BEITRÄGE
ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

GEOTECHNISCHE SERIE, 24. LIEFERUNG

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der Geotechnischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Die Eisen- und Manganerze des Gonzen

Von W. Epprecht

KOMMISSIONSVERLAG:
KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN
1946

DRUCK VON ASCHMANN & SCHELLER AG., BUCHDRUCKEREI ZUR FROSCHAU, ZÜRICH

BEITRÄGE
ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

GEOTECHNISCHE SERIE, 24. LIEFERUNG

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der Geotechnischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Die Eisen- und Manganerze des Gonzen

Von W. Epprecht

KOMMISSIONSVERLAG:
KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN
1946

DRUCK VON ASCHMANN & SCHELLER AG., BUCHDRUCKEREI ZUR FROSCHAU, ZÜRICH

Photo Swissair (Mittelholzer)

Gonzen von Südwesten gesehen

Rechts hinten das Rheintal und die liechtensteinischen Berge (Drei Schwestern, ostalpine Decken). Die linke Bildhälfte entspricht dem rechten Teil des Profiles 3a (S. 9). Auf der rechten Bildhälfte ist deutlich das achsiale Fallen der Gonzenfalte gegen das Rheintal zu erkennen. (Vergleiche hiezu Figur 3d, S. 9). Die Erzschicht streicht beim Pfeil aus dem Bild heraus. Gonzengipfel: 1833 m ü. M., Rheintal 480 m ü. M.

Vorwort der Geotechnischen Kommission.

In der Sitzung vom 16. Dezember 1944 legte Herr Dr. W. Epprecht der Geotechnischen Kommission seine Promotionsarbeit an der ETH. Zürich: „Die Eisen- und Manganerze des Gonzen" vor, mit dem Ersuchen um Publikation in den „Beiträgen". Die Kommission beschloß, die ganz ihrem Programm entsprechende, eingehende lagerstättenkundliche Untersuchung entgegenzunehmen, sie mußte aber in Anbetracht ihrer beschränkten Mittel eine rasche Drucklegung von finanziellen Zuwendungen abhängig machen. Dank der großzügigen Unterstützung durch die Eisenbergwerk Gonzen AG., Sargans, die bereits die lithographische Ausführung des Stereogrammes auf sich genommen hatte, konnte der Druck durchgeführt werden. Besonders dankt die Kommission Herrn Dr. E. Eugster, Direktor der Gesellschaft, für seine persönlichen Bemühungen. Auch dem Autor sei für seinen Beitrag an die Druckkosten bestens gedankt.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

Für die Geotechnische Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Der Aktuar: Dr. **F. de Quervain.**

Der Präsident: Prof. Dr. **P. Niggli.**

Inhaltsverzeichnis.

Vorwort ... VII
Einleitung ... VIII

I. Geologischer Teil ... 1
A. Stratigraphie und Lithologie ... 1
1. Stratigraphische Gliederung der Gonzengesteine ... 1
2. Der Fossilinhalt des Quintnerkalkes und der Erze ... 2
3. Lithologische Charakterisierung der Malmgesteine ... 3
4. Die Fazies ... 5

B. Tektonik ... 6
1. Übersicht ... 6
2. Die Gonzen-Tschuggenfalten ... 7
a) Die Tschuggenfalte ... 7
b) Die Gonzenfalte ... 7

II. Petrographischer Teil ... 13
A. Die Einzelmineralien und ihre Beziehungen zueinander ... 13
1. Eisenoxyde ... 13
a) Hämatit ... 13
b) Magnetit ... 15
c) Die Beziehungen zwischen Magnetit und Hämatit ... 16
2. Manganoxyde ... 19
a) Manganosit ... 19
b) Hausmannit ... 21
c) Psilomelan ... 22
d) Die Beziehungen zwischen Manganosit, Hausmannit und Psilomelan ... 23
3. Eisen- und Manganhydroxyde ... 24
a) Eisenhydroxyde ... 24
b) Manganhydroxyde ... 24
Pyrochroit ... 24
Wiserit ... 25
4. Quarz ... 29
5. Karbonate ... 30
a) Kalzit ... 30
b) Siderit ... 31
c) Rhodochrosit ... 31
d) Karbonatmischkristalle ... 31
α) Ferrokalzit ... 32
β) Ankerit ... 32
γ) Mangano-Ankerit ... 33
δ) Ankeritischer Rhodochrosit ... 33
e) Aragonit ... 33
f) Die Beziehungen zwischen Karbonaten und Oxyden ... 34
6. Sulfide ... 35
a) Pyrit ... 35
b) Kupferkies ... 35
c) Zinkblende ... 36
d) Die Beziehungen der Sulfide untereinander und zu den übrigen Mineralien ... 36
7. Sulfate und wasserhaltige Sulfate ... 37
a) Baryt ... 37
b) Gips ... 37
c) Melanterit ... 38

8. Silikate ... 38
a) Chlorite ... 38
α) Grüner Stilpnomelan ... 38
β) Braungrüner Stilpnomelan ... 40
γ) Ripidolith ... 40
δ) Farbloser, nahezu isotroper Chlorit ... 40
ε) Glaukonitartiger Chlorit ... 41
b) Albit (Oligoklas-Albit) ... 41
c) Die Beziehungen der Silikate zu Oxyden, Karbonaten und Sulfiden ... 41
9. Fluorit ... 42
10. Graphit ... 42

B. Die Verbreitung der Mineralien in der Erzschicht und im Nebengestein ... 42

C. Die Struktur und Textur der Erze ... 44

1. Eisenerze ... 45
a) Die Grundtypen der Eisenerze, **GE**-Typen ... 45
GE 1 Lepidoblastischer bis kryptokristalliner Eisenoxydtypus ... 45
GE 2 Eisenoxyd-Quarz-Typus ... 47
GE 3 Gutkristallisierter Eisenoxyd- bis Eisenoxyd-Quarz-Kalzittypus ... 48
GE 4 Karbonatreiches Eisenerz mit richtungsloser Textur ... 50
GE 5 Karbonatreiches Eisenerz mit feinschichtiger Textur ... 50
GE 6 Faserig-strahliges Hämatiterz ... 51
b) Die zusammengesetzten, chorismatischen Eisenerztypen, **ZE**-Typen ... 51
ZE 1 Stromatitische Eisenerze mit zyklischem Strukturwechsel ... 51
ZE 1a Mikrozyklische Feinschichtung ... 51
ZE 1b Zyklische Grobschichtung, makrozyklische Stromatite ... 52
ZE 2 Stromatitische Eisenerze mit wechsellagerartiger Feinschichtung ... 52
ZE 2a Rhythmische Wechsellagerung ... 52
ZE 2b Unregelmäßige Wechsellagerung ... 52
ZE 3 Eisenerze mit gestörter Feinschichtung ... 53
ZE 3a Seitlicher Übergang von einem **GE**-Typ in einen andern innerhalb des gleichen Schichtchens 53
ZE 3b Einschaltung isolierter, scharf begrenzter Elemente von massigem Bau in geschichtete Erze
Ophtalmitische Stromatite ... 54
ZE 4 Phlebitische Eisenerze ... 54
ZE 4a Fingerartiges Ineinandergreifen verschiedener Strukturelemente ... 54
ZE 4b Unregelmäßige Vermengung mehrerer Strukturelemente ... 55
ZE 4c Gelstrukturen ... 55
ZE 4d Phlebitische Bildungen i. e. S. ... 55
α) Sackförmige Aderauswüchse ... 56
β) Schlauchförmige Äderchen ... 57
ZE 5 Setzungsstrukturen ... 58
ZE 6 Melierterz, ophtalmitisches Dispersionserz mit reinen Kalkknollen ... 59
c) Zusammenfassende Bemerkungen zur Struktur und Textur der Eisenerze ... 59

2. Die Manganerze ... 60
a) Die Grundtypen der Manganerze, **GM**-Typen ... 60
GM 1 Manganositerz mit Netzstruktur ... 60
GM 2 Karbonat-Manganositkristall-Typus ... 60
GM 3 Grobkörniges Hausmanniterz ... 60
GM 4 Karbonatisches Manganerz mit richtungsloser Textur ... 60
GM 4a Kryptokristallines Rhodochrositerz ... 60
GM 4b Fiederförmig kristallisiertes Mangankarbonaterz ... 61
GM 5 Karbonatisch-chloritisches Manganerz mit schlieriger Textur ... 61
b) Die zusammengesetzten, chorismatischen Manganerztypen, **ZM**-Typen ... 62
ZM 1 Manganositknollen in Karbonaterz ... 62
ZM 2 Hausmannitknollen in Karbonaterz ... 62
ZM 3 Phlebitische Manganerze ... 62
c) Eisen-Manganerz, Übergangstypus **GEM** ... 63
d) Zusammenfassende Bemerkungen zur Struktur und Textur der Manganerze ... 63

3. Die Fossilien als struktureller Bestandteil der Erze ... 64

4. Der Einfluß alpin-tektonischer Vorgänge auf die Struktur und Textur der Erze ... 66
5. Vergleich der Erzstrukturen mit solchen von anderen Lagerstätten ... 67

D. Die Lagerungsform des Erzes und die Verteilung der Erztypen innerhalb des Erzhorizontes 68
a) Die untere Gonzenlagerschicht ... 68
b) Die mittlere Gonzenlagerschicht ... 70
c) Die obere Gonzenlagerschicht ... 70

E. Die Durchklüftung der Erzschicht und ihrer Nebengesteine ... 76
1. Form, Lage und Alter der Klüfte ... 76
2. Die Kluftparagenesen, ihre Beziehungen zum angrenzenden Erz und Nebengestein und ihre Entstehung 79
a) Verwerfungsklüfte und Zerrklüfte ... 79
α) Zerrkluftparagenesen im Eisenerz, Paragenesen 1–3 ... 79
β) Zerrkluftparagenesen im Manganerz, Paragenese 4 ... 80
γ) Zerrklüfte im Kalk, Paragenese 5 ... 80
δ) Die Entstehung der Zerrkluftparagenesen ... 80
b) Die hydrothermalen Adern mit Stoffzufuhr ... 81
α) An Eisenerze gebundene Paragenesen, Paragenesen 6—10 ... 82
β) An Manganerze gebundene Paragenesen, Paragenesen 11—13 ... 83
γ) In Eisen- und Manganerzen sowie in den Kalken auftretende Paragenesen, Paragenesen 14 und 15 84
δ) Paragenesen, welche nur im Nebengestein des Erzlagers vorkommen, Paragenesen 16—19 ... 85
ε) Die Entstehung der Adern mit den Paragenesen 6—19 ... 86

F. Die chemische Zusammensetzung der Erze und Nebengesteine ... 90
1. Die Nebengesteine ... 90
2. Die Erze ... 94
a) Übersicht ... 94
b) Der Chemismus der wichtigsten Erztypen ... 98
c) Chemische Gehaltsschwankungen im Erzprofil ... 102
d) Elementhäufigkeit, Verbindungsart und geochemische Stellung des Erzlagers ... 105

G. Die Genese des Erzlagers ... 107
1. Allgemeines ... 107
2. Die Gonzenerze als sedimentäre Bildungen ... 108
a) Schlußfolgerungen aus der Lagerungsform ... 108
b) Schlußfolgerungen aus dem Mineralbestand ... 109
c) Strukturelle und texturelle Beweise für die Entstehungsart ... 111
d) Folgerungen aus dem Chemismus der Gonzenlagerstätte ... 113
e) Zusammenfassung ... 113
3. Die Herkunft der Erzlösungen ... 113
4. Die Zusammensetzung der Erzlösungen und die Art und Weise der Erzausscheidung ... 117
5. Der Zusammenhang mit den Eisenmanganlagerstätten und den penninischen Ophiolithen von Mittelbünden; Vergleich mit anderen Lagerstätten ... 121

H. Zusammenfassung ... 123

Literaturverzeichnis ... 125

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit wurde im Jahre 1941 auf Anregung von Herrn Prof. P. Niggli begonnen. Die Resultate einer ersten Untersuchung wurden 1942 in meiner Diplomarbeit zusammengefaßt. In den Jahren 1942—1945 war es dann möglich, das Gonzenlager eingehender zu untersuchen, was besonders durch den intensiven Abbau in dieser Zeit möglich gemacht wurde. Die Aufnahmen im Feld und in der Grube beanspruchten etwa 150 Tage, vermehrt um eine größere Zahl kurzer Begehungen.

Vor allem möchte ich hier meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. Niggli, meinen herzlichsten Dank aussprechen für die mannigfache Unterstützung, die er mir bei der Untersuchung des im Bergwerk gesammelten Materials zuteil werden ließ und die vielen Anregungen, die er mir im Verlaufe der Bearbeitung gab. Ebenso danke ich Herrn Prof. Dr. E. Brandenberger für seine Hilfe bei den röntgenographischen Untersuchungen und Herrn Prof. Dr. J. Jakob für seine Anleitungen bei den chemischen Untersuchungen und die Herstellung von zwei Mineralanalysen. Ferner bin ich den Herren Professoren C. Burri, R. L. Parker und Priv.-Doz. Dr. F. de Quervain für ihre stete Hilfsbereitschaft zu großem Dank verpflichtet, sowie auch Herrn Prof. Dr. W. Leupold für die Bestimmung von Mikrofossilien. Gerne gedenke ich ferner meiner Studienkameraden, die mich in meiner Arbeit durch mannigfache Diskussionen förderten.

Manche Frage der Geologie ist in den Jahren 1929—1940 durch Herrn Prof. Dr. A. Buxtorf und seine Mitarbeiter untersucht worden. Von den letzteren möchte ich besonders die Herren Dr. R. U. Winterhalter, Dr. H. J. Fichter, Ing. H. Bernold, Dr. W. Hotz und Dr. E. Forkert sowie Dr. H. Meyer erwähnen. Herrn Prof. Dr. A. Buxtorf bin ich für die Überlassung aller seiner Berichte und Gutachten zu großem Dank verpflichtet. Ich wurde durch dieselben sehr gut in die geologischen Verhältnisse des Gonzen eingeführt. Auch die große Dünnschliffsammlung, welche er mir in verdankenswerter Weise zur Verfügung stellte, trug in wesentlichem Maße zur Abklärung der sich stellenden Probleme bei.

Die Bearbeitung des Gonzenlagers wäre jedoch unmöglich gewesen ohne das große Entgegenkommen und die weitgehende Unterstützung durch die Direktion der Eisenbergwerk Gonzen A.G. Ganz besonders zu Dank verpflichtet bin ich hier Herrn Direktor Dr. E. Eugster, der mir im Bergwerk jede gewünschte Hilfe zuteil werden ließ, und der es so erst eigentlich ermöglichte, das Erzlager eingehend zu untersuchen. Ich möchte ihm und dem Verwaltungsrat der Eisenbergwerk Gonzen A.G. an dieser Stelle dafür danken, daß sie mir die Mittel für den Druck des Stereogrammes (Tafel 1) stifteten und einen großen Beitrag an die übrigen Druckkosten leisteten. Ferner gilt meine Dankbarkeit auch Herrn Bergwerksinspektor E. Pflips, der mir stets hilfsbereit zur Seite stand.

Im Bergwerk selbst war ich vor allem auf die Mithilfe der Mineure angewiesen, die mich oft auf Einzelheiten aufmerksam machten, die ich übersehen hatte. Ganz besonders wertvoll waren mir auch die Stunden, die ich mit den Vorarbeitern, den Herren G. und J. Müller verbringen durfte, die stets für alles ein offenes Auge hatten. Ihrer und der vielen unbekannten Arbeiter, die in schwerer Arbeit unter Tag leben, möchte ich an dieser Stelle besonders gedenken. Ferner gilt mein Dank Herrn E. Weber, Maienfeld, der mir wertvolle Angaben über die Erzvorkommen im Verrucano bei Mels machen konnte.

Einleitung.

In der Festschrift „25 Jahre Eisenbergwerk Gonzen A.G." (1944) ist von berufener Seite die Geschichte des Gonzenbergwerkes geschrieben worden. Danach ist es einwandfrei belegt, daß schon 1396 am Gonzen ein Eisenbergwerk bestand, das seither — mit einigen Unterbrüchen — in Betrieb stand. Einige — allerdings unsichere — Quellen besagen ferner, daß schon die Römer am Gonzen Bergbau trieben. Ja, an Hand von steinzeitlichen Funden aus der Gegend von Mels, kann man sogar feststellen, daß die Menschen schon vor der Eisenzeit das Gonzenerz gekannt haben. — Nach eingehenden Schätzungen sind bis heute etwa 1,3 Millionen Tonnen Erz aus dem Gonzen gefördert worden. Es ist daher verwunderlich, daß dieses Erzlager noch nie petrographisch untersucht worden ist.

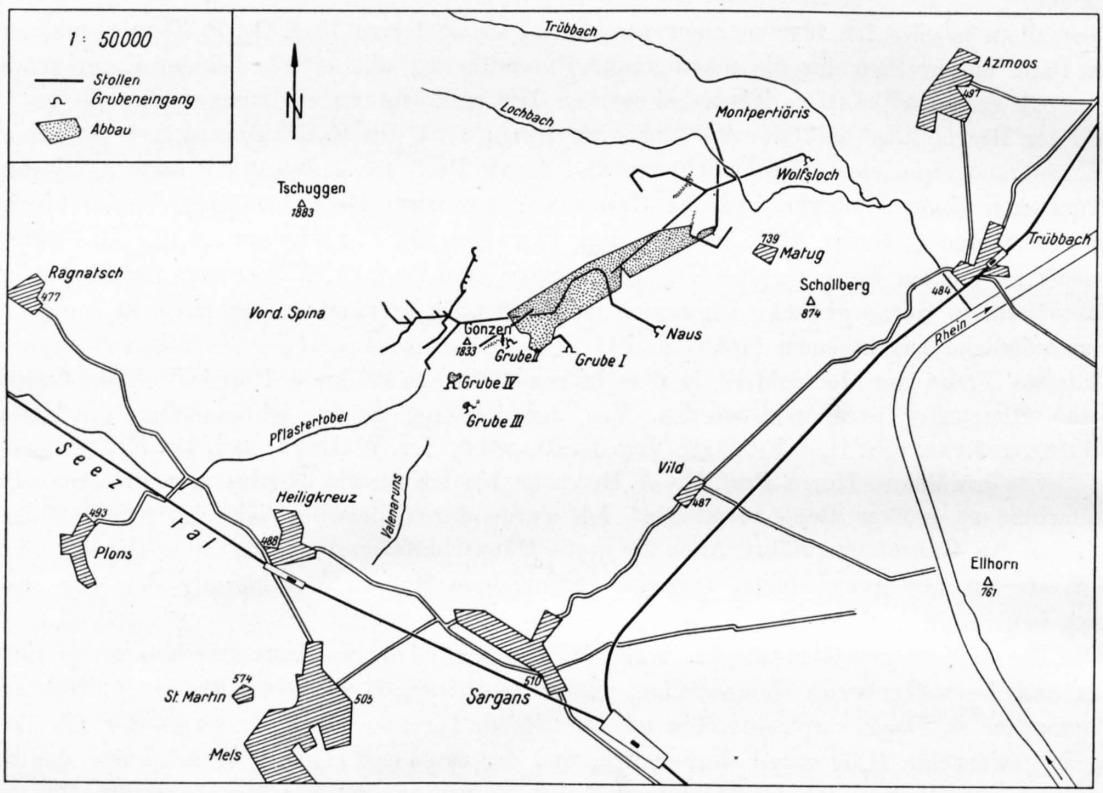


Fig. 1.

Geographische Übersicht.

Unser Erzlager befindet sich im Gonzen, dem schroffen Felskopf im Norden von Sargans. Die Lage und Größe des Bergwerkes geht aus Figur 1 hervor. Außer der erwähnten Festschrift **[23]**, die vor allem einen historischen und bergbaulichen Überblick gibt, sind früher einige geologische Arbeiten über das Gonzenlager erschienen, vor allem diejenigen von ALB. HEIM **[48]** und J. OBERHOLZER **[95]**. Ferner ist das Gonzengebiet auf der Geologischen Karte der Alviergruppe von ARN. HEIM und J. OBERHOLZER (Spezialkarte Nr. 80, 1 : 25 000, 1917) enthalten. Dieser Karte sind alle Ortsbezeichnungen der vorliegenden Arbeit entnommen. Im weiteren existieren eine Anzahl unveröffentlichter Gutachten über die Geologie des Gonzen, vor allem von A. BUXTORF.

Das Fehlen jeglicher petrographischer Untersuchungen über das Gonzenerz erforderte zunächst eine eingehende Bearbeitung des Mineralbestandes mittels der Methoden der Erzmikroskopie und der Röntgenographie. Als eigentliches Problem, das die vorliegende Arbeit lösen soll, stellte sich jedoch die Frage der Entstehung des Gonzenlagers. Neben einer genauen Aufnahme des Erzlagers mußten daher strukturelle und chemische Untersuchungen den Hauptteil der Arbeit ausmachen.

I. Geologischer Teil.

A. Stratigraphie und Lithologie.

1. Stratigraphische Gliederung der Gonzengesteine.

Der Gonzen liegt als markanter Eckpfeiler bei Sargans, da wo sich die Rheintalfurche in das St.-Galler Rheintal und das Walenseetal aufspaltet. Er besteht in der Hauptsache aus dem weit verbreiteten Quintnerkalk der helvetischen Decken.

Schon Arnold Escher von der Linth hat 1833 **[26]** das Gonzenerz als ein konkordant im Innern des Hochgebirgskalkes liegendes Flöz beschrieben. Albert Heim stellte 1899 diese Tatsache erneut fest **[48**, S. 187]. Er schreibt: „Das Gonzenerzlager befindet sich nicht als Gang, sondern als Flöz, als echte sedimentäre, marine Schicht, konkordant eingelagert im Hochgebirgskalk des Malms." Arn. Heim **[50**, S. 501] unterteilte 1916 den etwa 350 m mächtigen Hochgebirgskalk in die folgenden drei Schichten:

Oberer Quintnerkalk
Mergelband
Unterer Quintnerkalk.

Er erkannte, daß die 1—3 m mächtige Erzschicht „unmittelbar unter dem Mergelband an der oberen Kante des unteren Quintnerkalkes" eingelagert ist, was von allen neueren Untersuchungen immer wieder bestätigt wurde. Es ist jedoch noch ein weiteres kleines Lager vorhanden (Valenalager, vgl. S. 73/74), das etwas tiefer liegt, aber ebenfalls konkordant eingelagert ist.

Das Alter des Quintnerkalkes wurde vorerst als oberjurassisch (Malm) angesehen. Arnold Heim stellte dann den Schichtkomplex in den mittleren Malm und zeigte an Hand von Fossilien, daß das Kimmeridge und Sequan darin vertreten sind. Er vermutete ferner, daß der obere Quintnerkalk bereits unteres Portlandien sei. Die Erzschicht selbst konnte er noch nicht genau festlegen, da die darin enthaltenen Ammoniten sowohl ins Argovien wie ins Sequan gehören können. In neuerer Zeit hat schließlich Fichter **[31**, S. 222] 1931 auf Grund des Mikrofaunainhaltes die obere Grenze des unteren Quintnerkalkes dem Kimmeridge zugeordnet. Damit müßten auch die erzführenden Kalkschichten in die Kimmeridgestufe fallen.

Das stratigraphische Profil des Gonzen ist in Tabelle 1 zusammengestellt, wobei am Aufbau dieses Berges nur die darin genannten Schichten beteiligt sind. Stratigraphisch jüngere Ablagerungen kommen erst weiter nördlich im Alvier vor; ältere Sedimente sind jenseits des Seeztales und weiter nordwestlich aufgeschlossen. Eruptivgesteine stehen in der weiteren Umgebung keine an.

Bei der Ausarbeitung der vorliegenden Abhandlung wurden keine neuen stratigraphischen Studien zur Abklärung der genauen Stufenzuteilung der vorkommenden Schichten gemacht. Das Profil wurde aus den Veröffentlichungen von Arnold Heim, J. Oberholzer und H. J. Fichter zusammengestellt und mit einigen Ergänzungen versehen. Namentlich die ersten beiden Autoren haben ausführliche Beschreibungen der Gonzengesteine geliefert. Für den früher als „Mergelkalk" bezeichneten Kalk ist jedoch in Tabelle 1 die Bezeichnung „Plattenkalk" eingeführt worden. Die Bezeichnung „Mergel" ist in petrographischer Hinsicht nicht gerechtfertigt, da der Tonerdegehalt weit unter 1 % liegt. Dieser deutlich geschichtete Kalk sondert sich im Dache der Erzschicht häufig plattig ab. Der neue Name unterscheidet das vorliegende Gestein viel besser vom normalen Quintnerkalk.

Tabelle 1 Stratigraphisches Profil des Gonzen.

Zementsteinschichten	dunkle Mergelschiefer mit spärlichen grauen Kalkeinlagerungen, zirka 250 m.	Portlandien	Malm
	Wechsellagerung von dichten, grauen bis schwarzen Kalkbänken mit schwarzen Mergelschiefern, zirka 50—100 m.		
Oberer Quintnerkalk	dunkelgrauer bis dunkelblauer, massiger Kalk, grobgebankt. Enthält etwas unterhalb der Mitte eine feinbankigere Zone, 160 m.		
Plattenkalk	dunkelgrauschwarzer, dünnbankiger Kalk. 4—10 (—15) cm mächtige Bänke sind durch schwarze Tonhäutchen getrennt, 90 m.	Kimmeridgien	
Erzhorizont	7—8 m mächtige Schicht, z. T. zuoberst aus einem ± 2 m mächtigen Erzflöz, z. T. aus 2 zirka 2 m mächtigen Erzflözen bestehend, die durch eine 2—5 m mächtige Kalkbank getrennt sind. Seitlich völlig in Kalk übergehend.		
Unterer Quintnerkalk	grauschwarzer, dichter Kalk, grobgefleckt. Sehr undeutlich und grob gebankt bis massig. Sehr ähnlich dem oberen Quintnerkalk, zirka 70 m.	Sequanien	
	relativ feinbankiger, grauschwarzer Kalk („Überschiltschichten") mit Tonhäutchenzwischenlagen, zirka 30 m.		
Schiltschichten	blauschwarzer, meist deutlich fleckiger Schieferkalk mit Tonhäutchen, etwas tonig, 40 m.	Argov.	
Echinodermenbrekzie	grobkörnige Echinodermenbrekzie mit blaugrauen, dichten Kalkeinlagerungen, 20 m.	Bajocien	Dogger
Eisensandstein	dunkelgraue, feinsandige bis mergelige Tonschiefer mit Kalkschieferlagen, 16 m.	Aalénien	
	knolliger Sandstein, stark eisenschüssig mit flaserigen Tonhäutchen, zirka 200 m.		

2. Der Fossilinhalt des Quintnerkalkes und der Erze.

Makrofossilien treten in der Erzschicht spärlich auf, wobei es sich meistens um sehr schlecht erhaltene Ammoniten handelt, die wohl alle der Gattung Perisphinctes angehören. Sie liegen fast immer im dichten Roteisen- oder Manganerz. Noch seltener treten sie im kalkigen Erz auf, und im erznahen Quintnerkalk wurden bisher gar keine Makrofossilien gefunden. Erst im obersten Quintnerkalk sind die Ammoniten häufiger.

Eine Aufzählung der Namen der vorkommenden Makrofossilien soll hier unterbleiben, da die Literaturangaben (z. B. Oberholzer **[95]**) durch keine neuen, genauer bestimmbaren Fossilfunde ergänzt werden können.

Die Mikrofauna der Gonzengesteine wurde erstmalig von Fichter **[31]** untersucht; er beschrieb besonders die Häufigkeitsschwankungen der verschiedenen Mikrofossilarten im Quintnerkalk und stellte dabei fest, daß sich nirgends in der ganzen untersuchten Schichtfolge ein Gestein findet, das so reich an organischen Resten ist wie gerade der oberste Teil des unteren Quintnerkalkes. Unmittelbar über dieser Schicht folgt das andere Extrem der Serie, das fast völlig sterile Mergel-

band (= Plattenkalk). Ergänzend gilt: Der untere Quintnerkalk ist bis etwas über die Mitte hinauf relativ reich an Radiolarien. Ferner liegt in diesem Abschnitt ein spongienreicher Horizont. Die obere Hälfte des unteren Quintnerkalkes ist dagegen arm an Radiolarien und Spongienresten. Nur gerade die oberste Bank (d. h. etwa 2 m oder oft sogar nur 50 cm) ist außergewöhnlich reich an Spongiennadeln, Kalkalgen (Dasycladaceen) und Radiolariengehäusen. Es gibt Stellen, die fast nur aus Organismenresten bestehen. Diese Bank ist in bezug auf ihren Mikrofossilinhalt der Erzschicht selbst sehr ähnlich, da auch diese äußerst reich an Radiolariengehäusen ist. Vor allem die kalkigeren Partien des Flözes sind dicht mit Radiolarienresten erfüllt. Die Spongienresten sind darin ebenfalls häufig, treten aber gegenüber den Radiolarien etwas zurück. Demgegenüber sind in der direkt darunterliegenden Kalkschicht die Spongiennadeln merklich häufiger als die Radiolarien. Eine weitere etwa 2 m mächtige, sehr spongienreiche Schicht liegt etwa 8—10 m unter dem Erz. Radiolarien sind darin nur sehr spärlich vertreten.

Auffallend ist die Mikrofossilarmut des Plattenkalkes. Erst der obere Quintnerkalk enthält wieder mehr Mikrofossilien, wobei jedoch eine etwas unterhalb der Mitte dieser Schicht liegende plattenkalk-ähnliche Zone wiederum fossilarm ist. Der oberste Teil des oberen Quintnerkalkes ist durch das von Fichter sichergestellte massenhafte Auftreten von *Calpionella alpina* Lor. charakterisiert.

Im obersten Teile des oberen Quintnerkalkes kommen am Tschuggen einige brekziöse Einlagerungen vor, in denen bis 3 cm große Quintnerkalkstücke mit einer etwas gelblicheren Kalkmasse dicht verkittet sind. Die Brekziennatur fällt nur an angewitterten Flächen auf. Vorläufig konnte dieses Gestein lediglich im Schutt gefunden werden, die genaue Lokalisierung in den Kalkwänden gelang nicht. Es handelt sich wahrscheinlich um ähnliche Bildungen, wie sie Arn. Heim [**50**, S. 500] im entsprechenden Horizont oberhalb Walenstadt feststellte. Die dortigen Echinodermenbänke des obersten Quintnerkalkes fehlen jedoch im Gonzen. Dagegen sind in den Dünnschliffen aller Quintnerkalkteile und im Schiltkalk kleine Reste von Echinodermen zu finden. Auch innerhalb der Erzschicht sind sie nicht allzu selten.

Ferner gelang es, einige spärliche Foraminiferen festzustellen, und zwar sowohl im unteren wie im oberen Quintnerkalk und in der Erzschicht; doch ist es nicht Aufgabe dieser Untersuchungen, die genaue Artzugehörigkeit dieser Organismen zu bestimmen. Ein bisher im helvetischen Malm unbekannter Mikroorganismenrest ist der zuerst von Joukowsky und Favre im Jahre 1913 [**27**] beschriebene „Organismus B". Es handelt sich um kurzzylindrische, bis 0,5 mm große Gebilde mit merkwürdigen Poren, die an Characeenstengelglieder erinnern. Dieses Fossil ist im Purbeckien des Salève (Haute Savoie) in marin-brackischen Einlagerungen von Süßwasserkalken entdeckt und später auch noch im Portlandien der Vallée de Joux gefunden worden. Die Abbildungen von Favre und Richard [**28**] stimmen völlig mit dem Aussehen der Gonzenexemplare überein. Dieses Fossil wurde am Gonzen zweimal in kieselreichen Schlieren von Roteisensteinen gefunden. Wie mir Herr Prof. Leupold mitteilte, handelt es sich um Exkremente von Anomuren-Krebsen*). Im übrigen ist die Bestimmung des Mikroorganismengehaltes heute die einzig sichere Methode, um die in Bergwerksstollen aufgeschlossenen Gesteine stratigraphisch eindeutig zu bestimmen.

3. Lithologische Charakterisierung der Malmgesteine.

Die makroskopischen und mikroskopischen Kennzeichen der Gesteine der Churfirsten-Alviergruppe hat Arn. Heim [**50**, S. 502, 513 ff.] zusammengefaßt. Seine Angaben müssen für den Gonzen spezialisiert und ergänzt werden:

Der Schiltkalk ist schon makroskopisch gut von den Quintnerkalkvarietäten unterscheidbar. Es handelt sich um dichte, dünnbankige Kalke bis Kalkschiefer von grauschwarzer Farbe. Zahlreiche, etwas knitterige Tonhäutchen durchziehen das Gestein. Diese Häute haben einen fettigen Glanz, im

*) Zu den Decapoden gehörige Krebsart. Näheres siehe: H. B. Moore: „The faecal pellets of the Anomura". Proceed. Roy. Soc. of Edinburgh, 1931/32, vol. LII, part III.

Gegensatz zu denjenigen des Plattenkalkes, die mehr graphitartig glänzen. Sehr charakteristisch sind die auf dem Querbruch sichtbaren länglich-ovalen Flecken, die gegenüber der umgebenden Kalkmasse etwas ockerbräunlich getönt sind. Die Flecken sind Querschnitte von stark abgeplatteten, rundlichen Knollen und Linsen von 0,5—2 cm Durchmesser und 0,1—0,5 cm Dicke. Sie liegen alle parallel zur Schieferungsfläche, sind fest mit dem übrigen Kalk verbunden, und kommen auf den Bruchflächen nur als Farbflecken zur Geltung. Mikroskopisch bestehen diese Flecken aus sehr feinkörnigem Kalk mit polygonal begrenzten Einzelkörnchen und mosaikartigem Gefüge (Korngröße 2—5 μ). Ein sehr feinkörniges schwarzes Pigment ist in dem die Knollen umgebenden grauschwarzen Kalk viel häufiger als in den Knollen. Oft ist das Pigment etwas wolkig verteilt. Die Knollengrenze ist fast immer durch feine schwarze Suturlinien markiert; oft sind sie durch bis 0,1 mm große Pyritkörnchen verstärkt. Pyrit ist jedoch auch im Kalk selbst als sehr feine Körnchen vorhanden. Vereinzelt treten gröber kristalline Pyritnester auf.

Der Schiltkalk kann stellenweise fleckenlos sein. In diesem Falle ist er oft nach Art des „calcaire grumeleux" feinmaserig pigmentiert. Im allgemeinen sind die Schiltschichten relativ reich an Mikrofossilien, besonders an kalzitischen Radiolarien. Ferner treten ziemlich häufig die von Arn. Heim [**50**, S. 514] beschriebenen Ankeritnester auf.

Der untere Quintnerkalk ist makroskopisch deutlich heller als der Schiltkalk. Dieser im bergfeuchten Zustand dunkelblaugraue, trocken aber hellgraue Kalk ist unten deutlich gebankt (Überschiltschichten). Nach oben wird er sehr grobbankig, fast massig. Tonhäute sind auf die Basisschichten beschränkt. Der untere Quintnerkalkstein bricht glatt bis muschelig. Er enthält häufig hellgraue, seltener bräunlichgraue Flecken, die meistens einen Durchmesser von 0,5—1 cm haben und mehr oder weniger kreisförmig oder eiförmig sind, nicht aber langgestreckt wie im Schiltkalk. Die auf den Bruchflächen als Flecken erscheinenden Knollen treten besonders im obersten Teile auf, sind aber durchaus nicht auf diesen Horizont beschränkt. Immerhin sind nur die obersten Bänke durchweg gefleckt, die tiefer liegenden Partien weisen die Fleckung nur sporadisch auf.

Die Grundmasse des unteren Quintnerkalkes ist aus einem kryptokristallinen, schwachpigmentierten Kalk aufgebaut. Die hellen Knollen bestehen jedoch aus stellenweise deutlich mikrokristallinem Kalk, der nur eine sehr schwache Pigmentierung besitzt. Dabei liegt die Korngröße zwischen 5 und 15 μ. Die Grenze zwischen deutlich kristallinen Knollen und kryptokristallinem Kalk ist verschwommen. Es könnte sich bei diesen Knollen um rekristallisierte Höfe handeln, die um Kalzitgehäuse von Mikroorganismen entstanden sind, denn in der Mitte solcher Knollen sind häufig ein oder mehrere Mikroorganismen zu finden. Doch kommen organische Reste auch im nichtknolligen kryptokristallinen Kalk vor. Oft ist die Struktur nicht gleichmäßig kryptokristallin, sondern nach Art des „calcaire grumeleux" wechseln hellere mikrokristalline Gebiete mit kryptokristallinen, stark pigmentierten Flecken ab. Die einzelnen Maserungsflecken sind etwa 20 μ groß. Stellenweise geht die Struktur in eine feinonkolithische über, wobei feinkristalline bis kryptokristalline, dunkle Kalkonkolithe (bis 0,5 mm groß) auftreten, die in einer klaren, mikrokristallinen Grundmasse liegen. Die Onkolithe haben stets verschwommene Grenzen.

Der untere Quintnerkalk ist relativ reich an organischen Resten; besonders die schon erwähnte, direkt unter dem Erz liegende organogene Kalkbank und die etwa 8 m tiefer liegende spongienreiche Schicht sind außerordentlich dicht damit erfüllt. Die größtenteils aus Organismenresten bestehenden Kalke sind etwas sandig anzufühlen und haben einen feinspätigen Bruch. Unter dem Mikroskop erkennt man immer die klaren, aus einem Kalzitkristall bestehenden Mikroorganismenschälchen oder Skelette, die in einer mikrokristallinen Kalkbasis liegen. Die Zwischenmasse ist häufig rekristallisiert, wobei die organischen Reste als Keime wirkten, von denen die Rekristallisation ausging.

Im unteren Quintnerkalk ist Pyrit nur spärlich eingestreut. Er findet sich jedoch im Bereiche von Kalzitklüften manchmal reichlich in Nestern. Auch Albit, Quarz und sogar sehr kleine Zinkblendekriställchen wurden in den Klüften oder in deren unmittelbarer Nähe gefunden (vgl. spätere Abschnitte). Chemisch ist der untere Quintnerkalk ein sehr reiner Kalkstein (Analysen 5 und 6, S. 90).

Der Erzhorizont besteht, wie schon mehrfach erwähnt wurde, großenteils aus Kalk. Er geht nur stellenweise in Erz über; in einer Entfernung von 500 m vom Erz ist der Erzhorizontkalk nicht

vom unteren Quintnerkalk zu unterscheiden. Er hat an solchen Stellen die gleichen Eigenschaften wie der organogene, fleckenreiche Kalk, der jeweils direkt unter dem Erz anzutreffen ist. Auch die Kalkbank, die im NW-Teil des Gonzenhauptlagers zwei übereinanderliegende Lager trennt, ist aus derartigem Kalk aufgebaut.

Mit der Annäherung an das Erz wird die Kalkschicht immer reicher an zackigen, schwarzen Suturlinien. Die Flecken sind häufig nicht mehr nur gröber kristalline, schwächer pigmentierte Kalkstellen, sondern zum größten Teil Querschnitte von Kalkknollen, die vom umgebenden Kalk durch suturartige Tonhäutchen oder chloritische Säume scharf abgegrenzt sind. Die Grundmasse besteht aus schlierigem, kryptokristallinem bis deutlich mikrokristallinem Kalk und ist zumeist reich an organischen Resten. Die Knollen unterscheiden sich vom umgebenden Kalk immer deutlich in bezug auf Körnung, Organismengehalt und Pigmentierung. Sie sind kugelig, eiförmig oder auch spindelförmig bis schlierig geformt und im allgemeinen alle etwa gleich groß (Durchmesser 0,8—2 cm). Man hat bei der Betrachtung von Dünnschliffen den Eindruck, daß es sich um zwei bis drei Kalkarten handelt, die in schlammigem Zustand vermengt wurden. Durch eine fleckenartig in der Kalkgrundmasse auftretende, sehr feinkörnige Hämatitdispersion gehen weiterhin die Kalke in kalkige Eisenerze über. In nächster Nähe der dichten Roteisenlager besteht bereits die ganze Grundmasse aus hämatithaltigem Kalk, und nur die Knollen sind noch aus grauem Kalk aufgebaut. Solche Magererze werden im Gonzen „Melierterze" genannt. Sie sehen makroskopisch rot aus und haben eine typische graue Fleckung. Dort, wo die kalkige Erzhorizontschicht in die Melierterze übergeht, treten an Stelle des Hämatites manchmal auch feine Chloritschüppchen im Kalk auf, die dann eine grünliche Gesteinsfarbe bedingen.

Der Plattenkalk ist ausgesprochen gleichmäßig und monoton gebaut. Bergfeucht ist er fast schwarz und nie gefleckt, trocken weist er eine dunkelblaugraue Farbe auf. Er ist dicht und hat einen glatten bis muscheligen Bruch. Typisch sind die schwarzen, graphitartig glänzenden Häute, die das Gestein in 4—10 cm dicke Bänke unterteilen. Auch im Dünnschliff sind diese Kalke sehr eintönig, immer sehr stark pigmentiert und meistens kryptokristallin. Stellenweise erkennt man eine gleichmäßige Körnung (Korndurchmesser etwa 4 μ). Sehr typisch ist die fast absolute Sterilität in bezug auf organische Reste. Zur Seltenheit finden sich kleine rhombenförmige Quarzkriställchen, die wahrscheinlich Spongienreste darstellen. Pyrit ist in Form äußerst feiner Körnchen sehr verbreitet. Im unteren Schichtteil treten auch hier idiomorphe Albitkriställchen, Quarz und Kalzit sowie größere Pyritnester in und neben Kalzitadern auf.

Chemisch ist der Plattenkalk als praktisch reiner Kalkstein zu bezeichnen. Der Al_2O_3-Gehalt ist außerordentlich niedrig. (Vgl. Analyse Nr. 7, S. 90.)

Der obere Quintnerkalk ähnelt makroskopisch und mikroskopisch sehr stark dem unteren Quintnerkalk. Er ist im Schliff oder Handstück kaum von diesem zu unterscheiden. Onkolithische Strukturen sind recht häufig. Der einzige größere Unterschied gegenüber dem unteren Quintnerkalk ist das fast völlige Fehlen der dort häufigen Flecken. Sie treten nur ganz vereinzelt auf, am ehesten noch im obersten Schichtteil.

Der Zementstein wurde nicht eingehender untersucht, als dies schon durch Arn. Heim [50, S. 491] geschehen ist.

4. Die Fazies.

Arn. Heim [50] nimmt auf Grund der lithologischen Beschaffenheit und des Fossilinhaltes an, der Malm der Churfirsten-Alviergruppe sei eine bathyale Bildung. Der dichte, dunkle Kalk könne aber an und für sich sowohl in tieferen wie auch in seichteren Meeresräumen entstanden sein. Für geringe Entstehungstiefe sprechen die gelegentlich vorkommenden Echinodermenbruchstücke. Das Fehlen von klastischen Körnern im Malm unseres Gebietes darf nicht als Beweis für den bathyalen Charakter des Ablagerungsraumes gelten. Auch das Vorhandensein der stellenweise häufigen Radio-

larien bürgt nicht für große Meerestiefe. Wahrscheinlich spielt für die optimalen Lebensbedingungen dieser Tierchen der SiO_2-Gehalt des Wassers eine ebenso wichtige Rolle wie die Tiefe des Meeres.

Nach den Arbeiten von Arbenz [4] sind die helvetischen Malmkalke als neritische Bildungen anzusehen. Nach Tercier [130] müßte man sie zur epikontinentalen Sedimentation rechnen, die für derartige chemisch-organogene Bildungen typisch sein kann.

Die helvetischen Malmkalke sind faziell über größere Räume hinweg nahezu konstant. Die Abfolge Schiltschichten — Quintnerkalk — Zemensteinschichten stellt einen Sedimentationszyklus dar, der von mehr tonig-kalkigen zu rein kalkigen und schließlich wieder mehr tonigen Sedimenten führt. Solche Zyklen werden im allgemeinen mit Hebungen und Senkungen des Ablagerungsraumes in Verbindung gebracht. Währenddem im nordhelvetischen Faziesraum der ganze Malm nur aus diesem einen genannten Zyklus aufgebaut ist, läßt sich im südlichen Teile eine Aufteilung in zwei Zyklen erkennen, wobei der untere Zyklus aus Schiltschichten und unterem Quintnerkalk besteht. Im Norden fehlt der Plattenkalk, im Süden bildet er die Basis des oberen Teilzyklus.

Die horizontale Ausdehnung des Plattenkalkes ist parallel zum Deckenstreichen recht groß und erstreckt sich fast über das ganze Südhelvetikum. Fichter [32, S. 5] beschreibt ihn z. B. aus der Bauen-Brisenkette. Quer zum Deckenstreichen ist seine Verbreitung eine geringe, da der Plattenkalk nach Norden in gewöhnlichen Quintnerkalk übergeht. In der Churfirstenkette ist er schon in 30 km Entfernung vom Gonzen (bei abgewickeltem Schichtverlauf!) nicht mehr erkennbar (Arn. Heim [50], S. 493). Die vertikale Ausdehnung des Plattenkalkes weist folgende Züge auf: in der Gonzengegend ist seine Mächtigkeit am größten (90 m). Nach Süden nimmt sie rasch ab und beträgt nach 6—8 km am Ellhorn noch 20 m. Nach Norden verringert sich seine Mächtigkeit auf eine Entfernung von 20 km auf etwa 25 m (Walenstadterberg).

Es muß angenommen werden, daß nach der Sedimentation des unteren Quintnerkalkes im südhelvetischen Ablagerungsraum eine schmale Mulde entstand, die parallel zum späteren Deckenstreichen lag. Im Gonzengebiet machte sich diese Senkung am stärksten, vielleicht auch zeitlich am längsten bemerkbar, weil dort die größte Mächtigkeit der mehr „bathyal" anmutenden Plattenkalke vorhanden ist. Da der Beginn der Muldenbildung zeitlich mit der Ablagerung derjenigen Kalke zusammenfällt, in denen heute Erz vorhanden ist, muß im Hinblick auf die Genese des Erzes diese leichte Störung im Sedimentationsraum während der Kimmeridgezeit im Auge behalten werden.

B. Tektonik.

1. Übersicht.

Der Gonzen ist ein Teil des helvetischen Deckengebirges und bildet zusammen mit der Alviergruppe den südöstlichsten Teil der Säntisdecke. Die Gesteine, welche ihn aufbauen, sind im südlichen helvetischen Raume abgelagert worden. Die nordwestliche und westliche Fortsetzung der Gonzenschichten sind die relativ gut aufgeschlossenen und erforschten Malmkalke des Walenseetales und der übrigen helvetischen Kalkalpen. Dagegen fehlt fast jegliche Kenntnis derjenigen Malmschichten, die vor der alpinen Faltung südlich und südöstlich an die Gonzengesteine anschlossen. Nur das Ellhorn und der nördliche Fläscherberg sind Fortsetzungen, die heute allgemein als solche anerkannt werden. Ob weitere Äquivalente innerhalb der Flyschbildungen zu suchen sind, ob sie überhaupt nicht aufgeschlossen sind, oder ob sie in heute anders interpretierten Deckenschubmassen liegen, kann nicht gesagt werden.

Da es sich im Laufe der Untersuchungen gezeigt hat, daß die den Gonzenmalm überlagernden Kreideschichten genetisch in keinem Zusammenhang mit dem Erzlager stehen, können wir uns im folgenden ausschließlich mit der Tektonik der Malmschichten und der darunterliegenden Gesteine befassen.

Nach den Untersuchungen von J. Oberholzer [95] und von R. Helbling [51] hat sich im Glarner- und Walenseegebiet die einst normale Schichtfolge Verrucano—Trias—Lias—Dogger—Malm—

Kreide während der alpinen Überschiebungszeit längs besonderer Gleithorizonte (obere Trias, Aalénienschiefer, Valaginienschiefer) in stratigraphisch geschiedene Gleitbretter geteilt. Die helvetische, über den Glarner Wildflisch geschobene Deckenmasse gliederte sich dabei in eine Verrucano-, eine Lias-, eine Dogger-Malm- und in eine Kreidedecke. Jede der einzelnen Decken ist nochmals in Einzelschuppen und Bretter unterteilt, wobei jede Hauptdecke ihren eigenen charakteristischen Bau aufweist.

Der Gonzen besteht ausschließlich aus der Malm-Dogger-Decke (HELBLING). Die darunterliegende Liasdecke liegt nur stellenweise über der Talsohle und ist zum größten Teil von den Schottern des Seeztales überdeckt. Die Verrucanodecke steht auf der Gonzenseite des Seeztales nicht mehr an, dagegen baut sie die linke Talseite, d. h. die Abhänge westlich Mels, auf. Diese Decken tauchen mit starkem Achsengefälle nach NE unter die Dogger-Malmkomplexe.

Um die genetischen Verhältnisse des Gonzenlagers abklären zu können, ist es wichtig, nicht nur diejenigen Gesteine zu kennen, die zur Bildungszeit neben dem Bildungsraum lagen, sondern auch jene, die unter dem werdenden Erzlager ruhten. Die tektonische Betrachtung des Gonzengebietes muß daher nach den heute durch listrische Flächen getrennten und gegeneinander verschobenen Gesteinskomplexen, die einstmals vertikal übereinander gelagert waren, Ausschau halten. Innerhalb der Dogger-Malmdecke ist dies ohne weiteres möglich. Schwieriger ist es, dieses Ziel in der Liasdecke zu erreichen, und bei der Verrucanodecke wird es erst recht nicht möglich sein, genau jene Schichten zu bezeichnen, die einmal vertikal unter dem Gonzenmalm lagen.

Die Lage der Überschiebungsflächen und die Tatsache, daß alle Faltenachsen der drei genannten Decken ungefähr von SW nach NE streichen, weisen darauf hin, daß die Deckenbewegung in dem in Frage kommenden Gebiete von SE nach NW erfolgte. Dies muß deshalb angenommen werden, weil die bei einem Schub entstehenden Falten normalerweise senkrecht zur Schubrichtung gebildet werden. Alle Gesteine, die einmal (vor der Dislokation) unter dem Gonzenmalm lagen, müssen heute auf einer Linie liegen, die ungefähr durch den Gonzengipfel geht und parallel zur Schubrichtung liegt. Die Fazies der drei Decken in unserem Gebiet lehrt uns, daß man es offenbar in allen drei Decken mit den südöstlichsten aufgeschlossenen Deckenteilen zu tun hat. Es ist also nicht etwa so, daß wir heute im Gonzengebiet Gesteine vorfinden, die z. B. im nördlicheren helvetischen Liasmeere gebildet wurden, und darüber die in südlicheren Teilen des Malmmeeres abgelagerten Kalke. Noch heute liegen hier Schichtteile übereinander, die in ihrer primären Lagerung alle einmal nicht sehr weit voneinander entfernt waren. Die gegenseitige Horizontalverschiebung kann keine allzu große sein. Die Art der Gleitbretterbildung im fraglichen Gebiet zeigt, daß eigentlich jede stratigraphische Einheit in sich gestaucht und dabei in Falten und Schuppen gelegt wurde. Die Figur 2 zeigt die genannten Erscheinungen. Es ist somit wahrscheinlich, daß die heute im Gonzengebiet übereinanderliegenden Verrucano-, Trias-, Lias-, Dogger- und Malmschichtstücke auch vor der Dislokation grosso modo übereinanderlagen.

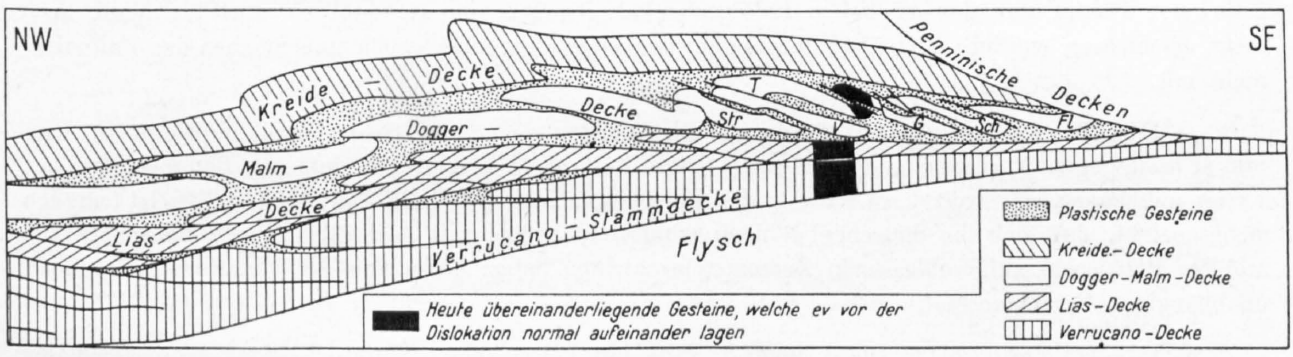


Fig. 2. **Schematisches Querprofil durch die helvetischen Decken im Seeztalgebiet** (nach HELBLING), zirka 1 : 125 000.

Die obigen Überlegungen sind für die Beurteilung der bei Mels vorkommenden Erzlinsen wichtig. Es treten dort im Verrucano Erze auf, welche in jeder Hinsicht den Gonzenerzen so ähnlich sind, daß

es sich fragt, ob sie nicht genetisch mit dem Gonzenlager in Zusammenhang stehen. Es ist keineswegs abwegig, wenn man den erzhaltigen Verrucano von Mels als nahezu normales Liegendes des Gonzenmalmpaketes annimmt, obgleich zwei Schubflächen die beiden Schichtserien trennen.

Den besten Einblick in die besondern tektonischen Verhältnisse des Gonzen erhält man, wenn das ziemlich genau senkrecht zum Faltenstreichen liegende Profil der linken Seeztalseite betrachtet wird. Die Verrucano- und die Liasdecke liegen als fast ungestörte Schichtplatten übereinander und streichen etwa 20° steil gegen Nordosten unter die Dogger-Malmdecke. Hier wirkten unten die Lias- und Opalinusschiefer, oben die Zementsteinschichten als Gleithorizonte, zwischen denen die Quintnerkalk-Doggerschichten als starre, wenig faltbare Bretter mehrfach zerbrochen und übereinander geschoben wurden. Genaue Profile über diese Falten veröffentlichten Oberholzer [**95**, Taf. VIII] und Helbling [**51**, Taf. 10]. Im engeren Gonzengebiet liegen fünf Schuppen übereinander, wobei immer die südlichere auf die nördlichere aufgeschoben ist. In Figur 2 sind diese Schuppen schematisch angegeben, nämlich die Strahlegg- (Str), die Vorderspina- (V), die Tschuggen- (T), die Gonzen- (G), sowie die weiter südlich liegende Schollbergschuppe (Sch). Schließlich folgt noch die Fläscherbergschuppe (Fl). Da bis heute trotz eingehenden Untersuchungen nur in der Tschuggen- und der Gonzenschuppe Erz gefunden wurde, soll im folgenden lediglich die Detailtektonik dieser beiden Schuppen (Deckfalten) erläutert werden.

2. Die Gonzen-Tschuggenfalten.

Die Untersuchungen von Albert Heim um 1900 [**48**, Taf. VII], J. Oberholzer 1923 [**95**, Taf. VIII], Ing. H. Bernold (Mels) sowie Prof. A. Buxtorf haben ergeben, daß die Gonzenschuppe im Nordwesten in eine nach NW überkippte, liegende Falte mit gebrochenem Mittelschenkel übergeht. Im Pflastertobel und in der Valenaruns ist ihre Mulde aufgeschlossen. Von dort steigen die Schichten wieder nach N an und gehen in den Südschenkel der Tschuggenfalte über. Die Gonzen- und Tschuggenfalten sinken gleichmäßig mit einem Achsenfallen von 25—30° von SW nach NE in die Tiefe. Sie sind durch zahlreiche Querbrüche staffelförmig unterteilt, und zwar ist immer der nordöstlich des Bruches gelegene Faltenteil gegenüber dem südwestlichen in die Tiefe versetzt. Die Querbrüche verstärken somit das Achsialgefälle.

Die drei Querprofile der Figur 3 veranschaulichen die Hauptzüge des Faltenbaues. Sie streichen alle senkrecht zur Faltenachse und sind je 1 km voneinander entfernt. Profil a ist das südwestlichste, Profil c das nordöstlichste. Ferner stellt Figur 3d das Längsprofil durch den Scheitel der Gonzenfalte dar. Im südöstlichen Teil weicht dieses Längsprofil etwas vom Faltenscheitel ab und führt durch den Südschenkel. Die Gonzenfalte ist vom Ghudlet-Gonzen aus mehr als 2 km weit (zuerst an der Oberfläche und nachher im Bergwerk) nach Nordosten hin aufgeschlossen. Man kennt aber im nordöstlichsten Drittel nur den südlichen Faltenschenkel genauer; der Scheitel ist dort bis heute noch nicht erschlossen worden. Die über der Falte liegenden Zementsteinschichten machen den Faltenbau nicht mit.

a) Die Tschuggenfalte. Sie ist in den Wänden gegen das Seeztal und im Bergwerk etwa 800 m weit gegen Nordosten aufgeschlossen. Diese Falte weist einen recht einfachen Bau auf (Fig. 3a). Es ist unbekannt, wie weit diese Falte in den Berg hineinzieht. Durch die Bergwerksstollen ist lediglich sichergestellt, daß sich ihr Südschenkel noch mindestens 1 km weit nach Nordosten hinabsenkt. Die auf der Palfriesalp aufgeschlossenen Zementsteinschichten haben einen von der Unterlage weitgehend unabhängigen Schichtverlauf.

b) Die Gonzenfalte. Diese liegende Falte mit gebrochenem Mittelschenkel kann in vertikaler Hinsicht in zwei Abschnitte getrennt werden: in den Südschenkel mit dem daran anschließenden Faltenkopf und die davon durch die Bruchüberschiebung getrennte Synklinalzone. Die Synklinale ist nur in den Wänden des Ghudlet-Gonzen, im Pflastertobel und in der Valenaruns aufgeschlossen. Der untere Teil des Mittelschenkels, der bis zur Überschiebungsfläche hinaufreicht, ist mehrfach auf der Gonzensüdseite und im Bergesinneren aufgeschlossen und kann von seinem Ausbiß am Ghudlet-

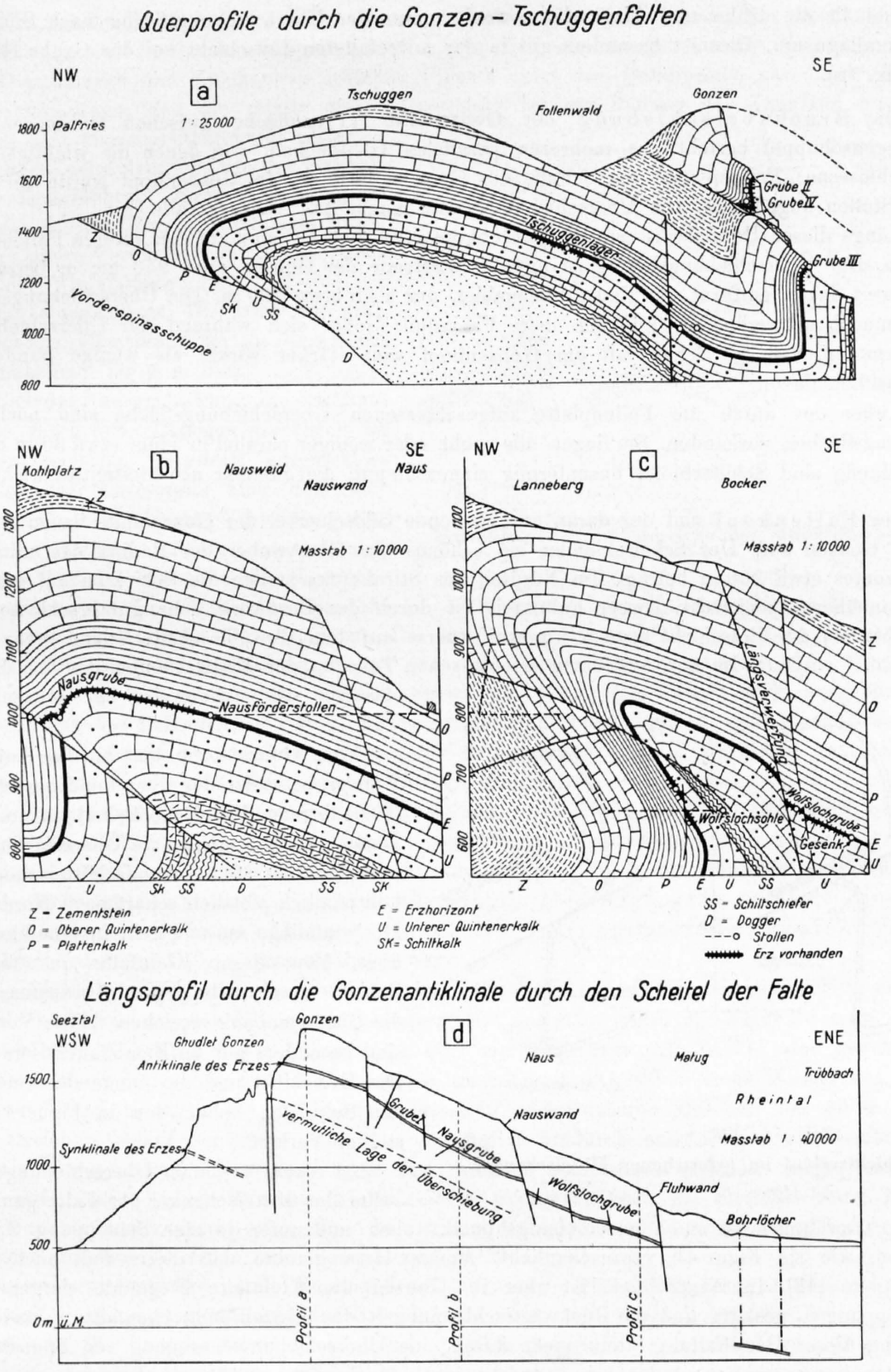


Fig. 3.

Gonzen bis in die Gegend der Nausgrube, d. h. etwa 2 km weit, nach Nordosten verfolgt werden. In der Valenaruns biegt die Schicht aus der Vertikalstellung in schönem Bogen von etwa 20 m Radius in die Horizontallage um. Von dieser Umbiegung aus steigt der Mittelschenkelabschnitt fast 300 m

senkrecht in die Höhe und biegt dann wenig unter der Überschiebungsfläche nach Süden in die Horizontallage um. Dies ist besonders gut in der mitgefalteten Erzschicht bei der Grube III sichtbar (vgl. Fig. 3a).

Die Bruchüberschiebung der Gonzenfalte (Trennfläche zwischen Gonzenschuppe und Tschuggenschuppe) besteht aus mehreren parallelen Gleitflächen, von denen die wichtigste die frei aufgeschlossene „Follenplatte“ am S-Fuße des Gonzenkopfes ist. Im Gonzenkopf wurde sie mehrmals durch Stollen angefahren. Die Überschiebungsfläche macht das Achsengefälle mit.

Längs dieser Bruchfläche ist der Gonzenkopf etwa 30—40° steil auf den unteren Faltenteil aufgeschoben. Der Überschiebungsbetrag ist auf der Westseite des Gonzen etwa 250 m; er beträgt jedoch 1 km weit davon entfernt, im Nausgrubengebiet, nur noch etwa 100 m. Die Überschiebungsbewegung war demnach unregelmäßig, d. h. der obere Faltenteil drehte sich während der Überschiebung. Das läßt vermuten, daß die Schubkraft am Gonzenkopf weit stärker wirkte als wenige hundert Meter weiter östlich davon.

Außer der durch die Follenplatte aufgeschlossenen Überschiebungsfläche sind noch weitere Bewegungsflächen vorhanden. Sie liegen alle mehr oder weniger parallel in einer etwa 30 m mächtigen Zone. Häufig sind Schiltschiefer linsenförmig eingeschleppt, die offenbar als Gleitmittel wirkten.

Der Faltenkopf und der daran anschließende Südschenkel der Gonzenfalte bauen den Hauptteil des Gonzen auf. Der Scheitel bildet ein schönes Gewölbe, wobei der Radius des mitgefalteten Erzhorizontes etwa 200 m beträgt. Im Nordteil des Stirnkopfes stehen die Schichten auf etwa 150—200 m annähernd senkrecht. Dieser Faltenteil ist durch das Bergwerk sehr gut erschlossen, indem das Abbaufeld der Erzschicht etwa 2 km weit zuerst auf dem Gewölbescheitel, dann mehr auf dem Südschenkel verläuft. Im nordöstlichsten erschlossenen Teile ist der Mittelschenkel deutlich überkippt; dasselbe ist stellenweise im Gonzenkopf der Fall.

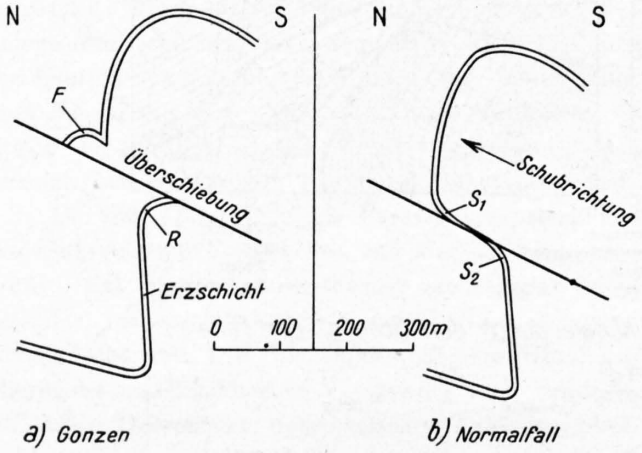


Fig. 4.

Der Schichtverlauf im gebrochenen Mittelschenkel.

Vom Gonzenkopf bis in die Gegend der Nausgrube weist der über der Überschiebungsfläche liegende Mittelschenkelteil ein interessantes Detail auf. Der gegen die Überschiebung senkrecht in die Tiefe tauchende Mittelschenkel winkelt nämlich plötzlich scharf nach Norden in die Horizontallage um und geht in eine kleine Falte über. Von dieser Kleinfalte aus fallen die Schichten schwach gegen Nordosten, bis sie die Überschiebung erreichen. Diese Verhältnisse sind besonders gut im Erzabbaufeld erschlossen. Die Erzschicht und die hangenden und liegenden Schichten haben den in Figur 4a dargestellten Verlauf.

Bei einem normalen Überschiebungsvorgang sollte der Mittelschenkel der Falte ganz anders aussehen. Gewöhnlich ist am Überschiebungskontakt oben und unten je eine Schleppung S_1 und S_2 vorhanden, wie sie Figur 4b veranschaulicht. Albert Heim glaubte, daß dieser Fall auch für den Gonzen gelte **[48]**. In Wirklichkeit ist aber im Gonzen die Kleinfalte F gerade entgegengesetzt zur Schleppung S_1 gestellt, und die Rückwärtsschleppung R des Gonzen steht ebenfalls „verkehrt“. Die Entstehung dieser Detailfaltung kann nicht durch eine Überschiebungsbewegung von Südosten nach Nordwesten hervorgerufen worden sein, sondern muß durch eine anfängliche, starke Überschiebungsbewegung von SE nach NW bewirkt worden sein, die dann aber zum Stillstand kam und schließlich in eine schwache Rückwärtsgleitung überging.[2])

[2]) Diese Rückwärtsbewegung braucht jedoch nicht unbedingt eine wirkliche Bewegung von NW nach SE gewesen zu sein; sie ist nur gegenüber dem unter der Gleitfläche befindlichen Gesteinskomplex sicher nachweisbar. Dies bedeutet aber, daß ebensogut wie ein Zurückgehen der über der Gleitfläche liegenden Massen bei stillstehendem Untergrund, ein

Wahrscheinlich kam zu der Rückwärtsbewegung noch eine Stauchung der vertikalstehenden Schichten; denn nur durch Stauchungsvorgänge lassen sich die im Gebiete der Kleinfalte vorkommenden Doppelungen und Knickungen erklären. Figur 5 zeigt drei Detailprofile aus dieser Zone, auf denen ersichtlich ist, daß die relativ starre Erzschicht bei der Bildung der Kleinfalte mannigfach zerbrochen und übereinandergepreßt wurde.

Figur 5c zeigt deutlich, wie der vertikalstehende Erzschichtteil durch Stauchung in zwei Stücke geschert wurde. Nach dem Bruch wurde der obere Vertikalteil auf das Horizontalstück der Kleinfalte gepreßt und deutlich nach unten eingebuchtet. Die sonst nur etwa 2 m mächtige Erzschicht ist an derartigen Stellen manchmal bis 5 m dick.

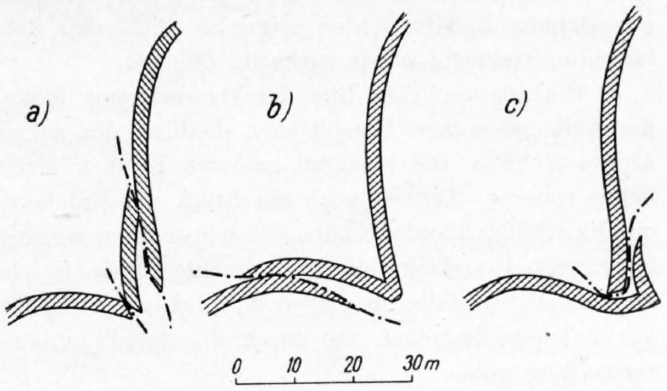


Fig. 5.
Komplikationen im Bereiche des Mittelschenkelknickes.

Östlich der Nausgrube klingt die erwähnte Kleinfalte rasch aus. Dagegen stellt sich im östlichsten, nur im Bergwerk aufgeschlossenen Teil der Gonzenfalte eine den Südschenkel entzweischneidende Verwerfung ein. Diese Längsverwerfung versetzt den südlicheren Teil des Südschenkels gegenüber dem nördlichen in die Tiefe. Die Bruchfläche läuft nahezu parallel zur Faltenachse und fällt 70—80° steil gegen Süden (vgl. Profil 3c). Die Entstehung dieser Längsverwerfung hängt offenbar mit der Aufschiebung der Schollbergschuppe auf die Gonzenschuppe zusammen. Der Stirnkopf der Schollbergfalte ist dort, wo wenig nördlich davon die Bruchfläche liegt, stark ausgebildet. Der Belastungsdruck des Schollberg-Stirnkopfes und der überlagernden Decken muß ein Entzweibrechen des Gonzensüdschenkels bewirkt haben, wobei der mehrbelastete Teil in die Tiefe gedrückt wurde. Auf Figur 2 sind diese Verhältnisse schematisch eingezeichnet.

Die Gonzen- und die Tschuggenfalte sind durch sehr viele Querbrüche staffelförmig zerbrochen. Beim Bau von Suchstollen im Gebiete der Tschuggenfalte zeigte es sich, daß alle größeren Querbrüche der Gonzenfalte auch die Tschuggenfalte durchqueren. Die in der Gonzenfalte liegende Überschiebungsfläche ist sehr wahrscheinlich auch mitverworfen. Demnach ging zeitlich die Bruchbildung in der Endphase oder sogar nach der Faltungsperiode vor sich. Sie erfolgte sehr wahrscheinlich nach dem Überschiebungsvorgang.

Die Querbrüche verlaufen meistens ziemlich genau senkrecht zum Achsenstreichen. Sie stehen aber nicht senkrecht auf der Faltenachse, sondern, wie das Längsprofil der Figur 3d zeigt, entweder fast vertikal (besonders im Westteil der Falte), oder sie fallen etwa 70° bis 75° steil gegen NE ein. Im letzteren Falle bilden sie mit der Faltenachse im Längsprofil gesehen einen Winkel von rund 45°. Die Sprunghöhen betragen bei auf größere Strecken nachweisbaren Brüchen bis 50 m. Kleinere Brüche streichen jeweils nur durch einen Teil der Falten hindurch und klingen oft ziemlich schroff aus. Einige der größeren Querverwerfungen sind räumlich komplizierte Gebilde. Solche Bruchflächen können auf relativ kurzen Strecken ihr Fallzeichen wechseln; auch die Streichrichtung kann sehr starken Veränderungen unterworfen sein. So ist zum Beispiel die Nauswandverwerfung geometrisch am ehesten mit dem Teilstück eines Zylindermantels zu vergleichen.

Rutschharnischstreifen und Horizontalverschiebungen der Faltenachse an Querverwerfungen zeigen, daß die Bewegung während der Bruchbildung nicht rein vertikal, sondern schief nach unten gerichtet war. Die Rutschstreifen auf Kluftflächen fallen oft 50—70° steil nach Norden ein. Die schief nach unten gerichtete Bewegung bewirkte bei allen Brüchen, daß heute der östlichere, in die Tiefe

Vorwärtsfahren des Untergrundes bei stillstehendem Oberteil erfolgt sein kann. Im letzteren Falle wäre also die Gonzenschuppe nach der Abscherung von der Tschuggenschuppe relativ ruhig geblieben, während die Tschuggenschuppe sich noch weiter nach Norden bewegt hätte. Es könnte auch sein, daß beide Schuppen gleichzeitig in Bewegung waren, und zwar müßte dann während der Abscherungsperiode die Gonzenschuppe schneller vorwärtsgewandert sein; nachher, bei der Entstehung der Kleinfalte F und der Rückfaltung R, müßte die Tschuggenschuppe schneller vorwärtsgepreßt worden sein.

versetzte Faltenteil gegenüber dem westlicheren etwas nach Norden verschoben ist. Je größer die Sprunghöhe, um so größer ist auch der Betrag dieser Horizontalverschiebung.

Die größeren Brüche erscheinen heute häufig als klaffende Spalten, deren Kluftwände bis 5 m voneinander entfernt sein können. Oft führten die Klüfte Lehm, oder sie sind mit grobspätigem Kalzit gefüllt. Der Kalzit baut dabei meistens mehrere parallel zur Kluftwandung liegende Lagen auf. Diese unverletzten Kalzitschichten zeigen deutlich, daß sich die Bruchspalten nach dem Verwerfungsvorgang langsam, vielleicht etwas ruckartig öffneten.

Ein anschauliches Bild der Verwerfungen bietet die Tafel I. Auf diesem Stereogramm queren die weiß gelassenen Bruchflächen deutlich die gefärbte Erzschicht und zerlegen sie in ein treppenartiges Gebilde. Die blaugrau getönten Flächen sind willkürlich geschnittene Vertikalflächen. Im südlichen (oberen) Teil ist noch ein Stück der Erdoberfläche (weiß) dargestellt. Im Vordergrund sind alle die Erzschicht überdeckenden Gesteinsmassen weggeschnitten, so daß man direkt auf die gefaltete und verworfene Erzschicht blickt. Im rechten Teile ist die Gonzenfalte mit der kleinen, nach Osten ausklingenden Stirnfalte zu erkennen. Links im Vordergrunde wurde das Stereogramm durch diejenige Vertikalebene begrenzt, die durch die Schnittgerade der Erzfläche mit der oben erwähnten Längsverwerfung geht.

Das Stereogramm zeigt anschaulich den krummen Verlauf der Nauswandverwerfung (Schnitt mit dem Erz zirka 950 m ü. M.). Ein weiterer interessanter Querbruch verwirft das Erz zwischen 1100 und 1250 m ü. M. Im Süden hat er ein deutliches Westfallen, dreht dann gegen Norden in eine ostfallende Lage um, und fällt schließlich im Raume der steilgestellten Erzschicht wieder gegen Westen ein.

Da das Hauptlager der Eisen- und Manganerze in der Scheitelregion der Gonzenfalte liegt, ist es notwendig, die Detailtektonik dieser Falte noch eingehender zu beleuchten. Schon bei der Besprechung der Figur 5 wurde darauf hingewiesen, daß im Bereiche der Stirnfalte Komplikationen, besonders Doppelungen der Erzschicht vorkommen. In der Höhe von 1100 bis 1200 m ist die Synklinale zwischen Haupt- und Spezialfalte zerrissen, und zwar ist der Scheitel der Kleinfalte unter den senkrecht stehenden Nordschenkel der Hauptfalte geschoben. Die Komplikationen im Bereiche der Spezialfalte sind sehr mannigfaltig und wechseln auf kurze Distanz. Da sie bei dem gewählten Maßstab des Stereogrammes nicht richtig dargestellt werden konnten, wurden sie weggelassen.

Die Gonzenfalte ist außer von den besprochenen großen Querbrüchen von zahlreichen Verwerfungen mit nur geringer Sprunghöhe durchsetzt, welche die Erzschicht meistens um etwa 2 m oder noch geringere Beträge verwerfen. Sie laufen fast durchweg schief zur Antiklinalachse, und zwar meistens scharenweise ungefähr in Ost—West-Richtung. Sie bilden somit mit der Faltenachse Winkel von 40—45°. Nur die größten dieser Verwerfungen sind auf dem Stereogramm zur Darstellung gelangt. Alle diese Klüfte durchqueren die Erzschicht nicht senkrecht, sondern bilden mit der Schichtfläche Winkel von 55—70°. Dabei ist fast immer der südlicher gelegene Schichtteil gegenüber dem nördlicheren tiefer gestellt. Sie haben also eine ähnliche Stellung zur Gonzenfalte wie die im östlichen Faltenteil auftretende Längsverwerfung. Die Erzschicht ist an diesen kleinen Verwerfungen stets flexurartig geschleppt. Selten kommen auch reine Flexuren vor. Die Kleinverwerfungen entstanden vor den großen Querbrüchen, da fast alle durch die Hauptbrüche mitverworfen sind. Einige der größeren, schief verlaufenden Verwerfungen scheinen allerdings nach den Hauptbrüchen entstanden zu sein. So ist z. B. die bei etwa 720 m ü. M. die Erzschicht entzweischneidende Verwerfung von solchen Brüchen zerhackt. (Siehe Stereogramm.)

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das Studium der Falten und Klüfte im Bergwerk Gonzen uns ein recht anschauliches Bild des Faltungsvorganges in der Malmdecke vermittelt. Ein von SE wirkender Druck legte die Decke zunächst in Falten, die aber wegen der Starrheit der Schichten längs den Mittelschenkeln bald zerrissen. Nachdem die Bewegung der Gonzenschuppe auf der Tschuggenschuppe zum Stillstand gekommen war, setzte eine geringe Rückwärtsbewegung ein. Der nun besonders zur Auswirkung kommende Vertikaldruck preßte in der Folge die verschiedenen Schuppen aufeinander, was zu mannigfachen Bruchbildungen Anlaß gab. Zuerst, wahrscheinlich noch während der Faltungsperiode, entstanden vorwiegend kleine, schief zur Faltenachse und zum Schichtverlauf gerichtete Verwerfungen. Nach Abschluß der Faltungsvorgänge entstanden größere Querbrüche, welche sich später leicht öffneten.

II. Petrographischer Teil.

Einleitung.

Die folgenden Abschnitte sind die Resultate der Durchsicht von etwa 200 Anschliffen und 150 Dünnschliffen von Gonzenerzen. Eine Serie von gegen 200 Nebengesteins-Dünnschliffen bildeten eine wertvolle Ergänzung. Die letzteren Schliffe stammen zum Teil aus der Sammlung von A. Buxtorf und J. Fichter, welche schon früher die Gesteine des Gonzen einer eingehenden mikroskopischen Prüfung unterzogen haben [31].

Die Manganerze der Lagerstätte lassen sich ohne große Schwierigkeiten anschleifen. Dagegen ist die Herstellung von Eisenerz-Anschliffen nicht ganz einfach, da sie oft sehr feinkörnig sind und Mineralien mit großen Härteunterschieden beherbergen. Nach dem Grobschleifen mußte ein sehr langes Vorschleifen von Hand mit feinstem Schmirgel eingeschaltet werden. Oft hatte nach einer Vorpolitur mit Cr_2O_3 eine kurze Nachpolitur mit MgO zu erfolgen. In einigen Fällen waren Kanadabalsam-Imprägnationen notwendig.

Zum Vergleich wurden Schliffe von bündnerischen Eisen-Mangan-Erzen und solche von ausländischen Lagerstätten studiert. Stets war es notwendig, die Anschliffuntersuchung durch die Dünnschliffbearbeitung zu ergänzen. Mikrochemische Methoden zur Bestimmung der in den Schliffen vorkommenden Mineralien erwiesen sich oftmals als notwendig.

*

Betrachtet man irgendeinen Schliff von Gonzenerz, so fällt das äußerst wechselvolle Verwachsungsgefüge von Einzelmineralien auf. Oft bilden mehrere Mineralarten miteinander gleichmäßige Aggregate oder Dispersionen (Interpositionsgefüge), die aber mit andersartigen vermengt sind. Um die Strukturen der Erze charakterisieren zu können, müssen daher zunächst die Einzelmineralien besprochen werden, hierauf die immer wieder vorkommenden einzelnen Strukturtypen der Aggregate und Dispersionen. Erst dann wird es möglich sein, die diesen Grundstrukturen übergeordneten, heterogenen Strukturen zu beschreiben und zu verstehen.

A. Die Einzelmineralien und ihre Beziehungen zueinander.

1. Eisenoxyde.

a) Hämatit, α-Fe_2O_3.

Der Hämatit ist das weitaus häufigste Mineral der Gonzenerze. Er bestimmt weitgehend den Charakter der Eisenerze, die ja unter dem Namen „Roteisenstein“ in den Handel gelangen. Makroskopisch sind allerdings nirgends Hämatitkristalle zu erkennen. Der Eisenglanz bildet nur mikroskopisch erkennbare Kriställchen oder submikroskopische Partikelchen, welche in Gangartmineralien eingestreut sind.

Die erzmikroskopischen Eigenschaften stimmen völlig mit den von SCHNEIDERHÖHN [113] angegebenen überein. Sehr charakteristisch ist der reinweiße Reflexton gegenüber Magnetit. Gegenüber Pyrit wurde auch hier ein deutlich blauer Farbton empfunden. Der Reflexpleochroismus ist sehr schwach; die Anisotropie-Effekte sind bei gekreuzten Nicols überall deutlich. Außer den Innenreflexen sind auch die Grenzflächen von Hämatit gegen durchsichtige Gangartmineralien blutrot. (Es handelt sich dabei wahrscheinlich um Licht, das sehr wenig in den Hämatit eindringt, dann aber wieder zurückgeworfen wird. Man spricht am besten von Grenzflächenreflexen.) Die letztgenannten diffusen Reflexe fallen besonders dann auf, wenn ein Hämatitteilchen noch von Quarz überlagert ist. Bei sehr feinen Hämatitdispersionen ist der rote Grenzflächenreflex oft das einzige Erkennungszeichen.

