

**MANGANERZE
IN DEN RADIOLARITEN
GRAUBÜNDENS**

VON DER

**EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN
HOCHSCHULE IN ZÜRICH**

ZUR ERLANGUNG DER WÜRDE EINES DOKTORS DER
NATURWISSENSCHAFTEN

GENEHMIGTE

PROMOTIONSARBEIT

VORGELEGT VON

TH. GEIGER

VON WIGOLTINGEN

Referent: Herr Prof. Dr. P. NIGGLI

Korreferent: Herr Prof. Dr. J. JAKOB

Erschienen in Beiträge zur Geologie der Schweiz,
geotechnische Serie, Lieferung 27.

Inhaltsverzeichnis.

Vorwort	V
Einleitung	VII
Geschichtlicher Überblick	VII
Geographische Übersicht	VIII
I. Beschreibung der einzelnen Vorkommen	1
A. Landschaft Oberhalbstein	1
Geologischer Überblick	1
1. Parsettens (Val d'Err)	1
a) Situation und geologische Übersicht	1
b) Petrographie des eigentlichen Nebengesteins der Erzlager	4
1. Die roten Radiolarite und tonigen Schiefer	4
2. Die grauen und grünen Hornsteine bis Schiefer	6
c) Die chemische Zusammensetzung der Nebengesteine	7
d) Die Vererzung	9
1. Lage und Form der einzelnen Vorkommen	9
2. Die Beziehungen zwischen Erz und Nebengestein	13
3. Inhalt der Lagerstätte	14
4. Die Durchklüftung der Erze und Nebengesteine	15
5. Die Veränderungen in der Oxydationszone	16
2. Falotta	17
a) Situation und geologische Übersicht	17
b) Petrographie des Nebengesteins	17
1. Der Radiolarit	17
2. Die Ophiolithe	17
c) Die Vererzung	22
1. Lage und Form der einzelnen Vorkommen	22
2. Der Übergang vom Nebengestein zum Erz	24
3. Inhalt der Lagerstätte	24
4. Die Durchklüftung der Erze und ihrer Nebengesteine	25
3. Alp digl Plaz	26
a) Situation	26
b) Inhalt der Lagerstätte	26
4. Übrige Vorkommen im Oberhalbstein	27
a) Uigls und Alp Tiefenkaasel	27
b) Val Bercla	28
B. Weitere Lagerstätten in Graubünden	28
1. Mittelbünden	28
a) Litzirüti	28
b) Alp Prättsch	29
c) Fondeital	30
2. Engadin	30
a) Valletta del Julier	30
b) Piz Corvatsch	31
c) Piz Lischanna	31
II. Mikroskopische, chemische und röntgenographische Untersuchung der Erze und ihrer Begleitminerale	32
A. Beschreibung der Einzelminerale	32
a) Braunit	32
b) Psilomelan, Wad	34
c) Hämatit	37
d) Parsettensit	37

e) Tinzenit	42
f) Sursassit	44
g) Piemontit	47
h) Rhodonit	48
i) Manganokalzit und Rhodochrosit	50
k) Quarz	51
l) Albit	52
m) Baryt	52
B. Mineralbestand, Struktur und Textur der Erzlager	53
1. Die Haupterze	53
a) Die allgemeinen Strukturtypen	53
b) Die strukturelle Bedeutung von Einschlüssen in Braunit	55
c) Der Fossilgehalt der Erze	56
d) Die mikroskopisch erkennbaren Beziehungen zwischen Erz und Nebengestein	57
e) Die Erze der Oxydationszone	58
2. Die Kluftminerale	59
a) Paragenesen	59
b) Die Ausscheidungsfolge der Kluftminerale	64
c) Der Einfluß der Klüfte auf Mineralbestand und Struktur der Erze	65
d) Zur Bildungsweise der Kluftminerale	66
e) Die Verbreitung der Kluftminerale	66
C. Die chemische Zusammensetzung der Erzlager	68
1. Die Haupterze	68
2. Gesamtchemismus der Lagerstätten	69
III. Allgemeine Betrachtungen	71
A. Zusammenfassung über die Erscheinungen der Metamorphose	71
B. Vergleiche mit andern metamorphen Manganlagerstätten	72
C. Die Genese der Erzlager	74
1. Die Radiolariterze als sedimentäre Bildungen	74
2. Die Herkunft der Erzlösungen	75
3. Zur Ausfällung der Erze	77
4. Vergleiche mit Lagerstätten ähnlicher Genesis.	78
a) Manganerze in Radiolariten oder ähnlichen Gesteinen	78
b) Nicht an Radiolarite gebundene Manganerze, die Beziehungen zu basischen Eruptivgesteinen aufweisen	80
c) Die Mn-Anreicherungen in den rezenten Tiefseesedimenten	80
D. Zusammenfassung	81
Literaturverzeichnis	82

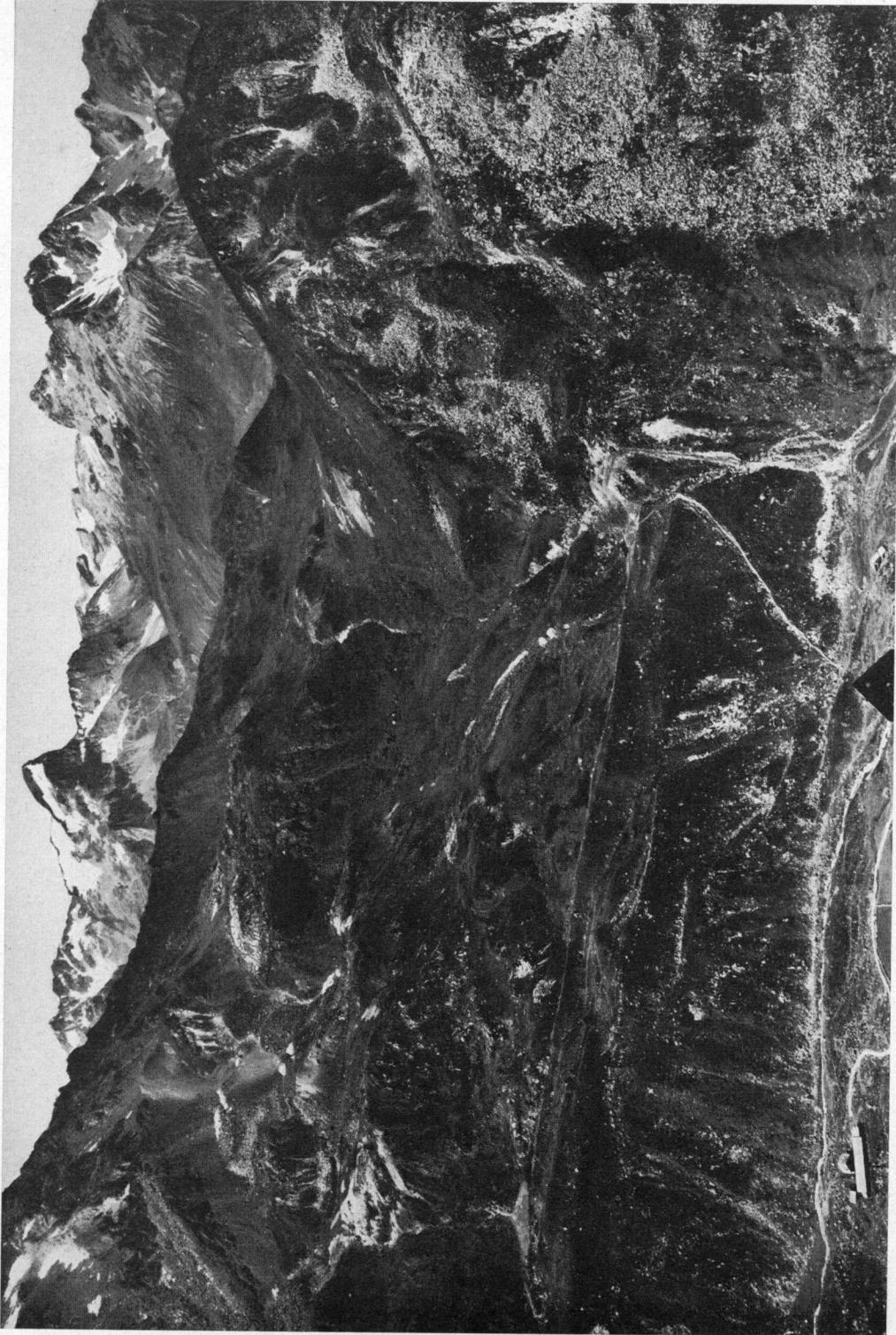
Vorwort.

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI in den Jahren 1943—1947 ausgeführt. Die Feldarbeiten nahmen insgesamt viereinhalb Monate in Anspruch. Das gesammelte Material wurde im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Eidg. Technischen Hochschule verarbeitet.

Ich freue mich, an dieser Stelle meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI für sein großes Interesse und die allseitige Förderung, die er meiner Arbeit zukommen ließ, herzlich danken zu können. Zu Dank verpflichtet bin ich auch Herrn Prof. Dr. E. BRANDENBERGER für die Aufnahme der Röntgendiagramme und seine Anleitung und Hilfe bei deren Auswertung. Herrn Prof. Dr. J. JAKOB verdanke ich die Ausführung einer Borbestimmung und Anleitung bei den Mineralanalysen. Mein Dank gilt weiter den Herren Professoren R. L. PARKER und C. BURRI für ihre stete Hilfsbereitschaft. Herrn Priv.-Doz. Dr. F. DE QUERVAIN bin ich dankbar für seine wertvolle Hilfe bei der Drucklegung und Anfertigung von Mikrophotographien.

Die Untersuchung der abbauwürdigen Lagerstätten Parsettens und Falotta wurde ermöglicht durch das freundliche Entgegenkommen der Direktion der AG. der LUDWIG VON ROLLSCHEN EISENWERKE und der EISENBERGWERK GONZEN AG., die mir die wissenschaftliche Untersuchung der Erzlager erlaubten und auch Unterkunft und Verpflegung an den Abbaustellen ermöglichten. Mein Dank gilt besonders Herrn Direktor J. FUNK von der Gießerei Rondez, sowie den Herren Ing. G. BUEHLMANN und W. STEINER für ihre Unterstützung während der Feldaufnahmen auf Parsettens. Zu großem Dank bin ich auch Herrn Direktor E. EUGSTER vom Eisenbergwerk Gonzen AG. verpflichtet; durch seine Vermittlung wurde mir die Arbeit an der Abbaustelle Falotta weitgehend erleichtert. Dankbare Erinnerung verdient auch die wertvolle Hilfe meines Freundes Ing. H. ROHNER bei der Aufnahme der Situationspläne. Die Vermessungsinstrumente wurden uns in verdankenswerter Weise von Herrn Prof. Dr. C. F. BAESCHLIN vom Geodätischen Institut der E. T. H. zur Verfügung gestellt.

Zum Schlusse möchte ich meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten, herzlich danken.



Aufnahme der Eidg. Landestopographie, Wabern-Bern

Alle Rechte vorbehalten

Alp Parsettens (Val d'Err) von Nordosten gesehen.

Im Vordergrund die Hütten von Alp d'Err (2177 m). Auf der linken Bildhälfte ist die spätglaziale Seitenmoräne des Errgletschers schön ausgebildet. Am rechten Ende der Moräne ist die alte Abbaustelle (1917—1919) der Mn-Lagerstätte Parsettens (29250 m) mit Bremsberg erkennbar. Der Berg rechts im Vordergrund ist der Carungas (2617 m), dessen Ostflanke mit Bergsturztümmern bedeckt ist. In der Bildmitte die Einsattelung der Furtschella, die schwarzen Felsen links davon bestehen aus Serpentin der Platta-Decke, darüber liegen Kristallin und Sedimente der unterostalpinen Carungas- und Err-Decke (Nordflanke des Piz d'Err). Das von links nach rechts verlaufende Tal im Hintergrund ist das Oberhalbstein. Am Horizont erkennt man links den Gipfel des Piz Platta (3397 m), der aus ophiolithischen Gesteinen der penninischen Platta-Decke besteht; rechts Piz Forbisch (3267 m) und Piz d'Arblatsch (3208 m) (penninischer Flysch).

