zonal anordning, som någon gång kan vara mycket tydlig. I figur 16 ser man zinkbländeinne-

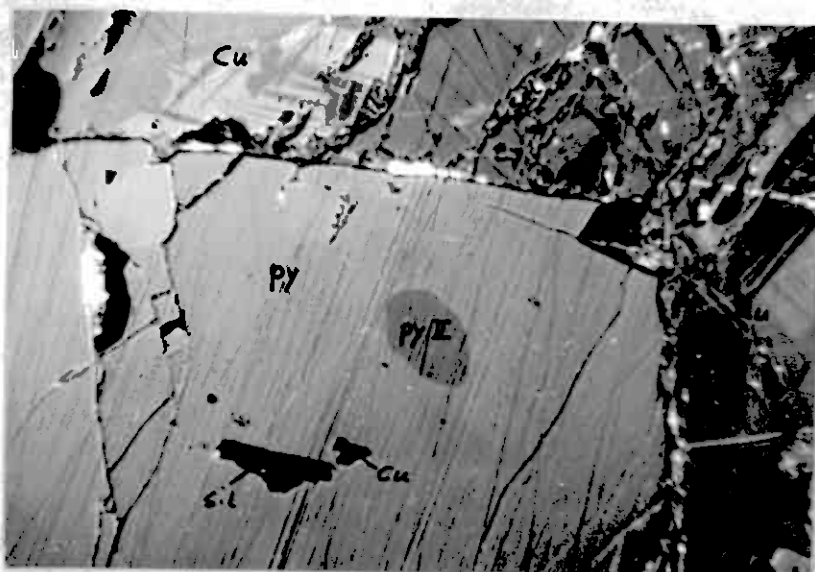


Fig. 15. Ett pyritkorn (py) omgivet av kopparkis (Cu). I kopparkisen finns silikatfyllda sprickor (sil). Inneslutningarna i pyriten är silikat, kopparkis samt pyrit (py II), som urskiljs på grund av pyritens anisotropieffekt. Gikenmalmen. + nic. 50 x. (A 1987)

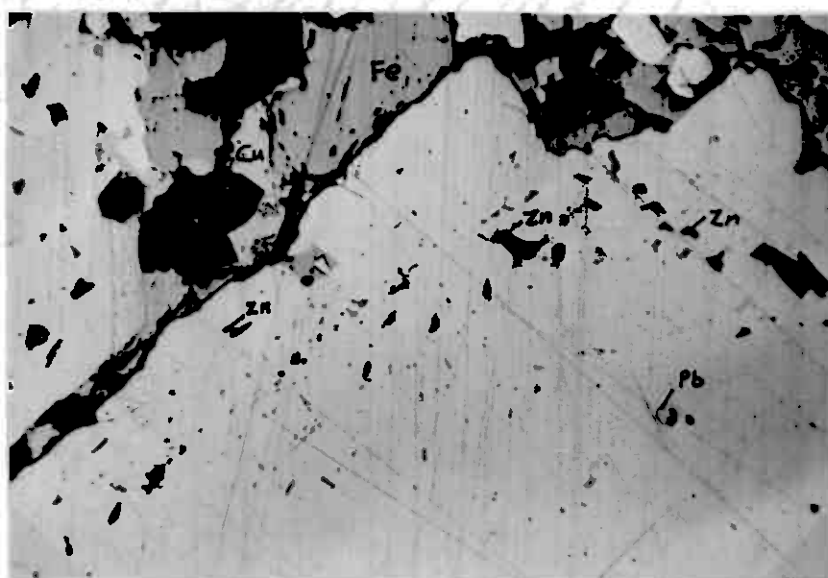


Fig. 16. Ett pyritkorn omgivet av magnetkis (Fe), zinkblände (Zn) och kopparkis (Cu). Inneslutningarna i pyriten är zinkblände, blyglans (Pb) och silikat (svart). Zinkbländeinneslutningarna är zonalt anordnade, parallellt med pyritkubens kanter. Jakobsbakken. 1 nic. 50 x. (A 1982)

slutningar, som är anordnade i rader, vilka är parallella med kubens kanter. Denna struktur kan vara ett resultat av förträngning, således att lösningar trängt in längs klyvytor, som varit parallella med kubens kanter och som senare hopläkts, och genom lösningarnas förmedling har zinkbländet ställvis förträngt pyriten. En annan möjlighet är, att dessa zinkbländekorn är mekaniska inneslutningar, d.v.s. att de inkorporerats under ett bestämt stadium i pyritporfyroblasternas tillväxt.

I detta sammanhang kan nämnas, att M. Suomalainen (1961) genom elektrolytisk etsning påvisat, att pyritkristallerna från Charlotta gruvan inte uppvisar någon zonal struktur, utan är alltigenom homogena.

I några av de större avrundade pyritkornen som visar kataklastisk struktur finns sprickor fyllda med magnetkis. Denna magnetkis är uppenbarligen ett resultat av en förträngning av pyriten, men den kan också i några fall ha trängt mekaniskt in i sprickorna. I några av sprickorna i randpartierna av dessa pyritkristaller finns också kopparkis. Några typiska reliktsstrukturer har inte iakttagits, av vilket man kan sluta sig till, att någon förträngning inte ägt rum i större utsträckning.

En karakteristisk egenskap hos pyrit är dess stora kristallisationsförmåga och dess tendens att bilda idiomorfa kristaller och porfyroblaster. Det är uppenbart, att de stora pyritkristallerna från Sulitelma med sina inneslutningar av en rad olika mineraler måste uppfattas som porfyroblaster, vilka bildats i samband med den regionalmetamorfos och omkristallisation som malmerna genomgått. Denna uppfattning har också framförts av Carstens (1941a) och Ramdohr (1960).

Kopparkis CuFeS_2

Kopparkisen förekommer i varierande mängder i de olika malmtyperna i Sulitelma. Den utgör ofta grundmassan mellan pyritkristallerna, och är allmän i samband med de avrundade pyritporfyroblasterna

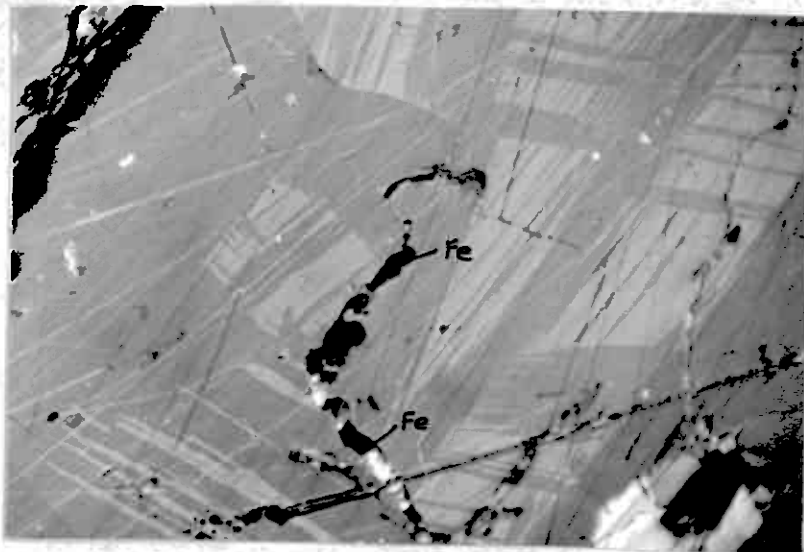


Fig. 17. Kopparkis med lamellstruktur. I kopparkisen finns små magnetiskorn (Fe). + nic. 50 x.