Morphologisch hat der Hämatit fast durchweg blätterigen Habitus. Häufig tritt er extrem dünnblätterig, schuppig oder sogar dendritisch auf. Die Schüppchen sind fast stets unregelmäßig begrenzt und haben Durchmesser von etwa 20 μ bis zu submikroskopischen Dimensionen. Bei größerem Durchmesser sind zwei Typen zu unterscheiden: es treten erstens relativ gut ausgebildete Kriställchen auf (lepidoider Typus, d. h. gutkristallisierte Blätter und Tafeln). Diese sind entweder von (0001) und fast senkrecht dazu stehenden Flächen (wahrscheinlich (h$\bar{0}$hl)-Formen) begrenzt, oder dann mehr linsig, krummflächig. Die gut kristallisierten Täfelchen erscheinen in den Schliffen als leistenförmige Querschnitte (tafeliger Typus). Der Tafeldurchmesser ist meistens 20—50 μ, die Dicke liegt zwischen 5 und 20 μ. Beim linsigen Typus handelt es sich um 50—150 μ große, dünnlinsige Individuen; die Dicke der Linsen beträgt $^1/_5$—$^1/_{10}$ des Durchmessers. Diesem Typus gehören die größten Hämatitkristalle an, die im Gonzen gefunden wurden. Es handelt sich um einen einmaligen Fund von bis 3 mm großen, büschelig aggregierten Hämatitlinsen (Fig. 7, S. 17). Sie lagen in einer den Erzkörper durchquerenden Karbonatkluft. Die zweite Ausbildungsart von Hämatitkristallen ist extrem dünnblätterig. Es kommen bis 0,2 mm große Blätter vor, die nur wenige μ dick sind. Solche Blätter sind immer büschelig aggregiert. Diese Blätteraggregate haben oft einen stark porösen Bau und enthalten meistens viele kleine Einschlüsse von Quarz und Karbonaten. Zur Seltenheit sind die dünnen Blätter etwas verbogen.

Der Hämatit weist in den Roteisensteinen häufig unregelmäßige Formen mit zackigen Querschnitten auf, wobei die Einzelteilchen kaum je größer als 5 μ sind. Diese bestehen oft aus büschelig aggregierten, sehr feinen Schüppchen. Es handelt sich um kryptolepidoide (= sehr feinkristalline, u. d. M. kaum mehr in Einzelkriställchen auflösbare) Gebilde, zum Teil auch um lepidoblastische Individuen (schlecht kristallisierte, blätterige Teilchen). (Die Begriffe „lepidoid" und „lepidoblastisch" mit ihren oben erwähnten Definitionen sind einem noch unveröffentlichten Petrographielehrbuch von P. NIGGLI entnommen.) Ein Erzstück, das nur aus solchem mikro- bis kryptolepidoblastischem Hämatit besteht, ist auf Figur 11b abgebildet (S. 46).

Relativ selten tritt bereits makroskopisch nadelig aussehender Hämatit in strahligen bis parallelfaserigen Aggregaten auf. Die einzelnen Nadeln werden hierbei bis 1,5 cm lang. Da erzmikroskopisch die Eisenhydroxyde z. T. leicht mit Hämatit verwechselt werden können, wurde eine quantitative Wasserbestimmung durchgeführt. Das strahlige Erz wies einen Gehalt von nur 0,63 Gewichtsprozent H_2O auf, während Goethit etwa 11 % enthalten würde. Ein Röntgenogramm (Pulveraufnahme) ergab, daß es sich um reinen Hämatit handelt, weshalb das vorhandene Wasser als Porenwasser zu deuten ist. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Hämatitnadeln als recht komplex zusammengesetzte Gebilde, wobei verschiedene Nadeltypen unterschieden werden können. Dünne Nädelchen bestehen nur aus einem Kristall. Wenige μ dicke Nädelchen sind jedoch oft zu mehreren aneinandergereiht, wodurch eine lange Nadel entsteht. Dickere Nadeln sind manchmal aus mehreren dünnen Nadeln aufgebaut. Ferner finden sich stengelige Gebilde, die aus vielen aufeinandergelagerten Täfelchen bestehen und randlich häufig noch weitere senkrecht dazu gelagerte Täfelchen aufweisen. Da die Einzelkristalle oft nicht unmittelbar aneinander grenzen, entsteht im Längsschnitt ein leiterartiger Bau (Fig. 6a), in welchem die Zwischenräume z. T. leer, z. T. mit einer Kalzit-Hämatitdispersion erfüllt sind.

Zwei derartige Nadeln wurden röntgenometrisch auf eine allfällige Regelung hin untersucht. Die Aufnahmen an der ruhenden Nadel zeigen nahezu das Interferenzbild einer gewöhnlichen Pulveraufnahme. Die durchgehenden Interferenzringe enthalten nur einzelne, schwach ausgeprägte Maxima, welche zudem in den beiden Fällen nicht gleich intensiv sind und z. T. auch an verschiedenen Stellen

a) Faserlängsschnitt. b) Faserquerschnitt.

Fig. 6. **Anschliffe von Faserhämatit,** 200fach vergrößert.

liegen. Es ist also auch röntgenographisch bewiesen, daß es sich um zusammengesetzte Gebilde handelt, welche keine bestimmte oder nur eine undeutliche Regelung aufweisen.

Beim nadeligen Hämatit muß es sich um Pseudomorphosen nach einem strahlig-nadeligen Mineral handeln. Da der Nadelquerschnitt häufig rechteckig ist (Fig. 6 b), könnte ein rhombisches Mineral verdrängt worden sein. Vielleicht handelte es sich um Nadeleisenerz. Die leiterartige Struktur wäre in diesem Falle bei der Entwässerung entstanden, bei der jeder Nadeleisenerzkristall in viele Hämatitkriställchen zerfiel. Da keine $Fe_2O_3.H_2O$-Relikte gefunden wurden, darf jedoch die frühere Anwesenheit von Nadeleisenerz nur als Vermutung gewertet werden. Sie erhält eine gewisse Wahrscheinlichkeit durch folgende Befunde: nach R. Fricke **[35]** gehen nadelige γ-FeOOH-Aggregate beim Erhitzen zunächst in γ-Fe_2O_3, dann in α-Fe_2O_3 über, wobei der nadelige Bau der Aggregate erhalten bleibt. Der sich bildende Hämatit besteht aus z. T. parallelgelagerten Blättchen, bildet also ähnliche Pseudomorphosen, wie sie auf Figur 6 abgebildet sind. Es muß aber nochmals betont werden, daß der nadelige Hämatit eine seltene Ausnahmeerscheinung im Gonzen ist, die zudem auf ganz bestimmte Stellen des Erzlagers beschränkt ist.

Die innere Beschaffenheit aller Hämatitindividuen ist sehr homogen. Nur bei den 3 mm großen Hämatitlinsen ist eine Zwillingslamellierung parallel $(10\bar{1}1)$ vorhanden. Bei kleineren Hämatittäfelchen konnte diese Erscheinung nie festgestellt werden.

Chemisch muß sehr reines Fe_2O_3 vorliegen. Vor allem ist kein merklicher Ti-Gehalt vorhanden, da die Analysen von vorwiegend aus Hämatit bestehenden Erzen nur äußerst geringe TiO_2-Spuren ergaben. Auch der Mangangehalt hochwertiger Eisenerze ist sehr gering (unter 0,1 %), so daß kein merklicher Mn-Gehalt des Hämatites angenommen werden darf. Die in Eisen-Manganerzen vorhandenen Hämatitschüppchen enthalten wahrscheinlich ebenfalls keine wesentlichen Mn-Mengen, da ihre Röntgenogramme mit reinem Fe_2O_3 völlig identisch sind. Die Röntgenperioden, die aus Pulverdiagrammen berechnet wurden, stimmen sowohl beim Hämatit aus reinen Eisenerzen, wie bei solchem aus Mangan-Eisenerzen mit denjenigen des chemisch reinen Fe_2O_3 überein **[46]**. Es sind ferner keine Anzeichen dafür vorhanden, daß in bezug auf den O-Gehalt Abweichungen von den Normalzusammensetzungen bestehen, da solche in den Röntgenogrammen als charakteristische Linienverschiebungen zum Ausdruck kommen würden.

b) Magnetit, Fe_3O_4.

Magnetit ist das neben Hämatit wichtigste Eisenmineral des Gonzens, denn er fehlt nur in wenigen Eisenerzstücken. Es ist aber außerordentlich selten, daß Magnetit allein vorhanden ist, und Hämatit fehlt; meistens sind beide Oxyde eng miteinander vergesellschaftet. Auch der Magnetit kommt nur in Form mikroskopisch kleiner Kriställchen vor. Magnetitreiche Erze fallen sofort durch ihre stahlblaue Farbe auf.

Die erzmikroskopischen Eigenschaften von Magnetit stimmen mit den von Schneiderhöhn **[113,** S. 579] zusammengestellten Daten überein. Gegenüber dem weiß aussehenden Hämatit fällt der rötliche

Reflexton auf. Sehr feine Partikelchen unterscheiden sich vom Hämatit durch das Fehlen der roten Grenzflächenreflexe. Im Dünnschliff sind auch die kleinsten Teilchen völlig opak.

Magnetit ist noch formenreicher als Hämatit, da mit Ausnahme der strahligen Hämatitformen alle morphologischen Hämatittypen in fast unveränderter Gestalt beim Magnetit wiederkehren. Damit ist zugleich angedeutet, daß offenbar sehr enge Beziehungen zwischen beiden Mineralien bestehen.

Der Magnetit kommt somit in schuppiger, blätteriger, tafeliger, linsiger und unregelmäßiger Form vor. Wenn er unregelmäßige Formen aufweist, so ist er stets etwas massiger als der damit vergesellschaftete, ähnlich ausgebildete lepidoblastische Hämatit. Dies mag damit in Zusammenhang stehen, daß der Magnetit aus kleinen Körnchen aufgebaut ist, währenddem der Hämatit wahrscheinlich aus schlecht kristallisierten und aggregierten Schüppchen besteht. Außer dem kryptoblastischen (= schlecht und sehr feinkörnig kristallisierten) Magnetit sind in Anschliffen auch bis 50 μ große Flecken beobachtbar, die unregelmäßig gelappt oder rundlich geformt sind. In kalkigen Eisenerzen sind zur Seltenheit deutlich kubisch idiomorphe Magnetitkristalle von 30—50 μ Durchmesser zu finden. Es handelt sich um rhombendodekaedrische Kristalle. Sehr oft enthalten diese Porphyroblasten unregelmäßige, der Umgebung entsprechende Einschlüsse.

Der Magnetit ist innerlich meistens homogen; Zwillingslamellen oder Spaltbarkeiten sowie Entmischungsstrukturen wurden nirgends beobachtet. Tafelförmige Magnetite zeigen in seltenen Fällen eine schwer sichtbare Streifung parallel zur Basisfläche. Auch gesetzmäßige Einlagerungen von Hämatit in Magnetit (Martitisierung i. e. S.) fehlen. Dagegen liegen in der Regel in tafeligen Magnetiten unregelmäßige Eisenglanzgebilde.

Auch der Magnetit ist einfach zusammengesetzt. Titan fehlt in magnetitreichen Erzen fast völlig. Sehr reine Eisenerze mit viel Magnetit weisen nur geringe Mn-Spuren auf (z. B. 0,06%). Magnetit aus manganreichen Erzen ist nicht bekannt. Auch im Röntgenogramm (Pulveraufnahmen) sind keine Abweichungen gegenüber gewöhnlichem Magnetit festzustellen, ergab doch eine an magnetitreichem Eisenerz gemachte Pulveraufnahme eine Elementarzelle mit $a = 8{,}40$ Å. (Reines Fe_3O_4: $a = 8{,}41$ Å.) Ein O-Überschuß hätte eine deutliche Verkleinerung der Elementarzelle zur Folge; in unserem Falle kann somit kein merklicher O-Überschuß vorhanden sein. In tafeligen Magnetiten vorkommende, verschieden gefärbte Schichtchen deuten indessen vielleicht doch auf einen etwas variablen Chemismus hin.

Es sei hier noch erwähnt, daß trotz eingehender Untersuchung kein Maghemit (γ-Fe_2O_3) gefunden wurde.

c) Die Beziehungen zwischen Magnetit und Hämatit.

Die Beziehungen dieser beiden Eisenoxyde zueinander sollen zunächst rein deskriptiv erläutert werden. Man kann rein morphologisch folgende Fälle unterscheiden:

Fall a. Im Eisenerz kommen Stellen vor, die aus tafeligen Eisenoxyden mit Quarz und Karbonaten als Zwickelfüllung bestehen (Fig. 15, S. 49). Die Eisenoxydtafeln können aus Hämatit, Magnetit oder teilweise aus dem einen, teils aus dem andern dieser beiden Oxyde bestehen. Die Figur 15 zeigt einen Ausschnitt aus einer solchen Erzpartie, in dem alle drei Fälle vorhanden sind. Man erkennt dabei, daß bei den Tafeln, welche sowohl Magnetit wie auch Hämatit enthalten, der Hämatit in der Regel als unregelmäßiges Gebilde zentral liegt. Der Magnetit bildet den idiomorphen Rand der Tafeln. Die Hämatitgebilde sind trotz der unregelmäßigen Gestalt immer Einkristalle. Sind in einer Tafel mehrere Hämatitkörperchen zugegen, so haben alle die gleiche Orientierung. Mit Hilfe einer Strukturätzung (Einwirkung von rauchender HCl während 3 Sekunden) kann gezeigt werden, daß die aus Magnetit bestehenden Tafelränder aus mehreren Körnern aufgebaut sind. Vergleicht man das mengenmäßige Verhältnis von Magnetit zu Hämatit, so fällt auf, daß hämatitreiche Stellen meistens dort liegen, wo der Quarz als Zwickelfüllmasse an die Tafeln grenzt. Berührt dagegen Karbonat oder gar Pyrit die Tafeln, so ist Magnetit vorhanden.

Fall b. Sind alle vorhandenen Eisenoxydteilchen einer Erzpartie nur tafelige oder schuppige Partikelchen, so bestehen die vom Quarz umschlossenen Teilchen fast durchweg aus Hämatit. Dagegen

sind die in Karbonat eingebetteten Eisenoxydteilchen fast ganz oder wenigstens randlich aus Magnetit aufgebaut. Sie sind gewöhnlich auch erheblich größer als die im Quarz liegenden Hämatitschüppchen. Dies kommt in Figur 16 (S. 49) sehr schön zum Ausdruck.

Fall c. In magnetitreichen Erzpartien finden sich stellenweise bis 50 μ große Eisenoxydflecken, die lappig oder ganz unregelmäßig begrenzt sind. Der größte Teil dieser Flecken besteht jeweils aus Magnetit, der z. T. idiomorphe Hämatittafeln, z. T. ganz unregelmäßige Hämatitgebilde enthält. Die letzteren erweisen sich als Einkristalle.

Zwischen den Fällen a und b sind alle Übergänge vorhanden, d. h. man kann ausgehend von reinen Magnetittäfelchen eine Reihe von Partikelformen aufstellen, die von gut idiomorphen Tafeln zu schlecht begrenzten, aber noch deutlich tafeligen Formen führen und schließlich in Querschnitte mit völlig unregelmäßigen Umrissen übergehen. Die letzteren sind dabei die größten Partikel in der Reihe. Für den Fall c ist charakteristisch, daß in die großen Magnetitflecken z. T. gut idiomorphe Hämatittafeln eingeschlossen sind.

Fall d. Besteht das Eisenerz vorwiegend aus schlecht kristallisierten Hämatit- und Magnetitteilchen, so liegen die beiden Mineralarten regellos nebeneinander (Fig. 11, S. 46).

Fall e. Die auf Seite 14 beschriebenen linsigen, 3 mm großen Hämatitkristalle sitzen auf der Wand einer Kluft (Fig. 7).

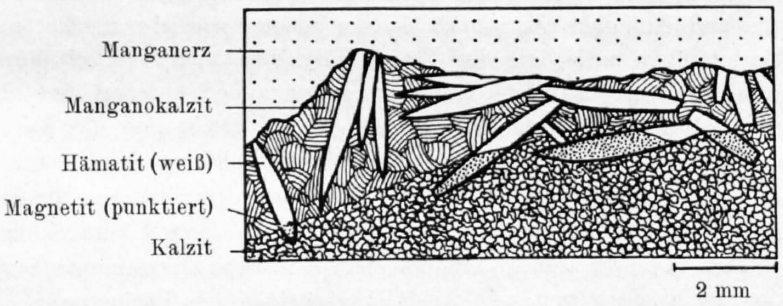


Fig. 7. **Ader in Manganerz mit randständigen Hämatitlinsen.** Anschliff. Der Hämatit ist in Manganokalzit (grobkristallin) erhalten, im Aderzentrum jedoch in Magnetit umgewandelt. 6fach vergrößert.

Grobkristalliner Manganokalzit bildet eine etwa 2 mm dicke Wandkruste, die den größten Teil der Hämatitkristalle in sich schließt. Nur einzelne Hämatitkristalle reichen bis in den feinkörnigen Kalzit hinein, der die Kluftmitte erfüllt. Die Eisenoxydkristalle bestehen überall dort, wo sie im Manganokalzit liegen aus Hämatit, im feinspätigen Kalzit dagegen aus Magnetit.

Fall f. Das Eisenerz wird sehr häufig von Pyritadern durchsetzt. Bei kleineren, bis 2 cm dicken Pyritadern enthält das angrenzende Erz eine 0,1—1 cm mächtige Umwandlungszone, in der Hämatit fast völlig fehlt, Magnetit dagegen reichlich vorhanden ist. Hämatitreiche Lagen des frischen Erzes können in die Umwandlungszone hinein verfolgt werden und bestehen darin aus Magnetit. Der Magnetit hat dabei morphologisch den gleichen Charakter wie der Hämatit des angrenzenden unveränderten Erzes.

Die beschriebenen Fälle zeigen, daß die Beziehungen zwischen Hämatit und Magnetit sehr mannigfaltiger Art sind. Ohne vorläufig untersuchen zu wollen, ob die beiden Eisenoxyde primär ausgeschieden wurden, oder ob sie aus anderen Verbindungen (z. B. Eisenhydroxyden) hervorgegangen sind, können bereits einige Schlüsse gezogen werden. Sie klären zunächst einmal die Frage ab, ob der Magnetit den Hämatit verdrängt, oder ob Hämatit als Verdränger von Magnetit auftritt.

Die erste wichtige Tatsache zur Beantwortung dieser Frage ist folgende: Magnetit und Hämatit haben vorzugsweise tafeligschuppigen Habitus. Die stellenweise sogar deutlich hexagonale Ausbildung gehört der Hämatitmorphologie an. Dannecker [17], der in Roteisensteinen des Lahn-Dill-Gebietes die gleichen Erscheinungen gefunden hat, schließt schon aus diesem rein morphologischen Grunde, der Magnetit

sei das verdrängende Mineral. Es besteht kein Zweifel, daß dies in vielen Fällen auch für die Gonzenerze zutrifft. Sicherlich lagen im Fall e (Fig. 7) einmal einheitliche Hämatitkristalle vor, die fast völlig durch Manganokalzit bedeckt wurden. Als nur noch einige Kristallspitzen in die Kluftöffnung hineinragten, müssen sich die dort zirkulierenden Lösungen geändert haben, denn es erfolgte nun eine Ausscheidung von anders zusammengesetztem Karbonat. Die neuen Lösungen reduzierten offenbar den noch erreichbaren Hämatit zu Magnetit. Ganz ähnliche Verhältnisse liegen in Pyritisierungszonen im Fall f vor, wo im Erz in der Kluftnachbarschaft eine Reaktionszone vorhanden ist. Die heute noch im Erz außerhalb der Reaktionsränder auf beiden Kluftseiten vorhandenen hämatitreichen Schichtchen beweisen, daß vor der Kluftbildung der Hämatitcharakter durchgehend war. Die Hämatitschichten sind der Struktur nach erhalten geblieben, aber in Magnetit übergeführt worden, und zwar überall in der Reichweite der in der Kluft zirkulierenden Lösungen. Die Bildung des massenhaft auftretenden Kluftpyrites deutet auf die Reaktion von Eisenverbindungen mit H_2S, dessen starke Reduktionswirkung für die Magnetitisierung des Hämatites verantwortlich gemacht werden kann.

Im Bereiche von Klüften ist der Magnetit das verdrängende Mineral. Die Ursache dieser Verdrängung liegt in der Einwirkung reduzierender Lösungen auf Hämatit.

Bei Fall a, bei dem tafelförmige Eisenoxyde ein sperriges Gefüge bilden, dessen Zwickel von Quarz, Stilpnomelan und Karbonaten gefüllt sind, liegen im Grunde genommen die gleichen Verhältnisse vor. Tafelige Körper aus Hämatiteinkristallen dürfen als Wachstumsformen von Hämatit angesehen werden. Die Tatsache, daß sich der Magnetit immer außen in den Täfelchen befindet, falls beide Oxyde darin vorhanden sind, und daß dort, wo Quarz an die Eisenoxyde grenzt, fast nur Hämatit vorhanden ist, zeigt, daß Beziehungen zwischen der Zwickelfüllmasse und Magnetit bestehen. Die Entstehung des Magnetites muß auch hier auf eine Einwirkung von außen her zurückgeführt werden. Berücksichtigt man den Grad der Idiomorphie der Erzgemengteile, so ergibt sich die Ausscheidungsfolge: Eisenoxyde → Quarz → Stilpnomelan → Karbonate. Die Magnetitbildung kann etwa folgendermassen vor sich gegangen sein: in einem sperrigen Hämatitblättchenaggregat waren die Zwickel zum Teil mit Quarz ausgefüllt, zum Teil zirkulierten darin Lösungen. Falls diese Lösungen an der Ausscheidung von Hämatit und Quarz beteiligt waren, mußten sie später ihre Zusammensetzung geändert haben. Denn überall dort, wo nach einer gewissen Ausfällungsperiode die Lösungen noch direkten Zutritt zu den Hämatitblättchen hatten, reduzierten sie diese unter Magnetitbildung. Hämatit-Relikte konnten im Zentralteil der Täfelchen bestehen bleiben. Bei der Reduktion von Hämatit entstanden viele Magnetitkörner, die heute Pseudomorphosen aufbauen.

Der Fall b verdeutlicht nochmals die eben beschriebenen Vorgänge. Die in Quarz eingeschlossenen Hämatitkriställchen (Fig. 16) blieben als solche erhalten, da sie von den wirkenden Lösungen nicht beeinflußt wurden. Dagegen wurden offenbar die in Karbonat liegenden Schüppchen vor oder während der Karbonatausscheidung in Magnetit umgewandelt. Die Quarzkristallisation erfolgte vor dem Abschluß der Eisenoxydausscheidung, da die in Quarz eingeschlossenen Hämatitschüppchen klein, die außerhalb liegenden Teilchen größer sind. Letztere konnten offenbar in der Lösung noch weiterwachsen, bis sie dann zu Magnetit reduziert wurden.

Nach den obigen Ausführungen hat somit auch außerhalb des Bereiches von Klüften oft eine teilweise oder völlige Verdrängung von Hämatit durch Magnetit stattgefunden. Auch im Erz muß dieser Vorgang durch reduzierende Lösungen bewirkt worden sein, und zwar während der Verfestigung des Erzes durch Gangartmineralien.

Weniger eindeutig sind die Fälle c und d. Im Falle c sind, wie beschrieben wurde, sowohl unregelmäßige Gebilde aus Hämatiteinkristallen wie auch idiomorphe Eisenglanzkristalle in xenomorphem Magnetit eingeschlossen. Dabei ist ein Magnetitfleck meistens aus mehreren Einzelkörnern aufgebaut, kann aber auch aus einem Kristall bestehen. Hier kann es sich um z. T. idiomorphe, z. T. xenomorphe Hämatitneubildungen in Magnetit handeln. Eine andere Deutungsmöglichkeit ist folgende: alles Eisenoxyd könnte primär z. T. aus xenomorphen Hämatitkristallen, z. T. aus Eisenglanz-Tafelaggregaten bestanden haben. Durch Reduktion wäre dann Magnetit entstanden, in dem xenomorphe Hämatitrelikte und selektiv nicht reduzierte Hämatittäfelchen zurückbleiben konnten. Daß die Reduktion von Eisenglanz-Tafelaggregaten wirklich selektiv vor sich gehen kann, zeigte schon Schneiderhöhn [113,

Fig. 197]. Eine dritte mögliche Erklärung wäre diejenige, die von der Annahme ausgeht, daß zuerst Fe_2O_3 ausgeschieden wurde und hernach Fe_3O_4. Dabei wären die zuerst ausgeschiedenen Hämatitkristalle einfach von Magnetit umwachsen, weiter aber nicht beeinflußt worden. Man kann nicht entscheiden, welche dieser drei Möglichkeiten den Tatsachen entspricht. Der Vergleich derartig struierter Erzpartien mit der Umgebung zeigt aber, daß am ehesten der letztgenannte Prozeß in Frage kommt. Eine anfängliche Hämatitausscheidung wäre in diesem Falle durch eine anschließende Magnetitausscheidung abgelöst worden, wobei nicht ausgeschlossen ist, daß gleichzeitig der bereits ausgeschiedene Hämatit teilweise reduziert wurde.

Im Falle d liegen nebeneinander schlecht kristallisierte Hämatit- und Magnetitkristalle. Es kann sich um eine gleichzeitige oder mehrmals wechselnde direkte Ausscheidung von Magnetit und Hämatit handeln.

Für alle sechs Fälle könnte schließlich noch folgende Entstehung in Frage kommen: ein primär vorhandenes, blätteriges Mineral würde überall völlig durch Hämatit und Magnetit verdrängt. Es könnte z. B. zuerst Goethit vorgelegen haben, doch fehlen jegliche Relikte dieser Mineralart. Die scharf begrenzten Hämatittafeln und die typische Hämatitmorphologie sprechen gegen diese Auffassung. Wenn sich somit auch nicht restlos beweisen läßt, daß der Hämatit direkt aus wässerigen Lösungen entstanden ist, so ist dies doch sehr wahrscheinlich. Eine Ausnahme bilden natürlich die morphologisch abweichenden, nadeligen Hämatite.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß Magnetit den Hämatit häufig pseudomorph verdrängt. Daneben kommt sehr wahrscheinlich auch direkt gebildeter Magnetit in Form von unregelmäßigen Flecken vor. Ferner treten zur Seltenheit Magnetitrhombendodekaeder auf, die sicherlich direkt gebildet wurden und nicht aus Hämatit entstanden sind.

2. Manganoxyde.

Die Manganoxyde sind stets von den Eisenoxyden getrennt. Ausnahmslos konnte festgestellt werden, daß die Oxyde der beiden Metalle nie in unmittelbarem Kontakt eine Erzmasse aufbauen. Zwischen ihnen liegen stets minimal 1 cm mächtige Karbonatschlieren oder -schichten.

a) Manganosit, MnO.

Dieses in der Natur selten vorkommende Mineral tritt in den Gonzen-Manganerzen relativ häufig auf. Da Manganosit an der Luft außerordentlich leicht oxydiert wird, bleibt er nicht lange smaragdgrün, sondern wird bald schwarz, was die erzmikroskopische Untersuchung erschwert. Die besten Resultate wurden bei einer dauernden Einbettung in Paraffinöl erzielt.

Der Manganosit bildet derbe Massen von maximal 2 cm Größe, deren Härte infolge der Feinkörnigkeit nicht genau ermittelt werden kann. Im Dünnschliff ist das Mineral durchscheinend grün und isotrop. Unter dem Erzmikroskop ist das Reflexionsvermögen gering. Durch Öl wird es weiterhin stark herabgesetzt. Der graue Reflexton zeigt einen deutlichen Stich ins Grünliche. In Luft, besonders aber in Öl treten massenhaft grüne Innenreflexe auf.

An der Luft wird der grüne Manganosit zunächst schmutziggrün, dann braun und schließlich schwarz. Die erzmikroskopischen Eigenschaften ändern sich bei diesem Farbumschlag kaum. Das Reflexionsvermögen bleibt gleich, was an Schliffen mit beiden Varietäten, dem grünen und dem schwarzen Manganosit, deutlich erkennbar ist. Auch die schwarze Abart ist isotrop, doch sind dessen Innenreflexe rot. Im Dünnschliff ist der schwarze Manganosit opak. Sehr dünne Stellen sind bräunlich durchscheinend. Die von J. Orcel und St. Pavlovitch **[98]** gemachten Angaben über das Ätzverhalten von MnO wurden überprüft und können bestätigt werden. Auch die von Thiel **[131]** erwähnten Eigenschaften sind als zutreffend zu bezeichnen.

Zur näheren Untersuchung wurden Röntgenogramme nach dem Debye-Scherrer-Verfahren aufgenommen. Die Aufnahmen beweisen zunächst, daß es sich beim grünen Manganosit wirklich um

MnO handelt, da die Interferenzlinien völlig mit denjenigen von künstlichem MnO übereinstimmen (Broch [8], Hanawalt [46]). Frischer, grüner Manganosit vom Gonzen hat eine Elementarkantenlänge a von 4,44 Å. Nach neun Monaten Lufteinwirkung war sie am gleichen Material auf 4,46 Å gestiegen. Dieses Verhalten stimmt mit dem von M. Le Blanc und G. Wehner [78] gefundenen überein. Nach ihren Versuchen ist mit dieser Gitterausweitung eine Oxydation verbunden. Bei einer Kantenlänge von 4,46 Å soll die Zusammensetzung $MnO_{1,2}$ betragen. Außer den Manganositlinien traten nach der neunmonatigen Oxydation auch Hausmannitlinien auf, die nach drei und vier Monaten noch nicht nachweisbar waren, obwohl das Pulver schon dunkel gefärbt war. Wahrscheinlich ist auch bereits in den wenig verfärbten Manganositvarietäten etwas Hausmannit zugegen, der aber röntgenographisch noch nicht faßbar ist. Der nach neun Monaten im Röntgendiagramm nachweisbare Hausmannit ist seinerseits erzmikroskopisch noch nicht erkennbar. Einzig die roten Innenreflexe und das Opakwerden des Manganosites an der Luft zeigen, daß sich eine Veränderung abgespielt hat. Erst an einer drei Jahre der Oxydation ausgesetzten Probe waren bei stärksten Vergrößerungen kleinste Hausmannitflitterchen sichtbar. Der entstehende Hausmannit scheint der Zusammensetzung Mn_3O_4 sehr nahezukommen; denn die aus den Pulveraufnahmen berechneten Elementarkantenlängen stimmen mit denjenigen des reinen Mn_3O_4 überein. Die Oxydation von künstlichem MnO zu Mn_3O_4 und einem O-reichen Manganosit wurde schon von Le Blanc und Wehner festgestellt. Diese Autoren führten jedoch keine erzmikroskopischen Parallelversuche durch.

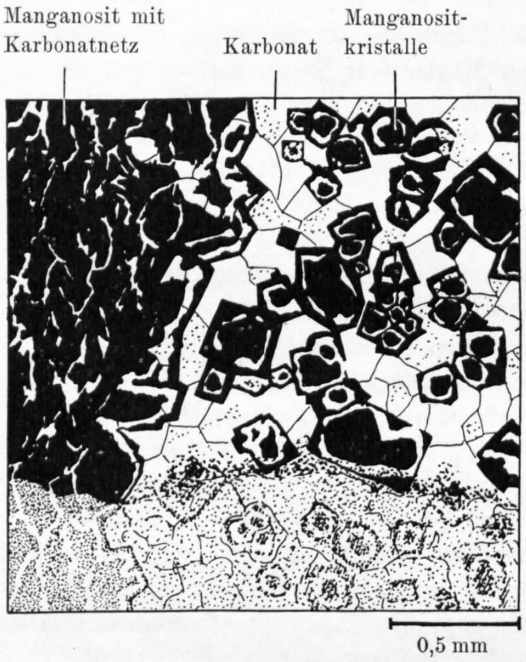


Fig. 8. **Dünnschliff durch Manganositerz.** Oben links Strukturtypus **GM 1** (netzförmig durchaderter Manganosit) mit idiomorphem Rand gegen den rechts liegenden Typus **GM 2**. Unten beide Typen karbonatisiert. Schliff Nr. 381, 34fach vergrößert.

Der Manganosit kommt meistens in sehr feinkörnigen, fast monomineralischen Aggregaten vor. Sie bauen bis 2 cm große Knollen auf, welche eine charakteristische Struktur besitzen, indem ein Netz zahlreicher feiner Rißchen — die teilweise mit Karbonat ausgefüllt sind — das ganze Aggregat durchzieht (Fig. 8, oben links).

Die künstliche Darstellung von MnO erfolgt häufig durch Brennen von reinem Mangankarbonat, wobei schon bei 100° eine merkliche Dissoziation stattfindet. Auch für das Vorkommen von Långban (B. Mason [83], S. 130) wird eine solche Entstehung angenommen. Eine ähnliche Entstehung könnte auch hier in Erwägung gezogen werden. Berechnet man nämlich aus dem spezifischen Gewicht von Manganoxyd und Mangankarbonat das Volumen von MnO, das beim Brennprozeß aus $MnCO_3$ entsteht, so findet man, daß sich die Volumen von Karbonat und Oxyd wie 1 : 0,73 verhalten. Das Volumen unserer Manganositknollen verhält sich zu demjenigen des darin befindlichen reinen MnO wie 1 : 0,7 (geschätzter Wert), weshalb mit Recht vermutet werden kann, daß die Entstehung aus Karbonat vorliege. Die netzförmigen Risse können beim Brennen sehr wohl entstehen. Auch die Dissoziation von $Mn(OH)_2$ kann eine Manganositbildung zur Folge haben. Es sind jedoch keine struktutrellen Beziehungen zwischen Manganosit und Pyrochroit zu finden, hingegen ist Manganosit oft mit älterem Rhodochrosit vergesellschaftet, was für die oben vermutete Entstehungsweise spricht.

Seltener treten in Mangankarbonat eingeschlossene feinste Manganositkörnchen auf, die nur wenige μ groß sind. In vielen Fällen liegen im gleichen Karbonatkriställchen auch Hausmannitkörnchen. Es können aber auch größere, etwa 0,1—0,3 mm große Manganositkristalle gefunden werden, die idiomorph sind und die Form (100), vielleicht auch noch (111) und (110) aufweisen. Der größte Teil der Manganositkristalle enthält eine Karbonatzone (s. Fig. 8 oben rechts). Im Zentrum weisen die Kristalle immer einen xenomorphen MnO-Kern auf, der von einer intragranularen Interposition aus Mangankarbonat umhüllt ist. Zuäußerst liegt schließlich wieder MnO, das den idiomorphen Rand

aufbaut. Die Kristalle sind ihrerseits in Karbonat eingebettet. Der Kern ist von sehr unterschiedlicher Größe; dagegen ist die Karbonatzone und der Manganositrand bei allen Kristallen ungefähr gleich breit. Es liegt daher nahe, die Entstehung der merkwürdigen Zonarstruktur aller Manganositkristalle auf analoge Vorgänge zurückzuführen. Die größeren Manganositmassen weisen ebenfalls einen solchen idiomorph-polygonalen MnO-Rand mit darunterliegender Karbonatzone auf, der im gleichen Prozeß gebildet worden sein muß (Fig. 8, Mitte oben).

Die hypidiomorphen Manganositskelettkristalle zeigen, daß zum mindesten der idiomorphe Kristallrand durch eine primäre Ausscheidung erfolgt sein kann. Eine nachträgliche Entstehung durch Erhitzung eines schon vorhandenen Minerals (z. B. Karbonat) kommt für die idiomorphe Randzone weniger in Frage, da die Gestalt der Manganositkristallränder am besten durch eine Auskristallisation aus wässeriger Lösung erklärbar ist. Immerhin ist es auch denkbar, daß bei geeigneten Diffusionsmöglichkeiten die thermische Dissoziation von $MnCO_3$ eine Entwicklung von idiomorphen Kristallen zur Folge hat. Man kann bei der Berücksichtigung aller Struktureigentümlichkeiten folgende Genese der zonaren Manganositkristalle rekonstruieren: ein anfänglich vorhandenes und relativ freiliegendes Mangankarbonatstück wurde thermisch in MnO übergeführt und zerfiel dabei in kleine Teilstücke. Diese blieben zentral im umgewandelten Erzstück zusammenhängend und ergaben die netzförmig struierten Massen. Randlich fiel aber die Manganositmasse auseinander. Durch eine erneute Karbonatausscheidung bildete sich hierauf um die größeren MnO-Knollen und die isolierten kleinen Teilkörperchen ein Karbonatrand. Dieser ist heute als Zone erhalten geblieben. Danach müssen idiomorphe Ränder entstanden sein, und zwar entweder durch erneute Dissoziation eines Teiles des soeben gebildeten $MnCO_3$-Randes, oder durch direkte Kristallisation von MnO aus wässerigen Lösungen. In beiden Fällen müßte zuletzt noch eine weitere Karbonatausscheidung stattgefunden haben, welche alle Teile fest verkittete.

Die chemische Zusammensetzung des Manganosites konnte auf chemischem Wege nicht überprüft werden, da dieses Material viel zu innig mit Karbonat vermengt ist. Röntgenogramme an ganz frischem Material lassen eine Kantenlänge des Elementarwürfels von 4,44 Å errechnen. Für reines MnO wird 4,435 Å angegeben (Mason **[83]**). Da ein allfälliger FeO-Gehalt die Kantenlänge merklich herabsetzen müßte, darf unsere Probe als weitgehend chemisch rein angesehen werden.

b) Hausmannit, Mn_3O_4.

Dieses Manganoxyd ist das wichtigste Manganmineral des Gonzenlagers. Es bildet Knollen und größere unregelmäßige Massen, die stets in Mangankarbonat eingebettet sind.

Im Dünnschliff ist Hausmannit opak; sehr dünne Schliffe sind blutrot durchscheinend. Unter dem Erzmikroskop ist die Reflexfarbe deutlich bräunlich, der Pleochroismus nur an den Korngrenzen erkennbar und die Anisotropie-Effekte bei gekreuzten Nicols stark ausgeprägt. Der „moiréartige Schimmer", den Schneiderhöhn **[113]** beschreibt, konnte nicht festgestellt werden. Die Innenreflexe sind blutrot, die roten Grenzflächenreflexe denjenigen von Hämatit sehr ähnlich, aber etwas satter gefärbt.

Der Hausmannit ist meistens ziemlich grobkörnig. Die Körner können bis 2 mm Durchmesser haben. Gefüge mit einem mittleren Korndurchmesser von 1 mm sind nicht selten. Fast alle Körner sind polysynthetisch verzwillingt, wobei im gleichen Korn meistens mehrere Systeme von Zwillingslamellen nach (101) vorhanden sind. Die Lamellendicke wechselt im gleichen Individuum sehr stark. Die Lamellierung ist infolge der Härteunterschiede der verschieden gerichteten Lamellen häufig schon am Relief in Anschliffen erkennbar. Erzpartien, welche aus reinem Hausmannit aufgebaut sind, weisen ein mosaikartiges Gefüge auf, in welchem die Einzelkörner isometrisch begrenzt sind. Manchmal sind die Körner auch zackig oder rundlich lappig verzahnt. Bei zackiger Grenzlinie liegt jedes gerade Grenzlinienstück parallel zu einer Zwillingslamellenrichtung. Die Lamellen entstanden demzufolge schon bei der Kornbildung. Die Verzahnung der Körner zeigt, daß stellenweise ein starkes Kanten- und Spitzenwachstum stattfand, daß also offenbar die Kristallisation ziemlich rasch erfolgte.

Eine ähnliche zackige Verzahnung findet sich auch am Rande von Hausmannitknollen mit Karbonaten. Die randlichen Hausmannitkörner sind dabei sogar oft „schriftgranitisch" mit Karbonat verwachsen. Im Innern der Hausmannitknollen sind jeweils isolierte Karbonateinschlüsse vorhanden,

die felderförmig gleich orientiert sind. Etwas weiter außen muß man eher von Hausmannitinterpositionen in Karbonat sprechen, wobei die Hausmannitpartikelchen geradlinig begrenzt und felderweise gleich orientiert sind. Ferner kommt Mn_3O_4 oft als kleinste Körnchen im Karbonat eingeschlossen vor. Solche Dispersionserze sind makroskopisch, manchmal auch mikroskopisch braun gefärbt. Man muß aus diesen Verhältnissen schließen, daß aus Lösungen zuerst Hausmannit ausgeschieden wurde, dann in zunehmendem Maße eine Karbonatkristallisation stattfand, wodurch die Implikationsgefüge entstanden. Im gleichen Maße, wie die karbonatische Ausscheidung zunahm, nahm die oxydische ab. Dort, wo der Hausmannit als kleine Körnchen vorliegt, war die Oxydausscheidung offenbar erst gerade über das Keimstadium hinausgelangt, als die starke Karbonatausscheidung einsetzte und die schon ausgefällten Hausmannitkörnchen in sich einschloß.

Auch die reinsten Hausmannitmassen enthalten immer gewisse Mengen Karbonate, Chlorite, Baryt usw. Es konnte daher keine Analyse von chemisch reinem Hausmannit ausgeführt werden. Ein nahezu reines Hausmanniterz wurde auf die Anwesenheit von Zink und Vanadium geprüft.[3]) Von diesen beiden Metallen sind keine merklichen Spuren vorhanden.

Die Auswertungen einer DEBYE-SCHERRER-Röntgenaufnahme von grobkristallinem Hausmannit und diejenige einer zweiten Pulveraufnahme von Karbonat-Hausmanniterz ergaben, daß die Röntgenperioden des Gonzen-Hausmannites völlig mit denjenigen von chemisch reinem Mn_3O_4 übereinstimmen (HANAWALT **[46]**). Unser Hausmannit darf daher als weitgehend chemisch rein betrachtet werden.

c) Psilomelan, vorwiegend MnO_2.

Unter dem Namen „Psilomelan" werden hier alle Mineralien zusammengefaßt, die nach dem erzmikroskopischen Befund in die von SCHNEIDERHÖHN und RAMDOR **[113]** aufgestellte und so benannte Mineralgruppe gehören. Da diese Mineralien stets nur in geringen Mengen auftreten und stark mit andern Mineralien vermengt sind, konnte auf röntgenometrischem Wege nicht ermittelt werden, ob es sich dabei um Pyrolusit oder um andere Oxyde, vielleicht teilweise auch um Hydroxyde handelt. Auch die chemische Analysenmethode konnte nicht angewandt werden.

Erzmikroskopisch kann man auch am Gonzenmaterial drei verschiedene Psilomelankomponenten unterscheiden. Die Komponente 1 ist relativ grobkristallin und kann idiomorphe, tafelige bis 30 μ große Kriställchen bilden, die meist körnige Aggregate aufbauen. Das Reflexionsvermögen ist etwas höher als bei Hausmannit, die Reflexfarbe weiß bis schwach gelblich. In Luft ist ein deutlicher, in Öl ein starker Pleochroismus vorhanden. Die Anisotropie-Effekte bei gekreuzten Nicols sind stark, wobei blaugraue bis rein graue Farbtöne auftreten. Diese erste Psilomelankomponente kommt nur zusammen mit der zweiten vor, und zwar lediglich als Neubildung in der Oxydationszone, wo sie aderartige oder krustige Bildungen aufbaut. (Wegen der blauschillernden Farbe wird dieser Psilomelan von den Bergleuten als „Blau-Mangan" bezeichnet.)

Die Komponente 2 ist weitaus die häufigste. Sie baut sehr feinkörnige oder filzige Aggregate auf, deren Einzelkörnchen einen Durchmesser von 10 μ oder weniger aufweisen. Von den deutlich mikrokristallinen Psilomelanen sind alle Übergänge zu statistisch isotropem Psilomelan vorhanden. Der letztere ist offenbar das von ORCEL **[98, S. 164]** als Psilomelan i. e. S. bezeichnete Mineral. Die erzmikroskopischen Eigenschaften sind folgende: das Reflexionsvermögen ist deutlich niedriger als bei Hausmannit und wird in Öl stark herabgesetzt. Faserige und körnige Gemenge sind deutlich pleochroitisch, wobei parallel zur Faserachse das R. V. am größten ist. Die Anisotropie-Effekte sind bei $\times$Nicols deutlich ausgeprägt, aber ohne Farbwechsel. Die von THIEL **[131, S. 115]** angegebenen

[3]) Zinkprüfung: Die von Si, Fe, Al befreite Analysenlösung wurde zur Vertreibung von H_2S mehrmals eingedampft. Schließlich wurde die HCl-saure Lösung mit Na_2CO_3 bis zu schwach saurem Charakter neutralisiert. Nach der Zugabe von wenig $HgCl_2$ wurde auf 70° erwärmt und bis zum völligen Erkalten H_2S durchgeleitet. Der auf ein Filter gebrachte Rückstand wurde hierauf im Pt-Tiegel ohne Glut verascht und damit Hg vertrieben. Es blieb kein weißes Zinksulfid zurück. Auf Vanadium wurde geprüft, indem durch die siedende Analysenlösung während 10 Minuten SO_3 geleitet wurde. Dabei entwickelte sich kein blaues $V_2O_4VO(OH)_2$.

Ätzmethoden sind nicht für alle Korngrößen gleich gut anwendbar, da oft bei feinkörnigem Gefüge ein Effekt vorhanden ist, der bei grobkörnigem fehlt. Diese Methoden sind daher für diagnostische Zwecke nicht brauchbar. Die Farbe der Innenreflexe und Grenzflächenreflexe ist dunkelbraun.

Die zweite Komponente kommt außer in der Oxydationszone sehr häufig zusammen mit Hausmannit und Karbonat in frischen Erzen vor. Im Hausmannit bildet sie Adern oder staubartig eingesprengte Einschlüsse, randlich zwischen Hausmannit und Karbonat manchmal krustenartige Überzüge. Auch sind häufig feine Psilomelan-2-Partikelchen in Karbonat eingeschlossen, die es dunkelbraun verfärben.

Die Komponente 3 ist sehr feinkörnig und extrem stark pleochroitisch. Das Reflexionsvermögen ist gering, die Anisotropie-Effekte bei $\times$Nicols äußerst lebhaft. Dieses Mineral wurde nur selten mit Psilomelan-2 zusammen gefunden, und zwar in Äderchen, welche Manganosit durchsetzen.

In der Literatur [z. B. Oberholzer, **95**] wird als weiteres Manganoxyd des Gonzen eigentlicher Pyrolusit angegeben. Trotzdem alle Abbaufelder daraufhin untersucht wurden, konnte ich dieses Mineral weder makroskopisch noch mikroskopisch nachweisen. Vielleicht liegt eine Verwechslung mit dem nadeligen Hämatit vor, der immer in der Nähe der Manganerze vorkommt.

d) Die Beziehungen zwischen Manganosit, Hausmannit und Psilomelan.

Die Manganerze enthalten meistens mehr als nur eines dieser Oxyde. Es fragt sich daher, ob irgendwelche Beziehungen zwischen Hausmannit und Manganosit bestehen. Abgesehen von der auf Seite 20 beschriebenen rezenten Verdrängung von Manganosit durch Hausmannit an der Luft, deutet nirgends eine Struktureigentümlichkeit auf Umwandlungen hin, welche das eine Oxyd in das andere übergeführt haben könnten.

Manganosit kommt immer deutlich getrennt von Hausmannit in Karbonaten eingebettet vor. In seiner Nähe können allerdings auch Hausmannitknollen liegen. Die Kristallisation von Hausmannit ging sicher in wässerigen Lösungen vor sich, da nur so die Interpositionen von Hausmannit und Karbonat gebildet werden konnten. Anderseits ist es sehr wahrscheinlich, daß sich der Manganosit größtenteils bei einer Dissoziation von Mangan-Karbonat gebildet hat. Nur die idiomorphen MnO-Ränder sind vielleicht aus Lösungen abgesetzt worden. Man kann nirgends Hausmanniterze finden, welche die typische Netzstruktur oder die Struktur der zonaren Kristalle auch nur reliktisch zeigen würden. Somit sind strukturell keine Gründe dafür vorhanden, daß Hausmannit aus Manganosit hervorgegangen ist. Die Umwandlung von MnO in $MnO_{1,2} + Mn_3O_4$ scheint nur eine rezente Oxydation zu sein, die bei der Erzbildung keine Rolle spielte. Die vorhandenen Hausmannit-Karbonat-Interpositionen sprechen dafür, daß die Hausmanniterze primär ausgeschieden wurden. Anderseits sind auch keine Beobachtungen vorhanden, die für eine Entstehung des Manganosites aus Hausmannit durch Reduktion sprechen.

Zwischen Hausmannit und Psilomelan besteht eine eindeutige Beziehung, indem Psilomelan sehr häufig Hausmannit verdrängt. Die Hausmanniterze sind fast immer von Karbonatadern durchzogen und dort, wo die Karbonate an Hausmannit grenzen, umrahmt häufig ein Psilomelanrand den Hausmannit. Es können auch vom Karbonat aus Psilomelanäderchen längs den Korngrenzen in das Hausmannitgefüge eindringen, wobei oft einzelne Hausmannitzwillingslamellen weiterhinein verdrängt sind als andere. Isolierte, in Karbonat eingebettete Hausmannitkörner sind oft gänzlich zu Psilomelan oxydiert. Dabei tritt häufig eine Reliktstruktur auf, indem die Zwillingslamellen abgebildet sind. Da das Psilomelanvorkommen auf den Rand der Hausmannitknollen beschränkt ist, muß es mit der Bildung der Karbonatschlieren in Zusammenhang stehen. Das Karbonat ist nicht selten feinschichtig an den Psilomelanrand angelagert. Dies deutet darauf hin, daß Lösungen, welche die Oxydation des Hausmannites bewirkt haben, in den Adern zirkulierten. Die Ausscheidung von Karbonat hat diese Oxydation dann offenbar zum Abschluß gebracht.

Zwischen Manganosit und Psilomelan konnten keine sicheren Beziehungen festgestellt werden.

3. Eisen- und Manganhydroxyde.

a) Eisenhydroxyde.

Bei der Beschreibung des strahligen Hämatites (S. 15) wurde die Vermutung ausgesprochen, daß es sich um Pseudomorphosen nach Nadeleisenerz handeln könnte. In den Hämatit- und Magnetiterzen sind nirgends Eisenhydroxyde vorhanden. Ganz ausnahmsweise kommen aber im Eisenerz innerhalb von kugeligen Karbonatsphärolithen strahlig angeordnete feinste Nädelchen und Schüppchen vor, die aus Eisenhydroxyden bestehen könnten. Die Figur 21 auf Seite 57 zeigt solche Sphärolithe. Alle gröberen Partikelchen in den Sphärolithen sind erzmikroskopisch als Hämatit identifizierbar. Karbonat-Sphärolithe, welche nur Hämatit enthalten, sind bei schwachen Vergrößerungen rot gefärbt. Es gibt nun aber auch orangerot oder gelblich gefärbte Kügelchen, in welchen die dispergierten Partikelchen extrem feinkörnig sind. Da Hämatit auch bei feinster Dispersion immer rote Farbtöne erzeugt, ist es möglich, daß hier Eisenhydroxyde vorliegen. Die Mikroanalyse zeigt, daß es sich um Eisenverbindungen handeln muß, keinesfalls um Manganverbindungen. Röntgenometrisch konnte kein Resultat erhalten werden, da nur die Karbonatlinien genügende Intensität haben.

Es ist auffallend, daß beim nadeligen Hämatit vermutlich ehemaliges Nadeleisenerz vorliegt, und daß auch bei diesen strahlig-sphärolithischen Gebilden wiederum auf die allfällige Anwesenheit von Eisenhydroxyden geschlossen werden kann. Immer dann, wenn strahlige Hämatitbildungen zugegen sind, treten also Anzeichen einer ehemaligen — z. T. auch noch heutigen — Hydroxydanwesenheit auf.

Limonit kommt überall vor, wo rezente Verwitterungsvorgänge stattfinden. Er findet sich aber im allgemeinen nur dort, wo Pyrit oder eisenhaltige Karbonate verwittern. Hämatit und Magnetit sind sehr wetterbeständig und auch an Ausbissen des Erzlagers oft vollständig frisch. Die bei den Verwitterungserscheinungen auftretenden Eisenhydroxyde bestimmte ich nicht genauer. Es muß aber nochmals betont werden, daß in frischen Erzen keine Eisenhydroxyde mit Sicherheit nachgewiesen werden konnten.

b) Manganhydroxyde.

Pyrochroit, $Mn(OH)_2$.

In Klüften, welche die Manganerze, besonders die Hausmannitmassen, durchsetzen, kommen ziemlich häufig blätterige Pyrochroitaggregate vor, deren Blätter fast immer parallel zur Kluftwandung stehen. Die Kristalle können einen Durchmesser bis zu 1,5 cm erreichen und bis 2 mm dick sein. In frischem Zustande ist Pyrochroit farblos mit muskowitartigem Glanz. Frische Kristalle sind im Lichte der Grubenlampen violett durchscheinend. An der Luft wird Pyrochroit in wenigen Wochen schwarz und undurchsichtig; die schwarz gewordenen Blätter verlieren nach ein bis zwei Jahren ihren Glanz.

Im Dünnschliff ist der frische Pyrochroit farblos und durchsichtig. Der optische Charakter (einachsig negativ) und die Brechungsindizes ($\varepsilon = 1{,}681$, $\omega = 1{,}723$) stimmen mit den von J. Orcel und St. Pavlovitch **[98]** gefundenen Werten überein. Schwarzer Pyrochroit ist auch im Dünnschliff opak. Er verdrängt das farblose Mineral von Spaltrissen und von der Oberfläche her, wobei die Verdrängungszone oft deutlich geschichtet ist. Unter dem Erzmikroskop hat das frische Mineral ein geringes Reflexionsvermögen, ist schwach reflexpleochroitisch und weist bei gekreuzten Nicols schwache Anisotropie-Effekte auf. Das schwarze Mineral ist hingegen viel höher reflektierend und hat einen bräunlichen Reflexton. In der Luft ist ein schwacher Reflexpleochroismus erkennbar, der durch Öl merklich verstärkt wird. Bei $\times N$ sind Anisotropie-Effekte vorhanden, die aber durch rote Innenreflexe stark überdeckt werden. Ganz ähnliche Beobachtungen hat Orcel **[98]** gemacht.

Die Umwandlung des farblosen Pyrochroites in die schwarze Varietät wurde röntgenographisch verfolgt. Dabei zeigte es sich, daß farbloser und makroskopisch schon völlig schwarzer Pyrochroit (nach zwei Monate dauernder Oxydation an der Luft bei Zimmertemperatur) identische Pulverdiagramme

liefern. Das Gitter erfährt also zunächst keine nachweisbare Änderung. Erst nach neun Monaten treten die stärksten Linien von Mn_3O_4 auf. Diese werden in der Folge immer intensiver. Schon A. Simon [117] wies durch röntgenometrische Untersuchungen nach, daß $Mn(OH)_2$ an der Luft oxydiert wird, wobei bei einem geringen O-Überschuß noch das Pyrochroitgitter vorhanden ist. Er stellte hingegen die Mn_3O_4-Bildung erst nach drei Jahren fest.

Die Schwärzung des Pyrochroites beruht also auf einer Hausmannitbildung, die sehr feindispers und in den Anfangsstadien auch röntgenographisch nicht nachweisbar ist. Gleichzeitig findet aber auch eine Ausweitung des Pyrochroitgitters statt, wahrscheinlich zufolge Sauerstoffaufnahme. Frischer, farbloser Pyrochroit vom Gonzen hat die Elementarkantenlänge a = 3,28 Å, c = 4,65 Å. (Reines Manganhydroxyd a=3,34 Å, c=4,65 Å.) Nach neun Monaten wurden am gleichen Material die Werte a=3,30 Å und c=4,72 Å gefunden. Die Hausmannitbildung bewirkt das Opakwerden, den höheren Reflexwert und die übrigen hausmannitartigen, erzmikroskopischen Eigenschaften des Pyrochroites. Die Vermutung von Aminoff [2], daß die Schwärzung des Pyrochroites auf einer Manganitbildung beruhe, ist also zum mindesten beim Gonzenpyrochroit nicht zutreffend.

Auch beim Erhitzen an der Luft wandelt sich Pyrochroit in Hausmannit um. Die Gewichtsabnahme im Verlaufe einer sukzessiven Erhitzung wurde gravimetrisch verfolgt und gleichzeitig eine röntgenographische Untersuchung der auftretenden Umwandlungsprodukte durchgeführt. In Figur 9 a sind die Resultate festgehalten, und zwar sind die mit Pulveraufnahmen nachgewiesenen Kristallarten bei der betreffenden Temperatur eingeschrieben. Die Substanz wurde jeweils bis zur Gewichtskonstanz auf der betreffenden Temperatur gehalten (meist 3—6 Stunden). Pyrochroit wandelt sich beim Erhitzen zunächst in fehlgeordneten Hausmannit, dann in das zwischen 500° und 600° C stabile β-Mn_2O_3 um. Die Entwässerung ist erst bei 500° abgeschlossen. Zwischen 600° und 650° geht β-Mn_2O_3 in Hausmannit über. Interessant ist, daß die Entwässerung des Pyrochroites über ein großes Temperaturintervall vor sich geht, wobei sich als Zwischenprodukte Mn_3O_4 und β-Mn_2O_3 bilden.

Von frischem, nur schwach bräunlichem Material wurde eine chemische Analyse hergestellt:

Tabelle 2.

Analyse Nr. 1. Frischer, schwach bräunlicher Pyrochroit vom Gonzen.

		Gewichtsprozente	Molekularwerte	
Al_2O_3		0,00	0,00	
FeO		0,49	0,68	
MnO		78,49	110,66	117,64
CaO		0,93	1,66	
MgO		1,87	4,64	
H_2O	$+105^0$	18,14	100,69	
H_2O	-105^0	0,59	3.28	103,97
		100,51		

Analytiker: W. Epprecht.

Elementarzelle: a=3,28 Å, c=4,65 Å.

Der gegenüber dem theoretischen Wert etwas zu geringe H_2O-Gehalt (für reines $Mn(OH)_2$= 20,23%) und der etwas zu hohe Metalloxydgehalt lassen auf eine teilweise Oxydation bzw. Entwässerung schließen. Der Gehalt an MgO und CaO stimmt mit den von Doelter [18] zusammengestellten Pyrochroitanalysen insofern überein, als auch dort immer MgO gegenüber CaO in der Vormacht ist.

Außer auf Klüften konnte Pyrochroit nicht gefunden werden. Im Erz sind keine strukturellen Anhaltspunkte vorhanden, die auf ein früheres Vorhandensein von Manganhydroxyd schließen lassen würden. Die Bildung von Hausmannit aus Pyrochroit ist ein rezenter Vorgang, der bei der Entstehung der großen Hausmannitmassen nicht im Spiele war.

Wiserit.

D. F. Wiser [141] beschreibt als erster im Jahre 1842 das Vorkommen eines faserigen Minerales, das auf Klüften in den Hausmanniterzen des Gonzen vorkommt. Die von ihm gesammelten und

beschriebenen Exemplare sind wahrscheinlich die einzigen, die vor unseren Untersuchungen in öffentliche Sammlungen gelangten. W. Haidinger **[44]** veröffentlichte anschließend einige Angaben über diese Exemplare und sagte, daß es sich um „ein wasserhaltiges, kohlensaures Manganmineral" handle. Schließlich gibt A. Kenngott **[71** und **72]** eine Beschreibung des von nun an Wiserit genannten Minerales und fügt bei: „Es liegt die Wahrscheinlichkeit nahe, daß der Wiserit sich zum Pyrochroit verhält, wie der faserige Brucit (Nemalith) zu dem blätterigen. Der Gehalt an Kohlensäure ist wie beim Brucit die Folge beginnender Umwandlung durch Aufnahme von Kohlensäure." Auf diesen Worten beruhen offensichtlich alle späteren Literaturangaben über Wiserit. Insbesondere übernahm C. Hintze **[55]** diese Ansicht in seinem „Handbuch der Mineralogie". Damit wurde der Wiserit nicht mehr als eigene Mineralspezies betrachtet, so daß man in der neueren Literatur nur noch den Hinweis findet, es handle sich um eine Abart von Pyrochroit. Das in den letzten Jahren neu gesammelte Material erlaubte es nun, eine eingehendere Untersuchung des Wiserites vorzunehmen, was um so notwendiger war, als seit Kenngott keine neuen Untersuchungen mehr an diesem Mineral ausgeführt wurden.

Wiserit bildet faserige, asbestartige Massen, die meistens nur als dünne Lagen in Klüften auf Hausmannit, Pyrochroit oder Rhodochrosit aufgewachsen sind. Stellenweise kommen aber bis 2 cm dicke Wiseritnester vor. Die einzelnen Fasern sind sehr dünn und elastisch biegsam. Sie sind seidenglänzend, bräunlich bis hellrötlich oder fast weiß. An der Luft wird das Mineral nach einigen Jahren dunkler; es gibt aber auch Exemplare (von Wiser gesammelt), die seit hundert Jahren hell geblieben sind. Dicke Wiseritmassen sind meistens etwas gefältelt. Die Fasern sind optisch einachsig, negativ; $\varepsilon = 1{,}66-1{,}67$, ω um 1,74, $\omega-\varepsilon$ = etwa 0,07. Es ist ein schwacher Pleochroismus vorhanden: ε = hellgelborange, ω = farblos. Die Fasern von verschiedenen Fundpunkten sind nicht genau gleich hoch lichtbrechend.

Wiserit kommt sehr oft mit Pyrochroit zusammen vor, und zwar sind jeweils die Wiseritfasern parallel zur Basis der Pyrochroitblätter gelegt. In dieser Hinsicht verhält sich also Wiserit zum Pyrochroit wie der Nemalith zum Brucit (Hintze **[55]**, S. 2078). Er kann aber auch mit Rhodochrosit eng verwachsen sein, wobei jeweils um einen aus vielen Körnchen gebildeten stengeligen Rhodochrositkern eine Wiserithülle liegt. In einigen Klüften fanden sich derartige Bildungen, bei denen stellenweise der Wiserit herausgelöst war, so daß poröse, stengelige Rhodochrositaggregate gefunden wurden.

Zur Abklärung der chemischen Zusammensetzung des Wiserites wurde eine Analyse hergestellt. Sie lieferte die in Tabelle 3 enthaltenen Werte.

Tabelle 3.

Analyse Nr. 2. Wiserit vom Gonzen.

	Gew.-%	Molekularwerte		
Unlöslich	0,11			
Al_2O_3	0,00			
Fe_2O_3	0,13	0,08		
MgO	3,09	7,52		
CaO	0,00			
Mn_2O_3	64,23	40,69	94,60 (alles Mn als Mn^{II})	102,28
MnO	9,38	13.22		
Na_2O	0,00			
K_2O	0,00			
H_2O $+120^0$	16,17	92,70		98,81
H_2O -120^0	1,10	6,11		
CO_2	5,26	11,96		11,96
Cl	0,00			
SO_3	0,00			
	100,00			

Analytiker: J. Jakob.

Das Mineral ist in warmer, verdünnter Salzsäure leicht löslich unter Bildung einer dunkelbraunen Lösung, die sich nach Zugabe von etwas H_2O entfärbt. Dies läßt darauf schließen, daß wesentliche Mengen von dreiwertigem Mangan vorhanden sind. Alles Mangan wurde als MnO bestimmt, hierauf

das Analysenmanko als Sauerstoff in Rechnung gestellt, wodurch sich der angegebene Mn_2O_3-Wert errechnen ließ. Die Molekularwerte zeigen, daß der analysierte Wiserit sich auf keine einfache Formel bringen läßt. Nimmt man willkürlich an, daß alles Mangan als Mn^{II} zugegen sei, so kommt man der Formel $10\,MnO \cdot 9\,H_2O \cdot CO_2$ nahe. Man könnte aber unter andern Annahmen ebenfalls Näherungsformeln aufstellen. Magnesium scheint einen Teil des Mangans zu ersetzen. Es wurde nun zunächst vermutet, daß eine Art Hydroxykarbonat vorliege, ähnlich zusammengesetzt wie die Mineralien Pyroaurit, Stichtit usw. Der Vergleich der Pulveraufnahmen von Wiserit und Stichtit zeigte indessen, daß die Röntgenogramme so stark voneinander verschieden sind, daß keine engere Verwandtschaft in Frage kommen kann.

Auf die Analysenwerte 64,23% Mn_2O_3 und 9,38% MnO darf nicht allzugroßes Gewicht gelegt werden, da lediglich sichergestellt ist, daß 51,97 Gew.-% Mn anwesend sind, die beispielsweise auf die genannten Oxyde verteilt, in der dargestellten Weise die Analysensumme 100.00% ergeben. Es könnte aber auch vierwertiges Mangan zugegen sein. Nimmt man an, daß das Analysenmanko wirklich nur aus Sauerstoff besteht, so erhält man eine mittlere Oxydzusammensetzung von $MnO_{1.44}$, die somit zwischen Mn_3O_4 ($MnO_{1.33}$) und Mn_2O_3 ($MnO_{1.50}$) liegt. Da die Analysensumme jedoch kaum genau 100,00% beträgt, kann die mittlere Oxydation des Mangans im Wiserit auch etwas anders sein. Es wurde versucht, einfache Verhältnisse Mn:O zu finden, die zu einer Analysensumme von ungefähr 100% führen. Das nächstliegende Verhältnis ist in Mn_2O_3 verwirklicht, das einer Summe von 101,04 entspricht. Dieser Fall, bei dem also nur dreiwertiges Mangan vorhanden wäre, ist aber wegen seiner relativ großen Abweichung von 100% unwahrscheinlich. Man muß deshalb annehmen, daß kein sehr einfaches Verhältnis der verschiedenen Manganwertigkeitsstufen im Wiserit vorhanden ist.

Zur weiteren Abklärung der Konstitution des Wiserites wurde eine Reihe röntgenographischer Versuche ausgeführt: Zunächst wurden von drei verschiedenen Fasern Drehkristallaufnahmen hergestellt, und zwar unter Drehung der Fasern um die Faserachse. Alle drei Faserdiagramme zeigen Schichtlinien, die auf eine Identitätsperiode von 3,3 Å in der Faserachsenrichtung schließen lassen. Im übrigen sind aber die drei Faserdiagramme ziemlich stark verschieden, indem das eine deutliche Schichtlinien aufweist, die andern beiden dagegen nur eine undeutliche Aufspaltung der Schwärzungslinien zeigen. Die Interferenzpunkte auf der Äquatorlinie sind in allen drei Diagrammen ähnlich, wenn auch nicht genau gleich, und zwar sowohl in bezug auf die Lage als auf die Intensität der Reflexe. Der Versuch, die Interferenzlinien der Äquatorlinie zu indizieren, gelang bei keiner der drei Aufnahmen. Die Frage nach dem Aufbau der einzelnen Fasern, d. h. ob diese monokristallinen oder polykristallinen Charakter besitzen, ob im letzteren Fall die Einzelkristalle parallel verwachsen, gesetzmäßig orientiert oder statistisch wie die Elemente einer einfachen Faser angeordnet sind, ließ eine Goniometeraufnahme des Äquators des Faserdiagrammes entscheiden. Die darauf wahrnehmbaren, durchgehenden Interferenzlinien beweisen, daß die einzelne Faser vielkristallinen Aufbau nach Art der einfachen Faser besitzt. Da die Faser optisch einheitlich erscheint, können die Einzelkristalle nur submikroskopische Abmessungen erreichen.

Die Pulveraufnahme von Wiserit weist sehr viele Interferenzlinien von ihm ganzen mäßiger Intensität auf (siehe Fig. 9 c), deren Indizierung nicht sicher gelang. Das Aussehen des Diagrammes ließ eher vermuten, daß der Wiserit ein Gemisch verschiedener Mineralarten darstellt. Es wurde deshalb versucht, das Wiseritdiagramm als Überlagerung der Interferenzsysteme mehrerer in Frage kommender Mineralarten zu deuten, wobei indessen weder eindeutige Pyrochroitlinien noch Mangankarbonatlinien gefunden werden konnten. Ebensowenig gelang es, einzelne Interferenzlinien der Oxyde MnO, Mn_3O_4, Mn_2O_3, MnO_2 und von Psilomelan nachzuweisen. Auch die Linien von Manganit und der von Feitknecht **[29]** untersuchten Verbindungen α-MnOOH, β-MnOOH, Hydrohausmannit sind im Pulverdiagramm von Wiserit nicht nachzuweisen. Es kann also kein Gemisch einiger der erwähnten Verbindungen vorliegen. Daß auch keine Verwandtschaft zu den Hydroxykarbonaten (z. B. Stichtit) besteht, wurde bereits oben erwähnt. Vor allem zeigten die Untersuchungen eindeutig, daß Wiserit kein faseriger Pyrochroit ist, so daß die Literaturangaben, welche besagen, daß sich Wiserit zu Pyrochroit verhalte wie Nemalith zu Brucit, nicht zutreffen können. Ob aber Wiserit eine selbständige, in sich etwas variable Mineralart ist, oder ob es sich um ein Gemisch von mehreren Mineralarten handelt, konnte an Hand dieser Versuche noch nicht entschieden werden (Fig. 9 c).

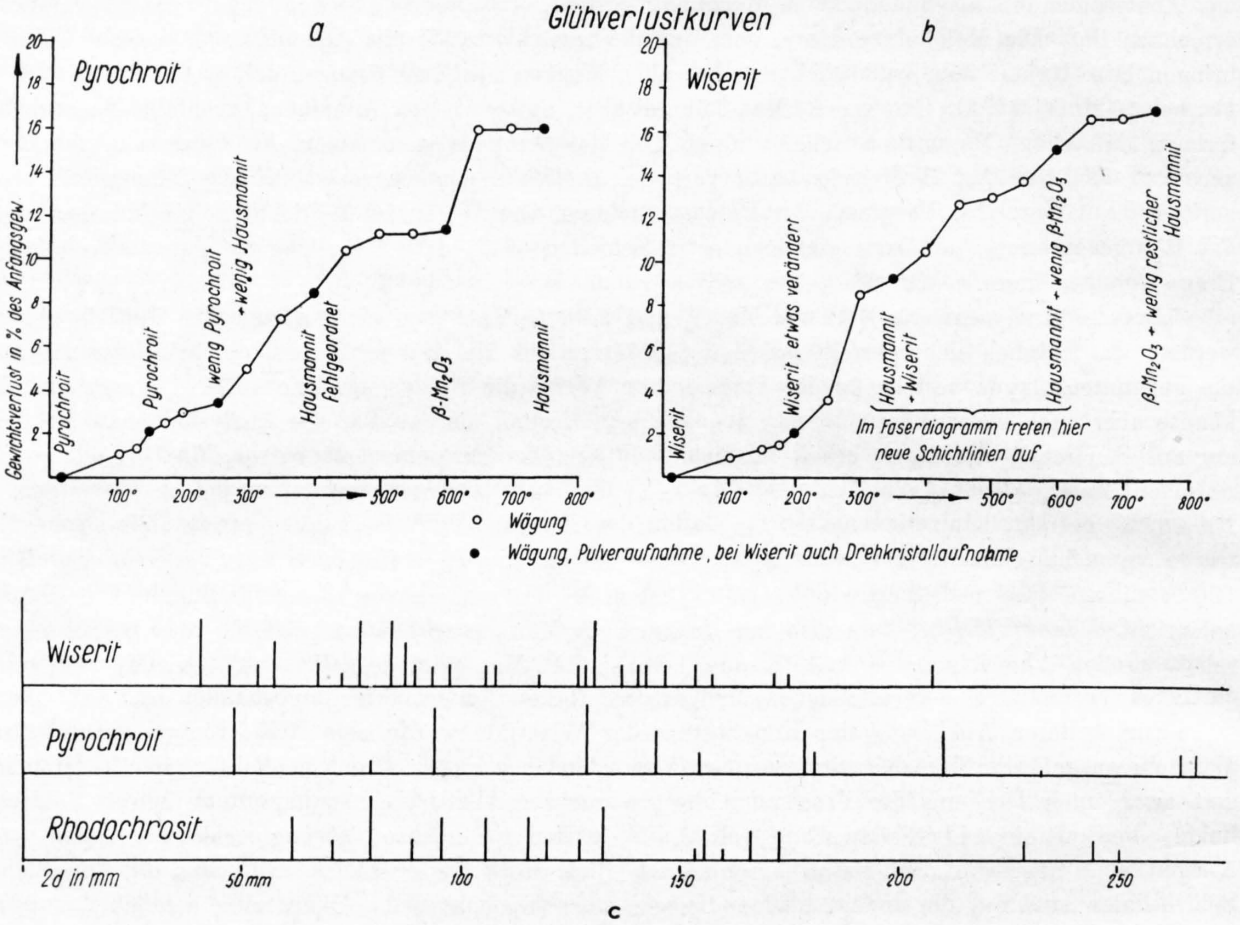


Fig. 9.

a), b) Glühverlustkurven von Pyrochroit und Wiserit.
c) Pulverdiagramme von Wiserit, Pyrochroit und Rhodochrosit. Intensitäten geschätzt. Kameradurchmesser 57,3 mm. Fe-K-Strahlung.

Die Entwässerung von Wiserit wurde analog zum Pyrochroit gravimetrisch und röntgenographisch verfolgt (Fig. 9 b). Die dargestellte Kurve ist keine reine Entwässerungskurve, da bei der Erhitzung zugleich Oxydadionsvorgänge mitspielen. Die Hauptentwässerung beginnt bei etwa 175° C und dauert bis gegen 650° an. Bei 300° und 450° sind zwei deutliche Verflachungen in der Kurve vorhanden, die wahrscheinlich durch eine Sauerstoffaufnahme bedingt werden, indem bei 300° Hausmannit auftritt, bei 450° dieser dann zum größten Teil in β-Mn_2O_3 übergeht. Die Bildung von β-Mn_2O_3 aus Hausmannit, besonders bei feinster Verteilung, ist in diesem Temperaturbereiche schon lange bekannt (Gmelin-Kraut **[37]**). Die Entwässerung muß im Wiserit einen tiefgreifenden Gitterumbau bewirken, denn bereits bei 200° sind die Interferenzbilder, sowohl des Pulvers als auch der Faser, stark verschieden von denjenigen, welche bei Zimmertemperatur erhalten werden. Das Wasser, das sich zwischen 200° und 300° verflüchtigt, spielt möglicherweise die Rolle von Kristallwasser, während das erst bei höherer Temperatur entweichende H_2O stärker gebunden sein muß. Bei 350° und 600° ist im Faserdiagramm das Schichtlinienbild des Wiserites nur noch undeutlich zu erkennen. Dagegen treten neue Schichtlinien auf, deren Abstand einer Identitätsperiode von 6,5 Å in der Faserrichtung entspricht. Die Identitätsperiode stimmt nicht mit einer Kantenlänge der Elementarzellen der beiden neugebildeten Oxyde Mn_3O_4 und Mn_2O_3 überein, sie ist aber ziemlich genau doppelt so groß wie die entsprechende Größe beim normalen Wiserit. Es könnte sich daher um Interferenzen einer niedrigeren Hydratstufe von Wiserit handeln.

Im Laufe der schrittweisen Erhitzung blieb die helle Farbe der Fasern bis gegen 200° erhalten; hernach begannen sie sich langsam zu schwärzen. Die Hausmannitbildung ist also an der Verfärbung

zu erkennen. Bei 300° waren die Fasern schon völlig schwarz, im übrigen aber noch fest, wenn auch nicht mehr elastisch biegsam. Bei stärkerer Erhitzung wurden sie schließlich sehr spröde. Die bei 750° im Faserdiagramm auftretenden Interferenzringe zeigen, daß das entstandene Mn_2O_3 innerhalb der Faser nicht geregelt ist.

Vergleicht man die Gewichtsverlustkurven von Pyrochroit und Wiserit, so zeigt es sich, daß bei beiden Mineralarten die Erhitzung zunächst zur Bildung von Mn_3O_4 Anlaß gibt, das hernach wieder zerfällt und in β-Mn_2O_3 übergeht. Bei beiden Mineralien erstreckt sich ferner die Entwässerung über ein großes Temperaturintervall. Sie führt bei Pyrochroit schon bei 500° zu reinem β-Mn_2O_3; im Wiserit sind jedoch bei 600° immer noch geringe Spuren von Wasser zugegen, und auch bei 750° ist noch kein einheitliches Oxyd entstanden. Alle diese Umstände deuten darauf hin, daß Wiserit im Gitterbau wesentlich vom Pyrochroit abweicht.

4. Quarz.

Quarz ist als Bestandteil der Eisenerze weit verbreitet, und zwar ist er häufiger in hochwertigen Eisenerzen als in solchem mit niedrigem Eisengehalt. In den Manganerzen ist er meistens nur spärlich vorhanden. In den das Erz querenden Klüften ist er eines der häufigsten Mineralien. In den Nebengesteinen des Erzkörpers, im unteren Quintnerkalk und im Plattenkalk, tritt er nur spärlich auf und zwar in kleinsten Körnchen.

Der am Aufbau der Erze beteiligte Quarz ist durchweg feinkörnig. Körnchen von 10—50 μ Durchmesser liegen einzeln oder gehäuft im Erz eingebettet, bauen aber auch oft Schlieren mit ziemlich gleichkörniger, mosaikartiger Struktur auf. Die Korngrenzen der Einzelkörnchen können in Anschliffen mit einer HF-Ätzung leicht sichtbar gemacht werden. Im Quarz der Eisenerze konnten nie Flüssigkeitseinschlüsse festgestellt werden. Dagegen sind feinste Eisenoxydpartikelchen, Chloritschüppchen oder Karbonateinschlüsse mit rundlichen oder auch rhomboedrischen Formen nicht selten zu finden. Es kommen bis 1 cm große Quarzschlieren und Knollen vor, die dicht von Hämatitschüppchen erfüllt sind. Da sie rot gefärbt sind, wurden sie in der Literatur als „Jaspis“ bezeichnet (Oberholzer [95]), obwohl sie keine faserige Kieselsäure enthalten. Die Knollen können aber auch grau oder grünlich sein, je nachdem, ob sie keine Einschlüsse oder Chlorit enthalten. Diese Schlieren und Knollen weisen sehr häufig gelartige Strukturen mit Schrumpfungsrissen auf, die bei der Erläuterung der Erzstrukturen (S. 55) eingehend behandelt werden, und zeigen, daß der im Erz enthaltene Quarz aus Kieselsäuregel entstanden sein muß. Vor der Quarzkristallisation konnten eisenhaltige Lösungen in die Kieselsäuregeltröpfchen eindringen und dort Eisenoxyde oder auch Silikate (Chlorite) ausscheiden. Die Ausfällung ging nach Art der Liesegangschen Phänomene rhythmisch vor sich. Ein schönes Beispiel dieser Art zeigt die Figur 10, auf welcher Hämatitringe in einem Quarzkorn zu sehen sind.

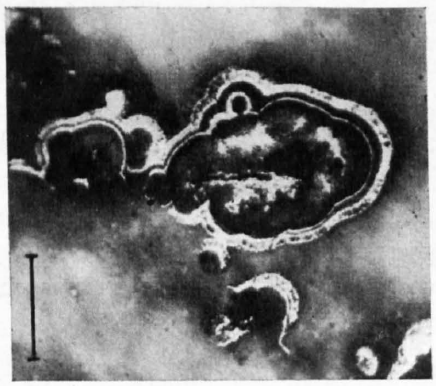


Fig. 10. **Quarzkorn** mit randlichen Hämatitringen, welche die ehemalige Gelnatur des Quarzes sichtbar machen; zentral im Quarzkorn unregelmäßig eingestreute Hämatitschüppchen. In Kalzit eingebettet. Anschliff, 260fach vergrößert. Der Strich unten links entspricht 0,05 mm.

Häufig sind die Eisenoxydkriställchen regellos im Quarz verteilt, besonders dann, wenn es sich um größere Quarzaggregate handelt (Fig. 16, S. 49).

Es konnte kein Chalzedon festgestellt werden. Alles SiO_2 liegt heute in Form von gewöhnlichem Quarz vor. Auch sind nirgends Strukturen vorhanden, die auf eine frühere Anwesenheit von faseriger Kieselsäure schließen lassen.

In den das Erz durchsetzenden Klüften ist Quarz meistens in idiomorphen Kristallen als eines der am frühesten auskristallisierten Mineralien vorhanden. Die c-Achsen der Kriställchen stehen meistens fast senkrecht zur Kluftwand. Die Kriställchen sind in der Regel gut idiomorph und kurz-

säulig, und zwar treten $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ und $\{01\bar{1}1\}$ auf. Nur selten besteht die Kluftfüllung fast ausschließlich aus Quarz, der dann stets extrem feinkörnig und milchig getrübt ist. Die Körnchen sind in diesem Falle xenomorph und lappig bis buchtig ineinander verzahnt. Die Trübung wird entweder durch feine Karbonateinschlüsse oder durch Gas-Flüssigkeitseinschlüsse bewirkt, die in Reihen parallel zur Kluftwandung angeordnet sind. Die Libellen der letzteren verschwinden, wenn man den Dünnschliff auf etwa 35° erhitzt. Wahrscheinlich handelt es sich um CO_2-Einschlüsse. Solche Zwei-Phasen-Einschlüsse sind übrigens auch in den größeren Kristallen nicht selten und treten dort manchmal mit Hämatitschüppchen zusammen auf.

In den kalkigen Nebengesteinen der Erzschicht kommen in der Nähe von Quarz-Chlorit-Karbonat-Klüften häufig bis 0,5 mm große Quarzporphyroblasten vor. Die kleineren sind meistens xenomorph und enthalten sehr viel kleine Einschlüsse, die dem Pigment des umgebenden Kalkes entsprechen. Die größeren, stets idiomorphen Porphyroblasten beherbergen zentral einen einschlußreichen Kern; randlich ist eine reine Quarzzone vorhanden. Die größten dieser Idioblasten liegen immer in der Kluftnähe. Solche Quarzporphyroblasten treten nur im unteren Quintnerkalk und in den untersten 3—5 m des Plattenkalkes auf.

5. Karbonate.

Entsprechend der unbeschränkten isomorphen Mischbarkeit der rhomboedrischen Karbonate: Kalzit, Dolomit, Rhodochrosit und Siderit, kommen in den Gonzenerzen fast nie die einfachen Endverbindungen vor. So besteht z. B. ein großer Teil der Manganerze aus einem Manganokalzit, der auch etwas Fe und Mg enthält.

Es kann nur an Hand röntgenographischer Methoden entschieden werden, ob reines Mn-, Mg-Ca-, Fe- oder Ca-Karbonat vorliegt. Eine Abtrennung für die chemische Analyse kommt wegen der Kleinheit der Körner und der starken Durchmischung mit andern Mineralien nicht in Frage. Eine approximative Methode besteht ferner in der Bestimmung der Brechungsindizes, die je nach dem Gehalt an Mg, Ca, Fe und Mn wechseln (Winchell **[140]**). Es ist aber nicht immer möglich, an Hand der Brechungsindizes die Zusammensetzung eindeutig zu ermitteln. Eine Kombination von Mikroanalyse und optischer Bestimmung von ω liefert indessen brauchbare Werte, sofern man nur über die ungefähre Zusammensetzung Auskunft haben will.

In den Klüften treten die Karbonate in reinerer Form auf. Obwohl die einfach zusammengesetzten Karbonate nur eine untergeordnete Rolle spielen, sollen zunächst sie und dann erst die wichtigeren Mischkarbonate besprochen werden.

a) Kalzit, $CaCO_3$.

Die Nebengesteine des Erzlagers, der Plattenkalk und der untere Quintnerkalk bestehen aus fast reinem Kalzit. Die Korngröße schwankt in ihnen zwischen etwa 15 μ und submikroskopischen Dimensionen. Die organischen Reste: Radiolariengehäuse, Spongiennadeln, Ammonitenschalen usw. bestehen in den Nebengesteinen wie im Erz selbst fast durchweg aus reinem Kalzit.