Einleitung.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Manganerzvorkommen gehören einem Lagerstättentypus an, für den charakteristisch ist, daß die Erze an Radiolarite gebunden sind. Im Gebiete von Graubünden gehören letztere der unterostalpinen und hochpenninischen Sedimentreihe an. Manganerze treten an vielen Stellen auf, doch handelt es sich im allgemeinen um nur geringe Erzmengen. Für eine eingehende Untersuchung eigneten sich besonders die beiden abbauwürdigen Lagerstätten von Parsettens (Val d'Err) und Falotta (Oberhalbstein). Günstig war der Umstand, daß beide Vorkommen während des zweiten Weltkrieges erneut aufgeschlossen wurden. Zu Vergleichszwecken wurden auch kleinere, nicht abbauwürdige Vorkommen untersucht. Dabei zeigte es sich, daß sämtliche Lagerstätten in bezug auf geologisches Auftreten und mineralogische Zusammensetzung weitgehende Ähnlichkeiten aufweisen.

Ältere Arbeiten über die Manganlagerstätten in Graubünden enthalten neben allgemeinen Angaben bereits Untersuchungen über die Begleitminerale der Erze. Eine zusammenfassende Beschreibung der wichtigsten Vorkommen erfolgte in Lit. (3), die auch alle vor 1923 erschienenen Publikationen aufzählt. J. JAKOB (42, 43, 44, 45, 46, 47) hat seit 1923 die chemische Zusammensetzung begleitender Mangansilikate abgeklärt. Doch fehlen exakte Angaben über die mineralogische Zusammensetzung, sowie Struktur und Textur der eigentlichen Manganerze. So wurde es zu einer der ersten Aufgaben vorliegender Arbeit, mit Hilfe der Erzmikroskopie und Röntgenographie die Erzmassen näher zu diagnostizieren. Auch drängte sich der Versuch auf, die Strukturen der seltenen Mangansilikate auf röntgenographischem Wege zu bestimmen. Zur Lösung der Hauptaufgabe: „Abklärung der Entstehung der Manganlagerstätten“ mußten die Nebengesteine und deren Beziehungen zum Erz näher untersucht werden. Basische Eruptivgesteine, welche in der Nähe der Erze häufig auftreten, erwiesen sich von besonderem Interesse.

Geschichtlicher Überblick.

Von den Manganvorkommen in Graubünden wurden nur diejenigen im Oberhalbstein ausgebeutet. Ein historischer Überblick über frühere Erzgewinnung stammt von CH. TARNUZZER (3). Die erste schriftliche Urkunde über Bergbau bei Tinzen im Oberhalbstein geht auf das Jahr 1338 zurück, in welchem die Familie von Marmels unter sich einen Vertrag abschloß. In den darauffolgenden Jahrhunderten scheinen Aufzeichnungen über den Bergbau in diesem Gebiete zu fehlen. Erst im Jahre 1819 finden wir wieder Berichte über den Abbau von Erz im Oberhalbstein. Von 1818—1826 erfolgte die Erzgewinnung durch eine bündnerische Bergbaugesellschaft, die zugleich die Erze auf Puntaiglas bei Truns ausbeutete. Im Jahre 1826 nahm eine französische Gesellschaft die Gruben im Bündner Oberland sowie die von Tinzen in Betrieb. Anfangs der vierziger Jahre löste sich infolge großer finanzieller Verluste die Gesellschaft auf. Bis zu diesem Zeitpunkt hatte man die Manganerze als Eisenerze behandelt und versucht, Eisen zu gewinnen. Erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde die wahre Natur der Erzvorkommen erkannt und zu verschiedenen Malen in kleinem Maßstab auf Mangan abgebaut. Ein intensiverer Abbau setzte in der Zeit des ersten Weltkrieges ein, er führte 1916—17 zur Erschöpfung der Lagerstätte auf Alp digl Plaz oberhalb Roffna. Aus der Lagerstätte Parsettens (Val d'Err) wurden in den Jahren 1917—1919 ebenfalls größere Mengen Manganerz gefördert. Der Abbau wurde im September 1919 eingestellt, als sich der Mangel an ausländischen Manganerzen nicht mehr geltend machte. Nach der Unterbindung der Zufuhr von ausländischem Manganerz im zweiten Weltkrieg begann eine neue Abbauperiode. Bei Parsettens und Falotta wurden neue Erzlinsen erschürft und teilweise abgebaut. Bei Parsettens im Val d'Err erfolgte eine Ausbeutung in den Jahren 1942—1945. Auf Falotta, wo man früher keine größeren Erzmengen vermutet hatte, konnten in den Sommermonaten der Jahre 1944 und 1945 ebenfalls größere Mengen von Manganerz gefördert werden. Angaben über die Erzförderung finden sich in einem gesondert publizierten Anhang.

Geographische Übersicht.

In bezug auf ihre geographische Lage lassen sich die verschiedenen Manganerzvorkommen in Radiolariten von Graubünden in drei Gruppen zusammenfassen. Die wichtigsten liegen in der Landschaft Oberhalbstein. Kleinere Vorkommen zeigen sich in Mittelbünden in der Gegend von Arosa. Nur unbedeutende Fundstellen sind aus dem Engadin zu erwähnen. In Figur 1 sind die einzelnen Vorkommen auf einem Übersichtskärtchen zusammengestellt. Die dort angegebenen Nummern beziehen sich auf die folgenden Lokalitäten:

Oberhalbstein	Mittelbünden	Engadin
1 Alp Parsettens (Val d'Err)	7 Litzirüti	10 Valletta del Julier
2 Falotta	8 Alp Prätsch	11 Piz Nair Pitschen
3 Alp digl Plaz	9 Fondeital	12 Piz da Trais Fluors
4 Uigls ob Conters		13 Piz Corvatsch
5 Alp Tiefenkastel		
6 Val Bercla		

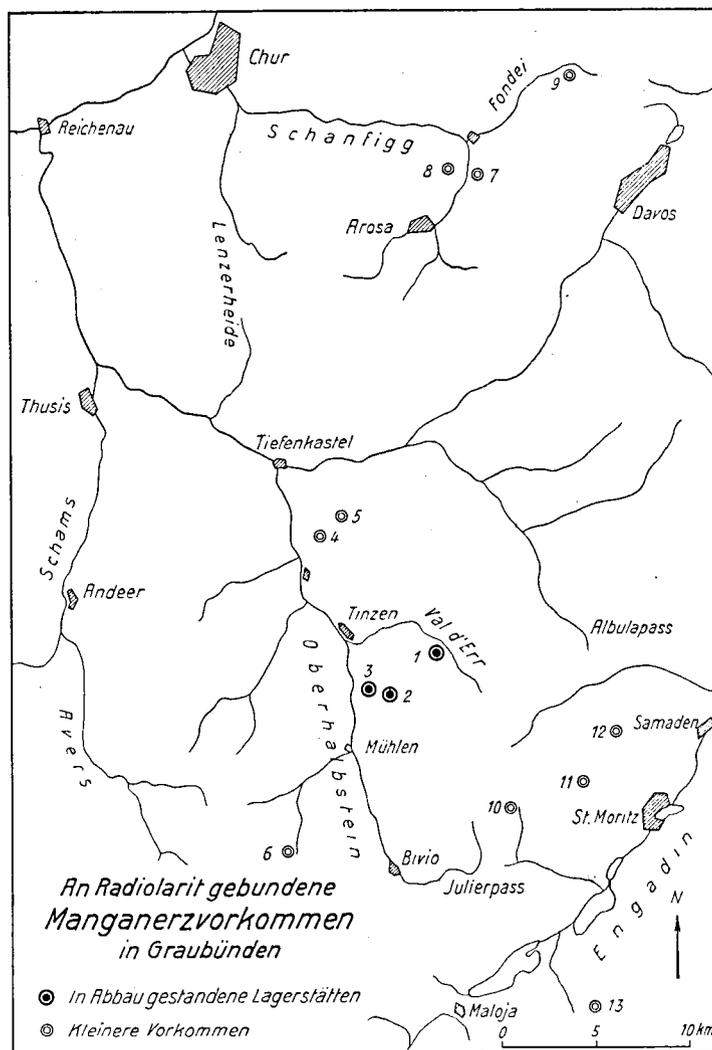


Fig. 1.

I. Beschreibung der einzelnen Vorkommen.

A. Landschaft Oberhalbstein.

Geologischer Überblick des Gebietes zwischen Val d'Err und Oberhalbstein.

Die bedeutendsten Vorkommen von Manganerz in Graubünden liegen in einem Gebiet, das westlich durch das Oberhalbstein zwischen Tinzen und Mühlen und im Osten durch das Val d'Err begrenzt ist. Geologische Untersuchungen hat H. P. CORNELIUS ausgeführt. Eine eingehende stratigraphische und petrographische Beschreibung der auftretenden Gesteine ist in Lit. (16) im Anschluß an die geologische Spezialkarte (115 A) erfolgt.

Die steilen bewaldeten Hänge auf der rechten Talseite des Oberhalbsteins werden aufgebaut aus der Oberhalbsteiner Flyschmasse, die als Teildecke der hochpenninischen Margnadecke angesehen wird. Die mächtigen Ophiolithmassen der Plattadecke, von H. P. CORNELIUS (16) und R. STAUB (85) ebenfalls als Untereinheit der Margnadecke bezeichnet, liegen darüber. Zusammen mit den dazwischengeschalteten Sedimentzügen bauen diese Ophiolithe die Vorberge Falotta und Piz Cuolm auf und ziehen dann über die Ochsenalp und die Einsattelung der Furtschella nach dem hintern Val d'Err. Über den Ophiolithen der Plattadecke folgt die schwer verschürfte Basis der unterostalpinen Errdecke, die CORNELIUS als Carungasdecke abtrennt. Diese tektonische Untereinheit wird zur Hauptsache aus jurasischen Sedimenten aufgebaut, die besonders am Carungas auf der Südseite des Val d'Err zu relativ mächtigen Massen angehäuft sind. Über der Carungasdecke folgt im Gebiet des Piz d'Err die eigentliche Errdecke, die nach R. STAUB (85) als abgerissene Stirnpartie der unterostalpinen Hauptdecke zu betrachten ist. In dem beschriebenen Gebiete treten an drei Stellen größere Mengen von Manganerzen auf. Es sind dies die Vorkommen auf Alp Parsettens im Val d'Err, auf Falotta und Alp digl Plaz östlich Roffna im Oberhalbstein. (Siehe tektonische Übersichtskarte Fig. 2.)

I. Parsettens (Val d'Err).

a) Situation und geologische Übersicht.