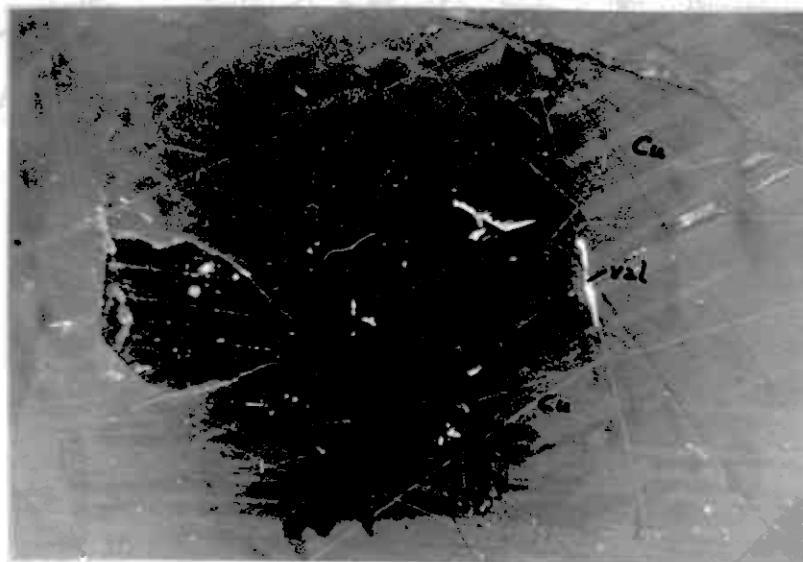


Fig. 18. Valleriit (val) i kopparkis (Cu). Kopparkisens lamellstruktur genomsättes ställvis av kopparkiskorn med en annan kristallografisk orientering. Kornet till vänster är pyrit (py). Gikenmalmen. + nic. 50 x. (A 1987)

Kopparkisen är anisotrop och visar en tydlig lamellstruktur. Lamellerna är vanligen inte jämbreda, och de smalare lamellerna är ofta spetsiga (se fig. 17). Denna lamellstruktur genomsättes ibland av oregelbundet formade kopparkiskorn, som har en annan kristallografisk orientering än lamellerna (se fig. 18).

I kopparkisen kan som inneslutningar förekomma alla övriga i malmens huvudparagenes uppträdande mineral.

Som avblandningsprodukt uppträder i kopparkisen valerit i form av små, oregelbundet långsträckta korn (se fig. 18). I kopparkisen finns ibland små rundade magnetkiskorn i rad efter varandra (fig. 17). Denna struktur kan också tolkas som en form av avblandning (Ramdohr 1960).

Magnetkis

Magnetkisen ingår i grundmassan mellan pyritkristallerna eller bildar kompakta partier, och uppträder vanligen tillsammans med kopparkis.

På grund av magnetkisens pleokroism och anisotropi kan man lätt urskilja de enskilda allotriomorfa kornen, också då magnetkisen bildar kompakta partier. Kornstorleken varierar från 3 mm till 0,1 mm, vanligen är den dock mellan 1 mm och 0,5 mm. Kornen är ofta långsträckta.

Någon lamellstruktur har inte iakttagits. Däremot ser man i några korn undulös utsläckning. Några av magnetkiskornen är mörkare och mjukare än huvudparten av kornen.

Magnetkiskornen innehåller inte i större utsträckning andra mineralkorn som inneslutningar. Silikatcorn finns ofta längs gränserna mellan kornen, och ibland förekommer också små silikatcorn inne i magnetkiskornen.

I samband med några silikatfyllda sprickor i magnetkisen uppträder tetragonal järnsulfid (fig. 19).

Zinkblände ZnS

Zinkbländets uppträdande i Sulitelmamalmerna är mycket oregelbundet. Malmernas zinkhalt varierar mellan 0,1 % och 2 %. Jakobsbakkenmalmen är dock regelbundet

zinkrikare än de övriga malmerna.

Zinkbländet bildar inga kompakta partier, utan ingår i små mängder i de olika malmtyperna. Eftersom zinkbländet varken är pleokroiskt eller anisotropt, kan man inte i mikroskopet urskilja de enskilda kornen. Kornens eller kornaggregatens genomskärning är sällan större än 1 mm.

Zinkbländets kemiska sammansättning har behandlats i avsnittet om spårämnen i malmerna.

I pyritporfyroblasterna förekommer zinkblände i form av oregelbundet skarpkantade inneslutningar. Någon enstaka gång kan dessa inneslutningar vara zonalt anordnade (fig.16).

I zinkbländet förekommer såsom inneslutningar korn av kopparkis, blyglans och silikat. Blyglansen bildar vanligen alldeles små runda korn. Kopparkisen uppträder ibland i zinkbländet som små långsträckta korn, vilka är anordnade i rader vinkelrätt mot varandra. Detta är troligen ett resultat av avblandning.

Blyglans PbS

Blyglansen förekommer i mycket små mängder i Sulitelma-malmerna, men man påträffar den dock regelbundet i de olika malmtyperna i form av mycket små korn, sällan över 0,1 mm i genomskärning. Mineralen är inte pleokroiskt eller anisotropt, och det är mjukare än kopparkisen. Blyglansen förekommer vanligen som små rundade inneslutningar i pyrit, zinkblände och kopparkis. I pyriten uppträder den ofta i samband med kopparkisinneslutningarna.

Valleriit $\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7$

I kopparkisen förekommer som avblandningsprodukt valleriit. Detta mineral bildar små långsträckta korn, vilka är mindre än 0,2 mm i genomskärning (fig.18).

På grund av sina optiska egenskaper är valleriiten lätt att känna igen i mikroskopet. Reflexionspleokroismen

är tydlig. I sin ljusa ställning har valleriiten samma färg som kopparkisen, i sin mörka ställning är den grå med en dragning mot violett. Anisotropin är det säkraste kännetecknet. Mineralen utsläcks fyra gånger på ett helt varv. I diagonalställningen kan valleriiten lättast iakttagas.

Valleriiten har uppkommit genom avblandning ur kopparkis, som vid högre temperatur innehållit ett överskott FeS . Överskott. Valleriiten anses indikera, att kopparkisen har (re)kristalliserat i en temperatur över 250°C .

Tetragonal järnsulfid (mackinawit)

I sprickor i magnetkisen finns ibland ett pleokroiskt och kraftigt anisotropt mineral. I polariserat ljus varierar dess färg från ljusbrunt till grått. Anisotropieffekten är mycket tydlig. Mineralen utsläcks fyra gånger på ett helt varv. Det är något mjukare än magnetkisen.