In den nahezu rein oxydischen Eisenerzen tritt Kalzit als Füllmasse von Zwickeln ziemlich häufig auf. Auch in den Manganerzen kommt er vor, und zwar besonders in Form von Interpositionen mit Hausmannit. Kalzit ist in Erzen immer stark lamellar verzwillingt, was gegenüber allen andern Karbonaten sehr typisch ist. Wie Cissarz **[13, S. 110]** gezeigt hat, entsteht auf Anschliffen bei einer HF-Ätzung schnell ein irisierender CaF_2-Beschlag, der bei allen andern Karbonaten nicht auftritt, so daß an Hand dieses farbigen Filmes sofort festgestellt werden kann, ob es sich um Kalzit handelt. Als weiteres Merkmal wurde die leichte Ätzbarkeit mit verdünnter Salzsäure zur Identifizierung verwendet.

Viel häufiger als in den Erzen kommt reiner Kalzit in Klüften vor, in denen er leicht erkennbar ist, da er dort viel gröber kristallin ist. Im Erz und im Nebengestein sind Klüfte sehr verbreitet, die

von milchweißem Kalzit meistens restlos erfüllt sind. Klüfte mit zentralen Hohlräumen sind selten, enthalten aber jeweils sehr schön ausgebildeten Kalzit, besonders bis 2 cm große Kristalle von flachrhomboedrischem Habitus, welche nur die Form $\{01\bar{1}2\}$ aufweisen. Die Flächen sind immer parallel zu den durch die Polecken gehenden Flächendiagonalen gestreift. In großen Verwerfungsspalten treten auf Kalk aufgewachsen bis 8 cm große Kristalle auf, die oft bläulich getrübt sind und zahlreiche Korrosionserscheinungen aufweisen. An einzelnen Kristallen, die stets als Hauptform $\{10\bar{1}1\}$ aufweisen, kommt eine Abstumpfung der Äquatorkanten durch $\{53\bar{8}2\}$ vor.

Eine Pulveraufnahme von grobkristallinem Kluftkalzit ergab die gleichen Röntgenperioden, wie sie Hanawalt **[46]** und Krieger **[75]** für reines $CaCO_3$ angeben.

b) Siderit, $FeCO_3$.

Reiner Siderit ist selten und tritt innerhalb des Erzes nie auf. Er ist nur spärlich auf Klüften, die das Erz durchqueren, vorhanden, und besteht dabei immer aus linsigen, krummflächig begrenzten braungelben Kriställchen, die maximal 1 mm groß sind. Siderit ist in diesen Klüften immer älter als Kalzit. Wenn er in offenen Klüften auf den Kluftwänden sitzt, so schillert der Überzug oft infolge von Anlauffarben rötlich oder grünlich.

In Schliffen sieht man immer, daß die Spaltrisse verbogen sind und die Auslöschung bei $\times$-N undulierend ist. Eine Zwillingslamellierung wie beim Kalzit ist nie beobachtet worden. Unter dem Erzmikroskop ist Siderit viel intensiver reflektierend als Kalzit. Auch der Reflexpleochroismus ist stärker. Mit HCl wird Siderit erst in der Hitze geätzt; mit HF ist nur eine ganz schwache Ätzung nach langer Ätzdauer vorhanden.

c) Rhodochrosit, $MnCO_3$.

Das chemisch annähernd reine Mangankarbonat kommt häufiger vor als das Eisenkarbonat, da es sowohl im Erz wie in den Klüften des Erzkörpers weit verbreitet ist. Im Erz bildet nahezu reiner Rhodochrosit meist klare Idioblasten innerhalb von unreinen Karbonatschichten. Solche Rhodochrositkristalle sind krummflächig begrenzt und weisen krumme Spaltrisse und undulierende Auslöschung auf; die Porphyroblasten sind maximal 0,15 mm groß (Fig. 23, S. 61). Diese klaren Rhodochrositkristalle sind wahrscheinlich durch Rekristallisation der umgebenden unreinen Karbonatmasse entstanden. Dabei ist es interessant, daß sich das Mangankarbonat aus dem Mischkarbonat ausgesondert hat. Das unreine, Ca-reichere Restkarbonat ist noch kryptokristallin. Es vollzog sich somit ein Reinigungsprozeß, bei dem sich das Mangankarbonat separierte.

Die erzmikroskopischen Eigenschaften sind fast gleich wie beim Siderit. Das Reflexionsvermögen ist bedeutend größer als bei Kalzit, der Reflexionspleochroismus ausgeprägt. Gegenüber Säuren ist dieses Mineral erstaunlich resistent.

In den Klüften des Erzkörpers ist Rhodochrosit schon makroskopisch als rosarote Massen erkennbar. Die Kriställchen sind kaum je größer als 1 mm und immer krummflächig begrenzt. Rhodochrosit kommt nur dort vor, wo die Adern unmittelbar durch Manganerze führen.

Von rosarotem Kluftrhodochrosit wurde eine Debye-Scherrer-Röntgenaufnahme erhalten, aus der sich Röntgenperioden berechnen, welche mit den von Hanawalt **[46]** und Krieger **[75]** veröffentlichten Werten übereinstimmen, was zeigt, daß es sich um praktisch reines Mangankarbonat handelt.

Dolomit oder gar Magnesit wurden nie gefunden. Die Mischkarbonate enthalten aber nicht selten einen wesentlichen Magnesiumgehalt.

d) Karbonatmischkristalle.

Die Karbonatmischkristalle, welche den Hauptteil der Karbonaterze zusammensetzen, lassen sich in vier Typen einteilen:

*a) Ferrokalzit, vorwiegend (***Ca***, Fe) CO_3.*

Die Melierterze bestehen größtenteils aus sehr kalzitähnlichem Karbonat, das immer etwas Fe und geringe Mengen Mn und Mg enthält. Eine Pulveraufnahme zeigt, daß es sich nicht um ein Gemisch verschiedener Karbonate, sondern um ein einheitliches Mischkarbonat handelt. Auch das in den hochwertigen, oxydischen Eisenerzen untergeordnet vorkommende Karbonat gehört diesem Typus an. Das Reflexionsvermögen in Anschliffen ist — entsprechend dem Gehalt an Fe und Mn — etwas höher als bei Kalzit. Dieses Karbonat ist noch gut ätzbar mit verdünnter Salzsäure. Eine HF-Ätzung liefert erst nach einiger Zeit einen irisierenden CaF_2-Beschlag.

Ferrokalzit kann ziemlich grobkörnig sein, mit Korngrößen bis 0,1 mm. In allen oxydischen Eisenerzen und in den Melierterzen ist aber die durchschnittliche Korngröße recht gering; sie liegt zwischen 10 und 15 μ. Die Kornform ist fast immer unregelmäßig, gegenüber Quarz und den Eisenoxyden xenomorph. Wenn dieses Karbonat Hauptgemengteil ist, so bildet es gleichkörnige Massen, deren Einzelkörner buchtig bis lappig verzahnt sind.

In Eisenerzen, besonders in den „Melierterzen", ist der Ferrokalzit von feinsten, z. T. submikroskopischen Hämatitschüppchen dicht erfüllt. Es ist deshalb nicht möglich, reines Material zu analysieren. An Hand von Gesamtanalysen kann aber die Karbonatzusammensetzung berechnet werden. So wurde aus der Analyse Nr. 10 (S. 100) die Zusammensetzung *a* der Tabelle 4 berechnet. Es zeigt sich, daß im wesentlichen ein Kalzit vorliegt, dessen Ca teilweise durch Fe und in geringerem Umfang auch noch durch Mg und Mn ersetzt ist. Die ebenfalls in Karbonatform vorliegenden Alkalien sind sehr wahrscheinlich nicht im Kalzitgerüst eingebaut. Die Zusammensetzung des Ferrokalzites schwankt ziemlich stark. Besonders der Mangangehalt kann beträchtlich größer sein. Die Röntgenaufnahme am Analysenmaterial zeigt neben den Hämatitlinien die Interferenzlinien eines Karbonates, dessen Röntgenperioden nahezu mit denjenigen von Kalzit übereinstimmen. Die Beugungswinkel sind nur wenig größer als bei reinem Kalzit, was der isomorphen Beimengung von Fe und Mn entspricht.

Tabelle 4. Zusammensetzung wichtiger Mischkarbonate in Molekularprozenten.

Typus:	α Ferrokalzit	β Ankerit	γ Manganoankerit	δ Ankeritischer Rhodochrosit
Herkunft:	Melierterz	Kluft im unteren Quintnerkalk	Ziegelrotes Fe-Mn-Erz	Graues Mn-Karbonaterz
Analyse Nr.	10 (S. 100)	4 (S. 85)	11 (S. 100)	12 (S. 100)
$CaCO_3$ . . .	84,4	64,4	27,5	12,5
$FeCO_3$ . . .	8,7	4,5	21,6	2,6
$MnCO_3$ . . .	1,2	0,3	33,4	76,4
$MgCO_3$ . . .	3,2	30,0	15,9	7,0
$(K,Na)_2CO_3$.	2,5	0,8	1,6	1,5

*β) Ankerit, vorwiegend (***Ca***, Mg, Fe) CO_3.*

Das Erzlager und seine liegenden Gesteine werden ziemlich häufig von Adern durchsetzt, die im wesentlichen aus einem schwach graugelblichen Karbonat bestehen. Die Analyse Nr. 4 (S. 85) stellt eine Gesamtanalyse der Kluftfüllung dar. Die daraus berechnete Karbonatzusammensetzung β der Tabelle 4 zeigt, daß es sich um einen Mischkristall handelt, dessen Metallatomplätze zu etwa zwei Dritteln durch Ca eingenommen werden. Der Rest der Metallplätze ist im wesentlichen durch Mg, untergeordnet noch durch Fe besetzt. Auch hier wurde die Reinheit röntgenometrisch nachgeprüft, und es konnte bewiesen werden, daß ein einheitlicher Karbonatmischkristall vorliegt.

Unter dem Mikroskop unterscheidet sich Ankerit deutlich vom Kalzit und Ferrokalzit. Er ist immer grobkristallin; die Einzelkörner können mehrere Millimeter groß sein und sind häufig linsig gebaut, was durch die krummflächigen Spaltrisse und die undulierende Auslöschung schön zum Ausdruck kommt. Zwillingslamellen treten nicht auf. Häufig sind viele staubförmige Einschlüsse vorhanden.

γ) Mangano-Ankerit (Ca, Mn, Fe, Mg)CO_3.

In der Übergangszone zwischen Eisenerzen und Manganerzen kommt immer eine ziegelrote Karbonaterzschicht vor, die aus einem Karbonat, das eine sehr dichte Hämatitdispersion enthält, aufgebaut ist. Im Gegensatz zum Typus *α* enthält dieses Karbonat neben Fe auch Mn und Mg in beträchtlicher Menge. Ca ist ebenfalls reichlich vorhanden. Die Analyse einer solchen Erzprobe (Nr. 11, S. 100) wurde wiederum auf ihren Karbonatgehalt hin umgerechnet. Das Resultat ist als Typus *γ* in Tabelle 4 angeführt. Auch in diesem Falle wurde mittels eines Röntgenogrammes nachgewiesen, daß es sich nicht um ein Gemisch verschiedener Karbonate handelt, vielmehr ergab sich am vorliegenden Karbonat ein Pulverdiagramm, das ungefähr demjenigen von Rhodochrosit entspricht. Dabei geht jedoch die Linienverschiebung gegenüber Kalzit nicht allein auf den Ersatz Ca → Mn, sondern auf die mannigfaltigen Substitutionen Ca → Mg, Ca → Mn, Ca → Fe zurück. Dieses Beispiel zeigt, daß aus der Größe der Netzebenenabstände nicht ohne weiteres auf die Zusammensetzung des fraglichen Karbonates geschlossen werden darf, da bei verschiedenen Zusammensetzungen die gleichen Gitterkonstanten möglich sind.

Morphologisch ist der Mangano-Ankerit dem *α*-Typus der Melierterze recht ähnlich. Die im Mittel 15—20 *μ* großen Körnchen sind lappig bis buchtig verzahnt. Salzsäure gibt erst nach etwa 20″ eine merkliche Ätzung.

δ) Ankeritischer Rhodochrosit, vorwiegend (**Mn**, *Ca*)CO_3.

Ein sehr großer Teil der Manganerze besteht aus unreinem Rhodochrosit mit grauer, gelblicher oder rötlicher Farbe. Die Farbe wird durch Hausmannit-, Psilomelan- oder Chloriteinschüsse bedingt.

Unter dem Mikroskop sind neben dichten, kryptokristallinen Karbonatmassen, welche oft sehr einschlußreich sind, häufig gröber kristalline, einschlußfreie Partien zu erkennen; diese sind aus undulierend auslöschenden, gekrümmten Kriställchen aufgebaut, die in Dünnschliffen eisblumenartige Bilder erzeugen (vgl. Fig. 23, S. 61). Manchmal sind solche Kristalle auch innerhalb von dichtem, kryptokristallinem Karbonat andeutungsweise erkennbar. Offenbar handelt es sich um eine beginnende Rekristallisation. Auch Porphyroblasten von reinem Rhodochrosit kommen in solchem Erz vor. Mit verdünnter HCl ist der ankeritische Rhodochrosit nicht ätzbar.

In chemischer Hinsicht handelt es sich um ein Mangankarbonat mit untergeordnetem Mg- und Ca-Gehalt. Fe tritt nur in geringen Mengen auf. Ein fast nur aus solchem Karbonat bestehendes Erz wurde analysiert (Analyse Nr. 12, S. 100). Die daraus berechnete Karbonatzusammensetzung ist als Typus *δ* auf Tabelle 4 zu finden. Das Röntgenogramm zeigt, daß die Röntgenperioden des einheitlichen Karbonates fast genau mit denjenigen von reinem Mangankarbonat übereinstimmen.

Wenn man die Gesamtheit der Mischkarbonate überblickt und auch ihr mengenmäßiges Auftreten im Lager berücksichtigt, so fällt einem sofort auf, daß nur relativ Ca-reiche und Mn-reiche Varietäten auftreten, sehr Fe-reiche Varietäten dagegen fehlen. Auch reines $MnCO_3$ herrscht gegenüber dem $FeCO_3$ sehr stark vor. Das Mangan hat viel mehr das Bestreben, in karbonatischer Form aufzutreten als das Eisen, das in weitaus den meisten Fällen in oxydischer Form vorliegt.

e) Aragonit.

In einem Klufthohlraum sind auf Rhodochrosit als Rarität einmal etwa 2 mm große Aragonitsphärolithe gefunden worden. Sie bestehen aus sehr vielen feinen, nadelförmigen Kriställchen von weißer Farbe. Aragonit ist die jüngste Bildung in der Kluft. Es kann sich um eine rezente Bildung handeln. Sonst wurde nirgends Aragonit gefunden, und es sind auch keine Anzeichen dafür vorhanden, daß der Kalzit stellenweise aus Aragonit entstanden ist.

f) Die Beziehungen zwischen Karbonaten und Oxyden.

Die Karbonate und Oxyde sind die wichtigsten Mineralien der Erze. Die Art und Weise, wie diese Mineralien aneinandergrenzen, kann einige Einblicke in die Genese des Erzes geben. Es sollen nur die Beziehungen innerhalb der frischen, unverwitterten Erze behandelt werden. Auch die Erscheinungen in den Klüften, welche das Erz durchsetzen, sollen erst später (S. 76) erläutert werden.

Zwischen Manganoxyden und Mangankarbonat sind innerhalb der Erze einige Zusammenhänge feststellbar. Die MnO-Knollen sind wahrscheinlich durch Thermolyse aus Mangankarbonat entstanden. Ferner wurde oben schon erwähnt, daß sich offenbar MnO-Kristallisation und $MnCO_3$-Bildung ablösten, so daß zonare Manganositkristalle entstehen konnten. Auch Hausmannit und Karbonat können nacheinander auskristallisiert, oder aber gleichzeitig gebildet worden sein, so daß Interpositionen entstehen konnten. Die mit den Manganoxyden vergesellschafteten Karbonate sind meistens Mn-arm und haben fast immer eine kalzitartige Zusammensetzung. Ferner ist überall dort, wo gut kristallisierte Oxyde vorkommen, das Karbonat deutlich xenomorpher als die Oxyde. Es muß also bei der Erzbildung nicht nur ein Wechsel von oxydischer zu karbonatischer Ausscheidung stattgefunden haben, sondern auch gleichzeitig ein Wechsel von reiner Mn-Ausscheidung zu gemischter Mn + Ca- oder sogar fast ausschließlicher Ca-Ausfällung vor sich gegangen sein.

Ganz analoge Verhältnisse herrschen bei den Eisenverbindungen. Die Eisenoxyde bilden zwar nie gesetzmäßige Interpositionen mit Karbonaten. Hämatit und Magnetit sind jedoch immer idiomorpher als die umgebenden Karbonate. Eisenreiche Karbonate kommen in den Erzen gar nicht vor. Man kann also auch hier von einer Sukzession von oxydischer Eisenausscheidung zu karbonatischer Ca-Ausfällung sprechen.

Weit verbreitet sind Dispersionserze, d. h. Karbonaterze, in denen feinste Oxydpartikelchen eingeschlossen sind. In den Eisenerzen bestehen die dispersen Teilchen meistens aus Hämatit, nur sehr selten auch aus Magnetit.

Die Hämatitdispersionen im Karbonat (ungeregelte Interpositionen) müssen als primäre Bildungen angesehen werden. Es ist kaum denkbar, daß anfänglich ein Karbonat vorlag, das überschüssiges Eisenoxyd enthielt und nachträglich durch Entmischung in Karbonat und Hämatit zerfiel. Es ist auch unwahrscheinlich, daß zunächst ein eisenreicheres Karbonat vorhanden war, das unter CO_2-Abgabe (z. B. infolge Erhitzung) in Eisenoxyd und ein eisenarmes Kalziumkarbonat überging, da strukturell keine Anzeichen derartiger Vorgänge zu finden sind. Die vorliegenden Interpositionsstrukturen lassen sich am einfachsten erklären, wenn eine fast gleichzeitige Hämatit- und Karbonatbildung stattfand. Solche Dispersionen können durch schnelle Ausfällung zustande gekommen sein.

In den Manganerzen kommen ebenfalls Dispersionen vor. Hier sind es maximal einige μ große Körnchen aus Manganosit, Hausmannit oder Psilomelan, welche in den Karbonaten eingeschlossen sind. Das Karbonat besteht dabei aus Manganokalzit. Entgegen den Eisendispersionserzen, in denen fast nur dreiwertiges Eisen in Oxydform vorliegt, kommt das Mangan in den Dispersionserzen sowohl in zwei- und vierwertiger Form vor. Innerhalb ein und desselben Karbonatkornes ist häufig eine Abfolge von Manganositkörnchen (im Kern) zu bräunlichen und rötlichen Hausmannitkörnchen (im Randgebiet des Kornes) vorhanden. Dies entspricht der Abfolge von MnO zu Mn_3O_4. Es ist also in ein und demselben Karbonatkorn eine ganze Oxydationsreihe der Einschlüsse vorhanden. Diese Verhältnisse können verschiedene Ursachen haben. Man kann annehmen, daß aus einer Lösung Karbonat und zugleich Manganoxydkörnchen ausgeschieden wurden. Die entstehenden MnO-Körnchen wurden sofort im Karbonat eingebettet. Durch eine langsame Veränderung der Lösungen zu immer sauerstoffreicheren Zusammensetzungen wurden die noch frei liegenden Manganositkörnchen oxydiert, vielleicht auch direkt neue Hausmannitkörnchen ausgeschieden. Eine andere Möglichkeit ist die Bildung von MnO-Körnchen durch Dissoziation innerhalb fester Mangankarbonatkristalle. Am Rande der Karbonatkörner wäre in diesem Falle der Manganosit nachträglich noch oxydiert worden. Es kann nicht entschieden werden, welcher der beiden Fälle hier tatsächlich vorliegt.

Psilomelan tritt immer dort im Karbonat dispergiert auf, wo in der Nähe eine Verdrängung von Hausmannit durch Karbonat festzustellen ist. Die Bildung der Psilomelanpartikelchen kann man sich z. B. folgendermaßen vorstellen: CO_2- und Ca^{++}-haltige Lösungen verdrängten Hausmannit. Dabei ist

das Mn^{II} des Hausmannites in die sich bildenden Karbonate eingegangen, währenddem das Mn^{IV} zur Psilomelanbildung Anlaß gab. (Hausmannit ist nach AMINOFF [3] und ECKERMANN [21] sehr wahrscheinlich nicht $Mn_2^{III}Mn^{II}O_4$, sondern $Mn^{IV}Mn_2^{II}O_4$.)

6. Sulfide.

a) Pyrit, FeS_2.

Pyrit ist das einzige makroskopisch erkennbare Sulfid in den Gonzenerzen. Es kommt in zwei verschiedenen Ausbildungsweisen vor, nämlich als feine Körnchen im Erz eingesprengt und als derbe Massen oder größere Kristalle in Klüften und ihrer unmittelbaren Nachbarschaft. Ferner ist Pyrit als sehr feine Körnchen in allen Varietäten des Quintnerkalkes weit verbreitet. Im Erz liegende Ammonitenreste sind fast immer von etwas Pyrit begleitet, der oft einen Kranz um das Gehäuse bildet.

Die erzmikroskopischen Kennzeichen stimmen mit den von SCHNEIDERHÖHN [113] angegebenen überein. Es konnten keine Anisotropie-Effekte festgestellt werden. Der regellos im Erz eingestreute Pyrit bildet maximal 0,05 mm große Körnchen, die meistens schlecht begrenzt, seltener auch idiomorph sind. Etwas häufiger ist solcher Pyrit in dünnen Tonschiefereinlagerungen im Erzkörper vorhanden. Nur der an Adern gebundene Pyrit kann makroskopisch erkannt werden. Dabei fand ich bis 1 cm große Kristalle. Frei aufgewachsene Individuen zeigen meist eine Kombination von {100} und {210}. Die massigen Aggregate bestehen aus dicht gepackten, oft mehrere Dezimeter dicken Adern mit allotriomorpher Struktur. Die isoliert im Erz liegenden Kristalle in der Kluftnähe sind in der Regel würfelförmig. Dort, wo massiger Pyrit an Eisenerze grenzt, sind fast immer Verdrängungsstrukturen vorhanden.

Die Pyritkörner sind immer nur einfach gebaute Kristalle. Zwillinge wurden nie beobachtet; ebenso fehlen Zonarstrukturen innerhalb der Körner. Die Kristalle sind meistens kompakt, weisen indessen dort, wo sie als Verdränger von Eisenoxydgeweben auftreten, im Innern oft einen narbigen Bau auf, der die Struktur der verdrängten Eisenoxyde wiederspiegelt. Manchmal sind Kupferkieskörnchen im Pyrit enthalten. Gelstrukturen wurden an Pyrit nie beobachtet.

Um einen Einblick in die Zusammensetzung des Pyrites zu erhalten, wurden einige qualitative Mikroanalysen durchgeführt, die zeigten, daß keine wesentlichen Spuren von Kobalt oder Nickel vorhanden sind. Ferner teilte mir Herr Prof. J. JAKOB mit, daß er früher die Gonzenerze sehr eingehend auf Nickel geprüft habe. In seiner Analysensubstanz war auch Pyrit enthalten. Es waren darin keine Nickelspuren nachweisbar. Ferner führte ich selbst eine Prüfung auf Arsen durch. Obschon 100 g Pyrit aus den verschiedensten Abbaugebieten des Gonzen zu dieser Probe verwendet wurden, konnten keine merklichen As-Spuren nachgewiesen werden. Es fehlen somit alle wichtigeren im Pyrit gelegentlich auftretenden Spurenelemente. Röntgenographische Untersuchungen wurden keine durchgeführt.

b) Kupferkies, $CuFeS_2$.

Dieses Sulfid ist in Form mikroskopisch kleiner Körnchen fast in jedem Erzstück eingesprengt, und zwar sowohl in den Eisen- wie in den Manganerzen. Ferner begleitet es den Pyrit auf Klüften. Kupferkies ist aber überall in viel geringerer Menge vorhanden als Pyrit. In den Erzen beträgt das Verhältnis Pyrit:Kupferkies vielleicht etwa 50:1, in den Adern aber schätzungsweise 1000:1. Manchmal kommen allerdings auch feine Äderchen vor, die fast nur aus Kupferkies bestehen.

Die erzmikroskopischen Eigenschaften weisen gegenüber den Literaturangaben keine Besonderheiten auf. Die Körnchen sind meistens nur wenige μ groß. Manchmal sind sie schwarmartig gehäuft, besonders in Mangankarbonaterzen. Die xenomorphen bis idiomorphen Körnchen sind stellenweise von einem Pyritrand umgeben, nicht selten auch im Quarz eingeschlossen. Einige ins Erz eingesprengte Kupferkieskörnchen sind unregelmäßig gefleckt. Die Flecken haben alle Eigenschaften des Cubanites. Es kann sich um die bekannte Entmischung von Kupferkies in $CuFeS_2$ und $CuFe_2S_3$ handeln, die bei der Abkühlung bei 450° stattfindet. Da aber nicht die normale lamellare Entmischungsstruktur

auftritt, und zudem die Körnchen nur selten und klein sind, darf nicht ohne weiteres auf eine so hohe Bildungstemperatur des Kupferkieses im Gonzen geschlossen werden.

Die in Äderchen und Pyritmassen liegenden Kupferkieskörnchen sind oft größer als die im Erz eingesprengten, maximal etwa 0,05 mm groß. In Pyrit eingebettete Körner sind meistens unregelmäßig begrenzt, und an einigen idiomorphen Kriställchen ist deutlich zu sehen, daß der Pyrit den Kupferkies vom Rande aus verdrängt. Pyrit ist also nicht nur jünger als Kupferkies, sondern tritt auch als dessen Verdränger auf.

c) Zinkblende, ZnS.

Zusammen mit Kupferkies wurden als große Seltenheit in einigen Äderchen im Eisenerz Zinkblendekriställchen gefunden. Sie sind gut idiomorph und in den Äderchen randständig. Der Kupferkies liegt dagegen im Zentrum der Klüftchen und ist xenomorpher gestaltet. Die Kriställchen sind nur 0,01—0,03 mm groß, sind aber auf mikroanalytischem Wege eindeutig identifizierbar. Sie sind immer einfach gebaut und zeigen nie die lamellare Verzwillingung. Ebenso fehlen Interpositionen in Kupferkies.

Im unteren Quintnerkalk wurden in der unmittelbaren Nachbarschaft einer Quarz—Albit—Kalzit-Ader einige Schlieren mit feinen Zinkblendekörnchen gefunden, die besonders längs Suturhäutchen, welche die Kluft teilweise queren, angehäuft sind. Alle sind etwa 0,05 mm groß und dunkelgelb gefärbt. Auch diese Körnchen wurden isoliert und mittels einer Mikroanalyse identifiziert.

d) Die Beziehungen der Sulfide untereinander und zu den übrigen Mineralien.

Die Beziehungen zwischen Pyrit und Kupferkies wurden schon in den vorangehenden Abschnitten dargestellt. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß sowohl Pyrit wie auch Kupferkies entweder im Erz eingesprengt oder als Adermineralien vorkommen. In beiden Fällen ist Kupferkies älter als Pyrit, und das erstgenannte Mineral oft vom zweiten verdrängt.

Zwischen Pyrit und Zinkblende konnten keine Beziehungen gefunden werden, da sie nie miteinander vorkommen. Da aber Zinkblende gegenüber Kupferkies idiomorpher ist, muß eine Ausscheidungsfolge Zinkblende → Kupferkies → Pyrit angenommen werden.

Zwischen Zinkblende und Kupferkies einerseits und den Erzmineralien anderseits konnten keine Beziehungen nachgewiesen werden. Dagegen tritt Pyrit als Verdränger von Hämatit, Magnetit und Karbonaten auf. In der Nähe von pyritführenden Klüften hat Pyrit oft die Form von Hämatitschüppchen oder unregelmäßigen Eisenoxydkristallen. In dichten Eisenoxyderzen kommen Pyritkristalle vor, welche zentral die Erzstruktur aufweisen, randlich aber aus kompaktem Pyrit bestehen. In Klüften sind häufig aufgewachsene Kristalle vorhanden, ohne daß die Eisenoxyde des angrenzenden Erzes verdrängt sind. Dies ist auch auf Figur 20 der Fall, auf der Magnetitkriställchen von Pyrit überkrustet sind. Es wurde schon auf Seite 17 gezeigt (Fall f), daß Magnetit in Pyritnähe den Hämatit des Erzes teilweise oder völlig verdrängt, und daß mit der Pyritisierung eine Reduktion des Hämatites verknüpft ist. Auch Karbonate, besonders Kalzit, können durch Pyrit verdrängt sein. Dort, wo Adern das Erz queren, sind gewöhnlich kalkige Erzpartien weiter hinein mit Pyrit erfüllt als oxydische. Ferner wurden in Tonschiefereinlagerungen des Erzkörpers Aptychen und Radiolarienreste gefunden, die völlig aus Pyrit bestehen. Kalzit wurde also auch hier durch Pyrit verdrängt.

Queren die pyritführenden Klüfte Melierterze (kalkreiche Eisenerze, die eine feine Hämatitdispersion enthalten), so fehlt Hämatit überall in der Nähe der Klüfte. An seine Stelle treten zerstreute Pyritwürfelchen. Es sind aber nicht etwa die einzelnen Hämatitschüppchen verdrängt und in Pyrit übergeführt, sondern es scheint eine Sammelkristallisation des vorher dispers vorhandenen Eisens stattgefunden zu haben, die zur Bildung von bis 1 mm großen Pyritkristallen Anlaß gab. Das anfänglich oxydisch und in dreiwertiger Form vorhandene Eisen mußte reduziert werden und in zweiwertiger Form wandern. Da Hämatit in der Kluftnähe innerhalb von Melierterzen fehlt, muß zum mindesten ein großer Teil des im Pyrit vorhandenen Eisens aus dem Erz selbst stammen. Der

Schwefel hingegen muß zugeführt worden sein, da normales Erz immer nur sehr geringe Mengen Sulfide enthält.

Überall dort, wo die pyritführenden Klüfte eisenoxydfreie Erzpartien (z. B. reine Manganerze) durchsetzen, ist Pyrit nur spärlich vorhanden. Er tritt aber noch relativ reichlich in Form von Idioblasten auf, sofern eisenreichere Karbonate auftreten, seien es nun Ferrokalzite oder Manganoankerite. In diesen Fällen ist Pyrit immer idiomorph. Die Verdrängung hat hier keine Abbildungsstrukturen zur Folge wie bei oxydischen Mineralien. Da aber die große Kristallisationsfähigheit von Pyrit bekannt ist, muß trotz der idiomorphen Form von Pyrit nicht angenommen werden, daß Pyrit vor den Karbonaten gebildet wurde.

7. Sulfate und wasserhaltige Sulfate.

a) Baryt, $BaSO_4$.

Schwerspat ist das einzige Sulfat, das in den Gonzenerzen vorkommt. Es kommt sowohl eingesprengt im Erz wie auch in Adern vor. Als Gemengteil der Erze ist er nur in den Manganerzen vorhanden, und zwar sowohl in den vorwiegend oxydischen wie auch in den rein karbonatischen. In beiden Fällen tritt er entweder als unregelmäßige kleine Körnchen oder dann, was viel häufiger ist, als kleine tafelige Kriställchen auf. Diese sind fast immer zu büscheligen Aggregaten gruppiert. Die (001)-Flächen, nach denen die Kristalle tafelig entwickelt sind, sind meistens sehr glatt ausgebildet. Dagegen ist die seitliche Begrenzung der Tafeln sehr unregelmäßig. Manchmal scheint die Kombination $\{001\} - \{110\}$ vorhanden zu sein. Die Täfelchen sind meistens etwa 0,4 mm groß und 0,02 mm dick. Sie können aber bis fast 1 mm groß sein, sind dann aber nicht mehr rein wie die kleineren Täfelchen, sondern von Karbonat durchsetzt. Die klaren Barytaggregate im feinkörnigen Mangankarbonaterz sind zwar viel idiomorpher als das umgebende Karbonat, es scheint sich aber um jüngere Porphyroblasten zu handeln, die das Karbonat von einem Kristallisationszentrum aus büschelförmig verdrängten. Besonders die großen Tafeln zeigen mit ihren Karbonateinschlüssen, daß es sich um Porphyroblasten handelt. Möglicherweise ist der Baryt auch gleichzeitig wie das Karbonat ausgeschieden worden.

Ferner kommt Baryt in Klüften im Erz vor, und zwar entweder mit Rhodochrosit und Kalzit zusammen oder mit Pyrochroit. In Karbonatklüften sind die tafeligen Kristalle bis 1,5 mm groß und 0,2 mm dick. In diesem Falle ist Baryt deutlich vor dem Karbonatinhalt der Klüfte ausgeschieden worden. In den Pyrochroitklüften kommen sogar bis 4 mm große Baryttafeln vor, die oft konform mit den Pyrochroitblättern verbogen sind. Bei schwachen Verbiegungen löschen die Barytkristalle undulierend aus; bei stärkeren Verbiegungen sind die Tafeln kataklastisch zertrümmert und rekristallisiert.

Chemische und röntgenographische Untersuchungen an Baryt wurden keine ausgeführt.

b) Gips, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$.

Gips kommt weder als Gemengteil der Erze noch in den eigentlichen Klüften vor. Er ist ausschließlich eine Neubildung der Oxydationszone und daher überall dort zu finden, wo in alten Abbauen Pyrit verwitterte. Man kann an solchen Stellen Ausblühungen von Gips antreffen, die aus klaren, einige Millimeter großen Kriställchen bestehen. In lehmigen Überzügen alter Abbauzonen liegen manchmal bis 1,5 cm große Kristalle, die nach der c-Achse gestreckt sind. Sie weisen die Flächen (010), (110) und (111) auf.

In der Grube wurde an einer Stelle eine pyritreiche Zone getroffen, die von einer Verwerfungskluft durchsetzt wird. Die Spalte ist heute mit Lehm gefüllt, muß aber früher Wasser geführt haben, da kolkartige Bildungen vorhanden sind. Im Bereiche dieser Spalte sind im Kalk mehrere über 1 m große rundliche, sackförmige Gebilde vorhanden, die aus reinem, weißem Gips bestehen. Die bei der Zersetzung des Pyrites entstandene Schwefelsäure hat hier eine Verdrängung von Kalk durch Gips bewirkt. Da der verdrängte Quintnerkalk fast reines Kalziumkarbonat ist, konnte auch der entstehende Gips sehr rein werden.

c) Melanterit, $FeSO_4 \cdot 7H_2O$.

Den in der Natur selten vorkommenden Eisenvitriol fand ich nur einmal in einer lehmführenden Verwerfungskluft, welche pyritisiertes Erz quert. Unter einer Lehmschicht lagen bis etwa 1 cm dicke bläulichgrüne Krusten auf dem Erz, die aus reinem Melanterit bestanden. Sie waren aus nadelförmigen Kriställchen aufgebaut, die alle senkrecht zur Erzfläche standen und so eine faserige Kruste bildeten. Der angrenzende Lehm war ebenfalls vitriolhaltig und blau gefärbt. An der Luft verwittern diese Krusten schnell. Dagegen hält sich eine in Paraffinöl eingebettete Probe seit zwei Jahren unverändert.

8. Silikate.

a) Chlorite.

Die Erze und Klüfte enthalten eine Reihe sehr verschiedener chloritartiger Mineralien, die infolge ihrer Kleinheit und innigen Vermengung mit anderen Mineralien, besonders mit Karbonaten, nicht alle einwandfrei bestimmt werden konnten. Man kann folgende Typen unterscheiden:

a) Grüner Stilpnomelan. Eisenchlorit.

In den Eisenerzen liegen oft kleine, unregelmäßige Stilpnomelanblättchen zwischen den Oxyden eingelagert. Ferner tritt dieser Chlorit als schwarzgrüne Aggregate in Klüften zusammen mit Kalzit, Pyrit und Quarz auf. Er ist spröde und makroskopisch dunkel schwarzgrün. In den Klüften sind die Blätter bis 1 cm groß. Die scheinbar einheitlichen, oft gegen 1 mm dicken Blätter enthalten fast immer Kalzitlamellen, die parallel zur Chloritbasisfläche eingelagert sind.

An Kluftmaterial wurde eine Analyse ausgeführt, die folgende Werte ergab:

Tabelle 5.

Analyse Nr. 3. Grüner Stilpnomelan vom Gonzen.

	1. Gewichts-%	2. Molekularwerte	3. Gewichts-% des reinen Stilpnomelans	
SiO_2	39,14	65,17	41,70	
TiO_2	0,00	0,00	0,00	
Al_2O_3	4,45	4,36	4,47	
Fe_2O_3	7,96	5,01	8,48	
FeO	27,77	38,65	29,59	
MnO	0,02	0,03	0,02	
MgO	1,62	4,02	1,73	
CaO	3,44	6,14	0,00	
Na_2O	1,37	2,21	1,46	
K_2O	1,00	1,06	1,07	
$H_2O+(113^0C)$	8,11	45,00	8,64	
$H_2O-(113^0C)$	2,46	13,66	2,62	
CO_2	2,71	6,14	0,00	
Summe	100,05		100,05	Analytiker: J. Jakob.

Die innige Vermengung mit Kalzit gestattete es nicht, das Material völlig rein zu erhalten. Es zeigte sich denn auch beim Vergleich der Molekularwerte, daß sich CaO und CO_2 entsprechen, weshalb man annehmen darf, daß etwas $CaCO_3$ in der Analysensubstanz vorhanden war. Die nach Abzug von $CaCO_3$ sich ergebenden Gewichtsprozentwerte sind in Kolonne 3 der Tabelle 5 festgehalten.

Für die Konstitution der Stilpnomelane gibt P. Niggli [**94a**, S. 1409] folgende allgemeine Formel an:

$$\left[\begin{matrix}(Si, Al)_{16}O_{40} \\ (O, OH)_{16}\end{matrix}\middle|\ (Fe, Mg, Mn, Al, Ti)_{11\text{-}14}\right] (K, Na, Ca)_{\text{bis } 1,5.}$$

Stilpnomelananalysen, welche auf diese Formel gebracht werden können, sind von HUTTON [65] zusammengestellt und von GRUNER [42] auch röntgenographisch untersucht worden. Die Pulveraufnahmen Gruners ergaben einen Schichtabstand $d_{(001)}$ von 12,1 Å. Obwohl der Stilpnomelan vom Gonzen wesentlich H_2O-reicher ist, als der obigen Formel entsprechen würde, stimmen die Interferenzlinien der Pulveraufnahme fast genau mit denjenigen überein, die GRUNER gefunden hat, im besonderen $d_{(001)}$ mit 12,17 Å gegenüber 12,13 Å nach GRUNER. Der hohe Wassergehalt beeinflußt also diese Gitterdimensionen praktisch nicht. Zur weiteren Abklärung der Konstitution des Gonzen-Stilpnomelans wurde versucht, die vorliegende Analyse mit Kombinationen von bekannten Glimmerschichten zu vergleichen. Läßt man das $-H_2O$ unberücksichtigt, so ergibt sich eine Kationensumme von 133,15, eine Anionensumme von 249,42. Der Quotient Anionen : Kationen beträgt somit fast genau 30 : 16 oder 1,87. In einem Schichtkristall, in welchem Kaolinschichten mit Biotitschichten im Verhältnis 1 : 1 alternieren, ergibt sich ein solches Verhältnis, und ebenso bei einem Alternieren von Pyrophyllitschichten mit Muskowitschichten im Verhältnis 1 : 1. Alle übrigen Kombinationen führen zu andern Quotienten. Für die beiden an und für sich möglichen Fälle ergeben sich die Zusammensetzungen:

$$\begin{aligned}
&1\ \text{Kaolin} + 1\ \text{Biotit} &&= Si_7Al_1O_{20}(OH)_{10}B^{VI}_7A,\\
&1\ \text{Pyrophyllit} + 1\ \text{Muskowit} &&= Si_7Al_1O_{20}(OH)_4B^{VI}_4A,\ \text{ferner gilt für den}\\
&\text{Stilpnomelan vom Gonzen} &&= Si_{7.8}Al_{0.2}O_{20}(OH)_{10}B^{VI}_{7.21}A_{0.79}.
\end{aligned}$$

Der Stilpnomelan stimmt also chemisch nahezu mit der Zusammensetzung überein, die bei einer Kombination von Biotitschichten und Kaolinschichten im Verhältnis 1 : 1 entsteht. Bei der Berechnung der Gonzen-Stilpnomelanformel wurde ein Teil des Al als B^{IV} in Rechnung gestellt, der Rest als B^{VI}. Dann wird für $B^{VI} + A$ ein Wert von etwa 8 erhalten, wobei Na und K vor allem in der Rolle von A denkbar sind und 0,79 ausmachen, so daß offensichtlich auch ein Teil der üblicherweise als B^{VI} auftretenden Atome A-Plätze einnehmen dürften, insofern die Aufteilung in B^{VI} und A hier überhaupt eine wesentliche Bedeutung hat. Es scheint also sehr wahrscheinlich, daß im Stilpnomelan Biotit- und Kaolinschichten alternieren. Dem Stilpnomelan vom Gonzen käme, auf 16 B^{IV} bezogen, folgende Formel zu:

$$\left[\begin{array}{l|l} Si_{15.68}Al_{0.32}O_{40.0} & Al_{1.78}Fe^{III}_{2.40} \\ (OH)_{20.0} & Fe^{II}_{9.32}Mg_{0.96}Mn_{0.01} \end{array}\right] Na_{1.06}K_{0.52}$$

idealisiert also: $\left[B^{IV}_{16}O_{40}(OH)_{20} \mid B^{VI}_{16}\right]$ oder $\left[B^{IV}_{16}O_{40}(OH)_{20} \mid B^{VI}_{14}\right]A_2$.

Gegenüber der von NIGGLI angegebenen Formel fällt der $(OH)_{20}$-Wert auf. Möglicherweise ist nicht nur (OH), sondern an dessen Stelle auch O vorhanden, wodurch an Stelle von „$(OH)_{20}$" z. B. geschrieben werden müßte $O_4(OH)_{12}$. Man wäre in diesem Falle genötigt, 4 Moleküle Wasser locker gebunden anzunehmen, gleichzeitig würde aber auch etwas von demjenigen Aufbau abgewichen, der durch ein Alternieren von Biotit- und Kaolinschichten zustande kommt.

$d_{(001)}$ von Biotit ist 10,0 Å, bei Kaolin ist $d_{(001)}$ 7,2 Å. Eine Kombination von je einer Biotit- und Kaolinschicht ergibt somit 17,2 Å. Es müßte deshalb noch eine Leerschicht vorhanden sein, damit der gefundene Wert $d_{(001)} = 24{,}34$ Å ($= 2 \times 12{,}17$ Å) erfüllt wird. In dieser Leerschicht könnte das Wasser eingelagert sein.

In dem von HUTTON [65] entworfenen Dreieck Al_2O_3 — (Fe, Mg, Mn) O — Fe_2O_3 fällt der Projektionspunkt unserer Analyse in das Feld der Stilpnomelane und unterscheidet sich damit von optisch gleichen Biotiten, die einen höheren Tonerdegehalt aufweisen. Der Stilpnomelan vom Gonzen ist FeO-reich, er muß daher nach HUTTON grün gefärbt sein. Auch die übrigen optischen Daten stimmen gut mit den von diesem Autor angegebenen Werten überein; sie lauten: optisch einachsig bis zweiachsig mit sehr kleinem Achsenwinkel, negativ. $n_\alpha = 1{,}561$ (farblos-gelblich), $n_\gamma = n_\beta = 1{,}599$ (dunkelgrün), $n_\gamma - n_\alpha = 0{,}038$.

Das starke Vorherrschen von zweiwertigem Eisen läßt auf stark reduzierende Bildungsbedingungen schließen. Es kommt ja auch häufig vor, daß Pyrit zusammen mit Stilpnomelan auftritt, so daß schon die Paragenese auf die Mitbeteiligung von reduzierenden Lösungen (H_2S!) schließen läßt. Ferner ist in der Nähe von Stilpnomelan meistens viel mehr Magnetit als Hämatit vorhanden, was wiederum auf die Wirkung solcher Lösungen hindeutet.

β) Braungrüner Stilpnomelan.

Ein vom grünen Stilpnomelan deutlich abweichender Eisenchlorit findet sich häufig porphyroblastisch im Nebengestein der Eisenerze, und zwar unmittelbar in der Nachbarschaft von Klüften, welche Erz und Nebengestein durchqueren. Der Kalk kann stellenweise dicht von büscheligen Aggregaten dieser zweiten Stilpnomelanart erfüllt sein. In Melierterzen kommen an der Grenze der hellen Kalkknollen (vgl. S. 59) öfters Kränze aus solchem Chlorit vor.

Die optische Bestimmung lieferte folgende Werte:
Einachsig bis zweiachsig mit sehr kleinem Achsenwinkel, negativ. $n_\alpha = 1{,}581$ (farblos-gelblich), $n_\beta = n_\gamma = 1{,}648$ (dunkeloliv-schwarz), $n_\gamma - n_\alpha = 0{,}067$.

Nach Hutton **[65]** ist in derartigen Stilpnomelanen das Eisen zwar noch mehrheitlich in zweiwertiger Form vorhanden, aber immerhin nicht mehr so ausschließlich wie bei grünem Stilpnomelan. Die Art des Vorkommens (immer in Kalken) zeigt, daß etwas andere Bildungsbedingungen herrschten als beim grünen Stilpnomelan.

γ) Ripidolith.

Kalzitreiche Querklüfte im Erz und seltener auch im Nebengestein enthalten sehr oft einen hellgrünen, feinsandigen Chlorit, der fast monomineralische Massen aufbauen kann. Sein Aussehen erinnert außerordentlich stark an den Chlorit der alpinen Zerrkluftlagerstätten. Dieser Chlorit ist nie Erzgemengteil. Mittels der Immersionsmethode wurden folgende Brechungsindizes ermittelt:
$n_\alpha = 1{,}638$ (farblos), $n_\beta = n_\gamma = 1{,}639$ (hellgrünlich), $n_\gamma - n_\alpha = 0{,}001$, optisch einachsig oder zweiachsig mit sehr kleinem Achsenwinkel, positiv.

Diese Daten stimmen mit denjenigen von Ripidolith überein, und zwar kommen sie denjenigen eines von Orcel **[97, S. 341]** beschriebenen Exemplares von Laifour (Ardennen) am nächsten. Dieser Chlorit gehört demnach in die Gruppe der Eisen-Magnesium-Chlorite. Wie aus der Zusammenstellung von Orcel (loc. cit.) hervorgeht, beträgt bei Ripidolithen mit den vorliegenden Brechungsindizes das Verhältnis $\frac{FeO}{MgO}$ etwa 0,79—1,37, beim Ripidolith von Laifour 0,9. Der Ripidolith vom Gonzen scheint also annähernd gleich viel Magnesium wie Eisen zu enthalten. Er ist also FeO-reicher als in den alpinen Zerrklüften, wo der obige Quotient etwa 0,2—0,5 beträgt (P. Niggli **[93]**, S. 558).

Ripidolith ist immer feinschuppig. Wenn er fast monomineralische Massen aufbaut, sind die einzelnen Schüppchen kugelig aggregiert. Die Aggregate sind hingegen meist kurzsäulig oder wurmartig gestaltet, wenn sie vereinzelt in Kalzit oder Quarz eingewachsen sind. Morphologisch können also dieselben Phänomene wie in den alpinen Zerrklüften festgestellt werden. Seltener treten auch einzelne eingewachsene Schüppchen auf.

δ) Farbloser, nahezu isotroper Chlorit.

In karbonatreichen Manganerzen kommt in schlierigen Partien sehr häufig ein chloritartiges Mineral vor, das nicht genau bestimmbar ist. Es handelt sich stets um feinschuppige Aggregate eines farblosen bis schwach gelblichen oder grünlichen Minerales. Die Blättchen sind meistens fast isotrop (n=1,585), nur selten ist eine sehr geringe Doppelbrechung zu erkennen. Das Mineral kann durch Herauslösen nicht unzersetzt vom umgebenden Karbonat abgetrennt werden. Durch andere Methoden ist es ebenso unmöglich, das Mineral zu 100% anzureichern, da es immer sehr innig mit Karbonat verwachsen ist. Immerhin gelang es, ein Gemenge zu erhalten, das nur noch etwa $^1/_{10}$ Karbonat enthielt. Im Glührohr erhitzt, gab dieses Material etwa 10% Wasser ab. Ferner wurde ein SiO_2-Gehalt von rund 30 Gew.-% festgestellt. Es darf deshalb vermutet werden, daß es sich um einen

Chlorit handelt. Nach den Zusammenstellungen von Orcel [97] und Winchell [140] kommt am ehesten ein penninartiger Chlorit in Frage. Da er immer an Manganerze gebunden ist, enthält er vielleicht an Stelle von Eisen etwas Mangan.

ε) Glaukonitartiger Chlorit.

In den kalkigeren Partien der Eisenerze treten manchmal vereinzelte, sehr kleine Körnchen eines grünen, schwach pleochroitischen Minerales auf, und zwar mit besonderer Vorliebe in der Nachbarschaft von größeren Fossilresten, manchmal sogar in der Fossilsubstanz selbst (besonders im Organismus B, vgl. S. 3). Die Farbe schwankt zwischen bläulich-grün und olivgrün. Die Doppelbrechung scheint etwa gleich groß zu sein wie beim Stilpnomelan. Der mittlere Brechungsexponent liegt etwa bei 1,65. Die Körnchen sind immer feinkörnig oder faserig struiert, was für ein glaukonitartiges Mineral spricht.

b) Albit (Oligoklas-Albit).

In einigen Kalzitklüften, die meistens auch etwas Quarz führen, wurde sowohl in den liegenden wie in den hangenden Schichten des Erzlagers Albit festgestellt. Solche Adern sind oft stark schlierig und gehen manchmal in einzelne Linsen über, die isoliert im Kalke liegen. Albit ist darin manchmal sehr massenhaft vorhanden, oft aber auch nur recht spärlich. Auch im Kalkstein selbst kommen in der Umgebung solcher Adern Albitkristalle vor. Sie sind immer sehr gut idiomorph, und zwar handelt es sich durchweg um leistenförmige Individuen, die maximal 0,5 mm, häufig etwa 0,3 mm groß sind. Oft bestehen die Kriställchen aus zwei nahezu gleich großen, nach dem Albitgesetz verzwillingten Hälften. Sie sind stets nach (010) tafelig und weisen außer dieser Fläche noch (001), (101) und (110) auf. Die Kriställchen sind immer klar und fast einschlußfrei.

Die optische Bestimmung lieferte folgende Daten: optisch zweiachsig, positiv, $2V_\gamma = 86 - 87°$, $n_\gamma = 1{,}542$. Nach Winchell [140] stimmen diese Werte fast genau für einen Albit von der Zusammensetzung $Ab_{85}An_{15}$. Es liegt also nicht reiner Albit, sondern Albit-Oligoklas vor.

In der Literatur wird Albit als authigene Bildung z. B. von E. Spencer [120] beschrieben, im Helvetikum u. a. von Arn. Heim [50]. Die von Spencer erwähnten Albite enthalten nur 0,66 bzw. 0,50 Gew.-% CaO. Die Angaben über Feldspatneubildungen in Kalksteinen sind allerdings meistens sehr ungenau und kurz gehalten und gehen nicht auf die genaue Zusammensetzung des Feldspates ein.

Die im Kalk liegenden, scharf begrenzten Albitkriställchen sind keine klastischen Gemengteile, sondern sicherlich porphyroblastische Neubildungen. Auffallend ist dabei, daß die Kriställchen immer in grobkristallinen Kalzit-Schlieren oder in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft liegen. Diese schlierigen Adern stehen vielleicht im Zusammenhang mit der Erzlagerbildung. Der stoffliche Bestand der Albitporphyroblasten stammt wahrscheinlich nicht aus dem unmittelbaren Nebengestein der Porphyroblasten, sondern wurde offenbar durch die Adern aus größerer Entfernung zugeführt.

c) Die Beziehungen der Silikate zu Oxyden, Karbonaten und Sulfiden.

Die Chlorite können alle als Einzelkristalle oder Aggregate in Quarz eingewachsen vorkommen. Eine sekundäre Entstehung durch Reaktion von Quarz mit Eisenoxyden kommt kaum in Frage. Es muß sich um eine primäre Ausscheidung aus wässerigen Lösungen handeln, wie sie allgemein bei der Chloritbildung in Zerrklüften und hydrothermalen Adern angenommen wird. Stilpnomelan ist gegenüber den Eisenoxyden immer xenomorph und muß später als diese ausgeschieden worden sein. Dagegen kann er Karbonate verdrängen, was besonders im Nebengestein von Adern der Fall ist. So kommen Kalke vor, die fast vollständig mit Stilpnomelan erfüllt sind und manchmal nur noch kleine Kalkzwickel unverändert belassen. Da das Gestein vor der Chloritisierung nur sehr geringe Mengen Fe und SiO_2 enthielt, wie das dicht daneben liegende, noch unveränderte Gestein zeigt, muß eine Zufuhr dieser Stoffe durch die Adern stattgefunden haben.

Überall dort, wo viel Pyrit vorhanden ist, kommt auch Stilpnomelan häufig vor. Manchmal ist Stilpnomelan in den Klüften auf Pyritkristallen aufgewachsen, oft sind aber auch wirre Gemenge

dieser beiden Mineralien vorhanden; es scheint also eine z. T. gleichzeitige Ausscheidung vor sich gegangen zu sein, z. T. wurde das Silikat aber nach dem Sulfid gebildet.

Der Ripidolith liegt in Klüften vielfach in grobkristallinem Kalzit eingeschlossen, ist also älter als Kalzit. Besteht jedoch das Nebengestein der Kluft aus Kalk, so kann er stellenweise als Verdränger von $CaCO_3$ auftreten. Nie aber ist Ripidolith so massenhaft im Kalk eingestreut, wie dies beim Stilpnomelan der Fall sein kann. Es sind meistens nur einige wenige Schüppchen in der unmittelbaren Nachbarschaft der Kluft vorhanden. Das Verdrängungsvermögen ist geringer als dasjenige von Stilpnomelan.

Der isotrope Chlorit ist nie gut idiomorph ausgebildet. Er scheint etwa gleichzeitig mit dem umgebenden Aderkarbonat ausgeschieden worden zu sein. Als Verdrängungsmineral spielt er keine Rolle.

Albit ist innerhalb der Schlieren vielleicht vor dem Kalzit ausgeschieden worden, vielleicht ist er aber auch dort — wie im Nebengestein der Adern — als Verdränger aufgetreten.

Allen Silikaten, die im Gonzen vorkommen, ist somit ein Zug gemeinsam: in Karbonatadern sind sie vor oder gleichzeitig mit Karbonat ausgeschieden worden, im kalkigen Nebengestein dagegen treten sie als Verdrängungsmineralien auf. Man muß annehmen, daß zur gleichen Zeit, als in den Klüften eine Silikatausscheidung vor sich ging, außerhalb und neben den Klüften eine Verdrängung von Kalk durch Silikate erfolgte.

9. Fluorit, CaF_2.

Der Fluorit ist nirgends Gemengteil der Erze, sondern tritt nur in Klüften auf, und zwar sowohl innerhalb des Erzkörpers wie auch in der unmittelbaren Nachbarschaft desselben. Er ist immer wasserklar und farblos. Meistens handelt es sich nur um mikroskopisch kleine xenomorphe Kriställchen. Da Fluorit die Zwickel zwischen idiomorpherem Quarz, Rhodochrosit, Kalzit und Chlorit ausfüllt, muß er das letztausgeschiedene Mineral sein. Frei aufgewachsene Kriställchen sind selten, stets würfelförmig und höchstens 1 mm groß. Xenomorphe Körner können größer sein. So fand ich z. B. an der Grenze Eisenerz/Plattenkalk in einer kalzitreichen Ruschelzone über 1 cm große, kataklastisch zertrümmerte Fluoritkörner.

10. Graphit.

Im Erzlager sind oft schwarze, glänzende Tonhäutchen und Tonschiefer eingelagert. Sie sind im Dünnschliff opak. In einigen Fällen konnten darin sehr feine Flitterchen von Graphit nachgewiesen werden, und zwar an Hand des extrem starken Reflexionspleochroismus. Die Schüppchen sind kaum größer als 2 μ. Wahrscheinlich beruht die schwarze Farbe dieser Schiefer auf dem Graphitgehalt, wobei der größte Teil des Graphites unter der mikroskopischen Auflösungsgrenze zu liegen scheint.

B. Die Verbreitung der Mineralien in der Erzschicht und im Nebengestein.

Die Tabelle 6 soll einen Überblick über das mengenmäßige Auftreten der verschiedenen Mineralien geben, also die Intensität der Mineralhäufigkeit erläutern. Dabei ist es zweckmäßig, zwischen Eisenerzen, Manganerzen und Kalken (Nebengesteinen) zu unterscheiden, da sich diese drei Gesteinskategorien durch den quantitativen Anteil der verschiedenen Gemengteile stark voneinander unterscheiden. Innerhalb jeder dieser drei Kategorien treten Klüfte auf, die eine wesentlich andere Mineralvergesellschaftung enthalten können als das Nebengestein. Es ist aus diesem Grunde vorteil-

haft, innerhalb der drei Gruppen immer zwischen Mineralbestand des Gesteines (bzw. Erzes) und Mineralbestand der Klüfte und Adern zu unterscheiden. Eine eingehendere Besprechung der Zusammensetzung der Erze und Kluftparagenesen wird im folgenden Kapitel gegeben. Die Intensitätstabelle wurde auf Grund der von P. Niggli [91] aufgestellten fünf Intensitätsgrade quantitativ abgestuft.

Die Tabelle 6 spricht für sich selbst. Sie zeigt klar, wie stark die Trennung von Eisen- und Manganmineralien ist. Nie kommen die Oxyde von Eisen und Mangan zusammen vor. In oxydischer Form ist also die Trennung vollkommen. Weniger stark gediehen ist die Trennung der beiden Schwermetalle in karbonatischer Form. In den Karbonaten der Eisenerze kommt allerdings das Mangan nur in sehr geringer Menge vor, in den Mangankarbonaten hingegen kann ein ziemlich beträchtlicher Eisengehalt vorhanden sein.

Die Extensität der Mineralhäufigkeit ist von der Intensität nicht stark verschieden. Die mengenmäßig wichtigsten Mineralien der Lagerstätte sind also auch die verbreitetsten. Immerhin können bei der sorgfältigen Durchsicht der Extensitätstabelle (Tabelle 7) einige deutliche Verschiebungen gegenüber der Intensitätstabelle bemerkt werden. So ist z. B. Kupferkies immer nur in geringer Menge vorhanden, er kommt aber fast in jedem Erzstück vor. Auch in Tabelle 7 wurden wiederum die fünf von P. Niggli aufgestellten Extensitätsgrade unterschieden.

Tabelle 6.

Die Intensitätsverteilung der Mineralien.

Intensitätsgrad	Eisenerze		Manganerze		Nebengesteine (Kalke)	
	Erz	Klüfte	Erz	Klüfte	Kalk	Klüfte und unmittelbare Nachbarschaft
1. in großer Menge	Hämatit Magnetit Kalzit (mit etwas FeO)	Kalzit Pyrit Quarz Kalzit (mit etwas MgO) Grüner Stilpnomelan Ripidolith	Hausmannit Rhodochrosit (mit etwas FeO+CaO)	Rhodochrosit Kalzit	Kalzit	Kalzit
2. in Menge	Quarz		Kalzit (mit etwas MnO) Psilomelan	Isotroper Chlorit		
3. in deutlicher Menge	Pyrit Grüner Stilpnomelan	Siderit	Isotroper Chlorit Manganosit Baryt	Baryt Fluorit Pyrochroit Psilomelan		Quarz Ripidolith Pyrit Braungrüner Stilpnomelan Kalzit (mit etwas Mg)
4. in spärlicher Menge		Kupferkies Fluorit Magnetit Hämatit		Kupferkies Pyrit Wiserit	Quarz Ankerit	
5. in sehr geringer Menge oder isoliert	Kupferkies Glaukonit	Zinkblende	Quarz	Hämatit Aragonit Quarz		Albit Zinkblende Hämatit

Tabelle 7.

Die extensive Verbreitung der Einzelmineralien.

Extensitätsgrad	Eisenerze		Manganerze		Nebengesteine	
	Erz	Klüfte	Erz	Klüfte	Kalk	Klüfte
1. in allen Proben	Hämatit Quarz Kalzit (mit etwas FeO)	Kalzit	Rhodochrosit (mit etwas FeO u. CaO)	Kalzit Rhodochrosit	Kalzit	Kalzit
2. verbreitet, in den meisten Proben	Magnetit Pyrit Kupferkies	Pyrit Kupferkies Quarz Grüner Stilpnomelan Ripidolith Kalzit (mit etwas MgO)	Hausmannit Psilomelan Baryt Kalzit (mit etwas MnO)			
3. zerstreut, hie und da vorhanden	Grüner Stilpnomelan	Siderit	Manganosit Isotroper Chlorit	Pyrit Pyrochroit Wiserit Fluorit Quarz Ripidolith Isotroper Chlorit		Ripidolith Pyrit Quarz Braungrüner Stilpnomelan Kupferkies Kalzit (mit etwas MgO)
4. selten		Zinkblende Fluorit Hämatit Magnetit			Quarz Ankerit	Albit
5. sehr selten	Glaukonit		Quarz	Aragonit Quarz		Zinkblende Hämatit

C. Die Struktur und Textur der Erze.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigte es sich, daß sowohl die Eisenerze wie die Manganerze eine außerordentlich wechselvolle Struktur besitzen. Die Textur ist meist in kleinen Bereichen massig, in größeren aber schichtig bis schlierig, bei den kalkigen Eisenerzen und Manganerzen zum Teil auch knollig. Trotz der großen Mannigfaltigkeit lassen sich gewisse immer wieder auftretende Strukturtypen erkennen. Der Bereich, in dem strukturelle Homogenität herrscht, ist jedoch zumeist klein und besitzt in den Schliffen Dimensionen zwischen 0,1 × 0,1 mm und maximal 1 × 1 cm. Wohl können sehr häufig viel größere Erzpartien ein und denselben Strukturtypus besitzen, der aber von einem zweiten oder mehreren andern Typen durchsetzt ist. So ist beispielsweise häufig eine gleichmäßige, relativ feinkristalline „Grundmasse“ aus lepidoblastischem Hämatit und Quarz von einem zweiten Strukturtyp schlierig bis fleckig durchdrungen, der z. B. aus groblepidoidem Hämatit, Magnetit, Quarz und Kalzit besteht. Da auch bestimmte Kombinationen von zwei oder mehreren Strukturtypen

häufig wiederkehren, lassen sich übergeordnete Typen zusammengesetzter Natur unterscheiden. Im folgenden werden zuerst die Strukturelemente, die nur über kleine Bereiche homogen sind, beschrieben, die Grundstrukturen **(G)**. Hernach wird auf die aus ihnen aufgebauten typischen Kombinationen, die zusammengesetzten Strukturtypen **(Z)** eingegangen.

Um die Beschreibung zu erleichtern, wird im folgenden für jeden Strukturtypus eine Formel gegeben. Zu den erwähnten Bezeichnungen **G** und **Z** wird für Eisenerze der Buchstabe **E** hinzugefügt, für Manganerze ein **M**. Schließlich wird entsprechend der Reihenfolge der nachfolgenden Beschreibung eine Zahl, bei einigen Typen ferner noch ein Index **a, b** usw. angefügt. So bedeutet z. B. **GE 2 b**, daß es sich um den auf Seite 47 beschriebenen Eisenerz-Grundtypus aus Quarz und Eisenoxyd mit fleckiger Mineralverteilung handelt.

Die Beschreibung der Strukturen soll im wesentlichen dazu dienen, die Genese des Erzes abzuklären. Dazu ist vorerst notwendig, die Strukturen möglichst eingehend zu charakterisieren, ohne schon genetische Interpretationen und Begriffe in die Beschreibung einzuflechten. Es müssen also Strukturbegriffe gewählt werden, die nicht zum vornherein eine genetische Bedeutung haben, sondern rein deskriptiv sind. H. M. Huber **[56]** hat gemeinsam mit P. Niggli solche Begriffe eingeführt, die sich für unsere Zwecke gut eignen. Die für grobgemengte Gesteine geschaffenen Begriffe lassen sich ohne weiteres auch auf die Erze anwenden, da es sich ja um aus zwei oder mehreren Strukturelementen zusammengesetzte Bildungen handelt. Es sind Chorismite, chorismatische Erze. Da den einzelnen Strukturelementen nur sehr kleine Bereiche zukommen, hat man vorwiegend Mikrochorismite vor sich. Von Vorteil ist ferner die von Huber vorgeschlagene Unterteilung der Chorismite zu gebrauchen: Erze, in denen die Strukturelemente aderartig verteilt sind, werden Phlebite, solche mit knolligen Gebilden in einer Grundsubstanz Ophtalmite genannt. Bei lagiger bis schichtiger Verteilung der Strukturelemente handelt es sich um Stromatite. Die Einzelelemente der Chorismite sind die nachfolgenden **G**-Typen. Die **Z**-Typen behandeln die chorismatischen Erze als Ganzes.

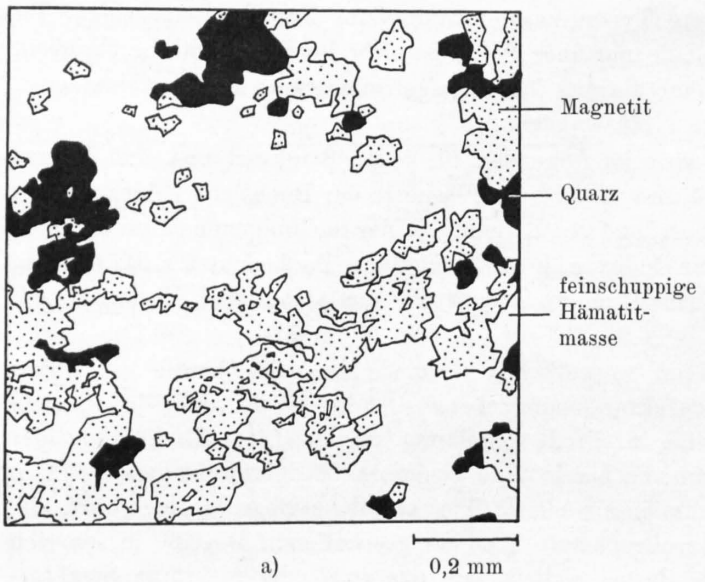
1. Eisenerze.

a) Die Grundtypen der Eisenerze, GE-Typen.

GE1. *Lepidoblastischer bis kryptokristalliner Eisenoxydtypus.*

Einer der häufigsten Eisenerztypen besteht aus den Hauptgemengteilen Hämatit und Magnetit. Beide Mineralien sind entweder sehr feinkristallin bis kryptokristallin oder sie bilden schlecht kristallisierte Schüppchen. Im ersteren Falle handelt es sich um kryptolepidoide, im zweiten um (mikro)-lepidoblastische Strukturen. Infolge der Kleinheit der Einzelteilchen bleiben sich jedoch beide Strukturen sehr ähnlich. Das Verhältnis Hämatit : Magnetit schwankt sehr stark. Manchmal ist ausschließlich Hämatit vorhanden, wobei die lepidoblastische Struktur besonders gut zum Ausdruck kommt, indem zahllose kleinste Hämatitschüppchen ein wirres, ungeregeltes Haufwerk aufbauen, das stellenweise ziemlich stark porös sein kann (Fig. 11 b).

Manchmal kommen darin auch sphärolithische Hämatitnester vor. Die im Anschliff beobachtbare Porosität kann etwas größer als diejenige des Erzes sein, da beim Schleif- und Polierprozeß immer wieder einzelne Teilchen herausbrechen. Tritt zu dem monomineralischen Hämatitgewebe Magnetit hinzu, so bildet dieser meistens unregelmäßige Flecken, die entweder gleichmäßig über das Erz verteilt oder aber an einzelnen Stellen angehäuft sind. Die Figur 11 a stellt einen Ausschnitt aus einer solchen Erzpartie dar. Hämatit und Magnetit sind häufig die einzigen Gemengteile. Als Nebengemengteil kommt Quarz in Form von rundlichen oder unregelmäßigen Körnchen vor. Diese sind z. T. erheblich größer als die Eisenoxydpartikelchen. Fast immer ist die Kornbindung zwischen Quarz und der umgebenden Eisenoxydmasse schlecht, denn häufig ist zwischen ihnen ein Hohlraum vorhanden, und das Quarzkorn liegt locker im Eisenoxydgemenge eingebettet. In vielen Fällen liegen ein unregelmäßig gelapptes Quarzkorn oder deren mehrere in einem ähnlich geformten, etwas größeren Hohlraum. Die



b)

Hämatitmasse von a) stark vergrößert (600fach). Anschliff.
Weiß = Hämatit.
Schwarz = Poren.
Strich rechts unten = 0,02 mm.

Fig. 11. **Eisenerztypus GE1.**

a) Anschliff, 70fach vergrößert. In einer sehr feinschuppigen Hämatitmasse (Innenstruktur auf b] abgebildet) liegen Magnetitkörner und -aggregate sowie Quarzkörner. Quarz ist meist rundlich.

Umrisse des Quarzes sind dabei glatt und rundlich, diejenigen der Eisenoxyde aber zackig und unregelmäßig. Nicht selten ist der dünne, filmartige Hohlraum ganz oder teilweise durch Kalzit ausgefüllt. Dies ist besonders dann der Fall, wenn die Quarzkörner gegenüber dem nicht von Eisenoxyden erfüllten Hohlraum relativ klein sind, wie das z. B. in Figur 12 der Fall ist.

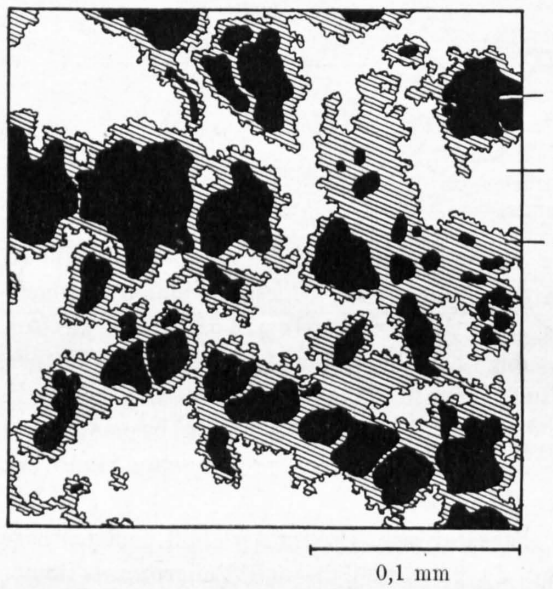


Fig. 12. **Eisenerzstruktur GE1, relativ quarzreich.**
Anschliff. 275fach vergrößert. Um die Quarzkörner, die durch Schrumpfung aus Gel entstanden, ist Kalzit vorhanden. Er füllt die Schrumpfungshohlräume. Der Hämatit hat die gleiche Innenstruktur wie Fig. 11b. Schliff Nr. 80.

Es kann aber auch bei relativ guter Porenfüllung durch Quarz ein sehr dünner randlicher Kalzitfilm vorkommen. Die Entstehung dieser eigenartigen Verhältnisse läßt die Mitbeteiligung von Schrumpfungsvorgängen vermuten. Bei der Erzbildung sind offenbar Kieselsäuregeltröpfchen in die Eisenoxydmasse eingebettet worden, die zunächst den eisenoxydfreien Raum völlig ausfüllten. Durch den Übergang in Quarz trat eine Schrumpfung ein, wobei die kleinen Geltröpfchen ein einheitliches Quarzkorn lieferten, das nur noch locker in der Erzmasse eingebettet liegt. Größere und unregelmäßige Gelgebilde zerfielen in mehrere Quarzkörnchen (Fig. 12). Die entstandenen Hohlräume konnten später durch Infiltration teilweise oder ganz mit Kalzit ausgefüllt werden. Daß es sich nicht um klastische Quarzkörnchen handelt, die schon vor der Bildung der Eisenoxyde vorhanden waren, geht daraus hervor, daß manchmal Hämatitschüppchen darin eingeschlossen sind. Diese können sogar in konzentrischen Ringen angeordnet sein, wie das bei den Liesegangschen Ringen der Fall ist (Fig. 10, S. 29).

Als akzessorische Gemengteile treten selten kleine Pyritkörnchen auf, die sehr oft von kleinen Kupferkieskörnchen begleitet sind. Kupferkies ist dabei oft im Pyrit eingewachsen.

Dieser Erztypus hat — bei grundsätzlich gleichbleibender Struktur — eine ziemlich große Variationsbreite. Variabel ist vor allem der Korndurchmesser der Erzaggregate, der in der Regel zwischen 2 und 20 μ liegt. Er kann aber besonders dann, wenn Hämatit allein vorhanden ist, noch erheblich kleiner sein. Unter dem Mikroskop entstehen dann scheinbar isotrope, stark narbige Hämatitmassen. Ferner schwanken das mengenmäßige Verhältnis Hämatit : Magnetit und der Quarzgehalt (zwischen 0 und etwa 25 %), ohne daß eine wesentliche Strukturveränderung konstatierbar wird.

Texturell ist der **GE1**-Typus fast durchweg ungeregelt. Die Schliffe parallel und senkrecht zur Erzschicht sind gleich. Manchmal ist allerdings in Querschliffen eine gewisse Schichtung angedeutet, indem die Quarzkörner in lockeren Schnüren parallel zur Großschichtung angeordnet sind. Die Verteilung von Hämatit und Magnetit ist jedoch völlig regellos.

Hie und da weist dieser Typus eine gewisse Kugeltextur auf: innerhalb einer gleichmäßigen, regellosen Masse aus Hämatitkriställchen kann z. B. unvermittelt ein scharf begrenztes Kügelchen aus viel feiner oder viel gröber gekörntem Hämatit liegen. Diese kugeligen oder eiförmigen Gebilde unterscheiden sich nur durch die Korngröße oder durch eine dichtere Packung bei gleicher Korngröße von der Umgebung. Die meist unter 0,1 mm großen Kügelchen sind gewöhnlich nur vereinzelt vorhanden. Auch kommt es vor, daß mitten im gleichmäßigen Erzgewebe Quarzkörnchen einen Ring bilden oder ein monomineralisches Kügelchen aufbauen. (Beginn sphärisch-oolithischer Textur.)

Makroskopisch sind die Erze dieses Typus dicht und stahlblau gefärbt.

GE2. *Eisenoxyd-Quarz-Typus.*

Die Gemengteile sind bei diesem Typus die gleichen wie beim vorigen: kryptolepidoider bis lepidoblastischer Hämatit und Magnetit sowie Quarz. Das Verhältnis Eisenoxyde : Quarz ist aber zugunsten von Quarz verschoben, so daß dieses Mineral zu einem Hauptgemengteil wird und dem Strukturbild sein besonderes Gepräge gibt. Etwa 0,01 mm große Quarzkörnchen bilden z. T. fast monomineralische Schlieren und Flecken. Die Einzelkörnchen sind polygonal begrenzt und bilden eine Mosaikstruktur. Häufig kommen rundliche Einzelkörnchen vor, die nicht direkt aneinander grenzen, sondern durch kalzitisches Bindemittel miteinander verbunden sind. Wie beim ersten Typus sieht es auch hier so aus, als ob früher einheitliche Gelkörper bei der Entwässerung einen Schrumpfungs- und Zerfallprozeß erlitten hätten. Das Kalzitbindemittel scheint nach der Quarzkristallisation ausgeschieden worden zu sein. Im Quarz-Kalzitgefüge sind einzelne und zu Häufchen aggregierte Eisenoxydschüppchen locker verteilt. Das mengenmäßige Verhältnis Magnetit zu Hämatit schwankt außerordentlich stark, ohne die Struktur zu beeinflussen. Strukturell kann man folgende Untertypen unterscheiden:

a. Der Quarz bildet stellenweise eine monomineralische Mosaikstruktur. Meistens liegen aber zwischen den Quarzkörnern Eisenoxydpartikelchen, besonders dort, wo mehrere Quarzkörnchen zusammenstoßen (Fig. 13). Es handelt sich demzufolge um eine granoblastische Struktur mit kryptolepidoider Zwischenmasse.

b. Monomineralische Quarzflecken (oft mit Kornbindung durch Kalzitfilme) können maserig mit unregelmäßigen Eisenoxyd-Agglomeraten abwechseln. Die Flecken sind nur klein (kaum je bis 0,1 mm) und texturell nicht geregelt.

c. Die Eisenoxyde können, statt wie bei **b** unregelmäßige Agglomerate aufzubauen, kugelige, eiförmige oder ringförmige Gebilde zusammensetzen. Diese liegen in einer monomineralischen Quarzgrundmasse. Figur 14 veranschaulicht einen Ausschnitt aus einem so struierten Erz. Die Eisenoxydkügelchen sind oft kaum 0,01 mm groß, können aber bis 1 mm groß werden, wobei an einer Erzstelle stets alle Kügelchen etwa gleich groß sind. Innerhalb der einzelnen Kügelchen sind die Eisenoxydkriställchen regellos angeordnet, so wie z. B. auf Figur 11 b. Manchmal haben die Kügelchen einen Quarzkern. Die Quarzzwischenmasse ist mosaikartig struiert und oft ziemlich stark porös. Sie enthält häufig reichlich Stilpnomelan. Das Vorkommen solcher kugelig struierter Erze ist auf die Nähe von Klüften beschränkt.

Genau wie beim Typus **GE1** können hier neben Eisenoxyd- auch Quarzkügelchen auftreten. Sie sind aber weit seltener als ringförmige Quarzgebilde, die bei diesem Typus weit verbreitet sind und offenbar auch als Gelbildungen angesehen werden müssen.

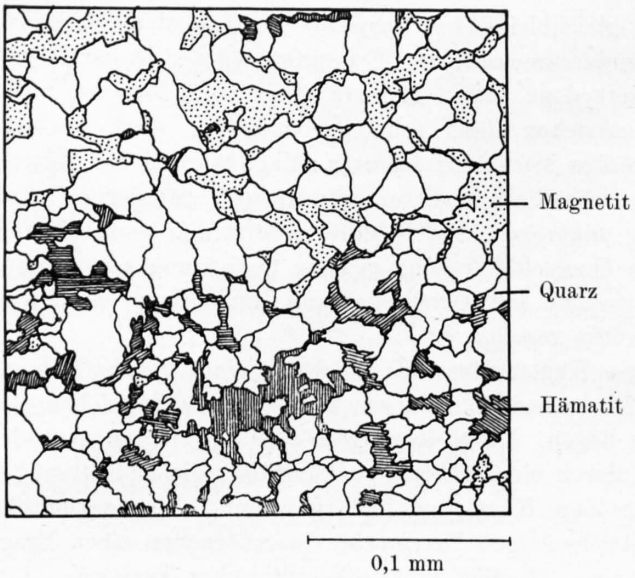


Fig. 13. **Eisenerztypus GE 2a.**
Anschliffzeichnung. 265fach vergrößert. Quarzmosaik mit Eisenoxyden in den Zwickeln. Schliff Nr. 106a.

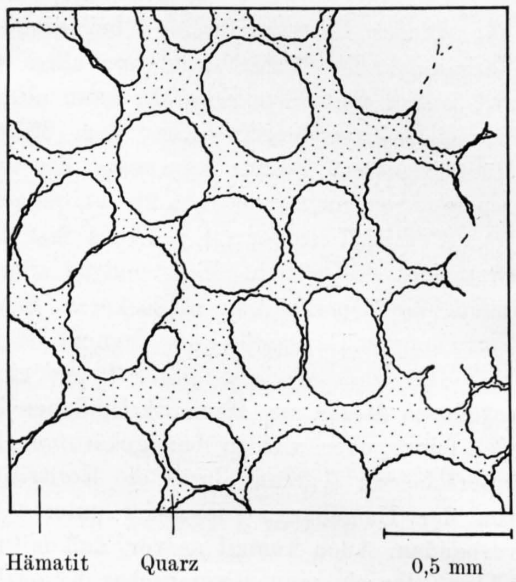


Fig. 14. **Eisenerztypus GE 2c.**
Anschliffzeichnung. 33fach vergrößert. In feinkörniger Quarzgrundmasse liegen runde Hämatitgebilde mit der gleichen Innenstruktur wie sie auf Fig. 11b abgebildet ist. Schliff Nr. 417.

Trotzdem besonders die Untertypen **b** und **c** kugelige oder fleckige Mikrotexturen aufweisen, haben sie im großen gesehen doch eine massige, richtungslose Textur. **GE1** und **GE2** sind durch Übergangstypen untereinander verbunden, kommen jedoch vorwiegend in den Grenzformen vor, d. h. sie sind entweder relativ quarzarm **(GE1)** oder relativ quarzreich **(GE2)**.

Der **GE2**-Typus ist makroskopisch dicht und je nach dem Gehalt an Eisenoxyden von rotbrauner bis stahlblauer Farbe.

GE3. *Gutkristallisierter Eisenoxyd- bis Eisenoxyd-Quarz-Kalzit-Typus.*

In den ersten beiden besprochenen Erztypen sind die Eisenoxydkriställchen fast immer unregelmäßig (meist lepidoblastisch oder Kryptolepidoidaggregate) ausgebildet. Innerhalb gewisser Bereiche können sie aber auch idiomorph sein, wodurch trotz qualitativer Übereinstimmung mit **GE1** und **GE2** von diesen recht gut unterscheidbare Strukturtypen resultieren:

Der Mineralbestand weist wiederum Hämatit, Magnetit und Quarz als Hauptgemengteile, Kalzit als Nebengemengteil und Pyrit sowie Kupferkies als Akzessorien auf. Das Verhältnis (Hämatit + Magnetit) : (Quarz + Kalzit) schwankt ziemlich stark. Es ist daher notwendig, verschiedene Untertypen zu unterscheiden. Da Magnetit als Pseudomorphosen nach Hämatit auftritt, hat das wechselnde Verhältnis Magnetit : Hämatit strukturell nur geringe Bedeutung.

a. Eisenoxydreiche Glieder. Das Erz besteht aus einem regellosen Aggregat von Hämatit- (oder Magnetit-) Tafeln, die einander wirr durchwachsen und nur kleine Zwickel zwischen sich freilassen. Diese sind entweder leer oder häufiger von Quarz oder Kalzit erfüllt. Es treten dabei die gleichen Phänomene auf, die bei **GE1** dargestellt wurden: Quarz erfüllt die Zwickel oft nur teilweise, und Kalzit bildet Filme zwischen Quarz und den Eisenoxyden oder erfüllt manchmal allein den ganzen Zwickel. Dieser Typus ist dem **GE1**-Typ analog, nur tritt an Stelle der dortigen kryptolepidoiden bis lepidoblastischen Ausbildung der Eisenoxyde die mikrolepidoide Struktur. Quarz bildet außer Zwickelfüllmassen auch vereinzelte größere Körner, die aber ebenfalls in „zu großen" Hohlräumen sitzen. Große Magnetittafeln sind meistens nicht so gut idiomorph wie die Hämatittafeln, weshalb Übergänge zu **GE1** zustande kommen.

b. Sind die Eisenoxyde, Quarz und Karbonat alle relativ gleich häufig, so bilden Hämatit und Magnetit immer noch das die Struktur bestimmende Gerüst. Die Figur 15 zeigt diesen Fall sehr schön.