Die Alp Parsettens liegt im hinteren Val d'Err am linken Talhang zwischen den Hütten der Alp Err Sura (2170 m) und der Furtschella (2400 m), dem Übergang nach der Tinzener Ochsenalp. Über die Geologie dieser Gegend und die Lage der einzelnen Erzvorkommen orientiert der Übersichtsplan von Figur 3. Die Manganerze enthaltende Gesteinsserie gehört der unterostalpinen Carungasdecke an. Der Serpentin im Gebiete der Furtschella, wenige hundert Meter westlich und südlich der Erzlager, gehört bereits der tektonisch tiefern Einheit der Plattadecke an. Im Gebiet des Carungas, an dessen Südostabhänge die Lagerstätten liegen, treten folgende unterostalpine Schichtglieder auf: Kristallin (Granitgneise und Glimmerschiefer), Trias (Dolomit und Rauhwacke), Lias (Kalke, Schieferkalke bis Phyllite und Dolomitbrekzien). Unter der Bezeichnung „oberer Jura“ faßt CORNELIUS (16) die Gesteinsgruppe Radiolarit—Aptychenkalk zusammen, eine genaue stratigraphische Horizontierung auf Grund von Fossilfunden ist leider nicht möglich. Makrofossilien sind bis heute noch nicht gefunden worden, von den Mikrofossilien sind die in großen Mengen auftretenden Radiolarien zur Altersbestimmung nicht

brauchbar. In lithologisch ähnlichen Profilen im Engadin fanden zuerst G. STEINMANN (86) und später auch W. SCHILLER (76) Makrofossilien, die für tithonisches Alter sprechen. Allgemein wird heute für die Radiolarit—Aptychenkalk-Komplexe Malmalter angenommen. Über die Abgrenzung dieser Schichtreihe nach oben und unten läßt sich nichts genaueres aussagen. Es besteht die Möglichkeit, daß der liegende

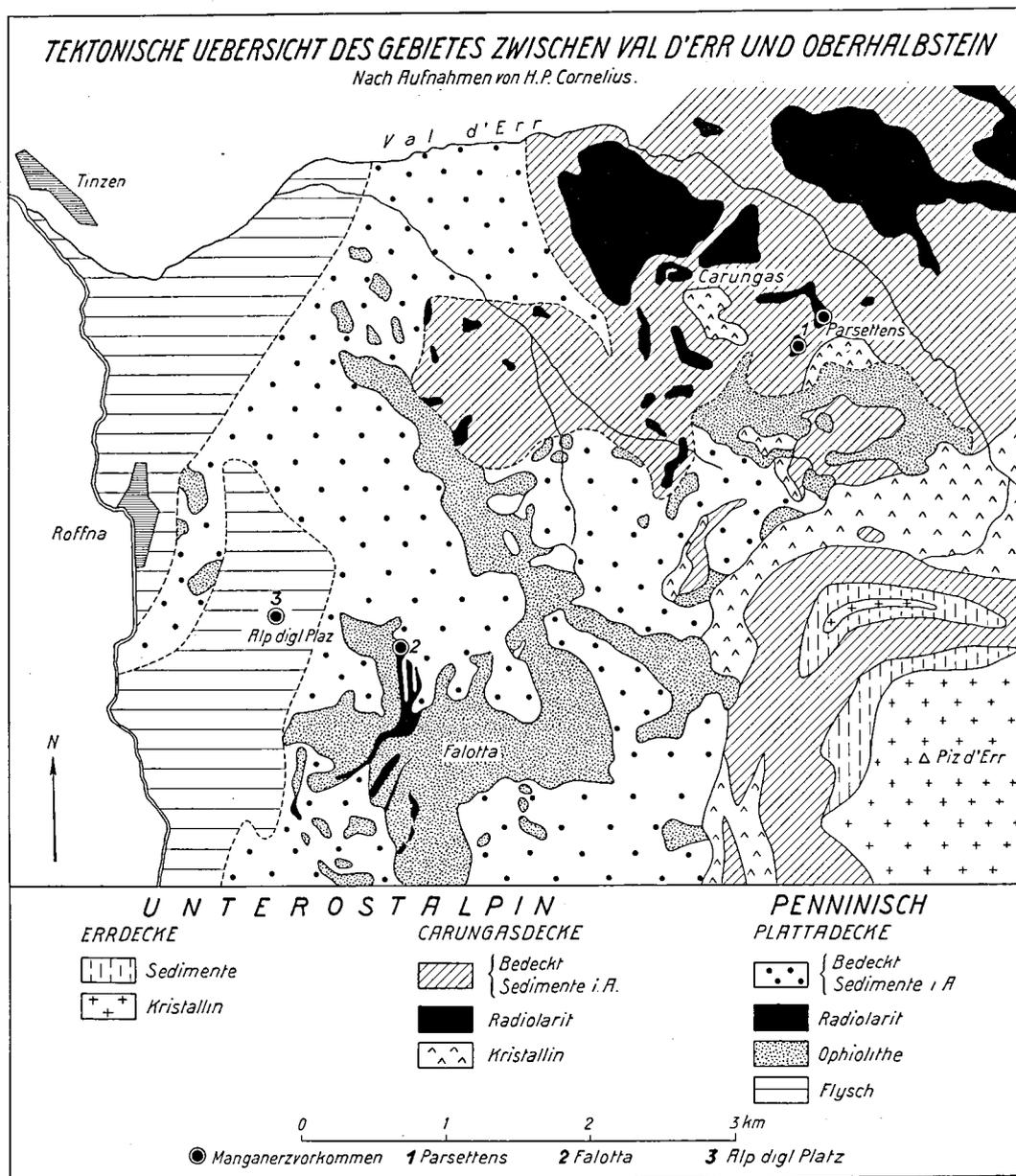


Fig. 2.

Aptychenkalk bis in den Dogger hinabreicht, oder aber, daß der Radiolarit mit seiner obren Grenze bis in die unterste Kreide hinaufreicht. Von den beiden erwähnten Schichtgliedern des obren Juras bildet der Aptychenkalk die untere Abteilung. Im wesentlichen handelt es sich um einen deutlich makro- bis mikrokörnigen Kalk (Marmor) von lichter Farbe (vorwiegend lichtgrau, grünlich oder gelblich). Oft zeigt sich eine gute Schichtung, wobei rein kalkige Lagen mit quarzreichen Lagen abwechseln. Die Feinschichtung tritt besonders deutlich auf den Anwitterungsflächen hervor (langsames Verwittern der quarzreichen Lagen). Die mikroskopische Untersuchung des Aptychenkalkes zeigt, daß neben mikro- bis kryptokristallinen Kalzitpartien auch solche von wesentlich größerem Korn auftreten (max. Korn-

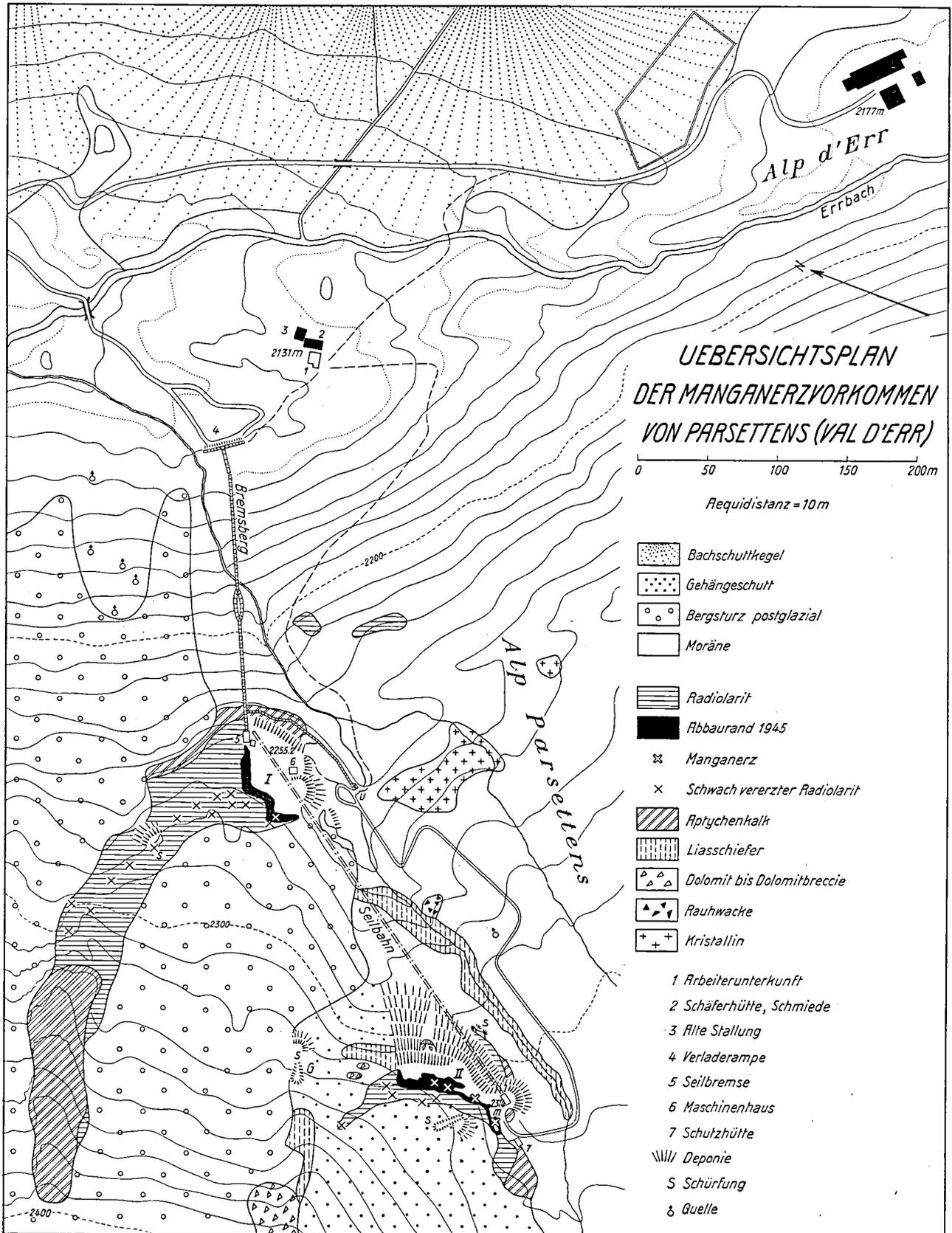


Fig. 3.

durchmesser 2 mm). Im allgemeinen ist ein lagen- oder linsen- bis schlierenartiger Wechsel zwischen grob- und feinkörnigen Bereichen festzustellen. Neben Kalzit als weitaus vorherrschendem Hauptgemengteil ist sozusagen immer etwas Quarz vorhanden. Er ist in Form von kleinen Einzelkörnchen im Kalzitaggregat eingesprengt, wobei sich relativ quarzreiche von quarzarmen Lagen unterscheiden lassen. Reine Quarzlagen konnten nie beobachtet werden, in den quarzreichsten Partien beträgt der Volumanteil von Quarz höchstens 30 %. Als weiterer Nebengemengteil ist Serizit zu erwähnen, der meist in flaserigen Zügen zwischen den Kalklagen hindurchzieht; feinste Schüppchen liegen auch innerhalb des Kalkes. Neben Serizit ist in den dünnen Häutchen oft etwas Chlorit und bräunliches Pigment vorhanden. Als Übergemengteil sind vereinzelt Albitindividuen zu erwähnen. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur lagig bis flaserig. Mikrofossilien fehlen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß es sich um einen metamorphen Aptychenkalk handelt, für den H. P. CORNELIUS (18) den Namen Hyänenmarmor geprägt hat. In bezug auf die Auswirkungen der Metamorphose zeigen die beiden benachbarten Schichtglieder Aptychenkalk und Radiolarit deutliche Unterschiede. Während der Radiolarit eine relativ geringe Umwandlung erfahren hat, erfolgte beim Aptychenkalk eine teilweise mit deutlicher Kornvergrößerung verbundene Umkristallisation.

Der Radiolarit bildet die höhere Abteilung des obern Juras. Diese Gesteinsserie umfaßt im wesentlichen dünnsschichtige Radiolarienhornsteine und kieselig-tonige Schiefer. Die Farbe der Gesteine ist vorwiegend rot, weniger häufig sind grüne oder graue Varietäten. Eine innige Wechsellagerung von verschieden stark rotgefärbten Hornsteinschichten und mehr tonigen Schieferen ist die Regel. Meist bilden die tonigen Schiefer nur dünne Beläge zwischen den Hornsteinlagen. Stellenweise können sie aber an Mächtigkeit zunehmen und dann sogar über die Hornsteine dominieren. Sämtliche Manganerzvorkommen liegen in diesem Radiolaritkomplex. Über die Grenze zwischen Radiolarit und Aptychenkalk läßt sich noch folgendes anführen. Der auf Parsettens nur an wenigen Stellen aufgeschlossene Kontakt beider Gesteinstypen ist im allgemeinen ziemlich scharf. Der Übergang vollzieht sich meist innerhalb weniger Zentimeter. Schon unmittelbar unterhalb dem Kontakt ist der Radiolarit praktisch kalkfrei.

b) Petrographie des eigentlichen Nebengesteins der Manganerzlager.

