

# Die Wolfram-Lagerstätte Gifurwe (Rwanda) und die Genese der zentralafrikanischen Reinit-Lagerstätten

Von Wolfgang FRISCH

mit 36 Abbildungen und 16 Tabellen

Schlüsselwörter

*Zentralafrika (Rwanda)  
Wolfram-(Reinit-)Lagerstätten  
Hypogen-epigenetische und  
sedimentäre Lagerstättenbildung*

## Inhaltsübersicht

Zusammenfassung .....	120
Abstract .....	120
Résumé .....	121
Danksagung .....	122
Themenstellung und Problematik .....	122
I. Die Lagerstätte Gifurwe .....	123
1. Geologische Übersicht .....	124
1.1. Der Gesteinsinhalt .....	124
1.2. Metamorphose und Tektonik .....	129
2. Die Quarzgänge .....	131
2.1. Die Verteilung der Quarzgänge und ihre Beziehungen zur Tektonik .....	132
2.2. Die vertikale Verteilung der Quarzgänge .....	137
2.3. Das relative Alter der Quarzgänge .....	138
3. Die Vererzung .....	141
3.1. Die Vererzung in den Quarzgängen .....	141
3.1.1. Die Verteilung des Erzes in den Quarzgängen .....	142
3.1.2. Die Erzminerale und ihre Ausbildung .....	143
3.1.3. Die chemische Zusammensetzung des Reinit's .....	153
3.1.4. Spurengehalte im Reinit .....	155
3.1.5. Die übrige Mineralisation in den Quarzgängen .....	157
3.2. Die Vererzung des Nebengesteines .....	158
3.2.1. Die Wolfram-Gehalte im Nebengestein und ihre räumliche Verteilung .....	158
3.2.2. W-hältige Konkretionen im Nebengestein .....	167
3.3. Hydrothermale Veränderungen und Einflüsse auf das Nebengestein .....	168
3.3.1. Späte hydrothermale Veränderungen in den Quarzgängen .....	168
3.3.2. Hydrothermale Beeinflussung des Nebengesteines .....	169
3.4. Der genetische Ablauf der Vererzung .....	169
3.5. Hypogen-epigenetische Entstehung der Lagerstätte Gifurwe .....	170
II. Regionale Vergleiche im Zusammenhang mit den Reinit-Lagerstätten .....	171
4. Sedimentäre Entstehungstheorien .....	172
4.1. Die sedimentäre Theorie nach PARGETER .....	172
4.2. Der sedimentogene „tungsten-belt“ nach DE MAGNEE & ADECCA .....	173
4.3. Kritische Bemerkungen zu den sedimentären Entstehungstheorien .....	174
5. Wolfram-Gehalte in verschiedenen Gesteinen Zentral-Afrikas und genetische Schlußfolgerungen .....	178

6. Andere Wolfram-Lagerstätten Zentral-Afrikas im Vergleich mit den Reinit-Lagerstätten . . .	181
7. Schlußwort . . . . .	187

Anhang:

III. Der Hb-Gehalt zur Darstellung des Ferberit/Hübnerit-Mischverhältnisses in der Wolframitreihe . . . . .	187
Literaturhinweise . . . . .	190

Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. Wolfgang FRISCH, Geologisches Institut, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

## Zusammenfassung

Gifurwe, im N Rwandas gelegen, ist eine von mehreren Reinit-Lagerstätten, die vor allem im zentralen und nördlichen Rwanda sowie im angrenzenden SW-Uganda verbreitet sind.

Gifurwe liegt im Scheitel einer Antiklinale innerhalb graphitischer, mehr oder weniger stark quarzsandiger Tonschiefer des höheren Unter-Burundi (Alt-Proterozoikum). Die Vererzung ist vorwiegend an hydrothermale Quarzgänge, aber auch an das umgebende Nebengestein gebunden. Sie liegt in Form von Reinit (Ferberit pseudomorph nach Scheelit) vor, in den Quarzgängen treten akzessorisch Scheelit, Anthoinit und Tungstit hinzu.

Quarzgänge: Der primäre Scheelit wurde durch eisenreiche Lösungen partiell in Ferberit umgewandelt. Der restliche Scheelit wurde in einer späteren Phase in Anthoinit und Tungstit umgesetzt, nur Scheelitkörnchen, die von unversehrt Quarz umschlossen waren, blieben erhalten. Der Reinit ist, chemisch gesehen, Ferberit mit durchschnittlich 3 bis 3.5% Hübnerit. Im zentralen Teil der Lagerstätte liegt der Hübnerit-Gehalt etwas höher, an den Rändern niedriger als dieser Wert. Die Verteilung und die Ausbildung des Erzes (verschiedene Ausbildungsstadien des Reinit) werden näher beschrieben. Gegenüber granitnah gebildeten Wolframiten zeigen die Reinite von Gifurwe niedrigere Nb- und erhöhte Y-Gehalte, wodurch relativ kühle Bildung bestätigt wird. Ebenso liegen die Werte für Co, Ni und Zn etwas höher. Die Dichte des Anthoinits wurde mit  $D = 4.78$  neu bestimmt.

Nebengestein: Eine Reihe von W-Analysen zeigt die Abhängigkeit der Vererzung im Nebengestein von den Quarzgängen. In unmittelbarer Nähe reich vererzter Quarzgänge steigt der W-Gehalt im Nebengestein bis über 1000 ppm, um mit zunehmender Entfernung oder in der Nähe mäßig vererzter Gänge rasch abzunehmen. Außerhalb des Lagerstättenbereiches sinkt der W-Gehalt auf etwa 4 ppm ab, was dem background entspricht. Die Vererzung des Nebengesteines ging zweifellos von den hydrothermalen Quarzgängen aus und erfolgte somit hypogen-epigenetisch. Konkretionen sedimentär-diagenetischen Ursprunges enthalten bis weit über 0.1% W. Epigenetische Vererzung ist wahrscheinlich. Die Vererzung des Nebengesteines liegt in Form sehr feiner Ferberitkörnchen (vermutlich Reinit) vor.

Hypogen-epigenetische Entstehung der Lagerstätte Gifurwe und der zentralafrikanischen Reinit-Lagerstätten allgemein kann an Hand der Ergebnisse von Gifurwe belegt, sedimentäre Entstehung, wie sie in den letzten zwei Jahrzehnten verschiedentlich gefordert wurde, widerlegt werden. Die regionale Verteilung von W als Spurenelement in den Gesteinen der burundischen Schichtfolge spricht ebenso gegen sedimentäre Konzentration des Wolframs. Als Wolframbringer dienen Granitkuppeln in der Tiefe. Solche Kuppeln müssen aus regionalen Überlegungen unter den Reinit-Lagerstätten, die meist fern von den an der Oberfläche anstehenden Granitkörpern liegen, angenommen werden.

Die Lagerstätten der Paragenese Columbit—Kassiterit—Wolframit—Ferberit—Scheelit/Reinit—Gold ergeben als Funktion der Bildungstemperatur eine zonare Abfolge um die burundischen Granite. Die Reinit-Lagerstätten sind in dieser Reihe ein Glied, ohne das die kontinuierliche Abfolge der zonalen Anordnung um die Granite unterbrochen würde. Sie sind mit den heißeren und den kühleren Bildungen durch Übergänge verbunden.

Der Wolframit hat in dieser Abfolge im pegmatitisch-pneumatolytischen Bereich einen Hübnerit-Anteil von 70% (heiß gebildet) bis 20% (kühler gebildet). Im hydrothermalen Bereich ist hingegen Ferberit bzw. Reinit mit einem Hübnerit-Anteil unter 10% beständig, wobei auch hier die kühleren Bildungen eisenreicher sind.

In einem Anhang wird der Hb-Gehalt (Anteil des Hübnerit-Moleküls Hb am Gesamtmineral in %) als Darstellungsweise der Zusammensetzung der Glieder der Wolframit-Mischungsreihe an Stelle des bisher üblichen Hübnerit/Ferberit-(H/F-) Quotienten neu eingeführt. Ferner wird aus genetischen Gründen vorgeschlagen, den Ferberit bei Hb 10 und den Hübnerit bei Hb 90 (bisher 20 bzw. 80) abzugrenzen.

## Abstract

Gifurwe in N-Rwanda is one of several reinit deposits, many of which are distributed in central and northern Rwanda as well as in bordering south-west Uganda.

Gifurwe is situated in the apex of an anticline with graphitic,  $\pm$  quartzitic slates of Lower Burundian age (Lower Proterozoic). The mineralization is predominantly bound to quartz veins of hydrothermal origin, but also to the surrounding country rocks. The ore is made up of reinite (ferberite pseudomorphous after scheelite) with accessory scheelite, anthoinite and tungstite in the quartz veins.

**Quartz veins:** The primary scheelite has been pseudomorphosed into ferberite by iron-rich solutions. During a subsequent stage the remaining scheelite has been altered to anthoinite and tungstite. Only small grains of scheelite surrounded by intact quartz have been preserved. Chemically, the reinite is ferberite with an average content of 3—3.5% hübnerite. In the central part of the deposit the hübnerite content is somewhat higher, at the margins lower than this figure. Distribution and development of the ore (different stages of reinite) are described. In comparison with wolframites formed close to granites the reinites of Gifurwe show lower content in Nb and higher one in Y, indicating a relatively cool formation of the reinite. They show also somewhat higher values of Co, Ni, and Zn. The density of anthoinite has been newly determined:  $d = 4.78$ .

**Country rocks:** A great deal of analyses shows the dependence of tungsten mineralization from the quartz veins. In the immediate proximity of well mineralized quartz veins, the tungsten content may increase to more than 1000 ppm, but it decreases rapidly with progressing distance to these veins, and is also much lower in proximity of only fairly mineralized veins. Outside the deposit area the tungsten content of the country rocks diminishes to about 4 ppm, corresponding to the background. The mineralization of the country rocks has undoubtedly been derived from the hydrothermal quartz veins and has thus been hypogene-epigenetic. Concretions of sedimentary or diagenetic origin partly contain far more than 0.1% W. Mineralization probably resulted from epigenetic processes. In the country rocks, the mineralization occurs in form of very small grains of ferberite (presumably reinite).

The proof of the hypogene-epigenetic origin of the Gifurwe deposit in particular and the reinite deposits of Central Africa in general is adduced by means of the results from Gifurwe. The theory of sedimentary origin claimed by some authors during the last two decades, could be refuted. The regional distribution of W as a trace element in the rocks of the Burundian sequence also conflicts with the assumption of sedimentary concentration of tungsten. The quartz veins and their tungsten mineralization derive from granite cupolas in the depth. Such cupolas beneath the reinite deposits have to be assumed by reason of regional considerations.

Formation temperature cause zonal disposition of the deposits belonging to the paragenesis columbite—cassiterite—wolframite—ferberite—scheelite/reinite—gold around the Burundian granites. The reinite deposits are a member of this succession without which the continuous sequence would be interrupted. By transition they are connected with the hotter formed deposits as well as with the cooler ones.

Within this succession the hübnerite content of pegmatitic to pneumatolytic wolframite ranges from 70% (hot formed) to 20% (cooler formed). Within the hydrothermal range ferberite or reinite are stable (hübnerite content less than 10%). Here also the cooler formed ferberites (reinites) are richer in iron.

In an appendix the term „Hb-content“ (hübnerite molecule percentage of the whole mineral) is introduced to indicate the composition of the wolframite mix crystals instead of the usual hübnerite/ferberite (h/f) quotient. For genetic considerations a proposal is made to confine ferberite to the range of  $Hb \leq 10$  and hübnerite to one of  $Hb \geq 90$  (until now 20 and 80, respectively).

## Résumé

Gifurwe en Rwanda du Nord est un de plusieurs gisements à reinite qui sont distribués surtout dans le Rwanda central et septentrional comme en Uganda du Sud-Ouest.

Gifurwe est située au sommet d'un anticlinal dans des schistes argileux plus ou moins quartzeux et graphiteux du Burundien inférieur (Bas-Protérozoïque). La minéralisation est liée aux filons à quartz hydrothermaux, mais aussi aux roches encaissantes près de filons. Le minerai est la reinite (schééélite remplacée par la ferberite) avec schééélite, anthoinite et tungstite comme des minéraux accessoires dans les filons.

Filons à quartz: La schééélite primaire a été partiellement remplacée par la ferberite, le reste de la schééélite étant remplacée par l'anthoinite et la tungstite dans une phase postérieure. Seulement de petits grains de schééélite inclus dans quartz intact, ont été conservés. Chimiquement, la reinite est ferberite avec 3—3.5% hübnerite en moyenne. Dans la partie centrale du gisement la ferberite est plus riche, dans les parties marginales elle est moins riche en hübnerite. La distribution et le développement du minerai (stades différents de reinite) ont été décrits. En comparaison des wolframites formées près de granites, la reinite de Gifurwe montre une teneur plus basse en Nb et plus élevée en Y signalant une température de formation relativement basse. Il y a aussi des teneurs élevées en Co, Ni et Zn. La densité de l'anthoinite a été déterminée de nouveau avec  $d = 4.78$ .

Roches encaissantes: Un nombre des analyses montre que la minéralisation des roches encaissantes soit liée à des filons à quartz. A proximité immédiate des filons bien minéralisés, la teneur en W peut excéder 1000 ppm dans les roches encaissantes, mais elle diminue rapidement avec distance croissante; elle est aussi plus basse à proximité des filons moins minéralisés. Au dehors du gisement, la teneur en W diminue jusqu'à 4 ppm, une valeur qui correspond au background. Sans doute la minéralisation des roches encaissantes a tiré son origine des filons à quartz hydrothermaux et ainsi a été hypogène-épigénétique. Concrétions d'origine sédimentaire ou diagénétique contiennent quelquefois beaucoup plus que 0.1 %W. Une minéralisation épigénétique est probable. La minéralisation des roches encaissantes se présente sous la forme de très petits grains de ferberite (probablement reinite).

L'origine hypogène-épigénétique du gisement de Gifurwe en particulier et des gisements à reinite centre-africaine en général est prouvée par les résultats de Gifurwe. La théorie sédimentaire échauffée par quelques auteurs dans les dernières deux décades, a été réfuté. La distribution régionale de W dans les roches du Burundien contredit aussi la théorie d'une concentration sédimentaire de tungstène. Les filons à quartz et leur minéralisation à tungstène proviennent des coupoles granitiques à la profondeur. Par mesure des considérations régionales il faut supposer telles coupoles sous les gisements à reinite.

La température de la formation cause une disposition zonaire des gisements appartenant à la paragenèse columbite—cassitérite—wolframite—ferberite—schééllite/reinite—or autour les granits Burundiens. Les gisements à reinite forment un membre de la succession sans lequel la suite est interrompue. Par des transitions ils sont connexes avec des gisements formés plus chaud ainsi qu'avec des gisements formés plus froid.

Dans cette succession, la teneur en hubnérite de la wolframite pegmatitique et pneumatolytique s'étend de 70% (formation chaude) jusqu'à 20% (formation moins chaude). Dans la zone hydrothermale, ferberite ou reinite sont stable (teneur en hubnérite moins que 10%), et de nouveau les ferberites (reinites) formées plus froid sont plus riches en fer.

Dans un appendice, la teneur de Hb (pourcentage de la molécule de hubnérite dans le minéral entier) est introduite, méthode pour indiquer la composition des wolframites à la place du quotient hubnérite/ferberite (h/f), usuel jusqu'au présent. Par des raisons génétiques il est proposé de restreindre la ferberite à  $Hb \leq 10$  et la hubnérite à  $Hb \geq 90$  (20 respectivement 80 jusqu'au présent).

## Danksagung

Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Wien ermöglichte mir im Frühjahr 1970 eine Forschungsreise nach Rwanda, indem er die finanziellen Mittel zur Verfügung stellte. Ich bin dem Fonds daher zu großem Dank verpflichtet.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK, Leoben, der mich auf die interessante Problematik der Reinit-Lagerstätten in Rwanda hinwies und die Forschungsreise anregte.

Herrn A. BERTOSSA, Ruhengeri (jetzt Bern), sei für die große Hilfsbereitschaft in Rwanda und zahlreiche wissenschaftliche Diskussionen herzlich gedankt. Ebenso danke ich Herrn Dir. I. ROUHARD und Herrn M. GALEZ, beide Mine Gifurwe, für ihr Entgegenkommen und die Unterstützung meiner Arbeit.

Mein weiterer Dank gilt Herrn Doz. Dipl.-Ing. Dr. G. FANINGER, Leoben, und Frau Dr. E. KIRCHNER, Salzburg, für Röntgendiffraktometeraufnahmen, Herrn Dipl.-Ing. K. MAIER, Leoben, für eine Mikrosondenaufnahme, sowie Herrn Prof. Dr. W. SIEGL und Herrn Dr. H. WURM, beide Leoben, für die Durchführung chemischer Analysen.

## Themenstellung und Problematik

Rwanda gehört zur Gänze der zentralafrikanischen Zinn-Wolfram-Provinz an und ist durch zahlreiche Lagerstätten und Vorkommen dieser Paragenese mittleren bis kleinen Ausmaßes gekennzeichnet. Bei den meisten ist die Abhängigkeit zu orogenen Graniten offensichtlich. Einige Wolfram-Lagerstätten ohne Zinn finden sich jedoch stets in größerer Entfernung der Granite innerhalb graphitischer Sedimente des burundischen Orogens in Verbindung mit Quarzgängen. Die Vererzung liegt hier in Form von Reinit, d. i. Ferberit pseudomorph nach Scheelit, vor.

PARGETER (1956) war der erste, der für die Reinit-Lagerstätte Ruhizha in SW-Uganda, das an Rwanda angrenzt, sedimentäre Entstehung angenommen hat. DE MAGNEE & ADERCA (1960) nahmen diese Theorie auf und erstreckten sie auf eine Reihe

gleichartiger Lagerstätten im zentralen und nördlichen Rwanda sowie in SW-Uganda; die Zone, in der die Reinit-Lagerstätten auftreten, wurde als (sedimentogener) „tungstenbelt“ bezeichnet.

Der sedimentären Entstehungstheorie widersprechen die zahlreichen Arbeiten VARLAMOFFS (1958, 1967 u. a.), der auch die Reinit-Lagerstätten als zonare Bildungen um die orogenen Granite sieht.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Genese der Reinit-Lagerstätten, wobei die Lagerstätte Gifurwe, die im nördlichen Rwanda im zentralen Teil des „tungstenbelt“ liegt und ein für diesen recht typisches Vorkommen darstellt, eingehend beschrieben wird.

Aus den Ergebnissen von Gifurwe und regionalen Vergleichen wird der Schluß gezogen, daß die Reinit-Lagerstätten nicht aus sedimentogenen Wolfram-Anreicherungen in den burundischen Sedimenten hervorgegangen sind, sondern in Abhängigkeit zu den Graniten stehen und im Sinne VARLAMOFFS eine magmenferne Zone um Granitkuppeln und -rücken bilden.

## I. Die Lagerstätte Gifurwe

Die Lagerstätte Gifurwe liegt etwa 20 km ESE der Provinzhauptstadt Ruhengeri und ist von dort auf der landschaftlich sehr schönen Straße „circuit des lacs“, von der aus man prächtige Blicke auf die Seen Lac Ruhondo und Lac Burera sowie die 4500 m hohe Vulkankette des Virunga im Westen und Nordwesten hat, nach 36 km zu erreichen. Am Nordende des Lac Burera liegt die Gifurwe sehr ähnliche Lagerstätte Bugarama, nahe der Grenze nach Uganda (s. Abb. 1).

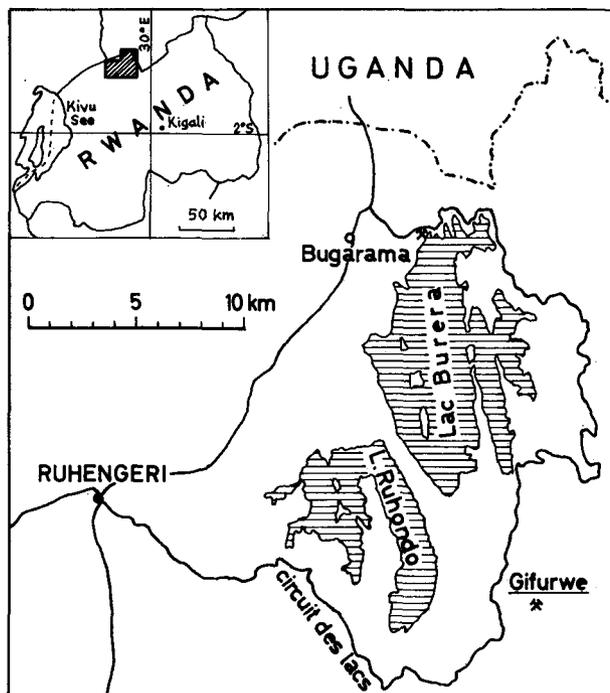


Abb. 1: Die geographische Lage von Gifurwe.

Fig. 1: Position géographique de Gifurwe.

## 1. Geologische Übersicht

Das Gebiet um Gifurwe wird von tonig-sandigen Sedimenten, die meist reich an kohligter Substanz sind, aufgebaut. Die Abfolge gehört in das obere Unter-Burundi (Alt-Proterozoikum) und wurde während der burundischen Orogenese (1250—900 *ma* nach PETRICEC, 1967:101) gefaltet und einer schwach epizonalen Metarmorphose unterzogen; zu dieser Zeit erfolgte syn- bis spätkinematisch die Platznahme konkordanter und diskordanter Quarzgänge. Die Wolframvererzung von Gifurwe ist großteils an die Quarzgänge gebunden, teilweise aber auch in den Sedimenten enthalten.

Die Sedimentserie besteht im Lagerstättenbereich vorwiegend aus schwarzen bis dunkelgrauen, mehr oder weniger quarzsandigen Tonschiefern, die meist reich an graphitischer, stark abfärbender Substanz sind. Phyllitische Textur mit Fältelung tritt nur mitunter auf. Im nordöstlichen Teil der Lagerstätte, im Abbaubereich E (s. Abb. 5), folgen über den dunkleren Schiefern Sandstein und gebänderte, z. T. recht sandige Tonschiefer. Der Sandstein erreicht mit tonig-sandigen Einschaltungen eine Mächtigkeit von 30—40 *m*. Die gebänderten Schiefer im Hangenden sind mehrere hundert Meter mächtig und bilden eine Wechselfolge zwischen hellgrau-dunkelgrau und grau- oder schwarz-rot gebänderten Schiefern sowie einem sehr charakteristischen Horizont aus blaugrau-rot gebänderten Schiefern. Die Bänderung erfolgt im Zentimeterbereich. Ebenso wechselt die Quarzsandführung oft sehr rasch. Sandige Schichten lassen häufig Kreuzschichtung erkennen, aus der man in den Ostteilen der Abbaubereiche C und E der Lagerstätte verschiedentlich überkippte Lagerung der hier steil stehenden Schichten ablesen kann.

Der oben erwähnte Sandstein, der manchmal bläuliche Quarzgeröllchen bis zu wenigen Millimeter Durchmesser enthält, kann im Vergleich mit der stratigraphischen Tabelle des Unter- und Mittel-Burundi nach BERTOSSA, GERARDS & PETRICEC (1964:7) und mit der Carte lithologique du Rwanda (1963) bzw. der Kartenskizze bei GERARDS & LEDENT (1970:479) am ehesten dem Quarzit von Nduba gleichgesetzt werden, der innerhalb der burundischen Schichtfolge einen guten Leithorizont darstellt. Nach BERTOSSA & al. (l. c.) beträgt die Mächtigkeit des Quarzits von Nduba 30 *m*; er befindet sich gut 2000 *m* unter der Hangendgrenze der über 5500 *m* mächtigen Schichtfolge des Unter-Burundi.

Tektonisch liegt die Lagerstätte im Scheitel einer Antiklinale, die NNW streicht und deren Achsenkulmination sich im zentralen Lagerstättenbereich befindet. Die den Großteil der Vererzung tragenden Quarzgänge folgen Kluftsystemen, die der Antiklinale genetisch zugeordnet werden können. Die Quarzgänge werden in Kap. 2 eigens behandelt.

### 1.1. Der Gesteinsinhalt

Die in weiten Teilen der Lagerstätte (ausgenommen im Abbaubereich E) vorherrschenden weichen, mehr oder weniger phyllitischen Tonschiefer mit graphitischer Substanz bestehen zum überwiegenden Teil (50—80%) aus Serizit mit Beteiligung von (sekundärem) Kaolinit; Nebengemengteil ist Quarz, der aber auch weitgehend fehlen kann. Das Ausgangsmaterial sind also mehr oder weniger sandige Schiefertone.

Charakteristisch für diese Gesteine ist die reichlich vorhandene graphitische Substanz, die sich schnur- oder schlierenartig parallel den Phyllosilikaten anlegt. Sie verleiht dem stark abfärbenden Gestein dunkelgraue bis schwarze Farbe und kann in dunklen Lagen einen erheblichen Prozentsatz ausmachen.

Differential-Thermoanalysen (DTA) von den schwarzen Tonschiefern ergeben flache exotherme Peaks bei über 600° C, was auf die graphitische Natur des Kohlenstoffes hinweist. Nach DE MAGNEE & ADERCA (1960:49) handelt es sich nach einer Röntgenaufnahme, die an separierter Kohlenstoffsubstanz eines schwarzen Schiefers aus derselben Serie durchgeführt wurde, tatsächlich um Graphit.

Kaolinit konnte in zahlreichen Gesteinsproben festgestellt werden, auch noch weit außerhalb der Lagerstätte. Er ist z. T. als wichtiger Nebengemengteil vorhanden. Der Nachweis des Kaolinitis erfolgte durch DTA und Röntgendiffraktometeraufnahmen.

Der Kaolinit verdankt seine Entstehung vermutlich der tiefgreifenden rezente Verwitterung. Entstehung durch hydrothermale Beeinflussung während der Bildung der Lagerstätte ist nicht anzunehmen, da der Kaolinit nicht nur an den Lagerstättenbereich gebunden ist, sondern auch weit außerhalb desselben vorkommt. (Lediglich bei Kaolinit-Gängchen, die neben den Quarzgängen in Gifurwe auftreten, erscheint Entstehung durch hydrothermale Beeinflussung gesichert.)

Die weichen graphitischen Tonschiefer sind durch alle Übergänge mit stark sandigen Tonschiefern und mehr oder weniger stark tonigen Sandsteinen (Einteilung nach GAEDEKE, 1971:115) verbunden. Bei ihnen sind Quarz einerseits und Serizit (+ Kaolinit) andererseits  $\pm$  gleichwertige Gemengteile; Quarz kann jedoch auch der weitaus vorherrschende Gemengteil werden. Diese Gesteine enthalten ebenfalls stets graphitische Substanz in wechselnder Menge.

Die quarzsandigen Gesteine zeichnen sich häufig durch Bänderung (hellgrau-dunkelgrau) aus, die vom Gehalt an graphitischer Substanz abhängig ist. Die Bänderung ist sehr fein und erfolgt bereits im mikroskopischen (1/10 mm-) Bereich; Bänderpakete, die sich gegeneinander abgrenzen lassen (Pakete mit vorwiegend hellen und solchen mit vorwiegend dunklen Bändern) wechseln im Millimeter- bis Zentimeterbereich. Die Bänderung ist im makro- wie mikroskopischen Bereich sehr scharf abgrenzbar (Abb. 2, 3).

Mit der Mikrosonde wurde der durchschnittliche C-Gehalt in einem gebänderten, grauen tonigen Sandstein mit 2.0% bestimmt. Dieser Richtwert wird in schwarzen Tonschiefern sicher weit überschritten, in graphitärmeren Proben weit unterschritten. DE MAGNEE & ADERCA (1960:49) geben für vergleichbares quarzitisches Gestein 0.3% C, für graphitreiche Tonschiefer 1.1—1.6% C an (Proben von den Lagerstätten Nyamulilo, Uganda, und Bumbogo, Rwanda).

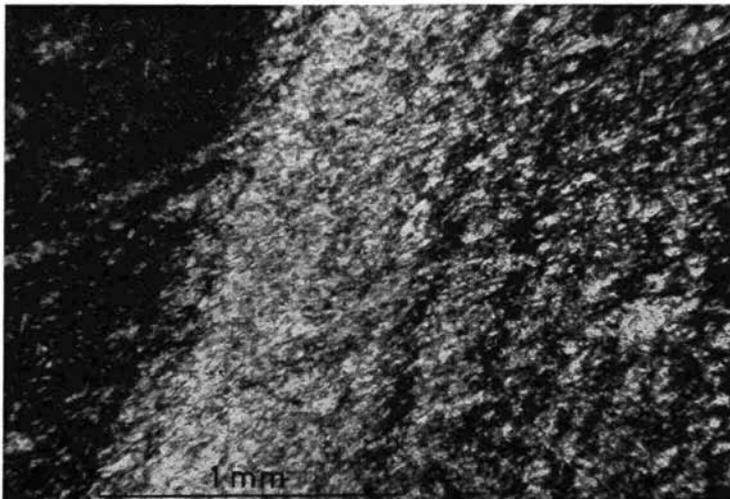


Abb. 2: Graphitischer, stark sandiger Tonschiefer mit deutlicher Bänderung (ss). Geringe Quarzlängung sowie Serizitregelung parallel zur Transversalschieferung. Dünnschliff, 1 Nicol.

Fig. 2: Schiste argileux graphitique sableux distinctement rubané montrant règlement du quartz et du séricite parallèle à la schistosité transversale. Plaque mince, nicols  $\parallel$ .

In den sandigen Gesteinen ist Kreuzschichtung sehr häufig. Dies deutet auf unruhige, landnahe Sedimentation (Abb. 3).

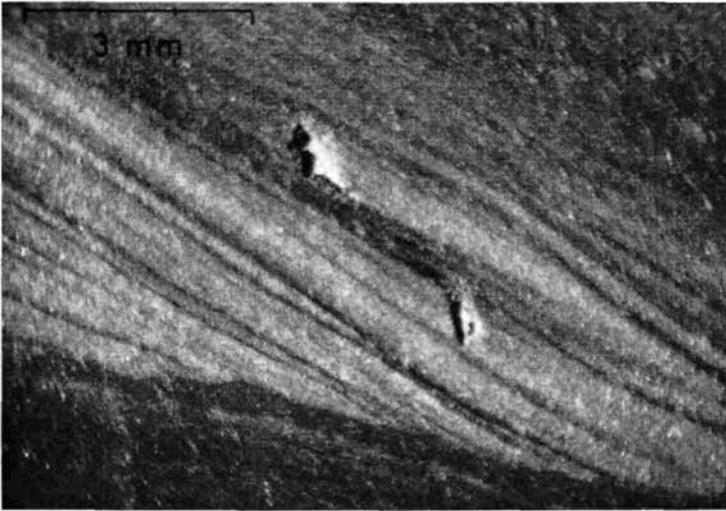


Abb. 3: Feinkörniger, toniger Sandstein mit Kreuzschichtung. Die dunklen Bänder sind reich an graphitischer Substanz. Nicht polierter Anschliff unter schräg einfallendem Licht (Binokular).

Fig. 3: Grès argileux à grain fin avec stratification entrecroisée. Les rubans foncés sont riches en substance graphitique. Poli sous lumière oblique.

Der oben genannte Sandsteinhorizont, der mit großer Wahrscheinlichkeit dem „Quarzit von Nduba“ gleichgesetzt werden kann, ist ein ungleichkörniger Quarzsandstein mit  $\pm 90\%$  Quarz. Die Quarzkomponenten besitzen Durchmesser von  $0.2-1\text{ mm}$  (kleinkörnig), selten bis  $2\text{ mm}$ , und sind  $\pm$  kantengerundet. Sie zeigen keine Spuren einer metamorphen Umprägung.

Das kieselig-tonige Bindemittel liegt in Form von feinkörnigem Quarz und Serizit ( $\pm$  Kaolinit?) vor. Zwischengelagert erscheinen größere Hellglimmerplättchen mit gequältem Aussehen. Sie sind klastischen Ursprunges (s. u.).

Die meist hellgraue Farbe des Gesteines geht wieder auf fein dispers verteilte graphitische Substanz zurück, die hier nur geringen Anteil hat.

Eine Probe von quarzitischem Sandstein, die etwa  $4\text{ km}$  nördlich von Gifurwe, nahe der Straße „circuit des lacs“ geschlagen wurde, gehört nach der Kartenskizze von GERARDS in GERARDS & LEDENT (1970:479) dem „Quarzit von Nduba“ an. Das Gestein entspricht dem Sandstein von Gifurwe. Im Dünnschliff wurde jedoch partielle Regeneration von quarzitischem Bindemittel zu einem  $\pm$  gleichkörnigen, wenig verzahnten Quarzpflaster mit schwach undulös auslöschenden Individuen festgestellt. Die partielle Quarzregeneration ist für das quarzitische Aussehen des Sandsteines (noch kein Quarzit!) verantwortlich.

In der eben beschriebenen Probe sind zwei etwa  $1\text{ mm}$  große abgerundete Quarzkörner von Bedeutung, die schön ausgebildete Resorptionsschläuche zeigen (Abb. 4). Dies beweist Beteiligung sauren vulkanischen Materials (Quarzporphyr?) am detriären Anteil.

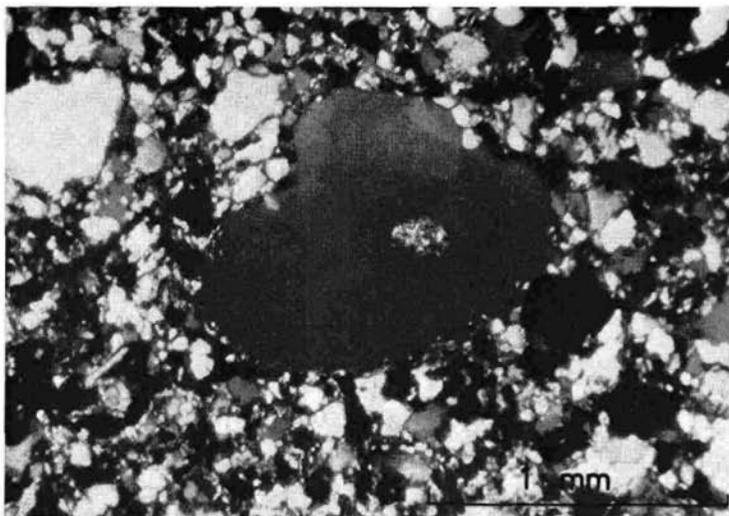


Abb. 4: Klastischer Quarz mit Resorptionsschlauch im „Quarzit von Nduba“ 4 km nördlich von Gifurwe. Dünschliff. + Nicols.

Fig. 4: Quartz d'origine elastique montrant corrosion dans le „quartzite de Nduba“ 4 km N de Gifurwe. Plaque mince, nicols +.

Der Sandstein des Horizontes von Nduba unterscheidet sich von den oben beschriebenen mehr oder weniger stark tonigen Sandsteinen, die mit den Tonschiefern verbunden sind und deren Quarzanteil ebenfalls 80% erreichen kann, durch die ungleichkörnige, im heutigen Erscheinungsbild noch eindeutig klastische Struktur mit Korngrößen bis über 1 mm, während sich die  $\pm$  tonigen Sandsteine durch Gleichkörnigkeit, Regeneration des Quarzes und sehr feines Korn (0.01—0.1 mm) bei häufig erkennbarer Schieferung auszeichnen. Die festen Sandsteinbänke des Horizontes von Nduba haben der Beanspruchung größeren Widerstand entgegengesetzt und dadurch ihr ursprüngliches Gefüge erhalten können.

Einen auffälligen und sehr charakteristischen Gesteinshorizont bilden die rotblaugrau gebänderten Tonschiefer im östlichen Teil des Abbaubereiches E. Die Bänderung erfolgt im Zentimeterbereich (1—2 cm), wobei sich die Bänder makroskopisch wie mikroskopisch scharf voneinander trennen lassen.

Die roten Bänder zeichnen sich durch eine zusammenhängende Masse hämatitischen Eisenoxys aus, das für die rote Farbe verantwortlich ist. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz, Serizit und Kaolinit.

Die blaugrauen Bänder hingegen bestehen fast ausschließlich aus Kaolinit und Quarz neben etwas opaker Substanz, Chlorit (?) und Häufchen von Leukoxen. Vulkanische Herkunft dieser Gesteinsbänder (Tuffe) ist nicht auszuschließen.

Fast alle hier besprochenen Gesteine fallen durch ihre horizontweise parallel ss sehr zahlreich auftretenden Hohlräume auf, die in frisch gebrochenen Gesteinen mehrere Dekameter unter der ehemaligen Tagesoberfläche genauso entwickelt sind wie in den Gesteinen an der Oberfläche. Vielfach lassen die Hohlräume sehr deutlich kubische Formen erkennen, doch sind sie andererseits auch häufig völlig deformiert und gestaltlos. Alle Übergangsformen sind vorhanden.