Zwischen Eisenoxydleisten liegen mit Quarz, Ferrokalzit (*a*-Typus, S. 32) oder beiden Mineralien zugleich erfüllte Zwickel. Genau wie bei **GE2** ist bei größerem Gehalt an Nicht-Erz-Mineralien die Zwickelerfüllung besser als bei fast ausschließlichem Eisenoxydgehalt. Man kann von einer hypidiomorphen bis intersertalen Struktur sprechen. Daß die Verteilung des Magnetites weitgehend vom angrenzenden Quarz abhängt, wurde schon auf Seite 18 erwähnt. Magnetit grenzt fast immer an Karbonat; es ist aber umgekehrt keineswegs der Fall, daß an Karbonat immer Magnetit grenzt, da auch Hämatit mit Karbonat verwachsen sein kann.

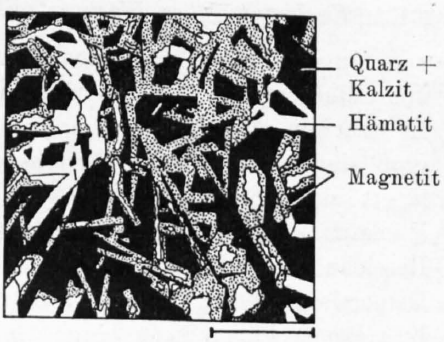


Fig. 15. **Eisenerzstruktur GE3b.** Anschliff, 180fach vergrößert. Hämatittafeln bilden ein sperriges Gefüge und sind z. T. durch Magnetit verdrängt. Die Zwickel werden von Quarz, Kalzit und untergeordnet auch Stilpnomelan erfüllt. Schliff Nr. 49. D.

c. Ein starkes Überwiegen der Nichterzmineralien führt schließlich zu Typen, bei denen idiomorphe Eisenoxydtäfelchen in einer Gangart-Grundmasse liegen (Fig. 16).

Auf Seite 16 ist schon darauf aufmerksam gemacht worden, daß in derartigem Erz der Hämatit vielfach in Form kleiner Schüppchen im Quarz eingelagert ist, wobei Quarz kleine rundliche Körnchen oder größere unregelmäßige Knollen aufbaut, die aus mosaikartig aneinander grenzenden Körnchen bestehen. Das in großen Mengen vorhandene Karbonat ist fast immer ein Ferrokalzit, dessen Korngröße sehr stark schwankt. Feinkörnige Gemenge, in denen die Einzelkörnchen buchtig ineinander verlappt sind, herrschen jedoch vor.

d. Extrem dünnblätterige, fast monomineralische Hämatitaggregate bauen manchmal kleine Erzbereiche auf. Es sind jeweils sehr dünne Hämatitblätter zu büscheligen Aggregaten vereinigt, die z. T. wirr durcheinander gewachsen sind. Kleine rundliche Quarz- und Karbonateinschlüsse sind nicht selten. Die Zwickel zwischen den einzelnen Hämatitkristallen bleiben fast immer leer. Offenbar handelt es sich um sehr schnell auskristallisierten Hämatit. Dieser Erztypus tritt nur als Füllung von meist blind endenden Aderfortsätzen innerhalb anderer Erztypen auf.

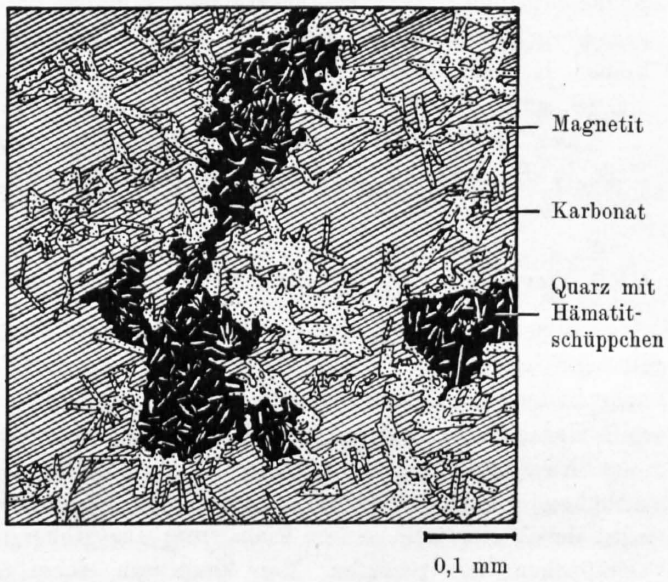


Fig. 16. **Eisenerztypus GE3c.** Anschliff, 120fach vergrößert. In einer Ferrokalzitmasse liegen Magnetittäfelchen und Quarzgebilde. Letztere enthalten Hämatitschüppchen. Auch im Magnetit sind Hämatitrelikte vorhanden. Schliff Nr. 75a.

Die Untertypen **a-d** sind alle von regelloser Textur. Kugelige Strukturen kommen hier praktisch nicht vor. Nicht selten gehen die **GE3**-Erze langsam in **GE1**- oder **GE2**-Typen über, indem eine Zwischenzone mit relativ schlecht idiomorphen, aber immer noch deutlich tafelig-blätterigen Eisenoxyden vorhanden ist. Diese Übergangszone ist oft nur wenige Zehntelsmillimeter mächtig. Der Übergang kann in allen Richtungen des Raumes vor sich gehen und ist nicht unbedingt von der Grobschichtung der Erze abhängig. Der Typus **GE3** kann makroskopisch nicht von den ersten beiden unterschieden werden. Er ist dicht und von dunkelrotbrauner bis stahlblauer Farbe.

GE4. *Karbonatreiches Eisenerz mit richtungsloser Textur.*

In den bisher genannten Erztypen sind die Eisenoxyde und Quarz Hauptgemengteile, Karbonate nur untergeordnet vorhanden. Im vierten Typus herrscht immer ein Ferrokalzit (α-Typus, S. 32) vor. Er baut ein gleichkörniges Gefüge aus buchtig verzahnten Kriställchen auf, die meistens kaum 0,05 mm groß sind. Das Typische besteht darin, daß sehr feine Hämatitschüppchen in den Ferrokalzit eingelagert sind. Es handelt sich um ein Interpositionsgefüge (Dispersionsstruktur). Die Hämatitdispersion ist gleichmäßig und völlig unregelmäßig in der Karbonatmasse verteilt. Über größere Bereiche kann indessen die Dichte der Dispersion schwanken. Der Übergang von dichten zu lockeren Dispersionen erstreckt sich meistens über mehrere Zentimeter, manchmal auch nur über Millimeter. In seltenen Fällen kann bereits auf sehr kurze Strecken eine starke Schwankung des Hämatit-Gehaltes vorkommen. Die einzelnen Hämatitschüppchen befinden sich in der Regel gerade an der Grenze der erzmikroskopischen Sichtbarkeit, häufig sind sie nur noch an der intensiv roten Karbonatfarbe bemerkbar. Anderseits können zur Seltenheit die Einzelschüppchen auch bis etwa 10 μ groß werden. Trotzdem der Gehalt an Hämatit kaum je 10% beträgt, scheint die Erzmasse opak zu sein, da sich im Dünnschliff erst bei sehr lockerer Dispersion die einzelnen Schüppchen unterscheiden lassen.

Akzessorische Gemengteile sind Quarz, Pyrit, Kupferkies und grüner Stilpnomelan. Am verbreitetsten sind kleine rundliche Quarzkörnchen, die oft konzentrisch angeordnete Hämatitschüppchen enthalten. Dies zeigt, daß der Quarz auch hier aus Kieselsäuregeltröpfchen entstanden sein muß. Pyrit und Kupferkies sind etwas häufiger vorhanden als in den vorher besprochenen Typen. Aber es handelt sich trotzdem nur um mikroskopisch kleine Körnchen. Der grüne Stilpnomelan setzt manchmal kleine Büschelchen zusammen, welche besonders dort etwas häufiger sind, wo Hämatit zurücktritt. Magnetit fehlt als eigentliches Dispersionsmineral so gut wie ganz. Nur in der Nähe von Pyrit sind manchmal einige größere Hämatitflitterchen in Magnetit umgewandelt. Die Röntgenogramme (Pulveraufnahmen) solcher Erze zeigen deshalb keine Magnetitlinien.

Ein sehr wichtiger Bestandteil dieser Erze sind die Organismenreste, vor allem Radiolariengehäuse, Spongiennadeln, Aptychenbruchstücke und Echinodermenreste. Sie bestehen alle aus Kalzit und liegen wie Fremdkörper, wie „Einsprenglinge" im Ferrokalzit-Hämatitinterpositionsgefüge. Sie enthalten keinen Hämatit. Manchmal dringen vom Rande her kleine Stilpnomelanbüschelchen in ihre Schale ein. (S. auch S. 64 f.)

Der Erztypus **GE4** baut den größten Teil der Melierterze auf. Er tritt makroskopisch als roter Kalk in Erscheinung. Gegenüber dem folgenden Typus zeichnet er sich durch seine richtungslose Textur aus.

GE5. *Karbonatreiches Eisenerz mit feinschichtiger Textur.*

Sehr häufig enthalten die karbonatreichen Eisenerze zwei Größenklassen von Hämatit. Die eine ist sehr feinschuppig und in Ferrokalzit dispergiert, die andere ist gröber kristallin und lepidoblastisch ausgebildet. Als Akzessorien treten wie im **GE4**-Typus Quarz, Pyrit, Kupferkies und Stilpnomelan auf. Organismenreste sind nicht selten, jedoch eher spärlicher als im soeben beschriebenen Typus.

An Stelle der richtungslosen Textur fällt bei **GE5** ein äußerst feinschichtiger Bau auf. Man kann manchmal einzelne Schichtchen ausscheiden, die kaum einige μ mächtig sind. Diese Feinschichtung wird durch eine zeilenartige Anordnung der gröberen, mehr oder weniger parallelgerichteten Hämatitschüppchen hervorgerufen. Man kann von einem feinrhythmischen Wechsel von Karbonat-Hämatitdispersionsschichtchen und Hämatitschüppchenschichten sprechen. Manchmal wechseln mehrmals Schichtchen, die nur gerade aus einer Karbonatkornschicht bestehen, mit Hämatitschichtchen ab, die nur ein Schüppchen dick sind.

Diese „Mikroschichtung" erkennt man makroskopisch nicht. Es kommt aber nicht selten vor, daß hämatitreiche Schichtpakete mit solchen von geringerem Hämatitgehalt abwechseln. Dadurch entsteht eine „Makroschichtung", die aber immer noch kaum 1 mm mächtige Einzelschichtchen enthält. Da sie durch den Wechsel verschiedener **GE**-Typen zustande kommt, wird sie bei der Behandlung der **ZE**-Typen diskutiert werden.

Ist der Wechsel in vertikaler Richtung von hämatitreichen zu hämatitarmen Typen nicht so

schroff, daß von einer eigentlichen Schichtung gesprochen werden kann, so handelt es sich um zwischen **GE5** und schichtigen **ZE**-Erzen vermittelnde Typen.

Die **GE5**-Erze sind makroskopisch braunrot. Ihre Schichtung ist durch einen Wechsel von hell und dunkel angedeutet.

GE6. *Faserig-strahliges Hämatiterz.*

In der Nähe von Manganerzvorkommen findet sich zuweilen innerhalb der Eisenerze oder in der Übergangszone die schon auf Seite 15 beschriebene und abgebildete nadelige Hämatitform. Das Erz besteht in diesem Falle aus büschelig aggregierten Hämatitnadeln. Die Zwischenräume sind mit Ferrokalzit (z. T. merklich Mn-haltig) ausgefüllt und enthalten nicht selten eine dichte, sehr feinschuppige Hämatitdispersion. Die einzelnen Hämatitbüschel durchdringen sich manchmal gegenseitig. Der Hämatitgehalt schwankt von $^4/_5$ bis zu etwa $^1/_{20}$, wobei extrem hämatitarme Glieder nur sehr feine Hämatitnadeln enthalten. Derartiges Erz baut meistens linsig geformte Körper auf, die parallel zur Schichtung im Erzkörper eingelagert sind und bis 1,5 cm dick sein können. Die Hämatitnadeln stehen darin immer mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung. Ist der Gehalt an faserigem Hämatit nicht allzu gering, so erkennt man den Typus schon makroskopisch an seinem faserigen Bau. Hämatitreiche Glieder sind stahlblau, karbonatreiche mehr rötlichbraun.

b) Die zusammengesetzten chorismatischen Eisenerztypen. ZE-Typen.

Die im vorangehenden Abschnitt festgelegten Grundtypen sind häufig wiederkehrende Grenzformen einer viel größeren Mannigfaltigkeit, die zugleich auffallend viel häufiger verwirklicht sind als die dazwischenliegenden Übergangstypen. Immerhin gibt es zwischen den einzelnen **GE**-Typen gewisse charakteristische Übergänge, die sich so häufig wiederholen, daß sich ihre Festlegung geradezu aufdrängt. So kann z. B. ein rhythmischer Wechsel verschiedener **GE**-Typen eine Schichtung bedingen, also eigentliche Stromatite erzeugen. Es ist ferner recht häufig, daß sich zwei oder mehrere **GE**-Typen phlebitisch durchdringen. Dadurch kommen typische Kombinationen zustande, welche für das Verständnis der Genese des Erzes von größter Wichtigkeit sind.

ZE1. *Stromatitische Eisenerze mit zyklischem Strukturwechsel.*

a. *Mikrozyklische Feinschichtung.* Die verbreitetste Schichtungsart der Eisenerze kommt dadurch zustande, daß zwei Strukturelemente rhythmisch miteinander abwechseln. Man erkennt z. B. folgendes: eine Schicht aus Eisenoxyden **(GE1** oder **GE3a)** geht nach oben langsam in karbonatreiches Erz über, indem die Eisenoxyde sukzessive seltener werden, das Karbonat hingegen zunimmt, so daß das obere Endglied eine Ferrokalzitlage mit Hämatitdispersion ist **(GE4)**. Es liegt gewissermaßen ein Zyklus von Eisenoxyderz zu Karbonaterz vor. Über diesem Mikrozyklus, der meist kaum 5 mm mächtig ist, setzt mit scharfer, fast geradliniger Grenze ein zweiter ein, und zwar wiederum mit Eisenoxyden beginnend. Dies wiederholt sich oft zwanzig- und mehrmal übereinander. Meistens geht mit der Zunahme des Karbonates eine Kornverkleinerung des Hämatites Hand in Hand, so daß in einem Zyklus unten relativ grobkörniger, oben relativ feinschuppiger Hämatit vorliegt. Makroskopisch ist diese Schichtungsart daran zu erkennen, daß die einzelnen Schichtchen ihre Farbe von Stahlblau nach Dunkelrotbraun (oben) verändern.

Eine weitere, sehr typische zyklische Feinschichtung beruht auf dem bloßen Übergang von grobkörnigem in feinkörniges, oxydisches Erz. Die lepidoblastischen oder kryptolepidoiden Oxyderze **(GE1)** sind dieser Schichtung sehr häufig unterworfen, indem in ein und demselben Zyklus unten grobkörnige, oben feinkristalline bis kryptokristalline Eisenoxyde liegen. Eine scharfe Grenze schließt den Zyklus jeweils gegen den nächsthöheren ab, der aufs neue mit grobkörnigem Eisenoxyd beginnt.

In den Mikrozyklen ist zumeist der oxydische Erzteil unten, der karbonatische oben, ebenso der grobkörnige unten und der feinkörnige oben. In relativ seltenen Fällen kommt aber auch der umgekehrte Fall vor.

Die Grenzfläche zwischen zwei Mikrozyklen ist fast immer sehr scharf und eben oder flach

gewellt. Der Idealfall von zyklischer Feinschichtung ist relativ selten verwirklicht. Meistens sind geringe Abweichungen vorhanden, indem die Abfolge grobkörnig → feinkörnig oder oxydreich → karbonatreich nicht überall kontinuierlich vor sich geht, sondern zum Teil sprunghaft erfolgt.

b. *Zyklische Grobschichtung, makrozyklische Stromatite.* Zyklische Schichtung ist auch in Erzbänken von 3—10 cm Mächtigkeit vorhanden. Infolge der weiter unten besprochenen Störungen (s. **ZE 3**) ist die Abfolge jedoch nie rein vorhanden. Sieht man von den Störungen ab, so lassen sich zwei Fälle der zyklischen Abfolge unterscheiden; erstens: unten rein oxydisches Eisenerz (**GE 1** oder **GE 3 a**) → oben karbonatisches mit Hämatitinterpositionen (**GE 4**). Zweitens: unten rein eisenoxydisch (**GE 1**) → oben oxydisch mit viel Quarz (**GE 3 b**, **GE 3 c** oder **GE 2**). Beide Abfolgen kommen auch in umgekehrter Reihenfolge vor. Die einzelnen Zyklen folgen sich nicht so regelmäßig wie bei der mikrozyklischen Feinschichtung, da z. B. auf einen Oxyd → Karbonat-Zyklus ein Karbonat → Oxyd-Zyklus folgen und darüber schließlich ein Eisenoxyd → Eisenoxyd-Quarz-Zyklus liegen kann.

Bei den Mikrostromatiten ist die Grenze zwischen zwei Zyklen jeweils durch den schroffen Wechsel von zwei **GE**-Typen gegeben. Die Grenzen der Grobschichten sind dagegen schwarze Tonschieferlagen mit ziemlich hohem Silikat- und Karbonatgehalt (vgl. Analyse Nr. 14, S. 100). Auch Pyrit und Kupferkies kommen darin ziemlich regelmäßig vor. Durch einen geringen Graphitgehalt sind die Trennschiefer meist schwarz gefärbt.

Diese Trennschieferlagen sind meistens nur wenige Millimeter mächtig und gegen unten fast immer sehr scharf abgegrenzt, nach oben hingegen meistens langsam und allmählich in Erz übergehend. Der Zyklus beginnt jeweils mit dem Trennschiefer, geht nach oben in Erz über und findet schließlich seinen Abschluß an der scharfen Grenze des nächsthöheren Trennschieferhorizontes.

Währenddem die mikrozyklische Schichtung in horizontaler Richtung nur auf relativ kurze Strecken unverändert verfolgt werden kann und maximal einige Meter angenähert konstant bleibt, ist die Grobschichtung mit ihren durch Trennschiefer begrenzten Zyklen manchmal quer durch das ganze Lager mehrere hundert Meter weit verfolgbar. Beständig und durchgehend sind dabei allerdings nur die Trennschiefer, das Erz kann seinen Charakter in horizontaler Ausdehnung stark verändern.

ZE 2. *Stromatitische Eisenerze mit wechsellagerartiger Feinschichtung.*

Fig. 17. **Eisenerztypus ZE 2 a.**
Anschliff, 24fach vergrößert, Strich rechts außen = 0,5 mm. Feinrhythmische Wechsellagerung zweier Erztypen (dunkel: Chlorit-Kalzitschichtchen; hell: Ferrokalzit-Hämatitschichtchen). Ein Teil der Schichtchen ist gefältelt. Über die einzelnen Schichtchen greifen hämatitreiche (helle) Flecken. Schliff Nr. 319.

Viel häufiger als die zyklische Schichtung ist eine Wechsellagerung feiner Schichten aus verschiedenartigen Strukturelementen. Dabei gehen die einzelnen **GE**-Typen nicht ineinander über, wie dies bei den zyklischen Schichtungen der Fall ist, sondern sie sind scharf abgegrenzt. Die Schichtdicke schwankt zwischen wenigen μ und mehreren Millimetern, ja in seltenen Fällen können einzelne Schichtchen Zentimeterdicke erreichen. Es kann ein rhythmischer Wechsel von zwei **GE**-Typen vorhanden sein oder ein aperiodischer Wechsel mehrerer Strukturelemente vorliegen.

a. *Rhythmische Wechsellagerung.* Eine sehr schöne Wechsellagerung zeigen oft die kalkreichen Erze der Vertaubungszone. Feine, etwa 30 μ dicke Schichtchen aus Ferrokalzit (**GE 4**) und lepidoblastischem Hämatit (**GE 1**) wechseln mit 10—30 μ mächtigen Kalzit-Chloritschichtchen ab, und zwar oft fünfzig- und mehrmal. Die rhythmische Feinschichtung ist nicht selten gestört, und zwar greifen jeweils hämatitreichere, ungeschichtete Flecken über mehrere Schichtchen hinaus, wie z. B. auf Figur 17.

Eine weitere Störung im feinschichtigen Bau ist die ebenfalls auf Figur 17 erkennbare Fältelung einiger Schichtchen innerhalb des sonst ebenflächigen Schichtverlaufes. Auf beide Störungsarten wird später noch eingegangen werden.

b. *Unregelmäßige Wechsellagerung.* Von allen Schichtungs-

arten ist dieser Typus der häufigste. Es läßt sich kein Schema geben über die Art der Schichtfolge und der daran beteiligten **GE**-Typen. Der Charakter dieser Wechsellagerung wird durch Figur 18 gut illustriert.

Es wechseln grobkörnige **GE 2**-Schichtchen mit feinkörnigen **GE 1**-Schichtchen und karbonatreichen **GE 5**-Schichtchen ab. Man erkennt, daß hier der Wechsel nicht rhythmisch wie auf Figur 17 erfolgt, sondern daß eine fast willkürliche Abfolge verschiedener **GE**-Typen vorliegt. Ferner fällt auf, daß die Schichtung nicht mehr schön ebenflächig, sondern ziemlich unruhig ist. Die einzelnen Schichtchen ziehen nicht alle auf größere Strecken durch, ihre Mächtigkeit ist starken Schwankungen unterworfen, und sie können auch seitlich ganz auskeilen. Es treten also auch bei diesem Typus zahlreiche Störungen auf.

Fig. 18. **Eisenerztypus ZE 2 b.**
Anschliff, 9fach vergrößert. Der Strich links unten entspricht 1,0 mm, und nicht wie angegeben 0,1 mm. Unregelmäßige Wechsellagerung mehrerer **GE**-Typen. Einzelne Schichtchen keilen seitlich aus, andere haben eine stark wechselnde Mächtigkeit. Schliff Nr. 106 a.

In den hochwertigen Eisenerzen besteht die Wechsellagerung in der Regel in einem Alternieren der **GE**-Typen **1, 2, 3** und **5** und ihrer Unterarten. Es wechseln vor allem eisenoxydische Schichtchen mit karbonatreicheren oder quarzreicheren ab, etwas seltener verschieden grob gekörnte Schichtchen ein und desselben **GE**-Typus. Diese Schichtung ist auf dem Querbruch der Erze immer schon makroskopisch erkennbar. Die Hauptbruchflächen, d. h. die parallel zur Schichtung verlaufenden Bruchflächen, sind meistens nicht glatt, sondern folgen der welligen Mikrotextur. Dabei ist nur sehr selten eine rippelmarkartige Wellung zu sehen. Meistens ist die Schichtfläche flachhöckerig, wobei die einzelnen Höcker gegenüber den tiefsten Punkten maximal einige Millimeter erhöht sind und im Mittel 1—2 cm auseinander liegen. Der äußerst feinwellige bis höckerige Verlauf der Schichtflächen ruft oft eine Ziselierung der Bruchflächen hervor. Manchmal sind die einzelnen Höcker undeutlich in Reihen angeordnet.

ZE 3. *Eisenerze mit gestörter Feinschichtung.*

Schon bei den beiden stromatitischen Eisenerztypen **ZE 1** und **ZE 2** wurde darauf hingewiesen, daß die Schichtung oft nur unvollkommen ist und stellenweise Störungen aufweist. Es soll zunächst von den Störungen des Schichtverlaufes durch Verwerfungen (auch von solchen kleinsten Ausmaßes) abgesehen werden, welche mehrere Schichtchen zugleich mit einem mehr oder weniger glatten Bruch verwerfen. Es handelt sich hier vielmehr um innere Struktur-Textur-Störungen des Erzes, welche nichts mit tektonischer Bruchbildung zu tun haben.

a. *Seitlicher Übergang von einem* **GE**-*Typ in einen andern innerhalb des gleichen Schichtchens.* Auf Figur 17 ist die Schichtung stellenweise unterbrochen, indem zusammenhängende Eisenoxydflecken über die Schichtchen hinweggreifen. Jenseits der Flecken setzt die Schichtung wieder ungestört ein. Die genaue Untersuchung der ungeschichteten Partien zeigt, daß auch in ihnen die Schichtung stellenweise angedeutet ist und quer durch die scheinbar undifferenzierten Flecken hindurchläuft. Die Karbonat-Chloritschichtchen (dunkel in der Figur) setzen einfach aus, um auf der andern Seite der Flecken wieder zu beginnen. Die Karbonat-Chloritmasse wird seitlich durch eine Oxydmasse abgelöst und geht nach einer gewissen Strecke wiederum in ein Karbonat-Chloritgemenge über.

Auch auf der Figur 18 erkennt man einzelne Schichtchen, in denen ein seitlicher Übergang von einem **GE**-Typus in einen andern stattfindet. Mit dem Wechsel des Erztypes ist meistens auch eine Mächtigkeitsschwankung des betreffenden Schichtchens verbunden.

b. *Einschaltung isolierter, scharfbegrenzter Elemente von massigem Bau in geschichtete Erze; ophthalmitische Stromatite.* In das Eisenerz mit unregelmäßiger Wechsellagerung vom Typus **ZE2a** sind nicht selten einzelne oder mehrere rundliche Knollen aus Eisenoxyderz oder Quarz (**GE1, 2** oder **3**) eingeschaltet, die eine völlig richtungslose Textur aufweisen. Ihre Größe ist immer kleiner als die Schichtdicke. Sie liegen wie Fremdkörper in der geschichteten Masse, und nicht selten sind die Hämatitblättchen in Knollennähe fluidal angeordnet. Die Form der Knollen ist meistens eiförmig, und zwar liegt die längste Achse der Gebilde immer in der Schichtungsrichtung. Manchmal liegen mehrere dicht nebeneinander, wobei die Umrisse deutlich zeigen, daß es sich um einst zusammenhängende Erzpartien gehandelt haben muß, die aber in einzelne rundliche Gebilde zerfielen und von einer andern Erzmasse umgeben wurden. Das knollige Akyrosom muß schon vor seiner Einbettung bestanden haben und offenbar aus einst größeren Erzpartien durch Zerfall in kleinere Stücke entstanden sein. Besteht es vorwiegend aus Quarz, so baut es ringförmige, knollige, schlierige oder spiralförmig gebaute Körper auf. Es scheinen während der Zeit, in der noch Kieselsäuregel vorlag, Bewegungen stattgefunden zu haben. Besteht das Akyrosom hingegen aus vorwiegend eisenoxydischen Erztypen, so sind neben eiförmigen Knollen auch ganz unregelmäßig geformte Gebilde vorhanden, die manchmal gut zusammenpassen, wenn sie etwas verdreht und aneinandergeschoben werden. Das zumeist karbonatische Kyriosom ist kaum fluidal struiert, wenn unregelmäßige Gebilde eingeschlossen sind. Dagegen ist es um gut gerundete Knöllchen immer fluidal angeordnet. Die Rundung des Akyrosoms wurde offensichtlich durch Bewegungen innerhalb des Erzes, wahrscheinlich innerhalb des noch unverfestigten Erzes erzeugt.

ZE4. *Phlebitische Eisenerze.*

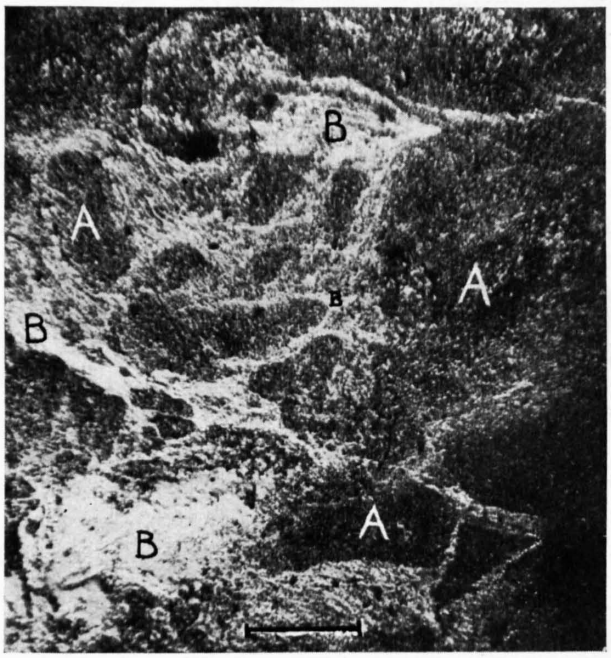


Fig. 19. **Eisenerztypus ZE4a.**
Anschliff, 30fach vergrößert. Strich unten = 0,5 mm. Eine (dunkel erscheinende) Erzmasse A aus Quarz und Hämatit ist von einer (hellen) Hämatit-Ferrokalzitmasse durchsetzt und in einzelne rundliche oder z. T. auch eckige Inseln aufgelöst. Die Schichtung des Erzes verläuft rechts-links. Schliff senkrecht zur Schichtung (Nr. 90).

a. *Fingerartiges Ineinandergreifen verschiedener Strukturelemente.* Lösen sich innerhalb eines Schichtchens zwei verschiedene **GE**-Arten seitlich ab, so ist nur selten eine glatte, einfache Grenze zwischen ihnen vorhanden. In der Regel verläuft sie sehr unregelmäßig. Besonders bei relativ dicken Schichtchen greifen die sich ablösenden **GE**-Typen oft fingerartig ineinander, wie z. B. auf Figur 19.

In eine undeutlich feinschichtige Eisenoxyd-Quarz-Masse A (**GE1—2**) greift fingerig bis fast aderartig eine Ferrokalzit-Hämatitmasse B (**GE4—5**). A ist in Teilstücke aufgelöst, die z. Teil etwas gegeneinander verdreht sind, was durch die in A vorhandene Schichtung zum Ausdruck kommt (auf Fig. 19 nicht deutlich). Die Hämatitschüppchen von B sind in den Adern fluidal angeordnet, so daß das ganze Bild an Injektionserscheinungen erinnert. Verfolgt man solche Schichten seitwärts, so kann man manchmal erkennen, daß A in einzelne Inseln aufgelöst wird, bis schließlich in größerer Entfernung vom ungestörten A nur selten noch rundliche Gebilde aus A in einer fluidalen B-Masse liegen. Damit ist aber der Übergang von **ZE4** in **ZE3b** gefunden. Die isolierten „Fremdkörper" (Aky-

rosom) im **ZE3b**-Typus sind somit Teile von Erz, welches in nicht allzugroßer Entfernung größere Partien aufbaut. Die aus A bestehenden Knöllchen sind manchmal bis 10 cm in mehr oder weniger horizontaler Richtung vom zusammenhängenden A-Körper entfernt. Auf Figur 19 sind schon sehr nahe am „unverletzten" A-Stück rundliche A-Inseln vorhanden, welche direkt mit den Knöllchen in **ZE3b** verglichen werden können. Andere A-Stücke sind hingegen eckig.

Ganz ähnliche Strukturen kommen häufig vor, wobei sich alle möglichen Strukturtypen gegenseitig durchsetzen können. Fast immer ist der beteiligte oxydreichere Typus der „passivere" A-Teil, während die karbonatreicheren Typen als B-Substanz auftreten.

Manchmal geht bei solchen Durchdringungen die Auflösung von A noch viel weiter, indem nicht nur gut begrenzte Inseln vom zusammenhängenden A-Erz auftreten, sondern der A-Teil sich seitlich völlig ausfranst und in seine Einzelkristalle auflöst. Ist z. B. A ein groblepidoblastisches Oxyderz (**GE1**), B ein karbonatreiches Dispersionserz (**GE4—5**), so geht A seitlich zunächst in von B durchadertes A über, dann in inselartig aufgeteiltes A in B, und schließlich liegen nur noch locker zerstreute Einzelkörner von A in B. Die Einzelkörner von A sind oft schwarmartig in B-Massen eingestreut, was darauf hindeutet, daß die Vermengung der beiden Erztypen in unverfestigtem, vielleicht schlammigem Zustand vor sich gegangen sein kann.

In den meisten Fällen liegt über dem gestörten ein relativ ungestörtes Schichtchen, das die durch Störungen entstandenen Unregelmäßigkeiten ausgleicht. Das bedeutet aber, daß das gestörte untere Schichtchen zuerst entstand. Erst nach erfolgter Durchdringung von A und B kann das obere Schichtchen entstanden sein. Die in der Störungszone vermengten Erztypen liegen seitlich von der Durchmischungszone oft als getrennte Schichtchen übereinander, die nur in der Störungszone ein und dieselbe Schicht aufbauen.

b. *Unregelmäßige Vermengung mehrerer Strukturelemente.* Das Ineinandergreifen von zwei oder mehreren **GE**-Typen ist nicht immer so einfach zu beschreiben wie im Falle **a**. Oft sind äußerst wirre, komplexe Strukturen vorhanden. In solchen Fällen hat man beim Betrachten der Schliffe unwillkürlich den Eindruck, es seien einige Erztypen, die einst zusammenhängende Erzschichtchen bildeten, nachträglich miteinander vermengt worden, ähnlich wie bei **ZE4a**, nur müssen in diesem Falle drei oder noch mehr Typen beteiligt gewesen sein. Schlieren aus eisenoxydreichen Typen, quarzreiche Schlieren, zerbrochene und verbogene Schichtchen aus feinkristallinem Oxyderz usw. liegen wirr durcheinander in karbonatreicherem schlierigem bis fluidalem Erz.

c. *Gelstrukturen.* Mehrere der oben genannten **ZE**-Typen enthalten vereinzelte oder an gewissen Stellen angehäufte kugelige bis eiförmige Gebilde, die so geformt sind, wie die in der Literatur als Gelstrukturen bezeichneten Bildungen. Überall, wo sie auftreten, ist Quarz vorhanden. Die einzelnen Kügelchen bestehen aus Quarz oder aus Quarz und Eisenoxyden. Reine Quarzkügelchen sind manchmal hohl. Offenbar lag in diesem Falle einst ein Kieselsäuregeltröpfchen vor, das zuerst randlich in Quarz überging, so daß ein zentrales Schrumpfungsloch entstand. Meistens bestehen die Kügelchen aus 2—4 konzentrischen Quarz-Eisenoxydschalen (Fig. 10, S 29). Die Größe der Kügelchen variiert sehr stark und ist maximal etwa 0,2 mm. Die Eisenoxydringe bestehen aus vielen, oft dicht gepackten Einzelkriställchen.

Eine Gelstruktur, welche Cissarz [**13**, S. 113, Fig. 8] in Roteisensteinen der Lahn-Dill-Mulde sah, findet sich auch im Gonzen nicht selten. Es handelt sich um ein sehr feinkristallines Eisenoxyd-Quarzgemenge, das netzartig von einer grobkristallinen Eisenoxyd-Quarzmasse (**GE2**) durchsetzt wird. Cissarz deutet die Struktur folgendermaßen: die feinkristallinen unregelmäßig-rundlichen Kyriosomgebilde entstanden durch Schrumpfung aus einer Gelmasse, die in einzelne Knollen zerfiel. Die entstandenen Hohlräume wurden nachträglich durch neue Quarz-Eisenoxyd-Ausscheidungen größtenteils ausgefüllt. Man hätte also eine erste Quarz-Eisenoxydgeneration (Kyriosom), welche durch die Schrumpfung des eisenoxydhaltigen Geles in Teilstücke zerfiel. Die zweite Eisenoxyd-Quarzgeneration (Akyrosom) muß nach der ersten entstanden sein. Auch für die Gonzenerze kann diese Deutung zutreffen. Derartige Bildungen sind ziemlich häufig vorhanden, besonders in quarzreichen Erzen.

d. *Phlebitische Bildungen i. e. S.* Das Gonzenerzlager ist von zahlreichen Quarz-Chlorit-Pyrit-Karbonat-Adern durchsetzt, welche zumeist bereits makroskopisch in Erscheinung treten, doch gibt es

auch solche von mikroskopischem Charakter. Alle diese Klüfte sind sicher jünger als die Erzschicht, da sie fast immer quer zur Erzschichtung verlaufen und scharf gegen das Erz abgegrenzt sind. Die Klüfte selbst, ihr Inhalt und die Veränderung dieses Erzes in ihrer Nähe wird später erörtert (S. 81 f.); vorausgeschickt sei, daß außer einer intensiven Pyritisierung gewisser Kluftabschnitte keine Veränderung der Erzstruktur und Textur durch Klüfte feststellbar ist. Dagegen gehen manchmal von diesen Gebilden merkwürdig gewundene und schlauchartige Adern und unregelmäßige Schlieren aus, die stets aus Eisenoxyden, Quarz und seltener auch noch Kalzit bestehen. Diese Phänomene beeinflussen die Struktur der Erze oft sehr stark, allerdings nur in einem beschränkten Bereiche.

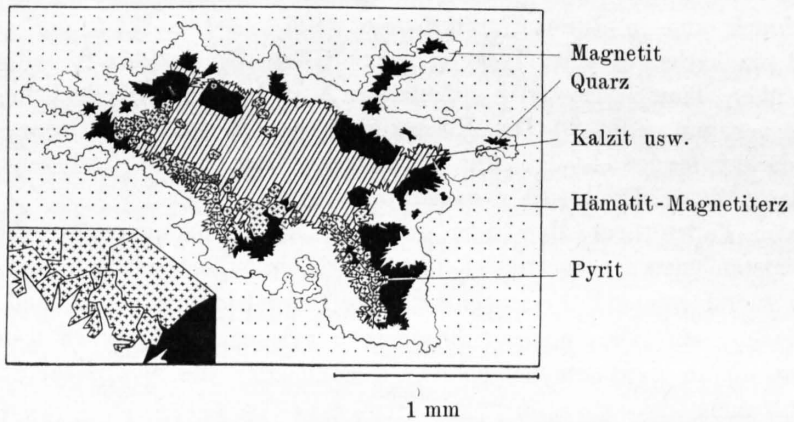


Fig. 20. **Querschnitt durch einen sackförmigen Aderauswuchs (ZE 4 d. α.).**
Anschliff, Nr. 81, 27fach vergrößert (Detailfigur 130fach).

a) Sackförmige Aderauswüchse. Von den sonst scharf begrenzten Klüften aus lassen sich manchmal einige Millimeter, höchstens einen Zentimeter tief ins Erz hinein sackförmige Auswüchse verfolgen. Die Figur 20 zeigt einen Querschnitt durch einen solchen Sack, wobei der Schnitt parallel zur Kluftwandung etwa 5 mm weit im Erz liegt. Entlang der Grenze Erz/Sackfüllung befindet sich ein Kranz von Magnetit, der aus vielen ins Lumen hineinragenden Kriställchen besteht. Der Magnetitkranz muß, wie der Vergleich mit andern Beispielen zeigt, zuerst aus Hämatit bestanden haben. Auf dem Magnetit sitzen Quarz- und Pyritkriställchen, welche die Morphologie des Magnetitrandes nicht beeinflussen; Pyrit verdrängt also den Magnetit in diesem Falle nicht. Kalzit, Siderit und Stilpnomelan erfüllen den zentralen Lumenteil. Es handelt sich bei dem Sack um einen Hohlraum, der durch Mineralien ausgefüllt wurde, wobei eine deutliche Ausscheidungsfolge Magnetit (primär Hämatit, dann zu Magnetit reduziert), Pyrit, Quarz, Siderit, Stilpnomelan, Kalzit nachweisbar ist.

Der vorliegende Fall ist ein sehr einfaches Beispiel. Neben ähnlichen kommen auch kompliziertere Fälle vor, bei denen konzentrische Eisenoxydringe mit Quarz-Karbonat-Stilpnomelankränzen abwechseln. Die innerste Füllung des Sacklumens stimmt meistens mit dem Mineralbestand derjenigen Kluft überein, mit welcher der Sack zusammenhängt.

Andere Aderauswüchse sind fast vollständig mit feinlamellaren Hämatitbüscheln (**GE 3 d**) ausgefüllt; sie weisen randlich ebenfalls einen dichten Eisenoxydkranz auf, der jedoch nicht, wie auf Figur 20, aus Magnetit, sondern aus Hämatit besteht, der aber morphologisch mit dem abgebildeten Magnetitrand vollständig übereinstimmt.

Eine weitere Füllungsart besteht im wesentlichen aus Karbonaten und Eisenoxyden. Figur 21 zeigt einen Ausschnitt eines solchen Sackes, wobei links und unten in den Ecken noch der Erzrand (grobpunktiert) abgebildet ist. Im Lumen liegen in einer Ferrokalzitmasse unregelmäßige Magnetitkörner und nach Hämatit pseudomorphe Magnetitaggregate (schwarz). Das den Sack umgebende Erz und die Magnetitkörner sind krustig bis sphärolithisch von Karbonat und feindispersem Hämatit umhüllt. Der Hämatit ist dabei vorzugsweise radialstrahlig angeordnet. Die restlichen Zwickel sind von reinem Kalzit erfüllt, dessen Zwillingslamellen Verbiegungen aufweisen,

die wahrscheinlich durch die tektonische Beanspruchung entstanden. In diesem Falle lautet die Ausscheidungsfolge der den Aderfortsatz füllenden Mineralien: 1. Hämatit und Magnetit, 2. Ferrokalzit, 3. Ferrokalzit + Hämatit (Dispersion), 4. Kalzit. Vielleicht wurde bei 3 zuerst ein Eisenhydroxydgel ausgeschieden, das sich um die Magnetitpartikel ausflockte und später unter gleichzeitiger Karbonatausscheidung in Hämatit überging. Die innere Struktur der Säcke ist sehr stark variabel.

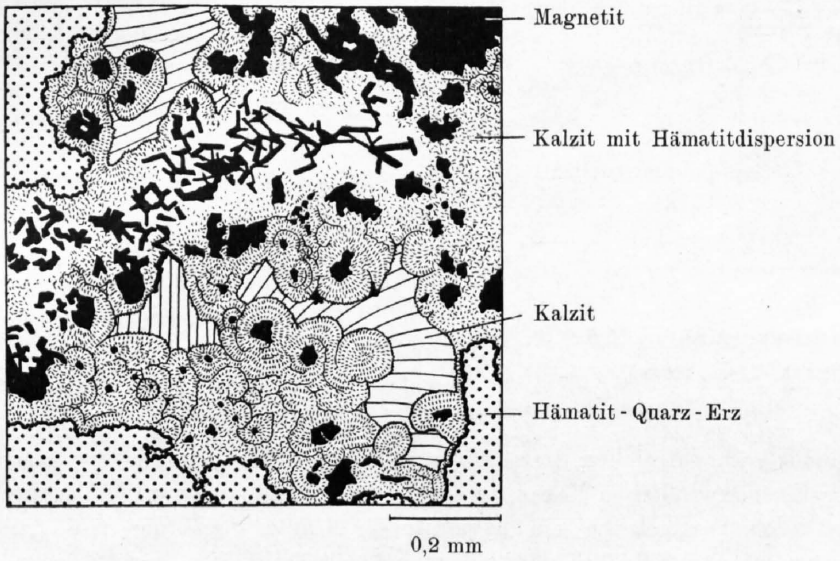


Fig. 21. **Querschnitt durch einen sackförmigen Aderauswuchs in Eisenerz.**
Anschliff, 58fach vergrößert; Schliff Nr. 111.

β) Schlauchförmige Äderchen. Die Erztypen sind stellenweise von feinen schlangenlinienartigen Quarz-Magnetit-Hämatitäderchen durchsetzt. Oft sind sie stückweise unterbrochen, was darauf hindeutet, daß es sich nicht um flächenhafte Gebilde, sondern um mehr lineare, schlauchförmige Adern handelt. Die Grenze gegen das Erz ist stellenweise scharf und die Dicke der Adern ziemlich konstant. Andernorts schwankt die Aderdicke und die Ränder gegen das Erz verlaufen sehr unregelmäßig. Die Füllung besteht meistens aus Quarz und grobkristallinem Magnetit, kann jedoch auch ausschließlich aus Quarz oder eine Strecke weit nur aus Magnetit aufgebaut sein. In den meisten Fällen ist kein Zusammenhang zwischen den Äderchen und den vorhandenen Klüften feststellbar. Diese unregelmäßigen und schlauchförmigen Adern sind in stark durchklüfteten Erzpartien stark angehäuft. In einzelnen wenigen Fällen ist indessen folgender Nachweis gelungen: Feine Quarz-Stilpnomelan-Klüftchen, die von größeren Quarz-Stilpnomelan-Kalzitadern ausstrahlen, gehen nach außen schließlich in die Quarz-Magnetitäderchen über und enden ganz unvermittelt irgendwo im Erz. Es gehen also gewissermaßen feine Apophysen von Hauptadern aus, welche zunächst noch mit dem Material der Hauptkluft (Quarz, Stilpnomelan) erfüllt, an den am weitesten von der Hauptkluft entfernten Stellen jedoch mit Eisenoxyd und Quarz ausgefüllt sind.

In enger Beziehung zu diesen Gebilden stehen die auf Figur 14 abgebildeten Kugelerze (**GE 2 c**). Es können nämlich von Quarzadern aus Schlieren und Äderchen ins Erz hineinstreichen, durch welche **GE 1**-Erzpartien in viele Kügelchen aufgelöst werden. Die Kügelchen sind dort, wo sie aneinanderstoßen, oft abgeplattet. Es liegt also eine ähnliche Bildung wie beim Typus **ZE 4 a** vor (Fig. 19, S. 54), nur ist in diesem Falle ein deutlicher Zusammenhang zwischen Quarzadern und den die Kugelerze umgebenden Quarzschlieren vorhanden, wogegen beim Typus **ZE 4 a** sicherlich kein Zusammenhang zwischen der Struktur und der Durchaderung der Erze besteht. Offenbar wurde bei den Kugelerzen ein schon vorhandenes Erz mit einer in Gelform eindringenden Kieselmasse vermengt. Das Eisenerz war bei diesem Akt wahrscheinlich nicht völlig verfestigt. Allem Anschein nach sind im Gegensatz dazu die schlauch- und sackförmigen Aderauswüchse in relativ gut verfestigtem Erz entstanden.

ZE 5. *Setzungsstrukturen.*

Innerhalb von schichtigen Erzen sind oft einzelne Schichtchen durch kleine Verwerfungssysteme gestört, die als „Staffelbrüche en miniature" zu bezeichnen sind. Auf Figur 22 ist das untere Eisenoxydschichtchen (auch stratigraphisch unten gelegen) staffelartig gestuft, das darüberliegende Chlorit-Karbonat-Schichtchen hingegen nur noch teilweise von den Mikroverwerfungen erfaßt. Die darüber folgende Eisenoxydschicht liegt ganz glatt auf dem Chloritschichtchen. Wie wir später sehen werden, muß es sich bei der Schichtung um eine echte Sedimentationsschichtung handeln, weshalb die Verwerfungserscheinungen innerhalb der einzelnen Schichtchen als Setzungsphänomene deutbar sind. Einige Schichtchen haben sich nach der Entstehung gesetzt. Dabei entstanden infolge der teilweisen Verfestigung bruchartige Kleinverwerfungen. Die später sedimentierten Schichten glichen die entstandenen Unebenheiten wieder aus. Die auf Figur 22 im kleinen vorkommenden Erscheinungen kehren in ähnlicher Form auch in größerem Maßstabe wieder.

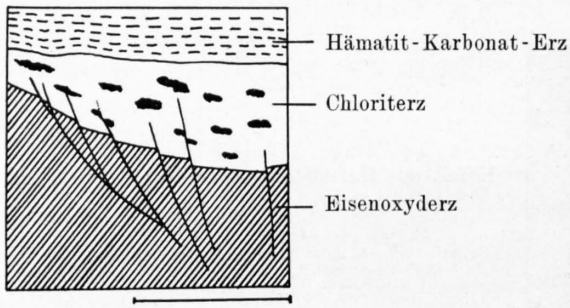


Fig. 22. **Setzungsstruktur ZE 5.**
Schliff Nr. 91, 2fach vergrößert.

Wenn in einer karbonatreichen Erzmasse (z. B. Hämatit-Karbonat-Interpositionserz **GE 4**) größere Pyritkörner oder Eisenoxydteilchen liegen, so kann man manchmal sehen, daß senkrecht zur Schichtung über dem betreffenden Partikelchen ein hämatitleerer Raum liegt, der von grobkristallinem Kalzit erfüllt ist. Der parallel zur Schichtfläche gelegene Querschnitt des hämatitfreien Kalzites ist meist etwas kleiner als der Pyritkorn- (oder Eisenoxydkorn-) Querschnitt. Es scheint, daß die schweren Pyrit- oder Eisenoxydteilchen in dem noch unverfestigten und leichteren Kalk-Hämatitschlamm etwas in die Tiefe sanken. In dem über dem sinkenden Teilchen entstehenden Raum wurde daraufhin erzfreier Kalk ausgefällt. Der Vererzungsvorgang muß v o r dem Setzungsvorgang, also vor der Diagenese stattgefunden haben.

In den beschriebenen Fällen handelt es sich um Setzungsvorgänge, welche namentlich eine v e r t i k a l e Z u s a m m e n s a c k u n g darstellen. Es stellt sich die Frage, ob nicht vielleicht auch h o r i z o n t a l e V e r s c h i e b u n g e n während der Diagenese zu beobachten sind. Falls das Erz wirklich sedimentär subaquatisch gebildet wurde, stellt der Wechsel von kalkigen mit eisenoxydreichen Schichtchen eine Wechsellagerung von ursprünglichen Kalkschlammen und Erzschlammen dar. Das hohe spezifische Gewicht von Erzschlamm könnte bei relativ geringen Neigungswinkeln (z. B. Wellungen der Bodenoberfläche) ein Abgleiten des Erzschlammes auf Kalkschlamm gestatten. Dadurch hätte eine Vermengung der zum mindesten noch teilweise in schlammartigem Zustande befindlichen Schichtchen in die Wege geleitet werden können. Nimmt man zunächst rein hypothetisch die sedimentäre Entstehung der Erze an und sucht nach texturellen und strukturellen Beweisen, so zeigen gerade solche Vermischungsstrukturen, daß wirklich Vermengungsprozesse der oben beschriebenen Art stattgefunden haben. Sehen wir uns nun in der Mannigfaltigkeit der beschriebenen Strukturen um, so finden wir in den **ZE 4a-** und **b**-Typen wirklich Strukturen, die auf solchem Wege entstanden sein können. Die unter **ZE 4a** beschriebene Eisenoxydschicht A (Fig. 19, S. 54) könnte aus Eisenoxydschlamm bestanden haben, der auf B (= kalkreicher Erzschlamm) rutschte und so die Vermengung einleitete. Schwach verfestigter Schlamm muß bei solchen Bewegungen völlig zerfahren sein, wodurch die seitlichen Ausfransungen und Auflösungen von A in Einzelkörner gedeutet werden kann. Stärker verfestigte Schlammschichtpartien ergaben mehr eckige bis rundliche Teilstücke.

An Hand von Übersichtsschliffen ist es gelungen, bei einer wellig gebauten Schicht an den tiefsten Stellen der „Wellentäler" Vermengungsstrukturen nachzuweisen, während sie auf den „Wellenbergen" fehlen. So scheint die Ursache der gegenseitigen Durchdringung mehrerer **GE**-Massen vom Typus **ZE 4a** oft eine F o l g e k l e i n e r s u b a q u a t i s c h e r R u t s c h u n g e n zu sein. Diese gehören zu den Setzungsphänomenen im weiteren Sinne.

Auch die auf Figur 17 sichtbare Fältelung einiger Schichtchen ist vielleicht dadurch entstanden, daß vorher gebildete Schichtpakete stellenweise etwas auf ihrer Unterlage rutschten, so daß einzelne Teilschichtchen verbogen und in sich zusammengestaucht wurden.

ZE 6. *Melierterze: ophthalmitisches Dispersionserz mit reinen Kalkknollen.*

In der seitlichen Verkalkungszone der Erzschichten kommt ein Erztypus vor, der schon lange bekannt ist und von den Bergleuten als „melierter Berg" bezeichnet wird. Er besteht weitgehend aus einer Ferrokalzitmasse mit sehr feinschuppigen Hämatitinterpositionen (**GE 4**). Quarz und Pyrit kommen nur spärlich als kleine Körnchen vor. In dem kaum geschichteten Erz sind stellenweise Wolken von etwas gröber lepidoblastischem Hämatit, selten auch Magnetit vorhanden. Auch hier sind die schwarzen, tonigen Trennschieferhorizonte vorhanden, die das Erz in Bänke von 5—20 cm Mächtigkeit unterteilen. Ziemlich regelmäßig sind in das makroskopisch rote Kalk-Hämatit-Erz hellgraue Kalkknollen eingestreut, die keine Erzmineralien enthalten. Die Grenze zwischen Erzkalk und reinem Kalk ist fast immer durch einen Stilpnomelansaum oder durch ein schwarzes suturartiges Häutchen markiert. Die Knollen sind im Mittel 0,8—2 cm groß und eiförmig, kugelig oder schlierig bis spindelförmig.

Auf Seite 5 wurde gezeigt, daß die Melierterze seitlich in knollige Kalke übergehen. Die Kalkknollen verlieren sich aber in einiger Entfernung vom Erzlager. Die schlierigen, spindelförmigen und knolligen Kalkeinlagerungen im Erz und Kalk lassen vermuten, daß auch hier eine mechanische Vermengung von zwei Gesteinsarten vorliegt. In den Melierterzen wäre reiner Kalk mit hämatithaltigem Kalk vermengt worden. Der Kalk- und der Erzschlamm müssen noch relativ plastisch gewesen sein, da nur so die rundlichen Knollen erklärbar sind. Da kein Zweifel besteht, daß die Kalke, in welche die melierten Erze seitlich übergehen, sedimentärer Entstehung sind, muß sich die Vermengung kurz nach der Sedimentation abgespielt haben; sie war wiederum begünstigt durch die Anwesenheit zweier Schlammarten mit wesentlichem Schwereunterschied.

E. Hildebrand **[54]** deutet das Problem der Bildung von Knollenkalken ganz ähnlich, indem er annimmt, daß primär eine Kalkkomponente und eine Tonkomponente vorhanden seien, die ganz unterschiedliche Adhäsions- bzw. Kohäsionseigenschaften haben und sich bei der Diagenese oft weitgehend separieren. Dadurch entsteht die Möglichkeit kleiner Rutschungen, die schließlich zur Knollenbildung Anlaß geben kann.

c) Zusammenfassende Bemerkungen zur Struktur und Textur der Eisenerze.

Es wurde gezeigt, daß die Eisenerze aus monomineralischen oder polymineralischen Aggregatgrundtypen bestehen, die nur über relativ kleine Bereiche homogen sind. Die Aggregate bestehen aus Eisenoxyden, Karbonaten und Quarz. Untergeordnet enthalten sie Stilpnomelan, Pyrit und Kupferkies. Die verschiedenen Elementarstrukturen sind in mannigfaltiger Weise chorismatisch vermengt und können langsam ineinander übergehen. Der Übergang kann in allen Raumrichtungen oder aber nur in einer Richtung, besonders in vertikaler, vor sich gehen, wodurch eine Schichtung entsteht. Die Schichtung kann zyklisch sein. Bei allseitigem Übergang von einem **GE**-Typus in einen andern entstehen fleckige Erzstrukturen.

Der größte Teil der Erze ist geschichtet. Diese Schichtung ist stellenweise charakteristisch gestört, und zwar hauptsächlich auf zwei Arten. Ist die Störung durch sehr kleine Brüche mit geringer vertikaler Sprunghöhe verursacht und auf einzelne Schichtchen beschränkt, so handelt es sich um Setzungstrukturen. Die zweite Störungsart beruht auf einer Vermengung von verschiedenen direkt übereinander oder nebeneinander liegenden **GE**-Typen und zeigt alle Merkmale kleiner, subaquatischer Rutschungen. In kalkigen Partien des Lagerrandes treten Melierterze auf, die reine Kalkknollen in einer hämatitreichen Kalkmasse enthalten. Auch diese Vermengung von reinem Kalk mit Hämatitkalk läßt sich als eine syngenetische mechanische Vermengung deuten.

Oft beherrschen Gelstrukturen den Strukturcharakter. Vermutlich ist aller Quarz aus Kieselsäuregel entstanden. Quarz bildet oft kugelige oder ringförmige Gebilde, die in gewissen Fällen Eisenoxydringe enthalten, welche sich offenbar vor der Quarzkristallisation bildeten. Die Entwässerung des

Geles hatte Schrumpfungserscheinungen zur Folge. Die dabei entstandenen Hohlräume sind z. T. noch vorhanden, häufig aber mit Kalzit erfüllt. Stellenweise wurden die entstandenen Schrumpfungsrisse von einer zweiten Eisenoxydgeneration ausgefüllt.

Von Klüften, die sicher jünger als das Erz sind, gehen manchmal sackartige bis schlierig-schlauchartige Gebilde aus, welche zum Teil ziemlich weit ins Erz hineinreichen und in örtlich begrenzten Gebieten die Struktur der Erze ziemlich stark beeinflussen. Besonders dort, wo die Durchaderung noch unverfestigte Erze erfaßte, wurden durch Quarzschlieren sehr charakteristische Strukturen erzeugt, z. B. Eisenoxyderze in einzelne in einer Quarzmasse liegende Kugeln aufgelöst.

2. Die Manganerze.

a) Die Grundtypen der Manganerze, GM-Typen.

GM 1. *Manganositerz mit Netzstruktur.*

Auf Seite 20 wurde dargelegt, daß Manganosit manchmal fast monomineralische Massen aufbaut, die von einem charakteristischen Karbonatnetz durchzogen sind, wie es auf der oberen linken Ecke von Figur 8 abgebildet ist. Der Manganosit findet sich in unregelmäßigen bis rundlichen Knöllchen, die durch feine Manganokalzitfilme und -äderchen voneinander getrennt sind. Es wurde schon erwähnt (S. 20), daß diese Struktur durch thermischen Zerfall des $MnCO_3$ in MnO und CO_2 und nachträgliche Ausfüllung der Schwundrisse mit Manganokalzit entstanden sein kann.

GM 2. *Karbonat-Manganositkristall-Typus.*

Die auf Seite 20 beschriebenen Manganositkristalle mit zonaren Karbonateinlagerungen sind jeweils in klaren grobkristallinen Manganokalzit eingelagert. Auf Figur 8 ist die resultierende Manganosit-Karbonatstruktur oben rechts abgebildet. Die Entstehung dieser charakteristischen Struktur wurde ebenfalls bereits auf Seite 20 diskutiert. Wie auf Figur 8 unten dargestellt ist, kann sowohl der Typus **GM 1** wie **GM 2** vollständig karbonatisiert sein, wobei die **GM 2**-Struktur noch deutlich vorhanden ist, indem der verdrängte Manganosit als dunkel pigmentierte Stellen zum Ausdruck kommt.

GM 3. *Grobkörniges Hausmanniterz.*

Die Hausmanniterze sind die grobkörnigsten Gonzenerze. Bei der Beschreibung der Einzelmineralien wurde geschildert, daß der Hausmannit stellenweise fast monomineralische knollige Aggregate aufbaut, deren Struktur mosaikartig gleichkörnig ist. Auch gegenseitige Verzahnungen der Körner kommen nicht selten vor, und häufig bildet Kalzit schriftgranitartige Interpositionen mit Hausmannit. Das Verhältnis Hausmannit : Kalzit schwankt in den Interpositionen sehr stark. Nicht selten enthält das Karbonat eine Dispersion von feinsten Hausmannitkörnchen, seltener auch von Manganositkörnchen. Dieser Erztypus — wie übrigens auch die beiden vorangehenden — ist immer massig. Makroskopisch ist das Hausmanniterz schwarz, bei Anwesenheit von größeren Karbonatmengen braun. Als akzessorischer Gemengteil tritt manchmal etwas Baryt auf, der in Form von unregelmäßigen Kriställchen zwischen die einzelnen Hausmannitkörner eingelagert ist. Auch Kupferkieskörnchen sind gelegentlich vorhanden. Dagegen konnte ich nie Pyrit feststellen, und auch Quarz ist nur äußerst selten in kleinen Körnchen vorhanden.

GM 4. *Karbonatisches Manganerz mit richtungsloser Textur.*

Neben dem **GM 3**-Erz ist der häufigste Manganerztypus ein makroskopisch graues bis bräunlichgraues Karbonaterz, das oft fast wie reiner Quintnerkalk aussieht.

a. *Kryptokristallines Rhodochrositerz.* Das auf Seite 33 als δ-Typus beschriebene Karbonat baut fast die ganze Masse dieser Erzart auf. In ihm liegen meist wolkig verteilt feine Partikelchen, die wohl zum größten Teil aus Manganoxyden, besonders Psilomelan, seltener Chlorit und anderen

Mineralien bestehen. Sie bewirken eine bräunliche, graue oder auch grünliche Färbung. Nicht selten liegen in diesem kryptokristallinen Karbonat klare kalzitische Mikroorganismen: Radiolariengerüste und Spongiennadeln (Fig. 23 oben).

Um solche „Fremdkörper" herum ist manchmal ein einschlußarmer, aufgehellter und gröber kristalliner Hof vorhanden. Aber auch dort, wo Mikroorganismenreste fehlen, findet man in diesem Mangankalk fleckige, aufgehellte Partien. Es muß sich um Rekristallisationserscheinungen handeln. Am ausgeprägtesten ist dieses Phänomen dann, wenn eigentliche Rhodochrositporphyroblasten auftreten, die oft sehr zahlreich vorhanden und krummlinig begrenzt sind. Sie sind stets glashell und scharf gegen die umgebende kryptokristalline, einschlußreiche Karbonatmasse abgegrenzt. In gewissen Fällen herrschen sogar die Porphyroblasten vor, so daß nur noch eine geringe Zwickelmasse kryptokristallin bleibt. Ferner können größere Bereiche des einschlußreichen kryptokristallinen Erzes unter dem Mikroskop bei ×Nicols beim Drehen des Objekttisches das Wandern eines dunklen Schattens zeigen. Dies deutet auf den Beginn einer Rekristallisation hin, die oft mehrere Millimeter große Flächen zu gleichauslöschenden Karbonatkristallen umformt. Einige der klaren Porphyroblasten sind durch alpin-tektonische Brekzienbildung zerbrochen. Die Rekristallisation wurde deshalb kaum durch die tektonische Beanspruchung hervorgerufen; sie scheint eher vor der alpinen Dislokation stattgefunden zu haben.

0,5 mm

Fig. 23. **Mangankarbonaterz.**
Dünnschliff. 33fach vergrößert. Oben Manganerztypus **GM 4a,** bestehend aus kryptokristallinem Rhodochrosit mit Psilomelanpigment, Radiolarienskeletten und Rhodochrositporphyroblasten. Unten Typus **GM 4b,** der aus grobkristallinem Rhodochrosit besteht, dessen Einzelkörner gebogenen Innenbau und krumme Grenzflächen aufweisen.

Außer den sehr kleinen Pigment-Partikelchen kommen auch 5—10 μ große, unregelmäßige Psilomelankörnchen und akzessorischer Baryt vor. Dieser Erztypus ist an und für sich massig, wird aber nicht selten durch Einschaltung anderer Erztypen schichtig.

b. *Fiederförmig kristallisiertes Mangankarbonaterz.* Der ankeritische Rhodochrosit baut manchmal relativ grobkristalline, monomineralische Aggregate auf, die im Dünnschliff fiederförmige, eisblumen- oder straußenfederartige Strukturen zeigen (Fig. 23 unten). Solche Erze sind aus vielen gekrümmten Einzelkriställchen zusammengesetzt. Untergeordnet ist zuweilen auch Baryt anwesend, der kleine Zwickel zwischen den Karbonatkristallen ausfüllt. Makroskopisch erscheint dieser Typus rötlich; er findet sich jedoch nur in kleineren Lagen oder Schlieren und ist lange nicht so verbreitet wie **GM 4a.**

GM 5. *Karbonatisch-chloritisches Manganerz mit schlieriger Textur.*

Die karbonatischen und oxydischen Manganerze enthalten oft Schlieren, welche aus Mangankarbonat, Baryt und isotropem Chlorit bestehen. Sie verlaufen z. T. parallel, manchmal indessen schief oder senkrecht zur Gesteinsschichtung. Auf Figur 24 sind solche Schlieren dargestellt (gestrichelt), welche ein vorwiegend oxydisches Manganerz durchsetzen.

Das Karbonat kann entweder dicht und kryptokristallin sein oder aber deutlich kristallinen Bau aufweisen. Es enthält meistens staubförmige Psilomelaneinschlüsse, die oft linear bis schlierig angeordnet sind. Die Psilomelanschlieren setzen sich dabei meistens ganz unabhängig von den Karbonatkorngrenzen durch viele Karbonatkörner hindurch fort. Manchmal wechseln auch einschlußreiche mit völlig einschlußfreien, klaren Karbonatlagen ab. Der zweite Hauptgemengteil, isotroper Chlorit, kann gelblich, grünlich oder farblos sein. Er baut monomineralische, scharf gegen das Karbonat abgegrenzte Schlieren auf, kann aber auch innerhalb der Karbonatmassen unregelmäßige Flecken zusammensetzen, in denen beide Mineralien schlecht begrenzt sind. Größere Chloritschuppen enthalten häufig kleine rundliche Karbonateinschlüsse;

anderseits kommen in Karbonat auch Chloriteinschlüsse vor. Die beiden Mineralien scheinen z. T. gleichzeitig gebildet worden zu sein, z. T. aber auch nacheinander; vielleicht fand auch ein mehrmaliger Wechsel zwischen Karbonat- und Chloritausscheidung statt. Als akzessorischer Gemengteil kommt in den karbonatreichen Partien Baryt vor, der oft in Form von büscheligen Aggregaten angehäuft ist. Die Barytaggregate sind fast stets deutlich in der Schlierenrichtung gestreckt, was mit der Lösungszufuhr während der Barytbildung zusammenzuhängen scheint. In vereinzelten Fällen konnte auch noch Fluorit festgestellt werden, der als xenomorphe Körnchen eingestreut ist. Pyrit und Kupferkies sind ebenfalls nur selten vorhanden.

Dieser unruhig schlierig gebaute Erztypus ist makroskopisch meistens graubraun gefärbt, bei Chloritreichtum auch mehr graugrünlich.

b) Die zusammengesetzten, chorismatischen Manganerztypen, ZM-Typen.

ZM 1. *Manganositknollen in Karbonaterz.*

Das Vorkommen von Manganositknollen in Karbonaterz ist schon mehrfach erwähnt worden. Die Knollen sind von unregelmäßiger Gestalt und selten mehr als 1 cm groß. Ihr Kern ist oft netzartig durchtrümert **(GM 1)**. Randlich ist oft eine Karbonatzone mit anschließendem polygonalem Manganositrand vorhanden (vgl. Fig. 8). Dann folgt nach außen entweder deutlich kristalliner Manganokalzit oder kryptokristallines Karbonat vom Typus **GM 4 a**. Nicht selten liegen in der Nähe des Manganositknollens auch noch kleinere MnO-Flecken oder Kristalle. Ist um die Hauptknolle ein idiomorpher Manganositrand vorhanden, so weisen auch die kleinen Flecken idiomorphe Umrisse auf. Wenn an der Knolle der Rand fehlt, so fehlt er meisten auch an den kleinen Flecken. Die genetische Interpretation dieser Erscheinungen ist schon auf Seite 21 erfolgt.

ZM 2. *Hausmannitknollen in Karbonaterz.*

Jede vorwiegend aus Hausmannit bestehende Erzpartie ist allseitig von karbonatischem Erz des Typus **GM 4** umgeben. Dabei ist es ganz gleichgültig, ob es sich um eine kleine, kaum 1 cm große Knolle oder um einen Hausmannitkörper von mehreren Kubikmeter Volumen handelt. Der Übergang vom Hausmanniterz in das Karbonat vollzieht sich wie folgt: das körnige Hausmannitgefüge ist randlich aufgelockert und enthält Kalzitzwickel. Weiter außen folgt manchmal eine Zone mit Hausmannit-Karbonatinterpositionen, die schließlich in ein reines Karbonaterz vom Typus **GM 4 a** übergeht. Häufig ist jedoch eine scharfe Grenze des Karbonaterzes gegen das Hausmanniterz vorhanden, die noch durch eine Psilomelaneinschaltung verstärkt sein kann. Der MnO_2-Rand um Hausmannit fehlt völlig bei langsamem Übergang mit Interpositionsstrukturen. Bei scharfer Oxyd/Karbonatgrenze ist das beteiligte Karbonaterz meist grobkristallin (Typus **GM 4 b**). Darin können noch einzelne isolierte Hausmannitflecken liegen, die stets einen Psilomelanrand aufweisen oder auch vollständig durch Psilomelan verdrängt sind. An das grobkristalline Karbonat schließt weiter außen meistens kryptokristallines an.

Dort, wo das Hausmanniterz langsam in Karbonaterz übergeht, muß ein normaler Wechsel von oxydischer zu karbonatischer Ausscheidung erfolgt sein. Anders ist es dort, wo eine scharfe Grenze mit Psilomelanrand auftritt. Diese Grenze verläuft fast nie geradlinig, sondern greift meistens buchtig bis aderartig ins Hausmanniterz hinein, was auf eine Verdrängung von Hausmannit durch Karbonat deutet. Manchmal kann sogar festgestellt werden, daß die scharfe Grenze quer durch eine Hausmannit-Kalzit-Interpositionszone hindurchläuft, somit deutliche „Verdrängungsdiskordanzen" erzeugt. Die Verdrängung von $Mn_2^{II}Mn^{IV}O_4$ (Hausmannit) durch Karbonat ging wahrscheinlich so vor sich, daß Mn^{II} größtenteils in das Karbonat Eingang fand, während der größte Teil von Mn^{IV} zur Psilomelanbildung Anlaß gab. Eine solche Verdrängung kann ohne weiteres durch die Zirkulation CO_2-haltiger Wässer erzeugt worden sein.

ZM 3. *Phlebitische Manganerze.*

Sowohl die oxydischen wie die karbonatischen Manganerze sind sehr oft von Karbonat-Chlorit-Barytschlieren (Typus **GM 5**) durchzogen, die immer in Zusammenhang mit größeren Rhodochrosit-Baryt-Kalzit-Klüften stehen. Während die Klüfte die Erzschicht immer mehr oder weniger senkrecht

durchqueren, liegen die Schlieren oft ganz unabhängig von der Großschichtung des Erzlagers. Figur 24 stellt ein Manganerzstück dar, das einmal aus Hausmannitlagen bestand, die mit kryptokristallinem Karbonat schichtartig abwechselten. Dieses (gegenüber der Durchaderung primäre) Karbonat — es sei Karbonat I genannt (weiß in Fig. 24) — geht z. T. langsam vermittels Interpositionen in Hausmannit (schwarz) über, z. T. grenzt es mit scharfem Rand und Psilomelanzwischenschaltung (Psilomelan ist z. T. nicht dargestellt) an Hausmannit. Die Hausmannit-Karbonat-I-Masse ist durchsetzt von jüngeren Karbonat-II-Chlorit-Schlieren und -Adern, welche scharf gegen den Hausmannit und das Karbonat I abgegrenzt sind und das vorher einheitliche Erz in einzelne Relikte zerlegen. Der Hausmannit ist z. T. verdrängt, wobei auch hier wiederum Psilomelanumrandungen auftreten. Diese Psilomelanränder sind manchmal fein geschichtet. Es müssen also zwei Hausmannitverdrängungsphasen auseinander gehalten werden. Die eine fand vor der Ausbildung der Adern statt, und zwar nach der Ausscheidung der Hausmannit-Karbonatinterpositionen. Die zweite Verdrängungsphase spielte sich während der Karbonat-Chloritaderbildung ab. Es liegt ein Paläosom (Hausmannit + Karbonat I) vor, das in sich schon Verdrängungsspuren aufweist, nachträglich aber noch aderartig durchdrungen und teilweise erneut verdrängt wurde.

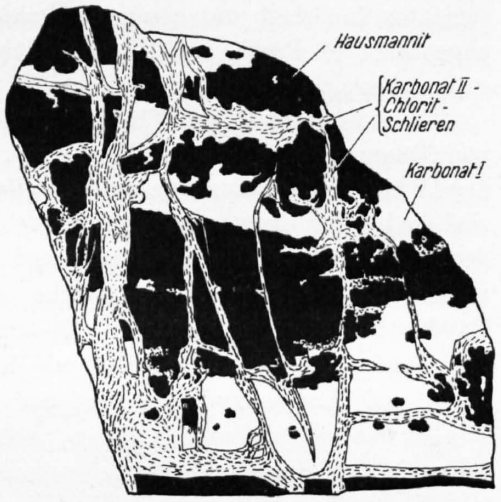


Fig. 24. **Phlebitisches Manganerz.** ½ der natürlichen Größe. Das Erz bestand ursprünglich aus wechsellagernden Schichten aus Hausmanniterz und Karbonaterz. Bei einem ersten Verdrängungsvorgang wurde Hausmannit von Karbonat + Psilomelan (punktiert) verdrängt. Später wurde das Erz von Mangankarbonat-Chloritadern durchsetzt. Nr. 459.

Die Durchaderung kann stellenweise bis zur völligen Verdrängung von Hausmannit führen. Karbonaterze vom Typus **GM 4** können fast vollständig in ein wirr durchadertes Erz übergeführt sein. Ferner können Manganositknollen in der Umgebung von solchen Adern teilweise oder ganz karbonatisiert sein (Fig. 8 unten).

c) Eisen-Manganerz, Übergangstypus, GEM.

Die Trennung von Eisen und Mangan ist im Gonzenlager außerordentlich scharf. Es gibt nur einen einzigen Erztypus, in welchem beide Metalle in deutlichen Mengen vorhanden sind, der jedoch immer zwischen die reinen Eisen- und Manganerze eingeschaltet ist. Er baut manchmal bis 10 cm mächtige Schichten auf. Dieses Eisen-Manganerz ist durchweg ziegelrot gefärbt und besteht aus den Hauptgemengteilen Manganoankerit (Typus γ, S. 33) und Hämatit, sowie den Akzessorien Stilpnomelan, Quarz und Pyrit. Selten kommt auch noch Kupferkies dazu. Die Struktur ist nahe mit derjenigen von **GE 4** verwandt, indem in einer aus lappig verzahnten, einige μ großen Karbonatkriställchen bestehenden Grundmasse eine feine Hämatitdispersion liegt. Stellenweise kommen auch feinstrahlige Hämatitbüschel vor. Wenn dieser Erztypus mehrere Zentimeter dicke Schichtchen aufbaut, so kommt infolge abwechslungsweise lockerer und dichter gepackter Hämatitdispersion eine Schichtung zustande. An Stelle der Hämatitschüppchen sind manchmal Stilpnomelanschüppchen vorhanden, die das Erz graugrünlich färben. Hie und da sind in der unmittelbaren Nähe der Eisenoxyderze in diesem Erz kleine Flecken mit **GE 1**-Struktur oder anderen reinen Eisenerzstrukturen eingelagert, die nach Art der unter **ZE 4** beschriebenen Bildungen als etwas verrutschte Eisenerzpartikelchen gedeutet werden können. In der Umgebung solcher Eisenerzflecken ist dann die Karbonat-Hämatitmasse deutlich schlierig gebaut, was darauf hindeutet, daß die Hämatitschüppchen schon während des Durchmischungsvorganges vorhanden gewesen sein müssen.

d) Zusammenfassende Bemerkungen zur Struktur und Textur der Manganerze.

Die Struktur und Textur der Manganerze ist im Grunde genommen viel eintöniger als diejenige der Eisenerze, obwohl makroskopisch infolge des Farbunterschiedes der verschiedenen Typen eine viel

größere Mannigfaltigkeit vorhanden zu sein scheint als bei den monoton gefärbten Roteisensteinen. Sehen wir zunächst von der Phlebitbildung ab, so spielen eigentlich nur drei Typen eine Rolle: das grobkörnige Hausmanniterz (**GM 3** bzw. **ZM 2**), das massige Mangankarbonaterz (**GM 4**) und das Eisen-Manganerz (**GEM**). Eine Feinschichtung ist nie vorhanden, nur **GEM** ist zuweilen etwas schichtig. Innerhalb des gesamten Erzkörpers sind die einzelnen Erztypen allerdings sehr oft schichtig angeordnet (s. Profil, Taf. II). Erzstücke von Handstückgröße sind jedoch nie deutlich geschichtet, während gleichgroße Eisenerzstücke oft mehrere Hundert Schichtchen enthalten.

Ein weiterer Grund für die Eintönigkeit der Manganerzstrukturen ist das fast völlige Fehlen von Quarz gegenüber den Eisenerzen. Die ganze Mannigfaltigkeit der dortigen Gelstrukturen fehlt hier völlig. Kugelige oder ringförmige Bildungen können nirgends gefunden werden. Dagegen sind die bei den Eisenerzen so gut wie fehlenden Verdrängungsstrukturen weit reichlicher vorhanden. Hausmannit oder Manganosit sind fast in jedem größeren Schliffstück teilweise durch Karbonat verdrängt. Die Adersysteme, welche in den Manganerzen eine weitgehende Karbonatisierung der Oxyde bewirken, schwärmen oft auch durch die Eisenerze hindurch, ohne sie irgendwie zu verdrängen. Dies beruht offenbar auf der verschiedenen Löslichkeit bzw. Reaktionsfähigkeit der Eisenoxyde und Manganoxyde mit den auf sie einwirkenden Lösungen. Die schlierige Durchaderung der Manganerze ist sehr weit gediehen, wogegen die genetisch gleichwertigen, schlauch- bis sackförmigen Adern in den Eisenerzen nie größere Erzbereiche erfassen.

Da in den Manganerzen die Feinschichtung fehlt, ist es auch sehr schwer, Setzungsvorgänge oder horizontale Verschiebungsphänomene nachzuweisen. Sehr wahrscheinlich sind solche Vorgänge aber auch hier vor sich gegangen, durch die nachträgliche Phlebitisierung jedoch vielfach überdeckt und verwischt worden. In den Manganerzen können keine zu den Melierterzen analoge Knollenbildungen gefunden werden. Wenn ein seitlicher Übergang von Manganerz in Kalk vorhanden ist, geht das Mangankarbonat in immer kalkreichere Mangankalke über, bis schließlich daraus ein normaler unterer Quintnerkalk geworden ist. Während bei den Eisenerzen Hämatitschlamm und Kalkschlamm nebeneinander lagen, die vermengt werden konnten, ist bei der Manganerzvertaubung keine Differenzierung in einen leichten und einen schweren Schlamm zu bemerken.

3. Die Fossilien als struktureller Bestandteil der Erze.

Die Erzschicht ist stellenweise sehr reich an organischen Resten, besonders an Mikroorganismenskeletten. Sie spielen manchmal strukturell eine so große Rolle, daß sie etwas eingehender behandelt werden müssen. Dabei sollen die Organismenreste lediglich als speziell geformte petrographische Bestandteile der Erze betrachtet werden. Das Studium der Zusammenhänge zwischen Organismenresten und umgebendem Erz vermag einige wesentliche Beiträge zur Abklärung der Genese des Erzes zu geben.

In Roteisen-, Mangan- und Melierterz sind da und dort Bruchstücke von Ammoniten gefunden worden, deren Schalen immer aus Kalzit bestehen. Manchmal sind auch einige Pyritkörner oder ganze Pyritkränze vorhanden, wie das ja auch bei jurassischen Fossilien weit entfernt von jedem Erzlager recht oft der Fall ist. Die Schliffe zeigen, daß selbst die feinsten Schalenreste nie vererzt und stets scharf gegen die umgebende Erzmasse abgegrenzt sind. Auch vollständig erhaltene, meist hohle Schalen konnten gefunden werden, die als Löcher im Erz erscheinen und noch alle feinen Scheidewände enthalten können. In solchen Fällen enthält das Gehäuse innen fast immer eine Kruste von kleinen, klaren Kalzitkriställchen. Recht interessant sind die Verhältnisse bei nur teilweise zerstörten Ammonitengehäusen: die gut erhaltenen Kammern sind fast immer leer, diejenigen, welche jedoch schon bei der Erzbildung gegen außen offen waren, sind vollständig mit Erz erfüllt, und zwar mit dem genau gleichen Erz, wie es außen liegt. Gleiche Verhältnisse kann man bekanntlich an Ammonitengehäusen konstatieren, welche in reinen Kalk eingebettet sind; diejenigen Kammern, welche bei der Sedimentation nicht direkt mit der Außenwelt in Verbindung standen, sind leer oder

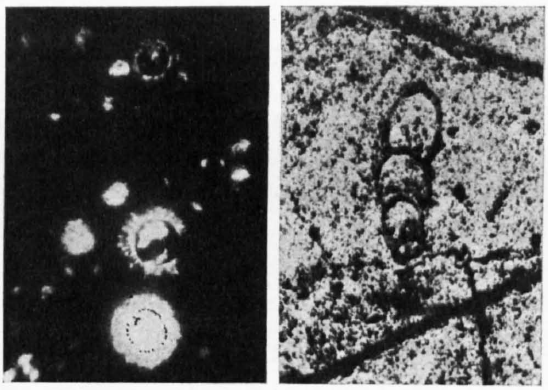
mit grobkristallinem Kalzit gefüllt, dagegen sind Kammern, die größere Öffnungen aufwiesen, mit Kalkschlamm erfüllt. Man muß deshalb annehmen, daß die Ammoniten auf ganz ähnliche Weise ins Erz eingebettet wurden wie bei der Einschließung in Kalk, woraus folgt, daß die Entstehung des Eisenerzes syngenetisch mit der Sedimentation der Makrofossilien ist.

Besonders schön sind diese Verhältnisse oft in den Manganerzen verwirklicht. Es wurde beispielsweise ein Ammonit gefunden, an den drei verschiedene **GM**-Typen angrenzen. Der ziemlich stark zerbrochene Ammonit ist völlig mit Erz erfüllt, und zwar ist jede Kammer mit demjenigen Erztypus erfüllt, der an die Kammerwand grenzt. In eine Kammer hinein setzt sich sogar ein außen vorhandener Erztypuswechsel fort. Die Makrofossilien verhalten sich also wie Fremdkörper, die in die Erzbildungszone hineingerieten und sukzessive eingebettet wurden.

Die Mikrofossilien verhalten sich im Grunde genommen genau gleich wie die Makrofossilien. Da sie aber weitaus häufiger sind, können an ihnen die Beziehungen zwischen Erz und Fossil viel eingehender untersucht werden. Im Melierterz sind auf einer Schliffläche von 1 cm^2 oft viele hundert Spongiennadeln und Radiolarienreste eingebettet. Sie bestehen immer aus Kalzit, und zwar

Fig. 25a. **Radiolarien im Melierterz.**
Dünnschliff Nr. 98, 360fach vergrößert. Drei Radiolarien aus Kalzit im opaken Erz. Das Exemplar unten enthält einen Kalzitkern, das mittlere, zerstörte, und das obere sind zentral z. T. mit Erz erfüllt.

Fig. 25b. **Foraminifere in Eisenerz.**
Anschliff Nr. 318, 70fach vergrößert. Das Eisenerz wird zur Hauptsache aus Hämatit aufgebaut (**GE 1**). Die Foraminiferenschale besteht aus Kalzit und enthält in den Kammern Erz.



a) Fig. 25. b)

bis in alle feinsten Details. Auch die kaum 1 μ dicken Bauelemente der Radiolarien sind oft sehr schön sichtbar und bestehen aus Kalzit. Daß die Radiolarien, welche ja gewöhnlich aus Kieselsäure bestehen, hier aus Kalzit aufgebaut sind, hat mit der Erzbildung nichts zu tun, da sie im gesamten helvetischen Malm aus Karbonat bestehen. Auf Figur 25a sind einige Radiolarien im Melierterz zu erkennen.