Mineralen förekommer i silikatfyllda sprickor i magnetkisen, huvudsakligen mellan silikaterna och magnetkisen (fig. 19). Det bildar mycket små korn, mindre än $0,05\text{ mm}$ i genomsnitt, men alla korn längs samma spricka har samma kristallografiska orientering, av deras pleokroism och anisotropieffekt att döma.

Mineralen är uppenbarligen tetragonal FeS , som Kouvo och Vuorelainen år 1962 för första gången identifierade i Outokumpumalmen (Kouvo et al. 1963). Senare har detta mineral också påvisats i Luikonlahti- och Ylöjärvimalmerna i Finland. Amerikanska forskare har gett mineralen namnet mackinawit (Evans et al. 1964).

Tetragonal järnsulfid anses uppstå genom förträngning av magnetkis, och den kan i sin tur förträngas av magnetit.

b. En antimonrik paragenes

Bland det undersökta materialet fanns ett prov, som var rubricerat "falerts från Jakobsbakken". Detta prov visade sig vid den mikroskopiska undersökningen bestå av



Fig. 19. Silikatfyllda sprickor (sil) i magnetkis (Fe). Mellan magnetkisen och silikaterna finns tetragonal järnsulfid (T). Dessutom pyrit (py), kopparkis (Cu) och zinkblände (Zn). Gikenmalmen. + nic. 50 x. (A 1987)



Fig. 20. Meneghinit (m) och bournonit (b). Bournoniten visar lamellstruktur. Dessutom zinkblände (Zn) och magnetkis (Fe). Jakobsbakken. + nic. 50 x. (A 1984)

två s.k. sulfosalter samt zinkblände, magnetkis och blyglans.

Zinkblände- och magnetkiskornen bildar aggregat, som är flera mm i genomskärning. De två sulfosalterna uppträder alltid tillsammans och utgör huvudparten av polerslipets yta. De båda mineralen är svåra att identifiera med rent optiska metoder, då det finns ett stort antal olika sulfosalter med nästan samma optiska egenskaper. Röntgenografiska undersökningar gav dock vid handen, att huvudmineralet i denna paragenes är meneghinit. Det andra mineralet är troligen bournonit, eller möjligen seligmannit.

Meneghiniten uppträder i form av xenomorfa, långsträckta korn, som är cirka 1 mm i genomskärning. De långsträckta kornen är vanligen parallellt anordnade, så att en skiffrig struktur uppkommer. Mellan, eller inne i, meneghinitkornen förekommer bournonit i form av långsträckta, ofta lamellartade korn.

Meneghinitens kemiska formel är enligt Ramdohr (1960) $Pb_4Sb_2S_7$ eller $CuPb_{13}Sb_7S_{24}$. Med det undersökta provet följde en kemisk analys:

Pb	64,67 %
S	18,85 "
Cu	2,50 "
As	6,74 "
Sb	5,89 "
Fe	1,60 "
Zn	0,32 "

100,57 %

Man måste räkna med att en liten mängd bournonit kan ha ingått i det analyserade materialet. Därför är det osäkert om denna analys anger meneghinitens exakta kemiska sammansättning. Den höga As-halten är dock i ögonenfallande; mineralet eller mineralen innehåller något mera

As än Sb. Den kemiska analysen skulle förutsätta den ungefärliga formeln $\text{Cu}_2\text{Pb}_{13}\text{As}_4\text{Sb}_2\text{S}_{24}$.

Meneghiniten är något mjukare än bournoniten. Enligt Ramdohr (1960) är meneghinitens sliphårdhet 2,5 och bournonitens 2,5 - 3. Båda mineralen är ljusa med en god reflexionförmåga. Meneghiniten är något ljusare, men den är tydligt pleokroisk, och i sin mörkare ställning har den samma färg som bournoniten. Dess ljusaste färg är rent vit, de mörkare nyanserna är gråa med en svag skiftning i brunt eller grönt.

Hos bournoniten har inte någon tydlig pleokroism iakttagits. Detta mineral är ljusgrått med en dragning mot grönt i jämförelse med meneghiniten i dennas ljusare ställning.

Anisotropieffekten är mycket tydlig hos bägge mineralen. Meneghiniten är i diagonalställningarna mörkare eller ljusare grå, medan bournoniten visar skiftningar i blågrått och gulbrunt.

Lamellstruktur är relativt vanlig i bournoniten, men den har inte iakttagits i meneghiniten. Långa magnetkiskornens gränser bildar meneghiniten och bournoniten ibland en myrmekitisk sammanväxning.

Blyglansen förekommer endast i obetydliga mängder, och bildar små korn, ofta längs gränsen mellan de två sulfosalterna eller inne i meneghiniten. Blyglansen är något hårdare än meneghiniten, men mjukare än bournoniten. I jämförelse med sulfosalterna verkar blyglansen vara svagt rosafärgad.

I några meneghinitkorn finns flera oregelbundet formade bournonitkorn, vilkas kristallografiska orientering är samma, av kornens parallella lamellstruktur att döma. Detta är uppenbarligen en relikstruktur, som uppkommit genom att meneghiniten delvis förträngt bournoniten. Magnetkisen visar också tecken på att den förträngts av meneghinit. Vid denna förträngning bildas den myrmekitiska sammanväxningen av meneghinit och bournonit.

En förutsättning för att meneghiniten skall kunna förtränga bournoniten är en tillförsel av Pb och en bortförsel av Cu, vilket är i överensstämmelse med Ramdohrs iakttagelser (1938). Enligt Ramdohr sker samtidigt en tillförsel av Sb och en bortförsel av As. I detta fall kunde man analogt vänta sig, att Sb/As-förhållandet är större i den förträngande meneghiniten än i bournoniten. Kemiska analyser av de rena mineralen saknas dock.

För att identifiera sulfosalterna gjordes röntgenografiska undersökningar. Meneghiniten identifierades med hjälp av en röntgendiffraktometer. Därefter bestämdes dess d-värden möjligast exakt. Härvid användes Cu-strålning och Ni-filter, och rotationshastigheten var $0,5^\circ/\text{min}$. Som inre standard användes silikon. De erhållna d-värden ses ur tabell 2.

I Ivar Oftedals "Oversikt over Norges Mineraler" (1948) upptas inte meneghinit bland de i Norge påträffade mineralen. Från Finland har en meneghinitförekomst i Aija-la beskrivits av Kaitaro och Vaasjoki (1950).

För undersökningen av bournoniten borrarades under mikroskopet små mängder av mineralet ur polerslipet. Det sålunda erhållna pulveriserade materialet var relativt rent, men mängden var så obetydlig, att man inte kunde använda röntgendiffraktometern till identifiering. Däremot undersöktes pulvret med hjälp av en 57,6 mm Debye-Scherrer-kamera. Av de d-värden och intensiteter som erhöles, kan man sluta sig till att mineralet antingen är bournonit, CuPbSbS_3 , eller seligmannit, CuPbAsS_3 . Resultaten passar emellertid inte helt tillfredsställande in på någotdera mineralen.