1. Die roten Radiolarite und tonigen Schiefer.

Makroskopisch und mikroskopisch lassen sich im wesentlichen drei Typen unterscheiden. Jede Varietät bildet für sich mm- bis mehrere cm-mächtige Lagen. Zwischen ihnen besteht eine innige Wechsellagerung, wobei durch die scharfe Trennung zwischen den einzelnen Lagen die deutliche Schichtung der Radiolaritformation entsteht. Von den drei Varietäten können zwei, die sich makroskopisch nur durch ihre verschiedene Rotfärbung und etwas verschiedenen Bruch unterscheiden, als eigentliche Radiolarienhornsteine bezeichnet werden. Der dritte Typus ist tonerdereicher und muß als Tonschiefer bezeichnet werden.

Typus 1

Makroskopische Beschreibung: Diese Varietät von erheblicher Härte ist von milchig roter Farbe, der Bruch ist feinkörnig. Die Bruchfläche besitzt ein sehr feinfleckiges bis feinpunktiertes Aussehen. In tektonisch stärker beanspruchten Partien erscheinen Scharen von feinen Quarzklüftchen, die \pm senkrecht zur Schichtung stehen und an der Grenze gegen das benachbarte Schichtchen meist scharf absetzen.

Mikroskopische Beschreibung: U. d. M. zeigt sich ein äußerst feinkörniges Quarzaggregat mit einem mittleren Korndurchmesser von etwa 0,005 mm. Die einzelnen Individuen sind unregelmäßig begrenzt und ineinander verzahnt. Die Quarzgrundmasse wird von einem staubfeinen ferritischen Pigment durchsetzt, das im Durchlicht schwarz erscheint, im Auflicht aber eine intensiv rote Reflexfarbe zeigt. Es handelt sich somit um sehr feine Hämatitpartikelchen. Das Pigment ist etwas schlierig wolkgig verteilt und wird von flaserigen, vollständig opaken Hämatitschnüren durchzogen. In dieser feinpigmentierten Grundmasse ausgespart treten helle pigmentfreie, runde bis ovale Flecken hervor, die ebenfalls aus

einem feinkörnigen Quarzpflaster bestehen, dessen Korn im allgemeinen jedoch etwas gröber ist als das der Zwischenmasse. Der mittlere Korndurchmesser liegt immer noch unter 0,02 mm. Daß es sich bei diesen Gebilden um rekristallisierte Radiolarien handelt, zeigen hie und da vorhandene Überreste von ursprünglichen Schalenstrukturen (Fig. 4).

In den weitaus häufigsten Fällen sind jedoch nur noch die Umrissse der Radiolarien erkennbar, die Struktur der Schale ist restlos verschwunden (Fig. 5). Die Form der hellen Gebilde ist oft kreisrund, häufiger erscheinen jedoch elliptische Formen, was auf mechanische Verformung zurückzuführen ist. Die Abplattung der elliptischen Radiolarien ist meist nicht sehr stark (etwa 2:3). In tektonisch stärker beanspruchten Partien kann sie allerdings bis 1:3 betragen. Bei den runden Individuen schwankt der Durchmesser zwischen 0,05 und 0,3 mm. Bei den elliptischen Formen liegt der größere Durchmesser zwischen 0,07 und 0,4 mm.

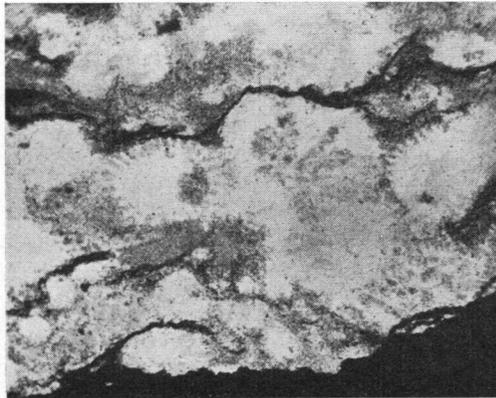


Fig. 4. Radiolarienhornstein.

Dünnschliff. 30fach vergrößert. Zwei Radiolarien mit erkennbaren Strukturüberresten. Hellgrau: Quarz. Dunkelgrau: Hämatitpigment.

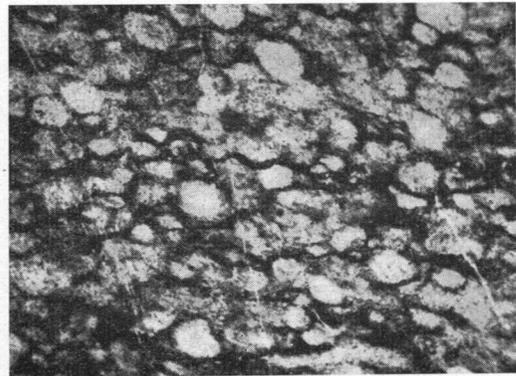


Fig. 5. Radiolarienhornstein.

Dünnschliff: 20fach vergrößert. Es sind nur noch die Umrissse der Radiolarien erkennbar. Hell: Quarz. Dunkel: Hämatitpigment.

Charakteristisch für diesen Radiolarittypus ist die ursprünglich große Menge von Radiolarien. Oft können jedoch an Stellen stärkerer tektonischer Beanspruchung nur noch spärliche oder keine Radiolarienreste mehr beobachtet werden. Das Dünnschliffbild solcher Partien zeigt ein sehr gleichkörniges kryptokristallines Quarzaggregat, das senkrecht zur Schichtfläche dicht von feinen Zerrklüftchen mit etwas gröber kristallinem Quarz durchsetzt ist.

Als häufigsten Nebengemengteil führt dieser Typus sehr feine farblose bis schwach grünliche Chloritschüppchen. Akzessorisch tritt Serizit auf. In einigen Schliffen sind in der Quarzgrundmasse gut ausgebildete Rhomboeder eines Karbonates eingesprengt (Korndurchmesser 0,01 — 0,1 mm). Die Behandlung des abgedeckten Dünnschliffes mit verd. HCl zeigt, daß es sich um Dolomit handelt. Charakteristisch für das Auftreten dieser Dolomitrhomboeder ist, daß sie immer auf einzelne Radiolaritlagen beschränkt sind. Besonders deutlich ist das in einem Schliff zu beobachten, in welchem die Rhomboeder eine etwa 3 mm mächtige Radiolaritlage fast vollständig erfüllen, während die angrenzenden Schichtchen davon frei sind. Alle Dolomitindividuen sind durch ein bräunliches Pigment mehr oder weniger dunkel gefärbt. Häufig zeigt der Kern eine etwas stärkere Pigmentierung als die Hülle. Ähnliche Vorkommen von Dolomit in Form des Grundrhomboeders werden auch aus den Radiolariten und Hornsteinen anderer Gebiete erwähnt. H. P. CORNELIUS (16) beobachtete derartige Rhomboeder, die er allerdings eher für Kalzit halten möchte, in den Radiolariten der Plattadecke. A. WINKLER (102) fand sie in den Hornsteinen der Julischen Alpen. Bei der Frage nach der Herkunft der Karbonate in den sonst praktisch kalkfreien Radiolariten ist vor allem die Möglichkeit einer primären Anreicherung in Betracht zu ziehen. Es könnte sich aber auch um eine sekundäre Zufuhr handeln. Für primäre Bildung spricht das deutlich schichtförmige Auftreten des Dolomites in einzelnen Radiolaritlagen. Ob die Rhomboederformen schon primär, oder erst durch Sammelkristallisation bei der Metamorphose gebildet wurden

läßt sich nicht entscheiden. Chemisch ist der Radiolarit von Parsettens durch J. JAKOB (47) untersucht worden. Zwei Analysen von radiolarienreichen Lagen, die dem hier beschriebenen Typus 1 entsprechen, zeigen die in Tabelle 1 unter Nr. 1 und 2 angeführten Werte.

Typus 2

Makroskopische Beschreibung: Im Gegensatz zu Typus 1 ist diese Varietät dunkelrot gefärbt und vollständig dicht. Die bei Typus 1 häufig zu beobachtenden Quarzklüftchen sind viel seltener. **Mikroskopische Beschreibung:** Infolge der starken Pigmentierung sind die dunkelroten dichten Hornsteine u. d. M. fast vollständig opak. In den weniger stark pigmentierten Partien die meist von flachlinsiger Gestalt sind, herrscht sehr feinkörniger Quarz vor. Immer treten auch sehr kleine Schüppchen von Chlorit auf. Im allgemeinen ist dieser Radiolarittypus viel ärmer an noch erkennbaren Radiolarien als Typus 1. Vereinzelt eingestreute Individuen sind jedoch immer sehr gut erkennbar, da sie sich als pigmentfreie runde oder ovale Flecken scharf von der opaken Grundmasse abheben. In seltenen Fällen können auch in diesem Radiolarittypus dicht gepackte Radiolarienhäufungen vorkommen. Chemisch entspricht dieser Typus 2 am ehesten einem von J. JAKOB (43) analysierten Radiolarit aus der Aroser Schuppenzone oberhalb Conters (Analyse Nr. 3 in Tab. 1).

Typus 3

Makroskopische Beschreibung: Diese Varietät unterscheidet sich von Typus 2 durch die wesentlich geringere Härte (mit dem Messer leicht ritzbar) und die feinschieferige bis feinblättrige Ausbildung. Der Querbruch ist vollständig matt, auf dem Hauptbruch läßt sich jedoch oft ein schwacher seidenartiger Glanz erkennen (Serizitneubildung). Die Farbe ist vorwiegend dunkelrot, seltener ziegelrot. Es handelt sich um tonerdereichere Varietäten, die in der Literatur als eigentliche Tonschiefer bezeichnet werden. Die Analysen Nr. 4 und 5 in Tabelle 1 stammen von solchen Gesteinen. **Mikroskopische Beschreibung:** U. d. M. erscheinen die roten Tonschiefer fast durchweg opak. Bei SiO_2 -reicheren Varietäten sind einzelne dünne Quarzlinsen zu erkennen, die immer sehr kleine, lichtgrün gefärbte Chloritschüppchen und Serizit führen. Radiolarien sind nur selten vorhanden. Im Auflicht zeigen die roten Tonschiefer leuchtendrote Farben, was darauf hinweist, daß Hämatit als Pigment vorhanden ist. Mit Hilfe der röntgenographischen Gemischanalyse konnte festgestellt werden, daß es sich in der Tat um Hämatit handelt. Das Pulverdiagramm eines Fe-reichen Tonschiefers zeigte neben den vorherrschenden Linien von Quarz auch die wichtigsten Linien von Hämatit.

2. Die grauen und grünen Hornsteine bis Schiefer.

Die grau oder grün gefärbten Varietäten der Radiolaritserie spielen in der nähern Umgebung der Lagerstätte Parsettens nur eine untergeordnete Rolle. Es handelt sich um einzelne lokale Vorkommen ohne Horizontbeständigkeit. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die grauen oder grünen Hornsteine und Schiefer in der Nähe der Manganerze häufig Anflüge von Malachit aufweisen. Im allgemeinen bilden diese Gesteine linsige Partien innerhalb der roten Radiolarite.

a) Die grünen und grauen Hornsteine.

Makroskopisch unterscheiden sich diese von den rotgefärbten Hornsteinen nur durch ihre lichtgrüne oder graue Farbe. U. d. M. sind als Hauptgemengteile Quarz, Serizit und Chlorit wahrnehmbar. Eine sehr feinkörnige Quarzgrundmasse wird von kleinen Serizitschüppchen z. T. gleichmäßig, z. T. lagenartig durchsetzt. Chlorit erscheint entweder in sehr feinen Schüppchen oder aber in Blättern bis 0,1 mm Durchmesser. N. G. T. sind Apatit, Zirkon, Rutil und Erz. Die Anschliffuntersuchung ergab, daß es sich bei dem Erz häufig um kleine Manganerzknöllchen handelt. In einer Probe, die makroskopische Anflüge von Malachit aufwies, konnte als Erzmineral Kupferkies festgestellt werden. Die Struktur der Hornsteine ist granoblastisch, die Textur massig bis schwach kristallisationsschiefrig. Radiolarien konnten nur in einem Fall beobachtet werden.