Auch in reinen Hämatiterzen (Fig. 25b) findet man gelegentlich Mikroorganismen, allerdings viel seltener als in den kalkigen Melierterzen. Ferner liegen häufig Mikroorganismenreste in den karbonatreichen Eisen-Manganerzen, in den karbonatischen Manganerzen und vereinzelt auch in den Hausmanniterzen.

Die in den Mikroorganismen vorhandenen Hohlräume (Kammern, Poren) sind nie leer, sondern immer mit Kalzit oder Erz erfüllt. In Hohlräumen, welche ursprünglich nur durch sehr feine Poren mit dem umgebenden Erz kommunizierten, findet sich reiner Kalzit. So sind z. B. sehr gut erhaltene Radiolarien stets mit einem Kalzitkörnchen ausgefüllt. Sind dagegen die nach außen führenden Poren im Kalzitgehäuse relativ groß ($> 10-30\ \mu$), so ist der Organismushohlraum mit Erz erfüllt. Dies ist der Fall bei teilweise zerstörten Radiolarien, bei Foraminiferen und Echinodermenporen. Vergleicht man diese Tatsache mit den Verhältnissen in Kalken, so findet man vollständige Übereinstimmung. Grauer, kryptokristalliner Kalk erfüllt im Quintnerkalk alle Poren der Mikroorganismen, welche eine gewisse Größe haben, dagegen tritt an seine Stelle kristalliner, klarer Kalzit, wenn die Poren nur sehr fein sind. Der Kalkschlamm, der zusammen mit den Organismenresten sedimentiert wurde, konnte überall dort eindringen, wo die Schlammkorngröße kleiner als die Porenweite war. Durch feinste Poren drangen Lösungen, die Anlaß zu reiner Kalzitausscheidung gaben. Genau gleich ist es im Erz: wenn das Außenerz aus Kriställchen von Eisenoxyd besteht, die kleiner als die vorhandenen Orga-

nismenporen sind, so erfüllt das Erz sie völlig. Besteht das umgebende Erz nur teilweise aus kleineren Kriställchen, so besteht das in den Poren liegende Erz aus der feineren Erzkornfraktion, und ist das Außenerz grobkörniger als alle Poren, so ist der Organismenhohlraum mit Kalzit ausgefüllt. Diese Beobachtungen lehren uns, daß die Mikroorganismenreste während der Erzbildung sedimentiert wurden. Das Erz ist somit syngenetisch mit der Sedimentation der Mikroorganismen entstanden. Ob die Erzmineralien wie Kalkschlamm sedimentiert wurden oder auf dem Meeresgrunde direkt ausgeschieden wurden, kann nicht sicher entschieden werden. Die vorliegenden Verhältnisse könnten auch so gedeutet werden, daß abgesunkene Mikroorganismenreste in Erzlösungen gerieten, die zwar durch grobe Poren eindringen, infolge der besonderen Oberflächenspannungs- und Kapillaritätsverhältnisse jedoch nicht durch sehr feine Poren gehen konnten.

Wichtig ist vor allem die Tatsache, daß die Mikroorganismenschalen im Erz immer kalzitisch sind, also ihre ursprüngliche Zusammensetzung behalten haben und bei der Erzbildung nicht metasomatisch verdrängt wurden. In seltenen Fällen haben sich kleine Stilpnomelanbüschelchen innerhalb der Schälchen ausgebildet. In den rein kalkigen Knollen der Melierterze konnten jedoch zur Seltenheit auch mit Hämatit vererzte Kleinlebewesen gefunden werden. Fast alle Mikroorganismen der Kalkknollen bestehen jedoch aus Kalzit. Es ist auffallend, daß nur gerade der sonst erzfreie Kalk vererzte Organismen enthält. Sie müssen vor ihrer Sedimentation mit den Erzlösungen in Berührung gekommen und dabei metasomatisch verdrängt, d. h. in Hämatit übergeführt worden sein.

In den schwarzen Tonschieferlagen des Erzkörpers können stellenweise pyritisierte Radiolarien festgestellt werden. Auch ein aus Pyrit bestehender Aptychus wurde darin gefunden. Die Anwesenheit von viel Chlorit, Pyrit, Kupferkies und Graphit zeigt, daß die Tonschiefer unter wesentlich anderen Bedingungen gebildet wurden als die Erze selbst.

4. Der Einfluß alpin-tektonischer Vorgänge auf die Struktur und Textur der Erze.

Wenn man ein Stück der gefalteten Roteisenerzschicht nur oberflächlich betrachtet, so scheint das Erz geschmeidig und bruchlos verbogen zu sein. Untersucht man dieses Faltenstück jedoch genauer, so findet man, daß es in zahlreiche kleine Stücke zerbrochen ist, deren Linearabmessungen von Millimetern bis zu Dezimetern schwanken. Man könnte von kataklastischer Faltung sprechen. Die einzelnen Bruchstücke sind etwas gegeneinander verdreht. Bei sehr kleinem Faltenradius sind auch die vorwiegend karbonatischen Erztypen auf diese Art und Weise gefaltet. Ist aber der Faltenradius größer (größer als etwa 10 m), so sind Karbonaterze wie reine Kalke fast immer bruchlos gefaltet. In diesem Falle kommen vielfach Blattverschiebungen vor, d. h. einzelne Erzbänke sind längs den Trennschieferchen gegeneinander verschoben. Bei großem Faltenradius sind auch die hochwertigen Eisen- und Manganerze bruchlos gefaltet.

Der einzige Einfluß der tektonischen Vorgänge auf die Erze besteht in der manchmal recht intensiven Zertrümmerung der Erzschicht. Man kann vorzugsweise zwei Kluftsysteme unterscheiden, von denen das eine tangential, das andere radial in der Falte liegt. Eine weitere Kluftschar steht manchmal schief zu diesen beiden. Durch diese Klüfte wird das Erz in kleine Quader zerlegt, die durch Kalzitfilme miteinander verkittet sind. Es kommen ferner auch offene Risse und Klüfte vor, die Siderit, Quarz u. a. Mineralien als krustige Überzüge enthalten (vgl. Kapitel E). Die einzelnen Erzbruchstücke weisen genau dieselbe Struktur und Textur wie die unveränderten Erze auf. Nur bei Manganerzen sind manchmal in einer kaum 1 mm breiten Zone die Oxyde in Kluftnähe karbonatisiert; sonst aber kann man Proben aus stark gefalteten Lagerstellen nicht von denjenigen der ungestörten Gebiete unterscheiden. Es wurden Vergleichsserien aus ungefalteten, stark gefalteten, senkrecht stehenden und horizontal gelagerten Lagerteilen untersucht. Immer wieder zeigte es sich, daß die Verwerfungsvorgänge und die Faltung keinen Einfluß auf Mineralbestand, Struktur und Textur der Erze hatten. Es ist also nicht so, daß in stark beeinflußten Gebieten

Magnetit reichlicher vorhanden wäre als Hämatit, oder daß die Manganerze auf tektonisch stark gestörte Gebiete beschränkt wären, wie dies früher z. T. vermutet wurde. Es kommen alle Erztypen in tektonisch ungestörter Lage wie auch in Zonen starker Störungen vor. Und es gibt umgekehrt keine Erztypen in tektonisch stark beanspruchten Lagerteilen, die nicht auch in Gebieten mit normaler Lagerung gefunden werden können. Die Bildung der verschiedenen Mineralien und Erztypen und ihrer Struktur muß also vor der Faltung erfolgt sein.

5. Vergleich der Erzstrukturen mit solchen von anderen Lagerstätten.

Überblickt man die Struktur der genauer untersuchten Erzlagerstätten der Erde, so fällt einem auf, daß nur selten Anklänge an die Gonzenerzstrukturen zu finden sind. Die Durchsicht der **Eisenerzstrukturen** zeigte, daß nur eine Lagerstättengruppe, nämlich diejenige des Lahn-Dill-Eisenerzdistriktes enge mineralogische und strukturelle Verwandtschaften zu unseren Gonzenerzen aufweist. Der Mineralbestand jener Erze stimmt weitgehend mit demjenigen der Gonzen-Roteisensteine überein; nur das Mengenverhältnis der verschiedenen Mineralarten weicht vom Gonzen ab. Infolge des Quarzreichtums der Lahn-Dill-Roteisensteine sind dort fast nur Strukturen vorhanden, die mit den quarzreichsten Gonzentypen übereinstimmen. So sind z. B. die Typen **GE 2** und **GE 3** mit allen ihren Untertypen auch in den Lahnerzen vorhanden. (Nach Cissarz [**13**], F. Dannecker [**17**], W. Kegel [**70**], H. Stützel [**129**].) Ja es scheint — soweit dies nach den Beschreibungen und Abbildungen beurteilt werden kann —, daß auch die lepidoplastischen Typen **GE 1** nicht selten vorkommen. Dispersionsstrukturen sind dort ebenso häufig wie im Gonzen, nur daß das Dispersionsmittel aus Quarz besteht, wogegen im Gonzen vor allem kalzitartiges Karbonat als solches auftritt. Die Gelstrukturen mit ihren Pseudoolithbildungen kommen infolge des Quarzreichtums in den Lahn-Erzen viel häufiger vor. Dagegen scheint die Schichtung im Gonzen ausgeprägter zu sein, jedenfalls wird in keiner der erwähnten Arbeiten großes Gewicht auf schichtige Texturen gelegt. Immerhin sind viele Lahnerze deutlich schichtförmig gelagert. Ferner kann nicht genau beurteilt werden, ob nicht auch innerhalb der Lahn-Dill-Erze chorismatische Bildungen auftreten. Sicher sind Nebengesteine und Erz sehr oft vermengt; ob aber auch Vermischungsstrukturen verschiedener Erztypen wie im Gonzen vorhanden sind, läßt das zur Verfügung stehende Literaturmaterial nicht entscheiden. Die Fossilreste der Lahnerze bestehen wie am Gonzen aus ihrem ursprünglichen Baumaterial, dem Kalzit. Alle ihre Poren und Hohlräume sind von Erz erfüllt. Cissarz [**13**, S. 118] vermutet, daß die Tierreste in Eisenlösungen gerieten, worauf sie mit Eisenmineralien überkrustet wurden. Die z. T. als exhalativ-sedimentäre (Schneiderhöhn [**115**]), z. T. als subvulkanisch-hydrothermale (E. Lehmann [**79**]) Ausscheidungen angesehenen Lahn-Dill-Erze sind nicht die einzigen Roteisensteine, welche den Gonzenerzen gleichkommende Strukturen haben. Sie scheinen in ähnlicher Weise in vielen kleineren Lagern vorhanden zu sein, welche immer im Zusammenhang mit diabasartigen, weilburgitischen [**79**] Gesteinen stehen. Leider sind Strukturen nur selten beschrieben, so z. B. aus dem Mittelharz von J. Hesemann.

Ist es bei den Eisenerzen schwer, zu den kalkreichen Erztypen analoge Strukturen anderer Lagerstätten zu finden, so ist es bei den **Manganerzen** gar nicht gelungen, karbonatische Erze mit gleichen Strukturen in der Literatur festzustellen. Da im Gonzen viele der sonst häufigen Manganmineralien fehlen (z. B. Braunit, Jakobsit, Pyrolusit und Manganhydroxyde), fallen zum vornherein die in neuester Zeit häufig beschriebenen Erze mit diesen Mineralien weg. Nur die Hausmanniterze (Typus **GM 3**) stimmen in ihrer Struktur auffallend gut mit denjenigen anderer Lagerstätten überein. So stimmt zum Beispiel das von Schneiderhöhn [**113**, Abb. 214] abgebildete Hausmanniterz von Långban genau mit dem **GM 3**-Erz überein. Offenbar liegt im Gonzen eine Paragenese vor, die nur selten vorkommt oder selten abgebaut wird.

Da die Roteisensteinstrukturen so gut mit den Lahn-Dill-Verhältnissen übereinstimmen, muß man sich fragen, ob vielleicht Lagerstätten bekannt sind, die Manganerze enthalten und dem Lahn-Dill-Typus angehören. In der Tat gibt es eine ganze Reihe genetisch mit diesem Typus verwandter

Lagerstätten, die Manganerze enthalten. Sie besitzen jedoch meistens nur kleine Ausmaße und sind bisher kaum einer genauen petrographischen Untersuchung teilhaftig geworden. So gibt es z. B. in der Fortsetzung der Lahn-Dillmulde im Kellerwald (östl. Rhein. Schiefergebirge) zusammen mit Diabasen Eisenkieselschichten, die mit Mangankarbonat und „Kieselmangan" wechsellagern (K. Hummel [**58**]). Leider sind Mineralbestand und Struktur dieser Erze schlecht untersucht, doch scheint es, daß ebenso wie im Lahngebiet die Roteisensteine quarzreicher als im Gonzen, im Kellerwald die Manganerze quarzreicher sind. Es ist durchaus möglich, daß diese Eisenmanganlagerstätte dem Gonzenlager nicht unähnlich ist. Ferner ist in der Oberkreide-Tertiär-Eruptivzone Bulgariens eine genetisch mit den Lahnerzen verwandte Lagerstättengruppe bekannt, in der eine Reihe von Manganerzlagern liegen (J. Kostow [**73**]). Auch dort scheinen die Erze wie im Gonzen in Sedimente eingelagert zu sein (allerdings meistens in deutlichem Zusammenhang mit Eruptivgesteinen) und auch seitlich in solche überzugehen. Leider fehlt aber auch aus dieser Zone jede eingehende neuere Untersuchung über Mineralbestand, Struktur und Textur der Erze. Es wird lediglich angegeben, daß das Hauptmineral Pyrolusit sei. Die heute bekannten, mit den Lahnerzen genetisch vergleichbaren Manganerze sind also alle ungenügend bekannt und lassen deshalb keinen Vergleich mit den Gonzenerzen zu.

D. Die Lagerungsform des Erzes und die Verteilung der Erztypen innerhalb des Erzhorizontes.

Im stratigraphischen Teil wurde dargelegt, daß das Erzlager eine schichtige Einlagerung im Malmkalk ist. Diese Schicht, der Erzhorizont, besteht jedoch nicht überall aus Erz, sondern zum größten Teil aus Kalk, der nur stellenweise in Erz übergeht. Die Verteilung des Erzes innerhalb des Erzhorizontes ist indessen nicht völlig regellos, sondern weist gewisse Gesetzmäßigkeiten auf.

Der Erzhorizont ist eine 6—8 m mächtige Schicht, die vorwiegend aus Kalk besteht. Der größte Teil der Erze liegt in den obersten 2 m dieser Schicht, vor allem gehört dazu die gesamte bis heute abgebaute Erzmasse. Dieses im Abbau befindliche Erzlager muß daher genauer beschrieben werden.

Auf Seite VIII zeigt Figur 1, daß dieses im Abbau befindliche Lager, das sog. **Gonzenlager,** sich wie ein langgestrecktes Band durch den Gonzen zieht. Es liegt immer direkt unter dem Plattenkalk. Den besten Einblick in seinen Aufbau erhält man durch ein Querprofil (Taf. II oben). Das Profil wurde z. T. an Erzpfeilern, z. T. während des Abbaues in den Jahren 1941—1943 aufgenommen. Heute ist das dargestellte Erz fast vollständig abgebaut, und die noch stehenden Erzpfeiler sind leider weitgehend durch Bergeversatz unzugänglich gemacht worden. Da die Erzschicht maximal 2,35 m mächtig ist, mußte das Profil stark überhöht werden (130fach), damit die wichtigsten Details zur Darstellung gebracht werden konnten. Da ferner die Manganerzkörper oft sehr unruhig gebaut sind, konnten nicht alle Einzelheiten festgehalten werden, Das Profil ist etwas schematisiert, kommt aber der Wirklichkeit doch sehr nahe. Seitlich wird das Profil durch die Abbauränder begrenzt. Für die folgenden Ausführungen ist die Erzschicht immer in die Ebene abgewickelt gedacht. Das Lager wird somit in dem Zustande betrachtet, den es seiner Lage nach vor der Faltung gehabt haben muß.

Auf dem Querprofil fällt sofort auf, daß die Erzschicht aus mehreren Teilschichten besteht, die durch Tonschieferhäute voneinander getrennt sind. Diese schieferigen Einlagerungen enthalten vorwiegend Eisenchlorite und Karbonate, manchmal auch noch Pyrit und Kupferkies (vgl. Analyse 14, S. 100). Man kann drei übereinander liegende Teilschichten unterscheiden: eine untere, mittlere und obere.

a) Die untere Gonzenlagerschicht.

Die Erzschicht grenzt nach unten an den hellgrauen unteren Quintnerkalk, dessen oberste 1—2 m meistens deutlich gefleckt sind. Nur unter dem zentralen Lagerteil fehlt diese Fleckung. Die

Grenze zwischen Erz und Kalk ist sehr scharf und stets durch einen dünnen Tonschieferhorizont markiert; die Grenzfläche ist meistens etwas wellig. Es sind häufig langgestreckte, ungefähr parallel zur Lagerachse verlaufende Rippen vorhanden, die sich über viele Meter erstrecken. Der Abstand zweier Wellenberge kann 50 cm bis mehrere Meter betragen. Die Amplitude ist selten größer als 20 cm. Sehr oft sind nur unregelmäßig über die Grenzfläche zerstreute, flache Buckel zu finden. In stark gefalteten Schichtgebieten zeigen Rutschharnische, daß während der Faltung Blattverschiebungen zwischen Erz und Kalk stattgefunden haben.

Im Lagerzentrum ist die untere Schicht etwa 1,4 m mächtig und besteht aus Roteisenerz; unter „Roteisenerz" verstehen wir hier alle Erztypen, die im wesentlichen aus Hämatit, Magnetit und Quarz sowie akzessorischem Karbonat bestehen, also die **GE1-3, ZE1-5.** Nach SE und NW sinkt die Mächtigkeit dieser Schicht rasch auf etwa 80 cm herab, und zwar gegen NW auf einer Strecke von etwa 20 m, nach SE auf eine Distanz von etwa 75 m. Gegen NW steigt die Mächtigkeit wieder auf 120 cm an. Die Schicht ist in sich nochmals in kleinere Erzbänke unterteilt. Vor allem fällt zuunterst eine Bank auf, die zentral etwa 10 cm mächtig ist und nach beiden Lagerrändern hin auf etwa 30 cm ansteigt. Diese Bank ist die quarzreichste Schicht im ganzen Gonzenlager. Sie wird vorwiegend durch Erze des Typus **GE2** und **GE3b** gebildet. Verfolgt man diese Bank vom Zentrum aus gegen die Lagerränder, so erkennt man, daß zunächst die oxydischen Erze in karbonatreichere übergehen (**GE3b, c**). Durch ständige Zunahme von Ferrokalzit und gleichzeitige Abnahme von Quarz und Eisenoxyden geht die Bank in das Interpositionserz **GE4** über. In dieser Schicht aus Ferrokalzit mit darin dispergierten feinen Hämatitschüppchen stellen sich bald noch graue, reine Kalkknollen ein, bis der Übergang in Melierterz (**ZE6**) vollendet ist. Gegen NW ist die unterste Erzbank nur bis zu diesem Verkalkungsstadium verfolgbar, gegen SE hingegen ist in einem Stollen (Nausförderstollen) nochmals ein Aufschluß vorhanden, der zeigt, daß in geringer Entfernung vom abbauwürdigen Lager die unterste Bank in völlig erzfreien Kalk übergeht, der jedoch deutlich knollig ist. Im Lagerzentrum besteht diese Bank an einer Stelle ebenfalls aus Melierterz, geht aber seitlich wieder in Roteisenerz über.

Man kann den Hauptteil der unteren Schicht stellenweise noch in weitere Teilschichtchen gliedern, die sich aber nur auf kurze Strecken verfolgen lassen. Im übrigen ist jedoch der Hauptteil einheitlich gebaut. Er ist nicht ganz so quarzreich wie die unterste Bank, da der Quarzgehalt nach oben ständig abnimmt. Es treten vor allem eisenoxydreiche, schichtige bis massige Erztypen auf. Gegen NW hin ist die Schicht bis an den heutigen Abbaurand hochwertig; gegen SE verkalkt sie, und zwar stufenförmig. Eine Teilschicht nach der andern geht zunächst in kalkhaltigeres Roteisen („Magererz"), hernach in Melierterz über, genau so wie es in der untersten Bank der Fall ist. Dabei verkalkt immer das unten liegende Schichtchen vor dem darüber liegenden. 100 m außerhalb des Abbaufeldes ist der größte Teil der unteren Erzschicht durch reinen Knollenkalk ersetzt, nur im oberen Teile finden sich noch durch Hämatit verursachte rote Flecken. Das obere Drittel der unteren Schicht besteht allerdings an dieser Stelle noch aus Melierterz.

Die untere Gonzenlagerschicht zeigt somit folgende **erste Erzverteilungsregel:** reine Eisenoxyd-Quarz-Schichten gehen seitlich in kalkigere Erze (Magererze) über, die dann in Melierterze und schließlich in reine Kalke übergehen, indem die Hämatitdispersion im Kalk immer lockerer wird, dann nur noch fleckenweise auftritt und schließlich ganz verschwindet. Schon in dem noch etwa 20% Fe enthaltenden Magererz beginnen Kalkknollen aufzutreten, die sich im Melierterz anhäufen und auch im angrenzenden Kalk noch vorhanden sind. Diese Regel wurde im ganzen Erzlagergebiet des Gonzen überprüft, und es zeigte sich, daß sie sich überall bestätigt, wo die einzelnen Schichten genügend weit verfolgt werden können. Die Erzbänke verkalken nicht alle gleich schnell und lassen sich mit Hilfe der durchgehenden Tonschieferhäute bis in den reinen Kalk hinein nachweisen; der Knollenkalk selbst ist mikroskopisch und makroskopisch durchaus mit der obersten Schicht des unteren Quintnerkalkes vergleichbar. Die untere Gonzenerzschicht geht demnach seitlich in unteren Quintnerkalk über. Der Gehalt an Kalkknollen ist im Melierterz etwa gleich groß wie im benachbarten Knollenkalk, er sinkt aber mit zunehmender Entfernung vom Erzlager stark ab.

Im allgemeinen besteht somit die untere Gonzenlagerschicht im Lagerzentrum aus Roteisenstein und verkalkt gegen die Lagerränder hin. Es ist schon darauf hingewiesen worden, daß die unterste Bank auch im zentralen Lagerteil auf eine kurze Strecke verkalkt. Dies kann auch für den Hauptteil des Lagers gelten, denn z. B. etwa 1020 m ü. M. geht das obere Drittel dieser Erzschicht im Umkreis von etwa 20 m in Melierterz über. Bezeichnenderweise sind in diesem Melierterz keine reinen, sondern nur hämatitarme Kalkknollen vorhanden. Auch die starke Mächtigkeitszunahme der unteren Schicht ist im Lagerzentrum nicht auf die ganze Länge des Gonzenlagers festzustellen. Sie ist bald deutlich, bald fehlend, bald mehr links im Lager zu finden oder dann rechts wie im abgebildeten Profil.

b) Die mittlere Gonzenlagerschicht.

Die zweite Schicht liegt unmittelbar auf der unteren aufgelagert und ist nur durch eine dünne Tonschieferlage von dieser getrennt. Im Querprofil der Tafel II kann man folgende Einzelheiten erkennen: Im Lagerzentrum besteht diese Schicht aus Roteisenerz, das viel deutlicher geschichtet ist als in der unteren Partie. Die Schichtung ist bereits makroskopisch sichtbar, und zwar besonders im untersten Teil der mittleren Schicht. Der Erztypus **ZE 2b** baut vor allem diese Schichten auf. Nach oben gehen die Erze in Typen über, welche die Schichtung erst im polierten Anschliff erkennen lassen. Auch nach den Seiten hin verliert sich die deutliche Schichtung.

Das auffallendste Merkmal der Mittelschicht besteht darin, daß das Roteisenerz nach SE und NW durch Manganerze ersetzt wird. Die ganze mittlere Schicht geht dabei in etwa 5 m breiten Zonen in Manganerze über, wobei sich der Übergang nicht wie bei der seitlichen Verkalkung langsam und stetig, sondern sprunghaft vollzieht. Im reinen Eisenoxyderz treten plötzlich Schlieren von ziegelrotem Eisenmangankarbonat auf (**GEM**), die gegen das Manganerz schnell an Zahl und Größe zunehmen und schließlich zu großen horizontalliegenden Eisen-Manganerz-Schlieren zusammenwachsen. Erst diese großen Schlieren konnten auf dem Profil festgehalten werden. Da nicht die ganze Roteisenschicht an der gleichen Stelle in dieses ziegelrote Erz übergeht, ist der Übergangsbezirk im Querschnitt zackig. Besonders zuoberst und zuunterst treten weit gegen das Lagerzentrum reichende Eisen-Manganerz-Schlieren auf. Die Hämatitdispersion im Eisen-Mangankarbonat wird seitwärts rasch spärlicher und setzt schließlich ganz aus. Dadurch verändern sich die ziegelroten Karbonaterze in graue Mangankarbonate (vorwiegend **GM 4a**). Auch der Eisengehalt des Karbonates wird immer niedriger. Schließlich gehen die Mangankarbonaterze in Hausmanniterze über (**GM 3**). Der genannte Übergang von oxydischem Eisenerz über karbonatisches Eisenmanganerz mit Hämatitdispersion in Mangankarbonaterz und schließlich in oxydisches Manganerz vollzieht sich räumlich nach allen Richtungen, sowohl in horizontaler, vertikaler und schiefer Richtung. Untersucht man deshalb ein Profil vom Liegenden bis zum Hangenden, so liegt über der unteren Gonzenlagerschicht eine Eisen-Mangankarbonatschicht, dann folgt graues Mangankarbonat und schließlich Hausmannit. Liegt darüber erneut Eisenerz, so ist zwischen Hausmannit und Eisenerz nochmals die ganze Übergangsserie in umgekehrter Reihenfolge eingeschaltet. Der Übergang von Roteisen in Hausmannit kann auf eine 1 cm mächtige Schliere zusammengedrückt oder bis 30 cm mächtig sein, nie aber fehlt eines der Zwischenglieder.

In den Übergangszonen liegen manchmal Schlieren und Linsen von strahligem Hämatit (**GE 6**), und zwar entweder in fast reinem Eisenerz oder im roten Eisen-Manganerz. Die Hämatitnadeln stehen darin immer mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung.

Hausmanniterz ist stets in Form von Knollen vorhanden, die manchmal kaum kirschgroß sind, aber anderseits die respektable Länge von 20 m bei einer Dicke von 1 m erreichen können. In der Regel sind sie als kopfgroße bis metergroße Knollen und unregelmäßige Gebilde im grauen Mangankarbonat eingebettet. Das Profil zeigt in anschaulicher Weise, wie die Verteilung von Hausmannit, Karbonat und Eisen-Manganerz nicht sehr regelmäßig ist, aber immerhin eine gewisse Schichtung erkennen läßt. So sind z. B. die Hausmannitknollen im südöstlichen Manganlager (Tafel II) deutlich schichtig und lagig angeordnet. Auch das ziegelrote Eisen-Manganerz tritt nicht selten mitten im Manganerz eingelagert auf, und zwar ganz unregelmäßig verteilt. Auch in diesem Falle ist zwischen diesen Erztypus und das oxydische Manganerz immer das graue Mangankarbonat eingeschaltet.

Das südöstliche Manganerzlager geht nach Süden wiederum in Eisenerz über, und zwar auf die gleiche Art und Weise wie im Lagerzentrum. Das Eisenerz selbst wird gegen den Abbaurand langsam durch kalkreicheres Magererz ersetzt, das seinerseits nach und nach meliert wird. Die Verkalkung dieses Roteisenerzes gehorcht also den in der unteren Schicht festgestellten Regeln.

Im aufgeschlossenen Gebiete geht das nordwestliche Manganlager nicht mehr in Roteisenerz über, sondern direkt in kalkreiche Magererze, die noch viel Mangan-Eisenerz-Schlieren enthalten. Nur die oberste Bank ist etwas hochwertiger, indessen noch deutlich kalkig. An anderen Orten, z. B. 1100 m ü. M., schließt sich an die Manganerzschicht nach NW direkt Kalk an, und zwar ohne Zwischenschaltung von Eisenerzen. Hierbei geht das Mangankarbonaterz z. T. kontinuierlich in Kalk über, z. T. sind mehr schlierige Zonen vorhanden, die zumeist auch noch Schlieren mit Hämatitgehalt aufweisen. Knollenbildungen fehlen. Der Kalk selbst, der makroskopisch nicht von reinem Quintnerkalk unterschieden werden kann, enthält manchmal noch erhebliche Mengen Mangan; so sind z. B. in 15 m Entfernung vom nächsten Manganerz innerhalb des Erzhorizontes noch 3,1 Gew.-% MnO (Handstück Nr. 563) festgestellt worden.

Die Verteilung der Manganerze gehorcht somit folgenden Regeln:

Zweite Regel: Die Manganerze liegen in der mittleren, selten auch in der oberen, nie aber in der unteren Gonzenlagerschicht.

Dritte Regel: Die Manganerze gehen seitlich in Roteisenstein, mageres Eisenerz oder direkt in Quintnerkalk über. Dieser Übergang vollzieht sich in vertikaler und in horizontaler Richtung wie folgt: oxydische Manganerze werden zunächst durch karbonatisches Manganerz ersetzt, das nach außen immer Fe-reicher wird und schließlich durch Neuhinzutreten einer feinschuppigen Hämatitdispersion in ziegelrotes Eisenmanganerz übergeht. Letzteres grenzt in vertikaler Hinsicht schließlich scharf an hochwertige Roteisensteine; in horizontaler Richtung geht das Übergangserz schlierig in das Roteisenerz hinein. Die Abfolge ist immer vollständig vorhanden, niemals fehlen Zwischenglieder; wohl aber kann z. B. das oxydische Manganerz fehlen, indem gewisse Manganerzpartien nur rein karbonatisch sind, zentral aber noch nicht Hausmannitknollen aufweisen. Beide genannten Regeln konnten im ganzen Lager immer wieder bestätigt werden.

Um einen Überblick über die Lage und Mächtigkeit der Manganerzkörper zu erhalten, wurde im ganzen Abbaufeld die Mächtigkeit der Manganerzschicht gemessen und kartiert. Lagen mehrere Manganerzschlieren übereinander (Randzonen der Manganlager), so wurde die Summe der einzelnen Manganlagen festgehalten. Aus der so erhaltenen Mächtigkeitskarte wurde sodann eine Kurvenkarte konstruiert, indem die Linien gleicher Manganerzmächtigkeit gezogen wurden. Die erhaltene Karte wurde auf das Stereogramm (Taf. I) umprojiziert, und zwar so, daß die jeweils in Intervallen von 25 zu 25 cm Manganerzmächtigkeit befindlichen Flächen gleich gefärbt wurden.

An Hand der auf dem Stereogramm zum Ausdruck kommenden Manganerzverteilung lassen sich nun noch einige weitere Eigentümlichkeiten des Manganvorkommens erläutern: Das südöstliche (im Stereogramm obere) Manganerzlager ist durch eine zentrale Roteisenerzzone von dem nordwestlichen Lager getrennt. Die beiden Manganerzlager nähern sich 950 m ü. M. auf etwa 50 m und liegen zwischen 1000 und 1150 m ü. M. fast 200 m auseinander. Beide bandartigen Lager verlaufen ungefähr parallel zum gesamten Lager. Die Bandbreite wechselt außerordentlich stark und kann bis 100 m (1250 m ü. M. beim Südostlager) oder auch nur wenige Meter betragen (beide Lager in etwa 1000 m Höhe). Gegen Nordosten klingen beide Lager aus, und zwar das südöstliche bei 807 m ü. M., das nordwestliche erst bei 675 m ü. M.

Die Mächtigkeit der Manganerzlager wechselt ebenfalls sehr stark. Im allgemeinen ist sie im Zentrum der Teillager am größten, es kommen aber auch randliche Teilmaxima vor, so z. B. etwa 1180 m ü. M. Nur an einer Stelle findet sich ein isoliertes Minimum, und zwar bei 845 m ü. M. im nordwestlichen Manganlager. Zwischen den beiden Teillagern bestehen deutliche Beziehungen. Im gleichen Lagerquerprofil sind meistens in den beiden Manganerzlagern entweder maximale oder minimale Mächtigkeiten vorhanden. So entsprechen den Maxima

des Südost-Teillagers zwischen 1100 und 1200 m ü. M. die Maxima bei 1070 und 1140 m ü. M. im Nordwestlager. Das Maximum zwischen 900 und 1000 m ü. M. im Südostlager hat im Nordwesten sein Gegenstück zwischen 820 und 980 m ü. M. Anderseits entspricht dem Minimum bei 1000 m ü. M. im Nordwest-Teillager dasjenige auf gleicher Höhe im Südosten. Vor dem Ausklingen gegen Nordosten werden beide Teillager ganz schmal, was besonders im Nordwestlager schön sichtbar ist. Das auf Tafel II abgebildete Querprofil liegt im Stereogramm gesehen wie folgt: es beginnt im Süden bei der 968 m ü. M. liegenden Galerie, folgt dieser bis zur südlichen 75-cm-Kurve des NW-Manganlagers, biegt dann nach den tiefer liegenden Galerien ab bis zur Gegend, die sich etwas westlich (rechts) der Zahl 959 befindet. Das Profil führt also durch ein Gebiet, in dem die beiden Manganerzlager ziemlich nahe beieinander liegen und fast maximal ausgebildet sind.

c) Die obere Gonzenlagerschicht.

Im Querprofil auf Tafel II ist zu sehen, daß über der mittleren Schicht noch eine weitere liegen kann, die aber nicht mehr deutlich quer durch das ganze Lager streicht, sondern vor allem über dem südöstlichen Manganlager ausgeprägt ist und dort aus Roteisenerz besteht. Nach S hin verkalkt sie rasch und geht in einen Knollenkalk über, der eher dem Plattenkalk ähnelt als dem unteren Quintnerkalk. Innerhalb des Erzes sind sehr viele Tonhäutchen vorhanden, die ja auch den Plattenkalk gegenüber dem Liegenden auszeichnen. Nach Norden geht die obere Gonzenlagerschicht in den oberen Teil des nordwestlichen Manganlagers über, das in dieser Höhe sehr viel rotes Eisen-Manganerz enthält. Im äußersten Nordwesten ist eine aus Magererz bestehende Schicht wieder besser ausgeprägt.

Bald ist diese unregelmäßig ausgebildete obere Schicht bis 50 cm mächtig, bald fehlt sie. Sie enthält nirgends zusammenhängende mächtige Erzmassen und ist dort, wo sie verkalkt ist, in ihrer Mächtigkeit besonders stark reduziert. Auch verkalkt sie von allen Schichten am schnellsten.

Gegen den Plattenkalk ist die obere Schicht immer sehr scharf abgegrenzt, und zwar durch eine bis 2 cm mächtige schwarze Tonschieferlage. Die Grenzfläche ist meistens sehr glatt, so daß sich das Erz beim Sprengen ohne weiteres vom Hangenden loslöst. Sehr häufig liegt zwischen Erz und Plattenkalk eine 1—5 cm mächtige Kalzitruschelzone. Offenbar fanden zwischen Plattenkalk und Erzkörper während der Faltungsperiode Blattverschiebungen statt, wobei Hohlräume entstanden, die sich mit Kalzit füllten, der später z. T. nochmals durchbewegt wurde.

Der direkt über der oberen Erzschicht liegende Plattenkalk ist immer sehr gut und konkordant zur Erzgrenzfläche gebankt. Die untersten 1—2 m sind etwas härter als der höhere Plattenkalk, was besonders beim Bohren immer wieder auffällt.

Der abbauwürdige — und auch zum größten Teil schon abgebaute — Teil des Gonzenlagers besitzt maximal eine Breite von 250 m. Auf dem Stereogramm ist der Abbaurand als strichpunktierte Linie markiert. Dort, wo in allen drei übereinanderliegenden Schichten nur Eisenerz vorkommt, ist die Erzhorizontfläche des Stereogrammes rot gefärbt. Überall dort, wo die Summe aller Roteisenerzschichten (exklusive Melierterze) weniger als 1 m beträgt, ist die Fläche heller getönt als dort, wo die Roteisenschicht über 1 m mächtig ist. Man erkennt, daß der südöstliche Abbaurand meistens in der Gegend der 1-m-Roteisenlinie liegt. Nur die „alte Grube I" liegt zum größten Teil in wesentlich schlechteren Lagerpartien. Im übrigen ist man besonders in den letzten Jahren wieder daran gegangen, diese schlechteren Südost-Randpartien des Lagers noch weiter abzubauen und fand dabei immer wieder, daß in durchschnittlich 50 m Entfernung von der 100-cm-Roteisenlinie das letzte hochwertige Roteisenerz verkalkt. Weiter außen besteht der Erzhorizont nirgends mehr aus hochwertigem Roteisenerz, auch nicht in kleinsten Mengen. Die Melierterze, die ja noch Hämatit enthalten, kommen noch bis etwa 200 m außerhalb der 1-m-Roteisenlinie vor, verkalken aber z. T. auch viel näher am Lagerzentrum.

Am nordwestlichen Abbaurand ist nirgends eine völlige Verkalkung feststellbar, da dieser Abbaurand fast überall durch tektonische Komplikationen (Gonzenüberschiebung, Längsverwerfung) gestört ist (vgl. Fig. 3 a-c). Man ist im Bergwerk erst in allerneuester Zeit daran gegangen, die Fortsetzung des Lagers nach dieser Richtung hin abzuklären. Es kann deshalb noch kein lückenloses Profil gegeben werden, das vom Südosten bis weit nach NW ins Tschuggengebiet führt. Wir müssen

uns darauf beschränken, zwei quer zum Lagerstreichen liegende Profilserien festzuhalten. Die eine Serie quert das Lager an seinem südwestlichen Ende, im Gonzengipfel-Tschuggengebiet, die zweite in seinem nordöstlichsten Raume, in der Wolfslochgegend.

Betrachtet man die Profilserie I (Taf. II unten), so erkennt man zunächst die oben beschriebenen Verhältnisse: Der völlig verkalkte Erzhorizont des Schreiberskopfes (Profil 1) geht auf eine Distanz von nur 120 m in seinem obersten Teile schon in Roteisen und Melierterz, unten erst in schwach rot gefleckten Knollenkalk über (Profil 2). In Profil 3 (Sohlenmitte der Grube I; auf dem Stereogramm liegt der Profilort unmittelbar nördlich der Zahl I von „Sohle Grube I") besteht die Gonzenlagerschicht aus Roteisenerz, nur die untere Schicht ist teilweise noch aus Melierterz und zuunterst sogar aus schwach rot gefleckten Knollenkalk aufgebaut. Das Profil 4 liegt im Raume des nordwestlichen Manganlagers, das hier genau so ausgebildet ist wie im Querprofil (Taf. II). Gegenüber dem dortigen Profil tritt etwa 4 m tiefer nochmals ein Lager auf, das in der Valenaruns besonders gut aufgeschlossen ist, weshalb ich es im Unterschied zum schon eingehend beschriebenen Gonzenlager das **Valenalager** nenne. Schon im Profil 3 macht sich im unteren Quintnerkalk eine knollenreiche Zone bemerkbar, die offenbar das verkalkte Valenalager darstellt. Gegen NW teilt sich das Valenalager in zwei durch eine Kalkbank getrennte Schichten (Profil 5). Die obere Gonzenlagerschicht geht gleichzeitig in Melierterz über und nimmt in diesem Raume an Mächtigkeit stark ab. Am „Ghudlet-Gonzen" kann der Ausbiß dieses Profils weithin verfolgt werden, wobei man erkennt, daß in dem zwischen den Profilen 4 und 5 liegenden Raume das Gonzenlager langsam schmächtiger wird, und das Valenalager bald unten, bald oben etwas Roteisen enthält. In dem Stollen der Nausgrube zeigte es sich, daß unter der südöstlichen Hälfte des Gonzenlagers nirgends Erzspuren im Valenalagerhorizont vorhanden sind, daß dagegen unter der NW-Hälfte da und dort Erzspuren auftreten, die nach NW immer reichlicher werden. Da aber die Vorrichtungsstollen fast alle im Plattenkalk gebaut wurden, ist im allgemeinen das Valenalager schlecht aufgeschlossen.

In der zwischen den Profilen 5 und 6 gelegenen Zone konnten keine Profile aufgenommen werden. Man kann die Wände des Pflastertobels nur von ferne betrachten und dabei feststellen, daß sowohl das Gonzen- wie das Valenalager in diesem Gebiete völlig verkalkt sind. Bei der „Erzlöcher" genannten Lokalität beginnt der Erzhorizont aus der Valenarunssynklinale gegen die Tschuggenantiklinale anzusteigen. Das Profil 6 zeigt an dieser Stelle das Valenalager als knollenreichen Horizont an. Direkt unter dem Plattenkalk liegt ebenfalls eine Knollenkalkschicht, dann ein Melierterz-Kalkbankkomplex, der gegen das Profil 7 langsam in das **Tschuggenlager** übergeht, das zwar stratigraphisch gleich hoch wie das Gonzenlager liegt, aber von diesem durch die Kalkzone des Pflastertobels getrennt ist. In einem Streichstollen, der etwa 150 m N von Profil 6 entfernt beginnt und gegen N führt, sieht man, wie die Erzschichten des Profiles 6 zunächst nochmals beinahe ausklingen, dann aber, besonders unmittelbar unter dem Plattenkalk, in Roteisenerz übergehen. An der erzreichsten Stelle (Profil 7) ist oben Roteisen, darunter Eisen-Manganerz **(GEM)** und zuunterst nochmals Roteisenerz vorhanden. Das am Ausbiß des Erzhorizontes in der Tschuggenwand aufgeschlossene Erz ist nur wenig schmächtiger als im Profil 7. Von der Profilstelle 7 aus verkalkt das Tschuggenlager nach NW hin schon auf eine Distanz von 50 m fast vollständig. Die Aufschlüsse in der Tschuggenwand zeigen, daß bald auch die letzte Spur von Erz verschwindet. Bei der Verfolgung des Erzhorizontes durch die weiter im NW anschließenden Gebiete konnten weder in der Vorderspinaschuppe noch in der Strahleggschuppe Erzspuren gefunden werden. Das von Oberholzer [**95**, S. 170] erwähnte Erzvorkommen am Rhoneberg (in der Strahleggschuppe) wurde gesucht, konnte aber nicht wiedergefunden werden.

Die Figur 26 zeigt zusammenfassend und schematisch die durch diese Profile gegebenen Verhältnisse: das Gonzenlager liegt direkt unter dem Plattenkalk, verkalkt beidseitig, und zwar gegen SE in der unteren Schicht schneller, gegen NW in der oberen. (Dies gilt für das ganze Gonzenlager, auch für denjenigen Teil, der in der Wolfslochgegend liegt.) Die Manganerze liegen als zwei bandförmige Einlagerungen im Eisenerz. Nordwestlich des Gonzenlagers, und von diesem durch eine kalkige Zone getrennt, liegt ebenfalls dicht unter dem Plattenkalk das weniger mächtige und schmälere Tschuggenlager, das im oberen Teil ebenfalls manganhaltige Schichten enthält. Etwa 4—5 m tiefer als diese beiden Lager liegt unter dem NW-Rand des Gonzenlagers das nur wenig Erz aufweisende und sehr schmale Valenalager.

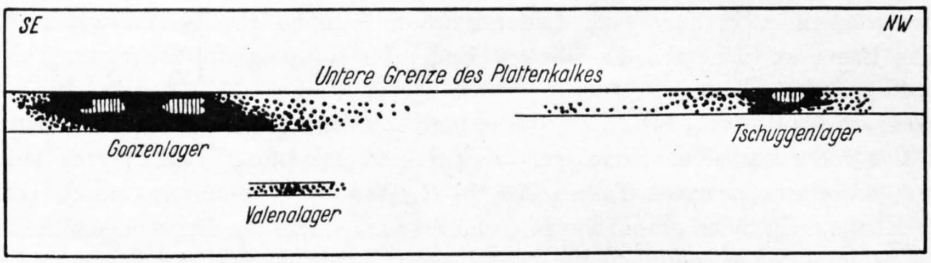


Fig. 26. **Schematischer Querschnitt durch die Erzlager am Gonzen.**
Stark überhöht. Die Breite der Figur entspricht einer Länge von 2 km, die Höhe einer solchen von 12 Metern.

Die Profilserie 2 (Taf. II) zeigt im Grunde genommen ganz ähnliche Verhältnisse. Die Einzelprofile dieser Serie entstammen alle dem auf Figur 3 c dargestellten Profil (S. 9). Im Gesenk 4 beginnt das Gonzenlager als fast rein kalkige Schicht mit grauen Knollen, die nur wenige, durch feindispersen Hämatit verursachte rote Flecken enthält. Im Gesenk 3 besteht die untere Schicht noch aus nahezu erzfreiem Kalk, die oberen beiden schon aus Melierterz, weshalb das Profil 10 dem Profil 2 entspricht. Die Profile 9—13 zeigen den langsamen, mit dem Querprofil auf Tafel II vergleichbaren Übergang vom Lagerrand ins Zentrum, wobei jedoch die Manganeinlagerungen fehlen. Eine Melierterzschicht nach der andern geht sukzessive in Roteisenstein über, so daß bei Profil 13 schließlich die ganze 2 m mächtige Gonzenlagerschicht aus Roteisen besteht. Zwischen den Profilen 13 und 14 liegt die auf Figur 3 c eingezeichnete Längsverwerfung. Der genaue Zusammenhang zwischen den beiden Profilen ist nicht aufgeschlossen. Jedenfalls ist bei Profil 14 das Eisenerz nur noch 1 m mächtig, ohne daß darüber oder darunter irgendeine Melierterzschicht vorhanden wäre. Vergleicht man diese Verhältnisse mit der ersten Profilserie, so bemerkt man eine weitgehende Übereinstimmung: Die Mächtigkeitsabnahme der Gonzenerzschicht von Profil 3 nach Profil 5 wiederholt sich von 13 nach 14, die Verkalkung zwischen den Profilen 5 und 6 (Pflastertobel) wiederholt sich unmittelbar nordwestlich von Profil 14. Leider reicht der Aufschluß bei Profil 14 nicht weit in den unteren Quintnerkalk hinab, so daß die Anwesenheit des Valenalagers an dieser Stelle nicht überprüft werden konnte. Aber schon im Profil 15 tritt eine tieferliegende Melierterzschicht mit etwas Roteisenstein auf, die in ihrer Lage dem Valenalager entspricht.

Verfolgt man die direkt unter dem Plattenkalk liegende Erzschicht vom Profil 14 aus weiter nach Nordwesten, so erkennt man, daß nach der (in den Profilen nicht zum Ausdruck kommenden) Verkalkung zwischen Profil 14 und 15 im Profil 15 schon wieder eine ziemlich mächtige Melierterzschicht liegt, die etwa 30 cm Roteisenstein überlagert. Das Profil 15 entspricht etwa dem Profil 6. Das Valenalager ist jedoch hier noch gut ausgebildet, währenddem es im Profil 6 schon verkalkt ist. Das Valenalager verkalkt erst gegen Profil 16 und 17 hin. Der obere Lagerteil geht von Profil 15 über 16 und 17 in eine etwa 1,3 m mächtige Roteisenerzschicht über, wobei die einzelnen Teilschichten inhaltlich einem ziemlich starken Wechsel unterworfen sind. In Profil 17 (seine Lage in Fig. 3 c entspricht dem Stollen im verkehrten Mittelschenkel der Falte) liegt im oberen Drittel der Roteisenschicht eine Eisen-Manganerz-Schliere (Typus **GEM**), welche eine Analogie zu Profil 7 bewirkt. Bei diesem direkt unter dem Plattenkalk liegenden Roteisenlager handelt es sich vermutlich um das Tschuggenlager oder um ein entsprechend gelegenes weiteres Lager. Im Gebiete zwischen den Profilen 7 und 17 hat man allerdings keinen einzigen Aufschluß. Da aber durch das ganze Gonzenlager hinab das Gleichbleiben der Querprofilentwicklung überprüft und sichergestellt worden ist, liegt es auf der Hand, die Parallelisation des Tschuggenlagers mit dem in Profil 15—18 erschlossenen Lager zu versuchen. Die Aufschlußarbeiten zur Abklärung dieser Verhältnisse sind in vollem Gange.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen den Profilserien 1 und 2 besteht im Abstand zwischen dem Gonzen- und Tschuggenlager; im SW (Serie 1) beträgt die quer zum Lagerverlauf gemessene Distanz zwischen den beiden Lagermitten etwa 1,5 km, im NE (Serie 2) nur 550—600 m. Falls wirklich das besonders im Profil 17 gut entwickelte Roteisenlager mit dem Tschuggenlager identisch

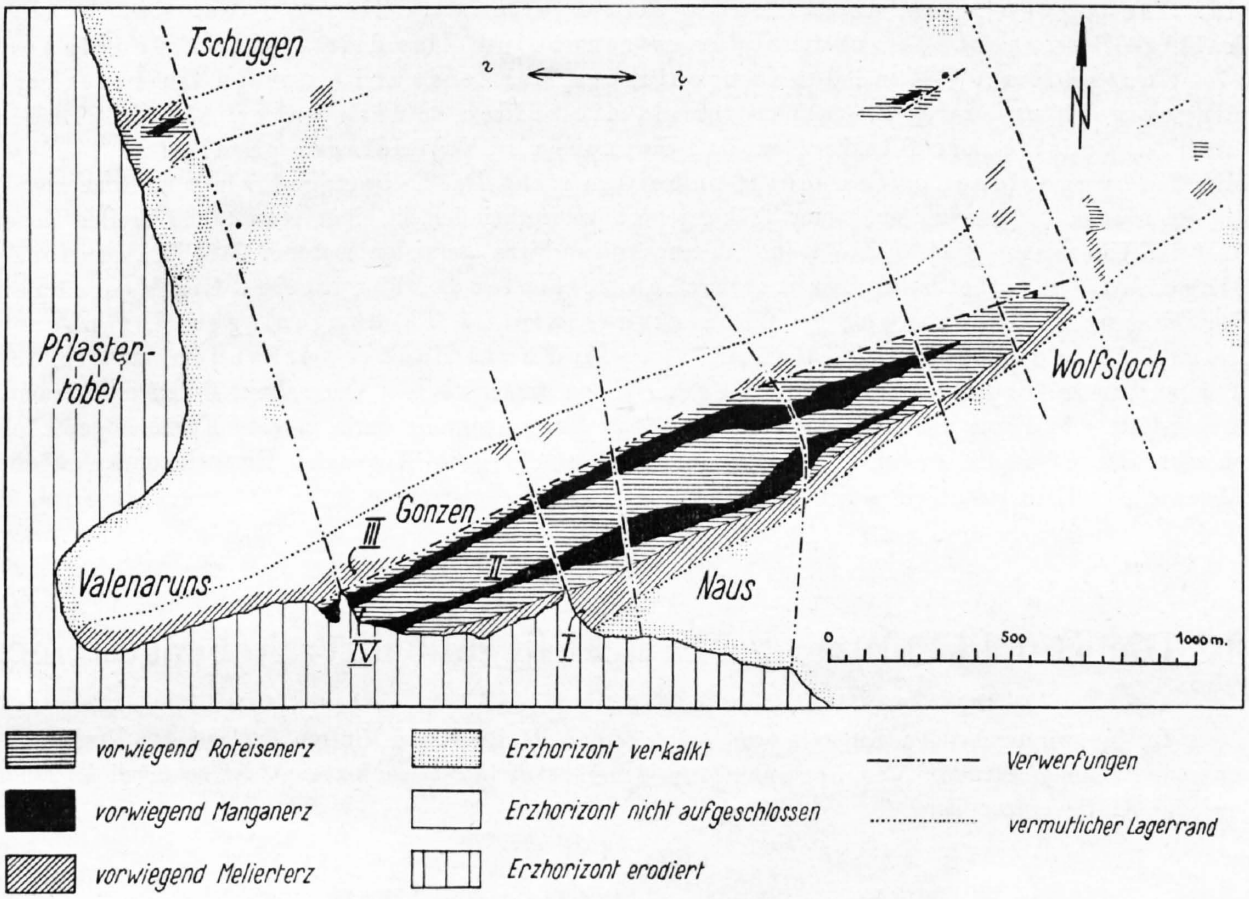


Fig. 27. **Abgewickelter Erzhorizont,** etwas schematisiert; die Ziffern I—IV bezeichnen die Lage der alten Gruben (vgl. [**95**]).

ist, handelt es sich im Gonzen vornehmlich um zwei langgestreckte Lager, welche sich gegen NE langsam nähern.

Wie man sieht, verkalkt zwischen den Profilen 17 und 18 das Erz zum größten Teil, wobei mit der Verkalkung eine starke Mächtigkeitszunahme der Schicht verbunden ist. Es ist im Anschluß an diese Feststellung notwendig, das Verhalten der Schichtmächtigkeit bei der Verkalkung im allgemeinen zu diskutieren. An Hand der schwarzen Tonschiefereinlagerungen ist es ja immer leicht möglich, die einzelnen Teilschichten zu verfolgen. Beim Übergang einer Roteisenerzschicht in Melierterz und schließlich in Knollenkalk bleibt die Schichtmächtigkeit häufig fast konstant (vgl. z. B. im Querprofil, Tafel II: südöstliches Verkalken der unteren Gonzenlagerschicht). In einigen Fällen steigt jedoch die Schichtmächtigkeit mit zunehmender Verkalkung (z. B. unterste Bank der unteren Gonzenlagerschicht in der NW-Verkalkung auf Tafel II). Wieder andere Schichten werden mit zunehmender Verkalkung schmächtiger. Es läßt sich somit keine allgemeine Regel aufstellen. Doch verhält sich jede einzelne Schicht in der Regel im ganzen Lager gleich. So ist z. B. die Verkalkung der unteren Gonzenlagerschicht gegen SE nicht lokal mit einer Mächtigkeitszunahme, oder stellenweise mit einer Reduktion der Schichtdicke verbunden, sondern die Schicht bleibt überall ungefähr gleich mächtig.

Zusammenfassend ergibt sich über die **Lagerungsform der Gonzenerze** folgendes: Es handelt sich um schichtförmige Lager. Die Erzschichten gehen seitlich in Kalk über. Das abbaubare Erz erfüllt also nur einen kleinen Teil des Erzhorizontes. Die Einzelbänke der Erzschicht lassen sich in den Kalk hinein verfolgen, wobei die Schichtung des Kalkes der Schichtung des Erzes entspricht. Es sind drei verschiedene Lager bekannt, von denen die beiden wichtigeren, das **Gonzen-** und

das **Tschuggenlager,** direkt unter dem Plattenkalk liegen, aber durch eine kalkige Zwischenzone voneinander getrennt sind. Das dritte, das **Valenalager,** liegt unter dem NW-Rand des Gonzenlagers, konkordant im untern Quintnerkalk eingelagert, und zwar 3—5 m tiefer als die beiden andern Lager. Alle drei Lager sind langgestreckte Bänder, wobei Gonzen- und Valenalager parallel verlaufen, das Tschuggenlager etwas schief zu beiden steht. Das hochwertige Erz liegt im Gonzenlager in einer etwa 250 m breiten, beim Tschuggenerz wahrscheinlich in einer etwa 80 m breiten Zone, und im Valenalager sind bisher keine abbauwürdigen Erze gefunden worden. Die Manganerze liegen als parallel zum Lagerstreichen verlaufende, bandartige Einlagerungen im Eisenerz, die sowohl im Gonzenlager wie im Tschuggenlager der oberen Lagerhälfte angehören. Im Gonzenlager sind zwei Bänder vorhanden, die in der Nähe der beiden Lagerränder liegen. Einen schematischen Querschnitt durch die gesamte Lagerstätte gibt Figur 26. Der heute stark gefaltete Erzhorizont ist darin in eine Ebene abgewickelt worden. Dasselbe gilt für die Figur 27, auf welcher alle heute bekannten Erzvorkommen auf die abgewickelte Erzhorizontfläche projiziert sind.

E. Die Durchklüftung der Erzschicht und ihrer Nebengesteine.

In den vorangehenden Kapiteln war schon öfters die Rede von Klüften, welche das Erz durchqueren. Nachdem Struktur und Lagerungsform der Erze erläutert worden sind, ist es möglich, näher auf die Klüfte einzugehen.

1. Form, Lage und Alter der Klüfte.

Wenn man die Erzschicht im Bergwerk betrachtet, so fallen da und dort scharfbegrenzte Klüfte auf, welche die Schicht mehr oder weniger senkrecht durchqueren. Sie enthalten fast immer weißen Kalzit, daneben oft auch Stilpnomelan, Pyrit, Quarz, Rhodochrosit und andere Mineralien. Einige Beispiele sind auf dem Querprofil der Tafel II eingezeichnet. Sie sind aber viel häufiger, als auf dem Profil angegeben wurde. Der Form nach muß man drei verschiedene Klufttypen unterscheiden:

Beim **Kluftformtypus I** sind die Klüfte immer scharf und mehr oder weniger ebenflächig gegen das Erz abgegrenzt; zur Seltenheit sind randlich schmale Umwandlungszonen im Nebengestein (oder Erz) vorhanden, in denen das Erz schwach chloritisiert, pyritisiert oder karbonatisiert ist. Durch solche Reaktionszonen wird die Kluftwand etwas verwischt, sie kann aber immer als nahezu geradlinig verlaufende Grenzlinie zwischen Kluftfüllung und Erz (bzw. umgewandeltem Erz) gefunden werden. Unregelmäßig ist in solchen Fällen nur der Verlauf der Reaktionshofgrenze. In der überwiegenden Mehrzahl der Fälle fehlt übrigens jegliche Reaktionszone. Es handelt sich im Grunde genommen um ausgefüllte Spalten [**115**, S. 207]. Manchmal kommen auch einzeln oder scharenweise kleine, S-förmig geschweifte Klüftchen vor, die ein deutlich linsenförmiges Lumen haben. Da die Klüfte immer mehr oder weniger senkrecht zum Erzschichtverlauf stehen, durchqueren sie oft mehrere Teilschichten, häufig sogar das ganze Erzschichtpaket. Oft brechen sie aber an den Trennschiefern ab und erscheinen etwas seitlich versetzt im nächsthöheren Teilschichtchen wieder, wie z. B. auf dem Querprofil (Tafel II) bei der im Lagerzentrum eingezeichneten Kluft. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Klüfte, die einmal das Erz glatt durchsetzten, dann aber durch Blattverschiebungen innerhalb des Erzschichtpaketes unterteilt wurden. In einzelnen Fällen verbindet ein dem Trennschieferchen folgendes Kalzitband die beiden Kluftteile, wobei das horizontale Kalzitband weit über die beiden Kluftstücke hinausreichen kann. Es ist daher auch möglich, daß bereits bei der Bildung in den übereinander liegenden Teilschichten gegeneinander versetzte Klüfte erzeugt wurden. Lösten sich dann

gleichzeitig die übereinander liegenden Erzbänke noch etwas voneinander, so konnte auch zwischen ihnen die Kalzitausscheidung stattfinden.

Alle diese spaltartigen Gebilde sind meistens kaum 1 cm dick und können sich auch ins Hangende und Liegende hinein fortsetzen. Infolge der Blattverschiebungen zwischen Erz und Nebengestein kann man allerdings nicht immer sagen, ob eine solche Fortsetzung ins Nebengestein vorhanden ist oder nicht. Die Erzschicht ist an diesen Klüften nie verworfen.

Die beschriebenen Klüfte verlaufen in der Erzschicht meistens einige Meter weit, werden dann langsam dünner und setzen schließlich ganz aus. Sie sind relativ häufig vorhanden und verteilen sich über das ganze Erzlager ungefähr gleichmäßig. In tektonisch stark beanspruchten Zonen sind sie eher häufiger als in den andern. Im anstehenden Erz findet man durchschnittlich alle 1—2 m eine solche Kluft. Die auf der Tafel II dargestellten Beispiele stellen eine willkürliche Auswahl dar.

Dem **Kluftformtypus II** gehören alle Verwerfungsklüfte an, die man immer daran erkennt, daß sie das Erz entweder in vertikaler Richtung verwerfen, oder daß sie als horizontale Gleitflächen ausgebildet sind, wobei sehr häufig Rutschharnische vorhanden sind. Diese Klüfte haben auf das Erz in petrographischer Hinsicht meistens keinen Einfluß, d. h. das angrenzende Erz ist nur selten und geringfügig chloritisiert, pyritisiert oder — besonders oxydische Manganerze — karbonatisiert. Ripidolithbildungen sind manchmal etwas ausgeprägter. Dort, wo Pyrit und Chlorit auftreten, handelt es sich immer um Erzzonen, die auch an und für sich schon reich an diesen Mineralien sind. Das eigentliche Kluftfüllungsmaterial ist reinweißer Kalzit, der sich zumeist dort vorfindet, wo in der Bewegungsphase ein Druckschatten lag, oder wo sich die Klüfte langsam öffneten. Überall, wo Bewegungen bei ständig geschlossenen Klüften vor sich gingen (z. B. Gleitung von zwei Schichten aufeinander), findet sich kein Kalzit.

Im unteren Quintnerkalk sind diese alpin-tektonisch entstandenen Klüfte viel häufiger als im Plattenkalk, weil der massige ungeschichtete Kalk auf mechanische Beanspruchung viel spröder als der feinbankige Plattenkalk reagierte, der sich durch Blattverschiebungen der Faltung besser anpassen konnte.

Der **Kluftformtypus III** unterscheidet sich stark von den ersten beiden Typen. An Stelle von einzelnen oder wenigen ungefähr parallel verlaufenden Klüften handelt es sich hier um Kluftschwärme, wie sie auf dem Querprofil (Tafel II) im Gebiete des nordwestlichen Manganlagers abgebildet sind. In der unteren Schicht handelt es sich meistens um wenige, oft mehrere Dezimeter mächtige Adern, die sich nach oben immer mehr verzweigen und verästeln. In der mittleren und oberen Schicht breiten sich diese Kluftsysteme manchmal stark aus. Während in der unteren Gonzenlagerschicht diese Klüfte und Adern oft scharf begrenzt sind, besteht weiter oben fast immer nur noch eine verschwommene Grenze zwischen Erz und Kluftfüllung. In den Manganerzen gehen diese Klüfte häufig in einen Schwarm von schlierigen Adern über, der das Erz in den Typus **ZM 3** umprägt (z. B. Fig. 24, S. 63). In den Eisenerzen gehen von diesen Klüften aus sackförmige Gebilde ins Erz hinein (Erztypus **ZE 4 d**). Auch die auf Seite 57 beschriebenen schlauchförmigen Auswüchse sind in der Nachbarschaft solcher Klüfte häufig anzutreffen. Sie sind gewissermaßen feinste Apophysen, die von den Adern ins Erz hineinreichen. In der Umgebung dieser Kluftart ist das Erz häufig phlebitisch beeinflußt.

Die ersten beiden Kluftformtypen reichen oft mehrere Meter weit ins Nebengestein hinein und können auch unabhängig vom Erz in den Nebengesteinen vorkommen. Die Kluftschwärme reichen hingegen nur wenig weit ins Hangende hinauf, wo sie meistens in sehr unregelmäßige, schlierige Zonen übergehen, in denen manchmal Erzbruchstücke und Erzschlieren in unregelmäßigem, stark von knittrigen Tonhäutchen und pigmentreichem Kalzit durchsetzten Kalken liegen. In einigen Fällen senkt sich diese unruhige Plattenkalkzone auch ziemlich tief in die Erzschicht hinab (vgl. das Beispiel auf dem Querprofil, Taf. II).

In Manganerzen ist im Kluftbereiche oft eine weitgehende Verdrängung der Oxyde durch Karbonate zu konstatieren, und in den Eisenerzen kommen neben untergeordneten phlebitischen Umprägungen vor allem starke Pyritisierungen vor. Es gibt im Lager Gebiete, in denen die umfangreiche Karbonatisierung der Manganerze vorherrscht, wobei die Eisenerze nur wenig verändert sind. Ander-

seits gibt es Regionen, die sehr reichlich Pyrit im Eisenerz enthalten, in denen aber das Manganerz kaum verändert, höchstens stark brekziös gestaltet ist.

Der Grundriß dieser Kluftschwärme mit ihren Pyritisierungs- bzw. Karbonatisierungshöfen ist rundlich bis oval. Meistens verwerfen diese Gebilde die Erzschicht und die Nebengesteine nicht oder nur um kleine, kaum 10 cm große Beträge. Sehr oft sind die Kluftschwarmzonen durch jüngere Verwerfungsklüfte der Faltungsperiode reaktiviert.

Das Alter der drei Klufttypen muß auf zwei Zeitfixpunkte bezogen werden, wobei als erster der Abschluß der Erzlagerbildung gewählt werden muß, als zweiter die Faltungszeit. Es ist klar, daß der zweite Punkt eigentlich eine Zeitspanne darstellt, wobei Beginn und Ende der Faltung sehr weit auseinander liegen können. Für die Bestimmung des Kluftalters müssen wir uns darauf beschränken, die ganze Faltungsperiode als Zeitpunkt anzunehmen, und zwar in dem Sinne, daß man sagt, die Kluftbildung sei vor, während oder nach der Faltung erfolgt. Da die Erzschicht alle Faltungen und Bruchbildungen des Nebengesteines getreulich mitmacht, kann mit Sicherheit gesagt werden, daß die Lagerbildung vor der Faltung stattfand. Die Frage, wann die Erzlagerbildung vor sich gegangen sei, wird weiter unten diskutiert. Es sei hier zum Verständnis vorweggenommen, daß das Erz als syngenetisch mit dem obersten Teil des unteren Quintnerkalkes betrachtet werden muß, d. h. der Plattenkalk ist erst nach der Erzlagerbildung sedimentiert worden. Zwischen den beiden Zeitfixpunkten liegt also die Zeitspanne zwischen Kimmeridge und Miozän.

Der Klufttypus I entstand nach dem Erzlager, da die Klüfte das Erz scharf entzwei schneiden. Die Feinschichtung, die auf der einen Seite der Kluft aussetzt, beginnt auf der andern Seite ohne Veränderung wieder; die Kalkknollen der Melierterze sind durch die Klüfte scharf entzwei geschnitten. Weniger einfach ist es zu entscheiden, ob diese Klüfte vor oder während der Faltung entstanden sind. Ihr Kalzit löscht unter dem Mikroskop oft undulös aus, und ist stark zwillingslamelliert, was dafür spricht, daß er während der Faltung beansprucht, also vor derselben gebildet wurde. Anderseits ragen manchmal in den Klufthohlraum völlig unverletzte Siderit-, Quarz- und Kalzitkristalle, was eher auf eine posttektonische Auskristallisation dieser Mineralien hindeutet. Die Gestalt der Klüfte spricht dafür, daß es sich um Zerrklüfte handelt. Der Kluftinhalt zeigt immer eine enge Abhängigkeit vom angrenzenden Erz, indem nur solche Mineralien in den Klüften vorhanden sind, welche durch Lateralsekretion aus dem angrenzenden Erz (bzw. Kalk) entstanden sein können. Die genannten Punkte rechtfertigen die Annahme, daß es sich um Zerrklüfte handelt, welche während der Faltung entstanden. Sie wurden offensichtlich noch während der Bewegungsphase teilweise durch Mineralneubildungen ausgefüllt, so daß ein Teil des Kluftinhaltes durch die Faltungsvorgänge in Mitleidenschaft gezogen wurde. Daß es sich um Zerrklüfte handelt, geht auch daraus hervor, daß sie meistens senkrecht zur Schichtung und damit radial in der Falte stehen. Bei einer Faltung von zähem Gestein ist die Radialfaltenbildung sehr verbreitet, während die tangentialen Klüfte als Scherflächen immer geschlossen bleiben.

Die Entstehung des Klufttypus II fällt sicher mit der Faltungszeit zusammen, da es sich im Gegensatz zum ersten Typus um Verwerfungsklüfte handelt. Die großen Querklüfte sind, wie schon auf Seite 11 dargelegt worden ist, sogar nach der Faltung entstanden. Die kleineren, schief und ungefähr parallel zur Faltenachse streichenden Klüfte wurden größtenteils während der Faltung gebildet und finden sich häufig gerade dort, wo die Erzschicht besonders stark gefaltet und somit infolge ihrer Starrheit entzwei gebrochen ist.

Die Klüfte des Typus III indessen sind älter als die der beiden andern Typen, da überall dort, wo sie diese kreuzen, die ersten beiden Typen den dritten mehr oder weniger glatt durchschneiden. Dieser Typus muß vor der Faltung entstanden sein. Da diese Klüfte das Erz durchadern, ja teilweise scharf gegen dieses abgegrenzt sind, muß jedoch angenommen werden, daß sie zum mindesten jünger als die unterste Gonzenlagerschicht sind. Es fragt sich nun, wo auf der Zeitgeraden zwischen den beiden Fixpunkten der Bildungspunkt dieser Klüfte liege. Wie schon erwähnt wurde, gehen sie im Plattenkalk in eine schlierige Zone über und verschwinden wenige Meter über dem Erz ganz. Das obere Ende dieser Adern ist also nicht normal, sondern endigt in einer Schlierenzone. Aber auch schon in der mittleren und oberen Gonzenlagerschicht sind die Adergrenzen oft verwischt, die Adern mehr schlierenartig. Erst in der unteren Erzschicht und im Quintner-

kalk treten schärfere Adergrenzen auf. Es finden sich aber auch im unteren Quintnerkalk, — und zwar besonders unter dem Lagerzentrum — schlierige Kalkzonen. Diese Phänomene können nach meiner Meinung nur dadurch erklärt werden, daß die Durchaderung ein zum Teil noch unverfestigtes Erz und einen fast schlammartigen Plattenkalk erfaßte. Die Schlierenbildung wird von unten nach oben immer stärker, was mit dem Zustand eines vor kurzem sedimentierten Gesteinskomplexes gut übereinstimmt. Die Aderbildung kann nicht lange nach dem Beginn der Plattenkalksedimentation erfolgt sein und erstreckte sich wahrscheinlich über eine gewisse Zeit hin, so daß die einen Adern in noch wenig verfestigtem, die anderen in schon besser verhärtetem Gestein entstanden. Da die Erzbildung gerade vor der Sedimentation des Plattenkalkes stattfand, bestehen möglicherweise Zusammenhänge zwischen der Erzbildung und der Entstehung dieser Adern. Daraufhin deutet auch der Chemismus des Aderinhaltes, der nicht lateralsekretionär erklärt werden kann (s. weiter unten). Es muß zur Bildung der Kluftfüllungen eine Stoffzufuhr angenommen werden, die ja auch im Zeitraum der Erzlagerbildung sicherlich stattgefunden hat. Dabei läßt sich über die Herkunft dieser Stoffe vorerst nichts aussagen.

2. Die Kluftparagenesen, ihre Beziehungen zum angrenzenden Erz und Nebengestein und ihre Entstehung.

a) Verwerfungsklüfte und Zerrklüfte.

Die großen Verwerfungsspalten führen als mineralische Neubildung ausschließlich Kalzit, der entweder milchweiß oder bläulich getrübt, manchmal auch fast klar ist. Die Einzelkristalle sind immer ziemlich groß und können einen Durchmesser von bis 8 cm erreichen. Nach J. G. Koenigsberger [93, S. 334] gehören diese Klüfte alle dem Paragenesetyp A. 2 der „Nichtmetamorphen Kalksedimente" an. Sie sind ja auch, wie Koenigsberger treffend bemerkt, an vertikale Bruchspalten, besonders Querverwerfungen, gebunden. Oft liegt reichlich Lehm in den Spalten.

Interessanter sind die Zerrkluftparagenesen. Da sie immer deutlich vom angrenzenden Gestein abhängig sind, teilt man sie am besten nach ihrem Vorkommen ein. Alle Zerrklüfte sind schön bilateral ausgebildet.

α) Zerrkluftparagenesen im Eisenerz.

Es kommen folgende Kluftmineralien vor: Kalzit, Siderit, grüner Stilpnomelan, Ripidolith, Quarz und Pyrit. Kalzit ist immer, von den übrigen Mineralien meist mindestens eines, nie aber sind alle gleichzeitig vorhanden.

Paragenese 1, mit Quarz, Siderit, (Pyrit), Kalzit. Sie kommt nur in hochwertigen, relativ quarzreichen Erzen vor. Quarz muß zuerst ausgeschieden worden sein, da er immer in Form klarer idiomorpher Kriställchen auf der Kluftwandung sitzt. Die kaum 2 mm großen Kriställchen sind fast stets deutlich trigonal-rhomboedrisch ausgebildet, indem ein Rhomboeder viel größer entwickelt ist als das andere. Zwischen den meist nur sehr locker die Kluftwandung bedeckenden Quarzkriställchen sitzen linsenförmige Sideritkriställchen, die nur selten auf Quarz aufgewachsen sind. Manchmal kann man feststellen, daß Quarz auf quarzreicheren Erzpartien, Siderit auf karbonatreicheren Kluftwandstellen aufgewachsen ist, was deutlich zeigt, daß der Kluftinhalt in weitgehendem Maße vom angrenzenden Erz abhängig ist. Auf Quarz und Siderit, die kaum je eine mehr als 1—2 mm dicke Kruste auf der Kluftwand bilden, sind schließlich größere Kalzitkristalle aufgewachsen. Jede der drei Mineralarten kann fast ganz fehlen, zuweilen aber auch stark dominieren. Wenn nur Quarz und Siderit auftreten, so ist meistens ein zentraler Klufthohlraum vorhanden. In seltenen Fällen ist auch Pyrit gefunden worden, der dann immer jünger als Siderit, aber älter als Kalzit ist. Es handelt sich jeweils um kleine, auf Siderit aufgewachsene Würfelchen.

Diese Paragenese wird von J. G. Koenigsberger [93, S. 332] als Paragenese V.d angeführt, die in wenig oder gar nicht metamorphen Sedimentgesteinen vorkommen kann. Der hohe Gehalt an Fe unseres Kluftnebengesteines bewirkt das von anderen Orten nicht bekannte reichliche Sideritvorkommen.

Paragenese 2, mit grünem Stilpnomelan, (Quarz), Kalzit. Diese Paragenese kommt in quarzreichen Eisenerzen, besonders in kleinen, S-förmig geschweiften Klüftchen sehr häufig vor. Der tiefgrüne Stilpnomelan baut blätterige Aggregate auf, die immer senkrecht zur Kluftwandung stehen und oft die Kluft fast vollständig ausfüllen, so daß sich Kalzit nur als dünne Filme zwischen den Chloritblättern eingelagert findet. Häufig ist aber auch ein zentrales Kalzitband zu konstatieren. Sehr selten findet sich Quarz, der während der beginnenden Stilpnomelanbildung sein Ausscheidungsoptimum gehabt haben muß.

Paragenese 3, mit Ripidolith, (Quarz), Kalzit. In karbonatreichen Eisenerzen, besonders in Melierterzen, sind Ripidolith-führende Klüfte am verbreitetsten. Meistens kommt dieser Chlorit in kleinen wurmförmigen Aggregaten in Kalzit, seltener auch in Quarz eingewachsen vor.

Die drei genannten Paragenesen stimmen alle darin überein, daß Quarz und die Chlorite als Frühausscheidungen, die Karbonate, besonders Kalzit als Letztausscheidungen auftreten. Ferner überwiegt mengenmäßig fast immer der Kalzit. Ist eine Fortsetzung solcher Klüfte in das kalkige Nebengestein der Erzschicht vorhanden, so besteht im Kalk die Kluftfüllung praktisch nur aus Kalzit, in dem höchstens vereinzelt einige wenige Ripidolithschüppchen vorkommen.

β) Zerrkluftparagenesen im Manganerz.

Die auftretenden Mineralien sind: Rhodochrosit, Baryt, Kalzit. Silikate und Quarz fehlen, ebenso die Sulfide.

Paragenese 4, mit Rhodochrosit, (Baryt) und Kalzit. Sie tritt sowohl in oxydischen wie auch in karbonatischen Manganerzen auf. Rhodochrosit ist immer Frühauscheidung. Noch während seiner Ausfällung begann Baryt auszukristallisieren, der in den randständigen Kluftpartien xenomorph, im Zentralteil gut idiomorph ausgebildet ist. Kalzit wurde zuletzt ausgeschieden und erfüllt den zentralen Kluftraum meistens restlos.

γ) Zerrklüfte im Kalk.

Paragenese 5, mit Kalzit, (Quarz). Im gefalteten Quintnerkalk findet man häufig kleine Rißchen, S-förmige Zerrklüfte und auch größere Adern, welche restlos mit milchweißem, spätigem Kalzit ausgefüllt sind. Ganz selten kommen auch kleine Quarzkriställchen darin vor. Es handelt sich hier um die überall aus den Kalkalpen bekannte Paragenese, welche sicherlich bei der Faltung entstand. In dem spröden unteren Quintnerkalk sind oft sehr viele kleine S-förmige Klüftchen leiterartig übereinander geordnet. Es muß sich dabei um besonders ausgezeichnete Zerrzonen handeln, die sich durch die faltungsbedingte mechanische Beanspruchung bildeten. Diese Paragenese muß zu der von Koenigsberger [93, S. 334] als Paragenese A. 1. bezeichneten Gruppe gerechnet werden. Dieser Autor führt sie allerdings nur als offene Klüfte an, erwähnt aber die genetisch gleichwertigen und viel häufigeren, vollständig mit Kalzit ausgefüllten Adern nicht. Der selten auftretende Quarz zeigt, daß auch bei dem sehr geringen SiO_2-Gehalt des Quintnerkalkes schon eine Quarzausscheidung aus zirkulierenden Lösungen stattfinden konnte.

δ) Die Entstehung der Zerrkluftparagenesen.

Da die vorliegenden fünf Paragenesen nur Mineralarten aufweisen, welche bei relativ niedriger Temperatur entstehen können, müssen sie als niedrigthermale Bildungen angesehen werden. Dabei wird mit P. Niggli [91, 94] unter „niedrigthermal" ein Bildungsbereich unterhalb von 200° C verstanden. Da Rhodochrosit nur innerhalb von Manganerzen, Siderit, Pyrit und Stilpnomelan nur innerhalb von Eisenerzen in den Klüften auftreten, liegt es nahe, den Inhalt der Klüfte auf den

stofflichen Bestand der Nebengesteine (bzw. Erze) zurückzuführen. In der Tat gibt es keinen Grund, der gegen eine Entstehung dieser Kluftmineralien durch Lateralsekretion aus dem unmittelbaren Nachbargebiet der Klüfte spricht. In den Eisenerzen stand reichlich Fe^{II} und SiO_2 zur Verfügung, um die Bildung von Quarz, Stilpnomelan und Siderit zu ermöglichen. $CaCO_3$ kann durch Lösungen aus dem sehr nahe gelegenen Kalk zugeführt worden sein. Auch Pyrit kann durch den in allen Erzen in feinster Dispersion vorhandenen Pyrit erklärt werden. Ebenso stand in den Manganerzen genügend Mn^{II} und $BaSO_4$ zur Verfügung, um eine Rhodochrosit- und Barytausscheidung zu gewährleisten. Es ist geradezu kennzeichnend für die genannten Paragenesen, daß in den Kluftmineralien nur solche Stoffe vorkommen, die in den angrenzenden Erzen reichlich vorhanden waren, und es ist ferner typisch, daß unter den zur Verfügung stehenden Stoffen besonders die durch wässerige Lösungen leicht mobilisierbaren, wie $CaCO_3$ und $MnCO_3$, reichlich in der Kluft auftreten. Die weniger leicht löslichen Stoffe, wie SiO_2, $FeCO_3$ und FeS_2, sind in weit geringerer Menge vorhanden. Da die schwer löslichen Mineralien immer zuerst ausgeschieden wurden, muß angenommen werden, daß schon von Anfang an alle in den Kluftmineralien vorhandenen Stoffe in den in die Klüfte einströmenden Lösungen vorhanden waren, und daß sich bei einer späteren Druckentlastung oder Temperatursenkung zunächst die schwerlöslichen, hernach die leichter löslichen Stoffe ausschieden. Nur $CaCO_3$ scheint auch späterhin noch zugeführt worden zu sein. Die Zerrklüfte müssen sich mit durch die Erzporen hindurch diffundierenden Lösungen gefüllt haben, wodurch die im angrenzenden Erz besonders leicht löslichen Stoffe in die Klüfte gelangten.

Das Eisenerz ist in der Kluftnähe nie magnetitisiert, und auch Pyritisierungen fehlen. In den Manganerzen ist manchmal eine sehr schmale Karbonatisierungszone vorhanden.

Die Entstehung von Silikaten: Stilpnomelan und Ripidolith, darf weiter nicht verwundern, da die Ausscheidung von Chloriten aus niedrigthermalen, wässerigen Lösungen allbekannt ist. Ripidolith ist ja auch in alpinen Zerrklüften als späte, niedrigthermale Ausscheidung weit verbreitet. So wie die Entstehung von alpinen Emporwölbungszonen mit der Bildung von Kluftlagerstätten verbunden war (P. Niggli **[93]**, S. 516), so kann auch innerhalb des Erzlagers durch Faltungsvorgänge die Entstehung von ähnlichen Paragenesen bewirkt worden sein. Da zur Faltungszeit eine ziemlich große Überdeckung herrschte, darf auch mit erhöhten Temperaturen gerechnet werden. Die überlagernden Jura- und Kreidegesteine waren etwa 2000 m mächtig. Dazu kam die schwer abzuschätzende, wahrscheinlich recht erhebliche Mächtigkeit der Tertiärschichten, und schließlich muß die Überlagerung durch die ostalpinen Decken mitberücksichtigt werden. Eine Überlagerung von 3 km kann aber sehr wohl vorhanden gewesen sein, wodurch schon eine Temperatur von über 100° C zustande gekommen wäre. Wahrscheinlich war die Überlagerung noch erheblich größer, also auch die Temperatur noch höher.

Der Klufttypus II ist gewissermaßen ein relativ niedrigthermales Analogon zu den zentralalpinen Kluftlagerstätten. In denjenigen Klüften, die sich im Kalk öffneten, wurde nur Kalzit ausgeschieden; in den Erzen mit ihrem relativ vielseitigen chemischen Bestand konnten sich jedoch verschiedene spezielle Paragenesen ausbilden. Zur Erklärung des Mineralbestandes dieser Klüfte muß keine magmatisch-hydrothermale Stoffzufuhr angenommen werden.

b) Die hydrothermalen Adern mit Stoffzufuhr.