Die kubische (würfelige) Form, reliktsches Eisenoxyd (vorwiegend Nadeleisenerz, daneben Rubinglimmer und sekundärer Hämatit) an den Rändern der Hohlräume und an den Würfelflächen der Hohlräume auftretende Streifung lassen eindeutig auf ehemaliges Vorhandensein von Pyrit schließen, der infolge hydrothermalen Prozesse

(Kap. 3.3.2.) vollständig ausgelaugt worden ist. Es konnten keinerlei Relikte von Pyrit gefunden werden.

Auch PARGETER (1956:37) erwähnt, daß in Phylliten der Lagerstätte Ruhizha in SW-Uganda „Limonit pseudomorph nach Pyrit“ enthalten ist. Die Phyllite von Ruhizha sind stratigraphisch ähnlich einzustufen wie die (phyllitischen) Tonschiefer von Gifurwe.

Die Höhlräume, d. h. der ehemalige Pyrit, können horizontweise bis zu etwa einem Drittel des Volumens ausmachen. Einzelne ss-Flächen sind sogar von den Pyrit-Höhlformen zusammenhängend übersät.

Die Pyrit-Hohlformen treten sowohl in den weichen graphitischen Tonschiefern (seltener und kleiner) als auch vor allem in den stark sandigen Tonschiefern und den stark tonigen Sandsteinen auf, wo sie mehrere Millimeter im Durchmesser erreichen. Bisweilen findet man Nester und Linsen, die ausgesprochen reich an Hohlformen sind.

Die Hohlformen sind zum Teil mit grobem, unversehrtem Quarzpflaster, das auch Serizit und Turmalin enthalten kann, z. T. mit limonitischem Eisen, meist nur randlich, ausgefüllt.

Sowohl in den Tonschiefern als auch in den Sandsteinen inkl. dem Horizont von Nduba fallen in einzelnen Proben bereits makroskopisch Hellglimmerplättchen auf, die 1—2 mm im Durchmesser erreichen. Mikroskopisch stechen die langtafeligen Hellglimmer deutlich aus dem wesentlich feinerkörnigen Grundgewebe heraus. Sie sind meist verbogen und gequält und zeigen z. T. schwach bräunlichen Pleochroismus. Die klastische Natur dieser Hellglimmer ist deutlich.

Ein in den Gesteinen von Gifurwe fast stets vorhandenes Akzessorium ist Turmalin von olivbrauner oder olivgrüner Farbe, der in langen Nadeln (bis zu 1 mm) oder in kürzeren, manchmal plumpen Säulchen (0.02—0.2 mm) vorkommt. Die Kristalle haben oft ihre Pyramidenflächen gut erhalten. Die opake Substanz des Grundgewebes wird in mehreren Fällen von Turmalin eingeschlossen, ohne verdreht zu werden. Die Längsachse der Nadeln und Säulchen folgt im allgemeinen dem s, wobei bei vorhandener Transversalschieferung deren Richtung bevorzugt wird (bessere Wegsamkeit). Die langen Nadeln zeigen normal zur c-Achse bisweilen Zerbrechung, die mit geringer Dislokation verbunden sein kann.

Das mikroskopische Bild ergibt einen im wesentlichen postkinematisch gewachsenen Turmalin, der den transversalen sf-Flächen bereits folgt. Leichtere Bewegungen haben ihn z. T. noch erfaßt (Zerbrechungen).

Sind die oben erwähnten Höhlräume nach Pyrit mit Quarz ausgefüllt, so ist Turmalin häufig in diesen Quarzaggregaten — oft nesterweise angereichert — enthalten (s. Kap. 3.3.2.).

Es fällt auf, daß die Gesteinsproben, die außerhalb der Lagerstätte Gifurwe genommen wurden, keinen oder nur sehr wenig Turmalin führen (weit unter 0.1%), während die meisten Gesteine aus dem Lagerstättenbereich Gehalte um 1% oder mehr aufweisen. Sowohl dunkle Lagen, die reich an graphitischer Substanz sind, als auch helle führen Turmalin, wobei scharfe lithologische Grenzen bei der Verteilung und noch mehr bei der Ausbildung (Größe der Kristalle) eine Rolle spielen können (lokale Einflüsse der Wegsamkeit für die Minerallösungen).

Bemerkenswert sind Konkretionen tonig-kieseliger Zusammensetzung, die lokal gehäuft an stratigraphische Horizonte gebunden auftreten. Sie haben eiförmige Gestalt mit längsten Durchmessern von 1—10 cm und wurden in den mittleren und unteren Etagen des Abbaubereiches A und — weniger häufig — in den tiefsten Teilen des Abbaubereiches E gefunden. Ihr Nebengestein sind stets schwarze Tonschiefer. Die Fundpunkte gehören möglicherweise einem einzigen stratigraphischen Horizont an.

Die vorwiegende Komponente in den Konkretionen ist tonig-serizitisch mit Quarz als weiteren Hauptgemengteil. Serizit kann einen wirren Filz bilden, in dessen Zwickeln dann der Quarz sitzt. Ein weiterer meist reichlich vorhandener Gemengteil ist graphiti-

sche Substanz, ferner kann limonitisch-hämatitisches Eisenoxyd reichlich vertreten sein. Über hohe Wolfram-Gehalte in den Konkretionen, die 0.2% übersteigen können, wird in Kap. 3.2. eigens berichtet.

Hohlformen nach Pyrit, wie sie aus dem Nebengestein oben beschrieben wurden, sind auch in den Konkretionen in wechselnder Menge vorhanden oder können auch ganz fehlen. Nicht selten sind sie mit Quarz gefüllt; die so entstehenden Quarzaggregate fallen durch die Größe der schwach undulös auslöschenden Individuen auf und gleichen den meist nur reliktilsch erhaltenen Hohlraumausfüllungen im Nebengestein völlig. Vereinzelt stehen die Quarzaggregate in den Konkretionen mit postkinematischen Rissen in Verbindung, die das Gestein quer durchsetzen und von derselben Quarzgeneration verheilt werden.

In den Quarzgängen und -aggregaten der Konkretionen ist wieder häufig Turmalin in unversehrten und gut ausgebildeten Nadeln relativ reichlich enthalten, während er sonst in den Konkretionen nicht oder nur ausnahmsweise anzutreffen ist. Die genetische Verknüpfung zwischen jungem Quarz und Turmalin wird in den Konkretionen noch deutlicher als im Nebengestein.

Es besteht kein Zweifel, daß die Konkretionen selbst sedimentäre oder spätestens diagenetische Bildungen sind. Ähnliche Konkretionen, jedoch mit reichlich Ferberit, beschreibt PARGETER (1956: 35, 39) aus der Wolfram-Lagerstätte Ruhizha in SW-Uganda; es handelt sich hierbei um ovale Knollen bis zu 10 cm Durchmesser, bestehend aus Ferberit und Quarz mit etwas Serizit zu etwa gleichen Teilen („nodules of ferberite“). In der 12 km weiter südlich liegenden Lagerstätte Nyamulilo werden Horizonte, die voll von „Ferberit-Knollen“ (0.1—1 cm) sind, ausgebeutet (DE MAGNEE & ADERCA, 1960: 10).

## 1.2. Metamorphose und Tektonik

Die Metamorphose des Gesteines von Gifurwe ist sehr schwach. Die Quarzregeneration ist gering und im Sandsteinhorizont von Nduba z. T. überhaupt nicht festzustellen. Eine Längung des Quarzes nach der Schieferung — oft als Makroschieferung transversal zu ss ausgebildet — kommt nur partiell vor und ist schwach entwickelt. Die Plättchenlänge des Serizits bleibt unter 0.05 mm. Phyllitisch-linsige Textur tritt nicht auf. Die ebenflächigen, dünnbankigen Schiefer zeigen in vielen Fällen feine Runzelung an den Schichtflächen.

Die Metamorphose ist der beginnenden Quarz—Albit—Muskowit—Chlorit-Subfazies zuzuordnen und dürfte Temperaturen von 400° C (Beginn der Grünschieferfazies) nur wenig überschritten haben.

Vielfach ist in den tonschiefrigen Gesteinen deutliche Transversalschieferung zu sehen, die häufig als Makroschieferung (Abstand der Schieferungsflächen bis zu mehreren Dezimetern) mit kaum ausgeprägter Mikroschieferung entwickelt ist. Die Schieferung schneidet schulbeispielhaft mehr sandige Schichten in größerem Winkel als mehr tonige Lagen. In den festen Sandsteinbänken ist die Schieferung nicht durchzuverfolgen.

Die Art der Verschieferung läßt erkennen, daß die tektonische Beanspruchung der Schichten — mit Ausnahme der weiter unten beschriebenen Störung — gering war.

Die Transversalschieferung manifestiert sich im Dünnschliff durch teilweises Einlenken der Serizitplättchen und z. T. durch schwache Längung des Quarzes (s. Abb. 2). Ferner wird durch sie häufig Feinfältelung hervorgerufen, die in vielen Fällen erst unter dem Mikroskop ausgenommen werden kann.

In tektonischer Hinsicht liegt die Lagerstätte Gifurwe im Scheitel einer Antiklinale (Abb. 5). Die Antiklinalachse streicht im Lagerstättenbereich 320—325° und findet ihre Fortsetzung nach NNW über den Ostteil des Lac Burera hinweg in den Raum östlich von Bugarama. Nach SSE geht sie in der großen antiklinalen Aufwölbung in der nördlichen Fortsetzung des Granites von Gitarama auf (Antiklinorium von Bumbogo nach GERARDS & LEDENT, 1970: 480; FRISCH, 1971: 598).

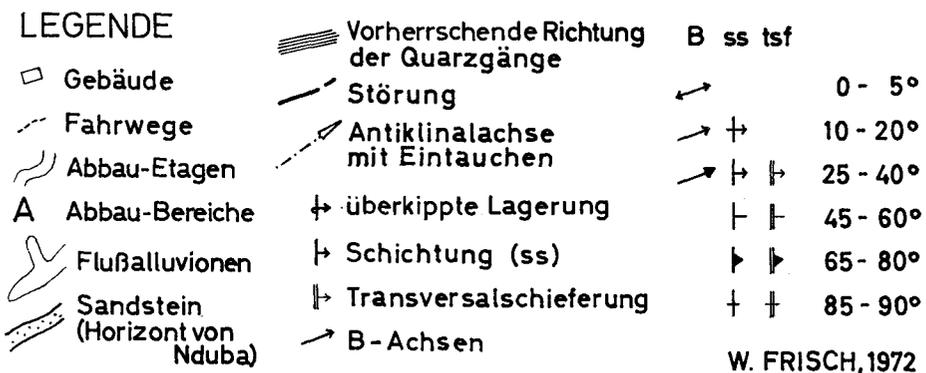
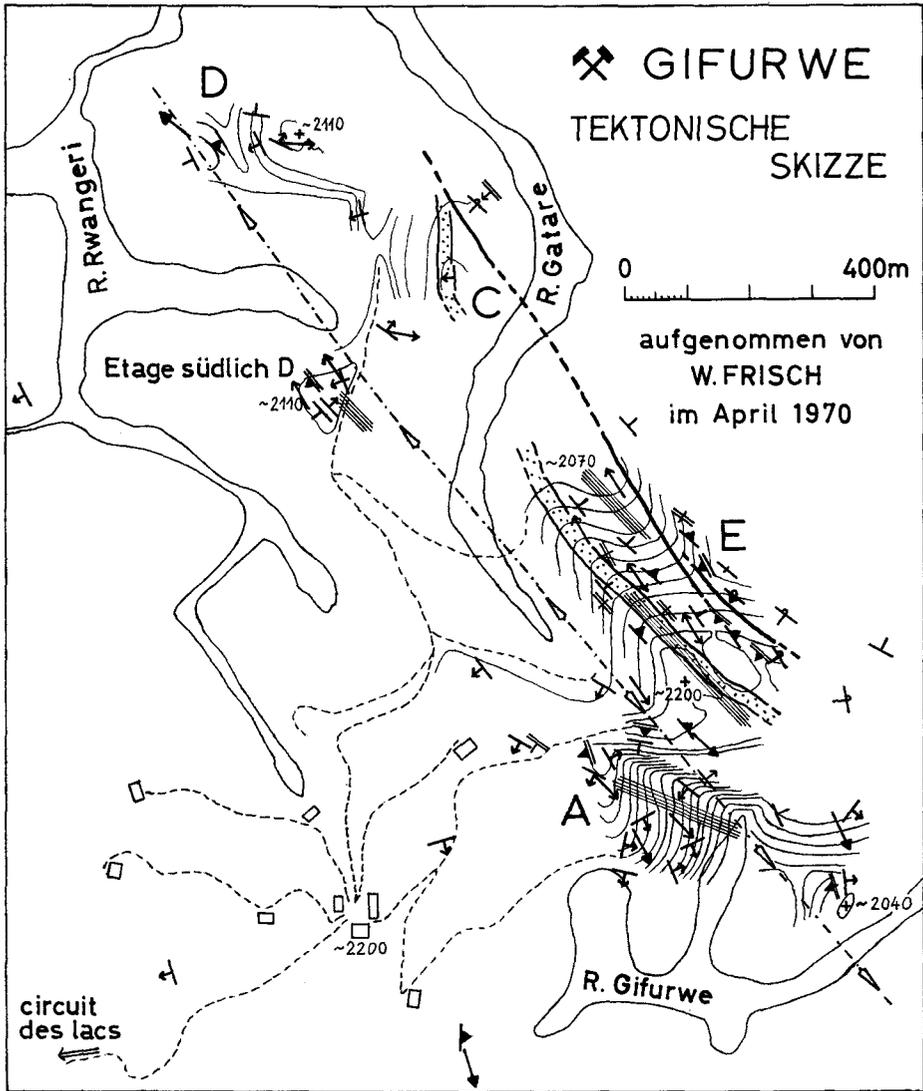


Abb. 5: Tektonische Skizze der Lagerstätte Gifurwe.

Fig. 5: Croquis tectonique de la mine Gifurwe.

Die Antiklinalachse durchschneidet in Gifurwe den Abbaubereich A, berührt die Etagen des Abbaubereiches E im Westen und findet ihre Fortsetzung im westlichen Teil des Abbaubereiches D (Abb. 5). Am deutlichsten ist sie westlich des Bereiches E ausgebildet, in dessen südlichem Teil der Kulminationspunkt der Sattelachse liegt. Im Bereich D, südlich davon anschließend und im Bereich A ist die Antiklinalachse nicht eindeutig festzulegen, da hier z. T. intensive Faltungen im Meterbereich das Bild verwischen (Antiklinorium).

Während die Faltenachsen in der Umgebung des Kulminationspunktes der Sattelachse um die Horizontale pendeln, fallen sie im nördlichen Teil des Bereiches E unter  $10\text{--}20^\circ$  nach Nordwesten, im Bereich D etwas steiler in dieselbe Richtung ein. Relativ steil fallen die B-Achsen im Bereich A gegen Südosten, nämlich unter  $20\text{--}40^\circ$ ; hier taucht die Antiklinalachse also steiler ein als im Nordwesten.

Während der Südwestflügel der Antiklinale mit einem Fallwinkel von  $25\text{--}40^\circ$  ziemlich flach geneigt ist, stehen die Schichten im Nordostflügel in den Bereichen E und C mit  $50\text{--}90^\circ$  sehr steil, z. T. sogar überkippt. Die Überkipfung der Schichten läßt sich mit Hilfe der bereichsweise auftretenden Transversalschieferung und der in den sandigen Schichten häufig entwickelten Kreuzschichtung gut belegen. Auf der tektonischen Skizze (Abb. 5) sind die Überkipfungen eigens gekennzeichnet.

Die Bereiche C und E werden von einer Störung durchsetzt, die  $320^\circ$  (NW) streicht und sich im Südosten des Abbaubereiches E nach Osten hin auffiedert. Die Störung besteht aus einer saiger stehenden,  $10\text{--}18\text{ m}$  mächtigen Bleichungszone, in der keine größeren Relativbewegungen festgestellt werden können, wohl aber tektonische Beanspruchung. Die Störung dürfte entlang der Schichtung (Schieferung) gleitbrettartig um geringe Beträge versetzen. Die Gesteine sind in der Störungszone weitgehend kaolinitisiert. Die Kaolinitisierung erfolgte mit hoher Wahrscheinlichkeit durch rezente Oberflächenwässer, doch ist eine Umwandlung durch hydrothermale Beeinflussung während der Lagerstättenbildung nicht auszuschließen.

Etwa  $2\text{ km}$  südöstlich von Gifurwe ist in der richtungsmäßigen Fortsetzung der Störung eine ähnliche Bleichungszone aufgeschlossen.

Die das Bild der Lagerstätte beherrschenden Quarzgänge, deren relatives Alter im folgenden Kapitel mit syn- bis spätkinematisch festgelegt wird, greifen z. T. in die gebleichte Störungszone hinein. Die Störung wird jedoch von den Gängen nicht zur Gänze durchsetzt. Das heißt, daß die Störung noch nach Platznahme der Quarzgänge aktiv war.

## 2. Die Quarzgänge

Die Quarzgänge, die sich deutlich vom dunklen Nebengestein abheben, sind das hervorstechendste Merkmal der Lagerstätte. Sie tragen den überwiegenden Teil der Vererzung in Gifurwe.

Die Gänge folgen den durch Klüftung vorgegebenen tektonischen Richtungen und lassen sich somit dem Bauplan der Antiklinale weitgehend zuordnen. (2.1.)

Während in den tiefergelegenen Teilen der Lagerstätte mächtige Gänge häufiger vorkommen, ist in den oberen Abbauetagen ein Auffiedern der Gänge festzustellen (Teufenunterschied) (2.2.).

Altersmäßig können zwei Gruppen von Quarzgängen unterschieden werden: relativ flachliegende konkordante Gänge, deren Platznahme synkinematisch erfolgte und die nur einen geringen Prozentsatz ausmachen; meist steilstehende diskordante Gänge,

denen genetisch auch die steilstehenden konkordanten Gänge des Abbaubereiches E zugerechnet werden und die im wesentlichen spätkinematisch eingedrungen sind (2.3.).

## 2.1. Die Verteilung der Quarzgänge und ihre Beziehungen zur Tektonik

Die Quarzgänge durchsetzen das Nebengestein teils diskordant, teils konkordant. Im allgemeinen stehen sie steil ( $60-90^\circ$ ) und durchschneiden das Nebengestein geradlinig (Abb. 6). Nur einige flachliegende konkordante Gänge, die bevorzugt in den höheren Teilen der Lagerstätte angetroffen werden, machen teilweise die Faltung des Nebengesteines mit und fiedern dabei gerne in mehrere parallel laufende Gänge auf.



Abb. 6: Ansicht des Abbaubereiches A der Lagerstätte Gifurwe. Die steilstehenden, scharf begrenzten Quarzgänge, die das Nebengestein geradlinig durchschlagen, sind deutlich zu erkennen.

Fig. 6: Vue de la carrière A de la mine Gifurwe. En voit bien les filons à quartz verticaux nettement arrêtés coupants les roches encaissantes en ligne droite.

Im Abbaubereich E (s. Abb. 5), wo die umgebenden Schiefer steil stehen, ist ein großer Teil der Gänge parallel zur Schichtung eingeordnet. Die konkordanten Gänge, die im Abbaubereich A zahlenmäßig nur einen Anteil von knapp 10% aller Gänge ausmachen, kommen dadurch im Bereich E auf fast 40%.

Volumsmäßig nehmen die diskordanten Gänge etwa doppelt so viel Platz ein (65%) als die konkordanten (35%), wobei die flachliegenden konkordanten Gänge jedoch wiederum nur einen geringen Teil ausmachen. Sie sind im Durchschnitt geringer mächtig als die steil stehenden Gänge, was teils auf das soeben erwähnte Auffiedern der flachen Gänge zurückgeht.

Der Anteil der Quarzgänge am Gesamtgestein beträgt in den derzeitigen Abbaubereichen etwa 5–10%, in alten Abbauetagen, die wegen ihrer Unwirtschaftlichkeit nicht mehr in Betrieb sind, meist nur 1.5–2.5% (Tab. 1).

Abbaubereich A .....	8 — 10 %
Bereich A, südöstlicher Teil .....	4·5— 6 %
Abbaubereich E .....	4·5— 9·5%
Abbaubereich D .....	5 — 6·5%
Bereich E östlich der Störung.....	1·5— 2·5%
Bereich westlich des R. Rwangeri .....	1·5%
Etage 300 m südlich von D .....	6 — 7 %
Bereich WSW des Büros .....	2 %
Bereich westlich von A .....	2·5%

Tab. 1: Volummäßiger Anteil der Quarzgänge am Gesamtgestein (Abbaubereiche s. Abb. 5).

Tab. 1: Portion volumétrique des filons à quartz de la roche entière (carrières v. Fig. 5).

Die Kontakte der Gänge zum Nebengestein sind durchwegs sehr scharf. Es sind keine Reaktionen zwischen Gang und Nebengestein oder Mineralneubildungen in diesem zu beobachten. Lediglich groblättriger Muskowit (Plättchendurchmesser 3—5 mm) tritt an vereinzelt Stellen in einer wenige Zentimeter mächtigen Zone am Quarzkontakt zusammen mit etwas Kaolinit auf.

Die steil stehenden Quarzgänge sind vorwiegend orientiert. Die statistische Auswertung der Streichrichtungen ergab für die Bereiche A und E je ein hervorragendes Maximum, um etwa 20° gegeneinander verschoben. Während die Spitze im Bereich E bei 130—140° liegt, kulminiert sie im Bereich A bei 110—120°. Die beiden Diagramme (Abb. 7 und 8) zeigen für die jeweiligen Abbaubereiche die Verteilung der steilstehenden

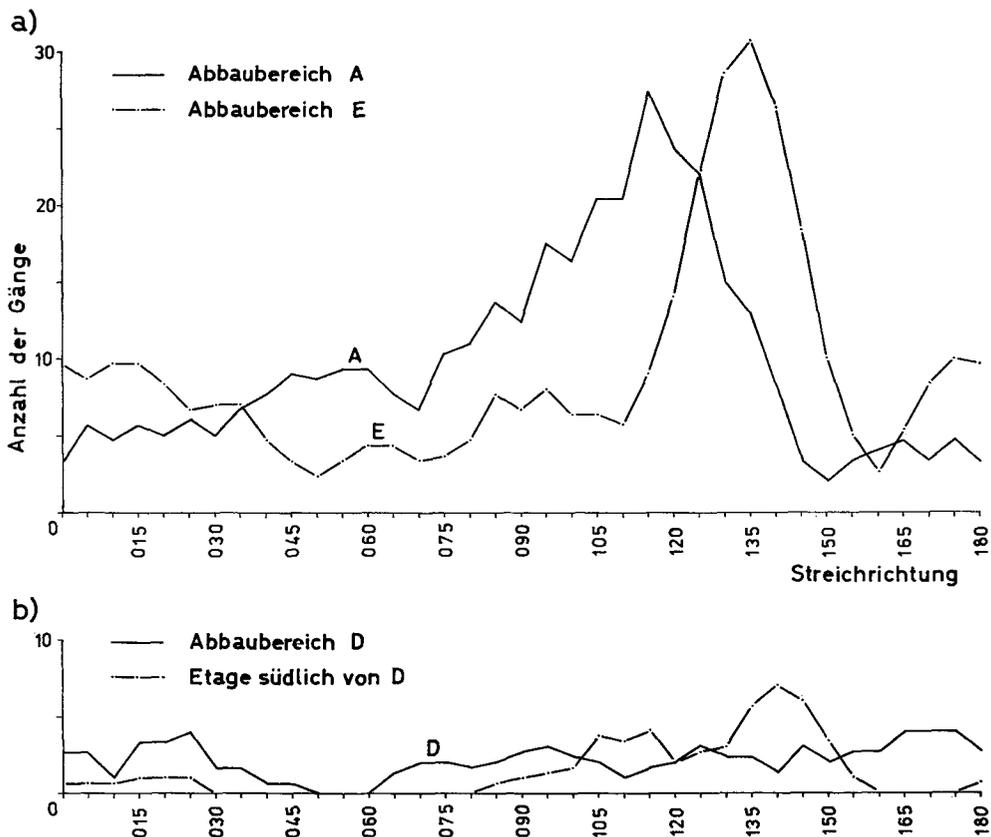


Abb. 7: Häufigkeit der Quarzgänge in den verschiedenen Streichrichtungen für a) die Abbaubereiche A und E, b) den Abbaubereich D und die Etage südlich von D (Bereiche s. Abb. 5).

Fig. 7: Fréquence des filons à quartz selon les différentes directions horizontales pour a) les carrières A et E, b) la carrière D et l'étage S de D (pour les carrières v. Fig. 5).

Gänge nach ihrer Streichrichtung. Es wurden nur die steilstehenden konkordanten Gänge (über  $55^\circ$  Fallwinkel) und alle diskordanten Gänge berücksichtigt, da die flachliegenden konkordanten Gänge das Bild verzerren würden; allerdings fallen diese mengenmäßig kaum ins Gewicht. Während in Abb. 7 die Anzahl der Gänge aufgetragen wurde, wurde in Abb. 8 die Gesamtmächtigkeit der Gänge, also die gesamte Quarzmasse in der jeweiligen Streichrichtung berücksichtigt. Um in den Diagrammen ausgeglichene Kurven zu erhalten, wurden die Werte jeweils aus dem eigentlichen und den beiden benachbarten Werten gemittelt, was zu sehr guten Resultaten führte.

Bezüglich der Untermaxima zeigt Abb. 8 ein klares und mehr repräsentatives Bild als Abb. 7.

Die Maxima sind mit der Tektonik des Nebengesteines gut in Einklang zu bringen:

Im Bereich E, der östlich der Antiklinalachse liegt, fallen die Sedimente steil nach Nordosten. Die Gänge folgen hier zu einem großen Teil den s-Flächen, wodurch ein stren-

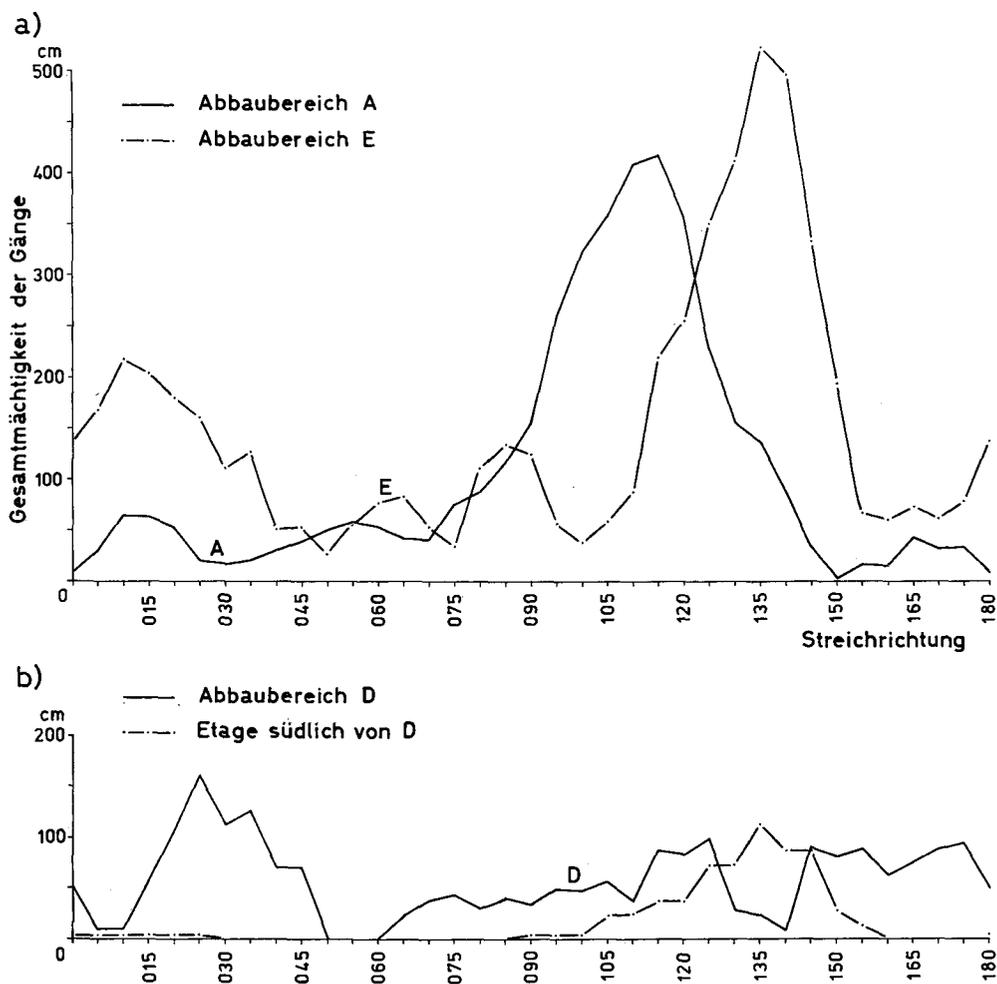


Abb. 8: Gesamtmächtigkeit der Quarzgänge in den verschiedenen Streichrichtungen für a) die Abbaubereiche A und E, b) den Abbaubereich D und die Etage südlich von D.

Fig. 8: Epaisseur totale des filons à quartz selon les différentes directions horizontales pour a) les carrières A et E, b) la carrière D et l'étage S de D.

ges Maximum der Gänge parallel zum Streichen des Nebengesteines (NW—SE) hervorgerufen wird. Wir befinden uns hier im Bereich des Kulminationspunktes der Antiklinalachse mit flachliegenden B-Achsen. Die Streichrichtung des Nebengesteines und somit auch der Gänge verläuft daher parallel zur Antiklinalachse (Abb. 5 und 9).

Zwei untergeordnete Maxima, die deutlich schwächer hervortreten, streichen etwa N (355—015°) und E (080—095°) (Abb. 9). Diese beiden Richtungen, die senkrecht aufeinander und unter 45° zu B stehen, können als Scherklüfte nach (hk0) aufgefaßt werden, denen dann die Gangintrusionen folgten. Die Gänge dieser Richtungen stehen durchwegs sehr steil (75—90°).

Aus den tektonischen Verhältnissen läßt sich die Abweichung des Hauptmaximums im Bereich A gegenüber dem Bereich E gut deuten. Die hier fast ausschließlich diskordanten Gänge haben das Maximum ihres Streichens in Richtung ESE, wobei dieses etwas

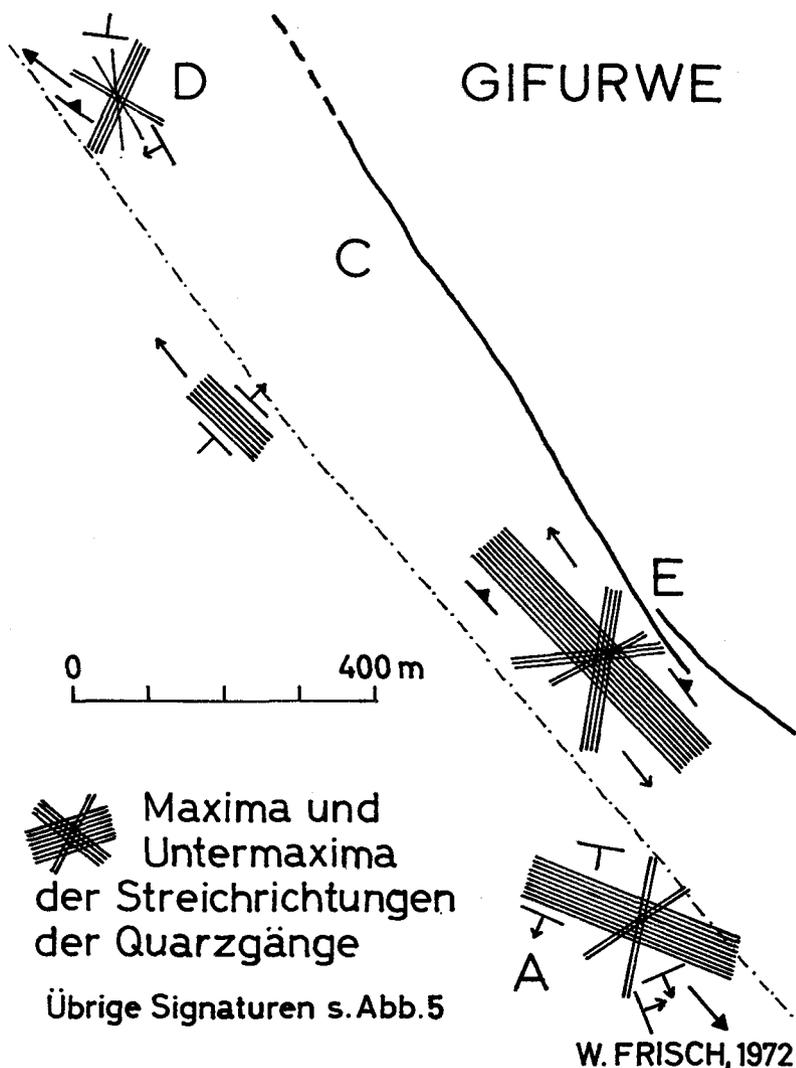


Abb. 9: Maxima der Streichrichtungen der Quarzgänge in Gifurwe.  
 Fig. 9: Maxima des directions horizontales des filons à quartz à Gifurwe.

breiter streut ( $095\text{--}125^\circ$ ) als im Bereich E. Die Richtungsänderung der Gänge ist, da wir uns hier im Südwestflügel der Antiklinale befinden, auf das relativ steile Abtauchen der Antiklinalachse unter  $15\text{--}40^\circ$  nach Südosten zurückzuführen, was auch ein Abdrehen des Schichteinfallens im Nebengestein auf S bis SSE bewirkt. Beim Zurückführen der ziemlich steilen Faltenachsen in die Horizontallage wandert dieses Maximum um etwa  $15\text{--}20^\circ$  nach SE/NW, sodaß es dann mit der Hauptrichtung der Gänge im Bereich E übereinstimmen würde. Da die Gänge im wesentlichen den bereits vorhandenen Klüften im Gestein folgen, braucht keineswegs eine Platznahme derselben vor der Aufwölbung der Antiklinalachse angenommen werden. Bezüglich des relativen Alters der Gänge zur Faltung wird weiter unten gesprochen werden (Kap. 2.3.).

Für die breitere Streuung der Maxima im Bereich A können einerseits die unruhige Verfallung im Meterbereich, andererseits die Verstellung, die das steile Achsenabtauchen bewirkte, verantwortlich gemacht werden; eine so strenge Orientierung wie im Bereich E wurde dadurch verhindert. Zwei schwache Untermaxima bei  $015^\circ$  und  $055^\circ$  können wieder als Scherklüfte aufgefaßt werden.

Eine aufgelassene Etage südlich des Bereiches D, die unmittelbar an der Antiklinalachse liegt, läßt ein Maximum der Streichrichtung der Gänge bei  $140^\circ$  erkennen (Abb. 7 b, 8 b, 9). Das entspricht recht genau der Richtung der Antiklinalachse. Tatsächlich halten sich hier die diskordanten Quarzgänge streng an die Scheitelzonen der Teilmulden und -sättel, die im Meterbereich gefaltet sind.

Der Bereich D, der sich durch verhältnismäßig häufiges Auftreten mächtiger Gänge auszeichnet, zeigt nur schwach erkennbare Regelung der Gänge. Es fällt auf, daß hier auch die Streichrichtung im Nebengestein vielfach wechselt. Ein Maximum (zirka  $300^\circ$ ) folgt den Längsklüften, analog dem Hauptmaximum im Bereich A. Ein zweites Maximum, das sich durch nicht sehr zahlreiche aber sehr mächtige Gänge auszeichnet (vgl. Abb. 7 b und 8 b), steht etwa senkrecht dazu ( $020\text{--}025^\circ$ , Abb. 9). Es kann als ac-Richtung aufgefaßt werden.

Allgemein ist eine Lücke oder eine nur schwache Besetzung mit Gängen in nordöstlicher Streichrichtung ( $050^\circ$ ) zu erkennen, obwohl in dieser Richtung Zerrklüfte nach ac zu erwarten wären.