Av de optiska egenskaperna tyder färgen (med skiftningen i grågrönt) på att det är fråga om bournonit, hellre än seligmannit, som skall skifta i rosa (Ramdohr 1960). Bournonit skall dock ha endast en svag anisotropieffekt, medan det undersökta mineralet har en relativt tydlig, färgad anisotropieffekt. Det är sannolikt, att det inte är fråga om ett rent mineralspecies utan en isomorf serie.

Tabell 2

Meneghinit Sulitelma		Meneghinit ASTM	
a (Å)	I	a (Å)	
4.44	10		
4.14	20	4.10	30
3.74	90	3.70	90
3.69	20		
3.67	20		
3.62	20		
3.50	40	3.52	10
3.43 B	15		
3.29	100	3.29	100
3.09	20		
3.08	15	3.07	10
3.03	10		
2.943	45		
2.924	60	2.91	80
2.761 B	20		
2.748	35	2.74	40
2.660	30	2.64	30
2.401	10	2.41	10
2.381	10		
2.298	15	2.30	10
2.248	20	2.24	30
2.188	10	2.19	30
2.126	10	2.12	10
2.080	25	2.07	50
2.067	30		
1.978	30	1.967	40
1.932	10	1.935	10
1.894 B	15	1.875	40
1.861	10		
1.847 B	10	1.846	10
1.807	15	1.799	20
1.785 B	10	1.779	10
1.723	15	1.717	40
1.555	10	1.537	10
1.485	10	1.480	10
1.399 B	10	1.396	30

Olika uppfattningar om Sulitelmamalmernas genesis

1. Inledning

Malmförekomsterna i Sulitelma måste ses i relation till den kaledoniska orogenetiska zonen som en helhet. Denna zon, som i Norge sträcker sig över 1500 km från Bergen i SW till Tromsö i NE, utgör en klassisk metallogenetisk provins (se fig. 1).

Denna provins karakteriseras av kismalmer, som innehåller 0-4 % Cu och små, varierande mängder Zn. Trots den relativt enkla kemiska sammansättningen förekommer det många olika malmtyper, beroende på malmineralen och deras inbördes förhållanden samt malmkropparnas form och geologiska uppträdande.

En mångfald teorier har också under tidernas lopp föreslagits för malmernas bildningssätt. I början av 1800-talet ansågs de vara av sedimentärt ursprung, men mot slutet av seklet framlades också teorier om ett eruptivt uppkomstsätt. J.H.L. Vogt var ursprungligen anhängare av den sedimentära ursprungsteorin, men i sitt verk "Über die Kieslagerstätten von Typus Rörös, Vigsnäs, Sulitelma und Rammelsberg in Deutschland" 1894 gick han över till den eruptiva (eller epigenetiska) teorin. Också W.C. Brögger slöt sig snart till denna uppfattning.

Ända fram till omkring 1920 hade de norska kisförekomsterna ansetts vara antingen sedimentära eller magmatiska. Man hade inte varit inne på tanken att både sedimentära och magmatiska typer kunde vara representerade. År 1919 visade Carstens, att det fanns en kvantitativt underordnad malmtyp (Leksdalstypen), som otvivelaktigt var sedimentär. Under de närmast följande årtiondena skilde man sedan mellan två huvudgrupper av kaledoniska kisförekomster: den mindre sedimentära gruppen och den större epigenetiska gruppen, som stod i förbindelse med magmatiska bergarter. Därefter rörde sig diskussionen kring de epigenetiska malmernas bildningssätt.

2. Den eruptiva teorin

Den främsta förkämpen för den eruptiva teorin var J.H.L. Vogt. I den stora läroboken i malmgeologi av Bey-schlag-Krusch-Vogt (1910) hänför han de norska kisleföre-komsterna till den s.k. intrusiva kisgruppen. Han förkla-rar (s.307), att malmerna inte avsatts ur cirkulerande lösningar, utan att de måste ha injicerats på en gång i form av en kismagma, som avskiljts i ett tidigt stadium från en basisk magma. Denna uppfattning om malmernas uppkomstsätt blev dominerande under flera tiotal år.

J.H.L. Vogts teori utvecklades senare av hans son Th. Vogt, som år 1921 lade fram bevis för Sulitelmamalmernas intrusiva bildningssätt och beskrev kisernas magmatiska differentiation: Svavelkisen kristalliserar först och upp-träder därför som stora porfyriska korn. Att magnetkisen och kopparkisen ofta förekommer i de perifera delarna av mal-merna, är ett resultat av en utpressning (squeezing) av den delvis kristalliserade kismagman.

Då sulfiderna har relativt höga smältpunkter (magnet-kisen smälter vid ungefär 1170°C), kunde man vänta sig, att också den inträngande kismagman har haft en hög tempe-ratur. Det finns dock ingenting i Sulitelma som tyder på att det skulle ha varit en stor temperaturskillnad på de injicerade kiserna och de omgivande skiffrarna, som har kristalliserat i amfibolit- eller albit-epidot-amfibolit-facies. Th. Vogt antar, att kisernas injektionstemperatur har varit cirka 600°C . Sänkningen av kisernas smältpunkter beror enligt Th. Vogt (1921 s. 484) på att kismagman inne-hållit en stor mängd upplösta gaser, framför allt vatten-ånga.

Th. Vogt utvecklade vidare den eruptiva teorin i pub-likationen "Origin of the Injected Pyrite Deposits", 1935. Där förklarar han med hjälp av fasdiagram hur en gabbro-magma kan ge upphov antingen till en nickelhaltig magnet-kismalm eller till en kopparhaltig pyritmalm. Enligt Vogt kristalliserar nickelrika kismalmer i ett tidigt stadium ur en "torr" gabbro-

magma och anrikas gravitativt. Ur en H_2O -rik gabbromagma kristalliserar däremot silikaterna före sulfiderna, varvid Ni bindes (d.v.s. ersätter Mg och Fe) i silikaterna. De Ni-fattiga sulfiderna kristalliserar senare och anrikas genom utpressning i samband med bergsveckningsrörelserna.

Sulitelma anses av Th. Vogt i ovanstående publikation (1935 s. 604) vara en typlokalitet för de intrusiva kismalmerna.

3. Carstens' hydrotermal-metasomatiska teori

O.W. Carstens' första viktiga bidrag till diskussionen kring de norska kislekomsaternas genesis var att han år 1919 visade, att det finns en malmtyp som otvivelaktigt är av sedimentärt ursprung (Leksdalstypen). Senare (bl.a. 1932, 1935, 1936 och 1945) publicerade Carstens en rad arbeten om de kaledoniska kislekomsaternas bildningssätt. Han var själv verksam närmast inom Trondheimsfältet, men många av hans arbeten rör de norska kislekomsaterna i allmänhet. Dessutom publicerade Carstens under 1940-talet ett stort antal arbeten om de norska kismalmernas geokemi (1941, 1942, 1945 och 1947).