Die Adern und Klüfte vom Typus III sind nur wenig jünger als das Erzlager selbst. Die Kluftparagenesen stimmen zwar manchmal weitgehend mit denjenigen der Zerrklüfte überein, es sind aber doch merkliche Unterschiede vorhanden. Vor allem ist Pyrit in so großen Mengen vorhanden, daß er nicht auf lateralsekretionärem Wege entstanden sein kann. Ferner kommen neben Kalzit, Rhodochrosit, Siderit, Ankerit, Pyrit, Baryt und Quarz auch Fluorit, Wiserit und Pyrochroit, ferner Kupferkies und Zinkblende sowie Stilpnomelan, Ripidolith und isotroper Chlorit vor. Die Abhängigkeit des Mineralbestandes vom angrenzenden Erz und Kalk ist hier lange nicht so ausgeprägt wie bei den Zerrklüften, immerhin kommen Rhodochrosit, Baryt, isotroper Chlorit, Wiserit und Pyrochroit nur in Adern innerhalb der Manganerze, ferner Siderit und grüner Stilpnomelan nur in den Eisenerzen vor. Kalzit, Ankerit, Pyrit, Quarz und Fluorit kommen sowohl in Klüften, welche das Eisenerz durchsetzen, wie in solchen, welche im Manganerz liegen, vor. Pyrit ist allerdings viel reichlicher im Eisen-

erz zu finden. Ein wesentlicher Unterschied zu den Zerrklüften besteht im Vorkommen von Eisenoxyden im dritten Typus. Ferner ist es typisch, daß von den Hauptklüften aus Adern, Schlieren und schlauchförmige Apophysen ins Erz hineinreichen, und daß zahlreiche Rekurrenzen innerhalb ein und derselben Kluft auftreten. Durch die Faltungs- und Verwerfungsvorgänge sind die Adern des vorliegenden Types oft sehr stark verruschelt. Dies alles sind Kennzeichen, welche die Adern deutlich gegenüber den Zerrklüften unterscheiden, ganz abgesehen von der äußerst intensiven Chloritisierung des Quintnerkalkes, die in ihrem Bereiche auftreten kann.

a) An Eisenerze gebundene Paragenesen.

Paragenese 6, mit Hämatit, Magnetit, Quarz, (Kalzit). Bei der Besprechung der Erztypen **ZE4d** *α* und *β* wurde beschrieben (S. 56), daß blätteriger Hämatit oder nach Hämatit pseudomorpher Magnetit zusammen mit Quarz und seltener auch mit Kalzit aderförmige, schlauch- und sackartige Apophysen zusammensetzen kann. Alle diese Gebilde gehen von den schwarmartigen Klüften des Types III aus. Besonders die schlauch- und aderförmigen Aderfortsätze können sehr fein und oftmals unscharf gegen das umgebende Erz abgegrenzt sein. Immer ist der Hämatit das zuerst ausgeschiedene Mineral, das teilweise oder ganz in Magnetit umgewandelt sein kann. Magnetit scheint aber auch zum Teil als primär ausgeschiedene Körner vorzuliegen. Quarz ist stellenweise sehr spärlich, in gewissen Aderstrecken jedoch fast allein vorhanden. Kalzit tritt nur sporadisch auf. Diese Paragenese kommt nur in hochwertigen Eisenerzen vor.

Paragenese 7, mit Hämatit, Magnetit, (Pyrit, Stilpnomelan, Quarz, (Siderit), Kalzit. Auch diese Paragenese kommt nur in den unter **ZE4d** beschriebenen sackartigen Aderfortsätzen vor. Die Figur 20 (S. 56) veranschaulicht einen relativ pyritreichen Ausschnitt einer Ader mit dieser Paragenese. Die anfänglich ausgeschiedene Hämatitkruste muß in Magnetit übergeführt worden sein, und zwar offenbar kurz vor oder während der Pyritausscheidung. Nachher kristallisierte Quarz aus und schließlich noch Stilpnomelan, Siderit und Kalzit. Man hat es gewissermaßen mit einer erweiterten Paragenese 6 zu tun, indem jene mit der Quarzbildung ihren Abschluß fand, hier aber offenbar noch ein genügend großes Lumen und eine noch weiter andauernde Stoffzufuhr vorhanden war, so daß noch Chlorit und Karbonate entstehen konnten. Pyrit ist nicht immer vorhanden; wenn er fehlt, so besteht der Oxydkranz zumeist ausschließlich aus Hämatit. Auf Figur 20 fällt es übrigens auf, daß der Pyrit größtenteils auf der einen Seite des Aderauswuchses liegt, was mit Lösungsströmungen zusammenzuhängen scheint, welche während der Kristallisation des Pyrites stattfanden.

Paragenese 8, mit (Hämatit), Quarz, Stilpnomelan, (Fluorit), Kalzit. Diese Paragenese tritt in den größeren Adern auf. Quarz ist meist das zuerst ausgeschiedene Mineral, manchmal beginnt die Ausscheidungsfolge aber auch mit grünem Stilpnomelan oder mit Quarz und Stilpnomelan gleichzeitig. Kalzit ist zuletzt ausgeschieden worden. Fluorit ist nur selten vorhanden und ebenfalls Spätausscheidung. Fast immer sind Rekurrenzen vorhanden, indem nach Kalzit nochmals Stilpnomelan, Quarz oder gar beide Mineralien ausgeschieden wurden. Häufig fand abschließend noch eine dritte reichliche Quarzkristallisation statt, wobei dieser „Spätquarz" meistens sehr feinkörnig ist, der früher ausgeschiedene hingegen grobkristallin. In Kalzit und Quarz liegen fast immer linienförmig angeordnete Einschlüsse, die fast stets unbestimmbar sind; nur im Quarz können sie manchmal als 2-Phasen-Einschlüsse (Libellen) erkannt werden. Bei der Ausscheidung muß ein starker Hiatus geherrscht haben, denn es sind schroffe Korngrößenwechsel, schlierige und unregelmäßig gebaute Aderstücke usw. vorhanden. Vielleicht wurden die Adern mehrmals wieder aufgerissen. In den zuerst ausgeschiedenen Quarz-, Stilpnomelan- und Kalzitkriställchen liegen oft feinschuppige Hämatiteinschlüsse.

Gegenüber den Zerrkluftfüllungen fällt sofort der sehr wechselvolle Bau der Aderfüllung auf. Dort kristallisierten die Mineralien aus stagnierenden Lösungen aus, hier scheint eher eine Ausfällung aus oft wechselnden, fließenden Lösungen stattgefunden zu haben, wobei das angrenzende Erz nicht selten intensiv von Stilpnomelan durchsetzt wurde. Häufig gehen von solchen Klüften aus sackförmige

oder schlauchartige Fortsätze, welche in den hauptadernahen Partien die Paragenese 7 aufweisen, weiter im Erz drinnen jedoch die Paragenese 6.

Paragenese 9, mit (Kupferkies), Pyrit, Stilpnomelan, (Siderit), Kalzit. Die Adern mit dieser Paragenese fallen im Erzlager am stärksten auf. Oft handelt es sich um gut ausgeprägte Klüfte, welche randlich auf dem Erz einige Millimeter oder Zentimeter dicke Pyritkrusten aufweisen und zentral mit Kalzit gefüllt sind. Die kluftinnersten Pyritkristalle sind idiomorph, unter ihnen folgt eine hypidiomorph struierte Pyritmasse, und schließlich liegen im Erz Schlieren, die z. T. aus reinen, hypidiomorphen Pyritaggregaten, z. T. auch aus Pyritkriställchen bestehen, die locker ins Erz eingesprengt sind. Die Pyritmassen enthalten als Zwickelfüllung stets grünen Stilpnomelan. Im Pyrit selbst sind manchmal kleine Kupferkieskörnchen eingelagert. In seltenen Fällen ist zwischen Pyrit und dem zentralen Kalzit eine braungelbe Sideritschicht gelagert.

Dieser Paragenese gehören indessen auch größere Pyritmassen an, die nicht selten viele Kubikmeter erfüllen. Es handelt sich dabei um sehr intensiv durchaderte Erzpartien, deren Erz fast vollständig durch Pyrit verdrängt wurde, so daß nur kleine Eisenerzrelikte zurückblieben. In Eisenmanganerzen **(GEM)** und Melierterzen **(ZE6)** ist die Pyritisierung nie so stark; immerhin ist in den Melierterzen in Adernähe aller Hämatit gänzlich verschwunden, wobei an seine Stelle Pyritwürfelchen treten (vgl. S. 36). Dies zeigt, daß der Pyritgehalt vom ehemaligen Eisenoxydgehalt des Erzes abhängig ist, und zwar ist immer nur etwa soviel Pyrit enthalten, wie im angrenzenden, unveränderten Erz Eisenoxyde auftreten. Das zur Pyritbildung notwendige Eisen muß zum größten Teil aus dem verdrängten Erz selbst stammen. Die ehemals in den Adern zirkulierenden Lösungen haben somit mit dem Erz unter Pyritbildung reagiert, so daß die Annahme, es habe sich um H_2S-haltige Lösungen gehandelt, auf der Hand liegt. Der im Erz dispers verteilte Kupferkies genügt ohne weiteres, um die Anwesenheit von kleinsten Kupferkieskörnchen in den Pyritisierungszonen zu erklären. Zur gleichzeitigen Bildung des Stilpnomelans muß der im Erz enthaltene Quarz Anlaß gegeben haben, denn in pyritisierten Erzen ist Quarz fast vollständig verschwunden, obwohl er in angrenzenden, unveränderten Schichten oft reichlich zugegen ist. Wie schon früher erwähnt, deutet ja auch der hohe Gehalt an zweiwertigem Eisen darauf hin, daß Stilpnomelan aus stark reduzierenden Lösungen ausgeschieden worden ist. In der Nähe der Pyritisierungszonen ist der Hämatit meistens weitgehend in Magnetit umgewandelt.

Paragenese 10, mit (Zinkblende), Kupferkies, Pyrit, Kalzit. Relativ selten trifft man feine, mikroskopisch dünne Äderchen an, die fast nur aus den genannten Sulfiden bestehen und Kupferkies als Hauptmineral aufweisen. Manchmal tritt noch Pyrit hinzu oder, was nur einmal festgestellt werden konnte, auch Zinkblende. Da Kupferkies in den Adern manchmal sehr reichlich vorhanden ist, ist es sehr fraglich, ob hier Cu und Zn aus dem durchsetzten Erz stammen.

β) An Manganerze gebundene Paragenesen.

Paragenese 11, mit Wiserit, Pyrochroit, Baryt. Diese Paragenese kommt sowohl in oxydischen wie auch in karbonatischen Manganerzen vor. Je nach der angrenzenden Erzart dominiert Pyrochroit (in Hausmanniterzen) oder Wiserit (in vorwiegend karbonatischen Erzen). Die Pyrochroitblätter sind in der Regel parallel zur Kluftwand gelagert und erfüllen häufig fast die ganze Ader, oft begleitet von ziemlich großen Barytkristallen. Die Wiseritfasern stehen parallel zu den Pyrochroitblättchen, und zwar vorzugsweise senkrecht zur Lagerschichtung. Da diese Mineralien nur innerhalb der Manganerzkörper auftreten, muß angenommen werden, daß das in ihnen vorhandene Mangan aus dem angrenzenden Erz stammt. Pyrochroit und Wiserit sind in schwach sauren Lösungen leicht löslich, weshalb sie offenbar aus alkalischen Lösungen ausgeschieden wurden.

Die Mineralien dieser Paragenese wurden bei den Faltungsvorgängen vielfach verbogen und verruschelt, da sie weniger widerstandsfähig waren als das kompakte Erz.

Paragenese 12, mit (Hämatit), Wiserit, Rhodchrosit und Fluorit. In den Mangankarbonaterzen ist diese Paragenese eher häufiger als die vorangehend genannte. Wiserit ist hier nicht mit Pyrochroit vergesellschaftet, sondern mit dem Hauptmineral Rhodochrosit, das rein rosarot gefärbt

ist. Wiserit ist meistens nur spärlich vorhanden und als dünne Schlieren irgendwo im Rhodochrosit parallel zur Kluftwand eingelagert und oft mit Fluorit vergesellschaftet. Zur Seltenheit ist Wiserit häufiger und umhüllt langgestreckte Rhodochrositgebilde (vgl. S. 26). Fluorit ist xenomorph und scheint etwa gleichzeitig wie Wiserit ausgeschieden worden zu sein. Auch bei dieser Paragenese stammt das Mangan der Kluftmineralien offensichtlich aus dem angrenzenden Erz. Ob aber das Fluor des Flußspates den gleichen Ursprung hat, ist unsicher, da im eigentlichen Erz nie Fluorit gefunden werden konnte. Ferner kann immer wieder festgestellt werden, daß Kluftstücke, welche aus solchen Adern stammen, einen charakteristischen Chlorgeruch haben. Die meisten Prüfungen auf Chlor fielen allerdings negativ aus, so daß über die Herkunft des Geruches nichts Näheres ausgesagt werden kann. Ganz selten kommt auch früh ausgeschiedener Hämatit vor; so stammen z. B. die auf Figur 7 abgebildeten Hämatitkristalle aus einer solchen Kluft.

Paragenese 13, mit isotropem Chlorit, Baryt, (Kupferkies), ankeritischem Rhodochrosit und Psilomelan. So wie in die Eisenerze von den Hauptadern aus Fortsätze mit den Paragenesen 6 und 7 gehen, reichen schlierige Adern und Apophysen in die Manganerze hinein, welche die Paragenese 13 aufweisen und die Manganerze äußerst stark phlebitisieren. Der vorliegende Adertypus wurde bei der Beschreibung des Erztypes **ZM 3** besprochen. Neben einer Verdrängung von Hausmannit durch Psilomelan und Karbonat muß auch eine gewisse SiO_2-Zufuhr stattgefunden haben, denn nur so kann die reichliche Chloritbildung erklärt werden. Der Quarz- und Chloritgehalt der unbeeinflußten Erze genügte bei weitem nicht, um eine intensive Chloritbildung zu ermöglichen. Manchmal ist ein deutlicher Kupferkiesgehalt festzustellen. Die Schlieren und Adern sind stets außerordentlich wechselvoll und unruhig gebaut.

Betrachtet man an Aderkreuzen die Beziehungen zwischen Klüften der Paragenesen 11 und 12 und denen vom Paragenesentyp 13, so kann man erkennen, daß zuerst die intensive chloritisch-karbonatische Durchaderung vor sich gegangen ist und erst nachher die Mineralausscheidung der andern Paragenesen, falls nicht die drei Typen so stark ineinander übergehen, daß unentwirrbare Vermengungen auftreten.

γ) In Eisen- und Manganerzen sowie in den Kalken auftretende Paragenesen.

Paragenese 14, mit Kalzit, Ripidolith. In der Nähe von Pyritisierungszonen sind manchmal kleinere Kalzitklüfte vorhanden, welche massenhaft hellgrünen Ripidolith enthalten. Auch das angrenzende Erz ist meistens stark chloritisiert. Hier muß zur Erklärung der reichlichen Ripidolithbildung eine Magnesium- und SiO_2-Zufuhr angenommen werden. Auch sind die Melierterze, in denen Ripidolith besonders gerne aufzutreten pflegt, ziemlich Mg-reich und haben deshalb die Chloritbildung gefördert.

Paragenese 15, mit Ankerit und Kalzit. Sowohl im unteren Quintnerkalk, im Schiltkalk wie auch im Erzlager kann man manchmal ziemlich dichte Aderschwärme mit dieser Paragenese finden. Im Plattenkalk sind sie nur noch selten anzutreffen, und sie verschwinden darin bald vollständig. Im Erz und im Liegenden handelt es sich meistens um relativ gut abgegrenzte Klüfte, die aber auch dort stark verschwommene Ränder aufweisen können. Sie bestehen fast ausschließlich aus Ankerit (Mischkarbonattypus β, S. 32). Bei dieser Paragenese fällt auf, daß sie weitgehend vom Nebengestein unabhängig und chemisch durch einen relativ hohen Mg-Gehalt ausgezeichnet ist. Der Eisengehalt ist dort, wo die Klüfte im Kalk liegen, nur gering, steigt aber auch im Eisenerz nicht stark an. Die Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Nebengestein gehen am besten aus der Gegenüberstellung von zwei Analysen in Tabelle 8 hervor. Das Nebengestein besteht in diesem speziellen Falle aus dem untersten Teil des unteren Quintnerkalkes (Analyse 5), der Kluftinhalt aus Ankerit (Analyse 4). Die Analysensubstanz des Nebengesteines stammt aus einer Entfernung von 1 m von der Ader.

Die Analysen zeigen deutlich, daß der Fe- und Mg-Gehalt in der Ader erheblich größer ist als im Nebengestein, auch der Mangangehalt ist, bei absolut kleinem Betrag, etwas größer. Der SiO_2-Gehalt der Kluft ist durch Quarz bedingt, währenddem im Gestein kein Quarz erkennbar ist. Auffallend hoch ist der Natriumgehalt des Nebengesteines. Die in der Kluft zirkulierenden Lösungen

müssen Mg und Fe zugeführt haben, wobei letzteres, nicht aber das Magnesium eventuell von dem 100 m darüber liegenden Erzlager ableitbar wäre. Die Klüfte haben eine sehr unruhig gelagerte Füllung, was auf lebhafte und unregelmäßige Lösungszirkulation schließen läßt.

Tabelle 8.

	Analyse Nr. 4. Ankeritkluft	Analyse Nr. 5. Unterer Quintnerkalk Nebengestein der Kluft von Analyse 4		Nr. 4	Nr. 5
	a) Gewichtsprozente		b) Niggliwerte		
SiO_2	1,47	0,95	si	2,4	1,6
Al_2O_3	0,00	0,30	al	0,0	0,3
Fe_2O_3	0,00	0,00	fm	34,9	1,0
FeO	3,27	0,46	c	64,3	96,1
MnO	0,23	0,13	alk	0,8	2,6
MgO	12,18	0,08			
CaO	38,28	53,05	k	0,26	0,14
Na_2O	0,36	1,37	mg	0,86	0,20
K_2O	0,19	0,27	mn[1])	0,01	0,18
H_2O	1,93	Sp.	fe[1])	0,13	0,62
CO_2	44,20	43,27			
P_2O_5	Sp.	Sp.	p	—	—
	100,11	99,88	h	10,7	—
			co_2	100,0	99,9
			$\frac{c}{fm}$	1,84	96,1

Analytiker: W. Epprecht.

δ) Paragenesen, welche nur im Nebengestein des Erzlagers vorkommen.

Paragenese 16, mit Quarz, Pyrit, Kalzit. Die Klüfte, welche im Erz Quarz, Pyrit und andere Mineralien führen (z. B. Paragenesen 7 und 8), kann man oft ins Hangende und Liegende hinein verfolgen. Der Kluftinhalt besteht fast nur aus Kalzit, in welchem fast immer staubförmige Kalkpartikelchen reihenartig parallel zur Kluftgrenze eingelagert sind. Da und dort liegen in dieser Kalzitmasse Pyritschlieren, wobei Pyrit meistens idiomorpher als der Kalzit ist; indessen kann man aber auch gelegentlich eine erste Kalzitgeneration erkennen, welche aus schön idiomorphen Rhomboedern besteht und von Pyrit überkrustet ist. Der restliche, zentrale Aderraum wird von einer zweiten Kalzitgeneration ausgefüllt. Auch Quarzschlieren kann man zuweilen antreffen. Die Kluftfüllung ist immer sehr unregelmäßig, was besonders dadurch zustande kommt, daß grobkristalline Kalzitzeilen- und -schlieren mit feinkristallinen abwechseln.

Das Nebengestein enthält in Kluftnähe häufig Quarzporphyroblasten, die besonders in der unmittelbaren Nachbarschaft der Ader groß und gut ausgebildet, aber schon einige Zentimeter weiter außen nur noch klein und unregelmäßig sind.

Interessant ist die Veränderung des Kluftbildes beim Übergang des tieferen Quintnerkalkes in die höheren Schichten und in den Plattenkalk. Die ziemlich scharf gegen das Nebengestein abgegrenzten Klüfte gehen manchmal einige Meter unter dem Erzlager, immer aber im Plattenkalk, in merkwürdig schlierige Kalkzonen über, die nicht mehr den Namen „Adern" verdienen. Es sind vielmehr sehr unruhige Kalkzonen, die deutlich quer zur Schichtung verlaufen und durch feines Pyritpigment viel dunkler als der umgebende Kalk gefärbt sind. In diesem Kalk liegen bis mehrere Zentimeter große, sehr scharf begrenzte Kalzitporphyroblasten. Die Tonhäutchen des Plattenkalkes sind in solchen Zonen unterbrochen. Spätestens einige Meter über der Erzgrenze setzt die unruhige Zone aus, und noch weiter oben ist der Plattenkalk normal ausgebildet. Diese Aderart zeigt am deutlichsten, daß die Durchaderung einen oben noch unverfestigten Kalkschlamm erfaßt haben muß.

[1]) Die Verhältniszahlen fe und mn sind auf Seite 91 erläutert.

Paragenese 17, mit braungrünem Stilpnomelan, (Pyrit), Kalzit. Im Erz liegende Klüfte der Paragenesen 8, 9 und 13, welche größere Mengen Chlorit enthalten, gehen besonders im Plattenkalk in Adern mit der Paragenese 17 über. Diese bestehen zum größten Teil aus ziemlich stark durch Einschlüsse getrübtem Kalzit, wenig Pyrit und Stilpnomelan. Das Nebengestein ist außerordentlich stark chloritisiert. Braungrüner Stilpnomelan erfüllt 1—10 cm breite Zonen des Kalkes vollständig, wobei nur ganz wenige Kalkzwickel übrigbleiben. Weiter außen liegen nur noch locker zerstreute braungrüne Stilpnomelanbüschel, und schließlich setzt der Stilpnomelan ganz aus. Der Kalk selbst ist bis dicht an die scharf begrenzten Stilpnomelanblättchen vom gewöhnlichen, unveränderten Kalk nicht unterscheidbar.

Eine derart intensive Chloritisierung von Kalk kann nur durch hydrothermale Lösungen zustande gekommen sein. Die Chloritisierung von Kalk ist nie in der Nähe von Zerrklüften gefunden worden, und zwar in den ganzen nördlichen Kalkalpen nicht. Es müssen erheblich aggressivere Lösungen im Spiele gewesen sein als diejenigen, welche die bei der Faltung entstandenen Klüfte erfüllten. Das heute im Stilpnomelan vorhandene Eisen kann trotzdem aus dem benachbarten Erz stammen, vielleicht auch das SiO_2 oder wenigstens ein Teil desselben.

Paragenese 18, mit Quarz, Ripidolith, Kalzit. Die Adern mit der Paragenese 14 setzen sich vom Erz aus sehr oft fast unverändert ins Nebengestein fort. Ripidolith ist häufig porphyroblastisch im Kalk eingelagert, so wie in Paragenese 17 der Stilpnomelan. Ripidolith ist in den Adern selbst häufiger als im Kalk und setzt schlierige, im Kalzit liegende Einschlußreihen zusammen. Hier treten noch kleine Quarzporphyroblasten im Kalk auf, die besonders in Adernähe sehr schön ausgebildet sind. Die Adern mit der vorliegenden Paragenese können im allgemeinen tiefer in den unteren Quintnerkalk hinab verfolgt werden als diejenigen der Paragenese 17. Sie enden aber im Plattenkalk früher als jene.

Paragenese 19, mit (Zinkblende), Quarz, Kalzit, (Albit). Im unteren Quintnerkalk liegen da und dort schlierige Gängchen, welche hauptsächlich aus Kalzit bestehen und häufig Quarz aufweisen. An gewissen Stellen trifft man darin auch Schlieren an, die ziemlich viel idiomorphen Albit enthalten. Albit findet sich jedoch auch in der Nähe der Adern als Porphyroblasten im Kalk. Fast immer kann man in diesem Falle feine Haarrisse feststellen, in denen vielleicht während des Albitwachstums Lösungen zirkulierten. Ferner konnten einmal sehr kleine Zinkblendekörnchen festgestellt werden. Die Altersstellung dieser Adern ist unklar, da sie auch fast zuoberst im Plattenkalk angetroffen werden, und somit jünger als diejenigen mit den Paragenesen 6 bis 18 sind. Sie unterscheiden sich aber von den Zerr- und Verwerfungsklüften dadurch, daß sie einen unregelmäßigen Verlauf und sehr stark schlierige Aderfüllungen besitzen. Kalzit ist häufig in mehreren „Generationen" vertreten, die sich durch verschieden starke Pigmentierung, extrem verschiedene Korngröße usw. unterscheiden und oft durch ganglettenartige Tonhäutchen voneinander getrennt sind. Dies alles sind Eigenschaften, welche mit den hydrothermalen Adern übereinstimmen, nicht aber mit den schön bilateral ausgebildeten Zerrklüften.

ε) Die Entstehung der Adern vom Typus III.

Wie oben gezeigt wurde, hängt der Mineralbestand dieser Adern und Gänge weitgehend vom angrenzenden Erz bzw. Kalk ab. So kann z. B. ein und dieselbe Ader im Kalk Quarz, Pyrit und Kalzit enthalten (Paragenese 16), im Eisenerz sehr viel Pyrit und Stilpnomelan (Paragenese 9) aufweisen und schließlich im Plattenkalk als Kalzitader mit starker Nebengesteinschloritisierung auftreten (Paragenese 17). Man muß annehmen, daß die gleichen Lösungen in den verschiedenen Umwelten verschiedene Paragenesen erzeugten. Je nach der Art des Nebengesteines reagierten die Lösungen auch verschieden. In Tabelle 9 sind die verschiedenen Paragenesen so zusammengestellt, daß man sieht, welche Paragenesen in ein und derselben Ader in den verschiedenen Umwelten vorkommen können. Diejenigen Paragenesen, welche nicht sicher im Zusammenhang mit anderen Paragenesen gefunden wurden, sind dabei weggelassen worden.

Tabelle 9.

Die Lage der verschiedenen Ader-Paragenesen im Erzkörper und Nebengestein.

	Typus A.	Typus B.	Typus C. Hauptader → Apophysen		Typus D.
Plattenkalk	(Pyrit) viel Stilpnomelan im Kalk Kalzit **Paragenese 17**	Quarz im Kalk Ripidolith Kalzit **Paragenese 18**	Kalzit (meistens schon im Erz schlierig endend)		Ankerit **Paragenese 15**
Manganerz	viel isotroper Chlorit wenig Baryt viel Rhodochrosit wenig Psilomelan **Paragenese 13**	Kalzit Ripidolith **Paragenese 14**	viel Rhodochrosit Pyrochroit Wiserit, Fluorit Psilomelan **Paragenesen 11, 12**	→ isotroper Chlorit Baryt Rhodochrosit Psilomelan **Paragenese 13**	Ankerit **Paragenese 15**
Roteisenerz	viel Pyrit viel Stilpnomelan Kalzit **Paragenesen 9, (8)**	Kalzit Ripidolith ev. Quarz **Paragenese 14**	viel Quarz Stilpnomelan (Hämatit) **Paragenese 8**	→ Quarz, Hämatit Magnetit Stilpnomelan **Paragenesen 6, 7**	Ankerit **Paragenese 15**
Melierterz	etwas Pyrit viel Stilpnomelan wenig Quarz viel Kalzit **Paragenesen 8, 9**	Kalzit viel Ripidolith **Paragenese 14**	Kalzit Quarz Stilpnomelan **Paragenese 8**		Ankerit **Paragenese 15**
Unterer Quintnerkalk	wenig Pyrit Quarz im Kalk viel Kalzit **Paragenese 16**	viel Kalzit wenig Ripidolith Quarz **Paragenese 18**	wenig Pyrit viel Kalzit **Paragenese 16**	→ Quarz im Kalk	Ankerit **Paragenese 15**

Die Tabelle zeigt, wie stark der Kluftmineralbestand vom Nebengestein abhängig ist. Die gesperrt gesetzten Mineralnamen sollen darauf hinweisen, daß gewisse Leitmineralien vorkommen. Beim Adertypus A sind dies Chlorite und (außer in den Manganerzen) Pyrit, im Typus B der Ripidolith, bei D Ankerit. Der Typus C soll besonders die Zusammenhänge zeigen, welche dann vorhanden sind, wenn eine intensive Phlebitisierung des Erzes stattgefunden hat. In den Eisenerzen finden wir in diesem Falle in relativ weit von der Hauptader entfernten Äderchen besonders die Paragenesen 6 und 7, wobei auffallenderweise vor allem Eisenoxyde auftreten. In den Manganerzen ist in diesem Falle eine Durchaderung vorhanden, welche besonders eine intensive Chlorit-Karbonat-Schlierenbildung zur Folge hat (Paragenese 13, **ZM3**-Bildung).

Trägt man den Hauptmineralbestand der Erze (bzw. Nebengesteine) und der Adern nebeneinander in ein Schema und setzt dazwischen die wirkende Lösung schematisch ein, so kann man sich über den Stofftransport und die einstige Stoffzufuhr ein Bild machen. Es besteht kein Zweifel, daß die Adermineralien aus wässerigen Lösungen ausgeschieden wurden. Die Figur 28 veranschaulicht den Fall A der Tabelle 9. Die wichtigeren Stoffwanderungen sind mit kräftigeren Strichen und zugehörigen Pfeilspitzen angegeben. Es zeigt sich vorerst, daß vor allem Stoffwanderungen stattgefunden haben, welche vom Nebengestein in die Ader verliefen und dort zur Ausscheidung der Kluftmineralien

führten. Daneben muß aber auch eine vertikal gerichtete Ca^{++} und CO_3^{--}-Wanderung innerhalb der Adern stattgefunden haben, welche die Ausscheidung von Ca-haltigen Karbonaten in den Erzen bewirken konnte. Es ist wahrscheinlich, daß dieses Ca^{++} und CO_3^{--} aus dem kalkigen Nebengestein in die Lösungen gelangte. Ferner stammt das für die im Plattenkalk erfolgte Stilpnomelanbildung notwendige Eisen offensichtlich aus dem darunterliegenden Erz. Es ist also auch etwas Fe^{++} in vertikaler Richtung gewandert. Noch deutlicher wird dies bei SiO_2, das in allen Aderabschnitten reichlich vorkommt. Nur in den Roteisensteinen ist der primäre SiO_2-Gehalt so groß, daß der Quarzgehalt in den Klüften aus ihm hergeleitet werden könnte; an allen andern Orten muß eine SiO_2-Zufuhr angenommen werden. Auch die große Pyritmenge, welche stellenweise vorhanden ist, läßt keinen Zweifel zu, daß eine Fremdstoffzufuhr stattgefunden hat. Auf Grund der Pyritbildung und der gleichzeitigen Reduktion von Hämatit zu Magnetit muß angenommen werden, daß vor allem H_2S in der Lösung vorhanden war.

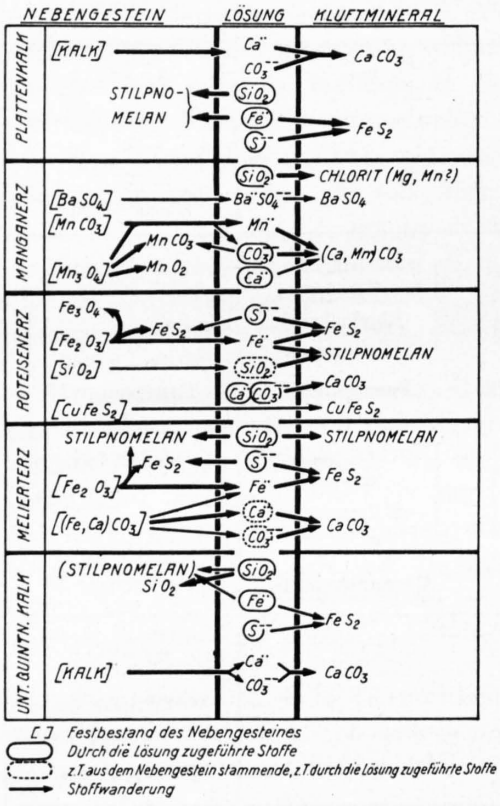


Fig. 28. **Schema der Stoffwanderungen** im Adertypus A von Tabelle 9.

Untersucht man den Adertypus B (Tab. 9) auf die gleiche Art und Weise, so ergibt sich wiederum, daß in der Lösung eine gewisse Wanderung von Kalzium und CO_3^{--} (wahrscheinlich als $Ca[HCO_3]_2$) vom Nebengestein in den im Erz liegenden Kluftabschnitt stattfand. Ebenso gingen Eisenlösungen durch die Klüfte aus dem Erz in die Nebengesteine vor sich. In diesem Falle sind keine Anzeichen einer H_2S-haltigen Lösung vorhanden. Dagegen fand neben den hauptsächlich vor sich gehenden Stoffwanderungen vom Erz in die angrenzende Ader (Kluftmineralbildung) eine deutliche SiO_2-Zirkulation statt; ferner müssen merkliche Mengen Magnesium vorhanden gewesen sein, die vielleicht in Bikarbonatform teilweise aus den Melierterzen stammten, da in ihrer Nähe die Ripidolithbildung besonders stark ausgeprägt ist.

Der Typus C ist mit dem Typus A nahe verwandt, nur war bei C der Schwefelwasserstoff sicherlich nur in geringer Menge vorhanden, denn die Pyritisierung tritt ganz zurück. Dagegen muß die SiO_2-Zufuhr ausgeprägter gewesen sein, da viel Quarz und Silikate auftreten können. Von wesentlichem Interesse sind die bei diesem Typus zahlreich auftretenden Schlieren und Aderfortsätze, die in das Erz hineinreichen. Die Schlieren müssen zuerst mineralisiert worden sein, da ihre Mineralien deutlich vor denjenigen der Hauptadern ausgeschieden worden sind, was an Hand von Aderkreuzen festgestellt werden kann. Da die Aderfortsätze chlorit- und quarzreicher sind als die Hauptadern, waren offenbar die Lösungen anfänglich SiO_2-reicher als später. Ob das Eisen, das zur Eisenoxydbildung notwendig war, aus dem unmittelbar benachbarten Erz stammt oder durch die Lösung von weiter her zugeführt wurde, ist nicht entscheidbar. Vielleicht war im Erz noch ein Teil der ursprünglichen, erzbildenden Lösungen vorhanden, die sich nun in den feinen Äderchen ansammelten und dort noch zu einer letzten Eisenoxydkristallisation Anlaß gaben. Die Paragenese 7 zeigt auf alle Fälle deutlich, daß die Eisenoxyde vor Quarz und Pyrit entstanden.

Beim Typus D (Tab. 9) herrscht durchweg Ankerit vor. Hier muß Mg^{++} von entfernten Orten durch die Adern zugeführt worden sein, da keines der naheliegenden Gesteine einen großen Magnesiumgehalt besitzt.

Obschon die vier Adertypen mit den Paragenesen 6 bis 18 alle kurz nach der Erzlagerbildung entstanden sein müssen, kann man doch eine gewisse Sukzession erkennen. Schon der zeitliche Faziswechsel innerhalb der einzelnen Paragenesentypen zeigt allgemein an, daß im wesentlichen

zuerst ein SiO_2-Reichtum der Lösungen vorhanden war, der Quarz- und Stilpnomelan-Kristallisationen zur Folge hatte. Bei langsam abklingendem SiO_2-Gehalt muß in einem Teil der Adern (nicht in allen) in steigendem Maße H_2S aufgetreten sein, der Pyritbildungen und die teilweise Reduktion von Hämatit bewirkte. Dann scheint eine reichliche CO_2-Zufuhr (wahrscheinlich z. T. als Bikarbonat, z. T. als freies CO_2-Gas) stattgefunden zu haben, wobei gleichzeitig noch etwas SiO_2 und ziemlich viel Mg^{++} in den Lösungen gewesen sein muß, da nun Ripidolith und Ankerit ausgeschieden wurden. Häufig fand die Mineralbildung mit einer Kalzitausscheidung ihren Abschluß. Dieser Verlauf war durch einige Rekurrenzen etwas gestört.

Der durch den temporalen Fazieswechsel vorgezeichnete Ablauf ergibt sich auch aus den Altersbeziehungen der verschiedenen Klüfte. Die gegenseitige Durchkreuzung der Adern lehrt uns, daß sehr häufig die Adern vom Typus C die ältesten sind. Sie weisen übrigens die meisten Anzeichen dafür auf, daß bei ihrer Entstehung das Erz sehr unvollkommen verfestigt war, und zeichnen sich durch einen in Quarz und Chloriten enthaltenen SiO_2-Reichtum aus. Etwa zur Zeit der Pyrit-Stilpnomelanbildung entstanden neue Spalten, welche dem Typus A angehören, und die sich durch Pyritreichtum auszeichnen. Diese Pyritadern müssen zum Teil fast explosionsartig entstanden sein, da sie häufig eine wirre Durchbewegung der Erzschicht bewirkten. Auch die im Grundriß gesehen rundliche Form der Pyritisierungszonen spricht für eine vielleicht plötzlich erfolgte Durchbrechung der Erzschicht. — Schon in den Pyritadern kann Ripidolith als jüngste Mineralart auftreten. Er ist aber vor allem in noch etwas jüngeren Adern häufig, und zwar in solchen, welche mit den jüngsten Ankeritklüften in Zusammenhang stehen. Man kann also zusammenfassend auch hier einen temporalen Wechsel der Lösungszusammensetzung feststellen, der von SiO_2-reichen zu H_2S-haltigen und schließlich zu Magnesiumbikarbonatwässern führte. Die Adern gehören im großen dem gleichen Bildungsprozeß an; sie sind aber doch gegeneinander verschieden alt. Häufig gehen ihre Paragenesen ineinander über, was dadurch zustande kam, daß bei den einen Adern die Mineralisation schon begonnen hatte, als sich neue Adern öffneten.

Wie Tabelle 8 zeigt, ist der an eine Ankeritkluft angrenzende untere Quintnerkalk ziemlich reich an Alkalien. Der im Quintnerkalk normalerweise zwischen 0,1 und 0,2 % schwankende K_2O-Gehalt beträgt fast 0,3 %, und der Na_2O-Gehalt ist sogar fast 1,4 % gegenüber einem Normalwert von 0,3 – 0,45 %. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß die in der Ader zirkulierenden Lösungen den Kalk etwas alkalisiert haben. Dieser Umstand hilft mit, etwas mehr Licht auf die Albitbildung zu werfen. Die Paragenese 19, die sicher jünger ist als alle anderen Paragenesen (6 bis 18), kann vielleicht als letzte Phase der hydrothermalen Mineralisationsperiode aufgefaßt werden. Geringe Mengen SiO_2 und Na^+ haben in Klüften und kluftbenachbarten Kalken zur Albitbildung geführt.

Schließlich bleibt noch die Frage nach der Herkunft der einst in den beschriebenen Adern und Klüften zirkulierenden Lösungen zu beantworten. Die vorangegangenen Beschreibungen und Erläuterungen geben eine Fülle von Details, die alle dafür sprechen, daß es sich um relativ heiße Lösungen gehandelt haben muß, denn besonders eine Chloritisierung von Kalk in der Nachbarschaft von oberflächennahen Adern kann nicht durch deszendente Lösungen bewirkt worden sein. Die vorkommenden Einzelmineralien und Paragenesen stimmen mit denjenigen von hydrothermalen Adern überein. Auch die Stoffwanderungen vom Nebengestein in die Lösungen und umgekehrt stimmen mit den von hydrothermalen Bildungen bekannten Verhältnissen überein. Die Zusammensetzung der Lösungen entspricht gleichfalls derjenigen von hydrothermalen Lösungen, wobei besonders die als „zugeführt" bezeichneten Stoffe H_2S, SiO_2, Mg^{++}, CO_2, Alkalien und Fluor (Fluorit!) in ihnen häufig vorkommen. Vielleicht stammt auch ein Teil dieser Stoffe aus dem nicht allzuweit darüber gelagerten Meerwasser, da es sich ja um eine oberflächennahe Bildung handelt. Im ganzen gesehen aber haben die Mineralvergesellschaftung, die Umwandlung des Nebengesteines und der Aderbau alle typischen Merkmale von hydrothermalen, erzfreien Klüften. Die aufsteigenden Lösungen führten offenbar in der Nähe der Oberfläche infolge von Stauungen oder Druckentlastung zu explosionsartigen Gasabgaben (z. B. beim Schwefelwasserstoff). Aber auch kleinere Gasblasen können das überlagernde, noch unverfestigte Plattenkalkgestein durchbewegt haben.

Die Schlußfolgerung lautet somit: die schwarmartig das Lager durchsetzenden Klüfte, welche im Plattenkalk schlierig enden, sind oberflächennahe, hydrothermale Adern und Gänge,

die bald nach dem Beginn der Plattenkalksedimentation entstanden. Die dabei wirkenden Lösungen müssen namentlich SiO_2, H_2S, Mg^{++}, CO_2, untergeordnet auch Alkalien zugeführt haben. Die Lösungen reagierten mit dem Kalk und Erz unter Ausscheidung zahlreicher Mineralien.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß während der hydrothermalen Tätigkeit z. T. eine starke Hitzewirkung auf die durchaderten Gesteine ausgeübt wurde. Die beginnende Rekristallisation von kryptokristallinem ankeritischem Rhodochrositerz (vgl. S. 61) ist vielfach in aderreichen Erzschichtteilen gut ausgeprägt. Sehr wahrscheinlich hat auch die Manganositbildung die gleiche Ursache. Soweit es möglich war, den Manganosit im Anstehenden zu finden, konnte festgestellt werden, daß er in besonders stark durchaderten Erzen reichlich auftritt. Manganosit wäre in diesem Falle bei den hydrothermalen Vorgängen aus Rhodochrositerz entstanden, wobei Hitze und vielleicht auch noch reduzierende Lösungen die Hauptbildungsursache gewesen sein mögen. Wärme ist dabei wahrscheinlich zum Teil durch die Lösungen zugeführt, möglicherweise aber auch örtlich durch exotherme chemische Vorgänge verstärkt worden.

F. Die chemische Zusammensetzung der Erze und Nebengesteine.

1. Die Nebengesteine.

Um einen Überblick über die Zusammensetzung des Quintnerkalkes zu erhalten, wurden drei Pauschalanalysen hergestellt. Dabei handelte es sich nicht nur darum, den Gehalt an den Hauptkomponenten festzustellen, sondern auch die in weniger großer Menge enthaltenen Elemente nachzuweisen. Die gefundenen Daten können leider nur ungenügend mit anderen Analysen von helvetischem Malmkalk verglichen werden, da nur wenige und unvollständige Analysen (z. B. von der Zementfabrik Wallenstadt) publiziert worden sind [**92**]. Die in Tabelle 10 zusammengestellten Analysen 5, 6 und 7 sind nach ihrer stratigraphischen Reihenfolge (von unten nach oben) geordnet.

Tabelle Nr. 10.

Analysen von Quintnerkalk (Gonzen).

	Analyse Nr. 5	Analyse Nr. 6	Analyse Nr. 7
	a) Gewichtsprozente		
SiO_2	0,95	1,02	2,01
TiO_2	n. b.	0,00	0,00
Al_2O_3	0,30	0,48	0,16
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00
FeO	0,46	0,94	0,36
MnO	0,13	0,44	2,54
MgO	0,08	0,31	1,62
CaO	53,05	52,80	49,05
BaO	n. b.	0,00	0,00
Na_2O	1,37	0,44	0,29
K_2O	0,27	0,18	0,13
H_2O	Spur	0,34	0,38
CO_2	43,27	42,33	43,01
S	n. b.	0,28	0,10
P_2O_5	Spur	0,25	0,33
	99,88	99,81	99,98
S_2=O		0,09	0,03
		99,72	99,95

Analytiker: W. Epprecht.

	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7
	b) Niggli-Werte		
si	1,6	1,8	3,5
al	0,6	1,0	0,3
fm	1,0	2,7	8,4
c	95,9	95,4	90,7
alk	2,5	0,9	0,6
k	0,14	0,21	0,23
mg	0,20	0,28	0,50
mn	0,18	0,23	0,44
fe	0,62	0,49	0,06
p	—	0,4	0,4
h	—	1,9	2,2
co_2	99,7	97,5	101,3
s	—	0,9	0,3
$\frac{c}{fm}$	95,9	35,3	10,8

	c) Gewichtsprozente des Gesamtgesteins			d) Karbonatzusammensetzung in Mol.-%		
$CaCO_3$	94,68	94,23	87,53	96,09	97,55	91,00
$MgCO_3$	0,17	0,65	3,39	0,17	0,67	3,53
$FeCO_3$	0,74	1,02	0,41	0,75	1,05	0,45
$MnCO_3$	0,21	0,71	4,12	0,21	0,73	4,28
$(K,Na)_2CO_3$	2,74	—	0,71	2,78	—	0,74
Karbonat	98,54	96,61	96,16	100,00	100,00	100,00

Analyse Nr. 5: Unterste Bank des unteren Quintnerkalkes, 1 m von einer Ankeritkluft entfernt. Gleiche Analyse wie auf Seite 85.
Analyse Nr. 6: Unterer Quintnerkalk, 10 cm unter dem Gonzenlager, zirka 960 m ü. M. in der Nausgrube.
Analyse Nr. 7: Plattenkalk, 10 cm über dem Erzlager; von der gleichen Stelle wie Analyse Nr. 6. Aus der Erzlagermitte.

Die in der Literatur vorhandenen Analysen von helvetischen Malmkalken sind in der Tabelle 11 zusammengestellt. Sie zeigen, daß der Quintnerkalk an weit auseinanderliegenden Orten fast gleich zusammengesetzt ist. Auch am Gonzen weicht er nicht von der Normalzusammensetzung ab.

Tabelle Nr. 11.

Analysen von Quintnerkalk aus den helvetischen Kalkalpen.

	A.	B.	C.	D.
Unlöslich	1,06	1,55	0,41	2,34
R_2O_3	0,36	0,41	0,35	—
$FeCO_3$	—	—	—	0,43
MgO	0,66	0,29	—	—
$MgCO_3$	—	—	0,87	3.17
$CaCO_3$	97,9	98,00	97,67	97,79
H_2O	0,1	0,1	—	—

A. Malmkalk, Pic de Tanneverge [**92**, S. 277].
B. Malmkalk, Tour Sallières [**82**, S. 277].
C. Hochgebirgskalk, massig, Täschbach bei Engelberg [**92**, S. 278].
D. Schwarzer Malmkalk, Quinten, wahrscheinlich Plattenkalk [**92**, S. 278].

Zur genaueren Klassifikation sind auf Tabelle 10b die Niggli-Werte der Analysen 5 bis 7 hinzugefügt. Dabei wurden außer den üblichen Verhältniszahlen noch zwei weitere Werte, mn und fe eingeführt. Für die chemische Charakterisierung der Eisen-Manganerze ist es außerordentlich wichtig, die Gehalte an MgO, FeO und MnO miteinander vergleichen zu können. Der übliche Verhältniswert mg ist zur näheren Kennzeichnung des fm wertvoll und wurde besonders für die Eruptivgesteine eingeführt, in denen im allgemeinen praktisch nur FeO und MgO vertreten sind. Mit der Angabe von mg ist deshalb dort auch ungefähr der Gehalt an FeO gekennzeichnet, da er bei sehr kleinem MnO-Gehalt etwa dem Werte (1—mg) entspricht. Da aber in den Eisen-Manganlagerstätten auch das MnO in größerer Menge vertreten ist, so gilt hier diese Beziehung nicht mehr. Es soll deshalb neu definiert werden:

$$mn = \frac{MnO}{FeO + MgO + MnO} \qquad fe = \frac{FeO}{FeO + MgO + MnO}$$

da ferner $mg = \frac{MgO}{FeO + MgO + MnO}$ ist, so gilt: $mg + fe + mn = 1$.

Wenn also zwei dieser Verhältniszahlen bekannt sind, so kann die dritte sofort berechnet werden.

Damit die Tabellen 10 und 11 direkt verglichen werden können, wurde auf Tabelle 10c der Gehalt der analysierten Gesteine an den verschiedenen Karbonaten festgehalten; in Tabelle 10 d sind die Molekularprozente des Karbonatanteiles hinzugefügt. Die vorliegenden Zahlen lassen folgendes erkennen:

a) Karbonatgehalt: Der Quintnerkalk ist als sehr reines Karbonatgestein zu klassifizieren. Er besteht zu 96—99 Gew.-% aus Karbonat. Unter den Karbonaten wiegt $CaCO_3$ sehr stark vor, und zwar sind 94—98 Gew.-% des Gesamt-Gesteines Kalziumkarbonat. Nur im Plattenkalk ist der Kalkgehalt niedriger und beträgt etwa 87 %. Der Quintnerkalk darf also mit Recht als nahezu reiner Kalkstein angesprochen werden. Die Reinheit des Kalkes wird besonders durch den Koeffizienten $\frac{c}{fm}$ charakterisiert, der bei höherem $CaCO_3$-Gehalt größer ist als bei hervortretendem fm. Man sieht, daß die Reinheit von unten nach oben abnimmt. Die femischen Karbonate $FeCO_3$, $MgCO_3$ und $MnCO_3$ treten stark zurück und sind nur im Plattenkalk in etwas größeren Mengen vorhanden. Der $MgCO_3$-Gehalt steigt vom tiefsten Quintnerkalk zum Plattenkalk an, ebenso $MnCO_3$. Der $FeCO_3$-Gehalt ist jedoch im Plattenkalk am kleinsten. (Bei der Berechnung des $FeCO_3$-Wertes wurde vom Gesamt-FeO die dem FeS_2 entsprechende Menge FeO subtrahiert!) Die Veränderung der femischen Karbonate kann am besten durch den Vergleich der Verhältniszahlen mg, mn und fe erkannt werden.

Vergleicht man co_3 mit der Summe (fm+c), so erkennt man, daß ein ziemlich deutlicher CO_2-Überschuß vorhanden ist, besonders in den Analysen 5 und 7. Zur Absättigung dieses Überschusses müssen die Alkalien eingesetzt werden. Aber auch dann, wenn man annimmt, daß die Alkalien in Form von Na_2CO_3 und K_2CO_3 im Kalkstein vorhanden seien, bleibt noch ein — allerdings sehr geringer — CO_2-Überschuß.

b) Eisen- und Mangangehalt: Wie soeben beschrieben wurde, enthält der Quintnerkalk im allgemeinen nur wenig Fe und Mn, wobei alles Eisen in zweiwertiger Form vorhanden ist, und zwar im Pyrit und im Karbonat. Für die Analysen 6 und 7, bei denen S bestimmt wurde, ist das molekulare Verhältnis $FeS_2 : FeCO_3$ ziemlich genau 1 : 2. Es ist also ein Drittel des Eisens in den Pyrit eingegangen, zwei Drittel im Karbonat eingelagert. Der Quintnerkalk muß als eisenarm taxiert werden, da der Gesamt-FeO-Gehalt immer unter 1 % liegt.

Das Mangan liegt nur in Karbonatform vor. Der untere Quintnerkalk (Analysen 5 und 6) muß in bezug auf den Mn-Gehalt als „übernormal" bezeichnet werden. Twenhofel [**134**, S. 565] erwähnt, daß reine Kalke selten mehr als 0,1 % MnO enthalten. In unserem Falle sind jedoch 0,13 bzw. 0,44 % festgestellt worden. Mehrere Bestimmungen in normalen Quintnerkalkproben zeigen, daß der MnO-Gehalt nie über 0,5 % steigt. Mit Twenhofel stimmt die Tatsache überein, daß mit steigendem MgO auch der MnO-Wert größer wird.

Einen recht hohen $MnCO_3$-Gehalt können die Kalke des Erzhorizontes in der Lagernähe aufweisen. So enthält z. B. ein makroskopisch nicht vom unteren Quintnerkalk unterscheidbarer Erzhorizont-Kalk 3,1 % MnO. Das Analysenmaterial stammte von einer 15 m vom nächsten Erz entfernten Stelle. 200 m vom Lagerrand entfernt ist jedoch der MnO-Gehalt des Erzhorizontes schon sehr gering, und zwar etwa gleich hoch wie im übrigen unteren Quintnerkalk (um 0,4 %). In noch größerer Entfernung, z. B. am Gspalteberg, ist nur noch eine Spur MnO nachweisbar. Auch der Quintnerkalk selbst weist dort nur noch sehr wenig Mangan auf (unter 0,01 %). In Erznähe sind also Erzhorizont und unterer Quintnerkalk relativ Mn-reich.

Wie die Analyse 7 zeigt, ist der Mangangehalt des untersten Plattenkalkes sehr bedeutend. Um die Verhältnisse etwas genauer abzuklären, wurde eine Serie von Manganbestimmungen von Plattenkalk ausgeführt. Zunächst zeigte es sich, daß der Mangangehalt in denjenigen Teilen des Plattenkalkes, welche direkt über Eisenerzen liegen, nicht kleiner ist als in Plattenkalkpartien, welche über Manganerzen liegen. Auch in größerer Entfernung der Manganerze ist direkt über dem Erz ein hoher Mn-Gehalt feststellbar. Er beträgt über dem Erz meistens etwa 1,5 —1,8 % (MnO), steigt stellenweise sogar bis auf 2,5 % an, klingt jedoch mit zunehmender Entfernung vom Erzlager ab. Über der vollständig in Melierterz übergegangenen Erzschicht (z. B. südlichste Stelle des Querprofiles auf Taf. II) beträgt er z. B. noch 0,50 %, 200 m vom Lagerrand entfernt (z. B. Wolfslochgegend) noch 0,15 % und schließlich mehrere Kilometer vom Lager entfernt (Gspalteberg) nur noch 0,01 % (MnO). Mit zunehmender Entfernung vom Erzlager nimmt der Mangangehalt der untersten Plattenkalk-

bank ab, und zwar entspricht der Gehalt am Lagerrand schon fast dem Normalwert von Kalksteinen.

Ferner nimmt der Mn-Gehalt des Plattenkalkes auch von unten nach oben rasch ab. Das Resultat einer Analysenreihe ist in Figur 29 dargestellt. Die Proben stammen aus dem Lagerzentrum, etwa 800 m ü. M., und zwar aus einem Gebiet, das von den nächsten Manganerzen etwa 100 m weit entfernt ist. Die untersten 50 cm des Plattenkalkes haben einen ziemlich konstanten MnO-Gehalt (um 1,5 %), der darüber rasch auf 0,4 % und noch weiter oben langsam auf 0,1 % absinkt. Bis 8 m über dem Erz ist der Gehalt an MnO höher als der Normalwert von Kalken, hernach bleibt er ziemlich konstant und normal bei 0,08—0,04 %, womit also der Hauptteil des Plattenkalkes in bezug auf den Mangangehalt normal ist.

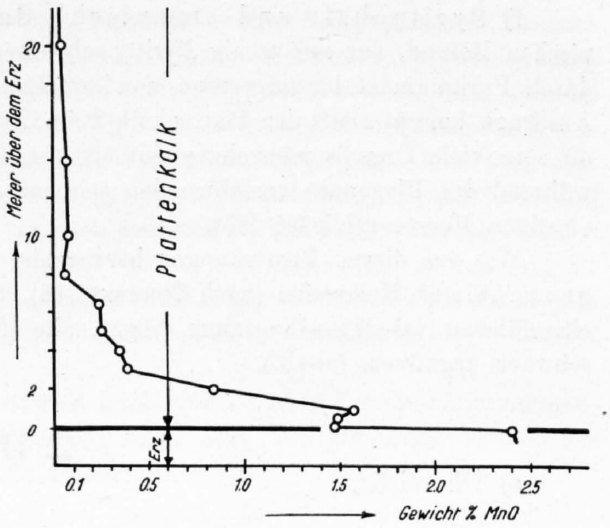


Fig. 29. **MnO-Gehalt des erznahen Plattenkalkes** an einer über Eisenerz liegenden Stelle im Lagerzentrum.

c) Der Alkaligehalt ist in Kalksteinen bisher nur selten untersucht worden. Nur F. W. Clarke **[14]**, J. van Baren **[5]** und P. Niggli **[92]** geben einige Analysen an. Danach ist alk meistens 0—0,3, k im Mittel 0,75 (bei kleinem alk allerdings oft erheblich kleiner). Im Malmkalk der Lägern **[92]** beträgt alk 1 bei einem k von 0,45 und al = 0,5. Bei der Beurteilung des Alkaligehaltes spielt gerade der Tonerdegehalt eine große Rolle, da die Tonmineralien häufig selektiv das Kalium absorbieren. Beim Quintnerkalk (Analysen 6 und 7) ist alk relativ hoch (0,6—0,9) gegenüber dem Mittel von Clarke (0,3). Es ist aber durchaus mit demjenigen jurassischer Kalke vergleichbar. Im Quintnerkalk ist allerdings die Verhältniszahl k recht niedrig (um 0,2). Ein besonders hohes alk weist der untere Quintnerkalk auf, der in der Nähe einer Ankeritkluft liegt. Wie schon auf Seite 84 vermutet wurde, hängt dieser hohe Alkaligehalt wahrscheinlich mit einer Alkalisierung durch hydrothermale Lösungen zusammen. Es muß vor allem Natrium hinzugekommen sein, denn k ist in diesem Falle sehr niedrig.

Es stellt sich noch die Frage, ob die Alkalien an Tonmineralien oder an Karbonate gebunden seien. Da in den Analysen 5 und 7 $c + fm + alk \leq co_2$ ist, kann angenommen werden, daß in diesen Fällen die Alkalien in Karbonaten gebunden sind. Bei der Analyse 6 ist $(c + fm)$ etwas kleiner als co_2, was darauf hindeutet, daß auch hier die Alkalien noch mindestens teilweise in die Karbonate eingegangen sind. Im übrigen ist der Tonerdegehalt so gering, daß eine Adsorption der Alkalien an Tonmineralien kaum genügen kann, um den vorhandenen Alkaligehalt zu erklären.

d) SiO_2 und Al_2O_3. Das si ist im unteren Quintnerkalk sehr klein. Es liegt bei etwa 1,7, also viel tiefer als das von F. W. Clarke **[14]** angegebene Kalkstein-Mittel, welches etwa bei 9 liegen soll. Der Plattenkalk ist etwas SiO_2-reicher (si = 3,5) und stimmt darin fast genau mit dem Lägernkalk (si = 3) überein; al liegt in allen drei Analysen (0,3—1,0) in der Nähe des Mittelwertes von Clarke (0,7), was mit dem Lägernkalk übereinstimmt. Das Verhältnis zwischen si, al und h ist dergestalt, daß man ohne weiteres annehmen darf, daß ein Teil des si und h in Tonmineralien gebunden ist. Wird alles al zur Bildung von Tonmineralien berechnet, so bleibt etwas si übrig, das wohl als Quarz vorhanden ist. Dies stimmt mit dem mikroskopischen Befund überein, der besagt, daß feine Tonhäutchen und feinste Quarzkörnchen (meistens in Form von Organismenresten) auftreten.

e) Phosphorgehalt. Der mittlere p-Wert für Kalksteine ist nach Clarke etwa 0,03. Im tiefsten Quintnerkalk ist Phosphor nur spurenweise nachweisbar. Wesentlich größer ist der P_2O_5-Gehalt in den Analysen 6 und 7. Bei Analyse 6 liegt ein Kalk vor, der sehr viele Organismenreste enthält, wodurch ein p-Wert von 0,2 gut erklärbar ist. Im Plattenkalk, der ebenso reich an P_2O_5 ist, sind hingegen keine Fossilreste erkennbar.

f) Pyritgehalt und organische Substanzen. Die Analysen bestätigen den mikroskopischen Befund, der nur wenig Pyrit nachweisen ließ. Die dunkle Farbe des Plattenkalkes wird nicht durch Pyritpigment hervorgerufen, sondern durch organische Substanzen, was deutlich dadurch zum Ausdruck kommt, daß der Plattenkalk beim Anwittern ausbleicht. Obwohl der untere Quintnerkalk oft sehr viele Organismenskelette enthält, ist er sehr arm an organischen Substanzen, die vor oder während der Diagenese verschwunden sein müssen, was auf einen relativ großen Sauerstoffgehalt des einstigen Meeres schließen läßt.

Wie aus diesen Bemerkungen hervorgeht, müssen alle Nebengesteine des Erzlagers als „hochprozentige" Kalksteine (nach Correns **[16]**, S. 200) klassifiziert werden. In dem von P. Niggli **[92]** eingeführten (al-alk)-c-Diagramm liegen alle Analysen sehr weit rechts bei hohen c-Werten und schwach negativem (al-alk).

2. Die Erze.

a) Übersicht.

Einen ersten Einblick in den Chemismus der Gonzenerze gibt die Dreiecksdarstellung Fe-Mn-X (Fig. 30a). Eisen und Mangan sind die Metallgehalte der Erze; im Eckpunkt X sind alle übrigen Elemente vereinigt, wobei X außer aus O häufig zum größten Teil aus $CaCO_3$ besteht. In diesem

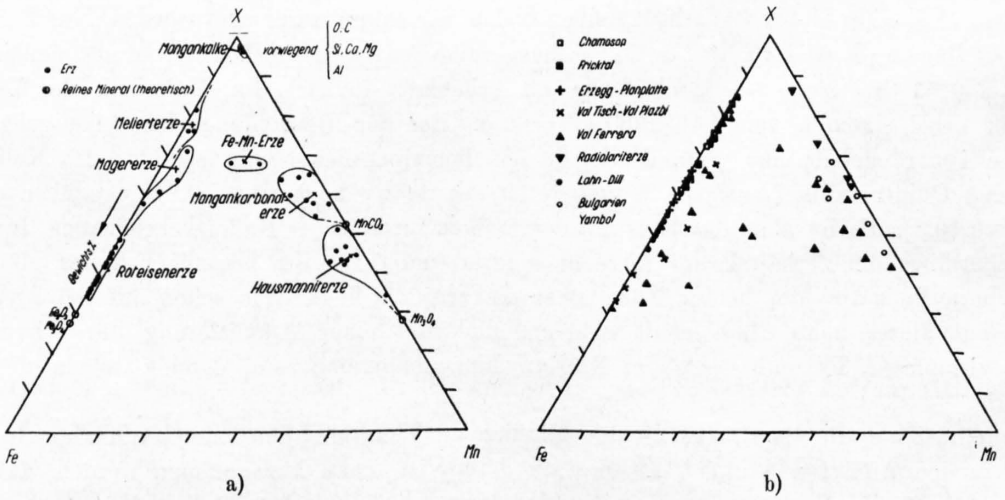


Fig. 30. **Übersicht über die Lage der Erzsorten im Fe-Mn-X-Dreick** für die Gonzenerze (a) und Erze anderer Lagerstätten (b). In b sind außer den wichtigsten schweizerischen Eisen-Manganerzen noch ausländische Erze eingetragen, welche genetisch nahe verwandt sind mit den Gonzenerzen.

Dreieck sind alle Analysen von Gonzenerzen, welche nur aus einem Erzstück hergestellt wurden, eingetragen. (Die große Zahl der Gemischanalysen, welche vom Bergwerksbetrieb hergestellt wurden, sind nicht berücksichtigt, da Gemische manchmal einen falschen Einblick geben.) Im Dreieck Fe-Mn-X zeichnet sich das Roteisensteinfeld deutlich durch seinen geringen Mn-Gehalt aus. Da diese Erze petrographisch gesehen ein Gemisch aus Fe_2O_3, Fe_3O_4, SiO_2 und $CaCO_3$ sind, liegen ihre Projektionspunkte alle ungefähr auf der Geraden Fe-X. Vom Roteisensteinfeld führt das Magererzfeld zu immer x-reicheren Gliedern ($CaCO_3$-Zunahme) und schließlich zu den Melierterzen. Einen großen X-Gehalt weisen auch die ein relativ „intermediäres" Feld einnehmenden Eisen-Manganerze (**GEM**-Typus) auf. Alle andern Erze sind entweder extrem Fe- oder Mn-reich, und nur bei den Magererzen ist noch ein merklicher Mn-Gehalt zu bemerken. Die vorwiegend karbonatischen Manganerze nehmen ein relativ großes Feld ein, da sie bis 9 % Fe enthalten können und auch im Mn-Gehalt stark schwanken. Entsprechend dem Ca-Gehalt der karbonatischen Manganerze liegen diese Analysen alle X-wärts vom Projektionspunkt des reinen $MnCO_3$. Zu den Manganerzen im weiteren

Sinne gehören schließlich auch die Mangankalke. Die Projektionspunkte der oxydischen Manganerze, von denen nur die Hausmanniterze analysiert wurden, liegen, da sie immer etwas Karbonat enthalten, X-wärts vom reinen Mn_3O_4. Infolge des Fe-Gehaltes der beigemischten Karbonate befindet sich das Hausmanniterzfeld etwas links von der Geraden Mn-X. Das zuunterst eingetragene Hausmanniterz zeigt, daß die reinsten Manganoxyderze fast kein Eisen enthalten. Man sieht also, daß sowohl bei den Eisenerzen wie bei den Manganerzen mit zunehmendem Metallgehalt die Trennung von Eisen und Mangan immer vollständiger wird. Es kommen indessen auch X-reiche Erze vor, welche sehr extreme Fe- oder Mn-Gehalte aufweisen.

Zum Vergleich sind auf der Figur 30b die Analysen der wichtigsten schweizerischen Eisen- und Manganerze, ferner einige Analysen von Erzen eingetragen, welche den Gonzenerzen in genetischer Hinsicht nahe stehen (Analysen aus **73, 74, 92, 115**).

Die auf Figur 30a eingezeichneten unvollständigen Analysen sind in Tabelle 12 zusammengestellt, wobei wiederum nur Analysen von Einzelstücken; nicht aber von Gemischen verwendet wurden. Einige weitere Analysen finden sich in der Zusammenstellung von Oberholzer **[93]**.

Tabelle 12.

Unvollständige Analysen von Gonzenerz-Einzelstücken.

Hergestellt von der Eisenbergwerk Gonzen A.G.

Nr.	Fe	Mn	SiO_2	CaO	MgO	Al_2O_3	S	P		Erzart
I	57,41	0,26	7,40	1,20	0,85	0,35	0,17	0,045	Profilserie 2	Roteisenerz
II	62,68	0,13	3,70	0,70	0,25	0,80	0,11	0,044		Roteisenerz
III	65,03	0,33	1,70	1,50	0,15	0,60	0,11	0,044		Roteisenerz
IV	64,56	0,19	2,00	2,00	0,70	0,30	0,09	0,040		Roteisenerz
V	65,48	0,19	1,50	0,25	0,50	0,20	0,11	0,041		Roteisenerz
VI	1,90	33,15	2,50	34,40	2,50	8,10	0,11	0,044		Hausmannit-Karbonaterz
VII	11,50	20,77	1,10	22,50	1,20	1,55	0,20	0,046		Eisen-Manganerz
VIII	51,17	0,26	8,40	4,20	1,50	0,68	0,21	0,043	Profilserie 1	etwas kalkiges Roteisenerz
IX	55,45	0,19	13,50	3,50	1,45	0,75	0,12	0.047		Roteisenerz
X	65,03	0,13	3,95	1,40	0,72	0,85	0,11	0,039		Roteisenerz
XI	62,68	0,19	8,30	2,00	0,78	0,96	0,17	0,048		Roteisenerz
XII	61,56	0,13	11,00	1,50	0,75	1,67	0,11	0,044		Roteisenerz
XIII	53,75	0,39	11,40	6,20	1,22	0,58	0,27	0,040		Roteisenerz
XIV	4,80	37,50	1,40		28,20		0,51	0,054		Hausmanniterz
XV	2,34	46,14	2,20		42,30		0,67	0,052		Hausmanniterz
XVI	5,81	48,45	2,90		18,70		0,58	0,050		Hausmanniterz
XVII	2,90	49,83	2,70		17,00		0,05	0,048		Hausmanniterz
XVIII	5,92	51,81	1,60		22,60		0,34	0,045		Hausmanniterz
XIV	5,81	52,08	1,40		13,80		0,42	0,051		Hausmanniterz
XX	4,25	52,64	1,60		27,10		0,52	0,048		Hausmanniterz
XXI	1,90	53,72	1,05		16,90		0,45	0,045		Hausmanniterz
XXII	8,15	31,77	2,50		30,90		0,41	0,047		Mn-Karbonaterz
XXIII	8,15	27,77	2,50		32,90		0,41	0,042		Mn-Karbonaterz
XXIV	20,74	2,30	—		—		—	—		Magererz
XXV	22,33	1,77	—		—		—	—		Magererz
XXVI	25,02	3,49	3,90		34,80		1,25	0,067		Magererz
XXVII	31,52	5,60	3,50		24,60		1,71	0,062		Magererz
XXVIII	36,18	2,67	3,80		22,50		1,54	0,065		Magererz
XXIX	36,76	3,13	4,00		20,70		1,94	0,064		Magererz
XXX	41,12	0,85	4,35		17,20		1,36	0,066		Magererz
XXXI	55,54	0,26	6,90		4,70		0,40	0,053		Roteisenerz
XXXII	57,41	0,52	7,00		3,50		0,48	0,046		Roteisenerz

Die Nummern dieser Analysen sind zum Unterschied gegenüber den vollständigen mit römischen Ziffern bezeichnet, was das Zitieren jeweils erleichtert. Die Tabelle gibt zunächst zwei Profilserien wieder, welche die Variabilität des Erzes in einer reinen Eisenerzschicht und einem Eisen-Manganerzprofil beleuchten sollen (vgl. auch S. 102 f.). Die Analysen XIV bis XXXII geben schließlich Auskunft über die Zusammensetzung einiger typischer Hausmannit-, Mangankarbonat-, Mager- und Roteisenerze.

Der weitaus größte Teil der Betriebsanalysen des Bergwerkes wird, wie dies in solchen Betrieben üblich ist, aus einer größeren Zahl von Erzstücken (die z. B. alle aus derselben Wagenladung stammen) hergestellt. Sie geben einen Überblick über die mittlere Zusammensetzung der Versanderze. Solche Gemischanalysen sind schon viele hundert angefertigt worden. Die hochwertigen Fe- und Mn-Erze sowie die Eisen-Manganerze werden an einem Leseband aussortiert, so daß in eine Wagenladung z. B. nur gerade Roteisensteine kommen. Es handelt sich also bei den Gemischanalysen nicht um irgendwelche beliebige Mischungen von Kalk, Erz usw., sondern um Durchschnittswerte von ganz bestimmten Erzsorten. Die Analysenwerte solcher am Leseband aussortierter Wagenladungen sind auf den Figuren 31 und 32 eingetragen worden, wobei also jeder Punkt einem Durchschnittswert einer Erzsorte entspricht. Aus der Fülle der zur Verfügung stehenden Werte konnte nur ein beschränkter Teil ausgewählt werden; damit jedoch die ganze chemische Variabilität der Gonzenerze aus diesen beiden Figuren hervorgeht, wurden speziell auch diejenigen Analysen herausgesucht, die sich durch irgendeinen Extremwert bei einer der chemischen Komponenten auszeichnen. Ferner wurden die in Figur 30a in Dreiecksprojektion eingetragenen Handstückanalysen ebenfalls in diese Diagramme eingezeichnet und besonders kenntlich gemacht, damit der Chemismus der Erzgemische mit demjenigen der Einzelstücke verglichen werden kann. In beiden Figuren ist auf der Abszissenachse der Gehalt an Fe, auf der Ordinate die Gehalte an Mn, SiO_2, ($MgO + CaO + Al_2O_3$) und P abgetragen. Leider ist in den meisten technischen Analysen nur die Summe der Erdalkalioxyde inkl. Tonerde bestimmt worden, so daß es auf Grund dieser Analysen nicht möglich ist, auch die Variabilität der Tonerde und der einzelnen Erdalkalien zu übersehen. Die Häufung von Analysenpunkten in den Diagrammen entspricht den Haupterzen.

Die Figur 31 enthält nur Eisenerzanalysen. Es fällt sofort auf, daß vor allem Roteisensteine mit einem Gehalt von 46 — 62 % Fe das Hauptprodukt sind, und daß die Mehrzahl dieser Erze 48—59 % Fe enthält. Der mittlere Eisengehalt der Roteisensteine liegt etwa bei 53 %. Nur sehr selten und für spezielle Zwecke (Flußmittel) kommen auch kalkigere Eisenerze, vor allem die „Melierterze", zum Versand. Die Magererze enthalten 25—46 %, die Melierterze meistens noch weniger Eisen. Da die Handstückanalysen einen Gehalt von bis 65,5 % Fe aufweisen können, zeigt es sich, daß nur kleinere Erzstücke fast bis zur reinen Hämatitzusammensetzung ansteigen können, größere Erzstücke und Mittelwerte jedoch immer weniger hochwertig sind.

Der Mangangehalt der Roteisenerze liegt bei Einzelproben immer unter 0,5 % Mn, und auch die Durchschnittserze enthalten immer weniger als 1,5 %; bei den Magererzen kann der Gehalt bis auf 3,5 % ansteigen. Mit wachsendem Fe nimmt der Mangangehalt überdies deutlich ab, was darauf beruht, daß das Mangan in diesen Erzen karbonatisch gebunden ist. Da die Karbonate mit zunehmendem Eisengehalt abnehmen, muß auch Mn abnehmen. Der SiO_2-Gehalt beruht hauptsächlich auf dem Quarzgehalt der Erze. Die Chlorite spielen nur eine unbedeutende Rolle. Das SiO_2 steigt von etwa 2,5 % (bei 25 % Fe) auf durchschnittlich 7 % in den Roteisensteinen. Dies entspricht dem mikroskopischen Befund, der besagt, daß in hochwertigen Roteisensteinen Quarz reichlicher auftritt als in Magererzen. Sehr hochwertige Erze sind natürlich wieder SiO_2-ärmer, da sie fast nur aus Eisenoxyden bestehen. Die Mittelanalysen der Roteisensteine ergaben einen Gehalt von 5—8 % SiO_2. Drei Handstücke, welche besonders quarzreich waren, wurden zur Ermittlung der Extremwerte analysiert und ebenfalls projiziert. Sie enthalten 11—13,5 % SiO_2 und sind damit die SiO_2-reichsten Erze des Gonzen.

Der Tonerde-Erdalkali-Gehalt nimmt mit steigendem Eisengehalt sehr rasch ab. Auch hier liegen alle Analysenpunkte in einem relativ engbegrenzten Feld. Der größte Teil der Summe ($CaO + MgO + Al_2O_3$) wird von CaO bestritten; nur in den eisenreichsten Erzen sind alle drei Komponenten etwa gleich wichtig. Da sich alle Analysenwerte um eine Gerade scharen, die steil von links nach rechts abfällt, ist die Fe-Abnahme hauptsächlich durch eine zunehmende Verkalkung bedingt.

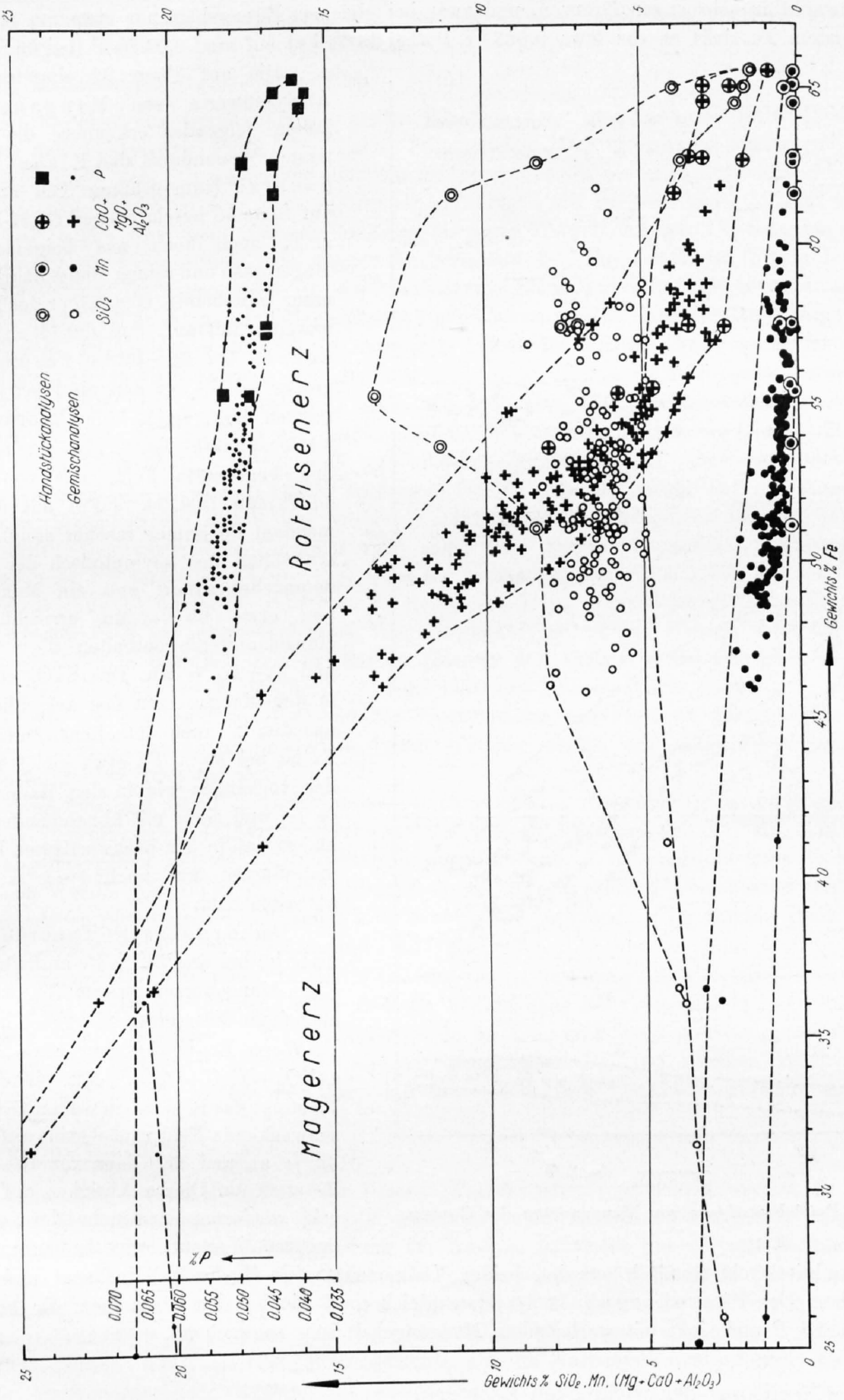


Fig. 31. **140 Betriebsanalysen von Eisenerzen des Gonzen.**
Auswahl aus den durch die Eisenbergwerk Gonzen A.G. hergestellten Analysen.

Dies ist die chemische Folge der seitlichen Verkalkung der Roteisenerzschicht. Der Phosphorgehalt schwankt in sehr engen Grenzen, und zwar bei gleichem Eisengehalt nur etwa um 0,01 %. Mit ansteigendem Fe sinkt er von etwa 0,063 % P (bei 25 % Fe) auf rund 0,04 % P (bei 65 % Fe).

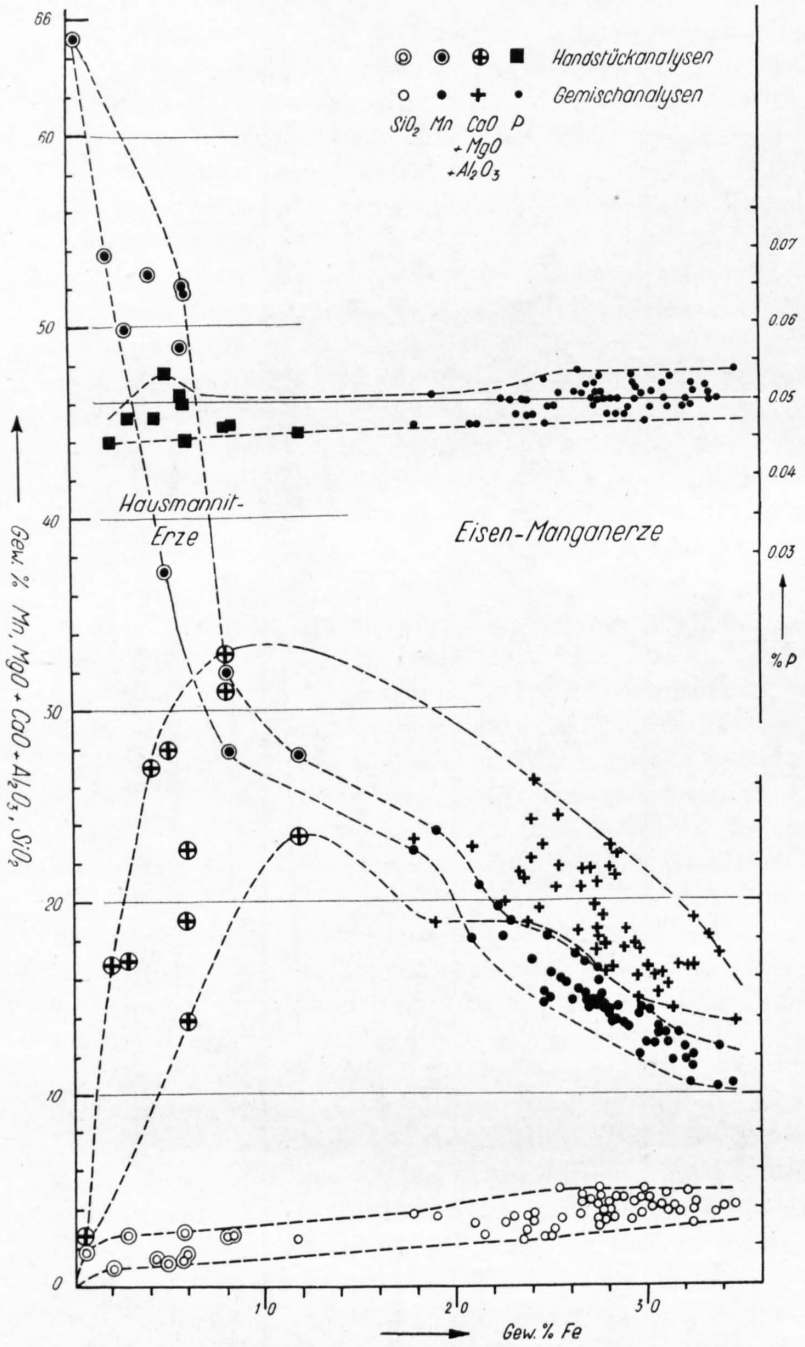


Fig. 32. **64 Betriebsanalysen von Manganerzen des Gonzen.**

Die auf Figur 32 eingetragenen Analysenwerte von Manganerzen lassen folgendes erkennen: die wichtigsten Versanderze sind Eisen-Manganerze (zum größten Teil aus den auf Seite 63 beschriebenen **GEM**-Erzen, z. T. auch noch aus beigemengten Magererzen und reinen Mangankarbonaterzen bestehend). Gegenüber der Eisenerzreihe fällt auf, daß der Mangangehalt bei 20—30 % Fe erheblich größer ist als bei den an Eisen gleich reichen Magererzen. Alle Mangan-Projektionspunkte liegen in einem sehr eng begrenzten Feld, das von etwa 11 % Mn (bei 34 % Fe) mit abnehmendem Fe immer rascher steigt, sich schließlich fast asymptotisch der Ordinatenachse nähert und ein Maximum von etwa 65 % Mn erreicht. Die Hausmanniterze enthalten 0—8 % Fe und 31—65 % Mn. Das SiO_2 stammt in den Manganerzen fast ausschließlich aus den in ihnen enthaltenen Chloriten. Es ist bei 30 % Fe etwa gleich reichlich vorhanden wie in den Magererzen (4 %) und sinkt mit abnehmendem Fe ab, so daß in den hochwertigsten Hausmanniterzen nur noch 1—2 % SiO_2 enthalten sind.

Der Erdalkali+Tonerde-Gehalt ist bei den 30 % Fe enthaltenden Eisen-Manganerzen wesentlich kleiner als bei den Eisenerzen mit gleich hohem Fe-Wert. Er beträgt nur etwa 16 % (Al_2O_3+MgO+CaO). Mit sinkendem Fe steigt das in ziemlich weiten Grenzen schwankende Feld zunächst bis auf etwa 32 % an und fällt dann von 10—0 % Fe stark ab. Dieses Absinken auf 0 % zeigt wiederum einen mehr oder weniger linearen Verlauf, was bedeutet, daß diese Erze praktisch ein Gemisch aus den beiden Komponenten (Ca-Mg-Fe-Mn)-Karbonat und Mn-Oxyd darstellen. Der Phosphorgehalt ist etwa gleich groß wie bei den Eisenerzen. Er beträgt im Mittel 0,05 % P und sinkt mit wachsendem Mangangehalt sehr schwach ab.

b) Der Chemismus der wichtigsten Erztypen.