Stellt man Abb. 7, die die Anzahl der Gänge in Bezug auf ihre Streichrichtung wiedergibt, Abb. 8 gegenüber, die die Gesamtmächtigkeit der Gänge in der jeweiligen Streichrichtung zeigt, so ergibt sich folgender Vergleich:

In den beiden Diagrammen kommen die Spitzen der großen Maxima in den Bereichen A und E sehr deutlich zum Ausdruck. Die Spitze des Bereiches A in Abb. 8 a fällt hingegen nicht so flach gegen den Uhrzeigersinn ab wie in Abb. 7 a. Das heißt, daß im Bereich  $075\text{--}090^\circ$  die Gänge nur geringmächtig sind und daher nicht so ins Gewicht fallen. Durch die Berücksichtigung der Gangmächtigkeiten kommen in Abb. 8 a für den Bereich A die beiden Untermaxima bei  $015^\circ$  und  $055^\circ$  heraus, deren Bild bei Berücksichtigung der Anzahl der Quarzgänge stark verzerrt wird (Abb. 7 a).

Für den Bereich E kommen in Abb. 8 a neben dem großen Maximum die beiden Untermaxima wieder recht gut zum Ausdruck, sie besitzen sogar deutlichere Spitzen ( $010^\circ$  und  $085^\circ$ ). Die Intensität, verglichen mit dem großen Maximum, ist für das Untermaximum bei  $085^\circ$  die gleiche, während das Untermaximum bei  $010^\circ$  in Abb. 8 a höhere Intensität besitzt als in Abb. 7 a. Dieser Unterschied ist auf einige mächtige Gänge in den unteren Etagen des Bereiches E zurückzuführen.

Die Mächtigkeitskurve für den Bereich D (Abb. 8 b) ergibt einen unruhigen Verlauf, wobei sich vor allem bei  $025^\circ$  ein Maximum herausarbeitet. Da hier jedoch nur wenige Gänge gemessen werden konnten und diese vielfach große Mächtigkeit besitzen, kann man dieses Maximum nicht unbedingt als repräsentativ betrachten. Der sehr unruhige Verlauf der Kurve im Bereich  $110\text{--}180^\circ$  mit z. T. hohen Werten bestätigt dies.

Hingegen kommt für die Etage südlich des Bereiches D das bereits in Abb. 7 b hervortretende Maximum trotz der geringen Anzahl an gemessenen Gängen noch deutlicher und gleichmäßiger zum Ausdruck. Außerhalb dieses Maximums wurde praktisch keine Gangsubstanz festgestellt. Die diskordanten Gänge sind hier streng nach be ausgerichtet.

Aus den beiden Diagrammen Abb. 7 und 8 kann man also den Schluß ziehen, daß die Gänge bei ihrer Platznahme streng den tektonisch vorgezeichneten Linien folgten. Erfafßt man nicht die Anzahl, sondern die Gesamtmächtigkeit der Gänge in den jeweiligen Richtungen, so findet dieses Bild eine noch deutlichere Bestätigung. Das heißt, daß untergeordnete Richtungen nur von geringmächtigen Quarzgängen besetzt werden, während die mächtigen Gänge ihren Platz in den tektonischen Hauptrichtungen einnehmen.

Die Errechnung der durchschnittlichen Gangmächtigkeiten in den einzelnen Bereichen zeigt, daß die Teile der Lagerstätte, die in Abbau stehen, im Durchschnitt mächtigere Gänge aufweisen als erzärmere Teile, die aus wirtschaftlichen Gründen nicht mehr abgebaut werden oder nie abgebaut wurden, am Rande der Lagerstätte. Vor allem fällt Bereich D durch seine große durchschnittliche Gangmächtigkeit von 27 *cm* auf. Hier sind wenige, sehr mächtige Gänge mit reicher Vererzung zu beobachten. Die durchschnittliche Mächtigkeit in den Bereichen E und A beträgt 16 bzw. 11 *cm*, fällt also gegen Südosten ab. Unmittelbar östlich der Störung im Bereich E beträgt sie wie abgeschnitten nur noch 10 *cm*, um weiter gegen Osten rasch abzusinken (Aufhören der Gänge); die Lagerstätte ist hier zu Ende. Am westlichen und südwestlichen Rand der Lagerstätte beträgt sie nur um 4 *cm*.

Aus der Verteilung der Häufigkeit und der durchschnittlichen Mächtigkeit der Gänge lassen sich zusammen mit der Verteilung des Erzes wichtige Schlußfolgerungen über die Genese der Lagerstätte ziehen (Kap. 3).

## 2.2. Die vertikale Verteilung der Quarzgänge

Ebenso ist die vertikale Verteilung der Quarzgänge von großer Bedeutung. Abb. 10 zeigt die Verteilung der verschiedenen Gangmächtigkeiten mit zunehmender Teufe in den Bereichen A und E, in denen Höhenunterschiede von 120—140 *m* aufgeschlossen sind. Deutlich geht daraus hervor, daß die geringmächtigen Gänge, bis etwa 12 *cm* Mächtigkeit, nach oben hin an Häufigkeit zunehmen. Besonders auffallend ist die Zunahme bei den dünnsten Gängen (1—2 *cm*). Die mächtigen Gänge werden hingegen im allgemeinen nach oben hin seltener. Das nur flache Ansteigen der Kurven mit zunehmender Tiefe in Abb. 10 erklärt sich daraus, daß die mächtigen Gänge die selteneren sind und ein mächtiger Gang von der Masse her weit schwerer ins Gewicht fällt.

Aus Abb. 10 geht also hervor, daß die Quarzgänge nach oben hin auffiedern. Der Teufenunterschied kommt bereits in einem Niveauunterschied von wenig mehr als 100 *m* deutlich zum Ausdruck. Auch daraus lassen sich wichtige genetische Hinweise ableiten (Kap. 3).

Kein Teufenunterschied läßt sich hingegen feststellen, wenn man die Gesamtmächtigkeit der Quarzgänge auf eine bestimmte Strecke bezogen, also den volumsmäßigen Anteil derselben am Gesamtgestein, betrachtet. Es kann, im großen gesehen, keine Zunahme der Quarzmasse mit zunehmender Tiefe nachgewiesen werden, obwohl dies über wenige Etagen manchmal der Fall ist. Im ganzen gesehen ist es vielmehr so, daß der volumsmäßige Anteil des Quarzes dort am größten ist, wo das meiste Erz gefunden wird (vgl. Tab. 1). Jedenfalls fällt der prozentuelle Anteil des Gangquarzes am Gesamtgestein in erzarmen Partien rasch ab.

Zusammenfassend kann also ein Auffiedern der Quarzgänge nach oben hin festgestellt werden, wobei die nur wenige Zentimeter mächtigen (vielfach konkordanten) Quarzgänge in den oberen Etagen besonders hervortreten.

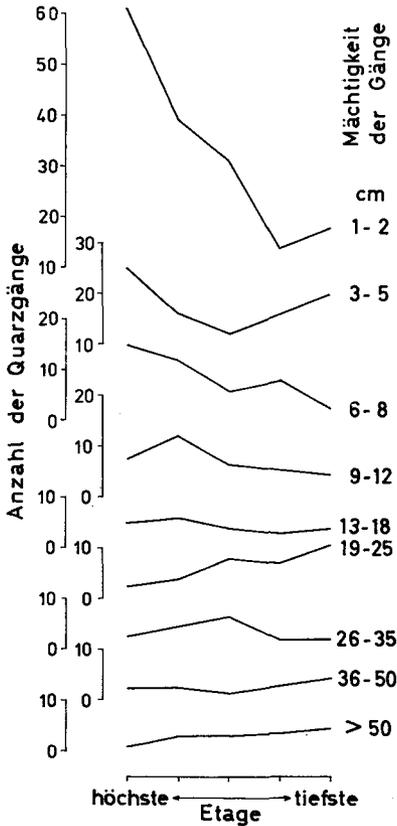


Abb. 10: Häufigkeit der Quarzgänge, aufgegliedert nach Mächtigkeiten, in fünf verschiedenen hohen Niveaus der Abbaubereiche A und E in Gifurwe. Die Anzahl der Gänge wurde jeweils auf 1000 cm Gangmächtigkeit pro Etage bezogen. Ein Teufenunterschied kommt deutlich zum Ausdruck.  
Fig. 10: Fréquence des filons à quartz classés selon l'épaissement dans 5 différents niveaux des carrières A et E à Gifurwe. Le nombre des filons se réfère à 1000 cm d'épaisseur totale par étage. Il se montre clairement une différence de profondeur.

### 2.3. Das relative Alter der Quarzgänge

Das relative Alter der Quarzgänge ist mit syn- bis spätkinematisch anzugeben, wobei die konkordanten Gänge allgemein die älteren (etwa synkinematisch) sind und von den diskordanten Gängen und den steil stehenden konkordanten Gängen des Bereiches E geschnitten werden (etwa spätkinematisch).

Die konkordanten Gänge — dies sieht man vor allem im nordwestlichen Teil der Lagerstätte — sind von der Faltung erfaßt worden und machen die z. T. recht spitze Faltung mit. Sie können nicht präkinematisch eingedrungen sein, denn im westlichen Teil des Bereiches D und in der Etage südlich von D kommt sehr deutlich zum Ausdruck, daß die Gänge zum überwiegenden Teil jeweils im südwestlichen Schenkel der Falten aufscheinen, während die nordöstlichen Schenkel fast frei von Gängen sind (Abb. 11).



Abb. 11: Konkordante, von der Faltung noch erfaßte Quarzgänge, die jeweils im Südwestschenkel der Falten gehäuft auftreten, im Nordostschenkel hingegen fast vollständig fehlen (synkinematische Gänge). Spätkinematische Gänge dringen bevorzugt an den Umbiegungsstellen der Falten ein. Gifurwe, alte Abbauetage südlich des Bereiches D.

Fig. 11: Filons à quartz concordants pliés se trouvant surtout au côté SW des plis (filons synkinématiques). Vers l'achèvement de la plissage des filons coupent préférentiellement les crêtes des plis. Gifurwe, ancienne étage S de D.

Das heißt, daß vor Platznahme der Gänge eine Faltung bereits erfolgt war und die beiden Faltschenkel zu diesem Zeitpunkt bereits divergierten, sonst wäre eine selektive Intrusion nicht möglich gewesen. Gegen eine Platznahme der Gänge nach Abschluß der Faltung sprechen hingegen folgende Beobachtungen: Die Faltscheitel sind sehr spitz, die Faltschenkel stehen in einem Winkel von etwa  $70^\circ$  zueinander; nach Abschluß der Faltung wäre eine Quarzintrusion in dem z. T. klüftigen Gestein sicher nicht derartigen Richtungsänderungen gefolgt, was aber teilweise der Fall ist (Abb. 12 a). In Abb. 12 b sieht man z. B., wie ein konkordanter Quarzgang eine sehr spitze Kleinfaltung in einem Winkel von etwa  $50^\circ$  mitmacht, wobei das Quarzband an der Innenseite der Umbiegung zusammengepreßt und geknickt ist. Ebenso wird Spezialfältelung im Nebengestein von Quarzbändern mitgemacht.

Die Platznahme des Großteils der konkordanten Gänge (mit Ausnahme der steilstehenden wie vor allem im Bereich E) ist somit eindeutig als synkinematisch einzustufen, erfolgte also während der Faltung.

Die diskordanten Gänge intrudierten, im gesamten gesehen, später, jedoch schließt sich ihre Platznahme unmittelbar an die der konkordanten Gänge an (Abb. 12 a—c). Im Gebiet der Falten im westlichen Teil des Bereiches D und in der Etage südlich D wurden die diskordanten Gänge zwar nicht mehr von der Faltung, aber doch von leichten Bewegungen erfaßt. Die steilstehenden diskordanten Gänge befinden sich hier hauptsächlich an den Umbiegungsstellen der Falten und verlaufen parallel einer Transversalschieferung. Sie folgten also Schwächezonen, die durch die Tektonik vorgezeichnet waren. In den Abb. 12 a und b sieht man, daß diese Gänge nachträglich boudiniert wurden, wobei die einzelnen Boudins bisweilen im Sinn der Relativbewegungen, die die Faltung hervorrief, versetzt sind.

Abb. 12 d, die eine Versetzung eines diskordanten Ganges durch einen konkordanten darstellt — was selten zu beobachten ist —, zeigt, daß sich die Platznahme diskordanter und konkordanter Gänge zeitlich auch überschneiden kann. Abb. 12 c zeigt das Einlenken eines diskordanten Ganges parallel zu konkordanten.

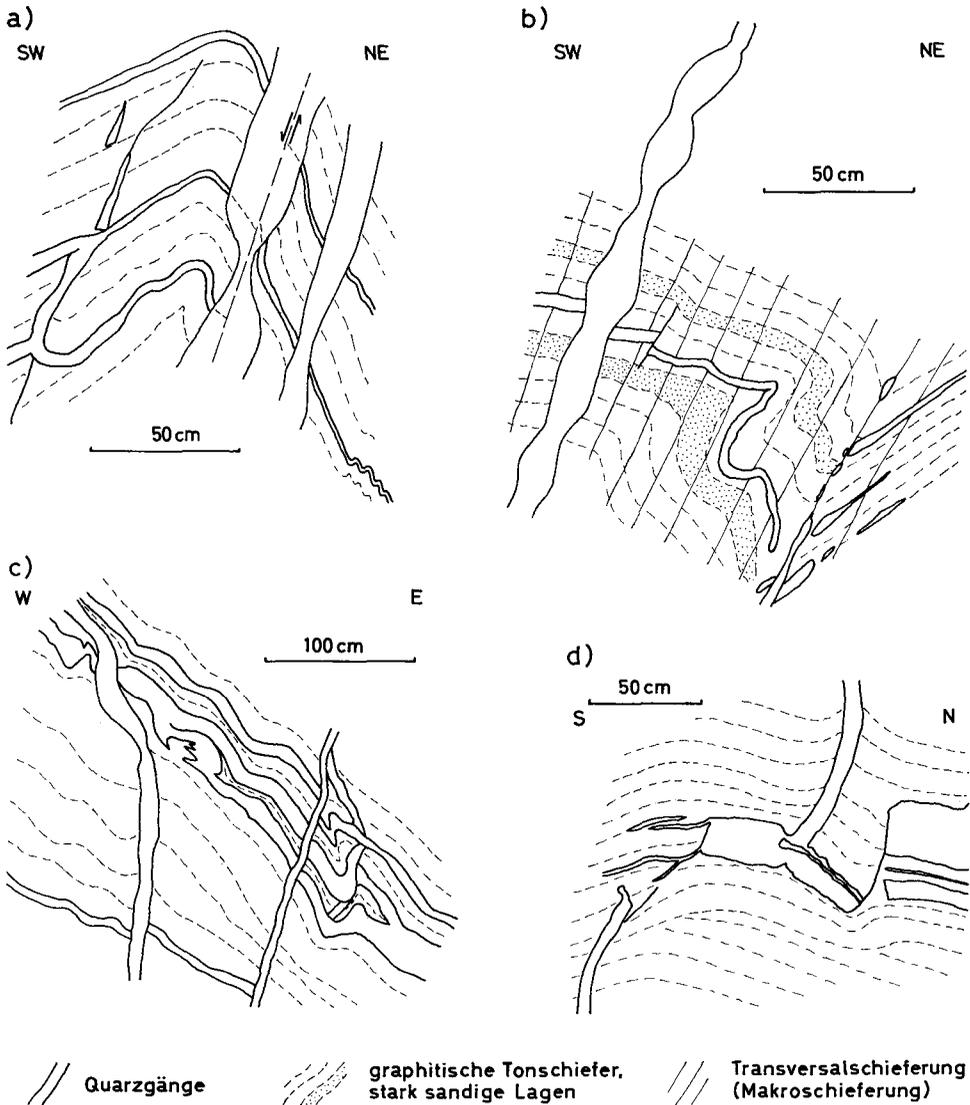


Abb. 12: Verschiedene Ansichtsbilder von Quarzgängen. Erläuterung siehe im Text. (Abb. 12 a entspricht der Mitte der Abb. 11).

Fig. 12: Vues différentes des filons à quartz. Explication v. texte. (Fig. 12 a correspond à la partie centrale de fig. 11).

Viele der diskordanten Gänge lassen keine tektonische Beanspruchung mehr erkennen. Es kann allgemein für die diskordanten Gänge festgestellt werden, daß sie im wesentlichen nach Abschluß der Faltung intrudiert sind, wobei sie noch von geringfügigen Bewegungen erfaßt, leicht boudiniert und bisweilen auch von kleinen Störungen ver-

setzt werden konnten. Gleichzeitig mit ihnen sind die steilen konkordanten Gänge einzu-  
stufen, wie sie vor allem im Bereich E auftreten, wo sie der steilgestellten Schichtung  
der Sedimente folgen. Da die Steilstellung der Schichten (= Faltung) vor Platznahme  
dieser Gänge erfolgte, sind sie genetisch zu den diskordanten Gängen zu zählen.

So gesehen, machen die konkordanten synkinematischen Gänge nur einen sehr ge-  
ringes Prozentsatz (10— max. 15%) aller Gänge aus. Es bleibt dennoch die Frage der  
Zufuhr der älteren konkordanten Gänge offen. Möglicherweise begann die Platznahme  
einiger diskordanter Gänge (Zufuhrspalten) gleichzeitig mit ihnen, ohne daß dies heute  
erkennbar wäre.

### 3. Die Vererzung

Die Vererzung der Lagerstätte Gifurwe ist einerseits an die Quarzgänge gebunden,  
andererseits sind die von den Quarzgängen durchschlagenen Sedimente vererzt. In  
den Quarzgängen bildet Reinit, das ist Ferberit pseudomorph nach Scheelit, das Erz,  
wobei Scheelit in unbedeutenden Mengen hinzutritt. Die umgebenden Sedimente zeichnen  
sich durch eine in ihrem Gehalt schwankende Vererzung mit Eisenwolframat (vermutlich  
hauptsächlich Reinit) aus.

Reinit	$\text{FeWO}_4$	Ferberit pseudomorph nach Scheelit	sehr häufig
Scheelit	$\text{CaWO}_4$		selten
Tungstit	$\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$		sehr selten
Anthoinit	$\text{Al}(\text{WO}_4)(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$		sehr selten

Tab. 2: Die Wolframminerale von Gifurwe und ihre Häufigkeit in der Lagerstätte.

Tab. 2: Les minéraux de Gifurwe et leur fréquence dans la mine.

Tab. 2 gibt die in Gifurwe gefundenen Wolframminerale wieder. Während in den  
Quarzgängen alle der angeführten Minerale auftreten, ist aus dem Nebengestein nur  
Eisenwolframat, das vermutlich in Form von Reinit vorliegt, bekannt.

#### 3.1. Die Vererzung in den Quarzgängen

Das abbauwürdige Erz (Reinit) findet sich hauptsächlich an den Rändern der Quarz-  
gänge, wobei häufig noch die tetragonal-dipyramidale Form des Scheelits erhalten ist.  
Im Ganginneren finden sich meist Bruchstücke davon oder nadelige Reinitaggregate.  
Gangkreuze sind bevorzugt vererzt. Mit abnehmendem Anteil der Quarzgänge am Gesamt-  
gestein nimmt auch die Erzmenge ab (3.1.1.).

Der Reinit setzt sich aus mikroskopisch kleinen Ferberitleistchen zusammen, die  
teilweise noch nach den kristallographischen Richtungen des ursprünglichen Scheelits  
orientiert sind. Die Verdrängung ging von den Kristallwänden und von Rissen aus und  
verschonte Teile des Scheelits im Inneren der Kristalle. Diese Scheelitrete wurden  
bei einer zweiten Umwandlungsphase in die wasserhaltigen Wolframminerale Anthoinit  
und Tungstit umgesetzt. Scheelit blieb nur in feinsten Körnchen außerhalb der großen  
Reinitkristalle, von umgebendem Quarz geschützt, erhalten. Die Dichte des Anthoinits  
wurde mit  $D = 4.783$  neu bestimmt (3.1.2.).

Chemisch handelt es sich beim Reinit um Ferberit mit durchschnittlich 3—3.5 Mol-%  
Hübnerit. Im zentralen Teil der Lagerstätte liegt der Hübneritgehalt höher, an den  
Rändern niedriger (3.1.3.).

Der Reinit von Gifurwe weist erhöhten Y-Gehalt (0.0025%) auf, während Nb, Ta und Sc unter der Nachweisgrenze liegen. Dies spricht für kühle Bildung. Weiters wurden erhöhte Co—Ni—Zn-Werte erfaßt. (3.1.4.).

Neben den Wolframmineralen findet sich in den Quarzgängen fast keine Mineralisation. Spuren von Pyrit, Muskowit am Gangkontakt und etwas Kaolinit konnten festgestellt werden (3.1.5.).

### 3.1.1. Die Verteilung des Erzes in den Quarzgängen

Die Vererzung in den Quarzgängen zeichnet sich durch ihre unregelmäßige Konzentration in großen Taschen sowie zahlreichen kleineren Aggregaten aus. Das Erz ist hierbei meist am Kontakt der Gänge angereichert. Kleinere Erzbutzen und -nester sind jedoch nicht nur an die Gangkontakte gebunden, sondern können auch frei im Quarz schwimmen.

Das abbauwürdige Erz besteht ausschließlich aus Reinit.

Die Erztaschen an den Gangkontakten bilden nach außen hin mit den Gängen eine Begrenzungsfläche zum Nebengestein, während sie in den Gangquarz oft tief hineinragen und gegen diesen meist gut ausgebildete Kristallformen entwickeln. Die innerhalb des Quarzes schwimmenden Erzaggregate sind hingegen häufig Bruchstücke von Reinit-, „Kristallen“ oder nadelförmige Reinitaggregate.

Der Reinit hat vielfach noch die tetragonale Kristallform des Scheelits erhalten, doch sind auch nadelförmige Reinitaggregate häufig. Während primärer Ferberit in anderen Lagerstätten die tafelige „Wolframittracht“ besitzt und in oft viele Zentimeter großen Tafeln auftritt, zeichnet sich der Reinit durch seine Feinkörnigkeit aus. D. h. sowohl die oft riesigen tetragonalen Dipyramiden als auch die nadeligen Aggregate bestehen aus unzähligen, mikroskopisch feinen Ferberitleistchen, die weiter unten beschrieben werden.

Von Reinit-, „Kristallen“, die am Gangkontakt festgewachsen sind und gegen den Quarz idiomorphe Flächen zeigen, bzw. von eckigen Bruchstücken innerhalb des Gangquarzes berichtet bereits PARGETER (1956:38, 40) in seiner Arbeit über die Lagerstätte Ruhiza in SW-Uganda. Ebenso erwähnen DE MAGNEE & ADERCA (1960:29) von der Lagerstätte Bahati in Uganda nahe der rwandesischen Grenze, daß Kristalle an den Gangwänden, Kristalle und deren Bruchstücke jedoch innerhalb des Quarzes gefunden werden.

Die größten Erztaschen werden in Gifurwe an Gangkreuzen ausgebeutet; in einem Extremfall stieß man im unteren Teil des Abbaubereiches E auf eine Tasche mit einem Inhalt von 15 t Erz.

Während Gangkreuze allgemein die weitaus bevorzugten Vererzungsstellen sind und sich große und sehr reichhaltige Erztaschen an ihnen konzentrieren, enthalten die Gangstrecken zwischen den Kreuzungspunkten oft nur in geringen Mengen Erz. Besonders günstig sind Stellen, an denen erzführende geringmächtige Gänge auf mächtigere Gänge treffen.

Eine häufige Verteilungsregel, die bisher noch keine Erklärung gefunden hat, ist folgende (Abb. 13): Ein geringmächtiger Gang trifft in spitzem Winkel auf einen mächtigeren und ist in einem gewissen Abstand vom Kreuzungspunkt (bis zu wenigen Metern) reich vererzt; zieht man nun von der Vererzungsstelle eine Linie in einem rechten Winkel auf den mächtigen Gang zu, dann findet sich dort, wo diese Linie den mächtigen Gang schneidet, jedoch auf der dem geringmächtigen Gang abgewandten Seite am Kontakt wieder eine reiche Erztasche. Auf diese Verteilungsregel wurde ich frdl. Weise von Herrn GALEZ, seinerzeit Betriebsleiter in Gifurwe, aufmerksam gemacht, wofür ihm gedankt sei. Sie soll interessanter Weise auch aus mehreren Kassiteritlagerstätten bekannt sein.

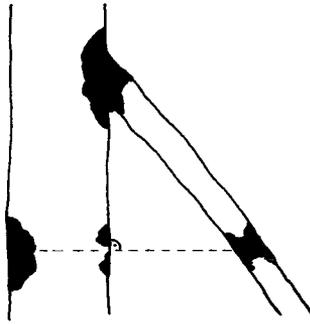


Abb. 13: Schema einer Verteilungsregel der Vererzung in den Quarzgängen von Gifurwe.

Fig. 13: Schéma d'un principe de distribution de minéral dans les filons à quartz à Gifurwe.

Im allgemeinen sind die geringmächtigen Gänge relativ reicher vererzt als die mächtigen. Dieser Umstand findet seine Erklärung darin, daß die primäre Vererzung eine unabhängige Phase darstellt und die Platznahme der Hauptmasse des Quarzes erst später erfolgte. Dadurch tritt in den mächtigeren Quarzgängen häufig ein Verdünnungseffekt ein. Es ist dies eine Erklärung dafür, daß einige sehr mächtige, aber auch geringmächtige Quarzgänge völlig steril sein können. So ist z. B. ein lang anhaltender, 2,5—3 m mächtiger Quarzgang, der den ganzen Abbaubereich E durchzieht, völlig steril. In diesen Fällen hat sich der Quarz neue Wege gesucht, denen die vorhergehende Vererzung nicht gefolgt war. (Die primäre Vererzung und die Platznahme des Quarzes bildeten dennoch eine geologische Abfolge ohne wesentlichen Hiatus — siehe Kap. 3.4.)

Dort, wo mächtige Gänge (Mächtigkeit mehrere Dezimeter) vorherrschen, wie in den tiefer gelegenen Abbaubereichen, sind in diesen Gängen reiche Erztaschen recht häufig. In den gut vererzten Teilen der Lagerstätte sind die geringmächtigen Gänge (unter zirka 1 dm) ebenfalls sehr reichhaltig. Nur dort, wo der volumsmäßige Anteil der Quarzgänge am Gesamtgestein abnimmt, sind auch die dünneren Gänge nur gering vererzt, wie überhaupt der Erzgehalt mit der Abnahme des Gesamtvolumens der Gänge und dem Verschwinden der mächtigeren Gänge rasch absinkt.

Die Erzausbringung ist in den verschiedenen Lagerstättenteilen unterschiedlich. Der Abbaubereich D enthält in der Tiefe reichlich Erz, das in großen Taschen vorkommt, die sich in den dort häufigen mächtigen Gängen befinden. Im Bereich C werden hingegen nur stellenweise größere Erzkonzentrationen festgestellt. Der Bereich E führt in der Tiefe sehr viel Erz, ebenso unmittelbar an der Störung, die diesen Bereich im östlichen Teil durchzieht. In den mittleren Etagen des Bereiches E ist die Vererzung etwas schwächer. Östlich der Störung hört sie nach Osten hin überhaupt rasch auf; dort sind auch nur noch sehr wenige und geringmächtige Quarzgänge anzutreffen. Die oberen Teile der Bereiche E und A sind wieder sehr reich vererzt, wobei die zahlreichen geringmächtigen Gänge wichtige Erzträger sind. Der Abbaubereich A ist bis in seine tiefergelegenen Etagen hinunter sehr reich an Erz.

Der prozentuelle Anteil an Reinit in den Quarzgängen (die anderen Wolframminerale fallen mengenmäßig nicht ins Gewicht) ist in Anbetracht der mangelnden Berechnungen und der Tatsache, daß bis zu mehr als die Hälfte der Produktion Diebstahl zum Opfer fällt, sehr schwierig anzugeben. Nach Schätzung dürften die Quarzgänge im Gesamtdurchschnitt 0,2—0,5% Reinit führen.

### 3.1.2. Die Erzminerale und ihre Ausbildung

Als Erzminerale treten in den Quarzgängen seiner äußeren Form nach tetragonal-dipyramidaler Reinit, nadelig-stengeliger Reinit und — sehr zurücktretend — Scheelit

in kleinen Körnchen auf. Dazu gesellen sich sehr sporadisch die Umwandlungsprodukte Anthoinit und Tungstit.

Reinit findet sich in der Form gut ausgebildeter steiler Dipyramiden (221), wobei sich häufig noch die Dipyramide (101) zugesellt. Es ist dies der typische Habitus des Scheelits, dessen tetragonal-dipyramidale Kristallform bei der Verdrängung durch das Eisenwolframat vollständig erhalten blieb (die Minerale der Wolframreihe kristallisieren monoklin-prismatisch, doch ist Ferberit mit  $\beta = 90^\circ$  an sich rhombisch).

Der Strich des Reinites von Gifurwe ist schwarzbraun bis braunschwarz, nicht immer einheitlich. Dies hängt mit dem schwankenden Mn-Gehalt zusammen (s. Tab. 3): je höher der Mangan Gehalt ist, desto heller (bräunlicher) wird der Strich. Auf diese Weise können Unterschiede im Mn-Gehalt bereits im Gelände festgestellt werden.

Die Reinite können beträchtliche Größe erreichen. In Gifurwe wurden Kristalle bis über 20 cm Kantenlänge gefunden. Reinite unter 1 cm Kantenlänge sind nicht häufig.

An Größe den Reiniten in Scheelitform im allgemeinen weit nachstehend sind die viel selteneren Aggregate stengelig ausgebildeten Reinites. Im mikroskopischen Bild besteht kein Unterschied zwischen beiden, höchstens daß die Umsetzung (Regeneration) in den stengeligen Reinitaggregaten, im gesamten gesehen, vielleicht etwas weiter vorgeschritten ist als in den der äußeren Form nach tetragonalen Aggregaten.

Im Anschliff erkennt man u. d. M., daß die Reinite aus gut ausgebildeten, langprismatischen Ferberitleisten zusammengesetzt sind, die z. T. noch nach den kristallographisch vorgegebenen Richtungen des ehemaligen Scheelitkristalles orientiert sind (Abb. 14). Von den orientierten Ferberitleisten bestehen Übergänge zu ungeordneten, meist radialstrahligen Bündeln von Ferberitleisten (Abb. 15) und weiters zu verschiedenen grobem Pflaster isometrisch ausgebildeter Ferberitprismen (Abb. 16).



Abb. 14: Reinit: Ferberitleisten, nach den kristallographischen Richtungen des ehemaligen Scheelitkristalles orientiert; Übergang zu radialstrahlig angeordneten Bündeln an den Bildrändern. Anschliff, Nicols +.

Fig. 14: Reinite: Lames de ferberite orientées selon les directions cristallographiques de la schéélite remplacée. Gradation à faisceaux radiaux vers les marges du photo. Poli, nicols +.



Abb. 15: Reinit: Radialstrahlrig angeordnete Ferberitbündel; die ursprüngliche Orientierung (parallel zu den Bildrändern) ist noch schwach angedeutet. Anschliff, Nicols +.

Fig. 15: Reinite: Faisceaux de ferbélite radiaux; l'orientation originale (parallèle aux marges du photo) est indiquée légèrement. Poli, nicols +.

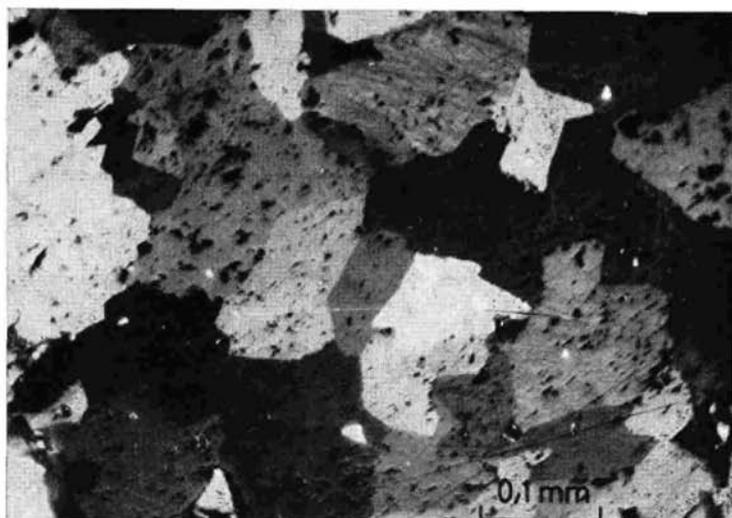


Abb. 16: Reinit: Vollständig regeneriertes, gleichkörniges Pflaster von Ferberitprismen. Anschliff, Nicols +.

Fig. 16: Reinite: Prismes de ferbélite isométriques entièrement régénérés. Poli, nicols +.

Die radialstrahlrig angeordneten Bündel sind die am häufigsten auftretende Struktur in den Reiniten — sie deuten manchmal noch die ursprüngliche Orientierung an (Abb. 15) —, während die isometrischen Prismen selten vorkommen. In ein und demselben Anschliff kann man mitunter alle Übergänge beobachten: zwischen orientierten,  $\pm$  senkrecht zueinander stehenden Ferberitleisten befinden sich unorientierte radialstrahlige Bündel, die dann bereichsweise in ein körniges Ferberitpflaster übergehen; die Struktur wird von kleinen Hohlräumen und Poren in den Zwickeln der sich gegenseitig durchspießenden Ferberitleisten durchsetzt (Abb. 20 und 21). Die Leisten ragen

auch häufig in mehrere Millimeter große Hohlräume hinein (Abb. 22). Auf die Entstehung der Hohlräume wird weiter unten (S. 150 f) eingegangen.

Während die orientierten Ferberitleisten das ursprüngliche Strukturbild nach der Verdrängung des Scheelits wiedergeben, sind die radialstrahligen Bündel z. T. und in stärkerem Ausmaß die isometrischen Ferberitpflaster das Ergebnis von Lösungsumsetzung und Regeneration. Vielfach kann beobachtet werden, wie sehr feine Ferberitleisten durch wesentlich gröbere Strukturen verdrängt werden (Abb. 17). Mit zunehmender Regeneration wird die Orientierung des Mikrogefüges nach den kristallographischen Richtungen des ehemaligen Scheelits verwischt, und zusätzlich verschwinden die feinen Poren allmählich.

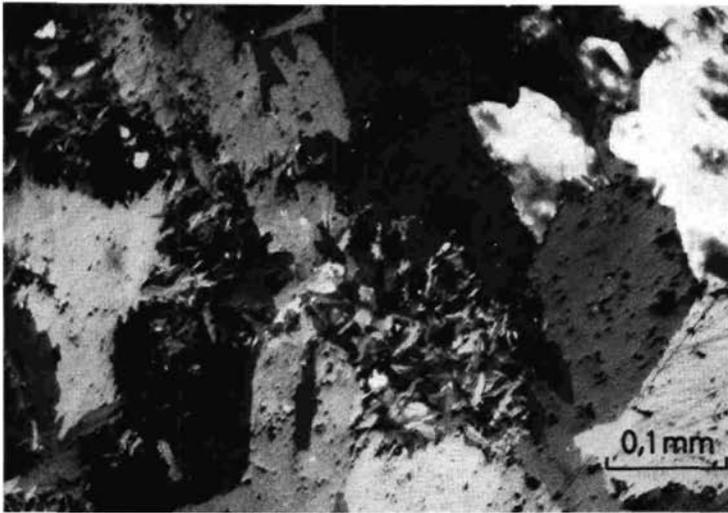


Abb. 17: Reinit: Regenerierter Ferberit (große isometrische Prismen) verdrängt feine, z. T. orientierte Ferberitleisten. Etwas Quarz. Anschliff, Nicols +.

Fig. 17: Reinite: Ferberite régénérée (des grands prismes isométriques) remplace des minces lames de ferberite partiellement orientées. Un peu de quartz. Poli, nicols +.

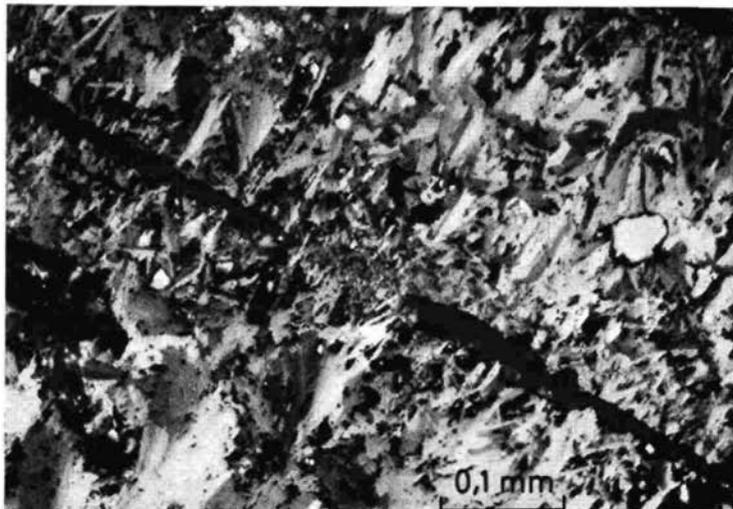


Abb. 18: Reinit mit senkrecht zu einem mit Quarz gefüllten Riß orientierten Ferberitleisten; die Verdrängung hat vom Riß ihren Ausgang genommen. Anschliff, Nicols +.