Enligt Carstens kan de norska kislekomsaterna (här inte inberäknat de s.k. nickelmagnetkislekomsaterna) indelas i fyra huvudgrupper:

a. Leksdalstypen omfattar de kislekomsater, som åtföljer s.k. grönstenar (metamorfa ordoviciska basaltlager), och som har bildats som biokemiska sediment (av exhalativt ursprung) samt avlagrats mellan submarina lavabäddar. Denna typ består av mycket finkornig pyrit och är kopparfattig.

b. Rörostypen uppträder i närheten av gabbrolakkoliter och -lagergångar, vanligen i gabbrons sidobergarter. Denna typ består av pyrit, samt ofta magnetkis. Cu-halten är 1-4 %, Zn-halten varierar. Till denna grupp räknas bl.a. Sulitelmaförekomsaterna.

c. Rödhammertypen åtföljer graniter och trondhjemiter, och förekommer vanligen i dessas kontakter mot sidobergarterna. Malmerna består av pyrit, kvarts samt små mängder kopparkis och magnetkis.

d. Flöttumtypen omfattar de kislekomster, som uppträder i skifferbergarter utan anknytning till intrusivbergarter. De består av pyrit och kvarts samt ibland zinkblände.

Typerna b, c och d är enligt Carstens epigenetiska. De förekommer vanligen i glimmerskifferar och förhåller sig konkordant till sidobergarternas skifferighet. Ofta finns det dock små kisapofyser som sträcker sig in i sidobergarterna. Kislekomsterna är starkt präglade av områdets tektonik, och de har alltså deltagit i bergveckningen. Carstens uttrycker förhållandet mellan kisbildningen och bergveckningen genom att beteckna kislekomsterna som "fjällkedjebetonade".

Dessa kislekomster har enligt Carstens bildats genom hydrotermal-metasomatiska processer. Bevis för detta är kislekomsternas geologiska uppträdande i intrusivers sidobergarter, mineralsammansättningen, den geokemiska karaktären, de metasomatiskt omvandlade sidobergarterna, relikstrukturen m.m. (Carstens 1945).

Malmernas sidobergart är ofta kloritskiffer eller sericit-skiffer. Dessa metasomatiskt omvandlade bergarters måktighet varierar från några dm till flera meter, och de är vanligast på malmernas hängsida (Carstens 1945 s. 41). Det är uppenbart att uppkomsten av dessa klorit- och sericit-skifferar står i förbindelse med uppkomsten av kismalmerna. Carstens (1945 s. 42) anser malmernas metasomatiskt omvandlade sidobergart vara det bästa beviset på malmernas hydrotermal-metasomatiska bildningssätt.

Kislekomsternas anknytning till intrusivbergarter. gabbro och trondhjemit, antyder att de cirkulerande sulfidhaltiga lösningarna, ur vilka malmerna avsatts, härstammar från samma magma som intrusiverna (Carstens 1945 s. 48).

4. Den syngenetiska teorin

Under 1800-talet och en bit in på 1900-talet ansågs Sulitelmamalmerna, i likhet med de andra norska kisle-

komsterna, vara av sedimentärt ursprung (t.ex. Stelzner 1904). Denna sedimentära (syngenetiska) teori har aktualiserats under det senaste decenniet.

I en artikel "Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte von Sulitjelma" lägger H. Krause (1956) fram synpunkter, som enligt honom bevisar, att malmerna är sedimentära. Liknande synpunkter påpekades av C. Oftedahl (1958a), som föreslår, att de konkordanta kaledoniska kislekomsterna primärt anrikas genom submarina vulkaniska exhalationer och utfällning av sulfider. Dessa malmer har senare undergått olika grader av metamorfos, vilket gett upphov till de varierande malmtyperna.

Kring denna exhalativ-sedimentära teori utspann sig i GFF nr 80-81 en livlig diskussion med inlägg av V.Marmo, G.Kautsky och S.Landergren, samt Kullerud, Vokes och Barnes, vilka alla påpekade olika bristfälligheter i Oftedahls teori. En av invändningarna var att vulkaniska exhalationer inte kan transportera så stora mängder metaller, som behövs för att bilda dessa malmer.

Sulitelmaförekosterna har av T.Christoffersen (1962) förklarats vara av exhalativ-sedimentärt ursprung. I den sedimentära malmen har senare försiggått en "intern hydrotermal verksamhet", varvid bl.a. kopparkisen mobiliserats och koncentrerats i vissa partier av malmen. Någon annan tillförsel av metaller till området anser T.Christoffersen inte vara trolig.

H.Schneiderhöhn påpekar i "Lagerstättenkunde" (1964 s. 42), att de submarina exhalativ-sedimentära malmförekosterna är en malmtyp, som kommer att få allt större betydelse. Uppkomsten av dessa malmer står i samband med de första basiska magmorna, som uppträder i början av en magmatisk cykel, och som ofta utgjuts i oceanbäcken.

5. Metamorfosens betydelse

I litteraturen om de norska kislekomsterna påträffar man ofta uttalande om malmernas metamorfa karaktär. J.H.L. Vogt skriver om Sulitelmamalmerna redan år 1894 (s.483), att man på flera ställen kan iakttaga hur kislekomsterna har deltagit i de omgivande skiffrarnas veckningsrörelser.

Den metamorfa karaktären kan iakttagas dels i kisförekomsternas form och läge i förhållande till den regionala tektoniken, dels i kismineralens utformning och inbördes förhållanden. Att kiskropparna vanligen har en utpräglad linjalform är ett allmänt känt faktum. Det framgår också ofta, att kiskropparnas längdaxel sammanfaller med den regionala veckningsaxelns riktning eller med lineationen. I sitt verk om Sulitelmaområdets bergarter och tektonik påpekar Sjögren (1896 s. 367): "Ett anmärkningsvärt förhållande är, att malmerna till längdutsträckning och fältstupning öfverensstämmer med riktningen för böljningens axlar, hvilket angifver, att den sammanpressning, som förorsakat böljningen, äfven varit bestämmande för de lägen, som malmerna kommit att intaga".

Om detta förhållande skriver Foslie år 1926 (s. 17): "Norske svovelkisforekomster ... utmerker sig oftest ved en dominerende akseretning (linealform), som alltid faller sammen med distriktets foldningsakser". Samma iakttagelse återfinnes hos Carstens 1945 (s. 27). Vokes (1962 s. 894) påpekar, att malmernas längdriktning sammanfaller med lineationen hos de omgivande skifferarna. Th. Vogt (1945) diskuterar utförligt sammanhanget mellan malmernas längdriktning och olika tektoniska riktningar, och kommer för Sulitelmaområdets del till att förekomsternas längdaxel här är parallell med en med lupp iakttagbar anordning av mineralkorn som anger "flytestrukturen".

Malmernas linjalform och deras förhållande till den regionala tektoniken måste anses vara tecken på att malmaterialet varit mobilt under regionalmetamorfosen.

Att kismalmerna har rekristalliserat i samband med regionalmetamorfosen, framhåves av bl.a. Ramdohr (1928), Foslie (1938) och Carstens (1941a och 1945). Rekristallisationen märks dels som variationer i malmernas kornstorlek i olika områden, och dels i de stora pyritkornens inre struktur. Man har iakttagit, att kisförekomster i lågmetamorfa områden är finkorniga, medan förekomster av samma typ i högmetamorfa områden är grovkorniga. Carstens (1945 s. 37) skriver om detta förhållande: "Stigande grad av metamorfose betinger öyesynlig voksende kornstörrelse i

förbindelse med inngång av forskjellige metamorfe mineraler". Samma sak framhålls också av Foslie (1938 s. 216) och Vokes (1962 s. 895).