Zur genaueren Abklärung der chemischen Zusammensetzung der wichtigeren Erztypen wurde

eine Reihe von Gesamtanalysen hergestellt, die in Tabelle 13 zusammengestellt sind. Die Analyse Nr. 8 wurde der Literatur entnommen **[92]**, bei den übrigen handelt es sich um neue Analysen.

a) Roteisensteine (Analysen 8 und 9).

Sie bestehen aus den Hauptgemengteilen Hämatit, Magnetit, Quarz und Kalzit (bis Ferrokalzit) und aus den Akzessorien Pyrit, Kupferkies, Stilpnomelan. Der Chemismus stimmt mit demjenigen überein, der aus dem Mineralbestand ableitbar ist; es sind somit keine Elemente in merklichen Mengen irgendwie getarnt. fm ist sehr hoch (größer als 97), al und alk nur sehr klein. si liegt unter 10 und steigt nur in gewissen, sehr quarzreichen Erzen bis gegen 20 (z. B. Analyse IX, Seite 95, dürfte diesen Wert erreichen). Entsprechend dem starken Vorherrschen der Eisenoxyde ist fe sehr hoch, mg und mn sehr niedrig. Da Stilpnomelan in den analysierten Erzen nur sehr untergeordnet auftritt, kann aus dem FeO-Wert direkt auf den Magnetitgehalt geschlossen werden. Das Verhältnis Magnetit: Hämatit beträgt z. B. in Analyse 8 1:0,23, in Analyse 9 1:2,1. Im letzteren Falle wurde im Anschliff das Verhältnis 1 : 2 durch Schätzung gefunden. Im übrigen geht schon aus den mikroskopischen Untersuchungen hervor, daß dieses Verhältnis sehr starken Schwankungen unterworfen ist. Die Tonerde, ein Teil des SiO_2 und des H_2O und wahrscheinlich auch die Alkalien sind an Stilpnomelan gebunden. Da in der Analyse 9 al $>$ si ist, muß man allerdings annehmen, daß auch noch andere Tonerdemineralien oder sehr al-reiche Chlorite vorliegen. Der CO_2-Gehalt beruht auf der Anwesenheit von Karbonat, besonders von Kalzit. Die Analyse 8 zeigt, daß co_2 etwas größer als c ist, daß ferner kein Mg auftritt. Das vorhandene Karbonat muß somit dem Ferrokalzittypus (*α*, S. 32) angehören. In Analyse 9 ist bei fehlendem Ca und CO_2 etwas Mg vorhanden, das offensichtlich aus dem Stilpnomelan stammt. Wichtig ist ferner die sehr geringe Menge von Titan. Obwohl fast in jedem Erzstück kleinste Kupferkieskörnchen auf mikroskopischem Wege nachgewiesen werden können, fehlt Cu in der Analyse 9 gänzlich. In dem fast rein oxydischen Eisenerz der Analyse 8 ist Phosphor nur in Spuren zugegen, er ist aber etwas reichlicher in dem unreineren Eisenoxyderz (Analyse 9) vertreten und stimmt hier mit dem normalen P-Gehalt der Roteisensteine von Figur 31 überein (0,052 % P). Da bei der Auswahl des Analysenmaterials darauf geachtet wurde, daß keine Pyritisierungszonenteile verwendet werden, fehlt Schwefel.

Vergleicht man die Roteisensteine mit solchen anderer Lagerstätten, so findet man, daß nach den von Schneiderhöhn **[115]** zusammengestellten Werten der Gehalt an Fe, Mn, Al_2O_3, CaO und MgO ziemlich genau mit den Lahn-Dillerzen übereinstimmt, wobei auch die Grenzen innerhalb von ähnlichen Werten schwanken. Der Phosphorgehalt scheint dagegen in den Lahnerzen wesentlich größer zu sein, da er dort zwischen 0,3 und 0,4 % P schwankt, während er im Gonzen rund 0,05 beträgt. Der SiO_2-Gehalt beträgt in den Lahnerzen im Mittel 17—18 % und ist somit dort erheblich reichlicher vertreten als im Gonzen, wo der Mittelwert etwa 6 % beträgt. Es gibt allerdings auch im Lahngebiet Erze, welche weniger SiO_2-reich sind. Es besteht aber mit vielen andern Lagerstätten ebenfalls eine weitgehende chemische Übereinstimmung. So ist z. B. auch eine gewisse chemische Verwandtschaft zu den Eisenerzen des Val Ferrera zu konstatieren. Die von dortigen Erzen angefertigten Analysen sind jedoch so unvollständig, daß keine genaueren Vergleiche gezogen werden können.

β) Die Melierterze (Analyse Nr. 10).

Diese Erze können auch mit dem Namen „Flußeisenstein" bezeichnet werden, da sie viel Kalk enthalten. Die Hauptgemengteile Hämatit und Ferrokalzit bestimmen weitgehend den chemischen Charakter dieser Erze. (Bei der Herstellung der Analyse 10 wurde nur der rote Kalkanteil des Erzes verwendet, nicht aber die grauen, reinen Kalkknollen, welche sehr häufig in diesem Erz auftreten.) Da c $<$ co_2 ist, muß noch ein Teil des fm im Karbonat gebunden sein. Die Summe der Molekularwerte von MgO, MnO, FeO, CaO und der Alkalioxyde stimmt fast genau mit der Molekularzahl von CO_2 überein, was zeigt, daß diese Elemente alle im Karbonat eingebaut sind. Es handelt sich um den röntgenographisch als einheitlich nachgewiesenen Ferrokalzit, dessen Zusammensetzung aus dieser Analyse berechnet und auf Tabelle 4 (s. S. 32) als *α*-Typus eingetragen worden ist. Auffallend ist dabei das relativ hohe alk, das karbonatisch gebunden sein muß. — Der Fe_2O_3-Gehalt entspricht

Tabelle 13.

Analysen von Erzen des Gonzenlagers.

	Nr. 8	Nr. 9	Nr. 10	Nr. 11	Nr. 12	Nr. 13	Nr. 14
	Hämatit-erz ([92], S. 256)	Roteisen-erz	Melierterz (nur roter Kalkanteil)	Eisen-Manganerz ziegelrot	Graues Mangan-karbonaterz	Hausmannit-erz	Tonschiefer-einlagerung in Roteisenerz
SiO_2	4,79	1,18	2,49	1,95	3,42	1,86	17,68
Al_2O_3	0,00	1,30	1,29	0,72	1,06	1,15	11,97
Fe_2O_3	69,04	85,73	20,91	8,54	0,00	0,72	2,77
FeO	23,88 *)	10,16 *)	4,78	14,12 *)	1,56	n. b.	32,28
MgO	0,00	0,30	0,94	5,16	2,42	0,60	3,60
MnO	0,00	0,06	0,66	19,11	46,43	57,59	0,25
MnO_2	—	—	—	—	—	30,62 *)	—
CuO	—	0,00	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	0,00	—
CaO	0,70	0,00	35,16	12,44	6,01	2,04	12,53
BaO	—	0,00	—	0,10	0,00	0,69	—
Na_2O	0,00	0,08	0,39	0,66	0,56	0,01	0,74
K_2O	0,00	0,25	0,16	0,20	0,36	0,63	0,22
TiO_2	0,25	Sp.	Sp.	Sp.	0,00	0,00	0,46
+ H_2O	0,55	0,77	0,62	1,12	0,82	1,28	5,97
− H_2O	0,11	0,05		0,00	0,10	0,15	0,36
CO_2	0,67	Sp.	32,58	35,48	37,60	2,31	8,58
P_2O_5	0,01	0,12	0,31	0,40	0,12	Sp.	2,37
S	0,00	0,00	—	0,00	0,00	—	0,38
SO_3	—	—	—	—	—	0,35	—
V_2O_5	—	—	—	—	—	0,00	—
C	—	—	—	—	—	—	Sp.
	100,00	100,00	100,29	100,00	100,46	100,00	100,16
Analytiker:	J. Jakob.	W. Epprecht.					
si	6,5	1,6	4,4	3,3	6,5	2,4	28,1
al	0	2,0	2,7	1,5	2,4	1,8	22,3
fm	99	97,7	27,5	73,8	83,9	94,8	55,0
c	1	0,0	67,8	23,3	12,2	2,9	21,3
alk	0	0,3	2,0	1,4	1,5	0,5	1,4
k	—	0,33	0,09	0,16	0,29	0,97	0,16
mg	0,00	0,01	0,09	0,18	0,08	0,01	0,15
mn	0,00	0,00	0,04	0,38	0,89	0,98	0,01
fe	1,00	0,99	0,87	0,44	0,03	0,01	0,84
p	0,01	0,14	0,46	0,59	0,18	0,00	3,19
ti	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55
h	2,5	3,6	3,6	6,5	5,8	6,2	33,6
co_2	1,2	0,00	76,8	84,7	97,6	4,1	18,6
so_3	—	—	—	—	—	0,3	—
s	—	0,00	—	0,00	0,00	—	1,1
$\frac{c}{fm}$	0,01	0,00	2,46	0,32	0,15	0,03	0,39

der Hämatitmenge (ein geringer Teil von Fe^{III} und Fe^{II} ist wahrscheinlich noch im Chlorit enthalten). Der Hämatit macht etwa $^1/_5$ des Erzgewichtes aus. fe ist auch in diesem Erz fast 1, mn und mg sind sehr klein, aber doch schon merklich größer als in den Roteisenerzen. al und si weichen nicht

*) Es wurde alles Fe bzw. Mn als Fe_2O_3 bzw. MnO bestimmt, da bei so hohen Fe- bzw. Mn-Gehalten die übliche FeO- und MnO_2-Bestimmung versagt. MnO_2 bzw. FeO wurden in diesem Falle aus dem Analysenüberschuß (bzw. Manko) berechnet, indem die Differenz zu 100,00 als Sauerstoff in Rechnung gestellt wurde.

wesentlich von den Roteisensteinen ab, immerhin ist SiO_2 weniger wichtig als in den meisten Roteisensteinen. Dagegen ist in den Melierterzen der Phosphorgehalt erheblich höher als in den vorwiegend oxydischen Roteisensteinen, was darauf beruht, daß die Melierterze immer sehr viele Mikroorganismenreste enthalten, welche ja auch in reinen Kalken den P-Gehalt merklich erhöhen.

Dieser Erztypus könnte mit dem Flußeisenerz der Lahn-Dillmulde verglichen werden, doch ist jenes erheblich si-reicher als unser Melierterz. Ferner nimmt dort mit zunehmendem c der P_2O_5- und MnO-Wert deutlich ab, in unserem Falle ist gerade das Gegenteil der Fall. Im Vergleich zu den ebenfalls c-reichen Eisenoolithen des westeuropäischen Doggers sind die Gonzenmelierterze viel SiO_2- und Al_2O_3-ärmer. $\frac{c}{fm}$ ist in den Melierterzen bedeutend größer als in den Eisenoolithen.

γ) Das Eisen-Manganerz (Analyse 11).

Dieser immer zwischen die reinen Eisen- und reinen Manganerze eingeschaltete Erztypus weicht in seiner Zusammensetzung merklich von den Melierterzen ab, obwohl er auch fast ausschließlich aus Hämatit und Karbonat aufgebaut ist. Das Karbonat ist jedoch hier ein Manganoankerit (γ-Typus, S. 33), der dem Rhodochrosit näher steht als dem Kalzit. Auch der hohe Magnesiumgehalt dieses Karbonates ist auffallend. Ein Teil von fm ist oxydisch gebunden (Hämatit), der andere karbonatisch. alk ist wiederum im Karbonat enthalten und si und al, die beide sehr klein sind, dürften auch hier durch den geringen Stilpnomelangehalt hervorgerufen werden. Der p-Wert ist relativ hoch, was auf den großen Mikrofossilgehalt zurückgeführt werden kann.

δ) Die Mangankarbonaterze (Analyse 12).

Sie bestehen zum größten Teil aus Karbonat ($co_2 = 98{,}6$). Untergeordnet ist auch Chlorit vorhanden, auf den die geringen SiO_2-, Al_2O_3- und H_2O-Gehalte zurückzuführen sind. Das hohe mn zeigt, daß das Karbonat rhodochrositartig sein muß, aber auch etwas Fe und Ca enthält. Die Identität $fm + c + alk = co_2$ besagt, daß auch in diesem Erz die Alkalien als Karbonat vorliegen müssen. Die Zusammensetzung des Karbonatanteiles dieses Erzes ist auf Seite 33 als δ-Typus, als ankeritischer Rhodochrosit charakterisiert worden. Magnesium ist in diesem Erz nur in geringen Mengen zu finden, tritt aber doch häufiger auf als in den karbonatreichen Eisenerzen. Gegenüber anderen CO_2-reichen Erzen ist der Phosphorgehalt hier nur gering, was wahrscheinlich darauf zurückgeht, daß darin fast keine Organismenreste zu finden sind.

Erze von ähnlicher Zusammensetzung und ähnlichem Mineralbestand sind mir von anderen Lagerstätten nicht bekannt. Immerhin bestehen gewisse chemische Beziehungen zu den Manganerzen des Val Ferrera. Die Elemente Fe, Mn, Si, Ca, Mg, P sind dort in ähnlichen Mengen vorhanden, obwohl es sich dort um oxydische Manganerze handelt. Ferner sind die ebenfalls oxydischen Manganerze der bulgarischen Oberkreide-Tertiär-Eruptivzone (J. Kostov **[73]**) mit Ausnahme des beträchtlich höheren SiO_2-Gehaltes ähnlich aufgebaut.

ε) Hausmanniterze (Analyse 13, ferner XIV-XXI).

Das zu über 80 % aus Hausmannit bestehende Erz der Analyse 13 enthält etwas Manganosit, Chlorit und Karbonat. Ca, Mg und Fe (wahrscheinlich ist hauptsächlich Fe'' und nur untergeordnet Fe''' zugegen) scheinen im Karbonat gebunden zu sein, da die Summe ihrer Molekularwerte mit demjenigen von CO_2 übereinstimmt. Demnach würde es sich um ein ankeritisches, Ca-reiches Karbonat handeln. Nach den röntgenographischen Untersuchungen muß der Hausmannit praktisch rein sein. Wenn man aus den MnO- und MnO_2-Werten den Hausmannitgehalt berechnet, so bleibt ein Rest von 7,5 Gew.-% MnO, der als Manganosit vorhanden ist. Der Phosphorgehalt ist bei dem reinen Erz (Analyse 13) sehr gering, in den karbonatreicheren Analysen XIV-XXI jedoch höher, und zwar etwa gleich hoch wie in den Roteisensteinen. Gegenüber fast allen sedimentären Manganerzen (Verwitterungserze, See-Erze, marine Manganoolithe) ist die vorhandene Phosphormenge sehr gering; sie ist etwa gleich groß wie in den exhalativ-sedimentären Manganerzen Bulgariens (Kostov **[73]**). Ein geringer Bariumgehalt ist stets nachweisbar, der molekular mit dem SO_3-Wert übereinstimmt, was bedeutet,

daß alles Ba in Baryt gebunden ist. Vanadium und Zink, die beide oft das Mangan geochemisch begleiten, konnten nicht gefunden werden, obwohl Methoden angewandt wurden, mit denen auch geringe Mengen dieser Elemente nachgewiesen werden können (s. S. 22).

ξ) Tonige Trennschiefer (Analyse 14).

Die schwarzen, tonigen Schiefereinlagerungen, welche die verschiedenen Erzbänke voneinander trennen, weichen in ihrer Zusammensetzung sehr stark von den angrenzenden Erzen ab. Das analysierte Schieferchen lag zwischen zwei Roteisenerzschichten und bestand aus den Hauptgemengteilen Chlorit und Kalzit, den Nebengemengteilen Pyrit und einer unbestimmbaren dunklen Masse, die sicher etwas Graphit enthielt. Versucht man aus der Analyse die Zusammensetzung der einzelnen Mineralien zu berechnen, so fällt zunächst auf, daß $co_2 < c$ ist. Nimmt man an, daß reiner Kalzit vorhanden sei, so bleibt nach dem völligen Verbrauch von CO_2 noch ein Ca-Rest übrig. si, al, fm, alk, h und ti sowie etwas c liegen somit in der unbestimmbaren Masse und im Chlorit. Nimmt man beispielsweise an, daß ein grüner Stilpnomelan von der Zusammensetzung der Analyse 3 (S. 38) vorliege, so bleibt nach der Stilpnomelanbildung noch al, fm und h übrig, weshalb entweder ein al-reicherer Chlorit zugegen ist, oder aber noch andere unbestimmbare Aluminium-Eisenverbindungen, vielleicht Hydroxyde, vorhanden sind. Bei der Bildung der Schiefer müssen stark reduzierende Kräfte wirksam gewesen sein, da sonst der hohe FeO-Gehalt und die Anwesenheit von Graphit nicht erklärt werden könnte. Möglicherweise spielte H_2S eine gewisse Rolle, da immer Pyrit vorhanden ist, ja sogar pyritisierte Mikroorganismen auftreten.

c) Chemische Gehaltsschwankungen im Erzprofil.

Wenn man die mittlere Zusammensetzung der verschiedenen Erztypen in Rechnung setzt, so kann man die chemischen Veränderungen innerhalb der Erzprofile ziemlich gut beurteilen. Es sei hierzu auf das Profil der Tafel II, das Stereogramm (Taf. I) und die oben angeführten Analysen hingewiesen. Zur genaueren Beurteilung der Gehaltsschwankungen genügen diese Angaben jedoch nicht. Es ist noch notwendig, die Veränderung der chemischen Zusammensetzung des Erzes an Hand von einzelnen Profilen zu erläutern. Zu diesem Zwecke wurden von einem reinen Eisenerzprofil aus dem Lagerzentrum und einem Eisen-Manganerzprofil aus dem Bereiche des nordwestlichen Manganerzlagers alle auftretenden Erztypen analysiert, und zwar zum Teil vollständig (Analysen 6, 7, 9, 11, 12, 13), zum Teil nur unvollständig (Analysen I–XIII). Das Ergebnis ist auf den Figuren 33 und 34 graphisch dargestellt.

Das reine Eisenerzprofil (Fig. 33) besteht im untersten und obersten Teile aus dünnen, kalkreichen Schichten, in der Mitte aus reinem Roteisenstein. Die untersten 10 cm sind kalzitreich, enthalten aber schon viel Hämatit (± Magnetit) und Quarz. Stilpnomelan ist unten nur spärlich vorhanden, wird aber nach oben immer häufiger. Nach oben nimmt der Gehalt an Eisenoxyden rasch zu, an Kalzit jedoch ab. Quarz nimmt nach oben mengenmäßig zuerst zu, dann wieder ab. Kalzit nimmt erst im obersten Teile wieder zu. Diese Mineralgehaltsschwankungen spiegeln sich in der Veränderung der chemischen Zusammensetzung deutlich wieder. Die Fe-Kurve steigt von der unteren Erzgrenze von einem an und für sich schon sehr hohen Wert bis in die quarzarmen, mittleren Roteisensteinschichten an, bleibt dann ziemlich konstant, um erst im obersten Drittel wieder abzusinken. Der Eisengehalt liegt aber immer über 50 %, und zwar bis dicht an die Grenzen Erz/Nebengestein. Die SiO_2-Kurve steigt von zuunterst nach oben rasch an (Quarzzunahme), sinkt dann auf ein Minimum herab (Quarzabnahme), um hierauf nochmals anzusteigen (Stilpnomelanzunahme). Die Kurve liegt innerhalb des Erzkörpers immer beträchtlich über den Werten, die sie innerhalb der Nebengesteine einnimmt, und verändert sich an der Grenze des Erzkörpers sprunghaft. Die CaO-Kurve entspricht genau der Kalzithäufigkeit, d. h. CaO ist gegen die untere und obere Lagergrenze reichlicher vorhanden als in der Schichtmitte. Kalzit nimmt vom reinen Kalk ins Erz hinein nicht kontinuierlich ab, sondern wird an den Lagergrenzen sprunghaft seltener. Genau gleich verhalten sich Mn und MgO, die beide zuunterst und zuoberst am reichlichsten auftreten, aber in minimalen Mengen im Roteisenstein zugegen

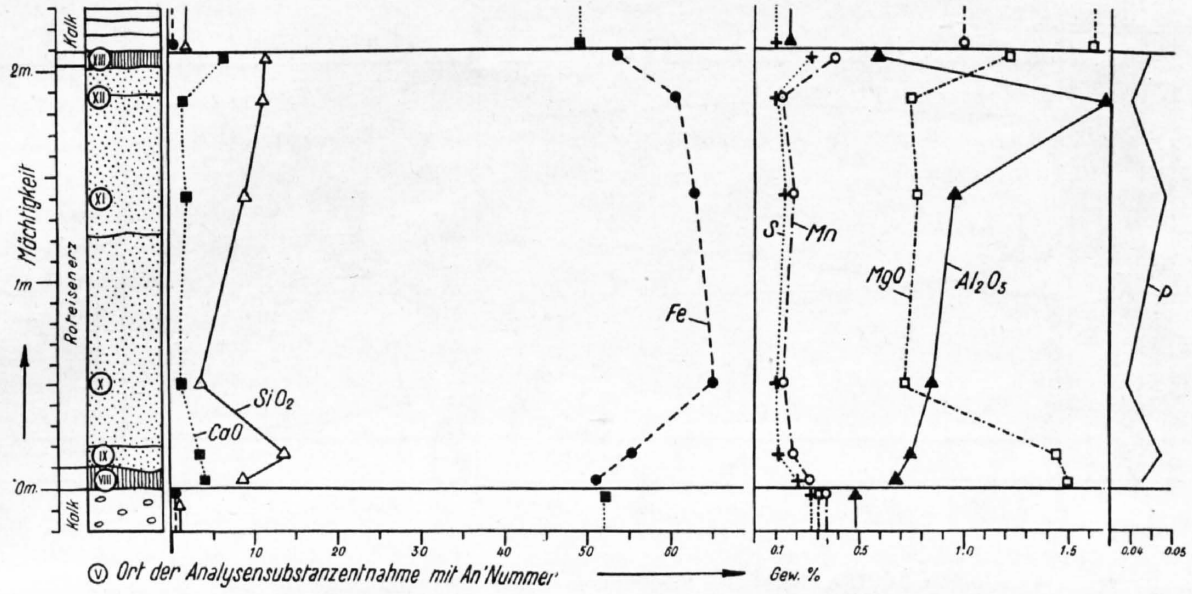


Fig. 33. **Die chemische Variation in einem reinen Eisenerzprofil.**
Profil aus dem Lagerzentrum, 809 m ü. M. Signaturen im Profil links wie auf Tafel II (siehe dort).

sind. Gegen den Plattenkalk hin treten wiederum ziemlich sprunghafte Gehaltsänderungen auf, gegen das Liegende ist jedoch keine große Mangangehaltsveränderung festzustellen. MgO steigt vom Kalk ins Erz hinein plötzlich an und verhält sich damit gerade umgekehrt zu CaO. Der S-Gehalt ist in den kalknahen Erzen etwas größer als im Innern der Erzschicht, weicht aber nicht stark von dem Gehalt der Nebengesteine ab. Phosphor variiert in diesem Profil nur unbedeutend, und zwar ohne deutlichen Zusammenhang mit den Schwankungen der übrigen Stoffe. Gegen den Kalk ist ein sprunghafter Anstieg zu bemerken.

H. Saemann **[110]** hat entsprechende Analysenprofile durch die Dogger-Eisenoolithschicht des Fricktales veröffentlicht, die von unserem Roteisensteinprofil stark abweichen. Im Gonzen hängt SiO_2 nicht vom Fe-Gehalt ab, im Fricktaler Oolith entspricht hingegen jedem Fe-Anstieg eine SiO_2-Abnahme und umgekehrt. Die Beziehungen zwischen Fe und CaO sind in beiden Lagerstätten ähnlich. CaO nimmt immer dort zu, wo Fe abnimmt. Dagegen verhalten sich MgO und Mn in den beiden Lagern wiederum sehr verschieden: im Gonzen variieren die MgO- und Mn-Werte konform mit der CaO-Kurve, im Fricktal sind diese beiden Stoffe durch die ganze Schicht hindurch mengenmäßig annähernd konstant. Der Tonerdegehalt nimmt in beiden Lagerstätten von unten nach oben zu. Phosphor wird im Oolith nach oben seltener, während die Schwefelmenge darin in der ganzen Schicht annähernd konstant bleibt.

Das Eisen-Manganerzprofil (Fig. 34) entspricht in seiner unteren Hälfte, d. h. in der Roteisensteinschicht, genau der unteren Hälfte des reinen Roteisenprofiles. Bis zur scharfen Grenzfläche Eisenerz/Eisenmanganerz (Grenze zwischen unterer und mittlerer Gonzenlagerschicht) sind die gleichen Gehaltsschwankungen von Fe, Mn, SiO_2, CaO, MgO, Al_2O_3, P und S zu konstatieren wie auf der Figur 33. Auch der absolute Betrag der einzelnen Stoffe ist in diesen Abschnitten beider Profile sehr ähnlich. Die untere Gonzenlagerschicht ist also im Lagerzentrum chemisch gleich zusammengesetzt wie unter dem Manganerzlager. An der oberen Grenze der unteren Gonzenlagerschicht vollzieht sich gegen das Manganerzlager ein sprunghafter Chemismuswechsel, der den Verlauf der Roteisen-Gehaltskurven jäh abbricht. Nach oben hin steigt nun der Mn-Gehalt schnell an, um erst zuoberst wieder abzusinken. Genau den entgegengesetzten Verlauf hat die Fe-Kurve. Der CaO-Gehalt steigt zuerst stark an, sinkt aber nach Erreichung eines Maximums (im Karbonaterz) wieder auf ein im Hausmanniterz gelegenes, schwächeres Minimum ab. Im oberen Mangankarbonaterz ist wieder mehr CaO vorhanden. CaO ist demnach überall dort

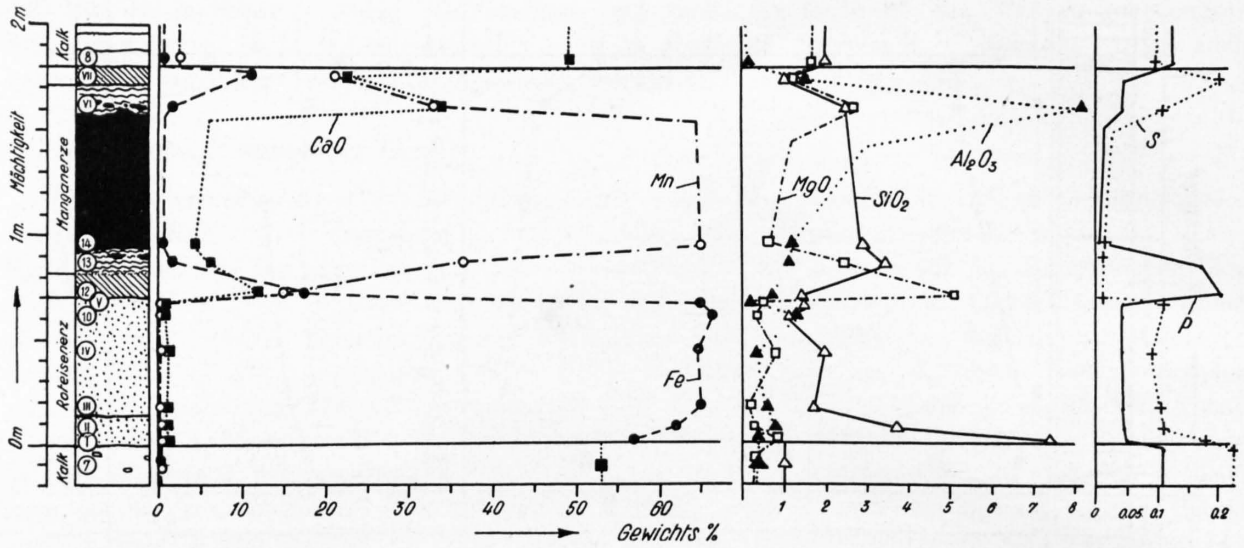


Fig. 34. **Die chemische Variation in einem Eisen-Manganerzprofil.**
Profil aus dem nordwestlichen Eisen-Manganerzlager, 960 m ü. M. Signaturen zum Profil links siehe Tafel II.

häufig, wo Karbonaterze auftreten. Die MgO-Kurve ist der CaO-Kurve ähnlich und zeigt ebenfalls in den Karbonaterzschichten deutliche Maxima. Das ausgeprägteste Maximum liegt innerhalb des Eisen-Manganerzes. Die Al_2O_3-Kurve bleibt in ihrem Charakter trotz der Manganerzeinlagerung gleich wie im Roteisenerzprofil. An der Diskontinuitätsfläche ist allerdings ein kleines Teilminimum vorhanden, sonst aber steigt der Tonerdegehalt langsam von unten nach oben und schnellt im obersten Teile auf ein Maximum hinauf, das hier ausgeprägter ist als im Roteisenerzprofil. Die SiO_2-Kurve verläuft von der unteren Manganerzgrenze an wesentlich anders als in der oberen Eisenerzprofilhälfte: sie steigt auf ein Maximum in der Mangankarbonatschicht (viel isotroper Chlorit) und sinkt nach oben langsam ab, also gerade umgekehrt zu Figur 33. Der Schwefel-Gehalt ist im Gebiete der Manganerze minimal, sonst aber verläuft die S-Kurve entsprechend wie im Roteisenerzprofil, wobei deutliche Maxima bei den Schichtgrenzen zu erkennen sind. Die P-Kurve zeigt klar, daß überall dort, wo Karbonaterze vorkommen, auch der Phosphorgehalt groß ist, daß aber im Bereiche der oxydischen Erze Minima liegen. Genau so wie im Eisenerzprofil, verändern sich auch in diesem Falle die Kurven an der Erzgrenze hiatusartig.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die chemische Variation im Lagerprofil ganz bestimmten Gesetzen unterworfen ist Eisen und Mangan sind weitgehend getrennt. SiO_2 ist zuunterst am reichlichsten vorhanden, steigt aber — je nachdem ob Manganerz vorhanden ist oder nicht — schon in der Schichtmitte oder erst im obersten Drittel nochmals auf ein Maximum an. Al_2O_3 wird von unten nach oben immer häufiger und sinkt an der oberen Erzgrenze jäh ab. CaO und MgO sind überall dort reichlich vorhanden, wo Karbonaterze auftreten, also besonders in der Nebengesteinsnähe und in der Übergangszone zwischen den Eisen- und Manganerzen. Schwefel ist in den kalknahen Partien am reichlichsten vertreten. (Bei der Auswahl der Analysenprofile wurde darauf geachtet, daß keine Pyritisierungszonen in der Nähe liegen.) Der Phosphorgehalt ist in den Karbonaterzen wesentlich größer als in den oxydischen. Das reine Eisenerzprofil zeigt, daß die Abfolge untere—mittlere—obere Gonzenlagerschicht chemisch nicht zum Ausdruck kommt, sondern daß eine kontinuierliche Kurvenänderung von unten bis zuoberst stattfindet. Dieser kontinuierliche Zyklus ist in den Manganlagern unterbrochen. Im Lagerzentrum ist in der mittleren und oberen Gonzenlagerschicht innerhalb des Roteisensteines keine Mn-Zunahme feststellbar. Mangan ist also nur dort in merklicher Menge vorhanden, wo die Erze auch makroskopisch deutlich als Manganerze zu erkennen sind. Trotz der Unterbrechung des chemischen Zyklus, der sich im Roteisenprofil zeigt, gelten auch im Manganerzlager dieselben Gesetze der Gehaltsvariationen wie im reinen Eisenerz.

d) Elementhäufigkeit, Verbindungsart und geochemische Stellung des Erzlagers.

Im Gonzenlager sind die Elemente Fe, Mn, O und C besonders reichlich vorhanden. Etwas weniger wichtig sind Ca und Si sowie Mg, in spärlicher Menge sind Al, S, Na, K, Ba, H, P, Ti, Cu, Zn und Cl, F nachweisbar. Diese Elementvergesellschaftung gehört in die geochemisch weit verbreitete Eisen-Manganoxyd-Karbonat-Gruppe. Es gibt sowohl in der rein magmatischen wie in der rein sedimentären Abfolge Lagerstätten, welche diesem chemischen Typus angehören. Geochemisch gesehen liegt also ein Konvergenztypus vor.

Die Analysen und der Mineralbestand zeigen, daß innerhalb der eigentlichen Erze praktisch nur die oxydische und die karbonatische Bindungsart eine Rolle spielen, die silikatische Bindung tritt sehr zurück, herrscht jedoch in den Trennschiefern, Zerrklüften und hydrothermalen Adern manchmal vor. Die Sulfide sind im Erz nur in sehr geringen Mengen vorhanden, spielen aber im Bereiche der hydrothermalen Adern oft eine große Rolle.

Ein zweites auffallendes Charakteristikum ist die weitgehende Trennung von Eisen und Mangan innerhalb der Lagerstätte, da nie oxydische Eisenmineralien mit Manganoxyden vergesellschaftet sind. Der Übergang von Eisenoxyd- zu Manganoxyderzen vollzieht sich immer über eine karbonatische Zwischenzone, die gegen das Eisenerz eisenreich (**GEM**-Typus), gegen das Manganerz manganreich (**GM4**-Typus) ist. Die oxydischen Erze sind also entweder Fe-reich oder sehr Mn-reich; in den Erzen mit vorwiegend karbonatischem Mineralbestand ist hingegen die Trennung der beiden Schwermetalle weniger stark ausgeprägt. Es gibt karbonatreiche Eisenerze mit etwas Mangan und Mangankarbonaterze mit geringen Mengen Eisen. Die manganreichen Karbonaterze sind immer auch relativ magnesiumreich. Das Eisen neigt viel weniger dazu, in die karbonatische Bindung einzugehen als das Mangan. Dies wird schon dadurch deutlich, daß die seitliche Verkalkung des Erzes nicht etwa in einer Zunahme von karbonatisch gebundenem Eisen besteht, sondern in einer starken Zunahme von Kalzit (Ferrokalzit) in einer gleichzeitig immer lockerer werdenden Hämatitdispersion. Aber auch beim Übergang von Eisenerzen in Manganerze ist das Eisen vorwiegend in feindispersem Hämatit eingebaut, der gegen das Manganerz immer spärlicher wird. Immerhin liegt der Hämatit in diesem Falle in einer Karbonatmischkristallmasse, deren A-Atomplätze zu zirka $^1/_5$ durch Eisenatome besetzt sind. Die Abneigung des Eisens gegen die Karbonatbildung geht auch aus den Kluftparagenesen hervor, in denen zwar oft Rhodochrosit in großer Menge, nie aber reichlich Siderit vorhanden ist. Demgegenüber besteht die seitliche Verkalkung der Mn-Erze in einem Übergang von Mn_3O_4 in $MnCO_3 + CaCO_3$. Anderseits ist beim Eisen die Tendenz zur Silikatbildung viel größer als beim Mangan. Stilpnomelan und andere chloritische Substanzen sind ja in den Eisenerzen immer in geringer, in den Trennschiefern und in den Klüften sogar oft in großer Menge vorhanden. Es ist allerdings nicht ganz sicher, ob vielleicht der isotrope Chlorit, der in den Manganerzen stellenweise recht häufig ist, ein Manganchlorit ist. Immerhin findet man die Eisensilikate viel häufiger als diese fraglichen Mangansilikate. Bei den Sulfiden treten nur Pyrit und Kupferkies auf, nie aber Mangansulfide. Adern, welche sowohl Eisenerze wie auch Manganerze durchqueren, können im Roteisen sehr viel Pyrit enthalten, führen aber im Manganerzabschnitt nie Mangansulfid. Das Eisen zeigt demnach die Tendenz, auch sulfophil aufzutreten, während Mangan rein oxyphil ist.

Der SiO_2-Gehalt beruht in den vorwiegend oxydischen Erzen zum größten Teil auf Quarz. Silikate spielen in ihnen nur eine sehr geringe Rolle. In karbonatischen Erzen und Adern ist dagegen der Silikatanteil oft recht groß, Quarz häufig fehlend. Die Tonerde ist immer in Alumosilikaten gebunden.

Kalzium ist in allen Erzen (mit Ausnahme der hochwertigsten Oxyderze) in deutlicher bis großer Menge vorhanden. Es fehlt fast gänzlich in den Alumosilikaten (Chloriten) und hat die Tendenz zu rein karbonatischer Bindung. Es ist in allen Karbonaten in großer Menge, wenn nicht fast ausschließlich anwesend. Es scheint, daß bei der Erzbildung ständig größere Mengen Kalzium vorhanden waren, die sofort zur Kalzitbildung Anlaß gaben, sobald die Bedingungen für eine Karbonatausscheidung erfüllt waren. Magnesium ist immer in viel geringerer Menge zu finden, als Kalzium,

bevorzugt aber ebenfalls die karbonatische Bindung. Es ist besonders reichlich in den hydrothermalen Adern (Paraganese 15) und in der karbonatischen Übergangszone zwischen Eisen- und Manganerzen zugegen. Es ist aber zum Teil auch silikatisch gebunden, besonders im Ripidolith, untergeordnet auch im Stilpnomelan. Magnesium verhält sich somit ähnlich wie das Eisen, denn überall dort, wo genügend SiO_2 und Al_2O_3 vorhanden war, ging Magnesium in die Chlorite ein.

Immer sind geringe Mengen Alkalien vorhanden, die in den Karbonaterzen stets als Karbonate auftreten. Es wurde versucht, festzustellen, ob freie Alkalikarbonate anwesend seien, indem an pulverisierten Karbonaterzen Wasserauszüge gemacht wurden. Die Resultate waren jedoch nicht eindeutig, so daß es nicht ausgeschlossen ist, daß ein Teil der Alkalien im Kalzitgitter eingelagert ist. In den Erzen ist alk nie größer als 2, und zwar in den karbonatischen Erzen 1,4—2, in den oxydischen 0—0,5. Die karbonatischen Erze weisen eine deutliche Na-Vormacht auf, indem k meistens kleiner als 0,3 ist. In den fast nur aus Oxyden bestehenden Roteisensteinen ist Kalium jedoch reichlicher vorhanden, was vielleicht darauf beruht, daß das Na-Atom eine Raumbeanspruchung hat, die derjenigen der normalerweise im Kalzitgitter eingebauten A-Atome nahesteht, wodurch trotz der Einwertigkeit von Na eine gewisse Einlagerungsmöglichkeit im Kalzitgitter besteht. In den Oxyderzen, die fast keinen Kalzit enthalten, wäre dadurch dem Natrium die Möglichkeit genommen, eingebaut zu werden. Mit sinkendem Na-Gehalt kommt ohne weiteres das Kalium mehr zur Geltung. Das Kalium zeigt deutlich die Tendenz, in Manganerzen reichlicher aufzutreten als in den Eisenerzen. Einige Analysen von Oolitherzen aus England (Hallimond **[45]**) zeigen, daß in solchen Erzen der Alkaligehalt innerhalb derselben Grenzen schwankt wie in den Gonzenerzen, daß aber der Kaliumgehalt dort viel größer ist, da sich die Adsorption von Kalium an Tonerdemineralien deutlich bemerkbar macht.

In geochemischer Hinsicht sind die in geringer Menge vorhandenen Elemente ebenso wichtig wie die häufigen. So ist z. B. Barium deutlich an das Barytvorkommen in Manganerzen gebunden und fehlt in den Eisenerzen gänzlich. Dies stimmt also mit der geochemischen Regel überein, nach welcher Barium häufig mit Mangan zusammen vorkommt. In genetischer Hinsicht ist allerdings diese Verwandtschaft nicht unbedingt charakteristisch, da sowohl in Lagerstätten der magmatischen Abfolge wie in solchen sedimentären Ursprungs Mn und Ba zusammen vorkommen. In sedimentären Erzen steigt oft mit zunehmendem Mangangehalt auch der Bariumwert, so z. B. in den Eisen-Mangan-Seeerzen (J. H. L. Vogt **[137]** und W. v. Engelhardt **[24]**). In den magmatischen Abkömmlingen gilt diese Regel nicht. Der Baryt aus den Gonzen-Adern stammt stofflich aus dem angrenzenden Erz. Dabei scheint zunächst die Herauslösung des Barytes aus den Manganerzen wegen seiner Schwerlöslichkeit fragwürdig; Engelhardt hat aber gezeigt, daß die Löslichkeit (besonders bei Anwesenheit von freier Salzsäure oder Alkalichloriden) immer noch so groß ist, daß eine Herauslösung durch wässerige Lösungen aus dem Nebengestein ohne weiteres möglich ist.

Kupfer ist sowohl in den Eisenerzen wie auch in den Manganerzen in Spuren zu finden, und zwar ist es immer an das Vorkommen von Kupferkies gebunden. Zink, das geochemisch gewisse Verwandtschaften zu Mangan aufweist, fehlt in den eigentlichen Erzen. Es ist nur selten in hydrothermalen Äderchen in Zinkblende vorhanden. Auch Vanadium, das oft in Manganerzen vorkommt, konnte selbst im manganreichsten Erz des Gonzen nicht aufgefunden werden. Titan ist immer in sehr geringen Mengen zugegen, und zwar in wesentlich geringerer Menge als in rein sedimentären Lagerstätten, z. B. in Oolitherzen. Da Hämatiterze der magmatischen Abfolge im intramagmatischen bis pneumatolytischen Bereiche TiO_2-reich, hydrothermale Hämatiterze hingegen im allgemeinen sehr TiO_2-arm sind, ist eine Verwandtschaft zur letzteren Erzgruppe wahrscheinlich. Nur sehr wenig TiO_2 ist z. B. in den Roteisensteingängen des Thüringer Waldes, des Harzes und des Schwarzwaldes (B. v. Freyberg **[34]**, M. Henglein **[52]**, K. Ermisch **[25]** u. a.) vorhanden. Auch die metasomatischen Hämatitlagerstätten von Westcumberland (B. Smith **[118]**) scheinen sehr titanarm zu sein. Von exhalativ-sedimentären Roteisenerzen (Lahn-Dill-Erze, gebänderte Eisenerze) sind leider keine Angaben zu finden; die veröffentlichten Analysen zeigen aber, daß auch in ihnen nur ein geringer TiO_2-Gehalt vorhanden sein kann.

Der Phosphorgehalt ist in den Gonzenerzen sehr gering. Vorwiegend oxydische Erze enthalten maximal 0,055 % P, meistens etwa 0,04—0,05 %; es können aber auch noch geringere

Mengen auftreten. In karbonatreichen Erzen steigt dagegen der Gehalt bis auf etwa 0,17 % an, bleibt aber auch hier fast immer unter 0,10 % P. Die Zunahme des Phosphorgehaltes läuft deutlich parallel zum Mikroorganismengehalt. Der Phosphor entstammt also offensichtlich dem biochemischen Kreislauf. Relativ viel Phosphor enthalten die Trennschiefer. Die Frage, ob es sich um Kalzium- oder Schwermetallphosphate handelt, kann nicht beantwortet werden. Auf alle Fälle wurde nie Apatit festgestellt. Die sedimentären, oolithischen Eisenerze sind immer viel P-reicher (10—20 mal) als unsere Erze (nach HALLIMOND [45] und SAEMANN [110]). Exhaltiv-sedimentäre Erze haben z. T. einen etwas höheren P-Gehalt (Lahn-Erze: um 0,2 %), z. T. sind sie noch viel P-ärmer (gebänderte Eisenerze 0,04—0,004 (nach LOVERING [80] und MACCO [81]). Die hydrothermalen Erze mit ähnlicher Gesamtzusammensetzung weisen zum Teil etwa gleich viel, zum Teil viel weniger Phosphor auf als die Gonzenerze (FREIBERG [34], KOSTOV [73]). Der P-Gehalt stimmt somit in den vorwiegend oxydischen Erzpartien weitgehend mit den Lagerstätten der magmatischen Abfolge überein, in den kalkigen und tonigen Partien jedoch mit denjenigen sedimentärer Herkunft.

Schwefel ist in den eigentlichen Erzen nur in Spuren vorhanden. In den hydrothermalen Klüften und ihrer Umgebung ist er allerdings viel reichlicher vertreten. Entsprechend dem Fehlen von Pyrit in den Manganerzen steigt in diesen Erzen auch in Kluftnähe der S-Gehalt nicht an. Das Sulfid ist in solchen Bezirken manchmal durch sehr geringe Sulfatmengen ersetzt. Der Schwefelgehalt der Versanderze ist immer durch die mechanische Beimengung von Ader-Pyrit bedingt.

Alle Erzmassen enthalten etwas Wasser, das zum Teil als Porenwasser in den Erzen, zum Teil chemisch in den Chloriten eingelagert ist. Letzteres geht daraus hervor, daß chloritreiche Erze immer mehr Wasser enthalten als chloritarme.

Zusammenfassend sieht man, daß in geochemischer Hinsicht kein sicherer Entscheid gefällt werden kann, ob es sich um eine sedimentäre Stoffkonzentration handelt, bei der die Stoffe aus Verwitterungszonen herstammen, oder ob magmatische Vorgänge als Stofflieferanten in Frage kommen. Si, Mn und Fe können zur Beurteilung nicht herangezogen werden, und Ba, Cu, Mg, Ca sowie die Alkalien lassen keine sicheren Schlüsse zu. Die Armut an Ti und P scheint eher auf eine Verwandtschaft mit exhalativ-sedimentären und hydrothermalen Lagerstättentypen hinzudeuten, also mit Erzen, die ihren stofflichen Inhalt der magmatischen Tätigkeit verdanken.

G. Die Genese des Erzlagers.

1. Allgemeines.

Mineralbestand, Struktur und Textur, Lagerungsform und Chemismus der Roteisensteine vom Gonzen zeigen eine außerordentlich große Verwandtschaft mit den Roteisensteinen aus der Lahn-Dill-Mulde. Die Manganerze hingegen stellen etwas Einmaliges dar, das unseres Wissens bis jetzt von anderen Lagerstätten nicht bekannt ist. Auf Grund der großen Verwandtschaft der Roteisensteine mit den Lahn-Dill-Erzen ist man geneigt, ohne weiteres auf eine ähnliche Entstehung zu schließen. Nun sind aber die Roteisensteine vom Lahn-Dill-Typus eng mit weilburgitischen und keratophyrischen Eruptivgesteinen verknüpft, im Gonzen und seiner näheren Umgebung fehlt hingegen jede Spur von Eruptivgesteinen. Aus diesem Grunde ist es notwendig, aus allen Erscheinungen, die im Gonzenlager selbst festgestellt werden können, eine Erklärung für die Entstehung der Erze zu finden.

Zunächst muß man sich ganz allgemein fragen, welche Lagerstättentypen genetisch überhaupt in Frage kommen könnten, was für verschiedene Genesen also einander gegenüberzustellen sind. Mineralbestand, Struktur und Lagerungsform sind so eindeutig und frisch erhalten, daß nicht von einer eigentlich metamorphen Lagerstätte gesprochen werden kann (s. S. 66). Bei der großen Lagerstättengruppe der magmatischen Abfolge fallen zum vornherein die liquidmagmatischen und die peg-

matitisch-pneumatolytischen Typen außer Betracht. Nur die hydrothermalen und exhalativen Typen kommen in Frage. Zur ersteren Gruppe gehört die oxydische Eisen-Mangan-Magnesia-Formation (nach H. Schneiderhöhn [115], und zwar kommt besonders die Gruppe der metasomatischen Roteisensteinlagerstätten in Frage. Von den exhalativen Typen ist der schon mehrfach erwähnte submarin-exhalativ-sedimentäre Typus in Betracht zu ziehen [115, S. 742 ff.]. Aus der zweiten Lagerstätten-Hauptgruppe, derjenigen der sedimentären Abfolge, müssen die Verwitterungslagerstätten älterer Lager, die Seifen- und Trümmerlagerstätten und die festländischen Verwitterungslager ausgeschieden werden, da die Gonzenerze mitten in einer marinen Kalkserie liegen, und auch seitlich in marine Kalke übergehen. Es sind keine Spuren festländischer Bildungen in der Nachbarschaft zu finden, weshalb nur eine marin-sedimentäre Formation in Frage kommt. Albert Heim [49, S. 288] nahm an, daß das Gonzenlager durch einen Meteoritenschwarm gebildet worden sei, der in der Malmzeit ins Meer gefallen sei. Schon die Lagerungsform (besonders die Tatsache, daß mehrere übereinanderliegende, z. T. durch Kalk getrennte Schichten vorliegen) spricht gegen diese Theorie. Ferner wurde diese Ansicht durch chemische Untersuchungen von Prof. J. Jakob widerlegt, da keine Spur von Nickel in den Gonzenerzen nachweisbar ist.

Vergegenwärtigt man sich die Gesamtheit der möglichen Fälle, so ist ersichtlich, daß die Klärung der Genese der Gonzenerze auf die Beantwortung folgender Fragen hinausläuft: 1. Liegt eine sedimentäre oder eine metasomatische Bildung vor? 2. Ist die Stoffzufuhr, falls es sich um eine sedimentäre Lagerstätte handelt, durch magmatische Lösungen erfolgt, oder gelangten die im Lager angereicherten Stoffe mit Verwitterungslösungen an ihren Absatzort? Zur Vertiefung der Erkenntnis und Abklärung der zweiten Frage muß ferner versucht werden, darüber Aufschluß zu erhalten, wie die verschiedenen Mineralien aus den betreffenden Lösungen ausgeschieden wurden, und welcher Art die Lösungen waren.

2. Die Gonzenerze als sedimentäre Bildungen.

Die erste zu beantwortende Frage lautet: Handelt es sich bei den Gonzenlagern im großen gesehen um sedimentäre oder metasomatische Bildungen? Mit andern Worten: Wurden die im Gonzenmalm liegenden Erzschichten durch echte Sedimentation im Malmmeere niedergeschlagen, oder entstand das Erz durch nachträgliche Verdrängung schon vorhandener Kalkschichten? Dabei interessiert es uns zunächst nicht, ob die Lösungen im Falle einer sedimentären Bildung als Verwitterungslösungen von einem Kontinent herstammten, oder ob sie auf anderem Wege ins Meer gelangten.

a) Schlußfolgerungen aus der Lagerungsform des Erzes.

Wenn in ein Meer Eisen- und Manganlösungen gelangen, so werden die Schwermetalle auf anorganisch-chemischem oder teilweise auch auf biochemischem Wege schließlich ausgefällt. Die ausgeschiedenen Substanzen (Mineralien, Gele, Gerüststoffe von Organismen) sinken auf den Meeresboden und bilden dort eine schichtförmige Ablagerung, wobei es sehr wohl möglich ist, daß gleichzeitig auch andere Stoffe (z. B. Kalk) ausgefällt werden und sich ebenfalls am Aufbau der neu entstehenden Schichten beteiligen. Es ist aber auch denkbar, daß an örtlich begrenzten Stellen durch speziell geartete Lösungszufuhrbedingungen und besondere Aziditäts- und Oxydationsverhältnisse eine Erzsedimentation bewirkt wird, während gleichzeitig im benachbarten Raume z. B. eine reine Kalkausscheidung erfolgt, so daß auf dem Meeresgrunde eine Schicht entsteht, die z. T. aus Erz, z. T. aus Kalk besteht (lateraler Fazieswechsel). Dabei wird sich naturgemäß eine Übergangszone entwickeln, in der sowohl Erz wie Kalk ausgeschieden werden. Setzt die Ausfällung von Schwermetallverbindungen zeitlich schlagartig ein und ebenso scharf wieder aus, so wird die entstandene Schicht scharf gegen die hangenden und liegenden Schichten abgegrenzt sein; findet eine zeitlich langsame Zunahme

der Abnahme der Erzausscheidung statt, so ist ein kontinuierlicher temporaler Fazieswechsel vom Liegenden ins Erz und ins Hangende hinein zu erwarten. Diese Phänomene können durch die Zunahme und Abnahme der Lösungszufuhr, ferner auch durch einen schroffen bzw. langsamen Aziditätsumschlag im Meerwasser oder schließlich durch einen schnellen oder langsamen Wechsel im Sauerstoffgehalt des Meerwassers bewirkt werden. Es wird sich aber bei all diesen Sedimentationen immer eine streng schichtförmige Lagerungsform entwickeln.

Im Falle einer Metasomatose liegen andere Verhältnisse vor; durch zirkulierende Lösungen wird ein leicht lösliches Gestein (in unserem Falle Kalk) Schritt für Schritt durch Erz ersetzt. Bei den meisten Lagerstätten dieses Typs kann man deutlich die Klüfte erkennen, in denen die Lösungen emporstiegen, und von denen aus unregelmäßige, rundliche, meist konvex ins Nebengestein ausgebauchte Erzkörper gehen. Es kommt aber auch vor, daß von einer Kluft aus ganze Schichten metasomatisch verdrängt werden, und zwar besonders dann, wenn z. B. eine leicht verdrängbare Schicht in einer schwer löslichen Serie liegt. Aber auch dort, wo über leicht verdrängbaren Gesteinen eine für Lösungen undurchlässige Schicht liegt (z. B. Mergel über Kalken), können sich die Lösungen unterhalb der undurchlässigen Schicht stauen und dabei den obersten Teil des leicht verdrängbaren Gesteines durch Erz ersetzen, wodurch eine metasomatisch gebildete Erzschicht entstehen kann, die unter Umständen nur schwer von einer sedimentär gebildeten Schicht unterscheidbar ist. Immerhin wird es so sein, daß die obere Grenze einer solchen Erzschicht relativ scharf gegen das undurchlässige Gestein abgegrenzt ist; nach unten kann eine relativ unregelmäßige Grenze entstehen. Besonders dann, wenn eine bestimmte Schicht selektiv verdrängt wird, ist nicht nur die Grenze gegen die nicht verdrängten hangenden und liegenden Schichten, sondern meist auch die Grenze gegen die noch unverdrängte seitliche Schicht gut ausgeprägt. Der „laterale Fazieswechsel" ist schroff, während der gleiche Übergang bei sedimentärer Entstehung allmählich vor sich geht.

Wie verhält es sich nun mit der Lagerungsform der Gonzenschicht? Es liegen streng schichtförmige Einlagerungen vor, die sich scharf gegen das Hangende und Liegende absetzen und sich zum größten Teil direkt unter dem Plattenkalk befinden (Gonzenlager und Tschuggenlager); nur das kleine Valenalager liegt völlig im unteren Quintnerkalk eingebettet. Während man beim Gonzen- und Tschuggenlager an metasomatische Lager denken könnte, die sich durch die Stauung von Lösungen unterhalb des Plattenkalkes gebildet haben, ist dies für das Valenalager ausgeschlossen, da sich über und unter dieser Erzschicht der gleiche Kalk befindet. Nun sind aber auch die beiden oberen Lager nicht von einem undurchlässigen Gestein überdeckt; der Plattenkalk enthält nur feinste Tonhäutchen, die kaum als stauende Elemente in Frage kommen, und der Plattenkalk selbst ist noch ein recht reiner Kalkstein. Auch der seitliche langsame Übergang von Roteisenerz in Melierterz und schließlich in Quintnerkalk, der durch ein sukzessives Lockererwerden der Hämatitdispersion bewirkt wird, entspricht nicht der erwarteten schärferen Abgrenzung metasomatischer Lager, sondern stimmt mit den bei sedimentären Vorgängen entstehenden Verhältnissen überein. Selbst die Manganerze gehen seitlich langsam und kontinuierlich in Kalk über, sind also kaum durch Verdrängung von Kalk entstanden. Die Lagerungsform der Gonzenerze spricht für ein sedimentär gebildetes Erzlager.

Die Sedimentation muß im gleichen Meer stattgefunden haben, in welchem auch der Quintnerkalk abgesetzt wurde. Die Entstehung durch Halmyrolyse, also durch Rückstand von submarin aufgelösten Gesteinen, kann nicht in Frage kommen, weil keine Schichtlücke vorhanden ist.

b) Schlüsse, die aus dem Mineralbestand gezogen werden können.

Zum eingehenden Beweis des Ergebnisses müssen noch Mineralbestand, Struktur, Fossilinhalt und Chemismus des Lagers herangezogen werden. Zunächst fragt es sich, ob der vorliegende Mineralbestand wirklich auf sedimentärem Wege entstanden sein kann. Dabei müssen nur die Mineralien der Erze, nicht aber diejenigen der Klüfte berücksichtigt werden. Bei den Eisenerzen handelt es sich um Hämatit, Magnetit, Quarz, Ferrokalzit, Kalzit, grünen Stilpnomelan und Pyrit sowie Kupferkies. In den Manganerzen kommen noch folgende Mineralien hinzu: Hausmannit, Psilomelan und Baryt sowie isotroper Chlorit und ankeritischer Rhodochrosit. Von allen diesen Mineralien sind als primär sedi-

mentäre Neubildungen schon vielfach nachgewiesen worden: Quarz (meist aus primär ausgefällten Kieselsäuregelen entstanden), Kalzit und Ferrokalzit (in den Sedimenten ist im Kalzit oft ein Teil des Ca^{++} durch Fe^{++} ersetzt), Pyrit, Kupferkies, Psilomelan und Baryt. Alle genannten Mineralien können auch bei höheren Temperaturen als sie normalerweise auf dem Meeresgrunde herrschen, gebildet werden, weshalb ihre Anwesenheit noch nicht beweist, daß eine Erzlagerbildung durch Sedimentation unter normalen Bedingungen stattgefunden hat. Noch weniger eindeutig stehen die Verhältnisse bei den übrigen Mineralien, für die meistens eine höhere Bildungstemperatur angegeben wird. Es muß daher einzeln auf die verbleibenden Mineralien eingegangen werden, wobei man sich von allem Anfang an klar sein muß, daß auch eine erheblich über der normalen Meerwassertemperatur liegende Bildungstemperatur nicht gegen einen echten Sedimentationsvorgang spricht; sie würde höchstens darauf hinweisen, daß nicht gewöhnliche Verwitterungslösungen, sondern heiße Lösungen im Spiele waren. Wenn die Bildungstemperatur der einzelnen Mineralien nicht allzu hoch liegt, kann der Mineralbestand kaum entscheiden, ob eine sedimentäre oder eine metasomatische Entstehung vorliegt.

Das wichtigste Mineral, der Hämatit, hat einen großen Bildungsbereich. P. Ramdohr **[103]** schließt aus Laboratoriumsversuchen, daß die normale untere Bildungsgrenze bei 200° anzunehmen sei. Es gibt aber sicherlich Hämatit, der bei niedrigerer Temperatur gebildet wurde, wobei es lediglich fraglich ist, ob nicht in diesen Fälllen eine sekundäre Entstehung aus primär ausgeschiedenen Eisenhydroxyden vorliegt, wie es teilweise für die oolithischen Eisenerze gilt. Der umfangreichen Literatur über das Problem der primären Hämatitbildung aus wässerigen Lösungen ist zu entnehmen, daß Hämatit bei relativ niedrigen Temperaturen nicht allzu selten entsteht, daß aber sein Hauptbildungsbereich doch oberhalb von 200° liegt. Im besonderen scheint der feinschuppige Hämatit eher eine hohe Bildungstemperatur zu verlangen, und zwar in gewissen Versuchen mit $FeCl_3$ nach E. Stirnemann **[126]** etwa 300–400° C. Sicherlich ist aber auch für ihn je nach den Versuchsbedingungen und den angewandten Ausgangsstoffen ein ziemlich großes Bildungsintervall vorhanden. So läßt sich höchstens aussagen, daß falls Hämatit primär aus Lösungen ausgeschieden wurde, erhöhte Bildungstemperaturen nicht ausgeschlossen sind, Temperaturen indessen, die bei Mitwirkung von Lösungen magmatischer Herkunft auf dem Meeresgrunde ohne weiteres denkbar sind.

Ist nun Hämatit wirklich primär ausgeschieden worden, oder hat er sich nachträglich aus Eisenhydroxyden gebildet, die ja bei viel niedrigerer Temperatur entstanden sein können? Bei der Beschreibung der Einzelmineralien und der Strukturen wurde gezeigt, daß die Hämatitkriställchen fast immer einen sehr frischen Eindruck machen, und daß keine Anzeichen dafür vorhanden sind, daß die Hauptmenge des Hämatites aus Hydroxyden hervorgegangen ist. Nur der mengenmäßig weit weniger als 1 ‰ ausmachende, faserige Hämatit scheint aus α–FeOOH entstanden zu sein. Wir müssen daher annehmen, daß Hämatit die Roteisensteine schon von Anfang an aufbaute, daß aber in der Übergangszone zwischen Eisen- und Manganausscheidung auch Eisenhydroxyd entstand, das später in Hämatit überging.

Für Magnetit werden oft eher höhere Bildungstemperaturen als für Hämatit angenommen. Hochthermal ausgeschiedene Magnetite weisen jedoch fast immer Entmischungsstrukturen auf, die im Gonzen nie vorhanden sind, weshalb relativ tiefthermaler Magnetit vorzuliegen scheint. Es sind gewisse Vorkommen bekannt (z. B. in oolithischen Eisenerzen), für die eine sehr niedrige Bildungstemperatur von Magnetit angenommen werden muß. Wahrscheinlich ging aber in diesen Fällen eine primäre Hydroxydausfällung vor sich, worauf dann — bei niedriger Temperatur — das Hydroxyd in Magnetit überging. Die überwiegende Mehrheit aller Magnetite wurde jedoch bei höheren Temperaturen ausgebildet. Bei stark reduzierenden Bedingungen kann Magnetit unzweifelhaft bei den gleichen Temperaturen wie Hämatit entstehen. Nun wurde in Abschnitt A gezeigt, daß der Magnetit des Gonzen unter reduzierenden Verhältnissen gebildet wurde, und zwar entstand er z. T. sicher aus Hämatit, z. T. liegt vermutlich auch eine primäre Ausscheidung vor. Somit steht auch die Anwesenheit von Magnetit nicht im Gegensatz zu der vermuteten sedimentären Entstehungsweise.

Über die natürlichen Bildungsbedingungen von Hausmannit ist nur sehr wenig bekannt. Er kann kontaktmetasomatisch bei recht hohen Temperaturen entstehen (z. B. Långban), anderseits aber auch bei sehr niedriger Temperatur aus deszendenten Lösungen in Klüften ausgeschieden werden

(nach B. von Freyberg [34], im Thüringer Wald). Ferner tritt er zusammen mit Braunit in metamorphen Lagerstätten auf. Die Möglichkeit einer Mn_3O_4-Ausscheidung aus wässerigen Lösungen ist auf chemisch-physikalischem Wege bis heute nur ungenügend untersucht worden. Am ehesten scheint noch die Zersetzung von $MnCl_2$ durch Wasserdampf zur Bildung von Mn_3O_4 Anlaß geben zu können. Ferner kann nach W. Feitknecht und W. Marti [29] frisch gefälltes $Mn(OH)_2$ rasch in Hydrohausmannit und dann in Hausmannit übergehen. Alle anderen Darstellungsmethoden von Hausmannit beruhen auf der thermischen Zersetzung bzw. Oxydation oder Reduktion von Manganhydroxyden, Karbonat oder Oxyden. Die Struktur der Gonzenerze spricht dafür, daß die Ausscheidung primär aus Lösungen erfolgte, da nur so die Interpositionen von Hausmannit und Kalzit erklärt werden können. Vielleicht herrschte — falls eine Bildung aus Manganchlorid erfolgte — eine höhere Temperatur. Auf alle Fälle besteht kein Grund gegen eine sedimentäre Hausmannitausscheidung.

Der marin-sedimentär kaum bekannte Rhodochrosit darf als sedimentäre Bildung anerkannt werden, da Mangankarbonat sehr ähnlichen Ausscheidungsgesetzen wie Kalzit gehorcht. Ist genügend Manganbikarbonat gelöst, so kann sich Rhodochrosit sicherlich auf sedimentärem Wege ausscheiden; er kann aber ebensogut auf metasomatischem Wege entstehen. Wie auf Seite 119 noch darzulegen sein wird, muß man annehmen, daß ein Teil des Rhodochrosites im Gonzen durch primäre Sedimentation (kryptokristalliner Rhodochrosit), der Rest aber durch Verdrängung des Hausmannites, und zwar kurz nach der Ausbildung desselben, entstand.

Schließlich müssen auch noch die Bildungsbedingungen der Chlorite ins Auge gefaßt werden, über welche heute nur wenig physikalisch-chemische Untersuchungen vorliegen. Es geht jedoch aus petrographischen Arbeiten eindeutig hervor, daß viele Glieder der Chloritgruppe als Neubildungen in Sedimenten auftreten oder bei niedrigen Temperaturen aus wässerigen (hydrothermalen) Lösungen in Adern entstehen. Sie gehören zu denjenigen Silikaten, die im tiefthermalen Temperaturbereich optimale Entstehungsbedingungen aufweisen. Ob Stilpnomelan bei normalen Meerestemperaturen entstehen kann oder ob er immer etwas höhere Temperaturen verlangt, ist nicht bekannt.

Betrachtet man zusammenfassend den Mineralbestand, so erkennt man, daß grundsätzlich alle vorkommenden Mineralien durch marin-sedimentäre Vorgänge oder auf metasomatisch-hydrothermalem Wege entstehen können. Die Lagerstätte stellt vom mineralogischen Standpunkt aus einen Konvergenztypus dar. Liegt eine sedimentäre Entstehungsweise vor, so deutet die mineralogische Zusammensetzung darauf hin, daß während der Erz-Mineralbildungsphase Temperaturen geherrscht haben, die höher liegen als die normale Meerestemperatur. Ein eindeutiger Beweis für die Höhe dieser Bildungstemperatur ist nicht zu finden, doch dürften höchste Initialtemperaturen zwischen 150° und 300° C in Frage kommen, weshalb man von einem mittel-tiefthermalen Bildungsbereich sprechen darf. Wahrscheinlich fanden ziemlich starke Temperaturschwankungen statt.

c) Strukturelle und texturelle Beweise für die Entstehungsart.

Beim Vergleich der Gonzenerze mit den Erzen anderer Lagerstätten (S. 67) wurde festgestellt, daß zwischen den Gonzenroteisensteinen und den Lahn-Dill-Erzen strukturell sehr enge verwandtschaftliche Beziehungen bestehen. Für die Manganerze konnten jedoch keine verwandten Lagerstätten gefunden werden. Nun ist in neuester Zeit ein Streit darüber entbrannt, ob die Lahnerze (exhalativ-)sedimentär (von Schneiderhöhn [115, 116] verfochten) oder (subvulkanisch-)intrusiv seien. Es ist deshalb von Vorteil, wenn hier das Problem der Gonzenerzbildung unabhängig von den Lahn-Dill-Erzen behandelt wird. Vielleicht können gerade die am Gonzenerz gemachten Untersuchungen und die daraus gewonnenen Erkenntnisse befruchtend auf die Diskussion über das Problem der Lahn-Erzbildung wirken.

Überlegt man sich zunächst rein theoretisch, wie die Struktur eines sedimentierten Erzes einerseits und diejenige eines auf metasomatischem Wege entstandenen anderseits aussehen müßte, so kann etwa folgendes gesagt werden: Bei einer Sedimentation müssen sich die ausgeschiedenen Teilchen auf dem Meeresboden niederschlagen, wodurch eine schichtartige Textur entsteht. Je nach der Konzentration, der Schnelligkeit des Stoffersatzes in der Lösung usw. wird sich eine relativ lange

andauernde Ausscheidung der gleichen Mineralien oder aber ein schneller Wechsel von Ausscheidungsprodukten einstellen. Die Veränderung der Sedimentationsprodukte kann einmalig sein, sie kann aber auch einem vielmaligen Rhythmus unterliegen. Letzteres wird besonders dann der Fall sein, wenn eine Stoffzufuhr stoßweise vor sich geht. Bei labilen Zuständen können durch geringe Aziditätsveränderungen, Gehaltsschwankungen oder Veränderungen in den Oxydationsverhältnissen ungesättigte Lösungen plötzlich übersättigt werden, wodurch eine sehr schnelle Ausfällung und Bildung von ungeschichteten Massen, vielleicht sogar kleiner riffartiger Gebilde vor sich gehen kann. Die frisch ausgefällten Erze werden in der Regel relativ feinkörnig und locker aggregiert sein. Abgesehen von festen, knolligen oder riffartigen Ausscheidungsprodukten wird eine schlammige Masse entstehen, in der sich Setzungsphänomene und bei Bodenunebenheiten oder allgemeinem Gefälle auch Rutschungserscheinungen einstellen, welche die sedimentierten Schlamme gegenseitig vermengen. Die der Sedimentation folgende Diagenese lagert vor allem die leicht löslichen Bestandteile der jungen Schichten um. In unserem Falle müßte vorzugsweise etwas $CaCO_3$ wieder aufgelöst und an anderen Orten ausgeschieden worden sein. In der Tat finden wir überall in den Erzen Kalzit als jüngste und alles verkittende Substanz: die Quarzkörnchen der zerfallenen Gelmassen sind mit Kalzit verkittet, die Poren der fast rein oxydischen Eisenerze damit ausgefüllt usw. In den vorangehenden Kapiteln wurden sehr viele Erscheinungen beschrieben, welche auf sedimentäre Ausfällung der Gonzenerze schließen lassen. Insbesondere sind auch die Beziehungen zwischen der Erzmasse und den darin eingeschlossenen Fossilresten so beschaffen, daß man eine sedimentäre Bildung annehmen muß (vgl. S. 64 f.).

Bei metasomatischer Bildung wäre der untere Quintnerkalk verdrängt worden, also ein Gestein, von dem nach der Verdrängung keine typischen Reliktstrukturen zu erwarten wären wie bei Gesteinen, welche aus verschiedenen Komponenten bestehen. Deshalb muß nach anderen Strukturen gesucht werden, welche bei der spezifischen Verdrängungsweise entstehen, z. B. nach konvex gerundeten Erzausläufern oder irgendwelchen Gebilden, die sich in den Kalk hinein wölben. Auch im Erz selbst könnten solche Gebilde vorhanden sein, die als ehemalige Grenze zwischen Kalk und Erz zu deuten wären. Die Untersuchung der Strukturen zeigte, daß — abgesehen von der Kabonatisierung von Hausmannit — keine derartigen Verdrängungserscheinungen feststellbar sind. Ein Beweis für nichtmetasomatische Entstehung ist dies aber nicht. H. Schneiderhöhn **[115]** hat z. B. die strukturbedingenden Faktoren und Strukturen von Verdrängungslagerstätten zusammengestellt und ist dabei zum Schluß gekommen, daß es kein sicheres und allgemeingültiges Kennzeichen für oder gegen Verdrängung gebe; er schreibt weiter, daß besonders dann, wenn eine Schicht auf längere Strecken hin verdrängt wird, die Entscheidung, ob verdrängt oder primär-sedimentär, oft recht schwierig wird.

Nun ist es in unserem Falle aber doch möglich, zu einem klaren Entscheid zu kommen, wenn man den Fossilinhalt als strukturellen Bestandteil der Erze mitberücksichtigt. Die Tatsache, daß die Organismenskelette in vielen Erzen sehr reichlich auftreten und immer bis in die feinsten Details nur aus Kalzit bestehen, zeigt eindringlich, daß keine späteren metasomatischen Großprozesse zur Erzbildung Veranlassung gaben. Man müßte ja annehmen, daß zuerst ein reiner Kalk vom Typus des unteren Quintnerkalkes vorlag, in dem die Mikroorganismen eingelagert waren. Da aber chemisch zwischen den Fossilresten und dem umgebenden Kalk fast kein Unterschied besteht, kann eine allfällig metasomatisch wirkende Lösung kaum den Kalk selektiv verdrängt, die Organismenreste aber völlig unberührt gelassen haben.

Anderseits gibt es einige Erztypen, welche zunächst scheinbar für eine metasomatische Entstehung sprechen. Das sind vor allem die Melierterze (**ZE 6**) mit ihren erzfreien Kalkknollen in einem roten Kalk-Hämatit-Interpositionserz. Diese Erze gehen, wie früher gezeigt wurde, seitlich in reine Knollenkalke über. Es ließe sich nun denken, daß bei einer Metasomatose der Hauptkalk vererzt wurde, während die durch Tonhäutchen abgeschlossenen Kalkknollen erzfrei blieben. Da aber gerade im vererzten Kalkanteil die Mikroorganismenreste äußerst reichlich auftreten und dabei nie vererzt sind, kann auch die Kalkmasse der Melierterze nicht auf metasomatischem Wege vererzt worden sein.

Auf Metasomatoseprozesse könnte auch die aderartige bis unregelmäßige Durchdringung verschiedener Erztypen (**ZE 4a, b**), beispielsweise die auf Figur 19 abgebildete Struktur, deuten. Es ließe sich vermuten, daß der dort abgebildete A-Teil zuerst vorhanden war, daß dann Lösungen in

ihn eingedrungen sind und ihn gewissermaßen mit B injizierten. In diesem Falle müßten hierbei die einzelnen A-Relikte gegeneinander verdreht worden sein. Diese Durchbewegung, vereint mit der Tatsache, daß die chorismitischen Zonen seitlich in normalgelagerte Schichtchen übergehen, wobei A und B ruhig übereinander geschichtet sind, macht die „Injizierungshypothese" fragwürdig. Eine rein mechanische Vermengung bietet für die Erklärung geringere Schwierigkeiten (vgl. S. 55, 58).

Alles in allem zeigt es sich, daß die Entstehung auf metasomatischem Wege kaum in Frage kommen kann. Besonders die nicht vererzten Fossilreste sprechen für die sedimentäre Entstehung.

d) Folgerungen aus dem Chemismus der Gonzenlagerstätte.

An Hand der chemischen Zusammensetzung der Erze wurde auf Seite 105 die geochemische Stellung unserer Lagerstätte eingehend besprochen und dabei festgestellt, daß es sich um einen Konvergenztypus handelt, da sowohl Lagerstätten, deren stofflicher Inhalt aus Verwitterungslösungen stammt, wie auch solche, in welchen die angereicherten Elemente aus dem Magma stammen, chemisch ähnlich zusammengesetzt sein können wie die Gonzenerze. Zur Beurteilung, ob eine rein sedimentäre oder eine intrakrustal-metasomatische Bildungsweise in Frage kommt, liefert somit der Chemismus keine neuen Gesichtspunkte. Immerhin wurde gezeigt, daß gewisse Anhaltspunkte dafür sprechen, daß die Lösungen dem magmatischen Zyklus entstammen.

e) Zusammenfassung.

So heikel auch die Beurteilung der Bildungsart der Erze im einzelnen ist, muß man doch annehmen, daß die Gonzenerze auf sedimentärem Wege in einem Meere abgelagert wurden. Der Ort der Lagerstättenbildung muß also als *submarin* bezeichnet werden.

3. Die Herkunft der Erzlösungen.

Damit eine marine Erzsedimentation eintreten kann, müssen dem Meere Stoffe zugeführt werden, in unserem Falle also Fe, Mn, SiO_2, Mg und Ca sowie weitere Elemente (bzw. deren Verbindungen) in gelöster Form. Es kommen prinzipiell vier Stofflieferanten in Frage: die kontinentale Verwitterung, die submarine Auflösung von Gesteinen, die magmatische Tätigkeit und die Metallzufuhr aus kosmischen Räumen, d. h. durch Meteoritenfall. Wie auf Seite 108 erwähnt wurde, kann der letztere Fall nicht vorliegen.

Die Stratigraphie lehrt uns, daß die Malmkalke keine küstennahen Sedimente sind, und zur Entstehungszeit des Erzlagers kein Kontinent in nächster Nähe lag. Wären im Kimmeridgien irgendwo durch festländische Verwitterungsprozesse ionendisperse oder kolloidale Fe-Mn-Lösungen entstanden, so müßten sich diese von den Flußmündungen aus weit entfernt haben. Dasselbe müßte mit Stoffen geschehen sein, welche durch magmatische Vorgänge auf ein Festland gefördert wurden und von dort ins Meer gelangten (z. B. bei küstennaher vulkanischer Tätigkeit). Da ferner in der Nähe des Gonzen im Malm keine stratigraphischen Schichtlücken bekannt sind, können auch evtl. durch submarine Gesteinsauflösung (Halmyrolyse) entstandene Lösungen nur aus größerer Entfernung stammen. Bei derartigen Wanderungen hätten sich unzweifelhaft die Lösungen, sei es auch nur in gewissen Strömungsrichtungen, über ein größeres Meeresgebiet verteilt. Die drei genannten Fälle: kontinentale Verwitterung, kontinentale magmatische Tätigkeit und submarine Gesteinsauflösung lassen daher relativ ausgedehnte Erzfelder erwarten. Allerdings hätte die zur Ausfällung notwendige Übersättigung der Lösung spezielle Ursachen haben können, z. B. das Zusammentreffen von zwei an und für sich ungesättigten Meeresströmungen mit verschiedenem Chemismus, Änderung der Azidität, der Temperatur oder des Druckes, Ausfällung eines Teiles der gelösten Stoffe durch chemisch-biogene Vorgänge usw. Doch alle genannten Fällungsursachen würden in einem küstenfernen Meere, das kein besonders stark ausgeprägtes Bodenrelief aufweist, gleichfalls über größere Räume wirksam sein.

Selbst wenn die Sättigungsgrenze nur an einer örtlich begrenzten Stelle erreicht wird (z. B. beim Zusammentreffen zweier Meeresströmungen), könnte die Ausfällungszone nicht scharf begrenzt sein. Sie müßte langsam in ein Gebiet mit fehlender oder veränderter Ausscheidung übergehen. Bei der großen Menge des Meerwassers sollte die Übergangszone zwischen Erzfällungs- und Kalkbildungszone zum mindesten einige Kilometer betragen, und auch im Kalk würden in größerer Entfernung vom Erz noch deutliche Spuren einer vermehrten Schwermetallausfällung zu erwarten sein.

Bei einer Stoffzufuhr aus Gebieten mit festländischer Verwitterung, kontinental-magmatischer Tätigkeit oder submariner Gesteinsauflösung sollte somit in küstenfernen Gebieten eine Erzschicht entstehen, die relativ ausgedehnt ist und seitlich nur langsam in reinen Kalk übergeht. Lagerstätten von diesem Typus sind z. B. die Dogger-Oolith-Erze des Schweizer Juras oder der Blegi-Oolith des Helvetikums. Sie weisen bei örtlichem — aber immerhin weit ausgedehntem — Erzreichtum innerhalb der Erzschicht eine sehr umfangreiche Übergangszone auf. Noch in großer Entfernung vom Erz sind im Erzhorizont erhöhte Fe-Gehalte vorhanden.

Im Gonzen ist der Übergang von reinem Erz in den seitlichen Kalk nicht scharf, sondern es ist in der Tat ein langsamer Übergang, jedoch auf kurze Distanz, vorhanden. Die zwischen reinem Kalk und dem Erz vermittelnde Übergangszone kann 500 m, aber auch nur 50 m breit sein. Der Übergang von Eisen- in Manganerze ist geradezu schroff. Diese schmale Übergangszone und die enge örtliche Begrenzung des Erzes weichen daher von der oben beschriebenen Erzverteilung, die bei normaler mariner Sedimentation entstehen sollte, sehr stark ab. Die strenge Lokalisation von Erzfällen im Kalk macht es unwahrscheinlich, daß beim Gonzenlager die Stoffzufuhr aus Gebieten mit kontinentaler Verwitterung, kontinentaler magmatischer Tätigkeit oder submariner Gesteinsauflösung stammt.

Als weiterer Stofflieferant kommt noch eine submarin-magmatische Tätigkeit in Frage. Bei ihr treten an irgendeiner oder mehreren eng begrenzten Stellen aus dem Untergrunde heiße Lösungen, Dämpfe oder sogar Schmelzen ins Meer. Da am Gonzen keinerlei Eruptivgesteine oder Tuffe gefunden werden können, darf man den Fall eigentlicher magmatischer Ergüsse ausschließen. Es kommt nur eine Stoffzufuhr durch Exhalationen oder Thermalwässer in Frage. In beiden Fällen müssen in den Gesteinen des Untergrundes Zufuhrwege vorhanden gewesen sein, durch welche Gase oder Lösungen (oder beides gleichzeitig) aus der Tiefe aufsteigen konnten. In der Tiefe hat man sich diese Wege als Spalten oder Adern vorzustellen. In den oberflächennahen Schichten sind keine eigentlichen Spalten mehr zu erwarten, da ein sich verfestigender Schlamm vorhanden war. Über die Mächtigkeit der unverfestigten Kalkschichten unter dem Meeresgrunde werden, da über die Schnelligkeit der Diagenese wenig bekannt ist, allerdings die widersprechendsten Angaben gemacht. Bei feinkörnigen Kalken wie beim vorliegenden Quintnerkalk scheint die Verfestigung ziemlich schnell vor sich gegangen zu sein, weshalb vielleicht schon wenige Meter unterhalb der Oberfläche relativ feste Kalksteine vorlagen. In den noch unverfestigten Kalken müßten die Erzlösungen im Falle submarin-magmatischer Tätigkeit mehr flächenhaft emporgedrungen sein, Gase wären wahrscheinlich in Form von Blasen, die den Schlamm durchbewegten, aufgestiegen. Während somit in der Tiefe Adern und Klüfte mit Absätzen aus den ehemaligen Erzlösungen gefunden werden sollten (Nebengesteinsumwandlungen und Adermineralien könnten die Zirkulation der einstigen Erzlösungen anzeigen), würde das zur Zeit der Stofförderung unverfestigte Gestein in seiner Gesamtheit davon frei sein, jedoch Spuren einer gewissen Durchbewegung aufweisen.

Aszendente Lösungen weichen in ihrer Zusammensetzung sicher stark vom Meerwasser ab. Es kann sich daher dort, wo sie sich mit dem Meerwasser vermischen, eine starke Mineralausscheidung einstellen, und zwar können sowohl die im Meerwasser enthaltenen Stoffe wie auch die magmatisch zugeführten ganz oder teilweise ausgefällt werden. Wir wollen zunächst von der Annahme ausgehen, die aufsteigenden Lösungen würden an einer sehr begrenzten Stelle in das Meer eintreten. Ferner soll die aszendente Stoffzufuhr nicht allzu intensiv sein, so daß im größten Teile des Meeres eine unveränderte Kalkausscheidung weiter vor sich gehen kann. Unter diesen Voraussetzungen wird sich nur in der unmittelbaren Umgebung der Zufuhrstelle Erz ausscheiden und sedimentieren. In größerer Entfernung vom Zufuhrort muß reiner Kalk entstehen. Dazwischen bildet sich eine Übergangszone, in der bald die Kalkausscheidung, bald die Erzbildung dominiert. Im Raume der Erzbildung kann

die Kalkausscheidung lokal unterbunden sein, was besonders dann der Fall sein wird, wenn die aufsteigenden Lösungen sauer sind oder erhebliche Mengen CO_2 enthalten. Die Übergangszone kann evtl. sehr schmal sein, und zwar besonders dann, wenn die aszendenten Lösungen nur langsam und in geringer Menge austreten, wodurch das Meerwasser einen stark verdünnenden und ausgleichenden Einfluß erhält. Auch dann, wenn Exhalationen stattfinden, müssen die ausströmenden Gase sehr schnell mit dem Meerwasser reagieren, was wiederum zu sehr begrenzter Lagerbildung führen wird.