Fig. 18: Reinite montrant des lames de ferberite orientées perpendiculaire à une fente remplie de quartz; le remplacement a commencé par la fente. Poli, nicols +.

An den Korngrenzen der Kristallaggregate und den Rändern von Rissen sind die Ferberitleisten vielfach senkrecht zu den Begrenzungswänden orientiert (Abb. 18 und 19). Von hier hat die Verdrängung des Scheelits ihren Ausgang genommen.

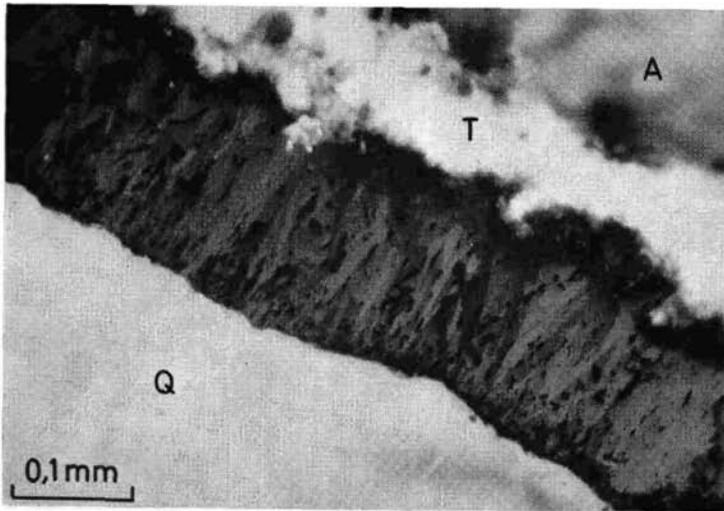


Abb. 19: Reinit mit senkrecht zur Kristallfläche des ursprünglichen Scheelits orientierten Ferberitleisten; die Verdrängung hat vom Gangquarz (Q) ihren Ausgang genommen, ist aber nicht weit ins Kristallinnere vorgedrungen; der bei der Reinitisierung nicht verdrängte Scheelit wurde nachträglich in Tungstite (T) umgewandelt (der Tungstite ist heute weitgehend ausgelaugt: A). Anschliff, Nicols +.

Fig. 19: Reinite montrant des lames perpendiculaire à la face de la schééelite remplacée; le remplacement a commencé par le quartz de filon (Q), tandis qu'il n'est pas avancé beaucoup vers le centre du cristal; la schééelite non remplacée pendant la reinitisation venait transformé plus tard à la tungstite (T). Aujourd'hui la tungstite est presque complètement lessivée (A). Poli, nicols +.



Abb. 20: Orientierte Ferberitleisten mit Anthoinit (weiß) in den Zwischenräumen. Der Anthoinit ist durch Umwandlung aus Scheelit hervorgegangen, der seinerseits von der Reinitisierung verschont geblieben ist. Anschliff, Nicols +.

Fig. 20: Lames de ferberite orientées avec anthoinite (blanche) dans les interstices. L'anthoinite s'est produite par transformation de la schééelite, qui, à son côté, s'est préservée pendant la reinitisation. Poli, nicols +.

Da die äußere Form des Scheelits überwiegend und die ursprüngliche Verdrängungsstruktur zum Teil noch erhalten sind, hatten die nachträglichen Lösungsumsätze nur geringes Ausmaß. Sowohl die nadelförmigen als auch die tetragonalen Reinitaggregate besitzen die gleiche, für Reinit typische Struktur aus mehr oder weniger geordnetem, meist leistenförmigem (langprismatischem), mikroskopisch kleinem Ferberit. Große Einkristalle von Ferberit in „Wolframittracht“, wie sie von anderen Reinitlagerstätten Rwandas bekannt sind (Bugarama, Nyakabingo), kommen in Gifurwe nicht vor. In der unweit von Gifurwe gelegenen gleichartigen Lagerstätte Bugarama (s. Abb. 1) ist z. B. tafeliger Ferberit mit glänzenden Pinakoidalflächen nach (100) mit einigen Zentimetern Durchmesser nicht selten.

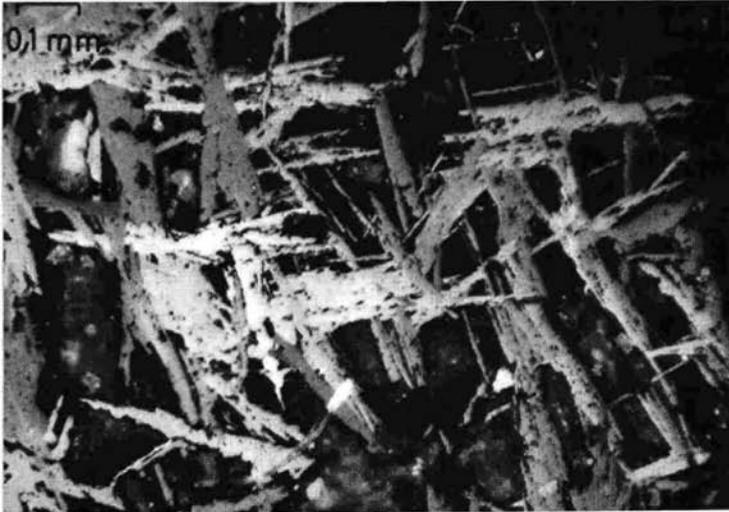


Abb. 21: Durch Auslaugung des Anthoinites (Abb. 20) entstandene Hohlräume (dunkelgrau) in den Reinitaggregaten. Anschliff, Nicols + unter  $87^\circ$ .

Fig. 21: Vacuoles (gris foncé) formées par lessivage de l'anthoïnite (Fig. 20) dans les agrégats de reinite. Poli, nicols + sous  $87^\circ$ .

Die Reinite fallen durchwegs durch ihr oben bereits festgestelltes löcheriges Gefüge auf. In den Kristallen, die innerlich häufig nur noch aus einem Skelett von Eisenwolframit bestehen, befinden sich Hohlräume von mikroskopischer Größe bis zu mehreren Millimetern Durchmesser (Abb. 20 bis 23). Die Hohlräume können bis weit über die Hälfte des Volumens im Reinit ausmachen und nehmen nicht selten gegen das Zentrum der Kristalle an Häufigkeit und Größe zu, während die Kristallflächen des ehemaligen Scheelits hingegen stets geschlossen erhalten sind (s. Abb. 25).

Die Hohlräume sind durch schmale Ferberitsepten getrennt, die oft Orientierung parallel den Pyramidenflächen und z. T. der Basis des ehemaligen Scheelitkristalles aufweisen (Abb. 23); dadurch entsteht ein Gitter, das die Hohlräume voneinander trennt. Daneben gibt es — zahlenmäßig oft überwiegend — unorientierte Ferberitsepten. Der leistenförmige Ferberit ragt sehr häufig in die Hohlräume hinein (Abb. 22).

Vereinzelte werden die Hohlräume von weißem Anthoinit  $\text{Al}(\text{WO}_4)(\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$  (Abb. 20 und 23) oder gelbem Tungstit  $\text{WO}_3\cdot\text{H}_2\text{O}$  ausgefüllt. Die beiden Minerale sind auf die in den Berg weiter vorgetriebenen und tiefer gelegenen Abbauetagen beschränkt. Verwitterungslösungen haben sie zum Großteil bereits weggeführt.

Eine Röntgendiffraktometeraufnahme eines Anthoinites von Gifurwe ergab gute Übereinstimmung mit den von NIGGLI & JÄGER (1957: 37 bzw. ASTM-Kartei 11—144) gefundenen Werten (Proben vom Mont Misobo, Raum Kalima, Kongo).

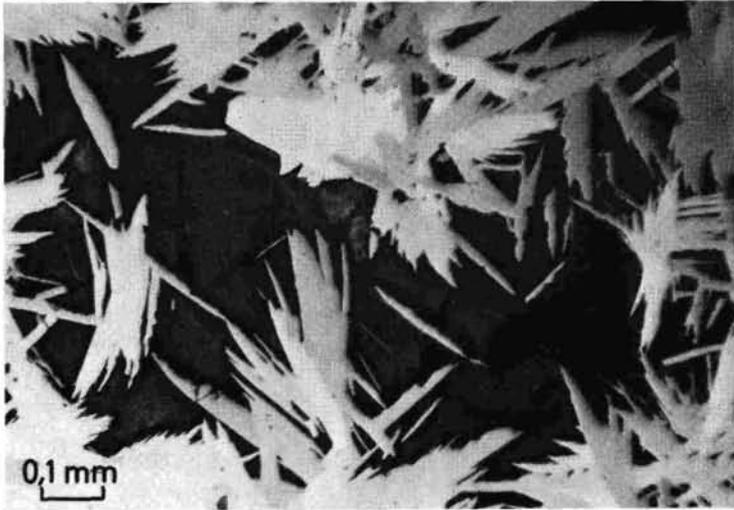


Abb. 22: Hohlraum in Reinitt mit hineinspießenden Ferberitleisten. Ursprünglich unvollständige Verdrängung des Scheelits. Anschliff, Nicols + unter 85°.

Fig. 22: Lames de ferbérîte se dressantes dans une vacuole. Autrefois remplacement incomplet de la schééélite. Poli, nicols + sous 85°.

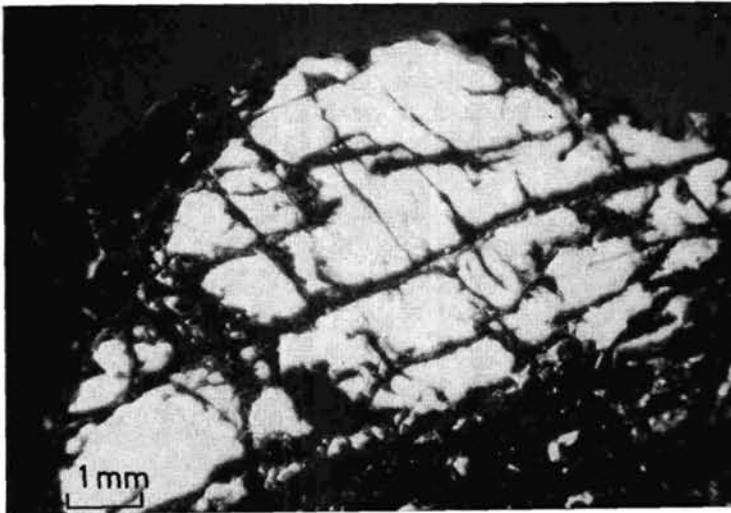


Abb. 23: Reinitisierung des ursprünglichen Scheelits nach vorgegebenen kristallographischen Richtungen (Spaltrissen); der restliche Scheelit wurde in Anthoinit umgewandelt. Schwarz: Ferberit (Reinitt); weiß: Anthoinit. Anschliff, schräg einfallendes Licht (Binokular).

Fig. 23: Reinitisation suivant directions cristallographiques (faces de clivage) de la schééélite originale; la schééélite résiduelle a été transformé à l'anthoinite. Noir: ferbérîte (reinite); blanche: anthoinite. Poli sous lumière oblique.

Die Dichte des Anthoinits, die seit VARLAMOFF (1947: B 154), dem Entdecker des Minerals, mit etwa 4·6 angegeben wird, liegt nach mehrmaliger Bestimmung mit dem Pyknometer an sehr reinem Material etwas höher: sie wurde aus drei Werten (4·7842 — 4·7835 — 4·7811) gemittelt und kann demnach mit

$$D_{\text{Anthoinit}} = 4·783$$

angegeben werden. Die etwas zu niedrige Erstbestimmung mag darauf beruhen, daß

Anthoinit, der Mineralaggregate bildet, feinste Poren hat und daher bis zu 24 Stunden nach der Bedeckung mit Wasser noch Luftbläschen aufsteigen. Aus Wägungen, die kurze Zeit nach der Bedeckung mit Wasser durchgeführt wurden, hätten sich Dichtewerte zwischen 4·5 und 4·6 ergeben.

VARLAMOFF (1947) hatte den Anthoinit als neues Mineral erkannt und ihn aus dem Kongo zum ersten Mal beschrieben. Dabei fiel ihm bereits das eigenartige Auftreten des Anthoinits in den Zwischenräumen von Skeletten aus Ferberit auf, in gleicher Weise wie soeben von Gifurwe und seit der Entdeckung des Anthoinits aus vielen Vorkommen der zentralafrikanischen Erzprovinz beschrieben. VARLAMOFF hielt auf Grund des Erscheinungsbildes Verdrängungen von Ferberit nach Anthoinit für möglich, wonach der Anthoinit als primäres Mineral zu betrachten gewesen wäre. Die Verdrängung wäre hiebei nicht als Pseudomorphose zu verstehen gewesen (l. c.: B 164).

Die in der Zwischenzeit gemachten Beobachtungen von zahlreichen Fundpunkten des neuen Minerals veranlaßten VARLAMOFF (1958: 44 ff) zu der Feststellung, daß die ursprüngliche Deutung über die Entstehung des Anthoinits nicht zutreffend sei. Als primäres Mineral — heute vollständig verdrängt — sei der Scheelit anzusehen, der ganz oder teilweise von Ferberit verdrängt wurde; später wurde der restliche Scheelit in Anthoinit (und Tungstit) umgewandelt. BARNES & PARGETER (1952) hatten in SW-Uganda den Scheelit bereits als primäres Mineral erkannt.

KING (1950: 314 f, 319 f) hält den Tungstit im Singo-Distrikt (Uganda), der dort ebenfalls die Zwischenräume von Wolframitgerüsten füllt, für ein sekundäres Mineral, das durch Umwandlung aus Wolframit entstanden ist.

Wie später für den Anthoinit VARLAMOFF (1958), erkannten BARNES & PARGETER (1952) in den Lagerstätten SW-Ugandas für den Tungstit, daß diese Minerale direkte Umwandlungsprodukte des restlichen, nicht in Ferberit umgesetzten Scheelits sind und nachträgliche Auslaugung von Tungstit bzw. Anthoinit für die heutige löchrige Struktur verantwortlich ist.

Schließlich übernahmen DE MAGNEE & ADERCA (1960:40 f) die Entstehungstheorie von BARNES & PARGETER (1952) und VARLAMOFF (1958) für die beiden wasserhaltigen Wolframminerale. Sie stellen durch die Abbildung (l. c.: Tafel 1) eines Handstückes aus der Lagerstätte Chombio (Katanga), das den Scheelit in den Zwischenräumen eines Gerüstes aus Ferberit zeigt, das Bindeglied zwischen dem ursprünglichen Scheelit und dem heutigen Erscheinungsbild des Ferberitgerüstes mit Anthoinit und Tungstit in den Zwischenräumen her. Das Ferberitgerüst des Handstückes von Chombio entspricht im Aussehen völlig den oben beschriebenen. Ein derartiger Erhaltungszustand des Scheelits ist aus der zentralafrikanischen Erzprovinz m. W. bisher einzigartig.

Ich schließe mich den Auffassungen von BARNES & PARGETER (1952), PARGETER (1956), VARLAMOFF (1958) und DE MAGNEE & ADERCA (1960) bezüglich der Entstehung des Anthoinits und des Tungstitis voll an. Ich konnte außerdem in Reiniten von Gifurwe beobachten, daß die schmalen Ferberitsepten, die die Hohlräume voneinander trennen, im Zentrum Quarz enthalten (Abb. 24). Es waren also ursprünglich Risse im Scheelit vorhanden, die mit Quarz gefüllt waren. Von diesen Rissen und von den Kristallflächen ging die Umwandlung des Scheelits in Ferberit aus, konnte aber vielfach nicht weit vordringen, wodurch die schmalen Ferberitsepten entstanden (s. Abb. 19 und 23). Am vollständigsten war die Verdrängung natürlich an den Außenflächen der Kristalle; wie bereits erwähnt, werden diese Flächen auch nie von Hohlräumen unterbrochen (Abb. 25).

Die Umwandlung des restlichen Scheelits in Anthoinit und Tungstit erfolgte zu einem späteren Zeitpunkt durch Lösungen, die wohl den leichter löslichen Scheelit zersetzten, dem beständigeren Ferberit jedoch nichts anhaben konnten. Während sowohl PARGETER (1956:42) als auch DE MAGNEE & ADERCA (1960:41) diese Umwandlung

durch Verwitterungseinflüsse bedingt ansehen, sehe ich sie als späthydrothermalen Prozeß und schreibe erst die Auslaugung von Anthoinit und Tungstit und somit die Entstehung der Hohlräume Verwitterungslösungen zu. Darauf wird in Kap. 3.3.1. näher eingegangen.

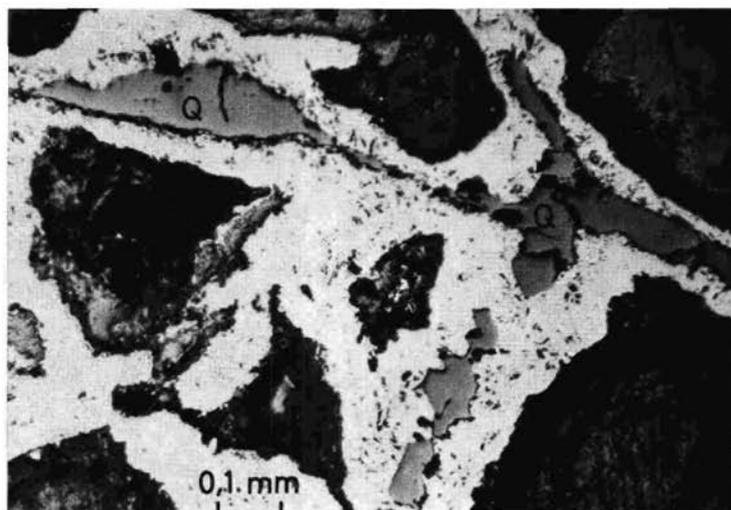


Abb. 24: Reinit: Ferberitsepten (weiß) mit Quarz (hellgrau, Q) im Zentrum als Ausgangspunkt der Reinitisierung. Die Zwischenräume zwischen den Ferberitsepten (grau und schwarz) sind z. T. noch mit Tungstit erfüllt. Anschliff, Nicols + unter  $70^\circ$ .

Fig. 24: Reinite: Diaphragmes de ferberite (blanche) avec quartz (gris claire, Q) au milieu comme point de depart de la reinitisation. Les interstices dans les diaphragmes (gris et noir) sont remplis partiellement de la tungstite. Poli, nicols + sous  $70^\circ$ .

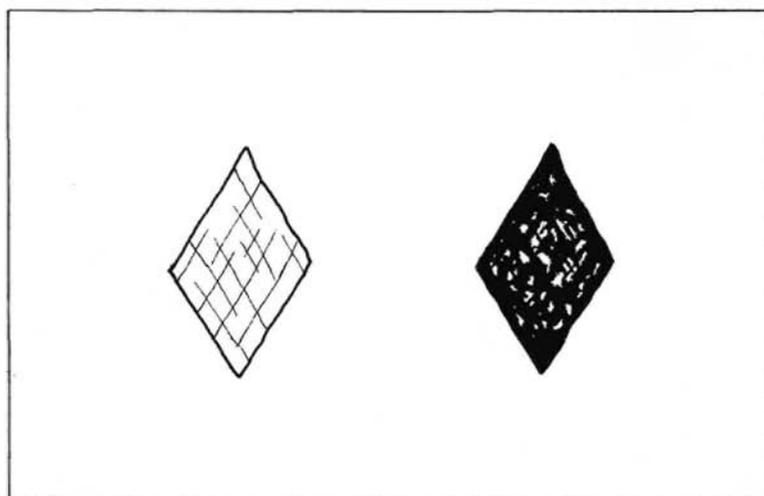


Abb. 25: Schema der Verdrängung des Scheelits (Querschnitt): links ein idiomorpher Scheelitkristall mit Spaltrissen; rechts die Verdrängung durch Ferberit (Reinit) (schwarz), Reste von Scheelit bleiben im Kristallinneren erhalten (weiß), werden aber nachträglich in Anthoinit und Tungstit umgewandelt.

Fig. 25: Schéma de remplacement de la schééelite (coupe transversale): à gauche un cristal idiomorphe de schééelite avec des faces de clivage, à droite le remplacement par ferberite (reinite) (noir), restes de schééelite sont conservés dans des parties internes (blanche), mais ils sont transformés plus tard à l'anthoinite et la tungstite.

PARGETER (1956:38) hält bei Ferberiten, die aus Scheelit hervorgegangen sind, aber nicht mehr dessen Kristallform besitzen, eine Entstehung von Hohlräumen durch die Volumsverminderung bei der Umwandlung Scheelit ( $D \sim 6.0$ )  $\rightarrow$  Ferberit ( $D \sim 7.5$ ) für verwirklicht. Obwohl ein Beweis schwer sein wird, ist eine derartige Entstehung von kleinen Poren — jedoch nicht von größeren Hohlräumen — denkbar, doch muß man sie dann auch bei den Reiniten, die noch die tetragonale Kristallform erkennen lassen, annehmen. Das Auftreten von Anthoinit und Tungstit würde auf diese Weise keine Erklärung finden. Auch die unterschiedlich starke Hohlraumbildung sowie die Beschaffenheit der Hohlräume und deren Zunahme gegen das Kristallinnere sprechen gegen diese Theorie. Der Anteil der durch Volumsverminderung bei der Pseudomorphose entstandenen Poren kann also bestenfalls sehr gering und ohne merkbaren Einfluß sein.

Reste von Scheelit sind nur in Form sehr kleiner Körnchen vorhanden, die — stets von Quarz umschlossen — an die unmittelbare Nachbarschaft des Reinites gebunden sind (BERTOSSA & FRISCH, 1970). Die in geringen Mengen über den ganzen Lagerstättenbereich vorkommenden Scheelitkörnchen (Durchmesser unter  $0.2 \text{ mm}$ , meist aber wesentlich kleiner) sind stets von unversehrtem Quarz umgeben und sitzen nie an Korngrenzen oder in Rissen, die den Quarz durchziehen (Abb. 26). Dies gilt auch für die feinen Risse im Reinit, die von Quarz gefüllt und heute oft Zentrum der feinen Ferberitsepten zwischen den Hohlräumen sind (s. o.); auch hier kommen Scheelitkörnchen in unversehrtem Quarz vor. Befindet sich Wolframerz in der Position der Scheelitkörnchen, aber an Korngrenzen oder feinen Rissen im Quarz, so liegt es immer als Eisenwolframat vor. Die Scheelitkörnchen finden sich kaum einmal mehr als  $1 \text{ mm}$  von Reinit entfernt.



Abb. 26: Kleine Scheelitkörnchen (punktiert), die von unversehrtem Quarz (weiß) umgeben sind und daher vor den Umwandlungen in Ferberit, Anthoinit und Tungstit geschützt lagen. Schwarz: Ferberit (Reinit). Nach einem Dünnschliff-Foto; Gifurwe.

Fig. 26: Des petits grains de schééelite (pointillé) entourés du quartz intact et alors protégés de la transformation à ferberite, anthoïnite et tungstite. Noir: ferberite (reinite). D'après un photo d'une plaque mince; Gifurwe.

Eine Erklärung, daß es sich hierbei um eine zweite Scheelitgeneration nach der Umwandlung in Reinit handelt, ist nicht möglich. Da der Scheelit, der sich bis heute erhalten hat, sogar recht häufig in den mit Quarz gefüllten Rissen innerhalb des Reinites vorkommt, die Umwandlung in Eisenwolframat aber nachweislich von diesen Rissen, die somit älter sind, ausging, ergibt sich für diese Theorie ein zeitlicher Widerspruch.

Die meiner Ansicht nach einzig mögliche Erklärung für das Auftreten des Scheelits ist folgende:

Nach Bildung der großen Scheelitkristalle folgte die Hauptphase der Platznahme des Quarzes (s. Kap. 3.4.). Durch mechanischen Abrieb an den Flächen des spröden Scheelits wurden im auskristallisierenden Quarz in unmittelbarer Nachbarschaft der großen Kristalle kleine Scheelitkörnchen eingeschlossen. Ebenso drang der Quarz in Risse der großen Scheelitkristalle ein und umschloß dort ebenfalls feinen Scheelitabrieb.

Die eisenreichen Lösungen, die in einer darauffolgenden Phase die teilweise Umwandlung der Scheelitkristalle bewirkte, folgte Korngrenzen und feinen Rissen im Quarz. Da zu jedem der größeren Kristalle derartige Lösungsbahnen hinführen und die Grenze Scheelit/Quarz selbst eine solche Lösungsbahn darstellt, konnte die Umwandlung in Eisenwolframat von allen Außenflächen, von Rissen, egal ob mit Quarz gefüllt oder nicht, und vielen Spaltflächen der großen Scheelitkristalle ansetzen. Dort, wo kleine Scheelitkörnchen für die Lösungen erreichbar waren (an Korngrenzen und feinen Rissen), wurden auch sie in Ferberit umgewandelt. Nur die rundum von einem einzigen, unversehrten Quarzkorn umschlossenen Scheelitkörnchen blieben von der Umwandlung verschont.

Nur auf diese Weise kann das Auftreten der Scheelitkörnchen innerhalb von Quarz, aber stets in unmittelbarer Nähe von Reinit erklärt werden.

Der gleiche Vorgang gilt für die zweite Umwandlungsphase des Scheelits in Anthoinit und Tungstit. Der von Reinit umschlossene, bis dahin erhalten gebliebene Scheelit war auch für die Lösungen, die die zweite Umwandlung bewirkten, leicht zugänglich, während die geschützten Scheelitkörnchen im Quarz auch diesmal verschont blieben.

Über Scheelit, der von unversehrtem Quarz umschlossen und daher vor Umwandlung geschützt war, berichteten in SW-Uganda bereits BARNES & PARGETER (1952: 237).

Eine besondere Seltenheit sind Kristallaggregate in der Form des Scheelits, die zur Gänze aus Anthoinit bestehen. Der ursprüngliche Scheelit blieb dabei von der Umwandlung in Reinit verschont. Bisher sind drei derartige Anthoinite aus der knapp 20 km nördlich von Gifurwe gelegenen Lagerstätte Bugarama bekannt. Sie besitzen Kantenlängen von zirka 5—10 cm. (Freundliche Mitteilung von A. BERTOSSA, Bern, früher Ruhengeri.)

### 3.1.3. Die chemische Zusammensetzung des Reinites

Chemische Analysen des Reinites von Gifurwe ergaben einen Ferberit (Eisenwolframat) mit geringem Mn-Gehalt (Tab. 3). Zwischen den der äußeren Form nach tetragonalen und den nadeligen Reinitaggregaten besteht kein Unterschied.

Die Hb-Gehalte [Hb-Gehalt = Hübneritgehalt, Prozentanteil des Hübneritmoleküls am Gesamt-Mischkristall (Fe, Mn) WO<sub>4</sub> \*], die aus den Analysen Tab. 3 errechnet wurden, variieren für die verschiedenen Proben, die über die Lagerstätte Gifurwe verstreut den Quarzgängen entnommen wurden, zwischen 2·0 und 5·4, entsprechend den H/F-Koeffizienten zwischen 0·020 und 0·058. Das arithmetische Mittel der in der Tabelle angegebenen acht Werte ist Hb 3·1 (H/F = 0·032), was mit dem Wert der Probe GK, die ein Sammelkonzentrat aus Gifurwe darstellt, von Hb 3·4 (H/F = 0·035) übereinstimmt.

\*) Die bisher übliche Methode, die Zusammensetzung der Glieder der Wolframit-Mischungsreihe anzugeben, war der H/F-Koeffizient (Quotient Mol-% Hübnerit : Mol-% Ferberit) nach OELSNER (1944: 48). Wegen der wesentlich übersichtlicheren Darstellung glaubt der Verfasser, daß die Angabe des Mol-%-Anteiles von Hübnerit am Gesamt-Mischkristall (Hb-Gehalt) der bisherigen Methode vorzuziehen ist. Die Einführung des Begriffes „Hb-Gehalt“ wird am Schluß der Arbeit in Abschnitt III näher ausgeführt. Um Schwierigkeiten im Vergleich mit anderen Arbeiten vorzubeugen, wird im folgenden zusätzlich der H/F-Koeffizient angeführt. Außerdem sei auf die Umrechnungsdiagramme (Abb. 35 und 36) hingewiesen.

Bei der Probe GK ist der aus dem Nebengestein gewonnene Ferberit (s. Kap. 3.2.) anteilmäßig miteinbezogen. Die Übereinstimmung des Hb-Gehaltes der Probe GK mit dem Durchschnittswert der den Quarzgängen entnommenen Proben läßt somit auf eine gleiche Zusammensetzung des Ferberits (Reinits) aus dem Nebengestein rückschließen.

Ähnliche Zusammensetzungen berichten bereits DE MAGNEE & ADERCA (1960:8), die für die Reinitlegerstätten des sogenannten „tungsten-belt“ Nyakabingo—Gifurwe—Bugarama einen Schwankungsbereich von H/F = 0.040—0.074, d. i. Hb 3.8—6.8 angeben. Hier ist jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit nicht nur Reinit, sondern auch primärer tafeliger Ferberit in „Wolframitracht“ enthalten. Aus einer bei PARGETER (1956: 40) wiedergegebenen Analyse typischen Ferberits (Reinits) von Ruhizha erhält man Hb 5.2 (H/F = 0.056). Analysen von eigenen Proben aus Bugarama ergaben für Reinit Hb 4.3 (H/F = 0.045) und für tafeligen Ferberit Hb 6.1 (H/F = 0.065). Der mittlere Wert der Reinite von Gifurwe liegt also mit Hb 3.1 bzw. 3.4 etwas unter denjenigen der übrigen Reinit-Lagerstätten.

Auf die Zusammensetzung von Wolframiten, Ferberiten und Reiniten aus verschiedenen Lagerstätten Rwandas und benachbarter Gebiete wird in Kap. 6 eingegangen.

Proben-Nr.	A-19	A-16	A-12	A-8	A-3	E-12	C-5	D-3	GK
WO <sub>3</sub> % .....	60.1	51.7	74.5	74.3	66.9	60.1	67.1	72.4	73.0
FeO% .....	19.0	14.1	22.9	22.8	21.0	18.8	19.9	24.3	23.87
MnO% .....	0.46	0.28	0.78	0.76	0.67	1.07	0.61	0.59	0.83
Hb (%) .....	2.4	2.0	3.3	3.3	3.1	5.4	3.0	2.4	3.4
H/F .....	0.025	0.020	0.035	0.034	0.032	0.058	0.032	0.025	0.035

Tab. 3: WO<sub>3</sub>-, FeO- und MnO-Gehalte in Gew.-% sowie die daraus errechneten Anteile des Hübneritmoleküls (Hb) MnWO<sub>4</sub> und H/F-Werte (Hübnerit:Ferberit) von Reinit aus Quarzgängen, Gifurwe.

Probe A-19: aus dem Abbaubereich A, von der 19. Etage unterhalb der höchsten Etage; etc....

Probe GK: Erzkonzentrat aus sämtlichen Abbaubereichen von Gifurwe.

Analysen: Institut für Allgemeine und Analytische Chemie, Montanistische Hochschule Leoben,

H. WÜRМ; Probe GK: Outokumpu Oy, Pori, Finnland.

Standardabweichung für WO<sub>3</sub> ± 0.3—0.5%, für FeO ± 0.2% und für MnO ± 0.01—0.03%.

Tab. 3: Teneurs en WO<sub>3</sub>, FeO et MnO et aussi portions calculées de molécule de hubnérite (Hb) MnWO<sub>4</sub> et les coefficients H/F (hubnérite:ferbéríte) de reinite dans les filons à quartz de Gifurwe.

Echantillon A-19: Carrière A, 19. étage au-dessous de la plus haute étage, etc. ...

Echantillon GK: Concentrat de minéral des toutes des carrières de Gifurwe.

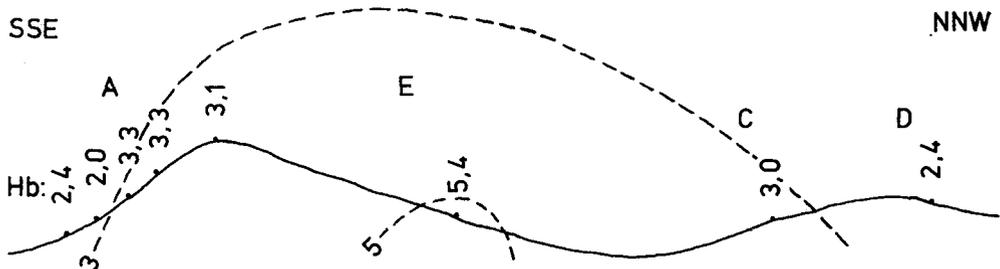


Abb. 27: Profil durch die Lagerstätte Gifurwe: Hübneritgehalte (Hb) des Reinites in den Quarzgängen in zonierter Abfolge. Analysenwerte siehe Tab. 3

Fig. 27: Profil au travers de la mine Gifurwe: Valeurs en hubnérite (Hb) des reinites dans les filons à quartz montrant une suite en zones. Pour les analyses voir Tab. 3.

Abb. 27 zeigt ein Diagramm, in dem die Hb-Gehalte in Abhängigkeit zur Position der analysierten Proben innerhalb der Lagerstätte dargestellt sind. Daraus ist ersichtlich, daß der Hb-Gehalt gegen die Ränder der Lagerstätte zu sinkt, während er im zentralen Teil etwas höher liegt. Der deutlich höhere Hb-Gehalt der Probe E-12 (Hb 5·4) macht sich bereits in einer dunkelviolettblauen Färbung des Mineralpulvers gegenüber den mehr schwarz gefärbten anderen Proben bemerkbar.

Man kann also mit gewissem Vorbehalt die verallgemeinerte Aussage treffen, daß das Erz in den randlichen Partien der Lagerstätte eisenreicher ist als in den zentralen Teilen. Das heißt, daß diejenigen Teile, die dem Zentrum der Zufuhr der Lösungen vermutlich näher liegen, Mn-reicheren Ferberit führen. Eine genetische Aussage daraus zu treffen, ist dennoch sehr problematisch, vor allem, da es sich nicht um primäre, sondern um sekundäre Ferberitvererzung (Reinit) handelt.

Auf die Aussagekraft der Mischkristallzusammensetzung auf die Temperaturbedingungen während der Mineralbildung wird in Kap. 6 näher eingegangen.

### 3.1.4. Spurengehalte im Reinit

Eine Reinit-Probe aus Gifurwe (A-12) wurde auf die Elemente Nb, Ta, Sc und Y analysiert. Zum Vergleich wurde dieser Probe eine Probe von Ferberit aus der granitnah und wesentlich heißer gebildeten Zinnstein- und Ferberit-Lagerstätte Kabaya fast 40 km südwestlich von Gifurwe gegenübergestellt (Tab. 4); der Ferberit von Kabaya ist in typischer „Wolframittracht“ in Form großer Tafeln mit glänzenden, stark betonten (100)-Flächen ausgebildet.

Die Elemente Nb, Ta, Sc und Y sind fast stets in Wolframiten eingebaut und besitzen gewisse genetische Aussagekraft (WIENDL, 1968: 70 ff).

Proben-Nr.	A-12	K
Hb (%)	3·3	7·6
Nb% .....	<0·007	0·12
Ta% .....	<0·04	<0·04
Sc% .....	<0·002	<0·002
Y% .....	0·0025	<0·0008

Tab. 4: Spurengehalte von Nb, Ta, Sc und Y in Reinit von Gifurwe (A-12) und tafeligem Ferberit von Kabaya (K).

Analyse: Institut für Allg. und Analyt. Chemie, Montanistische Hochschule Leoben, H. WURM. Standardabweichung bei Nb etwa 1/20, bei Y 1/30 der Werte.

Tab. 4: Teneurs en oligo-éléments de Nb, Ta, Sc et Y dans la reinite de Gifurwe (A-12) et dans la ferberite tabulaire de Kabaya (K).

In einer Probe von Gifurwe (Tab. 4) liegen die Elemente Nb, Ta und Sc unter der Nachweisgrenze, während ein geringer Gehalt an Y von 0·0025% feststellbar ist. Der Unterschied zur Probe von Kabaya tritt in dem erhöhten Y-Gehalt hervor, während diese ihrerseits durch ihren wesentlich höheren Nb-Gehalt von 0·12% auffällt.

Nach WIENDL (1968:76) spricht ein hoher Gehalt an eingebautem Nb für hohe Bildungstemperaturen des Wolframites. GANEEV & SECHINA (1960:618) geben für pegmatitische Wolframite einen Nb-Gehalt von 0·1% an. Mit abnehmender Bildungstemperatur sinkt der Gehalt an eingebautem Nb. Hingegen macht sich bei den kühler gebildeten Wolframiten ein gewisser Y-Gehalt bemerkbar, der bei höher temperierten Kristallen nicht festgestellt wurde (WIENDL, 1968:78).