De stora svavelkiskristallerna i Sulitelma, i vilka finns som inneslutningar de flesta andra i malmerna allmänt förekommande mineral, är porfyroblaster, bildade i samband med regionalmetamorfosen, såsom påvisats i avsnittet om malmmineralen.

Malmernas kemiska sammansättning ansågs av Carstens ha förblivit oförändrad under metamorfosen (1941a s. 12): "Es hat somit während der Metamorphose eine völlige Ummineralisierung und Mobilisierung im Erzlager selbst stattgefunden. In chemischer Beziehung ist aber meistens keine Änderung zu spüren".

Att det i samband med metamorfosen kan ha skett ändringar i malmernas kemiska sammansättning, antydde för första gången av C. Bugge (1948 och 1954). Han ansåg, att de norska pyritförekomsterna har kristalliserat ur lösningar, vilkas sulfider härstammar från sedimentära kulförekomster (av Leksdalstyp) och vilka mobiliserats genom palingenetiska processer, samt att Cu och Zn möjligen tillfogats genom lösningar av magmatiskt ursprung. Ett liknande bildningssätt har föreslagits av Vokes (1957) för bla. Sulitelmaförekomsterna.

Kautsky (1953 s. 204), som betonar överskjutningarnas roll i Sulitelmaområdet och som placerar Sulitelmamalmerna i överskjutningsplanet mellan Pieskiskällan och Vastenskällan, uttalar ingenting bestämt om malmernas bildningssätt, men antyder, att palingenetiska processer spelat in. Också Magnusson anser i "Sveriges geologi" (1957 s. 175), att malmerna till sin uppkomst sammanhänger med palingenetiska processer.

6. Vokes' indelning av de norska kismalmerna

Ett intressant bidrag till diskussionen om de norska kismalmerna levereras av Vokes 1962 i "Mineral Parageneses of the Massive Sulfide Ore Bodies of the Caledonides of

Norway". Han visar att de norska kisleförekomsterna kan uppdelas i två tydligt åtskilda grupper: de konkordanta och massformiga "pyritiska" förekomsterna och de mindre regelbundet formade "pyrrhotitiska" breccierade förekomsterna.

I den första gruppen är huvudmineralet pyrit, dessutom förekommer zinkblände och kopparkis samt ibland blyglans. Magnetkis saknas eller förekommer i små mängder. Rekristallisationstemperaturen, bestämd med hjälp av zinkbländets järnhalt, är den samma i områden med samma metamorfosgrad (nämligen $467^{\circ} \pm 20^{\circ}$). Kornstorleken ökar med tilltagande metamorfosgrad. Strukturen är relativt regelbunden, och pyriten uppträder ofta som porfyroblaster. Vokes sluter sig till att dessa pyritiska förekomster är pre- eller synorogenetiska.

I den andra gruppen är huvudmineralet magnetkis, övriga sulfider är kopparkis samt zinkblände i mindre mängder. Rekristallisationstemperaturen är med varierande och i genomsnitt något högre än i den föregående gruppen, nämligen $520^{\circ} \pm 110^{\circ}$. Förekomsterna visar en oregelbunden brecciastruktur, och förhållandet mellan de olika malmmineralen varierar starkt. Dessa pyrrhotitiska förekomster anses av Vokes vara epigenetiska och sen- eller postorogenetiska, och de kan ha bildats genom palingenetiska processer eller genom metamorfos av den pyritiska malmtypen.

I flera förekomster, bl.a. Sulitelma, finns båda malmtyperna representerade, men då är de av olika ålder. Den pyrrhotitiska malmtypen skär tydligt genom, och är alltså yngre än den pyritiska typen. Detta är fallet bl.a. vid Jakobsbakken, enligt Vokes (1962 s. 898), som anser, att den yngre kopparkisrika pyrrhotitiska malmtypen här är epigenetisk.

7. Sammanfattning

Ovan har relaterats de olika teorier, som framlagts för att förklara de norska kaledoniska kisleförekomsternas,

inklusive Sulitelmamalmernas, uppkomstsätt. Vid en första granskning av dessa teorier kommer Sjögrens ord från 1895 (s.210) osökt i tankarna: "På hypoteser öfver kisernas bildning lider man för närvarande ingen brist".

En närmare granskning av teorierna och föreliggande fakta leder dock till några viktiga konstateranden. De använda argumenten bygger bl.a. på genetiska tolkningar av malmkropparnas form, mineralparageneserna och malmmineralens inbördes förhållanden. Nu är emellertid att märka, att dessa egenskaper helt präglas av den tektoniska metamorfos, som malmerna genomgått. Som tidigare påpekats, råder det inga tvivel om att Sulitelmamalmerna genomgått en metamorfos. Carstens (1941 s. 12) beskriver Charlotta-förekomsten i Sulitelma som ett typexempel på en fullständigt omkristalliserad malm, Ramdohr (1960 s. 735) använder uttryck som "in einer so stark metamorphosierten Lagerstätte wie Sulitjelma", och Schneiderhöhn (1962 s. 315) hänför Sulitelmamalmerna tillsammans med de övriga norska kaledoniska kisleförekomsterna till gruppen "dislokationsmetamorphe Kieslager".

Metamorfosen och rekristallisationen av malmerna medför, att det är svårt att dra några genetiska slutsatser av malmkropparnas form, mineralparageneserna och mineralens inbördes förhållanden. Primärstrukturer i sulfidförekomster utplånas relativt lätt vid en metamorfos, och förekomster av helt olika ursprung, men med ungefär samma kemiska sammansättning, kan efter en genomgripande metamorfos helt likna varandra. Dessa problem behandlas närmare av Schneiderhöhn i "Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten" (1953), och Ramdohr i "Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung" (1953). I sitt sista arbete om de norska kisleförekomsterna kommer också Carstens in på detta problem.

Carstens (1945 s.41) påpekar bl.a. att kopparkisen under inverkan av tektoniska krafter mycket lätt mobiliseras, varvid den alltid - också i kopparkisförande sedimentmalmer - får en pseudo-epigenetisk karaktär.

Då man vill förklara malmernas uppkomst, bör man alltså hänvisa till sådana egenskaper hos malmerna, som inte i större utsträckning kan anses ha ändrats av metamorfosen. Sulitelmamalmernas stora regionala utbredning och bundenhet till en stratigrafisk horisont är sådana egenskaper, och de tyder på att det existerat någon form av sedimentär eller stratigrafisk kontroll vid malmbildningen. Av vilken natur denna stratigrafiska kontroll varit är det dock betydligt svårare att uttala sig om.

Den magmatiska injektionsteorin gör gällande, att kisinjektionen skett längs lagerytorna. Th. Vogt (1921 s. 483) förvånar sig dock över kisernas stora regionala utbredning; t.ex. de 1/2 m mäktiga Baldoaivemalmerna skulle ju ha tillryggalagt flera tiotals km i smält tillstånd. Man kan emellertid anse det högst osannolikt, att en kismagma kunde injiceras så långt mellan skiktytorna. Dessutom är en sådan självständig kismagnas existens högst osäker. Schneiderhöhn (1941 s. 111) anser att den "intrusiva kismalmtypen" helt bör slopas, och i "Erzlagertätten" (1962 s. 73) överför han malmerna, som tidigare räknats till denna typ, till den metamorfa gruppen.