Betrachtet man die Gonzenlagerstätte von diesem Gesichtspunkt aus, so findet man, daß die strenge Lokalisation des Erzes und die Verteilung der Erze innerhalb des Lagers selbst mit den zuletzt abgeleiteten Grundsätzen übereinstimmt. Die Frage der Zufuhrwege bedarf allerdings noch einer näheren Erläuterung, da bis heute im Gonzengebiet keine eigentlichen Erzgänge im unteren Quintnerkalk oder in tiefer liegenden Gesteinen gefunden wurden. Es muß jedoch beigefügt werden, daß die liegenden Gesteine des Erzlagers kaum aufgeschlossen sind; Aufschlüsse unter dem Lagerzentrum fehlen im Bergwerk fast gänzlich. Die Ausbisse an der Oberfläche, am Gonzen und Tschuggen, sind entweder unzugänglich oder überwachsen. Da große Lösungsmengen durch örtlich sehr begrenzte Spalten und Adern aufsteigen konnten, ist zudem vorauszusehen, daß es ein Glücksfall sein würde, wenn man bei den heutigen Aufschlußverhältnissen einen Zufuhrgang angeschnitten hätte. Es ist auch durchaus denkbar, daß die Zufuhrwege dort lagen, wo heute das Erzlager und sein Liegendes erodiert sind, nämlich im Gebiete südlich des Gonzenkopfes. Das Fehlen von Zufuhrgangfunden spricht somit keineswegs gegen eine submarin-exhalative bzw. submarin-hydrothermale Erzlagerbildung.

Die Frage nach den Zufuhrgängen kann anderseits wie folgt in vielleicht positivem Sinne beantwortet werden: Bei St. Martin (Mels) wurden von E. Weber [138] im Verrucano einige etwa 10 m große und 0,3—0,4 m mächtige Roteisenerzlinsen gefunden, die konkordant in roten, sandigen Schiefern eingelagert sind und stellenweise mit Pyrit-Ripidolith-Stilpnomelan-Kalzit-Massen vergesellschaftet sind. Die mir von Herrn E. Weber in verdankenswerter Weise zur Verfügung gestellten Handstücke lassen folgendes erkennen: das Roteisenerz unterscheidet sich makroskopisch und chemisch in keiner Weise vom Gonzenerz. Im An- und Dünnschliff können die Mineralien Hämatit, Magnetit, Quarz, Ferrokalzit, Stilpnomelan und Pyrit erkannt werden. Die Struktur wechselt innerhalb kleinster Bereiche, wobei jedoch nur Strukturtypen auftreten, die auch in den Gonzenroteisensteinen vorkommen. Lepidoblastische Eisenoxydaggregate sind von Eisenoxyd-Quarz-Stilpnomelan-Äderchen sehr unregelmäßig durchsetzt, so, als ob **GE1** oder **GE2** nach Art des Typus **ZE4d** phlebitisch verändert wären. Neben vorwiegend aus Quarz und Eisenoxyden bestehenden Äderchen kommen auch Stilpnomelan-Karbonat-Schlieren vor. Sogar Kugelstrukturen vom Typus **GE2c** kann man erkennen. Die Stuktur stimmt also mit den unruhigsten Gonzenroteisenerz-Strukturen überein. Die genannten Strukturtypen finden sich z. B. alle nebeneinander auf einer Schliffläche von nur etwa 3 cm². Von den Hausmannitspuren, die E. Weber erwähnt, konnte ich nichts finden. Die Chlorit-Pyrit-Kalzit-Massen sehen aus wie Stücke aus hydrothermalen Gonzenadern. Leider gelang es mir nicht mehr, die inzwischen verdeckte Fundstelle selbst zu untersuchen. Die Eisenerzlinsen sollen stark tektonisch beansprucht, die umgebenden Verrucanoschiefer dagegen vollständig ungestört gelagert sein. Wie die Dünnschliffe zeigen, sind jedoch auch die psammitischen Schiefer durchbewegt worden, da in der Schieferungsrichtung eine innere Bewegung durch gedrehte Psammitkörner nachgewiesen werden kann. Falls das Erz schon vor der tektonischen Beanspruchung im Verrucano eingelagert war, muß der starre Erzkörper während der Bewegungsphase zerbrochen sein, wobei jedoch keine weitere innere Durchbewegung des Erzes stattfand. Der umgebende Schiefer wurde hingegen parallel zur stratigraphisch vorgezeichneten Schieferung in sich durchbewegt. Die in der Nähe der Erzlinsen vorkommenden Pyrit-Kalzit-Chlorit-Massen sind z. T. ebenfalls durchbewegt und rekristallisiert.

Berücksichtigt man, daß vor der alpinen Dislokation der Verrucano von St. Martin ungefähr unter dem Gonzenmalm lag (vgl. S. 7 und Fig. 2), so ist es durchaus denkbar, daß die Erzlinsen und die sie begleitenden Pyrit-Chlorit-Kalzit-Massen von St. Martin Teile von tektonisch zerrissenen Erzgängen sind, die bei der Gonzenlagerbildung entstanden. Die Tatsache, daß derselbe Mineralbestand und dieselbe Struktur wie in den submarin gebildeten Roteisensteinen auftreten (nur äußerst stark phlebitisch), scheint zunächst gegen diese Hypothese zu sprechen. Es ist ja vorerst nicht zu erwarten, daß aus gleichartigen

Lösungen submarin und intrakrustal derselbe Mineralbestand entsteht. Doch ist die Schichtdicke vom Verrucano bis zum Malm (800 m) nicht so groß, daß im Gang innerhalb des Verrucanos eine wesentlich höhere Temperatur in Rechnung zu stellen ist als am Meeresgrunde, wo die Temperatur noch weitgehend durch die einströmenden Lösungen bedingt war. Bei mittlerer Meerestiefe war auch der Druckunterschied zwischen Meeresgrund und den 800 m tiefer liegenden Adern gering. Immerhin lassen die mir zur Verfügung stehenden Erzstücke nur vermutungsweise den Schluß zu, die Erzlinsen im Verrucano seien tatsächlich tektonisch gestörte Erzgänge, die zum Gonzenlager gehören. Auf alle Fälle weist indessen die Struktur der St.-Martin-Erze keinerlei Spuren auf, die eine Verdrängung von Verrucano durch Erz erkennen lassen. Auch ist sehr unwahrscheinlich, daß die Erzlinsen tektonisch verschleppte Malm-Gonzenlagerstücke sind, da jede Spur von mitverschleppten Malmschichten fehlt und auch sonst nirgends Anzeichen dafür vorhanden sind, daß in der Umgebung von Mels Malm in den Verrucano eingewickelt wurde.

Nachdem wir gesehen haben, daß möglicherweise die vermuteten Erzadern, d. h. Zufuhrwege wirklich existieren, muß noch ein anderer Umstand erwähnt werden, der auf einen Eintritt von aszendenten Lösungen ins Meer schließen läßt. Im Kapitel über die Klüfte und Adern wurde gezeigt, daß kurz nach Beginn der Plattenkalksedimentation eine hydrothermale Durchaderung des unteren Quintnerkalkes, der Erzschicht und der untersten Plattenkalkbänke stattgefunden hat. In den dabei entstandenen Klüften und Adern wurden zuerst noch etwas Eisenoxyde, später hauptsächlich Quarz, Stilpnomelan, Pyrit und Karbonate ausgeschieden. Da diese hydrothermale Tätigkeit kurz nach der Erzlagerbildung stattfand, darf sie gewissermaßen als Indizium dafür gewertet werden, daß schon vorher aszendente Lösungen gewirkt haben. Die hydrothermalen Adern sind nach unserer Meinung als Nachphase der Erzlagerbildung anzusprechen. Auch die Anzeichen dafür, daß während der Erzbildung wahrscheinlich erhöhte Temperaturen geherrscht haben, stehen mit der submarin-exhalativen Entstehungsweise in Einklang.

Ferner wurde im stratigraphischen Teil darauf hingewiesen, daß dicht unter dem Erz und im Melierterz sehr viele Mikroorganismenreste vorhanden sind, ja, daß das Gestein manchmal fast allein aus ihnen aufgebaut ist. Der oberste Horizont des unteren Quintnerkalkes ist zwar allgemein recht fossilreich (z. B. auch in der Drusbergdecke im Bauen-Brisen-Gebiet nach Fichter [32, S. 4]). Der außerordentlich große Mikroorganismengehalt der genannten Schicht im Gonzen stellt jedoch etwas Besonderes dar. Vielleicht hat die beginnende submarin-exhalative Tätigkeit die Fauna der näheren Umgebung schlagartig abgetötet, so daß eine sehr starke Sedimentation von Organismenschälchen erfolgte. Da die Hauptmenge der Organismenreste unter dem Erz liegt, haben möglicherweise Fe-Mn-freie Vorphasen der Erzlösungen eine Vergiftung des Meeres bewirkt.

Trotzdem bisher im Helvetikum nirgends Anzeichen einer magmatischen Tätigkeit gefunden wurden, muß man nach all den vorangehenden Erörterungen annehmen, daß die Gonzenerze im Verlaufe von submarin-exhalativen oder submarin-hydrothermalen Vorgängen entstanden sind. Für die Herkunft der Erzlösungen müssen magmatische Vorgänge verantwortlich gemacht werden.

Die Annahme einer magmatischen Tätigkeit zur Zeit des oberen Juras im helvetischen Raume erscheint zunächst kühn. Eruptivgesteine sind keine vorhanden. In bezug auf die Lage zum Stammmagmaherd kann es sich demzufolge nur um eine telemagmatische Lagerstätte (im Sinne von P. Niggli [94]) handeln. Man könnte auch von einer kryptomagmatischen Lagerstätte sprechen. Es fragt sich nun, ob nicht irgendwo eine Eruptivprovinz vorhanden ist, der diese Lagerstätte zugeordnet werden kann. Die Lage des Flözes im südhelvetischen Raum weist darauf hin, daß eventuell Zusammenhänge mit der Ophiolithprovinz des Penninikums bestehen. Da sich heute immer mehr Argumente finden lassen, die dafür sprechen, daß die Ophiolithförderung schon in jurassischer Zeit begann, ergibt sich, daß ein genetischer Zusammenhang des Gonzenlagers mit der penninischen Ophiolithprovinz durchaus im Bereiche der Möglichkeiten liegt. Diese Vermutung soll in einem späteren Abschnitt noch näher erörtert werden. Der genaue Ort der Abspaltung der Erzlösungen vom Magma bleibt jedoch unbekannt.

4. Die Zusammensetzung der Erzlösungen und die Art und Weise der Erzausscheidung.

Im Gonzenlager sind die Elemente Fe, Mn, Mg, Si viel reichlicher vorhanden als in dem gleichzeitig und unweit davon ausgeschiedenen unteren Quintnerkalk (Erzhorizontkalk), weshalb anzunehmen ist, daß sie durch die Erzlösungen zugeführt wurden. Ca, das mit zunehmender Entfernung vom Lagerzentrum immer reichlicher auftritt, scheint dem Meerwasser zu entstammen. Alle diese Elemente müssen entweder in ionendisperser oder molekulardisperser (kolloidaler) Form zugeführt worden sein, und zwar als gelöste Salze (z. B. $FeCO_3$) oder kolloidale Lösungen (z. B. $Fe(OH)_3$, SiO_2). Es fragt sich nun, ob Mineralbestand, Struktur und Textur irgendwelche Aufschlüsse über die einstige Zusammensetzung der Erzlösungen geben können.

Das wichtigste Mineral unserer Lagerstätte ist der Hämatit. Die immer sehr frisch und primär aussehende Struktur der Roteisensteine beweist zwar nicht, daß der Hämatit direkt aus Lösungen ausgefällt wurde, spricht jedoch dafür. Ferner zeigen die in den Pyritisierungszonen ziemlich häufig vorkommenden Pseudomorphosen von Pyrit nach Hämatitschüppchen, daß die Roteisensteine auf alle Fälle kurz nach der Lagerbildung, d. h. zur Zeit der hydrothermalen Durchaderung, schon aus Hämatit bestanden. Falls also Hämatit aus primär ausgeschiedenen anderen Mineralien, z. B. aus Eisenhydroxyden, entstanden sein sollte, so müssen diese sehr bald nach der Ausfällung in Hämatit übergegangen sein. Die Umwandlung wäre syngenetisch mit der Sedimentation erfolgt und nicht etwa erst später, z. B. bei der Faltung.

Die primäre Ausscheidung von Hämatit aus wässerigen Lösungen wurde von E. Stirnemann **[126]** untersucht. Er erhielt durch Reaktion von Eisenchlorid mit Wasser zwischen 150° und 500° C Hämatit, wobei von 300° an aufwärts tafeliger Eisenglanz entstand; je höher die Temperatur war, desto isometrischer wurden die Hämatittäfelchen. Über 500° bildete sich auch Magnetit. Auf Grund der Untersuchungen von Stirnemann wird heute vielfach angenommen (z. B. von H. Schneiderhöhn **[115]**, S. 754 ff.), daß z. B. die Lahn-Dill-Roteisensteine durch die Reaktion von Eisenchlorid mit Wasser unter Hämatit- und Salzsäurebildung entstanden seien, was an und für sich bei submarin-exhalativen Vorgängen durchaus möglich ist. Stirnemann erläuterte die entstehenden Mineralien bis ins Detail und zeigte auch, wie dabei aus Magnetit bestehende Hämatitpseudomorphosen entstehen können. Trotzdem die Hypothese sehr viel Bestechendes hat, ist jedoch die Annahme einer $FeCl_3$-Zufuhr nur einer unter vielen Erklärungsversuchen.

Es ist durchaus denkbar, daß auch andere Eisenverbindungen eine primäre Hämatitausscheidung bewirken können. Vor allem kommt noch die Entstehung aus Karbonat- oder Bikarbonatlösungen in Frage. $Fe(HCO_3)_2$-Lösungen ergeben bei Sauerstoffzutritt einen $Fe(OH)_3$-Niederschlag, der bald in $FeCO_3$ und Eisenoxyd übergeht. Zuerst entsteht in solchen Lösungen immer Hydroxyd oder Karbonat. Eine direkte Ausfällung von Oxyden durch Hydrolyse dieser Lösungen scheint zwar nicht stattzufinden, die sehr leicht entstehenden Hydroxyde gehen aber nachträglich gerne in Oxyde über (Gmelin-Kraut **[37]**), und zwar beim Erhitzen, Kochen des Niederschlages mit Wasser oder bei Einwirkung von Wasserdampf. Das Hydroxyd ist in den meisten Fällen $Fe_2O_3.xH_2O$. Falls $Fe(OH)_2$ entsteht, so oxydiert es sich sehr leicht zur genannten Verbindung. Es ist gut möglich, daß einstmals Eisenbikarbonatlösungen ins Meer eindrangen, wo sie infolge CO_2-Abspaltung, p_H-Veränderungen der Lösungen oder Sauerstoffzutritt zu einer Hydroxydausscheidung Anlaß geben konnten. Dabei können die frisch ausgefällten Hydroxydteilchen schon beim Niedersinken noch vor Erreichen des Meerbodens infolge der herrschenden hohen Temperatur gänzlich in Hämatit (und evtl. auch Magnetit) umgewandelt worden sein. Auf diese Weise würden Sedimente entstehen, die heute keinerlei Spuren der ehemaligen Hydroxydnatur der Eisenverbindung mehr zeigen, weil das Präzipitat die Struktur einer reinen Hämatitfällung erhielt. — Vor den Untersuchungen Stirnemanns ist diese Bildungsart vielfach in Erwägung gezogen worden, besonders von Cissarz **[13]**, Schneiderhöhn **[112]** und Ahlburg **[1]** für die Lagerstätten des Lahn-Dill-Gebietes. Die Autoren stützten sich dabei auf die Untersuchungen von Posnjak und Mervin **[85]**, die zeigten, daß die Hämatitbildung erst oberhalb von 160° stattfinden kann, und zwar auch aus eigentlichen Fe_2O_3-Lösungen. Nach der Veröffent-

lichung von STIRNEMANNS Untersuchungen wurde allgemein die Ansicht verworfen, nach welcher der Hämatit der exhalativen Lagerstätten aus Hydroxyden entstanden sei. Es kann jedoch an Hand der Struktur des Präzipitates nicht festgestellt werden, ob wirklich primär Hämatit ausgeschieden wurde, oder ob zuerst Hydroxyde ausgefällt wurden, die syngenetisch in Hämatit übergingen. Immerhin zeigen die im Gonzen vorkommenden faserigen Hämatitlinsen, daß an gewissen Stellen sehr wahrscheinlich eine primäre Hydroxydbildung stattfand. Vielleicht handelte es sich dabei um auf und im Schlamm wachsende Nadeleisenerzaggregate, die nachträglich in Hämatit übergingen.

Die physikalisch-chemischen Grundlagen erlauben es somit heute nicht, eindeutig anzugeben, wie die Eisenzufuhr und Hämatitausscheidung vor sich ging. Möglicherweise wurde $FeCl_3$ zugeführt; es ist aber mindestens ebenso wahrscheinlich, daß Bikarbonat- oder Karbonatlösungen in das Meer eindrangen.

Die Magnetitbildung vermittelt keine neuen Gesichtspunkte. Die Anwesenheit dieses Minerals deutet wahrscheinlich nicht so sehr auf relativ hohe Temperaturen hin, sondern viel eher auf einen lebhaften Wechsel von reduzierenden und oxydierenden Bildungsumständen.

Der Quarz muß, wie mehrfach betont wurde, aus Kieselsäuregelen auskristallisiert sein. STIRNEMANN **[126]** macht unter anderem gerade die bei der Reaktion von $FeCl_3$ mit Wasser entstehende Salzsäure dafür verantwortlich, daß Kieselsäuregele rasch in Quarz übergingen; HCl ist in der Tat ein guter Mineralisator für Quarz; bei Temperaturen über 150° geht jedoch die Umwandlung von Kieselsäuregelen in Quarz auch ohne HCl sehr schnell und restlos vor sich. Da unterhalb von 150° faserige Kieselsäure entsteht, von der in unserem Falle jede Spur fehlt, dürfte auf eine Minimaltemperatur von 150° C geschlossen werden. Verschiedene Autoren nehmen an, daß bei exhalativen Lagerstätten der Quarz (bzw. zunächst Kieselsäuregel) durch die Reaktion von $SiCl_4$ mit Wasser entsteht. Es kann aber mit ebenso großem Recht angenommen werden, daß kolloidale SiO_2-Lösungen zugeführt wurden, die ja in hydrothermalen Lösungen sehr häufig auftreten. Die plötzliche Abkühlung von SiO_2-Solen beim Eintritt ins Meer bewirkte die Ausfällung der Gele.

Man kann sich also die Entstehung der Roteisensteine folgendermaßen vorstellen: Durch fortgesetzte Zufuhr von Eisenbikarbonatlösungen wurden (vielleicht unter der Wirkung des alkalischen Meerwassers) Eisenhydroxyde ausgefällt, die noch während der Sedimentation oder wenigstens noch vor der Diagenese in Hämatit übergingen. Vielleicht ist auch Hämatit direkt primär ausgefällt (z. B. durch Reaktion von $FeCl_3$ mit H_2O) und sedimentiert worden. Gleichzeitig wie der Hämatit sanken auch Kieselsäuregeltröpfchen auf den Boden, oftmals zudem feine Ferrokalzitflocken. Die in dem entstandenen Präzipitat liegenden Öltröpfchen gingen sehr bald in Quarz über, wobei in die entstandenen Schrumpfungsrisse bei der Diagenese Kalziumkarbonatwässer eindrangen und die Hohlräume mehr oder weniger vollständig mit Kalzit ausfüllten. In selteneren Fällen müssen auch eigentliche Erzlösungen in die Schrumpfungshohlräume gelangt sein, so daß dort nochmals eine Hämatit-Quarzausscheidung erfolgen konnte (Bildung von **ZE 4c**-Strukturen). An den von der Hauptzufuhr entfernteren Stellen dominierte die marine, chemische oder biochemische Karbonatausscheidung, weshalb dort Kalk-Hämatitdispersionserze entstanden. Wenn bei der Hämatitbildung stark reduzierende Bedingungen eintraten, so entstand auch Magnetit.

Wie auf Seite 111 dargelegt wurde, sind Hausmannit und Mangankarbonat gleichfalls aus wässerigen Lösungen ausgeschieden worden, und zwar Rhodochrosit infolge einer reichlichen Manganbikarbonatzufuhr. Für die Hausmannitbildung kommt möglicherweise die Reaktion von $MnCl_2$ in Frage.

Die getrennte Ausscheidung von Eisen- und Manganoxyden haben I. H. L. VOGT **[137]** für die See- und Wiesenerze und W. EINSELE für den eutropen See **[22]** näher untersucht. Dabei fanden sie, daß aus neutralen oder reduzierenden Lösungen Eisen und Mangan als Karbonate ausgefällt werden, und zwar gleichzeitig und unter Mitfällung von allfällig vorhandenem Ca und Mg. Bei oxydierenden Bedingungen, besonders bei der Einwirkung von Sauerstoff auf Fe^{++} und Mn^{++}-haltige Lösungen, werden die beiden Metalle getrennt ausgeschieden, wobei zuerst alles Eisen als Oxyd oder Hydroxyd und gleichzeitig viel SiO_2 und P_2O_5 ausfällt. Dann scheiden sich Oxyde oder Oxydhydrate von Mangan und schließlich noch $CaCO_3$ und $MgCO_3$ aus (falls Bibarbonate vorhanden sind). VOGT leitete diese Verhältnisse für normale Sedimentationsbedingungen ab, also für solche, wie sie in Seen und Meeren unter normalen Sedimentationsbedingungen herrschen. Es ist aber durchaus

möglich, daß sich auch bei etwas höheren Temperaturen ähnliche Vorgänge abspielen. EINSELE zeigte, daß in natürlichem Wasser Mangano- und Ferrobikarbonat nur beständig sind, wenn das Wasser sauerstoffarm ist, und zwar ist $Mn(HCO_3)_2$ viel weniger sauerstoffempfindlich als $Fe(HCO_3)_2$.

Im Falle des Gonzen müssen zunächst Fe-reiche Lösungen ins Meer eingedrungen sein, welche zur Valenalager-Bildung Anlaß gaben. Dann wurde die Erzlösungszufuhr eine gewisse Zeit unterbrochen, während welcher die Kalkschichten, welche das Valenalager vom Gonzenlager trennen, ausgefällt wurden. Eine erneute, schlagartig einsetzende Fe-SiO_2-Zufuhr hatte hierauf die Bildung der unteren Gonzenlagerschicht, ferner wahrscheinlich auch diejenige der unteren Tschuggenlagerschicht zur Folge. Hierauf wurden die Lösungen Mn-reicher. Nimmt man an, daß die Lösungszufuhr im Gonzenlager zentral erfolgte (vielleicht von einem langgestreckten Spaltensystem aus), so könnte bei oxydierenden Bedingungen zunächst die zentrale Eisenerzzone entstanden sein, während gleichzeitig die nach den Seiten wegströmenden Lösungen nach erfolgter Fe-Verarmung eine Manganoxydbildung bewirkten. So ließe sich die Entstehung der mittleren Gonzenlagerschicht denken, wobei besonders ihr symmetrischer Bau erklärt würde. Im Gebiete des Tschuggenlagers hätten sich in dieser Zeit die Manganerz führenden oberen Schichten gebildet. Dort, wo schließlich die Lösungen auch noch an Mn verarmten, konnte die marine Kalkausscheidung einsetzen. An denjenigen Orten, wo zentral viel Mn zugeführt wurde, müßte seitlich eine intensivere Manganoxydausfällung stattgefunden haben als dort, wo die zentrale Manganförderung gering war; die Verteilung der Maxima und Minima der Manganerzeinlagerungen stünde damit im Zusammenhang.

Dieser Erklärungsversuch ist auf den ersten Blick sehr bestechend. Er führt aber doch zu gewissen Schwierigkeiten. Auf diese Weise läßt sich z. B. die mit großer Regelmäßigkeit zwischen die Eisen- und Manganerze eingeschaltete Karbonatzone nicht erklären. Die Untersuchung der Strukturen in dieser Karbonatzwischenzone lehrt uns jedoch, daß das Karbonat vielfach erst später durch Verdrängung von Manganoxyden entstanden ist, denn schon vor der hydrothermalen Durchaderung fand eine Verdrängung von Hausmannit durch Rhodochrosit statt. Die Strukturen zeigen, daß primär sehr viel Hausmannit und einige kryptokristalline Karbonatschichten (**GM 4a**) vorhanden waren. Der Hausmannit reichte z. T. bis dicht an das Eisenerz heran, wobei vor allem die Struktur **GM 3**, z. T. auch Interpositionen mit Kalzit vorhanden waren. Dieser primär viel häufiger als heute vorhandene Erztypus muß bald nach seiner Entstehung von der Grenze Eisenerz-Manganerz aus durch Rhodochrosit verdrängt worden sein. Offenbar drangen längs der Diskontinuitätsfläche vom darüberliegenden Meer her Karbonatwässer ein, die mit dem Hausmannit unter Rhodochrositbildung reagierten. Es bildete sich dabei ein Karbonathof um das Hausmanniterz und Karbonatschlieren, die in die Hausmannitkörper hineinreichen. Im Unterschied zum primär ausgefällten Karbonat (das stets kryptokristallin ist), entstanden bei diesem Vorgang die grobkristallinen, eisblumenartig struierten **GM 4b**-Strukturen, die sehr häufig rundliche, ins Hausmanniterz hineingewölbte Verdrängungskörperchen aufweisen. Auch das primäre kryptokristalline Karbonat wurde z. T. umgelagert. Erst nach dieser gewissermaßen syngenetischen Karbonatisierung erfolgte dann die hydrothermale Durchaderung, bei der wiederum ein Teil des Hausmannites karbonatisiert wurde. Auf Seite 63 ist speziell darauf hingewiesen worden, daß die hydrothermale Phlebitisierung diskordant zu einer älteren Verdrängungsstruktur läuft.

Abgesehen von den relativ untergeordneten primären Mangankarbonatschichtchen, war also ursprünglich keine Karbonattrennzone zwischen die Eisen- und Manganerze eingeschaltet. Die Separation von Eisen und Mangan könnte daher nach den von VOGT aufgestellten Separierungsregeln stattgefunden haben.

Es gibt aber noch eine weitere Erscheinung, die sich nicht ohne weiteres mit VOGTS Theorie in Einklang bringen läßt. Die Manganerzlager gehen nämlich seitlich nur in den seltensten Fällen in Kalk über, sondern außerhalb der Manganerzlager folgt gewöhnlich nochmals Eisenerz (vgl. Querprofil auf Taf. II). Man müßte demzufolge annehmen, daß außerhalb der Manganausscheidungszone nochmals eine separate Fe-Zufuhr vor sich gegangen ist. Es ist aber auch denkbar, daß die Erzlösungen nicht in einer langgestreckten zentralen Zone empordrangen, sondern nur an einer bestimmten Stelle, von der aus die Lösungen durch eine Mulde wegströmten, wobei getrennt nebeneinander eisenreichere und manganreichere Lösungen schlierenartig flossen. Auf diese Weise könnte ebenfalls ein langgestrecktes Lager entstehen.

Wenn man die Figur 27 betrachtet, so kann man trotz der heute noch ungenügend aufgeschlossenen Randzone deutlich erkennen, daß das Lager von SW nach NE schmäler wird, und daß die Manganerze nach NE auskeilen. Dies könnte dafür sprechen, daß die Hauptlösungszufuhr in der Gegend des Gonzenkopfes erfolgte, von wo aus die Lösungen gegen NE geflossen wären. Tatsache ist auf alle Fälle, daß sich im Gebiete des Gonzenkopfes bis etwa zur Nausgegend die mächtigsten und besten Erzschichten befinden, und daß dann gegen die Wolfslochgegend auch in der Lagermitte immer schlechtere Erze auftreten. Das Fließen von schweren Erzlösungen auf dem Meeresgrunde steht durchaus im Bereiche der Möglichkeit.

Die Separationstheorie von J. H. L. Vogt **[137]** wird im übrigen der chemischen Zusammensetzung der Gonzenerze gerecht, da z. B. die oxydischen Eisenerze immer mehr SiO_2 enthalten als die Manganerze, der Phosphorgehalt in den Eisenerzen eher etwas größer ist als in den Manganerzen, Mg dort am reichlichsten auftritt, wo innerhalb des Manganerzes primäre Karbonaterze vorkommen.

Die Erzlösungen müssen sich im Lauf der Zeit verändert haben. Zuerst scheinen Eisen- und SiO_2-reiche Lösungen emporgedrungen zu sein, die vielleicht vor allem chloritischer Natur, vielleicht aber auch vorwiegend bikarbonatisch waren. Später müssen mehr Mn-haltige Lösungen dazugekommen sein. Nach beendigter Erzlösungszufuhr begann wieder die normale marine Kalkbildung. Es müssen jedoch sehr bald von unten her weitere Lösungen aufgestiegen sein (hydrothermale Nachphase), die zuerst SiO_2-reich waren, dann vor allem H_2S zuführten. Schließlich drangen Karbonatwässer empor, die noch etwas Kieselsäure und Alkalien sowie Magnesium enthielten. Gleichzeitig nahm offenbar die Temperatur immer mehr ab. Die Sukzession von mittelthermalen zu niedrigthermalen Lösungen mit gleichzeitiger Veränderung des Lösungsinhaltes von Fe-SiO_2-Mn zu H_2S und schließlich zu Mg-Bikarbonat (+ Alkalien) kommt in hydrothermalen Tätigkeitszonen nicht selten vor.

Nach den Anschauungen von E. Stirnemann **[126]** hat man sich die Reaktion der aszendenten Stoffe mit dem Meerwasser bei exhalativen Vorgängen an der Grenzfläche heißer, unter Druck stehender Dämpfe und Lösungen gegen das Meerwasser vorzustellen. Dabei herrschten sehr labile Zustände, so daß sehr rasch nacheinander Karbonatausscheidungen und Hämatitbildungen stattfinden konnten. Dieser Ausscheidungswechsel kann rhythmisch vor sich gegangen sein, wenn die Lösungszufuhr bald stärker, bald schwächer war. Das langsame Anschwellen oder Abklingen der Zufuhr konnte zu makrozyklischen Schichtbildungen Anlaß geben. Der mikrozyklische Wechsel von grobkörnigen zu feinkörnigen Aggregaten kam vielleicht dadurch zustande, daß die ausgeschiedenen Eisenoxyde sich beim Niedersinken nach der Größe separierten (Entstehung der **ZE1a**-Typen).

Die normale Erzsedimentation muß zeitweise unterbrochen gewesen sein, wobei in der Unterbruchszeit die Tonschieferlagen entstanden. Da diese Schiefer immer viel Pyrit und Kupferkies sowie etwas Graphit und Chlorite mit viel Fe^{II} enthalten, herrschten bei ihrer Ausscheidung offenbar reduzierende Bedingungen, wogegen bei der normalen Erzbildung oxydierende Zustände vorlagen. Die pyritisierten Organismenreste der Schiefer deuten auf einen gewissen H_2S-Gehalt der Lösungen, der vielleicht organogenen Ursprunges war.

Der hohe Mangangehalt der untersten Plattenkalkbänke, der nur gerade über dem Erzlager vorhanden ist, kann verschiedene Ursachen haben. Vielleicht fand nach der eigentlichen Erzausscheidung noch eine gewisse Manganzufuhr statt, die aber nicht mehr zu einer Erzbildung führen konnte, da die Lösungen zu stark verdünnt waren. In diesem Falle wäre das Mangan zusammen mit Kalzium als Karbonat ausgefällt worden. Vielleicht aber kommunizierte das Meerwasser nach der Erzsedimentation noch eine Zeitlang mit dem Erz (Zeit der ersten Karbonatisierung!), wobei etwas Mangan in Lösung ging. Entsprechend der größeren Löslichkeit der Manganoxyde und besonders des Mangankarbonates gegenüber Hämatit, gelangte viel mehr Mangan in die Lösung als Eisen. Das gelöste Mangan muß aber infolge Anwesenheit von Kalk sehr bald wieder ausgefällt worden sein, da Manganbikarbonat mit Kalk unter Mangankarbonatbildung reagiert. Aus diesem Grunde konnte das Mangan nicht weit vom Lösungsorte wegwandern.

Der auf Seite 103 durchgeführte Vergleich der chemischen Profile vom Gonzen und Fricktal beweist, daß die beiden Lagerstätten sehr verschiedene Bildungsursachen gehabt haben. Im Gonzen müssen rein chemische Prozesse zur Erzausscheidung geführt haben, da sich chemisch verwandte Stoffe immer gleich verhalten. Demgegenüber sind im Fricktal zum größten Teil mechanisch bedingte

Gehaltsschwankungen vorhanden, da je nachdem, ob die Grundmasse (aus klastischem Quarz und Kalzit bestehend) oder die Oolithe dominieren, mehr Eisen oder mehr Kalk und SiO_2 zugegen sind. Die bei der Bildung der einzelnen Oolithkörnchen wirksam gewesenen chemischen Gesetze wurden durch die mechanische Vermengung von Oolithkörnern und Grundmasse verwischt.

Im ganzen genommen müssen bei der Entstehung des Gonzenlagers ähnliche Lösungen zugeführt und ähnliche Prozesse vor sich gegangen sein wie bei den exhalativ- (bzw. hydrothermal-)sedimentären Erzen des Lahn-Dill-Types. Es ist ferner eine deutliche Verwandtschaft zu der hydrothermalen Fe-Mn-Mg-Formation zu erkennen.

5. Der Zusammenhang mit den Eisenmanganlagerstätten und den penninischen Ophiolithen von Mittelbünden und Vergleich mit anderen Lagerstätten.

Weiter oben wurde die Vermutung ausgesprochen, es bestehe ein genetischer Zusammenhang zwischen dem Gonzenlager und der penninischen Ophiolithprovinz des Bündnerlandes, weil diese Eruptivprovinz in der Malmzeit die nächstgelegene Provinz war. Es ist jedoch noch ein anderer Grund vorhanden, der für diese Annahme spricht: in ganz Mittelbünden, im Avers, Val Ferrera, Oberhalbstein usw. liegen sehr viele kleine Eisen- und Manganerzlager, deren Alter nicht genau bekannt ist. Sie queren häufig aderartig Triasschichten, sind also z. T. sicher nachtriadisch (Val Tisch, Bergwiesen, Starlera, Fianell, Piz Mazza, Val Sterla), z. T. nachliasisch (Schmorrasgrat, nach O. Wilhelm **[139]**). Mehrere dieser Erzgänge liegen in älteren metamorphen Gesteinen und können nicht genau datiert werden, sind aber wahrscheinlich z. T. gleich alt wie die oben genannten (Val Plazbi, Sutt Foina, San Martin Mutalla, Val Sterla, Samada). Sehr häufig liegen diese Erze in Bewegungshorizonten und in Trennflächen tektonischer Einheiten. O. Wilhelm nimmt für die Averser Lagerstätten an, daß sie durch hydrothermale Lösungen gebildet wurden, die längs der listrischen Flächen emporgedrungen waren und von dort aus in die Karbonatgesteine eindrangen. Die Vererzung muß nach den ersten alpin-orogenetischen Bewegungen stattgefunden haben, sicher aber vor den Hauptbewegungen, da sie stark kataklastischen Quarz enthalten und vielfach verruschelt sind. Wilhelm nimmt vor allem eine SiO_2-Fe-Na-Zufuhr an. Die von diesem Autor abgeleitete Genese gilt wahrscheinlich auch für viele der übrigen Lagerstätten Mittelbündens. H. Huttenlocher **[64]** faßt alle diese Erzvorkommen als Lagerstätten zusammen, die eine Konzentrierung von Mn und Fe enthalten, und die in naher Beziehung zur „medianen Grünschiefermetallisation" stehen. Im einzelnen wird von Huttenlocher vermutet, daß es sich um ältere Verwitterungslagerstätten handle, die während alpinen Bewegungen stark umgelagert wurden. Die Ansicht Wilhelms ist jedoch ebensogut fundiert; möglicherweise liegen beiderlei Typen vor.

Ein zweiter wichtiger Lagerstättentypus Mittelbündens umfaßt die schichtigen Radiolariterze, die besonders im Oberhalbstein zahlreich sind und meistens etwas höheren tektonischen Einheiten angehören als die gangartigen. Es handelt sich um Sedimente, welche z. B. von H. P. Cornelius **(15)** als oberjurassisch angesehen werden. Die Entstehung dieser Hornsteine und der damit vergesellschafteten Erze ist umstritten. P. Arbenz **[4 a]** vermutete einen genetischen Zusammenhang mit den Ophiolithen, Cornelius **[15]** wendet sich gegen eine magmatogene Zufuhr von SiO_2-Mn-Fe-Lösungen; doch ist es sehr wahrscheinlich, daß stofflich-genetische Beziehungen zwischen den Radiolariten und den ophiolithischen Intrusionen (evtl. auch Extrusionen) bestehen. Eine nähere Untersuchung dieses Problemes wird zur Zeit von Th. Geiger im Petrographischen Institut der E. T. H. in Zürich durchgeführt.

So bleibt es möglich, daß die gangförmigen Eisen-Manganerze und die Radiolariterze dem gleichen magmatischen Prozeß ihren Ursprung verdanken, nämlich einer Intrusion von ophiolithischen Magmen und hydrothermalen Lösungen in der oberen Jurazeit. Durch die frühalpinen Bewegungen wurden Wege geschaffen, längs denen die Ophiolithe empordrangen, und von denen aus hydrothermale

Lösungen weiter nach oben wanderten und gangförmige Erzlager bildeten. Die Lösungen drangen z. T. ins Meer und wirkten dort gleichfalls erzbildend.

In der neuesten Zeit mehren sich die Anzeichen dafür, daß wirklich schon in jurassischer Zeit Ophiolithintrusionen im Gefolge von frühen Bewegungsphasen erfolgten. H. P. Cornelius [15, S. 288] schließt auf Grund seiner Untersuchungen im Err-Juliergebiet auf eine oberjurassische Ophiolithförderung, und auch J. Cadisch [10] hält eine solche für möglich. Im bündnerischen penninischen Raume hat während der Oberjurazeit eine vorjuvavische Bewegungsphase stattgefunden, die offenbar mit Ophiolithförderungen und dem Empordringen von Eisen-Mangan-SiO_2-Lösungen verbunden war. Dies steht in außerordentlich gutem Einklang mit unserer Vermutung, das Gonzenlager stehe mit der Entstehung der bündnerischen Erze und Ophiolithe im Zusammenhang. Im stratigraphischen Teil wurde darauf hingewiesen, daß im mittleren Malm des Südhelvetikums gewisse Bewegungen stattfanden, wobei die Plattenkalkfazies in einer neuentstandenen Mulde abgelagert wurde, die sich vielleicht bei der ersten deutlichen Ausprägung einer nordpenninischen Schwellenzone ausbildete. Die im südhelvetischen Raume, im Gebiete des Gonzen emporgedrungenen Erzlösungen stellen daher sehr wahrscheinlich den nördlichsten Ausläufer der oberjurassischen Fe-Mn-SiO_2-Mineralisation des penninischen Ophiolithherdes dar. Der mittelpenninische Raum lag in der Malmzeit maximal etwa 200 km vom Gonzengebiet entfernt (nach der Abwicklung von J. Cadisch [10]). Wahrscheinlich war die Distanz infolge von Zusammenschüben und Schwellenbildungen noch etwas kleiner (R. Staub [123]). Es ist aber durchaus nicht notwendig, daß ein direkter Zusammenhang mit den mittel- oder oberpenninischen Erzlagern besteht, da ja auch über der unterpennischen Schubmasse Ophiolithmagmen emporstiegen (Chiavenna), die allerdings ziemlich weit im Süden zurückblieben. Möglicherweise sind von diesen Herden aus Lösungen weit nach oben und Norden vorgedrungen. Vielleicht sind sogar längs der zwischen Unterpenninikum und Südhelvetikum gelegenen Trennfläche weitere Ophiolithmagmen eingedrungen, deren Gesteine heute nicht aufgeschlossen sind. Sie hätten dann Lösungen abgespalten, die längs dieser listrischen Fläche, unmittelbar im Raume des Gonzen ins Malmmeer eindrangen. Aber selbst wenn man einen direkten Zusammenhang mit den Ophiolithen der Misoxermulde annehmen müßte, wäre zwischen den aufgeschlossenen Eruptivgesteinen und dem Erzlager kaum eine größere Distanz als 100 km anzunehmen.

Nachdem die Möglichkeit von Zusammenhängen auf geologischer Grundlage erörtert worden ist, muß man sich auch fragen, ob in petrographischer Hinsicht die Bildung von Eisen-Mangan-SiO_2-reichen Lösungen im Verlaufe einer initialen Magmatätigkeit möglich ist. Aus den Zusammenstellungen von C. Burri und P. Niggli [9] geht hervor, daß bei initialen Intrusionen und Extrusionen unter den mannigfaltigen sich entwickelnden Gesteinsgruppen besonders diejenige der Spilite für uns von Interesse sind. Diese Gesteine, die sich durch einen hohen Gehalt an primär ausgeschiedenem Albit und Chlorit auszeichnen, enthalten häufig ziemlich viel Hämatit. Zu dieser Gesteinsgruppe gehören auch die von E. Lehmann [79] neuerdings untersuchten diabasartigen Gesteine der Lahn-Dill-Mulde, die mit den dort vorkommenden Roteisensteinen genetisch verbunden sind. Lehmann hat gezeigt, daß sich während der Differentiation der dort vorhandenen Magmen im Laufe der devonischen Orogenese weilburgitische (spilitartige!) Gesteine und hydrothermale Eisen-SiO_2-Lösungen entwickelten, welch letztere zur Bildung der Erze Anlaß gaben. Ganz ähnliche Verhältnisse kommen noch an andern Orten vor, wo ein oberflächennaher, initialer Magmatismus herrschte. Es bestehen nun einige Anhaltspunkte dafür, daß auch in der penninischen Ophiolithprovinz Gesteine mit spilitischem Charakter vorkommen, z. B. in der Plattadecke bei Ardez (O. Zĕst [144]) und in der Gegend von Arosa. Ähnlichen Chemismus wie die Weilburgite der Lahnmulde weisen ferner gewisse Grünschiefer der Plattadecke im Oberhalbstein auf, und die mugearitischen, bunten Grünschiefer des Piz Cuolm (H. P. Cornelius [15]) sind sogar mit Eisenoxydimprägnationen verbunden. Bei den alpinen Ophiolithen ist es allerdings schwer zu beurteilen, ob Mineralbestand und Chemismus nicht durch die Metamorphose und Assimilation gewisser Stoffe (bei der Intrusion) weitgehend verändert sind. Es sind aber unzweifelhaft Parallelen zu spilitischen Gesteinen vorhanden, ja vielleicht sind diese Gesteine sogar viel häufiger, als bisher angenommen wurde. Es konnten sich demnach in oberjurassischer Zeit bei der penninischen Ophiolithintrusion ohne Zweifel eisenreiche Lösungen entwickeln, die als Stofflieferanten für Erzlager in Frage kommen.

In vielen initialen Eruptivprovinzen entstanden auch manganreiche Lösungen (z. B. im Thüringer Wald während der devonischen Metallisation, in Bulgarien zur Zeit der mesozoischen alpin-initialen Magmentätigkeit und ebenso beim westalpinen Manganlager von Praborna [V. di S. Marcel], das mit penninischen Ophiolithen verknüpft ist). Auch ein großer SiO_2-Gehalt, die Anwesenheit größerer Natriummengen sowie von CO_2 weisen Analogien zu ausländischen ähnlichen Provinzen auf.

Man sieht also, daß das Gonzenlager sehr wahrscheinlich ein nördlichster Ausläufer der von H. F. Huttenlocher **[64]** als „Zone der medianen Grünschiefer-Metallisation" genannten alpin-orogenen Provinz darstellt, obgleich keine direkt sichtbare Verbindung zu den Eruptivgesteinen besteht.

Während der hydrothermalen Endphase fand im Gonzengebiet eine intensive Pyritisierung gewisser Erzlagerteile statt. In der medianen Grünschieferzone befinden sich nun ziemlich viele kleinere Kieslagerstätten. Das ergibt nicht nur Beziehungen zur Fe-Mn-Metallisation, sondern auch zur S-Mineralisation der genannten Zone. Auch Huttenlocher **[63]** führt die Kieslagerbildung auf submarine Exhalationen, die mit ophiolithischen Magmen zusammenhingen, zurück. Neben den Fe-Mn-SiO_2-Na-reichen Lösungen entstanden demzufolge während der Differentiation der ophiolithischen Magmen auch noch schwefelreiche Lösungen, die in penninischen Kieslagern zur Bildung von Pyrit, Kupferkies und Zinkblende führten, womit die Anwesenheit der letzteren beiden Mineralien im Gonzen erklärt werden kann.

Das Gonzenlager stellt in der Lagerstättenkunde ein in seiner Art besonders wertvolles Beispiel dar. Die darin angereicherten Metalle sind magmatischen Ursprunges; weil indessen kein Zusammenhang mit Eruptivgesteinen sichtbar ist, handelt es sich um eine telemagmatische Lagerstätte. Da ferner in bezug auf die sedimentäre Bildung kein Zweifel bestehen kann, ist es möglich, gerade am Beispiel dieser Lagerstätte zu sehen, was für Erze entstehen, wenn sich hydrothermale Lösungen in ein Meer ergießen. Der direkte Einfluß von Eruptivgesteinen auf die Erzbildung, der andernorts (z. B. im Lahn-Dill-Bezirk) störend einwirkt, fehlt hier, so daß auf Grund der am Gonzen gemachten Erfahrungen jene heute in genetischer Hinsicht umstrittene Lagerstättengruppe neu beleuchtet werden kann. E. Lehmann **[79]** nimmt für die Lahnerze an, daß sowohl die in Eruptivgesteinszwickeln vorhandenen Erze als auch das schichtförmige, zuoberst liegende „Grenzlager" und die unregelmäßigen Erzkörper am Kontakt der Eruptivgesteine mit dem Massenkalk intrakrustal, subvulkanisch entstanden seien. Demgegenüber wird vor allem durch Schneiderhöhn **[115]** die Theorie der submarin-exhalativen Entstehung verfochten. Da nach unseren Befunden die Ausscheidung analoger Roteisensteine wirklich sedimentär sein kann, ist es durchaus wahrscheinlich, daß das horizontbeständige „Grenzlager" des Lahngebietes eine exhalativ-sedimentäre Bildung darstellt. Die in den Eruptivgesteinszwickeln und zwischen den einzelnen Weilburgitwülsten liegenden Erze sind aber offenbar intrakrustal, subvulkanisch entstanden; die an der Grenze gegen den Massenkalk liegenden Lager sind wahrscheinlich intrakrustale Verdrängungslagerstätten. Man müßte also zweierlei Entstehungsorte unterscheiden: einen intrakrustalen (oberflächennahen) und einen submarinen. Dabei scheint der Erzbildungsprozeß in der erdoberflächennahen Kruste und am Meeresgrunde ganz ähnliche Produkte erzeugt zu haben, was auch für unser Gebiet zutrifft, falls die Erzfunde von St. Martin Erzgängen entsprechen.

H. Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Gonzenerze erstmalig einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterzogen. Dabei sind folgende Mineralien festgestellt worden: in den Eisenerzen die Hauptgemengteile Hämatit, Magnetit, Ferrokalzit, Kalzit, Quarz, die Nebengemengteile: Stilpnomelan und Pyrit, ferner die Akzessorien Kupferkies und Glaukonit. In den Manganerzen treten die Hauptgemengteile Hausmannit, ankeritischer Rhodochrosit und Kalzit, die Nebengemengteile Manganosit, Psilomelan, Chlorit und Quarz auf, ferner akzessorischer Kupferkies und Pyrit. In hydrothermalen Adern und Zerrklüften finden sich Kalzit, Rhodochrosit, Siderit, Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Quarz, Hämatit, Magnetit, Psilomelan, Stilpnomelan, Ripidolith und andere Chlorite, ferner Baryt, Wiserit,

Pyrochroit und Albit. Als mehr rezente Bildungen wurden Gips, Aragonit und Melanterit festgestellt. Die Mineralien wurden mikroskopisch charakterisiert und z. T. auch chemisch und röntgenographisch untersucht.

Der heutige Mineralbestand ist weitgehend primär, ebenfalls die Struktur der Erze. Die alpine Dislokationsmetamorphose hat das Lager kaum erfaßt, wie ja übrigens auch die umgebenden Malmkalke nicht metamorph sind. Es kommen im Malm drei Erzlager vor, von denen zwei direkt unter dem Plattenkalk (früher „Mergelkalk" genannt), das dritte etwa 5 m tiefer liegen. Alle drei Lager sind schichtförmige, bandartige Einlagerungen im unteren Quintnerkalk, die scharf gegen das Liegende und Hangende abgegrenzt sind. Sie gehen seitlich ziemlich schnell in normalen Quintnerkalk über, wobei die einzelnen Teilschichten verschieden schnell verkalken. Die Haupterze bestehen aus Roteisenstein, der meistens deutlich geschichtet ist. Das Hauptlager (Gonzenlager) ist etwa 300 m breit und auf eine Länge von mehr als 2 km aufgeschlossen. Das zweite Lager (Tschuggenlager) ist schmäler, aber möglicherweise ebenso lang wie das Gonzenlager. Das dritte, „Valenalager" genannt, ist sehr schmal und enthält nur wenig gutes Erz. Es liegt unter dem NW-Rand des Gonzenlagers. Alle drei Lager verlaufen vermutlich ungefähr parallel und von SW nach NE. Im Gonzenlager liegen im oberen Teile der Roteisenerzschicht zwei bandartige Manganerzeinlagerungen.

Die Struktur der Erze ist durch gewisse Grundstrukturtypen gekennzeichnet, die sich häufig wiederholen, und in mannigfaltiger Art und Weise miteinander vermengt sind. Die Verteilung der Strukturtypen kann schichtig (sehr feinschichtig oder grobgeschichtet), mehr aderartig oder fleckig sein. Gewisse Erze fallen durch ihren hohen Gehalt an Mikroorganismen auf. Abgesehen von der Verdrängung einzelner Manganoxyderze durch Karbonat und stellenweiser Pyritisierung von Roteisensteinen, sind keine Verdrängungsstrukturen vorhanden. — Die chemische Zusammensetzung der Erze ist an Hand von technischen und Pauschal-Analysen erläutert.

Die drei Erzlager im Gonzen sind sedimentär und syngenetisch mit dem stratigraphisch äquivalenten obersten Teile des unteren Quintnerkalkes, wobei die darin angereicherten Stoffe größtenteils magmatischer Herkunft sein müssen. Es handelt sich um eine exhalativ-sedimentäre Lagerstätte, die in bezug auf den Ort der Erzlösungsabspaltung als telemagmatisch bezeichnet werden muß. Wahrscheinlich sind die tiefpenninischen Ophiolithmagmen die Erzlieferanten gewesen. Direkt unter dem Erzlager sind — abgesehen von stark schlierigen Quintnerkalkteilen — bis heute keine Zufuhrgänge erschlossen worden; doch besteht Grund zur Annahme, daß die im Verrucano bei St. Martin (Mels) liegenden Roteisensteinlinsen Teilstücke von zerrissenen Erzgängen sind, die bei der Entstehung des Lagers als Zufuhrwege dienten. Die hydrothermalen Erzlösungen haben vor allem Eisen, Mangan, Kieselsäure und untergeordnet auch Magnesium und Natrium zugeführt. Das Meerwasser lieferte vor allem Kalzium und Phosphor, ferner wahrscheinlich zu gewissen Zeiten etwas Schwefel und Kohlenstoff. Auch die Sauerstoffzufuhr durch das Meerwasser spielte eine gewisse Rolle. Nach der Sedimentation kommunizierten die Erzmassen offenbar noch eine gewisse Zeit mit dem darüber liegenden Meerwasser, wobei die Manganerze zum Teil karbonatisiert wurden. Nach der eigentlichen Erzlösungszufuhr fand während längerer Zeit eine Förderung von hydrothermalen Lösungen statt, die auf das frisch sedimentierte Erz einwirkten und es in mannigfaltiger Weise durchaderten. Das Roteisenerz wurde dabei zum Teil stark pyritisiert, das Manganerz karbonatisiert und die Kalke chloritisiert und alkalisiert. Stellenweise fand auch eine sehr schwache Nebengesteins-Verkieselung statt.

Bei der alpinen Faltung wurden die drei Erzlager stark verfaltet und durch Brüche zerstückelt. Im Raume des Gonzenlagers entwickelte sich eine große liegende Falte mit gebrochenem Mittelschenkel. Infolge von ungleichen Bewegungen der über und unter der Bruchfläche liegenden Faltenteile entstanden Sekundärfalten und verschiedene andere Komplikationen. Dabei entwickelten sich innerhalb des Erzes Zerr- und Scherklüfte, die zur Ausbildung verschiedener Kluftparagenesen Anlaß gaben. Nach vollendeter Faltung und Verschuppung zerfiel das Faltenpaket in einzelne durch Querbrüche getrennte Teilstücke, die noch heute als morphologische Einheiten dem Gonzen sein äußeres Gepräge geben.

Literaturverzeichnis.

1. AHLBURG JOH.: Über die Eisen-Manganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Z. prakt. Geol. 25 (1917) 29—38, 49—56.
2. AMINOFF G.: Lauediagramme von Pyrochroit. Geol. Förenin. Förhandl. 41 (1919) 407—430.
3. — Über die Kristallstruktur von Hausmannit, $MnMn_2O_4$. Z. Kristallogr. 64 (1926) 475—490.
4. ARBENZ P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, Heim-Festschrift 64 (1919) 246 f.

4a. — Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie XIII Lief. 1 (1923) 255—277.

5. BAREN VAN J.: Vergleichende mikr.-phys.- und chemische Untersuchungen von Kalkstein- und Lößbodenprofilen aus den Niederlanden. Mitt. Geol. Inst. Landbonwhoogeschool Wageningen 16 (1930).
6. BARTH F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
7. BRAUCHLI RUD.: Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, IL. Lief. (1921).
8. BROCH EINAR: Präzisionsbestimmungen der Gitterkonstanten der Verbindungen MgO, MgS, MnO und MnSe. Z. physik. Chemie 127 (1927) 446—454.
9. BURRI C. und NIGGLI P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Einleitung, Die Ophiolithe. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Berechnungsmethoden. Publ. der Stiftg. „Vulkan-Inst. Imman. Friedländer". 1945.
10. CADISCH J.: Die Entstehung der Alpen im Lichte der neueren Forschung. Verh. natf. Ges. Basel (1942) 32—58.
11. CALLAGHAN EUGENE: Manganese-deposits of the Drum-Mountains (Utah). Econ. geol, 33 (1938) 508—521.
12. CARSTENS C. W.: Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet. Norsk geol. tidsskr. B 7 (1923).
13. CISSARZ ARNOLD: Mineralogisch-mikroskopische Untersuchungen der Erze und Nebengesteine des Roteisensteinlagers der Grube Maria bei Braunfels a. d. Lahn. Mitt. Kaiser-Wilhelm-Institut für Eisenforschung, Düsseldorf 1923.
14. CLARKE F. W.: The data of geochemistry 1911. U. S. Geol. Surv. Bull. 491 (1911).
15. CORNELIUS H. P.: Geologie der Err-Juliergruppe. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 70. Lief., I. (1935).
16. CORRENS C. W.: Beitrag zur Geochemie des Eisens und Mangans. Nachr. Akad. der Wissensch., Göttingen (1941) 219—230.
17. DANNECKER EUGEN. Mineralogisch-mikroskopische Untersuchung der Erze und Nebengesteine des Magneteisenlagers „Schöne Anfang", Kreis Wetzlar. N. Jb. Min. Petr. BB 53 A (1926) 197—208.
18. DOELTER C.: Handbuch der Mineralchemie, Dresden und Leipzig (1912—1931).
19. DUNN I. A.: A study of some microscopical aspects of Indian manganese-ores. Trans. of the Nat. Inst. Sc. of India 1, No. 7 (1936) 103—124.
20. — The origin of banded hematite-ores in India. Econ. Geol. 36 (1941) 355—370.
21. ECKERMANN HARRY VON: Some Remarks on the Fe_3O_4-Mn_3O_4-system. Geol. Förenin. Förhandl. 65 (1943) 258—262.
22. EINSELE WILHELM: Versuch einer Theorie der Dynamik der Mangan-Eisenschichtung im eutropen See. Naturwissenschaften 28 (1940) Heft 17, 18.
23. EISENBERGWERK GONZEN A.G.: Das Eisenbergwerk am Gonzen und 25 Jahre Eisenbergwerk Gonzen A.G Festschrift (1944).
24. ENGELHARDT W. VON: Die Geochemie des Bariums. Chemie der Erde. 10 (1936) 187—246.
25. ERMISCH K.: Die Knollengrube bei Lautersberg am Harz. Z. prakt. Geol. 12 (1904) 160—172.
26. ESCHER ARNOLD VON DER LINTH: Geolog. Beschreibung des Gonzenlagers. N. Jb. Min etc. von Leonhard und Bronn (1842) 506—508.
27. FAVRE J. und JOUKOWSKY E.: Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute Savoie). Mém. soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, 37, fasc. 4 (1913).
28. FAVRE J. et RICHARD A.: Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Chatel et de la Cluse de Balme (Jura méridional). Mém. soc. paléont. Suisse, 46 (1927).
29. FEITKNECHT W. und MARTI W.: Über die Oxydation von Mangan-(II)-hydroxyd mit molekularem Sauerstoff. — Über Manganite und künstlichen Braunstein. Helv. chim. acta 28 (1944) 129 - 156.
30. FENNER C. N.: Pneumatolytic processes in the formation of minerals and ores. In: The ore deposits of the Western States, Lindgren volume (1933) 58—105.
31. FICHTER H. J.: Verteilung der Mikrofauna im helvetischen Malmkalk am Gonzen bei Sargans. Ecl. geol. helv. 21 (1931) 222—225.

32. FICHTER H. J.: Geologie der Bauen-Brisenkette und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 69. Lief., (1934).
33. FREULER GABRIEL: Geologie des Mürtschenstockes. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge 54. Lief., (1925).
34. FREYBERG B. VON: Die Erz- und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes. Berlin 1923.
35. FRICKE R., SCHOON TH. und SCHRÖDER W.: Eine gleichzeitige röntgenographische und elektronenmikroskopische Verfolgung der thermischen Umwandlungsreihe γ-FeOOH-γ-Fe_2O_3-α-Fe_2O_3. Z. phys. Chemie 50 B (1941) 13 f.
36. GILL J. E.: Origin of the Gunflint iron — bearing formation. Econ. Geol. 22 (1927) 687–728.
37. GMELIN-KRAUT'S: Handbuch der anorganischen Chemie. Eisenverbindungen 59 B (1932); Manganverbindungen 3, II (1908).
38. GRATON L. C.: The nature of ore-forming fluid, a discussion. Econ. Geol. 35 (1940) 197–358.
39. GRUNER JOHN W.: Paragenesis of the martite ore bodies and magnetites of the Mesabi range. Econ. Geol. 17 (1922) 1—14.
40. — The origin of sedimentary iron formation. The Biwabik Formation in the Mesabi range. Econ. Geol. 17 (1922) 407—460.
41. — Structural reasons for orientated intergrowths in some minerals. Amer. Mineral. 14 (1929) 227—237.
42. — Composition and structure of stilpnomelane. Amer. Mineral. 22 (1937) 912—925.
43. — Magnetite crystals from meteoric solutions. Econ. Geol. 34 (1939) 342.
44. HAIDINGER W.: Handbuch der bestimmenden Mineralogie, Wien 1845.
45. HALLIMOND A. F.: Iron ores: bedded ores of England and Wales, Petrography and Chemistry. Mem. of geol. Surv. London 1925.
46. HANAWALT J. D., RINN H. W., FREVEL L. K.: Chemical analysis by X-ray Diffraction. Ind. and Engeneering Chem. Analytical edition publ. by the Americ. chemical Soc. (1938) 475 ff.
47. HEGEMANN FR.: Die geochemische Bedeutung von Co und Ni in Pyrit. Z. angew. Mineral. 4 (1943) 121–239.
48. HEIM ALBERT: Über das Eisenerz am Gonzen, sein Alter und seine Lagerung. Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich, 45 (1900) 183—198.
49. — Geologie der Schweiz, II, erste Hälfte (1921).
50. HEIM ARNOLD: Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge 20. Lief., (1910—1917).
51. HELBLING R: Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge 76. Lief. (1938).
52. HENGLEIN M.: Die Erz- und Minerallagerstätten des Schwarzwaldes. Stuttgart (1924).
53. HICKOK WILLIAM O.: The iron ore deposits at Cornwall, Pennsylvania. Economic Geol. 28 (1933) 193—255.
54. HILDEBRAND E.: Über die chemisch-physikalischen Bedingungen der Knollenkalkbildung. Z. dtsch. geol. Ges. 80 (1928) 308—342.
55. HINTZE CARL: Handbuch der Mineralogie 1, 2. Abt. (1915).
56. HUBER H. M.: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23 (1943) 72—260.
57. HUMMEL K.: Roteisensteinlager im Devon des Kellerwaldes. Z. prakt. Geol. 30 (1922) 69—71.
58. — Über Manganerze im Kulm des Kellerwaldes. Z. prakt. Geol. 31 (1923) 89.
59. — Zur Frage der Entstehungsweise von Eisenoolithen und Roteisensteinen. Zbl. Min. etc. 22 (1924) 679–686.
60. — Über verschiedene Arten von Eisen-Manganerzlagerstätten in Deutschland. Z. prakt. Geol. 35 (1927) 17—22, 38—42.
61. HUTTENLOCHER, H.: Über Mineralbestand und Struktur einiger schweizerischer Erzgänge. Ecl. geol. helv. 18 (1923) 512 - 518.
62. — Z. K. verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 5 (1925) 165—178.
63. — Beiträge zur Charakteristik der westalpinen Metallisation. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 7 (1927) 165–178.
64. — Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14 (1934) 22—149.
65. HUTTON C. O.: The Stilpnomelane group of minerals. Mineral. Mag. London 25 (1938) 172—206.
66. INGERSON EARL and MOREY, GEORGE W.: Nature of ore-forming fluid, a discussion. Econ. Geol. 35 (1940) 772—785.
67. JAKOB J.: Der Stilpnomelan von Mont Chemin (Wallis). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 7 (1927) 311—313.
68. — Die Manganerzlagerstätten zwischen Val d'Err und Roffna (Oberhalbstein) ihre Begleitmineralien und ihre Genesis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 13 (1933) 17—39.
69. KAISER ERICH: Zur Frage der Entstehung der Manganerzlagerstätte von Postmasburg, Griqualand-West, S-Afrika. N. Jb. Min. etc. BB 64 A (1931) 727—737.
70. KEGEL WILHELM: Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südlichen Lahnmulde. Z. prakt. Geol. 31 (1923) 1—6, 20—29, 36—41.
71. KENNGOTT ADOLF: Die Minerale der Schweiz. Leipzig (1866).
72. — Übersicht der Resultate mineralogischer Forschungen in den Jahren 1862—1865. 1868.
73. KOSTOV IVAN: Manganese in Bulgaria. The mining Mag. London 70 (1944) 84.
74. — Manganese ore-deposits. The mining Mag. London 70 (1944) 329.

75. KRIEGER PHIL: Notes on an X-Ray diffraction study of the series calcite-rhodochrosite. Amer. Mineral. 15 (1930) 23—29.
76. KURYLENKO M. C.: Recherche du fer bi- et trivalent dans la magnetite à l'aide du spectre d'absorption K des Rayons X. Bull. Soc. franç. de Minéral. 65 (1942) 45—58.
77. LARSEN E. S. and BERMAN H.: The microscopic determination of the nonopaque minerals. Dritte Ausgabe. Geol. Surv. Washington, Bull. 848 (1934).
78. LE-BLANC M. und WEHNER G.: Beitrag zur Kenntnis der Manganoxyde. Z. phys. Chemie 168 A (1934) 59 – 78.
79. LEHMANN E.: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Bezirksgruppe Wetzlar, Eisenerzbergbau-Fachgruppe. 1941.
80. LOVERING T. S.: The Rawlins, Shirley and Semione Iron ores, Carbon County, Wyoming. U. S. Geol. Survey, Bull. 811 D (1929).
81. MACCO ALBR.: Die Eisenerzlagerstätten am Lake Superior. Z. Prakt. Geol. 12 (1904) 48—53, 377—399.
82. MAGNUSSEN NILS H.: Långbans Malmtrakt. Sveriges geol. unders. 23 (1930).
83. MASON BRIAN: Mineralogical aspects of the system FeO-Fe_2O_3-MnO-Mn_2O_3. Geol. Förenin. Förhandl. 65 (1943) 97—180.
84. — Alpha-Vredenburgit. Geol. Förenin. Förhandl. 65 (1943) 263—270.
85. MERVIN H. E. und POSNJAK E.: The hydrated ferric oxydes. Amer. J. of Sc. 47 (1919) 311—348.
86. MOORE E. S. and MAYNARD J. E.: Solution, Transportation and Precipitation of iron and silica. Econ. Geol. 24 (1929) 272 f., 365 f., 506 f.
87. MONTORO V.: Cristalli misti del sistema FeO-MnO. Gazz. chim. Ital. (1940) 150—153.
88. NIEDER RUD.: Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerausbildung in Roteisensteinlagern an der Lahn. Arch. Lagerst. 51 (1931).
89. NIGGLI P.: Die leichtflüchtigen Bestandteile des Magma. Preisschr. 47. der fürstl. Jablonowskischen Ges. zu Leipzig, 1920.
90. — Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
91. — Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. Abh. prakt. Geol. und Bergwirtschaftslehre. 1 (1925), Halle.
92. — DE QUERVAIN F., WINTERHALTER R. U.: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie 14. Lief., (1930).
93. — KÖNIGSBERGER J., PARKER R. L.: Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel 1940.
94. — Die Systematik der magmatischen Erzlagerstätten. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 21 (1941) 161—172.
94a — Lehrbuch der Mineralogie, Dritte Auflage. 3. Band. im Druck (1945).
95. OBERHOLZER J.: Das Eisenerzvorkommen am Gonzen bei Sargans. Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie 13. Lief., Band 1 (1923) 155.
96. — Geologie der Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge 58. Lief., (1933).
97. ORCEL M. J.: Recherches sur la composition chimique des chlorites. Thèses prés. à la Faculté des sc. de Paris 1927.
98. ORCEL J. und PAVLOVITCH ST.: Les caractères microscopiques des oxydes de manganèse et des manganites naturels. Bull. Soc. Minèral. de la France. 54 (1931) 108—179.
99. PARK CHARLES F. Manganese deposits in the Olympic Peninsula, Wash. Econ. Geol. 34 (1939) 944.
100. PETRASCHECK W. E.: Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Balkaniden und Südkarpathen. Fortschr. Geol. Paläont. 14. Heft 47 (1942).
101. QUERVAIN F. DE.: Die Erzlagerstätten am Parpaner Rothorn. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Geotechn. Serie 16. Lief., Heft 2 (1931).
102. RAMDOHR P.: Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System FeO-Fe_2O_3-TiO_2. Festschr. Bergakademie Clausthal 1925.
103. — Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Hämatit .... Erweiterte Abhandlung. N. J. Min. etc. BB 54 A (1926) 320—379.
104. — Das Eisenerzlager des Oberharzer Diabaszuges und sein Verhalten im Bereich des Brockenkontaktes. N. J. Min. etc. BB 55 A (1927) 333 – 392.
105. — Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. 12. Auflage, 1942, Stuttgart.
106. RAMSDELL LEWIS S.: An X-ray study of Psilomelane and Wad. Amer. Mineral. 17 (1932) 143—149.
107. RASOR CHARLES A.: Manganese mineralisation at Tombstone, Arizona. Econ. Geol. 34 (1939) 790—803.
108. RICHTER H.: Beitrag zur geol. Kenntnis der Lahn-Dillmulde. Z. internat. Bergwirtschaft und Bergtechnik 5, 6 (1930).
109. ROD E.: Stratigraphie des Malm der Graustock-Hutstockgruppe (Melchtal). Diss. Bern 1937.
110. SAEMANN H.: Untersuchungen der Fricktaler Eisenerze und ihrer Verhüttbarkeit. Diss. Zürich, 1921.
111. SAVAGE W. S.: Solution, Transportation and Precipitation of Manganese. Econ. Geol. 31 (1936) 278—297.
112. SCHNEIDERHÖHN H.: Schichtige Erzlagerstätten von strittiger Entstehung. Geol. Rundschau, 14 (1923) 60—68.
113. — und RAMDOHR P.: Lehrbuch der Erzmikroskopie, Band 2, 1931.
114. SCHNEIDERHÖHN H.: Mineralbestand und Gefüge der Manganerze von Postmasburg, Griqualand-West, S-Afrika. N. J. Min. etc. BB 64 A (1931) 701—726.
115. — Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, 1. Band 1941, Jena.

116. SCHNEIDERHÖHN H: Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. Jena 1944.
117. SIMON A.: Über das System Manganoxyd-Wasser. Z. anorg. allg. Chemie (1937) 269 - 381.
118. SMITH B.: Hematites of West Cumberland, Lancashire and the Lake District. Mem. geol. Surv. London. 1924.
119. SMITHERINGALE W. V.: Mineral association at the George goldcoppermine, Stewart B. C. Econ. Geol. 23 (1928) 193 - 208.
120. SPENCER EDM.: Albite and other authigenic minerals in limestone from Bengal. The mineral. Mag. 20 (1925) 366—381.
121. SPIROFF KIRIL: Magnetite crystals from meteoric solutions. Econ. Geol. 33 (1938) 818—828.
122. STAUB R.: Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge, 52. Lief., (1924).
123. — Geol. Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. der Schweiz. natf. Ges. 72 (1937.)
124. — Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Eclog. geol. helv. 31 (1938) 345—353.
125. STAUFFACHER J.: Chamosit-Eisenglanz-Pisolith in der oberen Kreide (Seewerkalk) an der Dents du Midi (Wallis). Z. prakt. Geol. 25 (1917) 87—90.
126. STIRNEMANN ERNST: Über die Bildungsverhältnisse der Eisenerzlagerstätten im System Eisenchlorid-Wasser. N. Jb. Min. etc. BB 53 A (1926) 59—94.
127. STRASSEN H. ZUR: Neuere Forschungen über Mehrstoffsysteme mit Eisenoxyden. Fortschr. Min. etc. (1936) 239—289.
128. STRUNZ H.: Beitrag zum Pyrolusitproblem. Die Naturwissenschaften 31 (1943) 89 - 91.
129. STÜTZEL HELMUT: Die Erze der Grube Theodor bei Aumenau und ihr Verhältnis zum Nebengestein. N. Jb. Min. etc. BB 67 A (1933) 155—195.
130. TERCIER J.: Depôts marins actuels et series géologiques. Ecl. geol. helv. 32 (1939) 47—100.
131. THIEL GEO A.: The Manganese Minerals, their identification and paragenesis. Econ. Geol. 19 (1924) 107—145.
132. TRENGOVE S. A.: The hydrothermal oxydation of manganese minerals. Econ. Geol. 31 (1936) 29 - 47.
133. TWENHOFEL LILLIAN H.: Changes in the oxydation of iron in Magnetites. Econ. Geol. 22 (1927) 180—188.
134. TWENHOFEL W. H.: Treatise on sedimentation. 2. edition 1932, Baltimore.
135. VINCIENNE HENRI: Sur des pisolithes de fer magnétique provenant du Mexique. Bull. Soc. Franç. Minéral. 64 (1941) 139—159.
136. VOGT I. H. L.: Die regional-metamorphosierten Eisenerzlager im nördlichen Norwegen. Z. prakt. Geol. 11 (1903) 24—28, 59—65.
137. — Über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. Z. prakt. Geol. 13 (1906) 217—233.
138. WEBER E.: Eisenerzvorkommen im Verrukano westlich St. Martin bei Mels. Eclog. geol. helv. 33 (1940) 185—188.
139. WILHELM O.: Die Eisen-Manganerzlager im unteren Averstal. Z. Prakt. Geol. 30 (1922) 149—164.
140. WINCHELL ALEX. N.: Elements of optical mineralogy, 2. Band, dritte Auflage 1933.
141. WISER D. F.: Beschreibung von Wiserit u. a. Mineralien, in N. Jb. Min. etc. (1842). 510.
142. WOOLNOUGH W. C.: Origin of banded iron ores, a suggestion. Econ. Geol. 36 (1941) 465—489.
143. ZACHARIASEN W. H.: Untersuchungen über die Kristallstruktur von Sesquioxyden und Verbindungen ABO_3. Skrifter utgitt av det Norske Videnskaps Akademi i Oslo, 1928.
144. ZÜST O.: Über granitische und diabasische Gesteine in der Gegend von Ardez, Diss. Zürich 1906.

Ein Verzeichnis aller (auch der unveröffentlichten) Arbeiten über die Gonzenlagerstätte findet sich bei OBERHOLZER [**95**]. Im vorliegenden Verzeichnis wurden nur die wichtigsten und neueren Arbeiten angeführt. Nicht erwähnt sind ferner die seit 1925 ausgearbeiteten Gutachten.

Stereogramm der Eisen- u. Manganerzlagerstätte im Gonzen

Parallelprojektion der vom hangenden Gestein entblössten Erzschicht auf eine Ebene mit W-E-Streichen und 43° Nordfallen

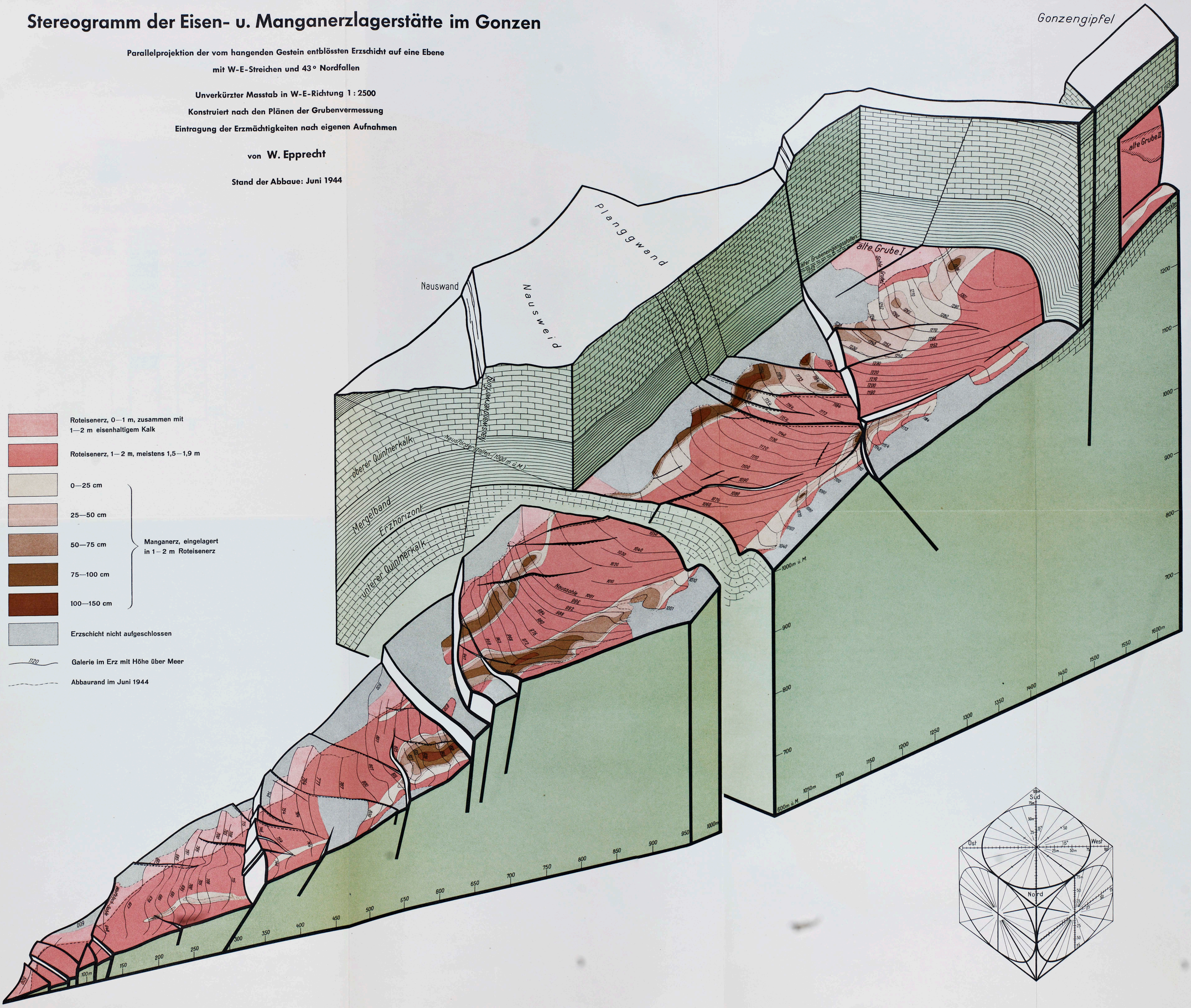
Unverkürzter Masstab in W-E-Richtung 1 : 2500

Konstruiert nach den Plänen der Grubenvermessung

Eintragung der Erzmächtigkeiten nach eigenen Aufnahmen

von W. Epprecht

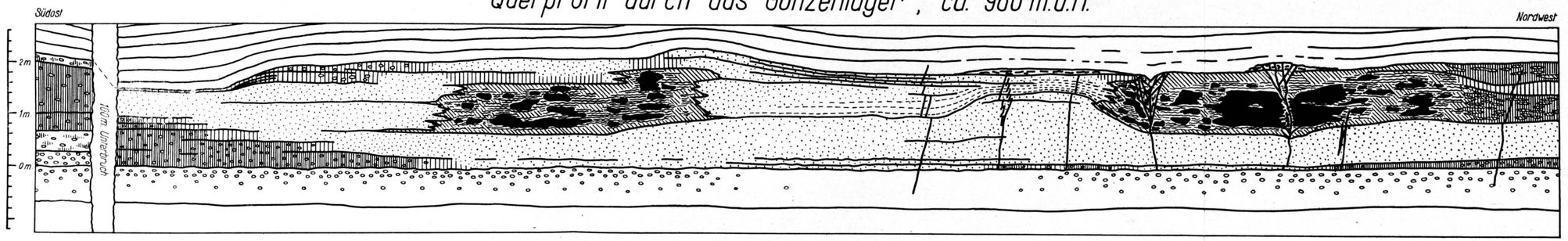
Stand der Abbaue: Juni 1944



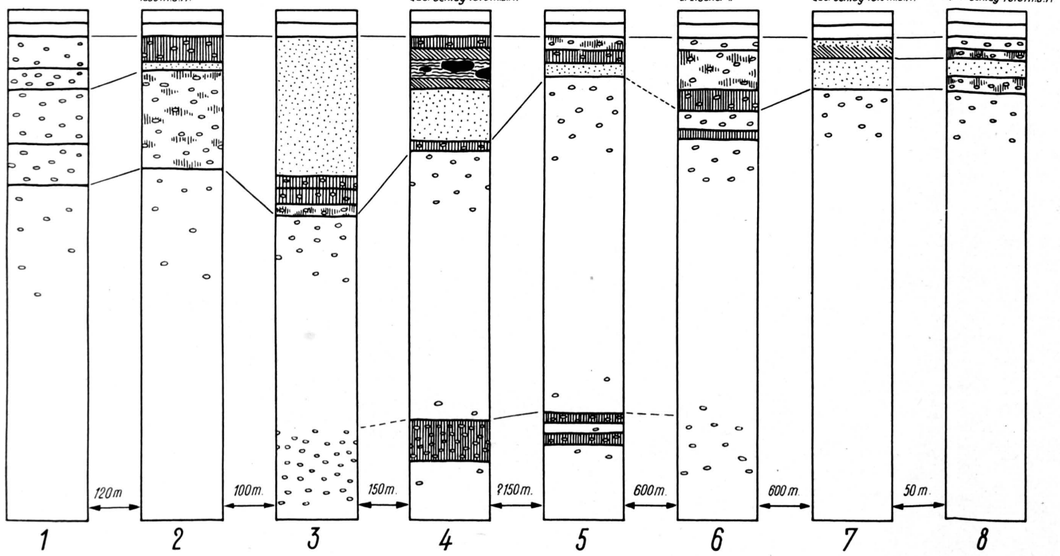
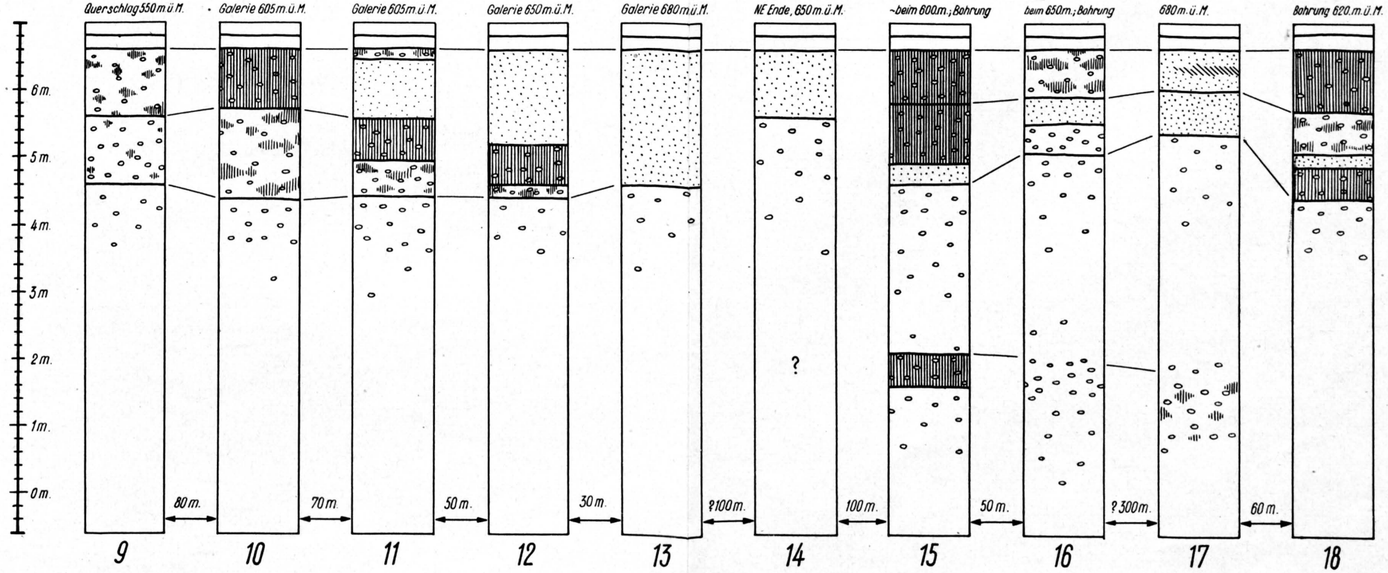
Bew. No. 6020 BRB 3. X. 1939.

Kümmerly & Frey, Bern.

Querprofil durch das Gonzenlager, ca. 960 m.ü.M.



1. Profilserie durch den südöstlichen Lagerteil



2. Profilserie durch den nordöstlichen Lagerteil