Der relativ hohe Nb-Gehalt des granitnah gebildeten Ferberits von Kabaya sowie der erhöhte Y-Gehalt des kühl gebildeten Reinitits von Gifurwe (s. Abb. 34) geben somit deutlich die Bildungsbedingungen wieder. Im Ta- und Se-Gehalt der beiden Proben lassen sich keine Unterschiede nachweisen. Nach WIENDL (1968:71, 76) würden erhöhte Gehalte dieser Elemente in Wolframiten für hohe Bildungstemperaturen sprechen.

Tab. 5 gibt die Spurengehalte einer Reihe von Elementen wieder, die Wolframiten (z. T. mechanisch) beigemischt sein können. Vier Proben aus Gifurwe wird wieder die Probe tafelförmigen Ferberits aus Kabaya gegenübergestellt.

Indium reichert sich nach WIENDL (1968:76) in Wolframiten der pegmatitisch-pneumatolytischen Phase an. Der In-Gehalt liegt jedoch auch in der Probe von Kabaya unter der Nachweisgrenze.

Eine Beimengung von Mo, Bi und Sb ist in einer sulfidischen Quarz—Ferberit-Formation möglich. Das Fehlen dieser Elemente, die auch nicht in Form eigenständiger Sulfide in den Quarzgängen vorkommen, stimmt damit überein, daß in Gifurwe keine sulfidische Wolfram-Formation vorliegt.

Ein gewisser Molybdängehalt könnte in Gifurwe aus dem ursprünglichen Scheelit erwartet werden, da Mo als typisches Spurenelement in diesem Mineral gilt (WIENDL, 1968:79). Es läßt sich jedoch kein Mo-Gehalt nachweisen ( $<0.01\%$ ). Dies steht im Einklang mit der intensiv hellblauen Fluoreszenzfarbe des erhalten gebliebenen Scheelits unter kurzweiliger UV-Bestrahlung. Lebhaft blauer Fluoreszenz entspricht Mo-freier Scheelit, während bereits bei  $0.05\%$  Mo (entsprechend  $0.1\%$   $\text{CaMoO}_4$ ) die Fluoreszenzfarbe in bläulichweiß übergeht (ZESCHKE, 1964:34 und „Scheelite Fluorescence Analyzer“ der Fa. Ultra-Violet Products Inc., Los Angeles). Der Mo-Gehalt ist demnach auch im erhalten gebliebenen Scheelit von Gifurwe sehr gering, jedenfalls deutlich unter  $0.05\%$  anzusetzen (s. BERTOSSA & FRISCH, 1970:4).

Proben-Nr.	A-12	E-12	D-3	GK	K
In %.....	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$
Mo %.....	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$
Bi %.....	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$
Sb %.....	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$
Co %.....	0.01	$<0.001$	0.002	0.002	$<0.001$
Ni %.....	0.01	$<0.001$	0.01	0.005	0.001
Pb %.....	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$
Zn %.....	0.05	0.01	$<0.01$	$<0.01$	$<0.01$
Cu %.....	0.002	0.003	0.0007	0.002	0.003
Ti %.....	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$	0.005	$<0.001$
Cr %.....	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$	$<0.001$

Tab. 5: Spurengehalte verschiedener Elemente in Reinit von Gifurwe (A-12: Abbaubereich A, 12. Etage von oben; GK: Erzkonzentrat) und einem tafelförmigen Ferberit von Kabaya (K). Analyse: Outokumpu Oy, Pori, Finnland; spektrographische Schätzung.

Tab. 5: Teneurs en oligo-éléments dans la reinite de Gifurwe (A-12: carrière A, 12. étage du haut; GK: concentrat de minéral) et dans une ferberite tabulaire de Kabaya (K). Estimation spectrophotographique.

VAN WAMBEKE stellte im Erz der Reinit-Lagerstätte Yanza 10 km NW Kigali eine geochemische Assoziation von Co—Ni—Pb—Zn fest, die in Proben von anderen Lagerstätten, die keinen Reinit führen und vorwiegend aus der benachbarten Provinz Kivu im Kongo stammen, nicht gefunden wurde (als persönliche Mitteilung zitiert in DE MAGNEE & ADERCA, 1960:20). Die Analysen von Gifurwe zeigen ebenfalls diese Assoziation, zumindest was Co und Ni, eventuell auch Zn betrifft. Pb liegt bei allen Proben unter der Nachweisgrenze (Tab. 5). Die Probe von Kabaya zeigt diese Assoziation

hingegen nicht, wodurch die Beobachtung von VAN WAMBEKE bestätigt wird. Ebenso zeigt die Probe E-12 aus Gifurwe keine erhöhten Gehalte dieser vier „typischen“ Elemente. Diese Probe ist bereits durch ihren höheren Hübneritgehalt (Hb 5·4) aufgefallen (Tab. 3).

Die erhaltenen Werte von Cu, Ti und Cr lassen keine weiteren Aussagen zu.

### 3.1.5. Die übrige Mineralisation in den Quarzgängen

Neben den Wolframerzen ist in den Quarzgängen von Gifurwe fast keine Mineralisation vorhanden.

In den höheren Teilen der Abbaubereiche A und E wurden im Gangquarz Hohlformen nach Pyrit gefunden. Z. T. sind sogar noch die Außenwände der Pyritwürfel erhalten, jedoch in limonitisches Eisenoxyd umgewandelt; innen sind die Würfel hohl. Das Auftreten der Hohlformen nach Pyrit bzw. die Auskleidung der Hohlräume mit Limonit entspricht dem Erscheinungsbild im Nebengestein (s. Kap. 3.3.2.).

In seltenen Fällen findet man am Kontakt der Quarzgänge zum Nebengestein eine höchstens wenige Zentimeter breite Zone, die fast ausschließlich von grobem Muskowit gebildet wird. Der Muskowit in der Kontaktzone ist völlig ungestört gewachsen und zeigt keine nachträgliche Beanspruchung (Abb. 28). Vereinzelt finden sich große Körner von Gangquarz eingeschaltet. Die Muskowitplättchen erreichen wenige Millimeter im Durchmesser und unterscheiden sich somit deutlich vom wesentlich feineren Serizit des Nebengesteines.

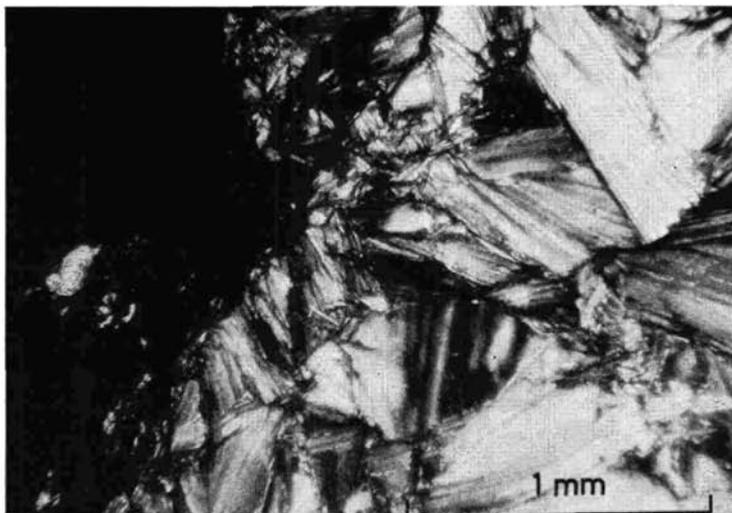


Abb. 28: Kontaktzone an einem Quarzgang: Grobblättriger Muskowit grenzt mit scharfem Kontakt an graphitreiches Nebengestein (Tonschiefer, schwarz). Gifurwe, tiefegelegener Teil des Abbaubereiches A. Dünnschliff, + Nicols.

Fig. 28: Zone de contact vers un filon à quartz: muscovite à grosses feuilles touche aux roches encaissantes (schiste argileux, noir) graphitiques avec un contact prononcé. Gifurwe, partie profonde de la carrière A. Plaque mince, nicols +.

Der Muskowit vom Kontakt der Quarzgänge wurde auf eventuellen Li-Gehalt geprüft. Eine Röntgendiffraktometraufnahme ergab reinen Muskowit. Der Achsenwinkel  $2V_x$  beträgt  $41^\circ$ .

Kaolinit kann in den Quarzgängen als meist unbedeutender Begleiter in schmalen Säumen auftreten. Vereinzelt finden sich bis zu wenige Zentimeter mächtige Gängchen oder Knollen im Nebengestein, die fast nur von Kaolinit gebildet werden und sich stets in der Nähe von Quarzgängen befinden.

### 3.2. Die Vererzung des Nebengesteines

Die die Quarzgänge einschließenden Gesteine in Gifurwe zeichnen sich durch einen gewissen Wolfram-Gehalt aus, der großen Schwankungen unterliegt und sich im allgemeinen im *ppm*-Bereich bewegt. Eine Reihe von Analysen, die auf naßchemischem Wege durchgeführt wurden, geben ein Bild über die Verteilung des Wolframs im Nebengestein.

So zeigt sich, daß die Vererzung des Nebengesteines eng mit den Quarzgängen und deren Vererzung verbunden ist. Im eigentlichen Lagerstättenbereich, in dem die Bauwürdigkeit gegeben ist, sind reichlich Quarzgänge vorhanden, die ihrerseits gut vererzt sind; gleichzeitig zeigt das Nebengestein im Durchschnitt stark erhöhten W-Gehalt. Außerhalb der Lagerstätte verschwinden die Gänge und ihre Vererzung, und gleichzeitig geht die W-Führung in den Sedimenten auf ein Minimum zurück. In Annäherung an reiche Gangvererzungen konnte innerhalb kurzer Distanz im angrenzenden Nebengestein ein Ansteigen des W-Gehaltes auf etwa das zehnfache nachgewiesen werden. Die erhöhten W-Gehalte sind nicht an bestimmte Gesteinshorizonte innerhalb der Lagerstätte gebunden, lediglich reine Sandsteine bis Quarzite sind meist sehr arm an W. Die Vererzung ist u. d. M. kaum auszunehmen, da sich nur winzig kleine Ferberitkörnchen (wahrscheinlich Reinit)  $<0.01$  mm vereinzelt finden. Scheelit ist nicht vorhanden (3.2.1.)

Relativ reich an W sind Konkretionen, die in bestimmten Horizonten auftreten. Sie enthalten bis über 0.2% W (3.2.2.).

#### 3.2.1. Die Wolfram-Gehalte im Nebengestein und ihre räumliche Verteilung

Im Lagerstättenbereich von Gifurwe beträgt der Gehalt an Wolfram im Nebengestein meist in der Größenordnung zwischen 10 und 80 *ppm*, steigt aber in unmittelbarer Nähe erzführender Quarzgänge oft bis auf mehrere 100 *ppm* an; im Extremfall wurden sogar über 1000 *ppm* analysiert. Hingegen sinkt der W-Gehalt außerhalb des Lagerstättenbereiches auf 0—5 *ppm* ab; hier wurden auch keine oder nur Millimeter dicke Quarzgängchen gefunden.

Proben-Nr.	Gesteins- ausbildung Farbe— Zusammen- setzung	Verhältnis zu den Quarzgängen	Position zur Lagerstätte	W-Gehalt in ppm	
					arithm. Mittel
46 .....	r — ts	a	L	800 *	346
45 .....	r — t	a	L	750	
45 .....	rb — t	a	L	500 *	
18 c .....	sg — ts	a	L	200	
49 .....	s — t	a	L	80	
46 .....	s — t	a	L	50 *	
45 .....	b — t	a	L	45	
44 .....	rb — t	b	L	300 *	120
38 .....	r — ts	b	L	200	
35 .....	r — ts	b	L	150	
9 .....	g — t	b	L	120	
38 .....	g — ts	b	L	80	
18 b .....	sg — ts	b	L	40	
37 .....	h — t	b	L	40	
4 .....	s — t	b	L	30	
51 .....	s — ts	c	L	120	
12 .....	gh — ts	c	L	90	
13 .....	s — t	c	L	75	

Proben-Nr.	Gesteins- ausbildung Farbe— Zusammen- setzung	Verhältnis zu den Quarzgängen	Position zur Lagerstätte	W-Gehalt in ppm		
					arithm. Mittel	
25 .....	s — t	c	L	70	39	
41 .....	r — ts	c	L	70		
42 .....	rb — ts	c	L	60		
14 .....	sg — ts	c	L	50		
53 .....	s — t	c	L	50		
8 .....	s — t	c	L	45		
48 .....	s — t	c	L	45		
11 .....	sg — ts	c	L	40		
19 .....	sg — ts	c	L	40		
43 .....	rb — ts	e	L	40		
55 .....	g — t	e	L	40		
12 .....	g — ts	e	L	35		
25 .....	gh — ts	c	L	35		
34 .....	b — t	c	L	35		
21 .....	s — t	c	L	30		
12 .....	h — ts	c	L	25		
41 .....	b — t	e	L	25		
52 .....	s — t	e	L	25		
47 .....	h — s	e	L	20		
18 a .....	sg — ts	c	L	15		
20 .....	h — t	c	L	15		
21 .....	g — t	c	L	15		
42 .....	r — t	c	L	10		
29 .....	rs — ts	e	L	5		
42 .....	b — t	e	L	5		
34 .....	r — ts	c	L	0		
22 .....	s — ts	d	L	80		21.5
26 .....	s — t	d	L	80		
66 .....	s — t	d	N	55		
54 .....	sg — ts	d	L	50		
50 .....	r — ts	d	L	40		
56 .....	g — t	d	N	30		
57 .....	g — t	d	N	30		
27 .....	g — t	d	L	25		
33 .....	b — t	d	L	25		
1 .....	r — t	d	L	15		
58 .....	g — t	d	N	10		
22 .....	g — ts	d	L	8		
33 .....	r — t	d	L	8		
33 .....	r — ts	d	L	8		
1 .....	r — t	d	L	7		
23 .....	s — ts	d	L	5		
56 .....	r — s	d	N	5		
69 .....	s — t	d	N	5		
16 .....	s — t	d	L	3		
27 .....	r — ts	d	L	3		
68 .....	h — ts	d	A	2		
68 .....	g — t	d	A	2		
24 .....	g — s	d	L	0		
71 .....	h — t	e	A	15	3.8	
65 .....	g — s	e	A	10		
59 .....	rg — t	e	N	5		
60 .....	r — s	e	N	5		
70 .....	r — ts	e	A	5		
31 .....	s — t	e	N	3		
32 .....	rg — t	e	N	3		
62 .....	s — ts	e	A	2		
63 .....	h — ts	e	A	2		

Proben-Nr.	Gesteins- ausbildung Farbe— Zusammen- setzung	Verhältnis zu den Quarzgängen	Position zur Lagerstätte	W-Gehalt in ppm	
					arithm. Mittel
67 .....	r — s	e	N	2	
65 .....	r — s	e	A	1	
10 .....	h — ts	e	N	0	
61 .....	h — t	e	A	0	
64 .....	h — t	e	A	0	

Tab. 6: Verteilung der Wolfram-Gehalte im Nebengestein der Lagerstätte Gifurwe, mit Kurzbezeichnung der Gesteinsfarbe und -zusammensetzung und Angabe des Verhältnisses zu den Quarzgängen und deren Vererzung sowie der Position zur Lagerstätte.

Die 2. Spalte gibt die Gesteinsausbildung wie folgt wieder:  
Gesteinsfarbe:

- s = schwarz (reich an graphitischer Substanz)
- g = grau (weniger reich an graphitischer Substanz)
- h = hellgrau (arm an graphitischer Substanz)
- r = rot (reich an Eisen-III-Oxyd)
- b = blaugrau (reich an Kaolinit)
- sg = schwarz-grau gebändert
- rb = rot-blaugrau gebändert usw.

Gesteinszusammensetzung:

- t = (phyllitischer) Tonschiefer
- ts = (phyllitischer) Tonschiefer, quarzsandig
- s = Sandstein ( $\pm$  tonig)

Die 3. Spalte gibt das Naheverhältnis der Proben zu den (vererzten) Quarzgängen an (alle Proben stammen aus dem Nebengestein):

- a = die Probe wurde in unmittelbarer Nähe eines Erznestes, das sich in der Randzone eines Quarzganges befindet, genommen
- b = in unmittelbarer Nähe eines vererzten Ganges oder bis etwa 1 m von einem Erznest (sehr reich vererztem Gang) entfernt
- c = in einem Bereich mit zahlreichen vererzten Gängen, aber nicht in unmittelbarer Nähe dieser Gänge (mehr als 1 m entfernt) oder bis etwa 1 m Entfernung von sehr geringmächtigen Gängen in weniger gut vererzten Bereichen
- d = in einem Bereich, der allgemein nur wenige gering vererzte Quarzgänge führt
- e = in einem Bereich mit nur sehr wenigen und sehr geringmächtigen (max. 1–2 cm) oder keinen Quarzgängen.

Die 4. Spalte gibt die Position des Probenfundpunktes zum Lagerstättenbereich an:

- L = die Probe wurde innerhalb des engeren Lagerstättenbereiches (innerhalb des bauwürdigen Areals) genommen
- N = im Nahbereich der Lagerstätte (unbauwürdiges Areal)
- A = außerhalb der Lagerstätte, mehr als 500 m vom bauwürdigen Areal entfernt.

\* (in der 5. Spalte) = Mittel mehrerer Analysen.

Analysen: W. SIEGL und Verfasser, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Leoben. Naßchemische Methode: D. S. I. R.-Methode nach HOSKING (1956) mit Dithiol—Amylacetat-Lösung als Reagens; abgewandelt nach WARD (1951).

Tab. 6: Distribution des teneurs en tungstène dans les roches encaissantes de la mine Gifurwe. Caractéristique symbolique du couleur et de la composition des ces roches et leur relation aux filons à quartz et leur position par rapport à la mine.

Colonne 2 donne symboles du couleur et de la composition comme suivant:

Couleur

- s — noir (riche en substance graphitique)
- g — gris (moins riche en substance graphitique)
- h — gris claire (pauvre en substance graphitique)
- r — rouge (riche en  $Fe_2O_3$ )
- b — bleu-gris (riche en kaolinite)
- sg — rubané noir et gris
- rb — rubané rouge et bleu-gris etc.

## Composition :

- t — schiste argileux (phyllitique)  
 ts — schiste argileux sableux (phyllitique)  
 s — grès ( $\pm$  argileux)

Colonne 3 explique la relation des échantillons (tous prélevés des roches encaissantes) aux filons à quartz :

- a — l'échantillon venait prélevé tout près d'un agrégat de minéral se trouvant dans la zone marginale d'un filon  
 b — échantillon tout près d'un filon minéralisé ou jusqu'une distance à 1 m d'un agrégat de minéral ou d'un filon bien riche minéralisé  
 c — échantillon dans une partie avec beaucoup de filons minéralisés mais jamais tout près de ces filons (distant plus de 1 m) ou jusqu'une distance à 1 m des filons très minces dans des parties moins minéralisées  
 d — échantillon dans une partie avec peu de filons à quartz faiblement minéralisés  
 e — échantillon dans une partie avec seulement quelquesuns très minces (max. 1—2 cm) ou pas de filons à quartz

Colonne 4 explique la position de la prise des échantillons à l'égard du milieu de la mine :

- L — échantillon prélevé au milieu exploitable de la mine  
 N — échantillon à proximité du milieu exploitable (milieu non exploitable)  
 A — échantillon hors de la mine, distant plus de 500 m du milieu exploitable

\* (colonne 5) = moyenne de plusieurs analyses

Betrachten wir Tab. 6, so kommt deutlich zum Ausdruck, daß die Vererzung des Nebengesteines eng mit den Quarzgängen und deren Vererzung verbunden ist. Sehr hohe W-Gehalte von mehreren 100 ppm treten im Nebengestein nur in unmittelbarer Nähe zu Quarzgängen mit reicher W-Vererzung auf (a, b in Tab. 6). Fast alle erhöhten Werte stammen aus dem engeren Lagerstättenbereich (L in Tab. 6); nur einige Proben aus dem Nahbereich der Lagerstätte ergeben schwach erhöhte Werte, die nur in einem Fall 30 ppm übersteigen. Außerhalb des weiteren Lagerstättenbereiches (A) übersteigt der W-Gehalt nur in Ausnahmefällen 5 ppm. Bei sämtlichen Proben aus dem Nahbereich der Lagerstätte (N) oder von außerhalb derselben (A) wurden keine oder nur wenige und geringmächtige Quarzgänge angetroffen (d, e in Tab. 6).

Außerhalb der Lagerstätte wurden sogar nur in einem Fall mehrere Quarzgänge angetroffen (Probe Nr. 68); an dieser Stelle, etwa 2 km SE von Gifurwe, wurde einmal geschürft.

Die letzte Spalte in Tab. 6 gibt den durchschnittlichen ppm-Gehalt an Wolfram all der Proben wieder, die in einer Gruppe zusammengefaßt wurden (a bis e) und somit in annähernd dem gleichen Verhältnis zu Quarzgängen und deren Vererzung stehen. Hier ergibt sich von Gruppe a (in unmittelbarer Nähe eines Erznestes) bis Gruppe e (fast keine oder keine Quarzgänge in der Nähe) ein ungestörter, sehr deutlicher Abfall der ppm-Werte über zwei Zehnerpotenzen hinweg. Trotzdem z. B. ein einziger sehr hoher Wert in Gruppe a oder b den Durchschnittswert erheblich verändern kann, so sind diese, grob gesehen, doch als repräsentativ zu betrachten, weil sich keine grundsätzlichen Verschiebungen ergeben würden.

Der Wert für Gruppe e von etwa 4 (3·8) ppm W entspricht den Werten, die JEFFERY (1959:291 f) als Mittel aller sedimentogenen Gesteine Ugandas unter Auslassung der stark vererzten Gebiete von Singo und Kigezi, bzw. als Mittel der Gesteine des Karagwe-Ankole-Systems (= Burundi) in Uganda, ebenfalls ohne Singo und Kigezi, erhalten hat: 3·9 bzw. 4·8 ppm W (siehe Kap. 5).

Ordnet man die in Tab. 6 aufgeführten Proben nach ihrer Position zur Lagerstätte (Spalte 4) und errechnet den Durchschnitt der ppm-Werte für jeden Bereich, so ergibt sich ebenfalls ein deutlicher Abfall vom engeren Lagerstättenbereich (L) bis zu den Bereichen außerhalb der Lagerstätte (A) (Tab. 7, Abb. 29).

Bereich	W-Gehalt in ppm		Anzahl der Werte
	arithm. Mittel	maximaler Wert	
Engerer Lagerstättenbereich (L) .....	83	800	59 Werte
Nahbereich der Lagerstätte (N) .....	12·8	55	12 Werte
Außerhalb des weiteren Lagerstättenbereiches (A) .....	3·9	15	10 Werte

Tab. 7: Durchschnitts- und Maximalwerte in ppm W im Nebengestein innerhalb des engeren (bauwürdigen) Lagerstättenbereiches (L), in deren Nahbereich (unbauwürdiges Areal) (N) und mehr als 500 m außerhalb des engeren Lagerstättenbereiches (A), errechnet nach der Aufstellung in Tab. 6.

Tab. 7: Teneurs moyennes et maximales en W en ppm dans les roches encaissantes: L — au milieu exploitable; N — à proximité du milieu exploitable (milieu non exploitable); A — distant plus de 500 m du milieu exploitable. Calculées suivant T. b. 6.

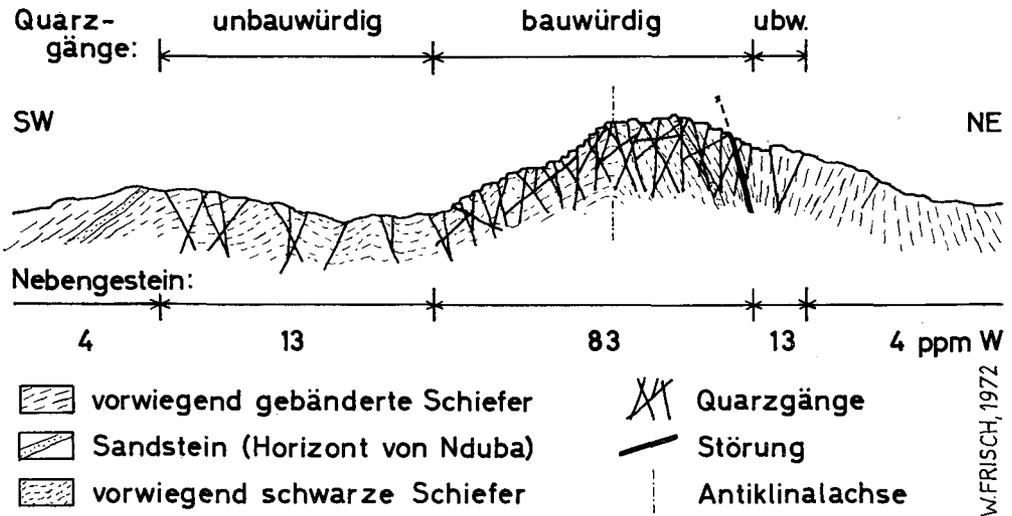


Abb. 29: Schematisierter Schnitt durch die Lagerstätte Gifurwe: durchschnittliche Wolfram-Gehalte im Nebengestein (ppm) in Abhängigkeit zu den Quarzgängen und deren Vererzung. Vgl. Tab. 7

Fig. 29: Coupe schématique de la mine Gifurwe: Teneurs moyennes en tungstène en ppm dans les roches encaissantes en relation aux filons à quartz et leur minéralisation. Cp. Tab. 7.

Der Wert von 3·9 ppm W in Tab. 7 für die Gesteine außerhalb des weiteren Lagerstättenbereiches stimmt wieder sehr gut mit dem bereits oben angeführten background der Gesteine Ugandas überein. Obwohl der Wert das Mittel von nur zehn Analysen von 0—15 ppm darstellt, ist die Größenordnung dieses Wertes jedenfalls repräsentativ. Das gleiche gilt auch für die anderen Durchschnittswerte \*).

Abb. 29 zeigt einen schematischen Schnitt durch die Lagerstätte mit den durchschnittlichen W-Gehalten in den verschiedenen Bereichen, wie sie in Tab. 7 aufgeführt sind. Die Skizze soll die Abhängigkeit der erhöhten W-Gehalte in Bereichen mit zahlreichen

\*) Der Wert von 83 ppm im engeren Lagerstättenbereich ist trotz der hohen Anzahl der analysierten Werte insofern größeren Ungenauigkeiten unterworfen, als die Proben nicht statistisch verteilt genommen wurden und die großen Schwankungen leicht zu Verzerrungen führen. Da mehrere Proben gezielt in der Nähe größerer Gangvererzungen geschlagen wurden, ist ein repräsentativer Durchschnittswert sicher niedriger anzusetzen. Vgl. hierzu JEFFERY (1959:286), der für die graphitischen Phyllite der Reinit-Lagerstätte Ruhizha einen Durchschnittswert von 23 ppm angibt.

Quarzgängen verdeutlichen. Häufigkeit der Quarzgänge und Vererzung in den Quarzgängen, Höhe des durchschnittlichen W-Gehaltes im Nebengestein und Bauwürdigkeit gehen Hand in Hand.

Aus Tab. 6. kann man weiters ablesen, daß die hohen W-Gehalte nicht an gewisse Gesteinsausbildungen gebunden sind (Spalte 2). Die mehr oder weniger sandige Ausbildung der phyllitischen Tonschiefer scheint keinen einheitlichen Einfluß auf den W-Gehalt des Gesteines zu haben, obwohl sich in unmittelbar benachbarten Gesteinsbändern von geringer Mächtigkeit sehr große Unterschiede bemerkbar machen können.

So enthält z. B. Probe Nr. 46, die 15—20 cm von einem großen Erznest in einem Quarzgang genommen wurde, in einem rot gefärbten sandigen Horizont etwa 800 ppm W, im angrenzenden schwarzen (graphitreichen) Gesteinsband nur 50 ppm W. Die Gesteinsbänder sind etwa 1 cm mächtig und grenzen scharf aneinander. Ebenso enthält ein rotes Gesteinsband der Probe Nr. 45, die 40 cm von einem Quarzgang mit einem großen Erznest geschlagen wurde, 750 ppm W, ein angrenzendes blaugraues Band mit Kaolinit nur 45 ppm W. Probe Nr. 38, die ebenfalls aus dem Nahbereich gut vererzter Gänge stammt, zeigt den gleichen Unterschied: rot gefärbter, sandiger Tonschiefer 200 ppm W, eine schwarz—grau gebänderte Partie 80 ppm W (Tab. 8).

In anderen Proben enthalten rot gefärbte Gesteinsbänder weniger W als die angrenzenden blaugrau oder grau gefärbten. In wieder anderen Fällen sind schwarze, graphitreiche Bänder reicher an W als graue (Tab. 8). Doch ist auch dies keine Regel, wie die zahlreichen hohen W-Gehalte grauer, sandiger Tonschiefer in Tab. 6 zeigen.

Proben Nr.	Ausbildung des Gesteinsbandes	W-Gehalt in ppm	Ausbildung des Gesteinsbandes	W-Gehalt in ppm
46 .....	rot	800	schwarz	50
45 .....	rot	750	blaugrau	45
38 .....	rot	200	grau	80
34 .....	rot	0	blaugrau	35
33 .....	rot	8	blaugrau	25
27 .....	rot	3	grau	25
21 .....	schwarz	30	grau	15
22 .....	schwarz	80	grau	8
25 .....	schwarz	70	grau — hellgrau	35

Tab. 8: Unterschied in der W-Führung verschieden gefärbter Gesteinsbänder in einzelnen Handstücken. Die Mächtigkeit der Bänder beträgt allgemein 5—20 mm. — Rot: reich an Hämatit; blaugrau: reich an Kaolinit; schwarz: reich an graphitischer Substanz; grau: weniger reich an graphitischer Substanz.

Tab. 8: Différences des teneurs en W dans des rubans différents des divers échantillons. L'épaissement des rubans range en général entre 5—20 mm. — Rot (rouge): riche en hématite; blau-grau (bleu-gris): riche en kaolinite; schwarz (noir): riche en substance graphitique; grau (gris): moins riche en substance graphitique.

Der W-Gehalt kann also von Gesteinsband zu Gesteinsband abrupt und in manchen Fällen (nahe der Gangvererzung!) sehr stark schwanken. Dabei sind die jeweiligen höheren W-Gehalte keineswegs an irgendeine bestimmte Gesteinsausbildung gebunden. Die erhöhten Erzgehalte können unterschiedlich in mehr tonigen oder mehr sandigen Gesteinspartien, in solchen, die reich (schwarz) oder arm (grau) an graphitischer Substanz sind oder solchen mit reichlich Eisen-III-Oxyd (rot) oder Kaolinit (blaugrau) enthalten sein. Lediglich reine Sandsteine enthalten nie höhere Wolfram-Anreicherungen (s. u.).

Die Feststellung PARGETERS (1956:42) für Ruhizha — „je dunkler die Farbe des Gesteins, desto höher der Gehalt an Wolfram“ — hat für Gifurwe demnach keine gene-

relle Gültigkeit. Die von PARGETER (l. c.) mitgeteilten W-Gehalte in den Schiefen von Ruhizha (4—400 ppm  $WO_3$ , das entspricht 3—320 ppm W) stimmen hingegen sehr gut mit den in Gifurwe erhaltenen Werten überein.

Es läßt sich im Kleinbereich auch nicht feststellen, ob mehr durchlässige oder mehr undurchlässige Gesteinshorizonte reicher vererzt sind. Im großen fällt jedoch auf, daß die Reinit-Lagerstätten, die sich von Bumbogo bei Kigali bis nach Uganda hinein fortsetzen, an Horizonte mit reichlicher Beteiligung (mehr oder weniger sandiger) graphitischer Tonschiefer gebunden sind (DE MAGNEE & ADERCA, 1960:35).

Zum Unterschied zu den verschiedenen Ausbildungen der Tonschiefer enthalten die (porösen) Sandsteine nur sehr wenig Wolfram, i. a. unter 10 ppm. Aus Quarziten sind keine Lagerstätten und Vorkommen dieses Vererzungstyps bekannt. Von der Lagerstätte Yanza 10 km NW Kigali berichten DE MAGNEE & ADERCA (1960:17), daß in den dort mächtigen Quarziten jede Wolframvererzung fehlt und auch aus der Verteilung des Erzes in den Eluvionen geschlossen werden kann, daß die Quarzite steril sind. Die Quarzite sind offensichtlich nicht imstande, Wolfram anzureichern. Eine Erklärung dieses Phänomens wird in Kap. 4.3., das die Genese der Vererzung behandelt, versucht werden.

Das rasche Absinken der Häufigkeit und Mächtigkeit der Quarzgänge und deren Vererzung geht mit einem ebenso raschen Absinken des W-Gehaltes im Nebengestein östlich der Störung, die den Ostteil des Abbaubereiches E in nordnordwestlicher Richtung durchsetzt, Hand in Hand. Während westlich der Störungszone W-Gehalte von 40—200 ppm im Nebengestein festgestellt wurden, sinken die Werte bereits wenige Meter östlich derselben auf 0—35 ppm. Die Lagerstätte ist hier rasch zu Ende.

Analysen von Gesteinen aus der Störungszone selbst ergaben extrem niedrige Werte von 0, 2 und 10 ppm W, trotzdem benachbart geschlagene Proben z. T. sehr hohe Werte aufwiesen. Das Gestein ist beansprucht, stark gebleicht und kaolinitisiert; seine Farbe ist weiß oder gelblichweiß, enthält also keine graphitische Substanz mehr. Vereinzelt finden sich an Kluffflächen größere Aggregate von ehemaligem Pyrit, die heute Hohlräume bilden, deren Ränder von limonitischem Eisen überkrustet sind. Eine Analyse des Limonits auf W ergab auch nur Werte von wenigen ppm. Der mit Sicherheit einst vorhandene W-Gehalt des Gesteines wurde durch die Beanspruchung des Gesteines ausgetrieben. Dies läßt auf eine gewisse Mobilität des Wolframs gegenüber tektonischer Beanspruchung schließen.

Besonders bemerkenswert ist das rasche Ansteigen des W-Gehaltes im Nebengestein, wenn man sich in ein und demselben Schichthorizont einem vererzten Quarzgang nähert. Durch die meist deutlich ausgebildete Bänderung der Gesteine kann man leicht ein nur wenige Zentimeter mächtiges Gesteinsband über viele Meter hinweg verfolgen. Tab. 9 entnimmt man, daß in beiden untersuchten Fällen der W-Gehalt in Richtung vererztem Quarzgang innerhalb weniger Meter in der Größenordnung einer Zehnerpotenz ansteigt. Die Gehalte in Annäherung an ein großes Erznest im Quarzgang sind dabei höher (Tab. 9 a) als bei Annäherung an den nur weniger stark vererzten Gang in Tab. 9 b.

Ebenso konnte in den untersten Etagen des südöstlichen Abbaubereiches A zwischen zwei Quarzgängen, die einen Abstand von 2 m hatten, ein W-Gehalt von 45 ppm (Probe Nr. 8) und unmittelbar neben dem einen Gang einer von 120 ppm (Probe Nr. 9) festgestellt werden.

Bei einer Gesteinsprobe, bei der eine erste Analyse 320 ppm W ergab, schien der W-Gehalt extrem hoch zu liegen, da die Lokalität, der die Probe entnommen wurde, in keinem Naheverhältnis zu einer sichtbaren Gangvererzung stand und der umgebende Bereich als ganzes nur mäßig vererzt war. Bei näherer Betrachtung stellt sich heraus, daß ein nur knapp über 1 mm mächtiges, konkordantes Quarzgängchen, das durch Transversalschieferung zerstückelt wurde und deshalb kaum kenntlich war, das Handstück durchsetzt. Eine detaillierte Analysierung der Probe ergab einen hohen W-Gehalt

von 680 ppm in dem Gängchen, während das Nebengestein in verschiedenen Partien zwischen 25 und 90 ppm W führt. In einem Parallellfall wurden in einem ähnlichen konkordanten Quarzgängen 220 ppm W festgestellt, im Nebengestein 75 ppm. Es ist somit in beiden Fällen der W-Gehalt der Quarzgängen wesentlich höher als der im angrenzenden Nebengestein. Sowohl in den Quarzgängen als auch im Nebengestein (hier jedoch nur äußerst selten) finden sich winzige rundliche Ferberitkörnchen, die im Anschliff u. d. M. nur unter großer Vergrößerung erkennbar sind.