β) Serizitschiefer.

Makroskopisch sind es lichtgrün gefärbte blätterige Schiefer, die leicht zerfallen. Es sind alle Übergänge zu den grünen Hornsteinen vorhanden. Das mikroskopische Bild zeigt ein sehr feinfilziges Grundgewebe von Serizit, dessen Korngröße wechselnd ist. In den meisten Typen kommen feinfilzige Aggregate vor, die keine Einzelminerale mehr erkennen lassen, in andern Typen erreicht Serizit im Basisschnitt bis 0,3 mm Durchmesser. Quarz tritt in linsigen Lagen auf und zeigt ebenfalls wechselnde Korngrößen (0,005 — 0,5 mm). Die gröber kristallinen Lagen zeigen meist Spuren mechanischer Beanspruchung (undulöse Auslöschung, Mörtelkränze). In allen Proben sind wechselnde Mengen von Chlorit in Form kleiner Schüppchen vorhanden. N. G. T. sind Zirkon, Rutil und Erz. Die Struktur ist lepidon- und granoblastisch, die Textur kristallisationsschiefrig oder fein gefältelt. Eine Mikrofältelung kann auch dann auftreten, wenn makroskopisch eine einfache Paralleltexur vorzuliegen scheint. Albit konnte in der Grundmasse nicht beobachtet werden, doch treten oft sekundäre Klüftchen auf, in denen Albit neben Quarz häufiger Gemengteil ist. Der Serizit dieser Schiefer wurde auch röntgenographisch untersucht. Die Trennung von Quarz erfolgte durch Schlämmen in Wasser. Von der auf diese Weise erhaltenen Serizitmasse wurde ein Pulverdiagramm hergestellt. Ein Vergleich mit Diagrammen, die E. BRANDENBERGER (9) von Muskowit und Serizit anderer Lokalitäten erhalten hatte, zeigte gute Übereinstimmung mit einem Muskowit von Brissago. Die chemische Analyse eines Serizitschiefers (epimetamorpher Tonschiefer) von Parsettens, der etwas Malachit führt, ergab das unter Nr. 6 in Tabelle 1 angeführte Resultat.

c) Die chemische Zusammensetzung der Nebengesteine.

Die in Tabelle 1 zusammengestellten Analysen der Nebengesteine zeigen, daß die eigentlichen Radiolarite (Anal. 1 und 2) sehr kieselsäurereiche Gesteine sind. Sie sind mit den etwas SiO₂-ärmern Tonschiefern (Anal. 4 und 5) durch Übergänge verbunden (Anal. 3), so daß keine scharfe Trennung zwischen Radiolarit einerseits und Tonschiefer andererseits durchgeführt werden kann. Es zeigt sich jedoch, daß die ausgesprochen schieferigen Typen (4 und 5) mehr als 10% Al₂O₃ enthalten. Während Al₂O₃ mit abnehmendem SiO₂ deutlich zunimmt, zeigt der Fe₂O₃-Gehalt keine Abhängigkeit vom SiO₂-Gehalt. Sowohl unter den Radiolariten, als auch unter den Tonschiefern treten eisenreichere und eisenärmere Typen auf (hellrote und dunkelrote Farben). Auffallend sind die hohen MnO-Gehalte der roten Tonschiefer, während die Radiolarite weniger Mangan enthalten. Um nachzuprüfen, ob dieser Unterschied im Mangangehalt durchweg anzutreffen ist, wurden Manganbestimmungen von verschiedenen Radiolarit- und Tonschieferproben ausgeführt. Dabei ergab sich, daß keine eindeutige Beziehung zwischen dem Mangangehalt der Radiolarite und dem der Tonschiefer besteht. Es zeigte sich ferner, daß im Durchschnitt der Mangangehalt dieser Gesteine gar nicht besonders groß ist. Das Mangan ist in der Radiolaritserie immer nur lokal angereichert. Aus der Tatsache, daß solche Anreicherungen relativ häufig anzutreffen sind, darf jedoch nicht auf einen allgemein hohen Mangangehalt dieser Gesteine geschlossen werden. Tonschieferproben, die von verschiedenen Stellen der Carungas-Radiolaritmasse stammen, zeigen beispielsweise folgende Mangangehalte: 0,14%, 0,09%, 0,06% MnO. In Tabelle 2 sind die MnO-Gehalte von je fünf Radiolarit- und Tonschieferproben zusammengestellt, die in regelmäßigen Abständen einem zirka 200 m mächtigen Radiolaritprofil an der Nordostflanke des Carungas entnommen wurden. Die in den Vertikalkolonnen übereinander stehenden MnO-Werte stammen von Proben der gleichen Stelle.

Die Analysen der Tabelle 1 zeigen weiter, daß der Ca-Gehalt der Radiolarite und Tonschiefer durchweg sehr gering ist. Diese Kalkarmut ist ein allgemein zu beobachtendes charakteristisches Merkmal der Radiolarite. Eigenartige Verhältnisse weisen die Radiolarite und Tonschiefer in bezug auf ihren Alkaligehalt auf. Während die Radiolaritanalysen 1, 2 und 3 nur geringe Mengen Na₂O und K₂O aufweisen, ist besonders der extrem hohe Na₂O-Gehalt der Tonschieferanalysen 4 und 5 auffällig. Sowohl der absolut hohe Na₂O-Wert, als auch das Verhältnis zu K₂O lassen vermuten, daß Albit vorhanden ist. Über die Herkunft des Albites läßt sich nichts bestimmtes aussagen. Es besteht die Möglichkeit einer primären Anreicherung im Sediment. Wie später gezeigt wird, steht die Bildung

der Radiolarite wahrscheinlich im Zusammenhang mit SiO₂-reichen hydrothermalen Exhalationen. Es ist nun denkbar, daß die ins Meer austretenden Lösungen z. T. auch Alkalien (besonders Na) enthielten, wodurch die Bildung von Albit ermöglicht wurde. Da die alpinen Zerrklüfte im Nebengestein oft Albit führen, wäre es denkbar, daß der Albitgehalt auch durch sekundäre Zufuhr bei der alpinen Faltung in das Nebengestein gelangen konnte. Die analysierten Nebengesteinsproben sind jedoch frei von solchen Zerrklüften, so daß eine primäre Bildung des Albites wahrscheinlicher ist. Der Albitgehalt der Zerrklüfte könnte in diesem Falle durch Lateralsekretion aus dem albithaltigen Nebengestein erklärt werden.

Tabelle 1. Analysen vom Nebengestein der Manganerze.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	96,05	95,77	83,67	76,54	65,08	65,43
Al ₂ O ₃	0,90	1,61	3,30	10,65	14,19	18,79
Fe ₂ O ₃	1,50	1,47	7,74	4,02	8,70	0,00
FeO	—	—	—	—	—	0,76
MgO	0,36	0,11	0,50	0,79	1,00	2,31
MnO	0,11	0,02	0,30	0,61	1,14	0,00
CuO	—	—	—	—	—	0,76
CaO	0,00	0,00	0,40	0,48	0,14	0,00
BaO	—	—	—	0,00	0,00	—
Na ₂ O	0,48	0,70	1,00	4,40	8,53	1,04
K ₂ O	0,20	0,08	1,42	1,03	0,00	5,64
TiO ₂	0,08	0,11	0,40	0,57	0,71	0,93
P ₂ O ₅	0,08	0,00	0,10	0,13	0,18	0,03
H ₂ O+	0,22	0,21	0,85	0,70	0,39	3,78
H ₂ O—	0,04	0,08	0,10	0,00	0,00	0,32
CO ₂	—	—	—	—	—	0,24
V ₂ O ₅	—	—	—	0,00	0,00	—
	99,94	100,16	99,78	99,92	100,06	100,28
si	4161	3955	1025	517	280	330
al	22,8	39,4	23,8	42,2	37,3	55,6
fm	51,7	30,4	47,9	21,6	25,1	21,3
c	0	0	5,3	3,0	0,7	0
alk	25,5	30,2	23,0	33,2	36,9	23,1
k	0,21	0,06	0,48	0,13	0,00	0,78
mg	0,45	0,22	0,19	0,37	0,26	0,83
ti	2,6	3,5	3,7	2,9	2,3	3,5
p	1,5	0	0,5	0,4	0,3	0
h	37,6	40,1	38,7	15,8	5,7	51,6

- Nr. 1. Hellroter Radiolarit. Analytiker: J. JAKOB (47).
 Nr. 2. Hellroter Radiolarit. Analytiker: J. JAKOB (47).
 Nr. 3. Dunkelroter Radiolarit. Analytiker: J. JAKOB (43).
 Nr. 4. Hellroter Tonschiefer. Analytiker: J. JAKOB (43).
 Nr. 5. Dunkelroter Tonschiefer. Analytiker: J. JAKOB (43).
 Nr. 6. Serizitschiefer. Analytiker: TH. GEIGER.

Tabelle 2.

MnO-Gehalte von Radiolariten und Tonschiefern.

	Gew.-% MnO				
	Radiolarit	0,07	0,19	0,27	0,07
Tonschiefer	0,06	0,05	0,08	0,11	0,12

d) Die Vererzung.

1. Lage und Form der einzelnen Vorkommen.

Die Lagerstätte der Alp Parsettens zerfällt im wesentlichen in zwei Hauptvorkommen, die beide durch Abbaue gekennzeichnet sind. Daneben erscheinen noch verschiedene unbedeutende Vererzungsstellen, die zum Teil erstmals durch Schürfungen erschlossen worden sind.

Abbaustelle I befindet sich auf einer Höhe von 2250 m, etwa 500 m westlich der Hütten von Alp Err Sura. Man erreicht sie auf einem Alpwege in einer Viertelstunde von der Schäferhütte aus, die sich etwa 500 m nördlich der Alphütten befindet. In dem heute aufgelassenen Tagbau wurde besonders in den Jahren 1917-19 Manganerz gewonnen. Die Abbauarbeiten wurden während des zweiten Weltkrieges von 1941-43 fortgesetzt, so daß von den ursprünglich recht mächtigen Erzkörpern nur noch kleine Reste übriggeblieben sind. In kleinem Maßstab fand eine Gewinnung schon vor dem ersten Weltkrieg statt. So konnten P. ARBENZ und CH. TARNUZZER (3) im Jahre 1913 vier Stellen auffinden, an denen erstmals Erz im Tagbau und auch in kleinen Stollen gewonnen wurde.

Wie aus dem geologischen Übersichtsplan (Fig. 3) ersichtlich ist, liegt die Abbaustelle I am südlichen Rande eines postglazialen Bergsturzes, der einen großen Teil der Carungas-Ostflanke bedeckt. Neben Bergsturstrümmern, die vorwiegend aus Gneisen vom Carungasgipfel bestehen, treten zusammenhängende Gesteinsmassen auf, die mehr oder weniger im Schichtverband abgerutscht sind. Einen solchen Komplex bilden die manganerzführenden Radiolarite, sie sind zusammen mit dem liegenden Aptychenkalk abgerutscht und in einzelne Schollen zerlegt worden. Die beim Abbau festgestellte Zerklüftung und Zerrissenheit der Schichten bestätigte diese Auffassung. Die stark gelockerten Schichten zeigen kein einheitliches Fallen (etwa 30-50° gegen W, WSW, WNW). Gegen Norden biegt der abgerutschte Komplex in die Höhe und bildet einen in der Fallinie des Carungas verlaufenden schmalen Rücken. Über das heutige Bild der Abbaustelle I und deren nähere Umgebung orientiert der Detailplan Figur 6.

Beschreibung der einzelnen Vererzungsstellen:

A und B. Es handelt sich um zwei kleinere Erzkörper, die schon vor 1913 in kleinen Stollen abgebaut wurden. Sie lagen nahe an der Grenze von Radiolarit und Aptychenkalk, die Aufschlüsse sind heute durch Haldenschutt bedeckt. Ihre vermutliche Lage ist in Figur 6 angegeben.