Den hydrotermal-metasomatiska teorin betonar malmernas anknytning till de basiska intrusionerna och lagergångarna. Dessa har intruderat längs lagerytorna, och detta förhållande kan tänkas ge en förklaring på kisernas stratigrafiska bundenhet. Carstens anser dock (1945 s. 48) förhållandet mellan de magmatiska intrusionerna och malmbildningen endast vara indirekt. Han gör bara gällande, att de cirkulerande sulfidhaltiga lösningarna, ur vilka malmerna avsatts, härstammar från samma magma som intrusiverna. Mot bakgrunden av detta kan det vara svårt att förstå, att kiserna har en så stor regional utbredning och att de över hela området är bundna till en stratigrafisk horisont, samt

att de förekommer endast på den ena sidan av, och på ett visst avstånd från intrusiverna. Den hydrotermal-metasomatiska teorin förutsätter dock en viss tektonisk kontroll vid malmbildningen. Malmerna begränsas ofta av förskjutningsplan, som är parallella med skiktyterna, och man kan tänka sig, att stora förskjutningar ägt rum längs en viss stratigrafisk nivå (jfr Kautsky) och skapat en fördelaktig miljö för hydrotermala malmbildningar.

Förskjutningsplanen, brecciabildningarna och de metasomatiskt omvandlade sidobergarterna, med vilka malmerna är förknippade, stöder den uppfattningen att malmerna avsattes ur lösningar, som trängt fram längs tektoniskt betingade svaghetszoner. Dessa lösningar har också förorsakat metasomatiska förändringar i sidobergarterna, varvid sericit- och kloritskiffrar med kisimpregnation uppkommit. Det är dock att märka att malmerna efter själva malmbildningen genomgått en regionalmetamorfos.

Kisförekomster, som karakteriseras av metasomatiskt omvandlande sidobergarter har redan på 1920-talet beskrivits från Finland av M. Saksela (1923 och 1933). Dessa malmer har senare visat sig representera en relativt utbredd malmtyp, som påträffas i formationer av olika geologisk ålder.

LITTERATURFÖRTECKNING

- BATEMAN, A. (1927): Ore Deposits of the Rio Tinto (Huelva) District, Spain. Econ. Geol. 22, p. 569-614.
- BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT (1910): Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. Bd. I. Stuttgart.
- BJØRLYKKE, H. and JARP, Sverre (1948): On the Content of Co in some Norwegian Sulphide Deposits. NGT 28.
- BUGGE, Carl (1948): Kisene i fjellkjeden. NGT 27, s. 97-102.
- BUGGE, C. (1954): Den Kaledoniske fjellkjede i Norge. NGU nr 189.
- BUGGE, Jens A.W. (1964): Hva rommer fjellene våre? T.f.Kj.B.o.M. Bd. 24, nr 6-7, s. 117-124.
- CARSTENS, C.W. (1919): Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. D.K.N.V.S.S. nr 1, s. 1-152.
- " (1932): Zur Frage der Genesis der norwegischen Kiesvorkommen. Zeitschr. für prakt. Geol. 40. Jahrg.
- " (1935): Zur Genesis der Kiesvorkommen des Trondhjemsgebiets. D.K.N.V.S.S. nr 11, s. 1-40.
- " (1936): Zur Genesis der Norwegischen Schwefelkiesvorkommen. Zeitschr. der deutschen geol. Ges. Bd. 88.
- " (1938): Diskussionsinlägg. NGT 17, s. 214.
- " (1941a): Zur Frage der Metamorphose der Schwefelkieserze. D.K.N.V.S.F. bd. 14, s. 9-12.
- " (1941b): Zur Geochemie einiger norwegischen Kiesvorkommen. D.K.N.V.S.F. bd. 14, s. 36-39.
- " (1941c): Über sedimentäre Schwefelkiesvorkommen. D.K.N.V.S.F. bd. 14, s. 120-122.
- " (1942a): Ein neuer Beitrag zur geochemischen Charakteristik norwegischer Schwefelkieserze. D.K.N.V.S.F. bd. 15, s. 1-4.

- CARSTENS, C.W. (1942b): Über kupferhaltige Kiesvorkommen des Leksdalstypus. D.K.N.V.S.F. bd.15 s. 161-164.
- " (1942c): Über den Co-Ni-Gehalt norwegischer Schwefelkiesvorkommen. D.K.N.V.S.F. bd.15, s. 165-168.
- " (1945): Om dannelsen av de norske svovelkisforekomster. D.K.N.V.S.F. bd. 17, s. 27-54.
- CHRISTOFFERSEN, Ragnar (1950): Sulitjelma Gruber. T.f.Kj.B.o.M. bd.10, nr 2b, s. 130-133.
- CHRISTOFFERSEN, Tor (1962): Malmdannelsene i Sulitjelmafeltet. T.f.Kj.B.o.M. bd.22, nr 10, s. 237-238.
- EVANS, H.T., MILTON, C., CHAO, E.C.T., ADLER, I., MEAD, C., INGRAM, B., & BERNER, R.A. (1964): Valleriite and the new iron sulfide, mackinawite. U.S.Geol.Surv.Prof. Paper 475-D, D64-D69.
- FOSLIE, Steinar (1926): Norges svovelkisforekomster. NGU nr 127.
- FOSLIE, S. (1938): Diskussionsinlägg. NGT bd.17 s. 214-216.
- GAVELIN, Sven (1936): Auftreten und Paragenese der Antimonminerale in zwei Sulfidvorkommen im Skelleftefælde, Nordschweden. SGU ser.C, nr 404.
- GAVELIN, S. and GABRIELSON, O. (1947): Spectrochemical Investigations of Sulphide Minerals from the Ores of the Skellefte District. SGU ser. C, nr 491.
- HOLMSEN, Gunnar (1917): Sulitelmatrakteren. NGU nr 81, s. 1-47.
- HOLTEDAHL, Olaf (1953): Norges geologi. NGU nr 164.
- HOLTEDAHL, Olaf (1960): Geology of Norway. NGU nr 208.
- KAITARO, S. and VAASJOKI, O. (1950): Meneghinite from Aijala, Southwestern Finland. Bull.Comm.géol.Finlande nr 150, p. 39-44.
- KAUTSKY, F. (1949): Beobachtungen in den tiefsten Teilen der grossen Sevedecke im nordwestlichen Arjeplog. GFF bd.62.