	Proben.Nr.	Abstand vom Quarzgang	W-Gehalt in ppm
a	42	7 m	60
	43	4 m	40
	44	1.5 m	300
	45	0.4 m	500
b	18 a	2 m	15
	18 b	1 m	40
	18 c	0.1 m	200

Tab. 9: W-Gehalte in zwei eng begrenzten Horizonten des Nebengesteines bei Annäherung an einen Quarzgang mit großem Erznest am Kontakt (a) bzw. einen gut vererzten Quarzgang (b). In beiden Fällen verläuft die Schichtung fast vertikal zum Gang.

Tab. 9: Teneurs en W dans deux horizons limités des roches encaissantes s'approchant à un filon à quartz contenant des gros agrégats au contact (a) respectivement un filon à quartz bien minéralisé (b). En les deux cas la stratification passe presque verticalement au filon.

Die Vererzung ist im Nebengestein allgemein nur sehr schwer, wenn überhaupt zu erkennen. Selbst in Proben mit mehreren 100 ppm W findet man nur wenige kleine Ferberitkörnchen. Die rundliche bis ovale Gestalt derselben wurde vermutlich durch Anlösung hervorgerufen. Die maximale Größe der Körnchen beträgt 0.01 mm (Abb. 30).

Die sehr vereinzelt auftretenden Ferberitkörnchen kommen fast stets in der Nähe von Rutil- oder Rutil—Anatas-Aggregaten (Rutil nach Anatas) vor, sind aber meist von diesem isoliert (Abb. 30).

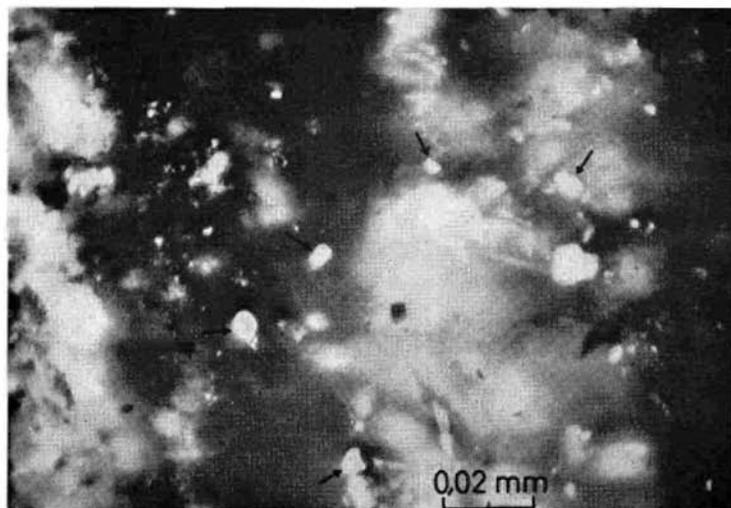


Abb. 30: Rundliche Ferberitkörnchen (Pfeile) < 0.01 mm in graphitischem Tonschiefer. Auffallend ist die Assoziation mit Rutil—Anatas-Aggregaten (weiß, Innenreflexe). Anschliff, Ölimmersion, Nicols + unter 55°.

Fig. 30: Grains arrondis de ferberite (flèches) < 0.01 mm dans un schiste argileux graphitique. Remarquable l'association avec des agrégats de rutil et d'anatase (blanche, reflexes). Poli, sous huile, nicols + sous 55°.

JEDWAB (1958:143) fand in einem W-hältigen graphitischen Schiefer von der Lagerstätte Nyamulilo (SW-Uganda) ebenfalls Rutil und Anatas.

Die Suche nach Scheelit im Nebengestein von Gifurwe mittels kurzwelligen UV-Lichtes und u. d. M. verlief negativ.

Trotz der geringen und sehr feinkörnigen Vererzung werden in Gifurwe die Tonschiefer mit abgebaut, in Wasserrinnen gewaschen, und letztlich wird feines Ferberitpulver aus ihnen gewonnen. Die Erzmenge, die pro Volumseinheit Nebengestein gewonnen wird, ist nicht bekannt. Der Erzgehalt des gesamten anfallenden Materials, also Quarzgänge und Nebengestein beträgt zirka 200—250 g W/m<sup>3</sup>; dies entspricht etwa 100 ppm W \*). Davon stammt der Großteil aus den Quarzgängen.

PARGETER (1956:39 f) erwähnt aus dem Nebengestein der Gifurwe sehr ähnlichen Lagerstätte Ruhizha bis zu 5 cm lange Reinitkristalle, die in situ gewachsen seien. Ferner konnte er Schnüre und Linsen feinkörnigen Ferberits an Schieferungsflächen im Nebengestein in der Nähe von Scherzonen beobachten.

Der Ferberit des Nebengesteines liegt in Gifurwe wahrscheinlich ebenfalls in Form von Reinit, also pseudomorph nach Scheelit vor. Dies kann jedoch nur in Analogie zu gleichartigen Lagerstätten geschlossen werden. So beschreibt PARGETER (1956:39) die Vererzung des Nebengesteines in Ruhizha als Reinit. RAMDOHR (1969:1067) bildet einen Reinit aus den schwarzen Schiefen von Mpororo, SW-Uganda, ab; die Deutung als Pseudomorphose nach Scheelit erscheint RAMDOHR (frdl. briefliche Mitteilung) absolut gesichert, wovon ich mich an einem freundlicherweise überlassenen Probenstück selbst überzeugen konnte. Es sei jedoch auf den Unterschied des Reinit von Mpororo (Abb. 31) und der kleinen rundlichen Ferberitkörnchen von Gifurwe (Abb. 30) hingewiesen.

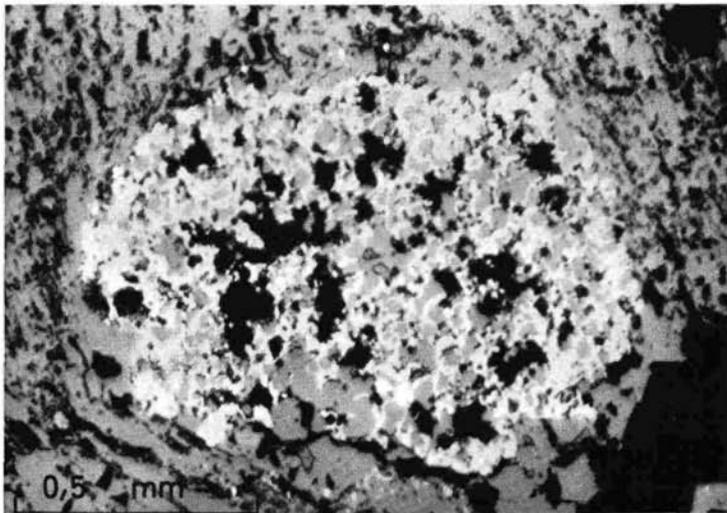


Abb. 31: Reinit-Idioblast (weiß) in graphitischem Tonschiefer von Mpororo (Handstück freundlicherweise von Prof. RAMDOHR überlassen). Anschliff, Nicols parallel.

Fig. 31: Idioblaste de reinite (blanche) dans un schiste argileux graphitique de Mpororo. (Echantillon du Prof. RAMDOHR). Poli, nicols ||.

Es ist nicht zu verwundern, wenn im Nebengestein kein Scheelit erhalten geblieben ist, auch wenn der Ferberit des Nebengesteines aus Scheelit hervorgegangen wäre.

\*) Der genaue W-Gehalt läßt sich nicht ermitteln, da laufend größere Mengen an Erz durch Diebstahl verlorengelien. Der tatsächliche Gehalt dürfte etwas höher liegen.

In den Quarzgängen konnte sich Scheelit nur dort in kleinen Körnchen erhalten, wo er innerhalb unversehrten, ihn umschließenden Quarzes geschützt lag. Im Nebengestein kommen derartige in Quarz eingeschlossene Erzteilchen infolge deren epigenetischer Platznahme (s. Kap. 3.4. über die Genese) nicht vor, das Erz ist intergranular verteilt. Dadurch hatten die eisenreichen Lösungen, die die Umwandlung zu Ferberit verursachten, leichten Zugang — vorausgesetzt, daß die primäre Vererzung tatsächlich als Scheelit vorlag.

Das Nebengestein war ursprünglich sehr reich an Pyrit. Die nach Pyrit zurückgelassenen Hohlräume, die häufig noch mit limonitischem Eisenoxyd ausgekleidet sind, können einen erheblichen Prozentsatz ausmachen. Die Auslaugung hat den wenigen Pyrit in den Quarzgängen (Kap. 3. 1. 5.) und den im Nebengestein in gleicher Weise getroffen.

### 3.2.2. W-hältige Konkretionen im Nebengestein

Eine Analysierung der in Kap. 1.1. beschriebenen Konkretionen ergab durchwegs hohe bis sehr hohe W-Gehalte. Die im Querschnitt 1 bis 10 cm messenden eiförmigen Konkretionen enthalten nach den durchgeführten Analysen von knapp 200 bis über 2000 ppm W bei einem Mittelwert von knapp 1100 ppm (Tab. 10). Die Vererzung ist im Mikroskop ebenso schwer und spärlich sichtbar wie in den Schiefnern.

Das an die Konkretionen unmittelbar angrenzende Nebengestein (graphitische Tonschiefer) weist ebenfalls stark erhöhte W-Gehalte auf, die aber dennoch wesentlich niedriger liegen als die Gehalte in den jeweiligen Konkretionen selbst (Tab. 10). Bei Probe Nr. 7 (90 ppm W im Nebengestein) wurde auch eine Partie analysiert, die ein wenige Millimeter mächtiges, durch Transversalschieferung zerstückeltes Quarzgängchen enthält; die Analyse ergab 1750 ppm W. Eine Beeinflussung der Probe durch das Quarzgängchen ist als sicher anzunehmen.

Proben-Nr.	K o n k r e t i o n		Nebengestein W-Gehalt in ppm
	Ø in mm	W-Gehalt in ppm	
2 .....	5 × 10	1900	680
3 .....	10 × 20	1600	
5 a .....	10 × 10	1100	arithmetisches Mittel 1075 (14 Werte)
5 b .....	15 × 15	400	
6 .....	10 × 40	180	
7 .....	10 × 15	2400 (Kern)	
		1000 (Rand)	
15 a .....	10 × 20	1300	
15 b .....	35 × 120	170 (Kern)	
		600 (Rand)	
17 a .....	50 × 100	280	
17 b .....	30 × 40	1100	
17 c .....	50 × 100	1200 (Kern)	
		1800 (Rand)	
		90	

Tab. 10: Wolfram-Gehalte in Konkretionen und im unmittelbar angrenzenden Nebengestein (schwarze Tonschiefer), Gifurwe. Analysen: Verfasser; Methode wie in Tab. 6

Tab. 10: Teneurs en W dans des concrétions et dans les roches encaissantes immédiatement (schistes argileux noirs).

Der W-Gehalt ist in den Konkretionen im Durchschnitt um ein Vielfaches höher als im Nebengestein, wie aus einem Vergleich der Tab. 6 und 10 hervorgeht. In diesem Zusammenhang sei wieder auf die Arbeit von PARGETER (1956:39 f) hingewiesen,

der aus dem Nebengestein der Lagerstätte Ruhizha bis zu 10 cm messende Konkretionen („nodules“) beschreibt, in denen Ferberit (Reinit) bis mehr als die Hälfte ausmachen kann. Die Konkretionen sind horizontgebunden parallel s. Ein Horizont mit Konkretionen wurde über fast 50 m Länge verfolgt und zeigte keine Abhängigkeit von den ihn schneidenden Quarzgängen.

Ähnliche Konkretionen, die reichlich Ferberit enthalten und 1–2 cm Durchmesser erreichen, werden in Nyamulilo, ebenfalls in SW-Uganda, abgebaut und ergeben, auf das Gesamtgestein bezogen, 600 g Ferberit/1 t Schiefer, das sind 360 ppm W (DE MAGNEE & ADERCA, 1960:33 f und Foto 2–5).

### 3.3. Hydrothermale Veränderungen und Einflüsse auf das Nebengestein

Hydrothermale Veränderungen haben sowohl in den Quarzgängen als auch im Nebengestein ihre Spuren hinterlassen. Sie erfolgten vermutlich durchwegs unter kühlen Temperaturbedingungen.

#### 3.3.1. Späte hydrothermale Veränderungen in den Quarzgängen

In den Quarzgängen findet späte, post-ferberitische hydrothermale Tätigkeit vor allem in der Zersetzung des restlichen, bei der Reinitisierung erhalten gebliebenen Scheelits ihren Niederschlag. Der Scheelit wurde dabei in Anthoinit und Tungstit umgesetzt (s. Kap. 3.1.2.).

Während VARLAMOFF (1958:44 f) die Frage offen läßt, ob diese Umwandlung auf die Einwirkung von Tiefen- oder von Oberflächenlösungen zurückzuführen ist, legen sich PARGETER (1956:42) und DE MAGNEE & ADERCA (1960:41) auf die zweite Möglichkeit fest.

Aus der Verteilung des nur spärlich erhaltenen Anthoinits und Tungstit in Gifurwe kommt der Verfasser zu dem Schluß, daß die Umwandlung des restlichen Scheelits in die beiden wasserhältigen Wolframminerale auf hydrothermale Tätigkeit zurückzuführen ist. Gerade in den tiefen Teilen der Lagerstätte sind heute Anthoinit und Tungstit erhalten, wo Verwitterungslösungen weniger Einfluß besitzen als in höher gelegenen Teilen. Hingegen wurden die beiden erdigen Minerale in den höheren Teilen der Lagerstätte vollständig ausgelaugt und abgeführt, in den tiefen Partien nur teilweise. Dies läßt eindeutig darauf schließen, daß Verwitterungslösungen für die Auslaugung und den Abtransport verantwortlich sind, nicht jedoch für die Bildung dieser Minerale. Es ist auch kaum anzunehmen, daß Verwitterungslösungen zu so vollständigen und tiefgreifenden Umwandlungen imstande sind; eher wäre in einem solchen Fall zu erwarten, daß gegen die Tiefe hin neben Anthoinit und Tungstit Reste von Scheelit auftreten und die beiden Umwandlungsprodukte in allen Teilen der Lagerstätte in weitaus größerer Häufigkeit aufscheinen. Abgesehen davon, ist Scheelit ein gegen Verwitterung allgemein recht beständiges Mineral.

Anthoinit und Tungstit befinden sich heute in autochthoner Lage, d. h. sie wurden nicht oder kaum durch Verwitterungs- oder sonstige Lösungen verschwemmt und z. B. in einer Art Zementationszone angereichert; das Auftreten in den tiefen Teilen der Lagerstätte könnte darauf hindeuten. Dem widerspricht aber, daß sich die beiden Minerale fast ausschließlich innerhalb der Reinit-„Kristalle“ in den Positionen des ursprünglichen Scheelits befinden, aus dem sie durch Umwandlung hervorgegangen sind.

Die Bildung des Kaolinit, der als Begleiter der Quarzgänge in geringen Mengen auftritt, kann nicht mit Sicherheit der gleichen Phase wie die Umwandlung Scheelit → Anthoinit und Tungstit zugeschrieben werden; ebenso ist es denkbar, daß sie gleichzeitig mit der Umwandlung Scheelit → Reinit vor sich ging. In beiden Fällen herrschten schwach saure Lösungsbedingungen, die imstande waren, Scheelit zu zersetzen ( $\text{pH} < 7.3$ ),

jedoch die Bildung von Ferberit zuließen bzw. diesen nicht angreifen konnten ( $\text{pH} > 5.9$ ; s. GUNDLACH, & THORMANN, 1960:28 und GUNDLACH, 1967:40). D. h. sowohl während der Bildungsphase des Reinitits als auch während derjenigen des Anthoinits und Tungstits herrschten pH-Bedingungen zwischen etwa 6 und 7. Das entspricht dem Bildungsmilieu von Kaolinit.

Da sich Kaolinit allgemein bei niedriger Temperatur bildet, ist eine Entstehung des Kaolinitits in Gifurwe während der bereits ziemlich kühl temperierten Bildungsphase von Anthoinit und Tungstite wahrscheinlich.

### 3.3.2. Hydrothermale Beeinflussung des Nebengesteines

Im Nebengestein geht die Auslaugung des Pyrits — als Auskleidung der Hohlräume blieb nur limonitisches Eisen übrig — auf hydrothermale Prozesse zurück. Verwitterungslösungen kommen auch für diesen Vorgang nicht in Frage, da die Auslaugung eine vollständige war und gegen die Tiefe hin keinerlei Spuren von Pyritresten zu sehen sind.

Die Hohlräume nach Pyrit sind häufig zumindest randlich mit Quarz + Serizit ausgefüllt, wozu sich auch noch Turmalin in gut entwickelten und größeren Kristallen als im Nebengestein selbst gesellen kann. Die Bildung des Quarzes ist der Niederschlag einer Silifizierung, deren Ausmaß durch die mehr oder weniger quarzandige Ausbildung des Nebengesteines nicht abschätzbar ist. Sie wurde jedoch bereits von PARGETER (1956:32, 34) in Ruhizha erkannt, wo die Phyllite bereichsweise zu harten Schiefen umgewandelt sind.

Das gehäufte Auftreten von Turmalin in den mit Quarz gefüllten Hohlräumen spricht ebenso wie sein häufigeres Auftreten im Nebengestein innerhalb des Lagerstättenbereiches und seine unversehrte Ausbildung (Kap. 1.1.) für spätes Wachstum dieses Minerals. Die Frage bleibt offen, mit welcher Bildungsphase in den Gängen (Platznahme des Quarzes oder später?) die Vorgänge im Nebengestein parallelisiert werden können. Jedenfalls muß die Auslaugung des Pyrits vor der Ausfüllung der zurückgelassenen Hohlräume mit Quarz, Serizit und Turmalin erfolgt sein, wobei aber hydrothermale Einwirkungen auf das Nebengestein mit Turmalinbildung schon früher begonnen haben kann. Da auch in den Gängen ausgelaugte Hohlräume nach Pyrit innerhalb des Gangquarzes — wenn auch sehr selten — gefunden wurden, ist die Auflösung des Pyrits im Nebengestein sehr wahrscheinlich — jedoch nicht zwingend — nach der Platznahme des Gangquarzes anzusetzen.

Auch in den W-führenden Konkretionen finden sich ausgelaugte Hohlräume nach Pyrit — oft im Zentrum —, die oft in gleicher Art mit Quarz und z. T. mit Serizit und Turmalin ausgefüllt sind. Vereinzelt findet man haardünne Quarzgängen, die als Zufuhrkanäle gedeutet werden können (s. Kap. 1.1.).

### 3.4. Der genetische Ablauf der Vererzung

Versucht man, die zeitliche Abfolge und somit den genetischen Ablauf der Vererzung in Gifurwe zu rekonstruieren, so ergibt sich für die Quarzgänge das folgende Bild:

- a) 1. Phase: Wolframhältige, vorerst schwach saure Lösungen dringen in die burundischen Sedimente ein und verlieren vor allem in den tonig-graphitischen Partien des Nebengesteines ihren sauren Charakter. Dadurch kommt es bei  $\text{pH} = 7.3$  (GUNDLACH, 1967:40) zur Ausfällung von Scheelit. Der Scheelit legt sich in Klüften an das Nebengestein an und wächst gegen das Ganginnere, in dem Quarz aus den Erzlösungen auszukristallisieren beginnt. Die Scheelitkristallisation muß infolge der Größe, die die Kristalle erreichen, längere Zeit zur Verfügung gehabt haben. An den Gangkontakten wird lokal Muskowit gebildet. Nach Abschluß der Scheelit-

kristallisation dringt erst die Hauptmasse des Quarzes ein; dabei kommt es durch den kurz vor der Verfestigung schon ziemlich zähen Quarzbrei zu mechanischer Abreibung an manchen Teilen der spröden Scheelitkristalle, wodurch feine Scheelitkörnerchen neben den großen Kristallen im Quarz eingebettet, und z. T. von Einzelkörnern des Quarzes umschlossen werden. Ebenso werden größere Kristallstücke losgebrochen und kommen so im Inneren der Gänge zu liegen.

- b) 2. Phase: Die  $\pm$  konsolidierten Quarz-Scheelit-Gänge werden von neuerlichen Lösungen beeinflusst, deren pH-Wert um 6 oder knapp darüber liegen dürfte. Die Lösungen, die reich an Eisen sind, bewirken durch ihren schwach sauren Charakter Instabilwerden des Scheelits und Umwandlung in Eisenwolframat (feinkristallinen Reinit), das bei  $\text{pH} > 5.9$  (GUNDLACH, 1. c.) beständig ist. Die Umwandlung geht von den Kristallflächen, Spaltflächen und Rissen aus (s. Abb. 25), wobei die Kristallkerne des Scheelits und kleine Körnerchen, die vom Quarz eingeschlossen worden sind und somit geschützt lagen, erhalten bleiben (s. Abb. 26). Durch Lösungsumsätze entstehen neben den Reiniten in Scheelittracht nadelig-stengelige Reinitaggregate; gleichzeitig erfolgt im mikroskopischen Bereich teilweise Sammelkristallisation und Regeneration der Ferberitleisten, die die Reinite aufbauen.
- c) 3. Phase: Durch vermutlich späte hydrothermale Lösungen wird der restliche Scheelit in Anthoinit und Tungstit umgewandelt, während der beständigere Ferberit nicht angriffen wird (pH etwa 6—7). Nur die kleinen, von Quarzkörnern umschlossenen Scheelitkörnerchen können sich auch hier der Umwandlung entziehen und bleiben erhalten. In diese Phase dürfte auch die Bildung von Kaolinit fallen, der stellenweise zusammen mit den Quarzgängen oder eigene kleine Gängehen und Butzen in der Nähe derselben bildend vorkommt.
- d) Verwitterungseinflüsse: Von den Verwitterungslösungen werden die erdigen Minerale Anthoinit und Tungstit ausgewaschen und abgeführt, sodaß sie nur noch in tieferen Teilen der heutigen Lagerstätte erhalten bleiben. Die durch die Auswaschung entstandenen Hohlräume werden nicht wieder gefüllt.

Die Phasen 1 und 2 sind bei der obigen Aufstellung nicht als zwei streng voneinander getrennte Bildungszeiträume zu verstehen, sondern sollen vor allem den zeitlichen Ablauf der Vorgänge wiedergeben. Dabei sind die ersten beiden oder wahrscheinlich sogar alle drei der oben angeführten „Phasen“ als ununterbrochene magmatische Tätigkeit, die nach und nach schwächer wird, zeitweise aber neue Impulse erhält, anzusehen.

Schwieriger als der Ablauf der Vererzung in den Quarzgängen ist die Parallelisierung der Vorgänge im Nebengestein zu rekonstruieren. Nimmt man eine ursprüngliche Scheelitvererzung im Nebengestein an, was als wahrscheinlich anzunehmen ist, so ist diese sicher gleichzeitig mit der Scheelitbildung in den Gängen erfolgt. Ebenso kann man die Reinitisierung bzw. die Bildung von Ferberit mit der oben angeführten 2. Phase in den Quarzgängen gleichsetzen. Bezüglich des sonstigen Geschehens im Nebengestein — Auflösung des Pyrits, Silifizierung, Bildung des Turmalins — kann keine zwingende zeitliche Aussage getroffen werden (s. Kap. 3.3.2.). Praktisch steht der gesamte Zeitraum der magmatischen Tätigkeit in den Quarzgängen dafür zur Verfügung. Die Auslaugung des Pyrits dürfte jedoch in ein frühes Stadium fallen, da zumindest teilweise die Quarz- und Turmalinbildung später erfolgte (Ausfüllen der Hohlräume).

### 3.5. Hypogen-epigenetische Entstehung der Lagerstätte Gifurwe

Aus dem bisher dargelegten geht ohne Zweifel hypogen-epigenetische Vererzung der Lagerstätte hervor. Als Erzbringer sind die orogenen burundischen Granite anzusehen, die Vererzung erfolgte durch magmatisch-hydrothermale Vorgänge, und zwar sowohl die Vererzung in den Quarzgängen als auch die des Nebengesteines (wobei ein background  $< \text{etwa } 5 \text{ ppm W}$  im Sediment als primär anzusehen ist).

Die wichtigsten Beobachtungen, die zu diesem Schluß führen, seien im folgenden zusammenfassend angeführt:

- a) Die epigenetische Bildung der Quarzgänge kann nicht durch Lateralsekretion erfolgt sein, da im Nebengestein keinerlei Anzeichen einer Quarzmobilisation, wie z. B. Quarzknaurn oder -schnüre, zu sehen sind; im Gegenteil, die Metamorphose des Nebengesteines war so gering, daß es teilweise nicht einmal zur Quarzregeneration kam. Zudem sind die Kontakte sehr scharf ausgebildet, und es kommt — wenn auch selten — zur Neubildung von grobblättrigem Muskowit am Kontakt. Ferner läßt sich aus der Verteilung und Anordnung der Quarzgänge ein Teufenunterschied ablesen: während mächtige diskordante Gänge in den tiefen Teilen der Lagerstätte häufiger sind, zeigt ein rasches Ansteigen der Anzahl der sehr geringmächtigen Gänge in den obersten Etagen ein Auffiedern nach oben hin an. Die eng mit den Quarzgängen verbundene Vererzung erfolgte vor Platznahme des Quarzes.
- b) Die Vererzung des Nebengesteines ist in der Nähe vererzter Gänge am höchsten und erreicht in unmittelbarer Nähe von Erznestern in den Gängen 0·1%. Nach kurzer Distanz fällt sie bereits rasch ab. Außerhalb der Lagerstätte, wo praktisch keine Quarzgänge mehr zu finden sind, sinkt der W-Gehalt auf einen background von etwa 4 ppm ab, der durchaus dem allgemeinen background in derartigen Gesteinen entspricht. Die Vererzung des Nebengesteines geht somit unzweifelhaft von den Quarzgängen aus. Dies kommt sowohl im Großbereich der Lagerstätte, als auch im Kleinbereich der einzelnen Quarzgänge deutlich zum Ausdruck.
- c) Für Gifurwe wie für die anderen Reinit-Lagerstätten, die sich in größerer Entfernung von aufgeschlossenen Granitmassiven befinden, läßt sich ein Granitrücken oder eine Granitkuppel in der Tiefe mit größter Wahrscheinlichkeit nachweisen (FRISCH, 1971:598). Das durch das nach Norden rückenförmig abtauchende Granitmassiv von Gitarama bedingte Antiklinorium von Bumbogo findet seine Fortsetzung in der Antiklinale von Gifurwe—Bugarama, um in seiner weiteren Verlängerung nördlich von Kirwa im angrenzenden Uganda mit einer in der Antiklinalachse längsgestreckten Kontaktzone das Auftauchen des Granitrückens wieder anzuzeigen. Somit ist die Verbindung erzführender Quarzgänge mit deren magmatischer Quelle in nicht allzu großer Tiefe (etwa 1—2 km) hergestellt und eine erzbringende Granitaufwölbung unter der Lagerstätte keineswegs eine bloße Annahme.
- d) Letztlich sei besonders hervorgehoben, daß die Reinit-Lagerstätten Zentralafrikas sich als ein Glied in die zonare Abfolge der an die orogenen Granite gebundenen Lagerstätten der Sn—W-Paragenese einfügen und ein Herausreißen der Reinit-Gruppe eine Lücke in der Kette entstehen lassen würde. Hierauf wird in Kap. 6 ausführlich eingegangen.

## II. Regionale Vergleiche im Zusammenhang mit den Reinit-Lagerstätten

Gifurwe ist eine von einer Reihe von Lagerstätten, die sich durch gleichartige Vererzung, gleiche Position innerhalb der burundischen Sedimentfolge und zu den orogenen Graniten und vielen gleichen Merkmalen bis ins Detail zu einer Gruppe zusammenfassen lassen und vor allem in Rwanda, in SW-Uganda und auch im östlichen Zair (= ehemals Kongo) verbreitet sind. In den folgenden Kapiteln 4—6 soll daher auf regionale Vergleiche mit den anderen Lagerstätten eingegangen werden, um die gemachten Beobachtungen und Feststellungen auf eine breitere Basis zu stellen.

Der Schluß hypogen-epigenetischer Entstehung der Reinit-Lagerstätten verpflichtet zur Auseinandersetzung mit den sedimentären Entstehungstheorien, die auf diese Lagerstätten angewandt wurden (Kap. 4).

Die geochemische Verteilung des Wolframs in den verschiedenen Sedimenten Ugandas (JEFFERY, 1959) zeigt, daß in den burundischen Sedimenten außerhalb der Gang-vererzten Gebiete (mit Lagerstätten und Vorkommen der pegmatitischen bis hydrothermalen Sn—W-Paragenese) keine W-Anreicherungen enthalten sind (Kap. 5).

Übergänge von pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten mit Kassiterit und Mn-reichem Wolframit zu Ferberit- und Reinit-Vorkommen bestätigen den Zusammenhang der Reinit-Vererzungen mit den eindeutig an die orogenen Granite gebundenen Vorkommen. Die Reinit- (primär Scheelit-) Mineralisationen sind somit ein Glied der zonaren Abfolge um die burundischen Granite im Sinne VARLAMOFFS (Kap. 6).

#### 4. Sedimentäre Entstehungstheorien

Die Feststellung der hypogen-epigenetischen Entstehung der Reinit-Lagerstätten (Kap. 3.5.) ist insofern von besonderer Bedeutung, als sedimentäre Entstehungstheorien von einigen Autoren verfochten werden und bisher nicht stichhältig widerlegt werden konnten, obwohl VARLAMOFF (1958, 1967 u. v. a.) in zahlreichen Arbeiten auf die zonierte Abfolge der Sn—W-Lagerstätten inklusive der Reinit-Lagerstätten um die Granite aufmerksam machte. In diesem Kapitel werden daher die sedimentären Entstehungstheorien diskutiert.

##### 4.1. Die sedimentäre Theorie nach PARGETER

Zum ersten Mal setzt PARGETER (1956) für eine Lagerstätte, die dem „tungsten-belt“ nach DE MAGNEE & ADERCA (1960) zugerechnet wird, d. i. Ruhizha in Kigezi (SW-Uganda), die Möglichkeit sedimentärer Entstehung näher auseinander und kommt zu dem Schluß, daß diese Entstehungstheorie aus einer Reihe von angeführten Gründen der bis dahin vertretenen hypogen-epigenetischen Theorie vorzuziehen sei.

Seine Argumentation (l. c.: 42 f) läßt sich wie folgt zusammenfassen:

- a) Alle Nebengesteinsproben aus Ruhizha weisen einen W-Gehalt auf, der zwischen 4 und 400 ppm  $WO_3$  — entsprechend 3—320 ppm W — liegt. Je dunkler die Gesteinsfarbe ist, d. h. je stärker die tonige und die graphitische Komponente vertreten ist, desto höher liegt der W-Gehalt, während die mehr durchlässigen sandigen Schichten geringer vererzt sind.
- b) Alle Reinit-Lagerstätten des gleichen Typs in Uganda sind mit schwarzen, graphitischen Phylliten vergesellschaftet, Sandsteine und Quarzite spielen nur eine untergeordnete Rolle. Nur in Kirwa nahe der rwandesischen Grenze treten Quarzite stark hervor.
- c) Der Wechsel hämatitischer und pyritischer Schichten läßt auf einen Ablagerungsbereich der Sedimente zwischen warmem, seichtem und kaltem, tiefem Wasser schließen. In diesem Bereich wären geochemische Bedingungen für eine mögliche Wolframausfällung geschaffen.
- d) Kristalliner Reinit oder Ferberit in Konkretionen („nodules“) treten ohne Gangquarz horizontbeständig in einer zirka 10 cm mächtigen Schicht über eine Erstreckung von fast 50 m auf. Ähnliche oder mehr sandige Schichtglieder in unmittelbarer Nähe sind nicht annähernd so stark vererzt.
- e) Es besteht ein deutlicher Unterschied im Vererzungstypus zwischen den Reinit-Lagerstätten und in unmittelbarer Nachbarschaft gelegenen eindeutig epigenetischen Erzgängen.
- f) Gestalt und Auftreten der Reinitkristalle und -aggregate im Sediment erinnert an typisch syndimentäre Bildungen wie Pyrit, Salzminerale u. a. m.

g) Die Menge der Gangvererzung steigt nicht mit zunehmender Menge an Gangquarz, dafür ist sie dort höher, wo die Quarzgänge W-reiche Schichten im Nebengestein durchschlagen.

Auf Grund seiner Beobachtungen in Ruhizha hält PARGETER (1956:43 ff) folgenden Vererzungsablauf für den wahrscheinlichsten und am besten fundierten:

1. Aus einem granitischen Abtragungsgebiet gelangt Wolfram in vermutlich kolloidaler Form in das Ablagerungsbecken und wird dort in saurem Milieu in Form von Scheelit wieder ausgefällt. Das saure Milieu wird durch das Absterben von Organismen bei der Drift von warmem, seichtem in kaltes, tiefes Wasser (s. o.) hervorgerufen. Dadurch wird das bevorzugte Auftreten des Wolframs in den graphitischen Schichten verständlich.

2. Während der Diagenese sammelkristallisierten die Wolframminerale, wobei sedimentäres Material in die Kristalloblasten eingeschlossen wurde. In dieser Phase entstanden auch die konkretionären Bildungen („nodules“).

3. „Die letzten Schritte der Rekonzentration, die die Quarz—Ferberit-Gänge und -Schnüre in ihrem heutigen Erscheinungsbild hervorbrachte, erfolgten während der letzten intensiven Faltung, Zerbrechung und Granitisation der Sedimente“ (l. c.: 44). Hiezu sind, wieder kurz zusammengefaßt nach PARGETER, folgende Schritte notwendig:

— Durchdringung des Gesteins entlang Klüften und Zerbrechungszonen mit Lösungen, die vor allem Wasser und Kieselsäure enthalten und den Scheelit aus dem Gestein lösen, der in Spalten zusammen mit etwas Quarz wieder auskristallisiert.

— In der Folge werden die Lösungen immer reicher an Eisen, was auf die Zersetzung von Pyrit zurückgeht. Durch Verdrängung von Scheelit entsteht Reinit; ferner werden etwas Pyrit, tafeliger Ferberit und zuletzt Quarz gebildet. Der im Sediment verbliebene Scheelit wurde während dieser Phase in situ in Reinit umgewandelt, wobei das hiezu notwendige Eisen aus der unmittelbaren Nachbarschaft jedes einzelnen Kristalls bezogen werden kann.

PARGETER (1956:45) weist darauf hin, daß alle Elemente, die am Aufbau der Gangminerale beteiligt sind, wie Si, W, Ca, Fe, Alkalien, B und S, vermutlich im Sediment vorhanden waren. Es bestehe daher „keine Notwendigkeit anzunehmen, daß die Erzlösungen einer in der Tiefe sitzenden magmatischen Quelle entstammen, und es gibt keinen Grund, warum die Lagerstätte nicht durch lateralsekretionäre Vorgänge während der Metamorphose gebildet worden sein soll.“

#### 4.2. Der sedimentogene „tungsten-belt“ nach DE MAGNEE & ADERCA

DE MAGNEE & ADERCA (1960) übernahmen von PARGETER die Idee der sedimentären Entstehung und dehnten sie nach näheren Untersuchungen auf die Reinit-Lagerstätten aus, die sich von Bumbogo NW Kigali in nordnordwestlicher Richtung über Gifurwe, Bugarama bis nach Uganda hinein fortsetzen. Diese Lagerstätten bilden eine eng begrenzte, langgestreckte Zone, von Bumbogo bis Kirwa im wesentlichen einer Antiklinalachse folgend; auf einer Parallelachse liegen die Lagerstätten Nyamulilo und Ruhizha in SW-Uganda; die Lagerstätte Mpororo, zwischen den beiden Achsen gelegen, wird in der Arbeit nicht behandelt. Die langgestreckte Zone mit Lagerstätten, deren Erz vorwiegend oder ausschließlich aus Reinit gebildet wird, wird von den beiden Autoren als „tungsten-belt“ bezeichnet.