C. Dieses Vorkommen lag 10—15 m über den beiden ersten (A und B) und wurde in den Jahren 1917-19 vollständig abgebaut. Nach P. ARBENZ (3) handelte es sich um eine etwa 20 m lange und max. 4 m mächtige Linse. Nähere Angaben fehlen.

D. Etwas westlich von C lag ein weiterer Erzkörper, der ebenfalls zum größten Teil abgebaut ist. Das Erz trat als ausgeschwänzte, etwa 30 m lange Linse auf, die zusammen mit dem Radiolarit in eine nach E überkippte Falte verbogen wurde. Im Hangendschenkel betrug die maximale Mächtigkeit 30 cm und im Liegendschenkel etwa 2 m. Das heute noch vorhandene Erz bildet einen im Streichen etwa 6 m langen und max. 1,5 m mächtigen Ausbiß. Die Ausdehnung des konkordant eingelagerten linsigen Erzkörpers in der Fallrichtung (etwa 40° gegen den Berg hinein) ist nicht bekannt.

Von den im wesentlichen abgebauten Hauptvorkommen C und D aus, läßt sich im Streichen des Radiolarites ein Erzhorizont etwa 150 m weit nach NW verfolgen. Es handelt sich jedoch nicht um

eine durchgehende Schicht, sondern um Schwärme von linsenartigen Erzausbissen, die längs des Wegleins nördlich der Hauptabbaustelle I aufgeschlossen sind. Bei allen diesen Vorkommen ist nur eine geringe Vererzung festzustellen, indem das Manganoxyd als dünner Belag auf den Schicht- und Kluftflächen des Radiolarites erscheint. An drei Stellen des Erzhorizontes wurden kleinere Schürfungen

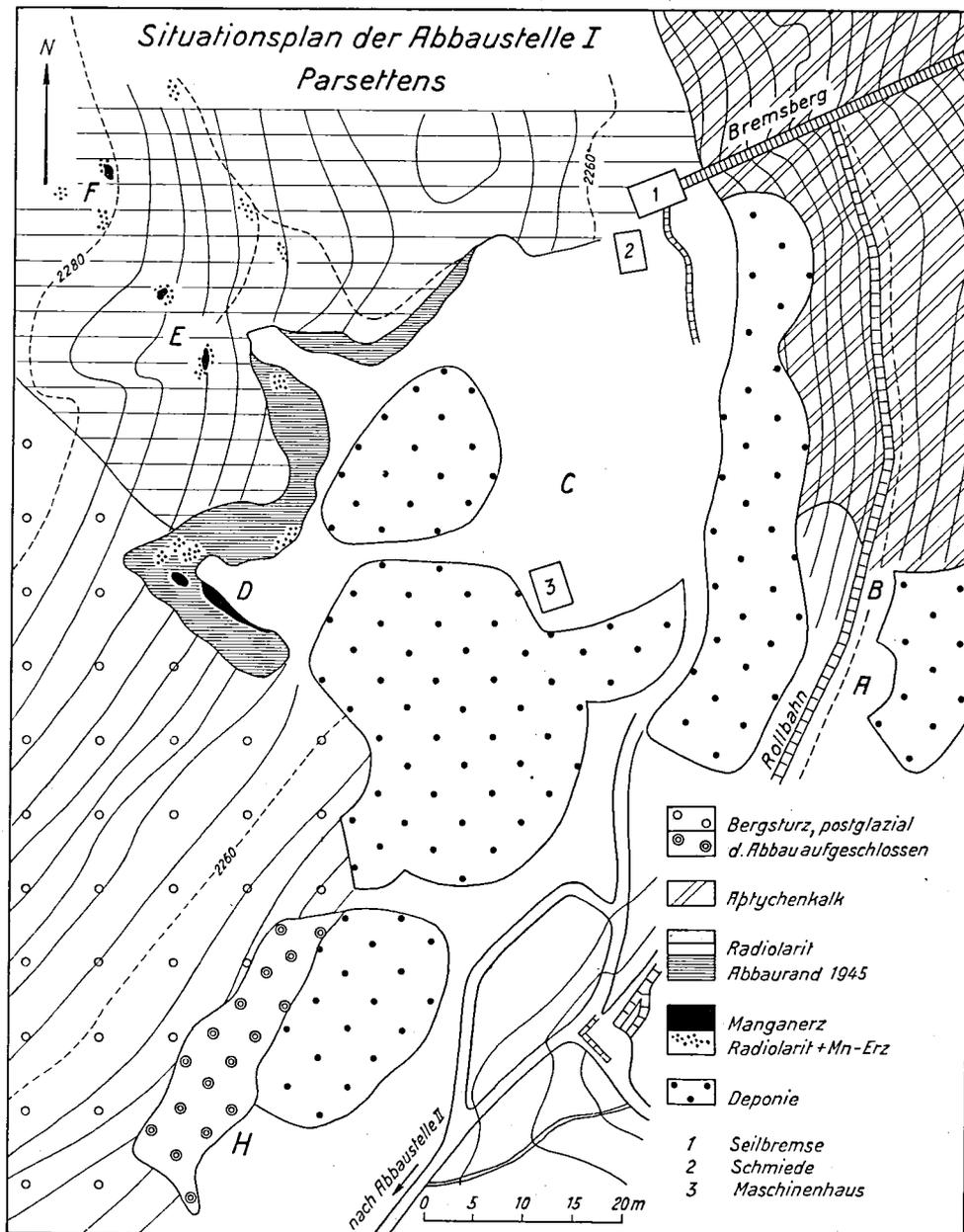


Fig. 6.

angesetzt. Bei E 20 m nördlich D ist eine etwa 50 cm mächtige vererzte Schicht auf eine Länge von einigen Metern schon vor dem ersten Weltkrieg abgebaut worden. Bei F tritt im stark zerrütteten Radiolarit eine wenig mächtige schichtförmige Vererzungszone auf. Dieses Vorkommen liegt etwa 25 m nördlich D und läßt sich nur auf wenige Meter verfolgen. 80 m nordwestlich der Hauptabbaustelle I befindet sich eine weitere Schürfung G, die schwach vererzten Radiolarit in einer Mächtigkeit von 2 m erschloß.

In dem Gebiet zwischen der Hauptabbaustelle und der kleinen Felskuppe 150 m nordwestlich

davon lassen sich insgesamt mehr als 20 kleinere Erzausbisse feststellen, die aber alle nur aus schwach vererztem Radiolarit bestehen. (Vergleiche Übersichtsplan Fig. 3.)

Als Vorkommen **H** wird im Detailplan eine Abbaustelle bezeichnet, die 30 m südlich von **D** liegt (an dem kleinen Bächlein, das von der Furtschella in den Errbach fließt). Im Gegensatz zu den bisher

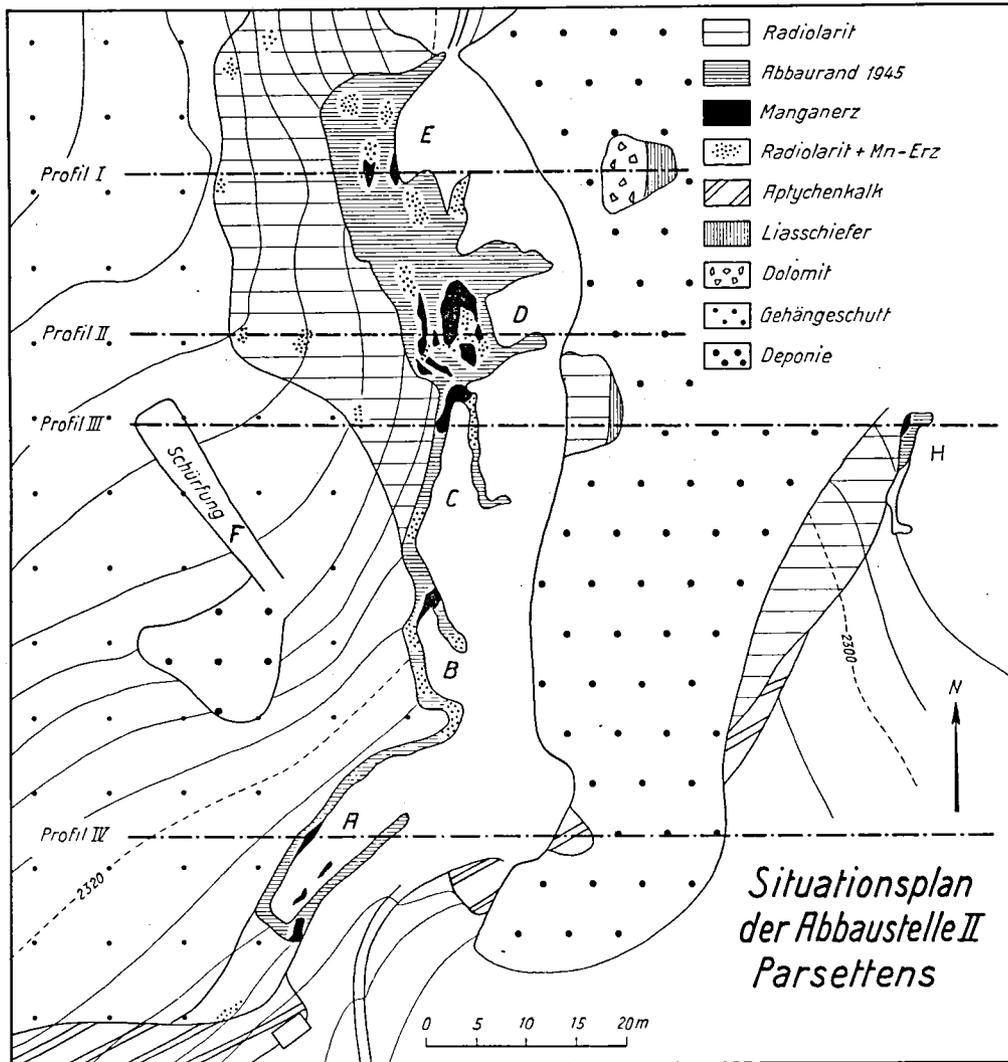


Fig. 7.

beschriebenen Vorkommen, die sämtliche in dem im Schichtverband abgerutschten Radiolaritkomplex liegen, befindet sich diese Abbaustelle in der eigentlichen Bergsturzmasse. Es wurden hier vereinzelte Blöcke von Manganerz gefunden. Die Hauptmasse der Trümmer bestand jedoch aus Gneis und Dolomit.

Die **Abbaustelle II** liegt etwa 200 m südwestlich der Abbaustelle I, auf einer Höhe von 2320 m. Ein Abbau erfolgte hier erstmals in den Jahren 1943-45. Schon P. ARBENZ (3) erwähnt das Auftreten von verschiedenen Erzausbissen in dieser Gegend. Eine im Jahre 1920 ausgeführte Schürfung erschloß jedoch kein abbauwürdiges Erz. Die Manganerze liegen in einem anstehenden Radiolaritkomplex, der im Süden normal von Aptychenkalk unterlagert wird (siehe Detailplan Fig. 7). Im nördlichen Teil der Grube liegt unter dem erzführenden Radiolarit eine verkehrt gelagerte Serie von wahrscheinlich liasischen Gesteinen. Unmittelbar unter dem Radiolarit folgt mit tektonischem Kontakt ein wenige Meter mächtiger Dolomit (bis Dolomitbrekzie, Lias Basisbrekzie). Darunter folgen graue Lias-Kalkschiefer.