- KAUTSKY, G. (1948): Die kaledonischen Sulfiderze und die palingenen Prozesse. GFF bd.70, s.357 ff.
- " (1949): Diskussionsinlägg. GFF bd.71, s.639 ff.
- " (1953): Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden. SGU ser.C, nr 528.
- " (1958): The Theory of Exhalative-Sedimentary Ores Proposed by Chr. Oftedahl. A Criticism. GFF bd.80, s. 283-287.
- KOUVO, O., VUORELAINE, Y., and LONG, J.V.P. (1963): A tetragonal ironsulfide. Am. Min. vol.48 p. 511-524.
- KRAUSE, H. (1956): Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte von Sulitjelma (Norwegen). Neues Jahrb. Für Mineralogie, Abh.89, s. 137-148.
- KULLERUD, Gunnar (1953): The FeS-ZnS System. A Geological Thermometer. NGT bd.32, p.61-147.
- KULLERUD, G., PADGET, P., VOKES, F.M. (1955): The Temperature of Deposition of Sphalerite-bearing Ores in the Caledonides of Northern Norway. NGT bd.35, p. 121-127.
- KULLERUD, G., VOKES, F.M., and BARNES, H.L. (1959): On Exhalative-Sedimentary Ores. GFF bd.81, s. 145-148.
- LANDERGREN, Sture (1958): Comments to "A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores". GFF bd.80 s. 288-290.
- MAGNUSSON, Niels H. - LUNDQVIST, G. - GRANLUND, Erik (1957): Sveriges geologi. 3 uppl. Stockholm.
- MARMO, Vladi (1958): On the Theory of Exhalative-Sedimentary Ores. GFF bd.80 s. 277-282.
- MOORBATH, S. and VOKES, F.M. (1963): Lead Isotope Abundance Studies on Galena Occurrences in Norway. NGT bd.43.
- OFTEDAHL, Christoffer (1958a): En ny hypotese for de kaledoniske kismalmers dannelse. NGT bd.38, s.267-269.

- OFTEDAHL, Christoffer (1958b): A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores. GFF bd.80 s. 1-19.
- " (1959): On Exhalative-Sedimentary Ores. Replies and Discussion. GFF bd.81, s. 139-144.
- OFTEDAL, Ivar (1940): Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkblende-führender Vorkommen. Skr. utg. av det Norske Vid.-Akad. i Oslo, I. mat.-nat. klasse, nr 8.
- " (1948): Oversikt over Norges mineraler. NGU nr 170.
- POULSEN, Arth. O. (1964): Norges gruver og malmforekomster, II Nord-Norge. NGU nr 204.
- RAMDOHR, Paul (1928): Über den Mineralbestand und die Struktur der Erze des Rammelsbergs. Neues Jahrb. für Min. B.B. 57, A.II.
- " (1938): Antimonreiche Paragenesen von Jakobsbakken bei Sulitelma. NGT bd. 18, s. 275-290.
- " (1953): Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. Geol. Rdsch. Bd.42, s. 11-19.
- " (1960): Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin
- RANKAMA, Kalervo and SAHAMA, Th.G. (1950): Geochemistry. Chicago.
- ROCKENBAUER, W. und Schroll, E. (1955): Ein empfindlicher spektrochemischer Nachweis von Selen in Erzen. Anzeiger der Akad. der Wiss. in Wien, math.-naturw. Klasse, 92.Jahrg. s. 192-196.
- ROCKENBAUER, W. (1961): Zur Geochemie des Selens in Ostalpinen Erzen. Tschermaks. Min. Petr. Mitt. 3. Folge, Band VII, s. 149-185.
- SAKSELA(SAXÉN), Martti (1923): Über die Petrologie des Otravaargebietes im Östligen Finnland. Bull.Comm.Géol. Finlande nr 65.
- " (1933): Die Kieserzlagertstätte von Karhunsaaari in Nordkarelien. GFF bd. 55.
- " (1947): Über eine antimonreiche Paragenese in Ylöjärvi, SW-Finnland. Bull,Comm.géol.Finlande

nr 140, s. 199-222.

SAKSELA (SANDÉN), Martti (1952): Das Fahlerzvorkommen von Seinäjoki, Süd-Ostbothnien, Finnland. Bull. Comm.géol. Finlande nr 157, s. 41-52.

SCHNEIDERHÖHN, Hans (1941): Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde I. Jena.

" (1953): Konvergenzerscheinungen zwischen magnetischen und sedimentären Lagerstätten. Geol. Rundsch. Bd. 42 s. 34-43.

" (1962): Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. Stuttgart.

" (1964): Lagerstättenkunde. Kleines Kompendium. Stuttgart.

SJÖGREN, Hj. (1894): Om Sulitelmakisernas geologi. GFF bd.16.

" (1895): Nya bidrag till Sulitelmakisernas geologi. GFF bd. 17.

" (1896): Om Sulitelmaområdets bergarter och tektonik. GFF bd.18.

" (1900a): Öfversigt af Sulitelmaområdets geologi. GFF. bd.22.

" (1900b): Enkrinitfynd vid Sulitelma. GFF bd. 22.

STELZNER, A.W. (1904): Die Erzlagerstätten I. Leipzig.

SUOMALAINEN, Mikko (1961): Pyriitin elektrolyyttinen rakennesyövytyks. Manuskript i Hels.Univ. geol.-min. instit.

TRØFTEN, Einar (1950): Omkring transversale undersøkelsesarbeider med eksempler fra praksis - særlig de siste års forsøksdrift i Sulitjelma. T.f.Kj.B.o.M. 10 årg. nr 10, s. 301-308.

VOGT, J.H.L. (1894): De norske kulførekomster af typus Røros, Vigenäs och Sulitelma. GFF bd. 16.

VOGT, Thorolf (1921): Bidrag till Sulitelmakisernas geologi. GFF bd.43, s. 280-288.

" (1927): Sulitelmafeltets geologi og petrografi. NGU nr 121.

- VOGT, Thorolf (1935): Origin of the Injected Pyrite Deposits.
Norges Tekniske Høiskole.
- " (1938a): Diskussionsinlägg. NGT bd.17, s. 216-217.
- " (1938b): Thauasite from Sulitelma, Norway. NGT
bd. 18, s. 291-303.
- " (1945): Diskussionsinlägg. D.K.N.V.S.F. nr 17, s.
167.
- " (1949): Diskussionsinlägg. GFF bd.71, s. 641.
- VOKES, F.M. (1957): The Copper Deposits of the Birtavarre
District, Troms, Northern Norway, NGU nr 199.
- " (1958): Metallogenetic Provinces and Epochs in
Norway. T.f.Kj.B.o.M. 18.Årg, nr 4, s. 47-55.
- " (1962): Mineral Parageneses of the Massive Sulfide
Ore Bodies of the Caledonides of Norway. Ec.Geol.
vol.57, nr 6, p. 890-903.
- ÖDMAN, Olof H. (1941): Geology and Ores of the Boliden De-
posit, Sweden. SGU ser. C., nr 438.

Förkortningar:

- D.K.N.V.S.F. = Det Kongelige Norske Videnskabers
Selskabs Forhandlinger
- D.K.N.V.S.S. = Det Kongelige Norske Videnskabers
Selskabs Skrifter
- GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm
Förhandlingar
- NGT = Norsk Geologisk Tidsskrift
- NGU = Norges Geologiske Undersøkelse
- SGU = Sveriges Geologiska Undersökning
- T.f.Kj.B.o.M. = Tidsskrift for Kjemi, Bergvesen og
Metallurgi