Für die sedimentäre Entstehungstheorie des „tungsten-belt“ können wieder verschiedene Beobachtungen ins Treffen geführt werden, von denen die wichtigsten herausgegriffen seien (DE MAGNEE & ADERCA, 1960):

- a) Im Nebengestein findet sich bis mehrere Meter vom Kontakt von Quarzgängen sehr feine Wolframvererzung ohne irgendwelche Beteiligung von Quarz oder sichtliche Verbindung zum Quarzgang. In einem Fall sind Störungsbrekzie und stark zerrüttete Schiefer gut vererzt, eine diskordant schneidende Quarzmasse hingegen nur wenig (Lagerstätte Yanza, Bumbogo) (l. c.: 16).
- b) Mächtige Quarzgänge sind häufig steril oder nur wenig vererzt, während die geringmächtigen Gänge gut vererzt sind (Gifurwe) (:23).
- c) Die Quarzgänge sind in ihrer Mineralogie sehr monoton und enthalten neben Ferberit höchstens etwas Serizit, in Bahati (Uganda) außerdem noch Feldspat und Turmalin. Die Mineralogie der Gänge unterscheidet sich kaum von der des Nebengesteines (:46).
- d) Die Quarzgänge rufen keinerlei Kontaktmetamorphose im Nebengestein hervor (:46).
- e) Ferberitkonkretionen („nodules“) sind eindeutig sedimentären Ursprunges und treten schichtgebunden auf (Nyamulilo) (:33).
- f) In der schmalen Zone der Reinit-Lagerstätten („tungsten-belt“) spielen Granitintrusionen keine Rolle (:46).
- g) JEFFERY (1959) hat in sedimentogenen Gesteinen Ugandas Wolfram-Gehalte bis zu 128 ppm festgestellt, während das Mittel im „Grundgebirge“ (entsprechend dem Rusizi-System) bei 1·2 ppm W liegt (:43).
- h) Eine Co-Ni-Pb-Zn-Assoziation, die von VAN WAMBEKE im Erz von Yanza festgestellt wurde, wurde in Erzproben verschiedener Lagerstätten außerhalb des „tungsten-belt“ nicht gefunden (:20).

#### 4.3. Kritische Bemerkungen zu den sedimentären Entstehungstheorien

Bei näherer Analyse der in den wesentlichen Zügen im vorangegangenen aufgeführten Argumente für syngenetische Entstehung der Lagerstätten des „tungsten-belt“ wird deutlich, daß dadurch keineswegs zwingend auf sedimentäre Entstehung geschlossen werden kann — im Gegenteil, einige der Beobachtungen sind nur durch hypogen-epigenetische Vorgänge zu erklären oder weisen zumindest in diese Richtung.

Vorerst zu den Argumenten PARGETERS.

Das fast ausschließliche Auftreten der Reinit-Lagerstätten in schwarzen Tonschiefern und Phylliten ist ohne weiteres mit hypogen-epigenetischer Entstehung vereinbar und erklärbar. Aufsteigende hydrothermale Lösungen scheiden nach GUNDLACH (1967: 41) Ferberit bei einem pH-Wert von 5·9, Scheelit bei pH = 7·3 aus. Solange die ursprünglich sauren magmatogenen Lösungen quarzitisches Gesteine durchsetzen, wird sich ihr pH-Wert nur wenig ändern; hingegen wird dieser sprunghaft ansteigen, sobald die Lösungen in tonige Schiefer dringen, die reich an kohligem oder graphitischer Substanz sind; dazu kommt noch eine gewisse Stauwirkung, sodaß die Ausfällung der Wolframate daher bevorzugt in den weichen, ziemlich undurchlässigen tonig-graphitischen Schiefen erfolgt. In analoger Weise sind die Zinnsteingänge fast stets an quarzitisches Nebengestein gebunden, da sich der Kassiterit im sauren Milieu bildet.

Die z. T. hohen W-Gehalte im Bereich der Lagerstätte Ruhizha verwundern nicht, wenn man sie mit der Verteilung des Wolframs im Nebengestein von Gifurwe vergleicht. Die Ergebnisse von Gifurwe (Kap. 3) zeigen sehr deutlich, daß die Vererzung von den Quarzgängen ausgegangen ist.

Hingegen konnte für Gifurwe PARGETERS Beobachtung, daß der W-Gehalt des Nebengesteines direkt mit der Farbe des Gesteines und somit mit dem Gehalt an graphi-

tischer Substanz zusammenhängt, nicht ohne weiteres bestätigt werden (Tab. 8) und besitzt somit nicht Allgemeingültigkeit. Der höchste analysierte W-Wert von Gifurwe (etwa 800 ppm) stammt aus einem festen, sandig-tonigen Gesteinsband roter Färbung, das frei von graphitischer Substanz ist.

Für die Ferberitkonkretionen kann vorerst keine allgemeingültige Erklärung über ihre Entstehung gegeben werden. Auch die in Gifurwe gefundenen Konkretionen enthielten besonders hohe W-Konzentrationen (Kap. 3.2.2.), wenn diese auch mit maximal etwa 0.2% W bei weitem nicht so reich vererzt sind wie die von PARGETER (l. c.) beschriebenen. Analysenergebnisse über Einzelkonkretionen liegen jedoch weder von Ruhizha noch von Nyamulilo vor. Während die Konkretionen sicher sedimentären bis diagenetischen Ursprungs sind (Kap. 1.1.), so erscheint dennoch eine nachträgliche, an Horizonte mit Konkretionen gebundene Vererzung möglich, wobei die Konkretionen als Erzfallen fungiert hätten. Posttektonisch gefüllte Quarzgängchen, die in Verbindung mit den mit Quarz gefüllten Hohlräumen nach Pyrit stehen, sind mögliche Zufuhrwege für das Wolfram. Es muß jedoch zugegeben werden, daß die W-führenden Konkretionen am ehesten zur Annahme sedimentärer Entstehung der Vererzung verleiten. Ein zwingendes Argument für syngenetische Vererzung liegt dennoch auch in diesem Fall nicht vor. Hier kann nur die Gesamtheit aller Beobachtungen entscheiden.

Der Unterschied im Vererzungstypus zwischen den relativ kühl gebildeten Reinit-Lagerstätten und den an die unmittelbare Nähe der Granite gebundenen Lagerstätten mit Zinnstein, Wolframit und einer Reihe begleitender Minerale ist auch bei hypogen-epigenetischer Entstehung allein aus der Verschiedenartigkeit der Bildungsbedingungen verständlich. Hier sei besonders auf die bisher zuwenig beachteten Übergangslagerstätten zwischen beiden Vererzungstypen hingewiesen, wie z. B. solche mit Kassiterit—Ferberit (in tafelförmiger Ausbildung) —Reinit (s. VARLAMOFF, 1958). Kap. 6 befaßt sich ausführlich mit dieser durchgehenden, lückenlosen Vererzungsreihe.

Die relativ bessere Vererzung der geringmächtigen Gänge gegenüber den z. T. sogar sterilen mächtigen Gängen ist auf Grund der zeitlichen Abfolge der Ereignisse durch epigenetische Vorgänge gut zu erklären. Die Platznahme des Quarzes erfolgte nach übereinstimmender Ansicht aller Autoren im wesentlichen nach Abschluß der primären Vererzung (Scheelit). Es bildete sich also zuerst Scheelit in Klüften und Spalten, erst dann erfolgte die Intrusion der Hauptmenge des Quarzes. Diese bildet daher einen von der vorher abgesetzten Erzmenge weitgehend unabhängigen Vorgang, wodurch gerade in den mächtigen Gängen ein erheblicher Verdünnungseffekt eintritt, während die geringmächtigen Quarzgänge häufig relativ reich an Erz sind (S. 143). Der Quarz kann auf diese Weise auch neue, unvererzte Spalten geöffnet haben, sodaß es zur Bildung von völlig sterilen Gängen kommt.

Bei lateralsekretionärer Bildung der Quarzgänge und ihrer Vererzung sind hingegen sterile diskordante Gänge innerhalb der W-führenden Serie nicht plausibel zu erklären.

Es besteht zweifellos die Möglichkeit, daß sich relativ hohe Wolframkonzentrationen in Sedimenten bilden, wie rezente Beispiele aus Searles Lake (CARPENTER & GARRETT, 1959) und dem Ochotskischen Meer (ISSAJEWA, 1960) zeigen. Jedoch die von PARGETER dargestellten Vorgänge, die die Bildung der Quarz—Ferberit-Gänge infolge Lateralsekretion bewirkt haben sollen, sind wohl nicht ohne weiteres verständlich. Von „Granitisation“, wie sie bei PARGETER (1956:44) (s. S. 173) für die Konzentration des Wolframs in die heutige Form verantwortlich gemacht wird, kann in den Bereichen der Reinit-Lagerstätten keine Rede sein. Wie in Kap. 1.2. beschrieben, ist die Metamorphose z. B. in Gifurwe ausgesprochen gering und übersteigt die beginnende Epizone nicht. Mag sein, daß in den ugandesischen Lagerstätten, aus denen viel phyllitische Gesteine beschrieben werden, die Metamorphose eine Spur höher ist, aber auch dort geht sie über die Grünschieferfazies nicht hinaus. In den Lagerstätten sind nicht einmal Quarz-

mobilisationen im Nebengestein, wie sie aus einer Reihe von Quarzphylliten in Form von Lagen und Knauern andernorts bekannt sind, festzustellen. Es ist also unerklärlich, wie sich durch Lateralsekretion scharf gegen das Nebengestein abgegrenzte Quarzgänge hätten bilden können, ohne daß im Nebengestein die geringste Spur dieser enormen Quarzmobilisation zu sehen ist. Abgesehen davon, würde ein Quarzentzug im Nebengestein in Widerspruch zu der von PARGETER selbst festgestellten Silifizierung des Nebengesteines stehen.

Schließlich sei zu der nach PARGETER (l. c.) (s. S. 173) erfolgten „Rekonzentration“ des Wolframerzes aus dem Sediment in die Gänge noch bemerkt, daß der Vorgang...

— Lösung des Scheelits aus dem Sediment

— Absetzen des Scheelits in Spalten aus denselben Lösungen, die vorher unter ähnlichen chemischen Bedingungen den Scheelit erst aufgelöst haben

— allmähliches Reicherwerden der Lösungen an Eisen durch die Auflösung von Pyrit, wodurch die soeben gebildeten Scheelitkristalle (durch dieselben nur etwas Fe-reicheren Lösungen) neuerlich angegriffen und zu Reinit umgewandelt werden — gleichzeitig bildet sich etwas Pyrit (Quarzgänge!), der soeben erst aufgelöst wurde

...daß also dieser Vorgang als in der Natur wohl nicht verwirklicht angesehen werden muß. Der dadurch gewonnene „Vorteil“, daß nämlich das Eisen für die Umwandlung des im Sediment verbliebenen Scheelits in Reinit in diesem Fall nicht von weither geholt werden muß, sondern aus der „unmittelbaren Nachbarschaft“ jedes Kristalls bezogen werden kann, was „einfacher zu vergegenwärtigen ist als das Eindringen magmatischer Lösungen über Gebiete von vielen Quadratmeilen“ (PARGETER, 1956:45), stößt insofern ins Leere, als gerade bei lateralsekretionärer Entstehung der Lagerstätten große Wege von den Lösungen im Sediment zurückgelegt werden müssen: Das Wolfram muß bei lateralsekretionärer Entstehung von weit hergeholt werden, da sich in jedem Fall im Bereich der Gänge um ein Vielfaches größere Konzentrationen ergeben als außerhalb. Daß überdies so große Wanderungen des Wolframs in Richtung Erzgänge zumindest für die Lagerstätte Gifurwe auf Grund der Verteilung des Wolframs nicht erfolgt sind, wurde bereits in Kap. 3.2.1. ausführlich dargelegt.

Im folgenden sei auf die Argumente für sedimentäre Entstehung von DE MAGNEE & ADERCA (1960) eingegangen.

Die Vererzung in zerrüttetem Nebengestein in der Nähe eines gering vererzten Quarzganges — es wurde dies in einem Fall festgestellt — spricht für epigenetische Platznahme, da tektonische Beanspruchung bewegliche Stoffe austreibt und nicht konzentriert, zerrüttete Zonen für nachträgliche eindringende Lösungen jedoch besonders wegsam sind.

Die monotone Ausbildung der Quarzgänge widerspricht keineswegs einer magmatischen Herkunft, im Gegenteil, sie ist bei magmatisch-hydrothermalen Quarzgängen ein verbreitetes Phänomen. Das fallweise Hinzutreten von Hellglimmer (Plättchenlänge des Serizits im Nebengestein zu der des Muskowits am Kontakt = zirka 1:100) und sogar Feldspat und Turmalin stellen überdies die Verbindung zu Pegmatiten und Pneumatolyten her. Es ist eine bekannte Tatsache, daß hydrothermale Gänge keine Spuren von Kontaktmetamorphose im Nebengestein hinterlassen, dazu waren die Bildungstemperaturen viel zu gering.

Das „granitferne“ Auftreten der meisten Lagerstätten des „tungsten-belt“ wurde in einer eigenen Arbeit behandelt (FRISCH, 1971), in der gezeigt werden konnte, daß sehr wohl Granitkuppeln unter den Lagerstätten zu erwarten sind. Für Gifurwe wird eine solche Granitkuppel in 1—2 km Tiefe angenommen (l. c.: 599).

Über die Arbeit von JEFFERY (1959) wird in Kap. 5 eigens eingegangen. Die von diesem Autor erhaltenen Werte von W-Gehalten in verschiedenen Gesteinen Ugandas sprechen gegen sedimentäre Herkunft des Wolframs in den Lagerstätten.

Die Co-Ni-Pb-Zn-Assoziation in Erzen der Reinit-Lagerstätten des „tungsten-belt“ — auch im Erz von Gifurwe wurden erhöhte Co-, Ni- und Zn-Gehalte festgestellt (s. Tab. 5) — paßt sehr wohl in eine hydrothermale Erzparagenese hinein. Spektralanalysen aus dem Nebengestein von Gifurwe ergaben im Gegensatz zu den Erzproben keine erhöhten Gehalte an Co, Ni und Zn (meist unter der Nachweisgrenze), hingegen aber etwas erhöhten Pb-Gehalt (50—70 ppm); gerade dieses Element wurde in den Erzproben nicht nachgewiesen (<10 ppm Pb). Ein Zusammenhang zwischen sedimentären Anreicherungen von Spurenelementen und dem Wolfram-Erz besteht also nicht. Die Lagerstätten außerhalb des „tungsten-belt“, die diese Assoziation nicht zeigen, unterliegen höheren Bildungstemperaturen und andersartiger Vererzung. Außerdem konnte festgestellt werden, daß eine Probe aus Gifurwe, die Mn-reicher ist als die anderen Proben aus derselben Lagerstätte (Hb 5.4 gegenüber Hb 2.0—3.3), die Co-Ni-Zn-Assoziation nicht aufweist (Tab. 3 und 5). Ein Zusammenhang mit den Bildungsbedingungen, insbesondere der Bildungstemperatur, ist wahrscheinlich.

In der Arbeit von DE MAGNEE & ADERCA (1960) findet sich eine Reihe solcher Beobachtungen, die als z. T. sehr wichtige Hinweise für hypogen-epigenetische Vererzung aufzufassen sind. Diese seien wieder kurz zusammengefaßt aufgeführt:

- a) Der W-Gehalt kann im Nebengestein in der Nähe der Gänge  $2 \text{ kg/m}^3$  — das sind etwa 800 ppm — übersteigen (Bumbogo) (l. c.: 20; vgl. Kap. 3.2.1.).
- b) Die diskordanten Gänge sind im allgemeinen besser vererzt als die konkordanten (Nyakabingo, Bugarama) (:12, 26). — Bei primär-schichtgebundener Vererzung wäre eher zu erwarten, daß die konkordanten Gänge in den W-führenden Schichten sehr hoch vererzt sind.
- c) Tiefere Lagerstättenbereiche sind zahlreicher und mannigfaltiger von Erzgängen durchsetzt als höhere (Yanza) (:15; vgl. Teufenunterschied Kap. 2.2., Abb. 10).
- d) Dislokationszonen sind für die Vererzung ausgesprochen günstig (Bugarama) (:27).
- e) In Gifurwe wurden zwei Pegmatitgänge — sie konnten vom Verfasser nicht mehr gefunden werden — festgestellt (:23).
- f) In Bugarama wurden greisenartige Mineralassoziationen mit Ferberit, goldgelbem Glimmer und Turmalin gefunden (:27).
- g) in Bahati wird ein einziger Gang abgebaut, an dessen Kontakt das Nebengestein stark turmalinisiert und mit verschiedenen Sulfiden durchspickt ist, während der Gang selbst neben Quarz und Ferberit etwas Feldspat, Turmalin und Glimmer enthält (:28 f).
- h) Die Scheelitvererzung ist nicht nur an die Lagerstätten des „tungsten-belt“ gebunden, sondern ist auch aus anderen Lagerstätten in Rwanda, Kivu und Maniema sowie Katanga bekannt. Teilweise kommt er sogar mit Zinnstein zusammen vor (:40; vgl. Kap. 6).
- i) Auch die Kassiterit-Lagerstätten sind an stratigraphische Horizonte gebunden, nämlich vorwiegend an Quarzite des Unterburundi, jedoch nie an die graphitischen Schiefer (:37).

Aus der in diesem Kapitel dargelegten Auseinandersetzung mit den Arbeiten von PARGETER (1956) und DE MAGNEE & ADERCA (1960) ist wohl ersichtlich, daß es keine wirklich stichhaltige Argumentation gibt, die auf sedimentäre und lateralsekretionäre

Bildung der Reinit-Lagerstätten schließen läßt, im Gegenteil, vieles gar nicht anders als durch hypogen-epigenetische Vorgänge zu erklären ist.

JEFFERY (1959:294) hält in Uganda sedimentäre Vererzung neben hypogen-epigenetischer für möglich. Da sich jedoch Gebiete mit erhöhten W-Gehalten in den Sedimenten mit den Bereichen, in denen gangförmige Reinit-Lagerstätten vorkommen, regional decken, kann diese Lösung nicht den Gegebenheiten entsprechen. Hierauf wird im folgenden Kapitel näher eingegangen.

### 5. Wolfram-Gehalte in verschiedenen Gesteinen Zentral-Afrikas und genetische Schlußfolgerungen

Um die Frage zu klären, ob die Wolfram-Anreicherungen des sogenannten „tungstenbelt“ sedimentärer oder hypogen-epigenetischer Entstehung sind, ist die regionale Verteilung des Wolframs in den (Meta-) Sedimentgesteinen, in denen die Lagerstätten vorkommen, und in den Graniten, die als Wolframlieferanten in Frage kommen, von größter Bedeutung.

Eine umfassende Arbeit über Spurengehalte von Wolfram in den Gesteinen von Uganda hat JEFFERY (1959) geliefert. Dieser Arbeit sind eine Menge wichtiger Daten zu entnehmen, von denen einige im folgenden zusammengefaßt werden.

Die Granite von Uganda besitzen demnach (JEFFERY, 1959:280) einen Mittelwert (arithmetisches Mittel) von 2.1 ppm W; läßt man jedoch den vererzten Bereich von Singo in der Provinz Mengo (südliches Zentral-Uganda) weg, so sinkt dieser Wert auf 1.4 ppm W ab. Einen gegenüber dem Durchschnitt erhöhten W-Gehalt weisen neben den Graniten von Singo mit 7.0 ppm auch diejenigen der Provinzen Ankole und Kigezi in SW-Uganda (angrenzend an Rwanda) mit 2.5 ppm auf, in denen es eine Reihe von W-Vererzungen gibt. Daraus geht deutlich hervor, daß die Granite der mit Wolfram vererzten Gebiete gegenüber den anderen einen stark erhöhten W-Gehalt aufweisen (Tab. 11).

	W-Gehalt in ppm
Nord-Uganda .....	0.6 (25 Werte)
Masaka und Mengo (ohne Singo) .....	1.2 (10 Werte)
Singo .....	7.0 ( 6 Werte)
Kigezi und Ankole .....	2.5 (12 Werte)

Tab. 11: Durchschnittliche W-Gehalte in Graniten von Uganda (aus JEFFERY, 1959:282).

Tab. 11: Teneurs moyennes en W dans des granites d'Ouganda (dans JEFFERY, 1959:282).

Die gleiche Feststellung kann man in den sedimentogenen Gesteinen Ugandas machen. Während alle untersuchten Gesteine sedimentären Ursprungs einen Durchschnittsgehalt von 9.1 ppm W ergeben, sinkt dieser ohne Singo und Kigezi auf 3.9 ppm W ab (JEFFERY, 1959:291).

Bedeutend stärker werden die Unterschiede in der W-Führung zwischen Gebieten mit und ohne W-Lagerstätten, wenn man die Untersuchungen auf das Karagwe—Ankole-System (= Burundi), in dem sich die Lagerstätten befinden, beschränkt. Während die Gesteine des Karagwe—Ankole außerhalb der Gebiete mit Wolfram-Lagerstätten fast durchwegs weniger als 10 ppm W besitzen, steigen die Maximalwerte in Singo auf 90, in Kigezi auf 128 ppm W an (l. c.: 283). Bei den in Tab. 12 wiedergegebenen Mittelwerten ist zu beachten, daß für Singo und Ankole—Kigezi nur wenige Werte vorliegen, die zu einem großen Teil ebenfalls unter 10 ppm liegen. Die höchsten Konzentrationen wurden in Phylliten gefunden.

	W-Gehalt in ppm
Uganda (ohne Singo und Kigezi) .....	4·8 (19 Werte)
Masaka, Mengo (ohne Singo) und Busogo .....	6·4 (16 Werte)
Singo .....	27·1 ( 7 Werte)
Ankole und Kigezi .....	27·9 ( 7 Werte)

Tab. 12: Durchschnittliche W-Gehalte in Sedimenten des Karagwe—Ankole-Systems in Uganda (errechnet nach einer Tabelle aus JEFFERY, 1959:283 und :292).

Tab. 12: Teneurs moyennes en W dans des sédiments de la système de Karagwe—Ankole en Ouganda (calculées suivant un tableau dans JEFFERY, 1959:283 et :292).

Eine Untersuchung der graphitischen Phyllite der Wolfram-Lagerstätte Ruhizha, Kigezi, zeigte, daß der Durchschnittsgehalt an W auch hier im selben Bereich liegt. 40 Analysen aus dem Nebengestein ergaben Schwankungen zwischen 5 und 86 ppm W mit einem Durchschnittswert von 23 ppm W (JEFFERY, 1959:284). PARGETER (1956:42) untersuchte in Ruhizha ein Gebiet von etwa 1000 Quadratmeilen und erhielt in den Phylliten Werte zwischen 4 und 400 ppm WO<sub>3</sub>, d. s. 3—320 ppm W. Ebenso stellt JEDWAB (1958:144) in einer Probe graphitischen Schiefers von der Lagerstätte Nyamulilo, Kigezi, einen stark erhöhten W-Gehalt von knapp 200 ppm fest.

Die sedimentogenen Gesteine im vererzten Gebiet von Ruhizha weisen mit 23 ppm im Durchschnitt einen W-Gehalt auf, der um ein Vielfaches höher liegt als in nicht vererzten Gebieten. Die Schichten des Karagwe—Ankole-Systems (Burundi), in dem die W-Vererzungen liegen, besitzen außerhalb dieser Vererzungsgebiete einen W-Gehalt (4·8 ppm), der dem Gesamtdurchschnitt aller sedimentogenen Gesteine Ugandas (3·9 ppm) sehr ähnlich ist. Dem Karagwe—Ankole-System kommt also diesbezüglich keine Sonderstellung zu.

In dieses Bild fügen sich die eigenen Untersuchungen in Gifurwe (Tab. 7) sehr schön ein. Der Wert von 3·9 ppm W für die Gesteine außerhalb der Lagerstätte stimmt mit den von JEFFERY gefundenen Resultaten überein. Das rasche Ansteigen der Werte in Richtung Lagerstätte und innerhalb derselben ist augenfällig.

Aus dem bisher in diesem Kapitel Dargelegten lassen sich folgende Schlußfolgerungen ziehen:

- a) Die theoretische Möglichkeit, daß Granite und Sedimente unabhängig voneinander erhöhte W-Gehalte besitzen, scheidet aus, da sich die Bereiche erhöhter W-Gehalte in den Sedimenten und den Graniten regional decken.
- b) Da in den Gebieten mit Wolfram-Lagerstätten, die alle mit Quarzgängen assoziiert sind, sowohl die Granite als auch die sedimentogenen Gesteine eindeutig höhere W-Gehalte als in den nicht vererzten Gebieten aufweisen, müßte bei primär-sedimentärer Erzanreicherung eine Wanderung des Wolframs aus den Sedimenten in die Granite erfolgt sein. Dies würde Wanderungen des Wolframs aus den nicht vererzten Arealen über riesige Distanzen voraussetzen, um aus einem background von nur wenigen ppm heraus die Konzentrationen in den Graniten, den Lagerstätten und deren Umgebung zu ermöglichen. Wodurch derartige Wanderungen aus Bereichen, die in keiner Weise von den Graniten beeinflußt sind, veranlaßt worden wären, bliebe dabei ebenso ungeklärt wie die Frage, auf welche Weise das Wolfram in die intrusiven Granite gelangt sei.
- c) Es ist ferner unvorstellbar, daß sich Quarzgänge — sei es aus magmatischen Quellen, sei es durch Lateralsekretion — ausgerechnet immer dort bilden, wo erhöhte W-Gehalte in den Sedimenten vorhanden sind. Hypogen-epigenetische Quarzgänge

können für lateralsekretionäre Konzentration syndementärer Vererzung schon deshalb nicht verantwortlich gemacht werden, weil die primären W-Mineraie vor Platznahme des Quarzes gebildet wurden, wie die Konzentration des Erzes an den Gangkontakten mit idiomorphen Kristallformen gegen den Quarz hin zeigen. Es scheidet somit sowohl die Möglichkeit lateralsekretionärer Bildung der Quarzgänge als auch die von ursprünglich sterilen Gangintrusionen magmatischer Herkunft in bereits syndementär vererzte Gebiete aus. Die eigenen Untersuchungen der W-Verteilung im Nebengestein in Gifurwe und diejenigen von JEFFERY (l. c.) in Gesteinen Ugandas führen zwingend zu diesen Schlußfolgerungen.

- d) Der einzig mögliche Schluß ist nach Ansicht des Verfassers demnach der, daß die Granite die Wolframbringer waren und das Erz im hydrothermalen Stadium (Quarzgänge!) anreicherte. Von den Quarzgängen ausgehend, hat das Wolfram das Nebengestein infiltriert und die erhöhten W-Gehalte hervorgerufen, wie ja auch aus der Verteilung des W in den Sedimentgesteinen von Gifurwe hervorgeht. Dabei bleibt die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die Granite ihr Wolfram durch Aufschmelzung aus Sedimenten bezogen, die älter sind als die Sedimente des Burundi, in denen die heutigen Lagerstätten und die vererzten Quarzgänge stecken. Lateralsekretionäre Lagerstättenbildung in situ durch Konzentration des Wolframs aus den Sedimenten ist nach den obigen Ausführungen und den Beobachtungen in Gifurwe für die zentralafrikanischen Reinit-Lagerstätten nicht möglich.

Es fällt allerdings auf, daß die Granite — vor allem auch in den vererzten Gebieten — einen weit geringeren W-Gehalt aufweisen als die Sedimente, die das Nebengestein der Lagerstätten bilden. Dies ist aber kein Widerspruch, da die Granite ihr Wolfram erst in den Restlösungen konzentrieren. Da in der Tiefe riesige Granitkörper angenommen werden müssen (FRISCH, 1971), kann es auch trotz des geringen primären W-Gehaltes in den Graniten zu hohen Konzentrationen in deren Restlösungen kommen.

Hingegen müßten für die Reinit-Lagerstätten des sogenannten „tungsten-belt“ bei sedimentärer Entstehung der Vererzung durchschnittliche (!) W-Gehalte von mehreren 100 ppm in den Sedimenten vorhanden gewesen sein, um die heutige Erzkonzentration in Quarzgängen und Nebengestein zu ermöglichen. Ein derartig hoher primärer W-Gehalt ist aus den sedimentogenen Gesteinen Zentral-Afrikas nicht bekannt; hohe W-Gehalte in den Sedimenten stehen überall in Zusammenhang mit Gebieten, in denen vererzte Quarzgänge das Gestein reichlich durchsetzen.

Eine Wanderung des Wolframs aus dem Bereich außerhalb der Lagerstätte zur Lagerstätte hin ist z. B. in Gifurwe undenkbar. Der äußerst geringe W-Gehalt in den Sedimenten außerhalb der Lagerstätte — bis zu einer Entfernung von über 5 km festgestellt — zeigt, daß kein potentieller Lieferant vorhanden ist. Eine eventuelle Auslaugungszone um die Lagerstätte müßte nach 5 km längst überschritten sein. Abgesehen davon ist der große Weg, den das Wolfram ohne Veranlassung von außen her (wie z. B. starke Metamorphose mit Teilmobilisierung oder Granitisation) zurücklegen müßte, nicht denkbar.

Einen wichtigen Hinweis für die Wanderungsrichtung des Wolframs — vom Nebengestein in die Quarzgänge oder umgekehrt — geben schließlich die Analysen, die aus eng begrenzten stratigraphischen Horizonten in Annäherung an einen Quarzgang genommen wurden. Wie bereits näher ausgeführt (S. 164 f) steigt der W-Gehalt im Nebengestein in Annäherung an vererzte Quarzgänge innerhalb kurzer Distanzen um ein Vielfaches an. Darüber hinaus wurden verschiedentlich sehr hohe W-Gehalte im Nebengestein in unmittelbarer Nachbarschaft der Erzgänge festgestellt (s. Tab. 6; DE MAGNEE & ADERCA, 1960: 20). Beides beweist, daß das Wolfram in diesen Fällen seinen Weg vom Gang in das Nebengestein genommen hat und nicht umgekehrt.

Bei JEFFERY (1959:292) finden wir weiters eine Aufstellung, aus der hervorgeht, daß die jüngeren sedimentogenen Gesteine Ugandas zunehmend höhere Wolfram-Gehalte aufweisen als die älteren. Daraus könnte man schließen, daß das sehr bewegliche, lithophile Wolfram immer wieder von neuem mobil gemacht wird und in zahlreichen Zyklen immer mehr konzentriert wird. Das Wolfram würde dabei aus den Sedimenten durch Granitisation in die orogenen Granite gelangen, um dann in den magmatischen Spätphasen wieder angereichert zu werden. Ein Abtragungs- und Sedimentationszyklus würde für die Anreicherung des Wolframs in den Sedimenten sorgen. Es wurde bereits oben (S. 180) darauf hingewiesen, daß die magmatogenen W-Vererzungen im Karagwe—Ankole-System das W aus allerdings älteren Sedimentzyklen bezogen haben mögen.

Für unsere Betrachtungen ist von Bedeutung, daß sich die Sedimentgesteine des Karagwe—Ankole-Systems in Uganda in der Aufstellung von JEFFERY (Tab. 13) bezüglich ihres W-Gehaltes sehr schön in diese Reihe einordnen, wenn man die vererzten Gebiete von Singo und Kigezi wegläßt. Es ist also keine Sonderstellung des Karagwe—Ankole-Systems festzustellen.

		W-Gehalt in ppm
jünger	Kaiso-Kisegi Schichten (Känozoikum) .....	5.3 ( 8 Werte)
	Karru Schichten (Mesozoikum).....	4.5 ( 4 Werte)
	Bukoban Serie .....	5.5 ( 1 Wert)
	Bunyoro Serie.....	1.7 ( 5 Werte)
	Karagwe—Ankole-System (Altproterozoikum) .....	4.8 (19 Werte)
	Samia Serie .....	2.6 ( 3 Werte)
	Bulugwe Serie.....	1.1 ( 3 Werte)
	Toro System .....	1.2 ( 9 Werte)
älter	Grundgebirgskomplex (Archaikum) .....	0.6 ( 8 Werte)

Tab. 13: Wolfram-Gehalte in den verschiedenen Sedimentserien Ugandas, nach deren Alter geordnet. Karagwe—Ankole-System ohne Singo und Kigezi. (Aus JEFFERY, 1959:292).

Tab. 13: Teneurs en W dans les différents séries sédimentaires d'Ouganda arrangées d'après leurs âges. Systeme de Karagwe—Ankole sans Singo et Kigezi. (Empreinté dans JEFFERY, 1959:292).

## 6. Andere Wolfram-Lagerstätten Zentral-Afrikas im Vergleich mit den Reinit-Lagerstätten

In Rwanda und angrenzenden Gebieten (Maniema und Kivu in Zair = Kongo; Uganda) gibt es neben den zahlreichen Kassiterit—Wolframit-Lagerstätten mehrere mit diesen verknüpfte Ferberit- und auch Reinit-Lagerstätten, die bei der genetischen Betrachtung der Reinit/Ferberit-Lagerstätten, die nach DE MAGNEE & ADERCA (1960) dem „tungsten-belt“ zugezählt werden, besondere Bedeutung verdienen.

VARLAMOFF (1958) behandelt in einer ausführlichen Arbeit die Wolfram-Lagerstätten des Raumes Maniema—Rwanda. Hier sticht vor allem die zonare Abfolge bezüglich der Zusammensetzung der Wolframerze in den und um die Granitkuppeln des Lagerstättenraumes Kalima ins Auge. Aus den Analysen und Abbildungen (l. c.: 17 ff, 48 f) geht sehr deutlich hervor, daß in den Graniten Mn-reiche Wolframite vertreten sind, die nach außen hin eisenreicher werden, um im Nebengestein mit zunehmender Entfernung vom Granitkontakt schließlich die Zusammensetzung des Ferberits zu erreichen. Zur Veranschaulichung seien hier zwei Profile (Abb. 33) und eine Tabelle mit den durchschnittlichen Hübneritgehalten der Wolframite in bestimmten Abständen zum Granitkontakt (Tab. 14) wiedergegeben.

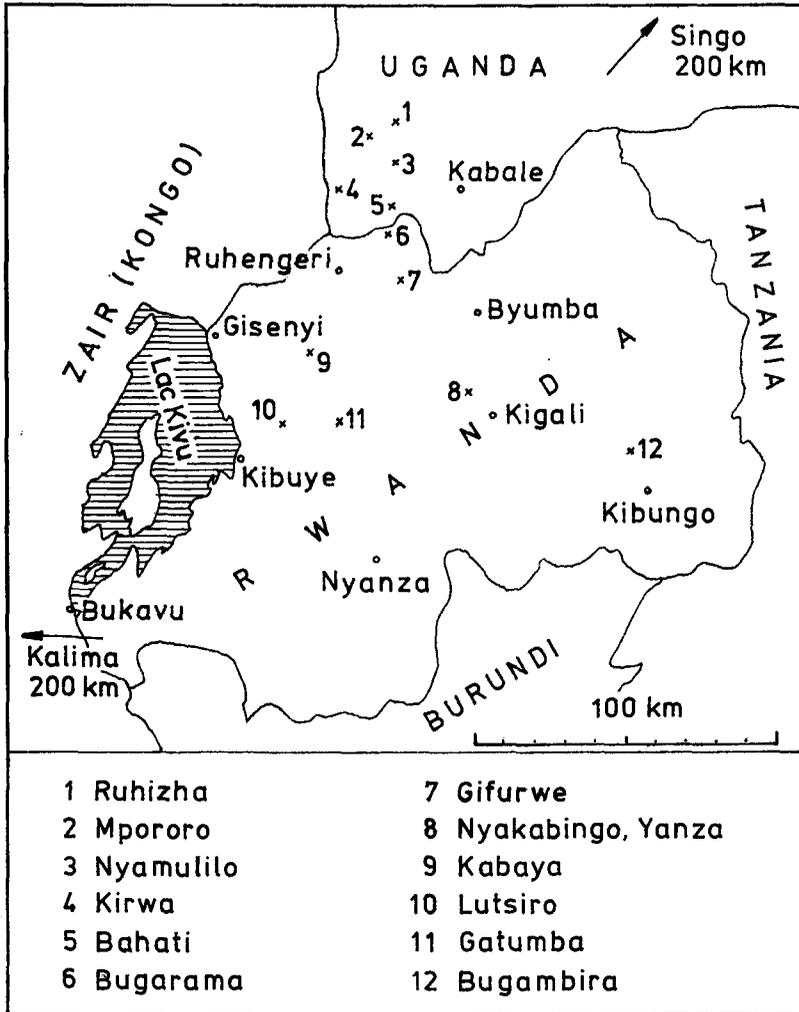


Abb. 32: Geographische Lage der im Text erwähnten Wolfram-Lagerstätten.  
 Fig. 32: Position géographique des mines de tungstène citées dans le texte.

Auf die Problematik der Abhängigkeit der Mischkristallbildung bei der Wolframit-reihe von den Bildungsbedingungen sei hier nicht eingegangen. Es sei nur erwähnt, daß die von OELSNER (1944:48) aufgestellte Theorie, bei höherer Temperatur würden sich Hübnerit-reichere Mischkristalle bilden, heute stark angezweifelt wird (WIENDL, 1968:235 ff). Wahrscheinlich wirken verschiedene Einflüsse auf die Mischkristallbildung ein, und außerdem wurde die im hydrothermalen Bereich ( $<400^{\circ}\text{C}$ ) bestehende Mischungslücke (SCHRÖCKE, 1960:193) bisher meist nicht beachtet. Im Falle der Lagerstätten von Kalima ist jedenfalls die zonare Abfolge von Mn- zu Fe-reichen Wolframiten um die Granitkerne sehr klar zu erkennen und unzweifelhaft.