Der erzführende Horizont ist heute in einer max. Mächtigkeit von etwa 10 m aufgeschlossen und erstreckt sich im Streichen auf rund 90 m. Wie aus dem Detailplan von Figur 7 ersichtlich ist, erfolgte die Erzgewinnung im Tagbau in fünf zusammenhängenden Nischen (A-E). Die heute noch anstehenden Manganerze sind ebenfalls eingezeichnet. Im Hangenden des Haupterzhorizontes erscheinen im Radiolarit

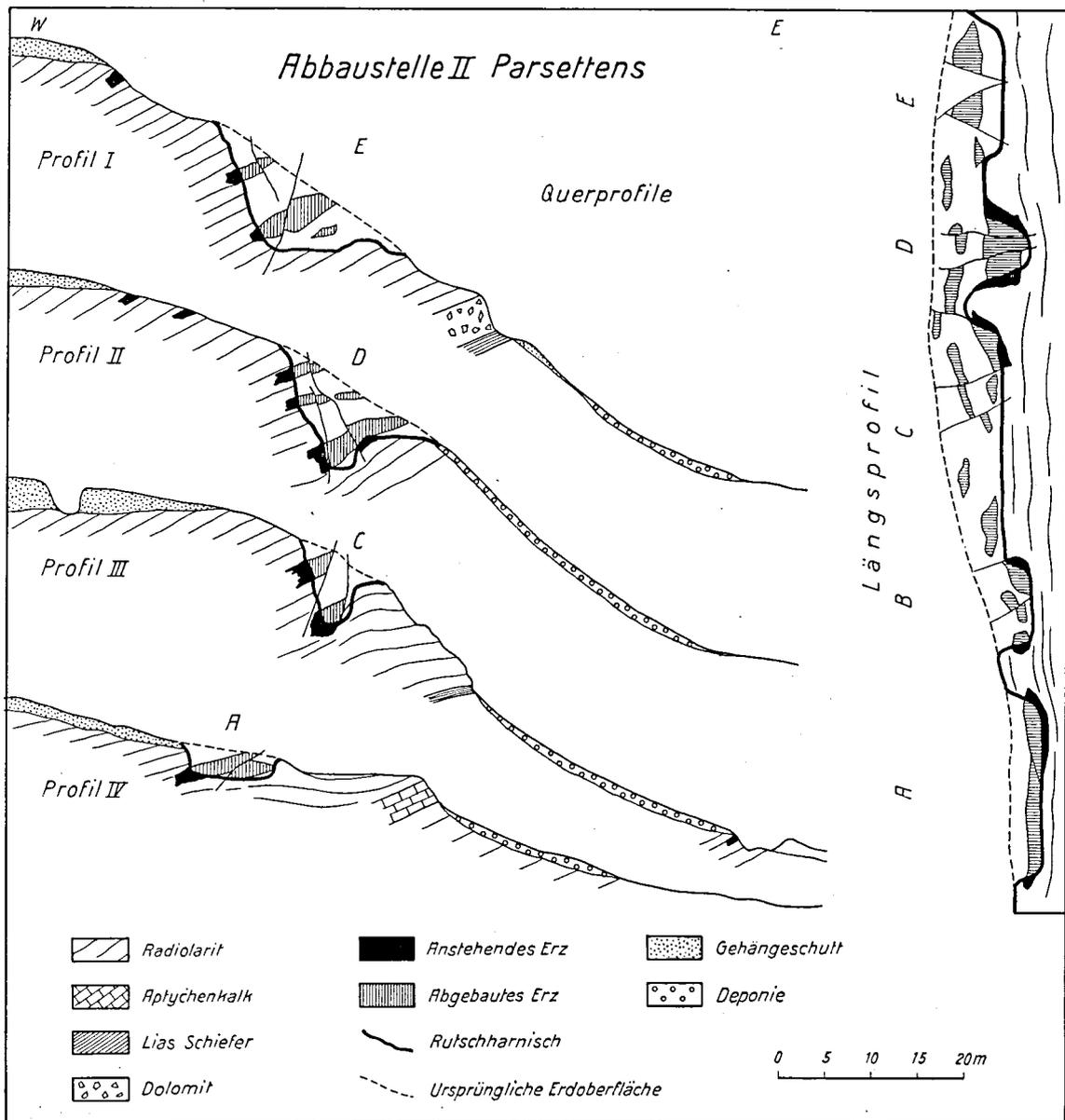


Fig. 8.

verschiedene kleinere Vererzungsstellen. An drei Stellen wurde versucht, durch Schürfungen weitere Erzanreicherungen zu erschließen. So wurde bei F ein etwa 20 m langer Schürfgraben ausgehoben; Manganerz findet sich jedoch dort nur in Form von Anflügen auf den Schichtflächen. An der Stelle G (vgl. Übersichtsplan Fig. 3), die in der nördlichen Fortsetzung des Haupterzhorizontes liegt, konnte kein anstehender Fels erschlossen werden. Immerhin kann diese Gegend als Ursprungsort des im Schichtverband abgerutschten Radiolaritkomplexes angesehen werden. Nach dieser Auffassung würden die Manganerze der Abbaustelle I die nördliche Fortsetzung des Erzhorizontes von Abbaustelle II gebildet haben. Eine weitere Schürfung erfolgte unterhalb der Deponie an der Stelle H, unmittelbar

oberhalb des Kontaktes von Radiolarit und Aptychenkalk. Die Mangannerze bilden im allgemeinen konkordant in den Radiolarit eingeschaltete Linsen und unregelmäßige Körper. Das Generalstreichen des Nebengesteins und damit auch dasjenige des Erzhorizontes beträgt N 10° E bei einem durchschnittlichen Fallen von 40° gegen Westen. Tektonische Beanspruchungen haben die Lagerung der Erze und Nebengesteine teilweise verändert. Verfaltungen und Verwerfungen, die zu verbogenen und gewellten Rutschharnischen führten, sind am auffallendsten. Die Streichrichtung dieser meist steil einfallenden Rutschharnische wechselt ständig, im allgemeinen läßt sich jedoch eine deutliche Häufung von Störungszonen in NE—SW-Richtung feststellen. Über die Lage und Größe der abgebauten Erzlinen orientieren die Quer- und Längsprofile der Figur 8.

2. Die Beziehungen zwischen Erz und Nebengestein.

Trotzdem an vielen Stellen die Beziehungen der Erze zum Nebengestein durch die tektonischen Einwirkungen verwischt wurden, läßt sich der primär schichtige Charakter der Erzeinlagerungen deutlich erkennen, lagenweiser Wechsel zwischen Erz und Nebengestein kann auftreten. Vom hangenden und liegenden Radiolarit sind folgende Übergänge zu den Erzkörpern zu beobachten: Zuerst tritt das Mangannerz oft nur als sehr dünne schichtartige Einlagerung im Radiolarit auf. Die Mächtigkeit dieser Erzschiehtchen beträgt oft nur Bruchteile von Millimetern, sie kann jedoch bis auf einige Zentimeter ansteigen. Eine solche Repetitionsschichtung von Radiolarit- und Mangannerzschichtchen ist oft über eine Mächtigkeit von 1 m im Hangenden und Liegenden der Erzkörper verfolgbar. Die Mächtigkeit der Erzschiehtchen ist starkem Wechsel unterworfen, ohne daß die Schichtdicke gegen das Erzlager zuzunehmen braucht. Neben den Erzschiehtchen erscheinen im Radiolarit oft auch kleine linsen- oder knollenartige Einlagerungen von Mangannerz (Fig. 9). Die Abgrenzung der Erzschiehtchen und -linsen gegen das angrenzende Nebengestein ist immer scharf. Das Auftreten einer Erz—Radiolarit-Wechselagerung oberhalb und unterhalb der Haupterzkörper ist jedoch keine allgemeine Erscheinung. So kommt es oft vor, daß eine relativ mächtige Erzlinse in den Radiolarit eingeschaltet ist, ohne daß unmittelbar im Liegenden oder Hangenden auch nur dünnste Erzschiehtchen im Radiolarit auftreten. Daß die makroskopisch sichtbare, scharfe Trennung zwischen Erz und Nebengestein nicht etwa eine scheinbare ist, zeigen die niedrigen Mangangehalte der Nebengesteine in unmittelbarer Nähe der Erzkörper. An zwei Stellen wurden in verschiedenen Abständen von den Erzlinen Tonschieferproben entnommen, die folgende MnO-Gehalte aufweisen:

Abbaustelle II (Grube A)	Gew.-% MnO
1. Hellroter Tonschiefer am Kontakt Erz—Nebengestein	0,33
2. Hellroter Tonschiefer 10 cm oberhalb des Erzes	0,55
3. Hellroter Tonschiefer 50 cm oberhalb des Erzes	0,51
Abbaustelle I (Schürfung bei F)	
1. Dunkelroter Tonschiefer 2 cm oberhalb des Erzes	0,13
2. Dunkelroter Tonschiefer 1 m oberhalb des Erzes	0,08
3. Dunkelroter Tonschiefer 1,5 m oberhalb des Erzes	0,30

Die Analysen beweisen, daß zwischen dem Mangangehalt des Nebengesteins und Distanz vom Erzkörper keine Abhängigkeit besteht. Diese Tatsache spricht gegen eine Anreicherung des Mangans durch Infiltration von den Erzkörpern aus, wie sie noch J. JAKOB (47) angenommen hat. Es ist wahrscheinlicher, daß der geringe Mangangehalt der Nebengesteine primärer Natur ist.

In der Regel sind die dünnen Erzschiehtchen zusammen mit den wechsellagernden Radiolariten verfaltet worden. Ein etwas starrereres Verhalten der Erzschiehtchen zeigt sich lediglich im häufigen Auftreten von feinen Quarzklüftchen senkrecht zur Schichtung. An der Grenze Erzschiehtchen—Nebengestein setzen diese Klüftchen scharf ab.

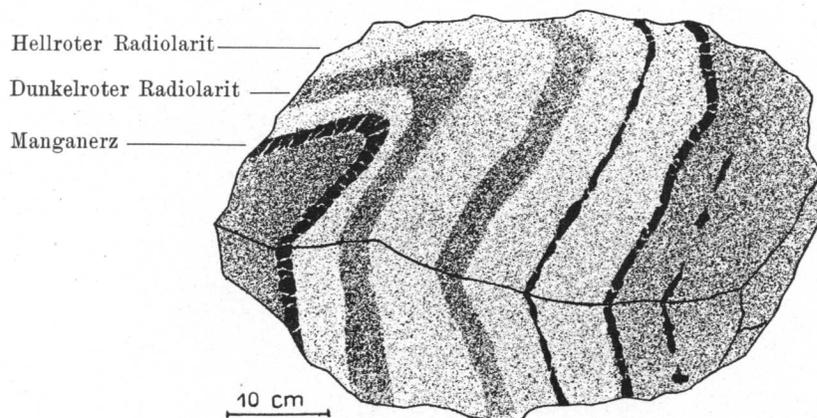
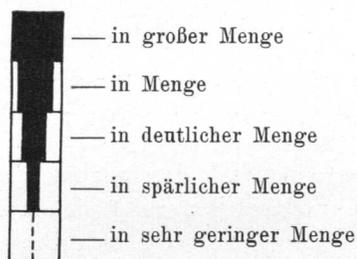


Fig. 9. Schicht- und linsenförmige Einlagerungen von Manganerz in Radiolarit. Alpin verfaltet.

3. Inhalt der Lagerstätte.

In allen aufgeschlossenen Vorkommen von Parsettens zeigt das Manganerz eine auffallend gleichförmige Ausbildung (ausgenommen die Erze der Oxydationszone, die in einem besondern Abschnitt beschrieben werden). Im wesentlichen handelt es sich um ein dunkel stahlgraues bis eisenschwarzes Erz, von feinkörniger bis dichter Ausbildung. Bemerkenswert ist die große Härte (um 6) und der splinterige, äußerst scharfkantige Bruch. In allen bis heute erschienenen Beschreibungen dieser Vorkommen werden Psilomelan und Polianit oder Pyrolusit als Erzminerale angeführt. Wie später bei der mikroskopischen Beschreibung der Erze gezeigt wird, handelt es sich jedoch ausschließlich um Braunit. Neben dem Braunit, das gewissermaßen den Grundtypus aller Vorkommen bildet, treten Gangartminerale vor allem als jüngere Klüftfüllungen im Erz auf. Die große Bedeutung dieser Begleitminerale erhellt daraus, daß sie an verschiedenen Stellen mengenmäßig über das eigentliche Manganerz dominieren. Vor allem spielen in den Klüften die drei Mangansilikate Parsettensit, Tinzenit und Sursassit, die in der Lagerstätte von Parsettens erstmals gefunden wurden, eine wichtige Rolle. Daneben treten auch Manganminerale auf, die schon von andern Manganlagerstätten bekannt sind, wie Rhodonit, Manganokalzit und Piemontit. Die Beschreibung der einzelnen Minerale wird in einem besondern Kapitel erfolgen, so daß hier eine kurze makroskopische Charakterisierung genügen wird (Tab. 3). Neben den manganhaltigen Mineralien sind noch folgende manganfreie Gangarten zu erwähnen: Quarz, Baryt, Albit. Als Erzmineral tritt in einzelnen Klüften auch noch Hämatit auf.