In Kalima stehen somit Ferberit-Lagerstätten in direktem — räumlichem und genetischem — Zusammenhang mit Wolframit-Lagerstätten, die innerhalb des Granites zusammen mit Zinnstein vorkommen. Die Herkunft des Erzes aus dem Granit steht hier außer Zweifel. Umso bemerkenswerter ist es, daß das Ferberit-Vorkommen vom Mont Misobo (s. Abb. 33) nicht nur tafeligen Ferberit in „Wolframitracht“, sondern

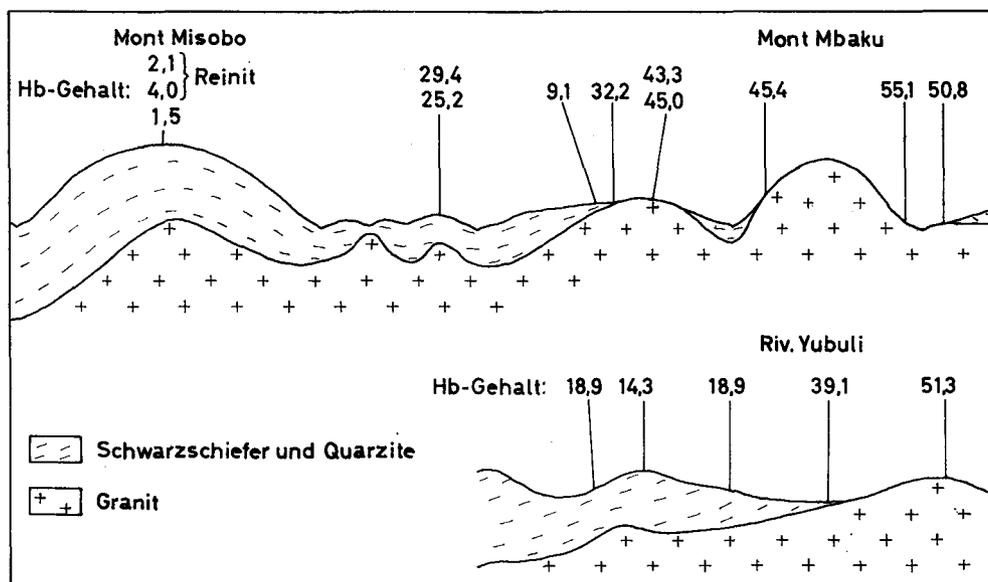


Abb. 33: Abhängigkeit der Zusammensetzung der Wolframite vom Granitkontakt, Kalima, Maniema. Profile aus VARLAMOFF, 1958:48 f. Die Hb-Gehalte (Anteil des Hübneritmoleküls in %) wurden aus den bei VARLAMOFF wiedergegebenen Analysen errechnet.

Fig. 33: Dépendance de la composition des wolframites du contact de granite, Kalima, Maniema. Profils de VARLAMOFF, 1958:48 s. Les valeurs-Hb (pourcentage de la molécule de hubnérite) ont été calculé des analyses présentées dans VARLAMOFF.

Herkunft des Wolframits	Hb-Gehalt arithm. M.	min.-max. Hb-Wert	Anzahl der Werte
aus Granit, >50 m vom Kontakt entfernt .....	65.9	51.3—73.6	(3 Werte)
aus Granit, <50 m vom Kontakt entfernt .....	45.0	32.0—58.0	(14 Werte)
aus dem Nebengestein bis zirka 100 m vom Kontakt .....	19.3	9.1—29.4	(6 Werte)
aus dem Nebengestein, mehr als 100 m vom Kontakt .....	2.5	1.5—4.0	(3 Werte)

Tab. 14: Durchschnittliche Zusammensetzung von Wolframiten (Hb = % Hübneritmolekül) in Abhängigkeit vom Granitkontakt im Lagerstättenraum Kalima, Maniema (Zair). Errechnet nach Analysen von HAINE in VARLAMOFF (1958:18 f, 35).

Tab. 14: Composition moyenne des wolframites (Hb = % de la molécule de hubnérite) en dépendance du contact au granite dans le district minière de Kalima, Maniema (Zaire). Calculé d'après des analyses de HAINE dans VARLAMOFF (1958:18 s, 35).

auch reichlich Reinit führt (VARLAMOFF, 1958:20, 38), also auch hier eine primäre Scheelitgeneration bestand. Das Vorkommen des Mont Misobo entspricht sowohl in seiner mineralogischen Zusammensetzung als auch in seiner geologischen Position vollkommen den Lagerstätten des sogenannten „tungsten-belt“, von denen insbesondere Nyakabingo und Bugarama erwähnt seien, in denen ebenfalls Reinit und tafeliger Ferberit nebeneinander bestehen.

Die von den „Sedimentaristen“ hervorgehobene Verschiedenartigkeit der Reinit- und der Zinnstein—Wolframit-Lagerstätten ist somit eindeutig durch Übergänge belegt. Kalima ist hierfür wohl das schönste derzeit bekannte Beispiel, doch gibt es noch zahlreiche andere Zwischenglieder, in denen Kassiterit und Ferberit bzw. Reinit auf engstem Raum zusammen vorkommen.

Bevor wir zu den Ferberit- und Reinit-Lagerstätten Rwandas übergehen, sei noch auf die unmittelbar an den Singo-Batholithen gebundenen Wolframit-Lagerstätten des Singo-Distrikts im südlichen zentralen Uganda hingewiesen, die hauptsächlich innerhalb des Granites, aber auch in den umgebenden Schiefen des Karagwe—Ankole-Systems liegen. Die aus dem Granit stammenden Wolframite sind auch hier reicher an Mn als die aus der Vererzung in den Sedimenten. Bei KING (1950 : 319) finden wir Analysen auf MnO, die umgerechnet folgende Hb-Gehalte ergeben:

Erzgänge im Granit: Wolframit Hb 20·0 (3 Werte von 19·2—20·5)

Erzgänge im Nebengestein: Wolframit Hb 11·0 (1 Wert)

In den vererzten Quarzgängen des Nebengesteines wurde zudem auch Gold gefunden (l. c.: 318).

In Rwanda findet sich in verschiedenen Lagerstätten tafeliger Ferberit zusammen mit Reinit, so z. B. in Lutsiro im Westen des Landes. Lutsiro liegt in unmittelbarer Nachbarschaft von Kassiterit-Lagerstätten, ohne jedoch mit diesen verbunden zu sein (VARLAMOFF, 1958:42). In der Nähe der Lagerstätten findet man Gold (l. c.: 53). An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß auch um Gifurwe Gold in den Alluvionen gefunden wurde und mehrere Goldvorkommen aus granitfernen Gebieten im Norden und Südwesten Rwandas bekannt sind (Carte lithologique, 1963; FRISCH, 1971).

In Bugambira in Ost-Rwanda kreuzen sich zwei Generationen von Quarzgängen, von denen die einen mit Zinnstein, die anderen mit Ferberit vererzt sind (DE MAGNEE & ADERCA, 1960:39). Die Ferberitgänge von Gatumba in West-Rwanda sind ebenfalls räumlich eng mit Zinnsteinvorkommen verknüpft. Auch von Maniema schreibt VARLAMOFF (1958:39), daß häufig Ferberit und Kassiterit räumlich miteinander verbunden sind, aber nicht zusammen in denselben Gängen vorkommen.

Hier ist auch die Lagerstätte Kabaya in Nordwest-Rwanda zu erwähnen. Sie liefert Ferberit, der großtafelig in „Wolframitracht“ ausgebildet ist; eine Analyse ergab einen Hb-Gehalt von 7·5. Anlässlich eines kurzen Besuches der Lagerstätte konnte der Verfasser mit der UV-Lampe Scheelit in kleinen Körnern im begleitenden Quarz nachweisen (BERTOSSA & FRISCH, 1970:5). Reinit wurde nicht gefunden, doch ist seine Existenz nicht auszuschließen. In einem der mehreren verstreuten Steinbrüche wurde jüngst Kassiterit zusammen mit Wolframit (Analyse liegt keine vor) gefunden (frdl. briefliche Mitteilung von Herrn TOUSSAINT, Kabaya). Somit ist Kabaya ein wichtiges Bindeglied zwischen den Vorkommen mit Kassiterit-Wolframit und Ferberit-Scheelit.

Wie bereits erwähnt, kommt auch in den Reinit-Lagerstätten des sogenannten „tungsten-belt“ tafeliger Ferberit in „Wolframitracht“ vor, besonders häufig in Bugarama, aber auch in Nyakabingo. Nach VARLAMOFF (1958:38) werden die großen Ferberittafeln vom feinkörnigen Ferberit (Reinit) verdrängt, der tafelige Ferberit ist also älter als die Pseudomorphosen. VARLAMOFF (l. c.: 39) schließt daraus folgerichtig, daß die großen Ferberittafeln unter anderen Bedingungen als der Reinit entstanden sind, und meint, daß sie zur selben Zeit wie der Scheelit kristallisiert sein könnten. Vermutlich ist aber die Bildung des tafeligen Ferberits vor der Ausscheidung des Scheelits anzusetzen, da sich nach GUNDLACH & THORMANN (1960:28) bzw. GUNDLACH (1967:40) Ferberit bereits in saurem (pH = 5·9), Scheelit aber erst im neutralen Milieu bildet (pH = 7·3). Meine Deutung geht deshalb dahin, daß der tafelige Ferberit die Erstausscheidung war und der Scheelit erst in der Folge mit zunehmender Alkalinität der Lösung gebildet wurde. Unter neuerlich etwas saureren Bedingungen (neuer, eisenreicher Lösungs-

schub; s. Kap. 3.4.) wurde der Scheelit wieder instabil und durch Eisenwolframat weitgehend verdrängt (Reinitbildung), während der primäre, unter diesen Bedingungen weitgehend stabile Ferberit nur wenig angegriffen wurde.

Bugarama und Nyakabingo, die von DE MAGNEE & ADERCA (1960) beide dem „tungsten-belt“ zugerechnet werden, sind somit ihrerseits Bindeglieder zwischen den mit Kassiterit räumlich verbundenen Ferberit-Lagerstätten und den reinen Reinit-Lagerstätten, die z. T. mit Gold vergesellschaftet sind (z. B. Gifurwe).

Betrachtet man die Zusammensetzung des Ferberits und Reinites in den verschiedenen Lagerstätten, so fällt auf, daß die primär gebildeten tafeligen Ferberite in vielen Fällen Hb-Werte über fünf aufweisen, während diese bei den Reiniten meist niedriger, im allgemeinen unter fünf liegen (Tab. 15). Dort, wo Analysen von sicherem Reinit vorliegen, wird Hb 4·5 nicht überschritten. Ausnahmen bilden eine Analyse von Ruhizha und eine einzige von insgesamt acht Proben von Gifurwe (s. Tab. 3) mit je Hb 5·4.

Lagerstätte	Mineralausbildung	Hb-Wert		Anzahl der Werte	Analyse *)
		durchschn.	min. — max.		
Bengobiri (Mt. Misobo, Kalima) .	Ferberit	1·5		(1 Wert)	I
	Reinit	3·1	2·1—4·0	(2 Werte)	I
Lutsiro .....	Ferberit und Reinit	5·9	4·9—7·9	(6 Werte)	I
Gatumba-Nord ....	Ferberit	5·2	2·2—7·7	(3 Werte)	I
Kabaya .....	Ferberit	7·6		(1 Wert)	II
Nyakabingo .....	Ferberit	6·5		(1 Wert)	I
	Reinit	4·0		(1 Wert)	I
Bugarama.....	Ferberit	5·4	4·8— —6·1	(2 Werte)	I II
	Reinit	4·1	4·0— —4·3	(2 Werte)	I II
Gifurwe .....	Reinit	3·1	3·4—3·6 2·4—5·4	(2 Werte) (9 Werte)	I II
Ruhizha .....	Reinit	5·4		(1 Wert)	III
Mpororo .....	Reinit	2·9		(1 Wert)	IV
Kirwa .....	Reinit	2·2		(1 Wert)	IV

Tab. 15: Zusammensetzung (Hb-Gehalte) von einigen primär gebildeten tafeligen Ferberiten und von Reiniten aus Lagerstätten in Zair (= ehem. Kongo), Rwanda und Uganda. In den meisten Fällen liegen die Hb-Gehalte der Reinite unter jenen der tafeligen Ferberite.

\*) Analysen: Die Hb-Gehalte wurden aus folgenden Analysen errechnet: I — HAINÉ in VARLAMOFF, 1958:35 ff; II — WURM, Inst. f. Allg. u. Analyt. Chemie, Leoben (eigene Proben); III — BOOTH & al. in PARGETER, 1956:40; IV — KING, 1950:319 (nur MnO angegeben).

Tab. 15: Composition (valeurs-Hb) des quelques ferberites tabulaires primaires et des reinites des mines en Zaire (autrefois Congo), Rwanda et Ouganda. Dans la plupart des cas les valeurs-Hb des reinites sont inférieures aux valeurs des ferberites tabulaires.

Wenn man in Betracht zieht, daß mit zunehmender Entfernung vom Granit, also mit zunehmend kühlerer Bildung der Wolframate der Mn-Gehalt der Wolframit-Mischkristalle abnimmt, so gewinnt die extrem eisenreiche Zusammensetzung der Reinite in genetischer Hinsicht sehr an Bedeutung. Sie bildet sozusagen das Endglied der gesamten Mischreihe. Dies steht im Einklang mit der aus geologischen Gesichtspunkten geforderten, kühlen granitfernen Bildung des Reinites (FRISCH, 1971:595 ff).

Hier sei noch kurz auf die bisher nur wenig beachtete Mischungslücke in der Wolframitreihe unter zirka 400° C hingewiesen. Nach SCHRÖCKE (1960:193) herrscht über etwa

400° unbegrenzte Mischbarkeit, während sich bei 370° nur noch die ± reinen Endglieder bilden. Daraus läßt sich ableiten, daß im pegmatitisch-pneumatolytischen Stadium der Lagerstättenbildung beliebige Mischbarkeit der Wolframite möglich ist, während im hydrothermalen Bereich nur noch mehr oder weniger reiner Ferberit oder Hübnerit gebildet werden kann (s. Abb. 34). Die Frage bleibt offen, wie weit die Zonierung der Mischkristalle von heißeren Mn-reicheren zu kühleren Fe-reicheren Gliedern von der nach SCHRÖCKE (l. c.) gegen  $MnWO_4$  verschobenen Mischungslücke oder von der Ausgangszusammensetzung der Lösungen abhängig ist. Die weltweit zu beobachtende bevorzugte Ausbildung von Ferberit im hydrothermalen Bereich hängt hingegen mit großer Wahrscheinlichkeit vor allem vom Überangebot an Eisen ab.

Abschließend ergibt sich ein geschlossenes, abgerundetes Bild der zentralafrikanischen Lagerstätten der Paragenese Columbit—Kassiterit—Wolframit—Ferberit—Scheelit/Reinit—Gold in Abhängigkeit der burundischen orogenen Granite, wie sie von mir im Sinne VARLAMOFFS bereits in einer vorangegangenen Arbeit (FRISCH, 1971) postuliert wurde. Die schematische Skizze (Abb. 34) soll die Kette der Lagerstätten, die der eben genannten Paragenese angehören, veranschaulichen. Nimmt man nur ein Glied dieser Kette heraus, so entsteht eine Lücke und die kontinuierliche Abfolge der Paragenese erscheint unterbrochen. Die Reinit-Lagerstätten des sogenannten „tungsten-belt“ fügen sich ohne Lücke in diese Kette ein und vervollständigen somit das Gesamtbild.

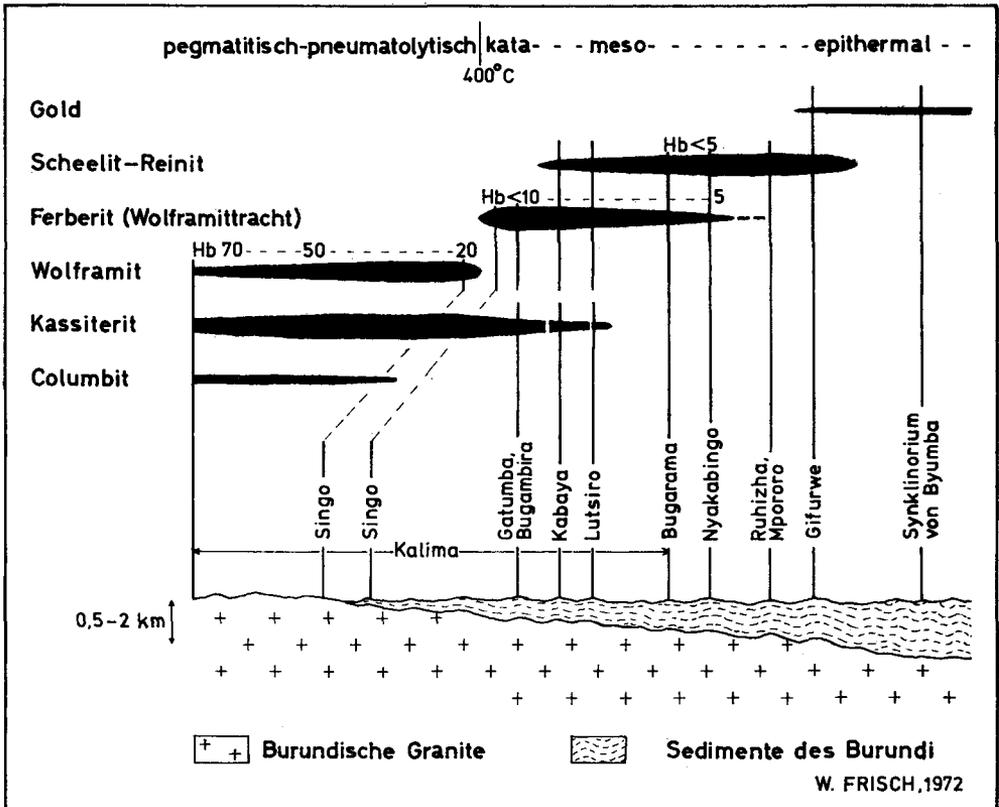


Abb. 34: Die Zonierung der zentralafrikanischen Sn—W-Lagerstätten im schematischen Profil. Als einige typische Vertreter sind die im Text erwähnten Lagerstätten angeführt. (Hb = Hübneritgehalt der Wolframite in Mol-%).  
 Fig. 34: La disposition en zones des gisements Sn—W africaine-centrales en coupe schématique. Les gisements cités sont des représentants typiques. (Hb = teneurs en hübnerite des wolframites en mol-%).

## 7. Schlußwort

Zum Abschluß sei hervorgehoben, daß ich mich der Theorie einer Bildung von sedimentären Wolfram-Lagerstätten prinzipiell keineswegs widersetze. Es gibt zweifellos — fossile wie rezente — Beispiele, bei denen W-Anreicherungen in Sedimenten aus kolloidalen Lösungen möglich, wahrscheinlich oder sogar erwiesen sind.

Wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt wird, gehören die Wolfram-Lagerstätten Rwandas durchwegs nicht dem sedimentär gebildeten Typus an, sondern stehen zu orogenen Graniten in Abhängigkeit. Obwohl manche Erscheinungen in den Lagerstätten des sogenannten „tungsten-belt“ zur Annahme sedimentärer Entstehung verleiten, führt ein genaueres Studium der W-Vererzungen zu dem eindeutigen Schluß hypogen-epigenetischer, an die Granite gebundener hydrothermaler Lagerstätten.

Die Annahme eines Gürtels von sedimentär gebildeten W-Lagerstätten, der sich aus dem Raume Kigali in nordnordwestlicher Richtung bis nach Uganda hinein zieht, verleiten DE MAGNEE & ADERCA (1960), von einem (sedimentären) „tungsten-belt“ zu sprechen. Da sich die Lagerstätten dieses „tungsten-belt“ sehr schön in die Reihe der um die Granite zониert angeordneten, hypogen-epigenetischen Bildungen im zentralafrikanischen Raum einfügen (Abb. 34), andererseits auch außerhalb des „belts“ gleichartige Lagerstätten auftreten und es schließlich auch nicht sinnvoll erscheint, innerhalb einer großräumigen Sn—W-Provinz von einem eng begrenzten W-Gürtel zu sprechen, schlage ich vor, den irreführenden Namen „tungsten-belt“ fallen zu lassen und die Lagerstätten als das zu bezeichnen, was sie sind: Ferberit- bzw. Reinit-Lagerstätten innerhalb der großräumigen zentralafrikanischen Zinn—Wolfram-Provinz.

## Anhang

### III. Der Hb-Gehalt zur Darstellung des Ferberit/Hübnerit-Mischverhältnisses in der Wolframitreihe

Bisher war es üblich, das Mischverhältnis Ferberit/Hübnerit innerhalb der Wolframitreihe durch den von OELSNER (1944:48) eingeführten H/F-Koeffizienten auszudrücken. Dabei wurde der Hübneritanteil (Anteil des Hübneritmoleküls  $\text{MnWO}_4 = \text{H}$ ) dividiert durch den Ferberitanteil (Anteil des Ferberitmoleküls  $\text{FeWO}_4 = \text{F}$ ) angegeben. Auf diese Weise ergeben sich folgende H/F-Koeffizienten (Tab. 16):

$\text{FeWO}_4$ %	$\text{MnWO}_4$ %	H/F	$\text{FeWO}_4$ %	$\text{MnWO}_4$ %	H/F
100	0	0	50	50	1
95	5	0.053	45	55	1.22
90	10	0.111	40	60	1.5
85	15	0.18	35	65	1.86
80	20	0.25	30	70	2.33
75	25	0.33	25	75	3
70	30	0.43	20	80	4
65	35	0.54	15	85	5.66
60	40	0.66	10	90	9
55	45	0.82	5	95	19
50	50	1	0	100	$\infty$

Tab. 16: H/F-Koeffizienten bei verschiedener Zusammensetzung von Wolframit-Mischkristallen. %  $\text{MnWO}_4$  (Mol.%) entspricht dem neu eingeführten „Hb-Gehalt“ (= Hübneritgehalt)

Tab. 16: Coefficients H/F des wolframites à compositions différentes. %  $\text{MnWO}_4$  (mol.%) correspond à la valeur-Hb récemment présentée.

Der H/F-Koeffizient hat den Nachteil, daß er keine lineare Abfolge bildet, sondern in einer graphischen Darstellung eine Hyperbel mit asymptotischer Annäherung an den reinen Hübnerit zieht. Als Formel ausgedrückt

$$H/F = \frac{Hb}{100 - Hb},$$

wobei  $Hb = \% MnWO_4$  ist. Bei eisenreichen Wolframiten ändern sich die H/F-Werte bei einer konstanten Änderung des Mischverhältnisses nur um geringe Beträge, während bei manganreichen Wolframiten das umgekehrte der Fall ist (Tab. 16). Zudem kann man sich bei Angabe des H/F-Verhältnisses schwer die wirkliche Zusammensetzung des Mischkristalls vorstellen.

Es wird daher vorgeschlagen, das Mischverhältnis in Mol-%  $MnWO_4$  anzugeben, ausgedrückt als Hb-Gehalt (Hübnerit-Gehalt). Diese Methode ist auch bei anderen Mischungsreihen seit jeher üblich, wie z. B. bei den Plagioklasen, bei denen der Anorthitgehalt das Mischverhältnis angibt.

Ein Wolframit Hb 45 wäre demnach ein Mischkristall mit 55% Fb (Ferberit) und 45% Hb (Hübnerit). Die lineare Abfolge ist damit gegeben, wodurch es auch möglich ist, von mehreren Wolframiten, deren Zusammensetzung man kennt, das arithmetische Mittel als durchschnittliche Zusammensetzung zu errechnen, was beim H/F-Koeffizienten nicht möglich ist.

Die Abb. 35 und 36 zeigen Diagramme zur Umrechnung des H/F-Koeffizienten in den Hb-Gehalt. Abb. 35 ist eine Darstellung auf einfach logarithmischer Einteilung; wegen der asymptotischen Annäherung an Hb 0 und Hb 100 kann nur der Bereich  $H/F = 0.01-100$  gebracht werden, der jedoch fast die gesamte Mischreihe umfaßt. Um die Kurve in eine Gerade zu bringen, wäre doppelt logarithmische Darstellung mit verschobenem 0-Punkt notwendig; dabei würde jedoch der sehr wichtige Bereich von  $H/F = 0-1$  entsprechend Hb 0-50 sehr zusammengedrängt sein, sodaß man keine Möglichkeit hätte, die Werte genau abzulesen. Abb. 36 zeigt die lineare Transformation.

Es ist zweckmäßig, den Ferberit mit Hb 0-10 und den Hübnerit mit Hb 90-100 abzugrenzen. Bisher war es üblich, diese Grenzen bei 20 und 80%  $MnWO_4$  zu setzen. Es zeigt sich jedoch, daß hydrothermale Ferberite Hb 10 meist nicht übersteigen, was durch die Mischungslücke in diesem Bereich — unter  $400^\circ C$  bilden sich nur noch die  $\pm$  reinen Endglieder der Mischungsreihe (SCHRÖCKE, 1960:193) — bedingt ist. Ebenso sind im hydrothermalen Bereich Hübnerite mit  $Hb > 90$  bekannt, während sonst Wolframite mit  $Hb > 80$  selten zu finden sind (vgl. LEUTWEIN, 1951:11).

Es sind also etwa bei Hb 10 und Hb 90 natürliche Grenzen vorgezeichnet. Bei Hb 10 ändert sich zudem die Kristallsymmetrie, da Ferberit  $Hb < 10$  rhombisch kristallisiert ( $\beta = 90^\circ$ ), während Wolframit  $Hb > 10$  der monoklinen Symmetrie angehört (WIENDL, 1968:48 f). Es scheint daher der Vorschlag berechtigt, die Bezeichnungen Ferberit und Hübnerit auf die Bereiche  $Hb < 10$  bzw.  $Hb > 90$  zu beschränken.

Abb. 35: Diagramm zur Umrechnung des H/F-Koeffizienten in den Hb-Gehalt.

Fig. 35: Diagramme pour la conversion de coefficient H/F dans la valeur-Hb.

Abb. 36: Lineare Transformation des H/F-Koeffizienten in den Hb-Gehalt ( $Hb = \frac{100 H/F}{H/F + 1}$ ).

Fig. 36: Transformation linéaire du coefficient H/F dans la valeur-Hb ( $Hb = \frac{100 H/F}{H/F + 1}$ ).

Abb. 36

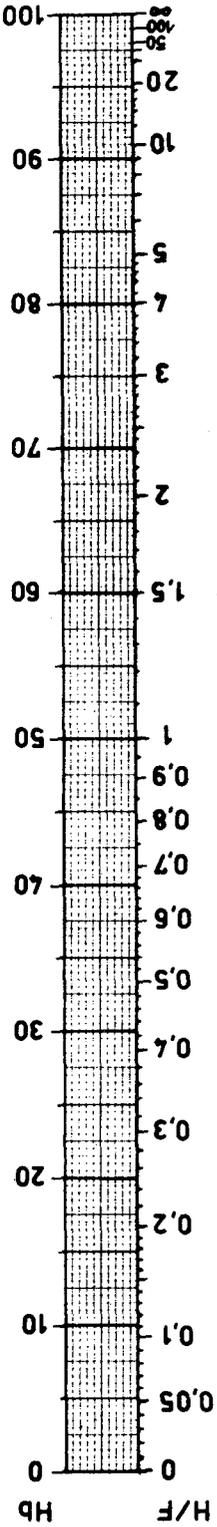
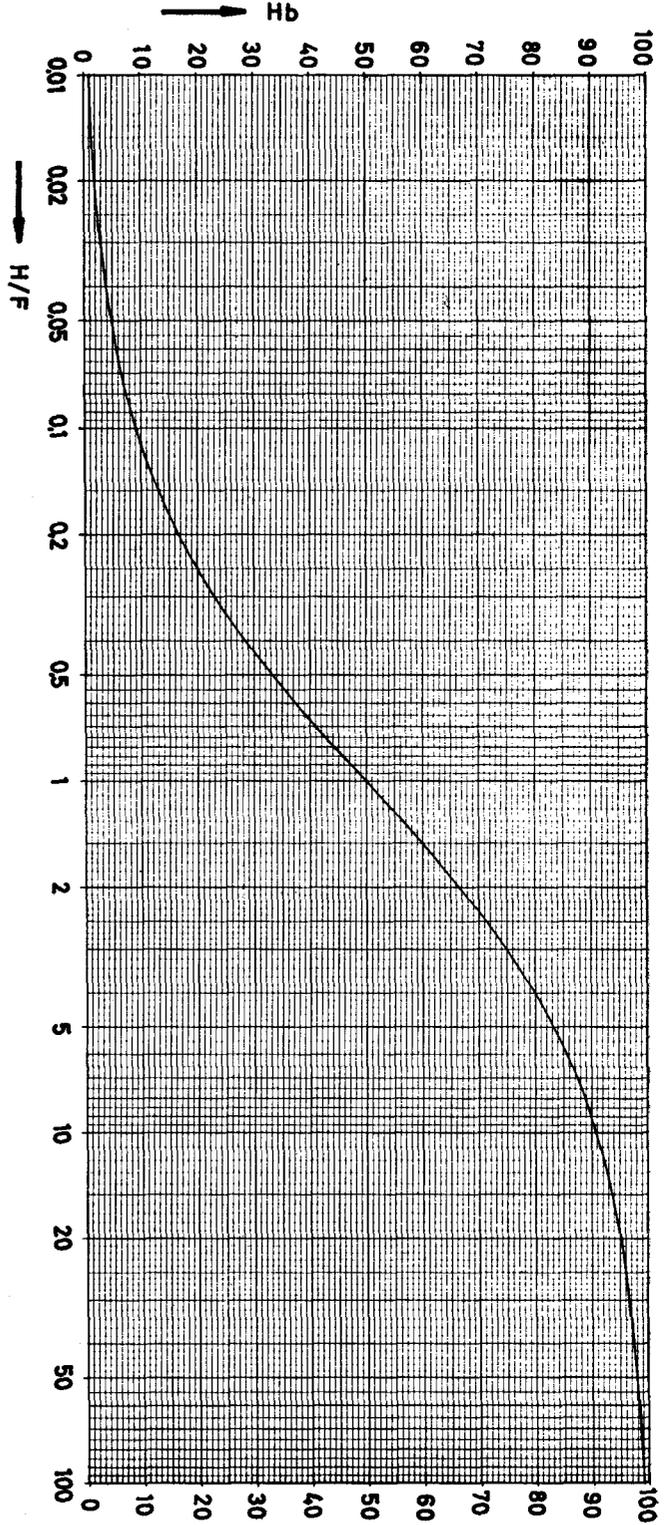


Abb. 35



## Literaturhinweise

- BARNES, J. W. & PARGETER, R. C.: The origin of box-structures of ferberite from S. W. Uganda. — *Colonial Geology and Mineral Resources*, 3, 236—237, London 1952.
- BERTOSSA, A. & FRISCH, W.: Neue Gesichtspunkte über Scheelitvorkommen in den Wolframminen Rwandas. — *Bull. Serv. Géol. Rwanda*, 6, 1—6, Ruhengeri 1970.
- BERTOSSA, A., GERARDS, J. & PETRICEC, V.: Géologie de la région de Kigali. — *Bull. Serv. Géol. Rwanda*, 1, 3—11, Ruhengeri 1964.
- CARPENTER, L. G. & GARERTT, D. E.: Tungsten in Searles Lake. — *Mining Engineering*, 11, 301—303, New York 1959.
- Carte lithologique du Rwanda 1:250.000. — Service géologique du Rwanda, Ruhengeri 1963.
- FRISCH, W.: Die Zinn-Wolfram-Provinz in Rwanda (Zentralafrika) aus montangeologischer Sicht. — *Erzmetall*, 24, 12, 593—600, Stuttgart 1971.
- FRISCH, W.: Scheelit-Lagerstätten in Zentral-Afrika und in den Ostalpen — ein genetischer Vergleich. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl.*, 1972, 14 324—333, Wien 1973.
- GANEV, I. G. & SECHINA, N. P.: The geochemical peculiarities of wolframites. — *Geochemistry*, 617—623, London 1960.
- GAEDEKE, R.: Die Gesteine und ihre Entstehung: Sedimentite. — in: *Die Entwicklungsgeschichte der Erde*, Band I, 105—116, Verlag W. Dausien—Hanau, Leipzig 1971.
- GERARDS, J. & LEDENT, D.: Grands traits de la géologie du Rwanda, différents types de roches granitiques et premières données sur les âges de ces roches. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 93, III, 477—489, Liège 1970.
- GUNDLACH, H. & THORMANN, W.: Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten. — *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 112, I, 1—35, Hannover 1960.
- GUNDLACH, H.: Transport- und Abscheidungsbedingungen von Wolframern aus wässrigen Lösungen. — *Schr. Ges. Deutscher Metallhütten Bergleute*, 19, 37—43, Clausthal-Zellerfeld 1967.
- HOSKING, K. F. G.: Determination of tungsten. — Unpubl. report Cambridge School of Mines, Cambridge 1956.
- ISSAJEWA, A. B.: Tungsten in bottom deposits of the Sea of Okhotsk (russ.). — *Dokl. Nauk SSSR*, 131, 416—419, Moskau 1960.
- JEDWAB, J.: Note préliminaire sur la distribution du tungstène dans un schiste noir de Nyamulilo (Ouganda). — *Bull. Soc. belg. Géol. Pal. Hydrol.*, 67, 141—146, Brüssel 1958.
- JEFFERY, P. G.: The geochemistry of tungsten, with special reference to the rocks of the Uganda Protectorate. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 16, 278—295, New York—London—Paris—Los Angeles 1959.
- KING, B. C.: The wolfram deposits of Singo County, Buganda Province, Uganda. — *Colon. Geol. Min. Res.*, 1, 303—326, London 1950.
- LEUTWEIN, F.: Die Wolframit-Gruppe. — *Freib. Forschungsh. C* 3, 8—19, Freiberg (Sachsen) 1951
- MAGNEE, I. de & ADERCA, B., 1960: Contribution à la connaissance du Tungsten-belt ruandais. — *Acad. roy. Sci. Outre-Mer, Cl. Sci. Nat. Méd., Mém. 8°, nouv. sér.*, 11, 7, 1—56, Brüssel 1960.
- NIGGLI, E. & JÄGER, E.: Untersuchungen an Anthoinit. — *N. Jb. Min. Abh.*, 91, 35—40, Stuttgart 1957.
- OELSNER, O.: Über erzgebirgische Wolframite. — *Ber. Freib. Geol. Ges.*, 20, 44—49, Freiberg (Sachsen) 1944.
- PARGETER, R. C.: The Ruhizha ferberite deposit, Kigezi. — *Rec. geol. Surv. Uganda*, 1954, 27—46, Entebbe 1956.
- PETRICEC, V.: Pegmatite von Rwanda. — *Schr. Ges. Deutscher Metallhütten Bergleute*, 19, 101—107, Clausthal-Zellerfeld 1967.
- RAMDOHR, P.: The ore minerals and their intergrowths. — Pergamon Press, 1174 pp, Braunschweig 1969.
- SCHRÖCKE, H.: Isomorphiebeziehungen in der Wolframitgruppe. — *Beitr. Min. Petr.*, 7, 166—206, Heidelberg 1960.

- VARLAMOFF, N.: Anthoinite, nouveau tungstate hydraté d'alumine. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 70, B 153—166, Liège 1947.
- VARLAMOFF, N.: Granites et minéralisation au Maniema (Congo belge). — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 73, M 111—169, Liège 1950.
- VARLAMOFF, N.: Les gisements de tungstène au Congo et au Ruanda-Urundi. — *Acad. roy. Sci. Coloniales*, 1953, 1—70, Brüssel 1958.
- VARLAMOFF, N.: Die Beryll- und Lithiumpegmatite von Rwanda, vom Kongo und von Madagaskar. — *Schr. Ges. Deutscher Metallhütten Bergleute*, 19, 87—100, Clausthal-Zellerfeld 1967.
- WARD, F. N.: A field method for the determination of tungsten in soils. — *U. S. Geol. Surv., Circ.* 119, 4 pp, Denver 1951.
- WIENDL, U.: Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Wolframs. — *Diss. TU Clausthal*, 295 pp, Clausthal-Zellerfeld 1968.
- ZESCHKE, G.: Prospektion und feldmäßige Beurteilung von Lagerstätten. — *Springer Verlag*, 307 pp, Wien 1964.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 10. Nov. 1972.