Beim nähern Studium der Lagerstätte zeigt es sich, daß die Klüftminerale bestimmte, oft wiederkehrende Paragenesen erkennen lassen. Hinsichtlich der Verteilung der einzelnen Minerale innerhalb der Vorkommen auf Parsettens gibt Tabelle 4 Auskunft. Da Quarz überall in den Klüften verbreitet ist, wurde er in dieser Zusammenstellung weggelassen. Die Intensität der Minerale ist graphisch dargestellt, wobei bedeutet:



Erläuterung zu den Tabellen 4, 6, 23.

Tabelle 3.

Makroskopische Charakterisierung der Mn-Mineralien auf Parsettens.

Name	Ausbildung	Farbe	Härte	Weitere Kennzeichen
Tinzenit Mn-Al-Ca-Silikat	tafelig bis blättrig	zitronengelb orangerot	4-5	Glasglanz, vollk. pinak. Spaltbarkeit
Parsettensit (OH)haltiges Mn-Silikat	blättrig schuppig	braun	2-3	Perlmutterglanz bis Fettglanz. Strich schwach gelblich
Sursassit Mn-Al-Silikat (OH)haltig	feinnadelig	braunrot	5	Glas-Seidenglanz, vollk. Spaltbarkeit // Faserrichtung
Rhodonit Mn-Silikat	körnig spätig	rosa gelb-braun	5-6	Glas- bis Fettglanz, prism. Spaltbarkeit
Manganokalzit Ca-Mn-Karbonat	spätig körnig	weiß bis rosa	3	Perlmutterglanz, vollk. rhomboedr. Spaltbarkeit

Tabelle 4.

Intensitätsverteilung der Klüftmineralien.

	Abbaustelle I					Abbaustelle II				
	A, B, C	D	E	F	G	A	B	C	D	E
Parsettensit										
Tinzenit										
Sursassit										
Rhodonit										
Manganokalzit										
Piemontit										
Baryt										

4. Die Durchklüftung der Erze und Nebengesteine.

Form und Alter der Klüfte.

Im vorangehenden Abschnitt ist schon erwähnt worden, daß Erz und Nebengestein stark von Klüften durchsetzt sind, deren Mineralinhalt durch das Auftreten von seltenen Mangansilikaten ein eigenartiges Gepräge erhält. Der Form nach lassen sich verschiedene Klüfttypen unterscheiden.

Beim **Klüftformtypus I** sind die Klüfte scharf gegen das angrenzende Erz oder Nebengestein abgegrenzt. Überall ist deutlich zu erkennen, daß die Klüfte in engem Zusammenhang stehen mit der alpinen Faltung, die sowohl Erz wie Nebengestein erfaßt hat. Gefältelte Radiolarit- oder Radiolariterz-

Komplexe werden von den Klüften geradlinig durchsetzt, die Klufthbildung ist somit jünger als die Hauptfaltung. Die mikroskopische Untersuchung zeigt jedoch, daß die Kluffüllungen sozusagen immer noch geringere oder stärkere mechanische Beanspruchung besitzen. Die Kluffbildung und Auskristallisation der Kluffmineralien muß also gegen Schluß der Alpenfaltung stattgefunden haben. Gestalt und Lage der Klüfte sprechen dafür, daß es sich im wesentlichen um ausgefüllte Zerrklüfte handelt. Zu den typischen Zerrklüften gehören auch die schon erwähnten kleinen Äderchen in einzelnen Erz- und Radiolaritschichtchen, die meist senkrecht zur Schichtung und in Falten radial stehen. Die reine Ausbildung von Kluffformtypus I ist vor allem im Nebengestein und in den Übergangszonen zum Erz (Wechselagerung Radiolarit—Erzschichtchen) verbreitet. In den eigentlichen Erzkörpern ist dieser Klufftypus zwar ebenfalls oft zu beobachten (besonders mit Quarz als Klufffüllung), es sind indessen häufig alle Übergänge zum folgenden Typus II vorhanden.

Kluffformtypus II unterscheidet sich vom Typus I im wesentlichen dadurch, daß an Stelle von einzelnen, mehr oder weniger ebenflächig begrenzten Klüften eigentliche Kluffschwärme treten, die sich vielfach verzweigen und verästeln und die oft zu unregelmäßigen, nesterartigen Gebilden erweitert sind. Dieser Kluffformtypus erscheint besonders im Erz, oft mit unscharfer Grenze zwischen Erz und Klufffüllung. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß im letztgenannten Falle eine deutliche Beeinflussung des angrenzenden Erzes vorhanden ist, indem gewisse Kluffmineralien (besonders Parsettensit) in die Erzmassen hineindringen. Im wesentlichen handelt es sich beim Typus II um Zerrklüfte, die durch intensive Lösungsumsätze und teilweise Verdrängungen ihre heutige Form erhalten haben.

Dem **Kluffformtypus III** gehören Verwerfungsklüfte an, die besonders die Erzkörper durchsetzen. Diese Klüfte sind meist als seiger verlaufende Gleitflächen ausgebildet, wobei sehr häufig Rutschharnische auftreten. Sie führen keine Kluffmineralien, oft sind sie nur von einem dünnen Manganoxydfilm bedeckt, oder besitzen lehmige Überzüge. Stärkere Veränderungen rufen nur die eigentlichen Ruschelzonen hervor, indem das Oberflächenwasser längs solchen Störungszonen leicht eindringt und das zu Grus zerruschelte Erz in lockere Wad-artige Manganoxyde umwandelt.

5. Die Veränderungen der Lagerstätte in der Oxydationszone.

Im allgemeinen sind die Einflüsse der Verwitterung nicht sehr tiefgreifend. Die Oxydationszone ist durchschnittlich nur wenige Dezimeter mächtig (in tektonisch stark zerrütteten Zonen einige Meter), in diesem Bereich ist allerdings das primäre Vererzungsbild stark verändert. In mineralogischer Hinsicht bestehen die Umbildungen vor allem darin, daß die Braunitzerze und die manganhaltigen Kluffmineralien in Manganoxyde übergehen, die unter den Bedingungen der Oberfläche beständig sind. Es sind dies besonders psilomelanartige Oxyde, die etwa die Zusammensetzung MnO_2 besitzen. Die mineralogische Charakterisierung dieser Manganoxyde ist nicht sehr einfach, da es sich nicht um eine bestimmte Kristallart handelt, sondern um Gemische von solchen, wobei auch amorphe Bestandteile eine wesentliche Rolle spielen können. Im Kapitel über Einzelmineralien wird etwas näher auf diese Fragen eingegangen, es sollen hier nur die makroskopisch erkennbaren, sekundären Vererzungsbilder erwähnt werden. Die massigen Braunitzerpartien gehen bei der Verwitterung über in etwas weichere, z. T. dichte, z. T. lockere erdige Massen. Ebenso überziehen sich die Mangansilikate und -karbonate in den Klüften mit einer schwarzen Kruste von Manganoxyd. Charakteristische Verwitterungsbildungen entstehen besonders dort, wo die Erze als unbedeutende Lagen oder Knöllchen im Nebengestein auftreten. Neben dem primären, konkordant zur Schichtung eingelagerten Manganerz erscheinen in der Oxydationszone auch auf den sekundären Klüften quer zur Schichtung und besonders auch oberflächlich Manganerze in Form von dünnen Überzügen. Bei der häufig zu beobachtenden parallelepipedischen Absonderung der Radiolarite erhalten dann die einzelnen Stücke eine vollständig schwarze Farbe, als ob es sich um reines Erz handeln würde. Beim Zerschlagen erkennt man jedoch, daß nur Radiolaritstücke von einer dünnen Manganoxydhaut bedeckt sind. Nicht selten zeigen diese Überzüge eine blau schillernde Farbe. Bemerkenswert ist, daß die oberflächlichen Manganoxydanflüge auch dort anzutreffen sind, wo primär nur ganz geringe Erzmengen auftreten. So werden durch das oberflächliche Bild in der Regel größere

Erzanreicherungen vorgetäuscht. Es ist dies eine Erscheinung, die bei sehr vielen andern Manganerz-lagerstätten immer wieder beobachtet wird. Geringe Mengen des primären Manganerzes werden durch das oberflächlich zirkulierende Wasser gelöst und dann in Form von dünnen Häutchen auf den Klüftchen abgesetzt. Wie schon erwähnt wurde, ist die Gesamtmenge der Oxydationserze gering. Diese Tatsache läßt sich dadurch erklären, daß die Erzvorkommen in einem relativ jungen Tal liegen.

2. Falotta.

a) Situation und geologische Übersicht.

Die Falotta, an deren Nordwestflanke die Manganerze auftreten, ist dem Piz d'Err als grasbewachsener Rücken westlich vorgelagert. Das geologische Bild wird weitgehend durch die in großen Massen auftretenden basischen Eruptivgesteine (Ophiolithe) bestimmt, während die darin eingeschalteten Sedimentzüge eine kleinere Rolle spielen. Die petrographisch-geologische Kartenskizze von Figur 10 orientiert über die in der Umgebung der Lagerstätte auftretenden Gesteine, die sämtliche zur tektonischen Einheit der hochpenninischen Plattadecke gehören. Die in den Ophiolithen eingeklemmten Sedimentzüge werden zur Hauptsache aus jurassischen Gesteinen aufgebaut, deren Fazies weitgehende Übereinstimmung mit den gleichaltrigen unterostalpinen Schichten zeigen. Analog den Verhältnissen in der Carungasteildecke wird hier der untere Jura durch Liaskalke und -schiefer gebildet, überlagert von der oberjurassischen Aptychenkalk-Radiolaritserie.

b) Petrographie des Nebengesteins.

1. Der Radiolarit.

Der erzführende Radiolarit zeigt sehr ähnliche Ausbildung wie auf Parsettens, so daß sich eine nähere Beschreibung erübrigt. Gegenüber Parsettens macht sich eine etwas stärkere Durchaderung mit Quarzklüften geltend. Bemerkenswert ist, daß in unmittelbarer Nähe der Erze malachitführende Radiolarite auftreten. Die Grenze zwischen Radiolarit und Aptychenkalk ist z. T. recht scharf, z. T. lassen sich Übergangszonen bis zu 15 m Mächtigkeit feststellen, in denen Aptychenkalk mit Radiolarit und rotem Tonschiefer wechsellagert.

2. Die Ophiolithe.

Neben dem Radiolarit sind die in der Nachbarschaft der Lagerstätte auftretenden Eruptivgesteine von besonderem Interesse. Ein Blick auf die petrographisch-geologische Kartenskizze (Fig. 10) zeigt, daß neben Serpentin vor allem diabasartige Gesteine eine wesentliche Rolle spielen. Makroskopisch lassen sich etwa folgende Typen unterscheiden:

Massige Diabase.

Es sind dies sehr feinkörnige bis fast dichte Gesteine von graugrüner Farbe und großer Zähigkeit. Verschiedenenorts wechselt die Farbe von grün ins violettrote (z. B. am Falottakamm).

Grünschiefer.

Häufig sind neben den mehr oder weniger massigen Diabasen deutlich geschieferte Varietäten vorhanden, die im Felde als Grünschiefer bezeichnet werden können. Besonders interessant und charakteristisch für dieses Gebiet ist die Erscheinung, daß die normalen Grünschiefer andere Farben annehmen. Lilagraue und rote Farben wechseln mit den gewohnten grünen Tönen, es entstehen fleckige oder unregelmäßig geflammte Gesteine, die H. P. CORNELIUS (16) unter dem Namen „bunte Grünschiefer“ beschrieben hat.

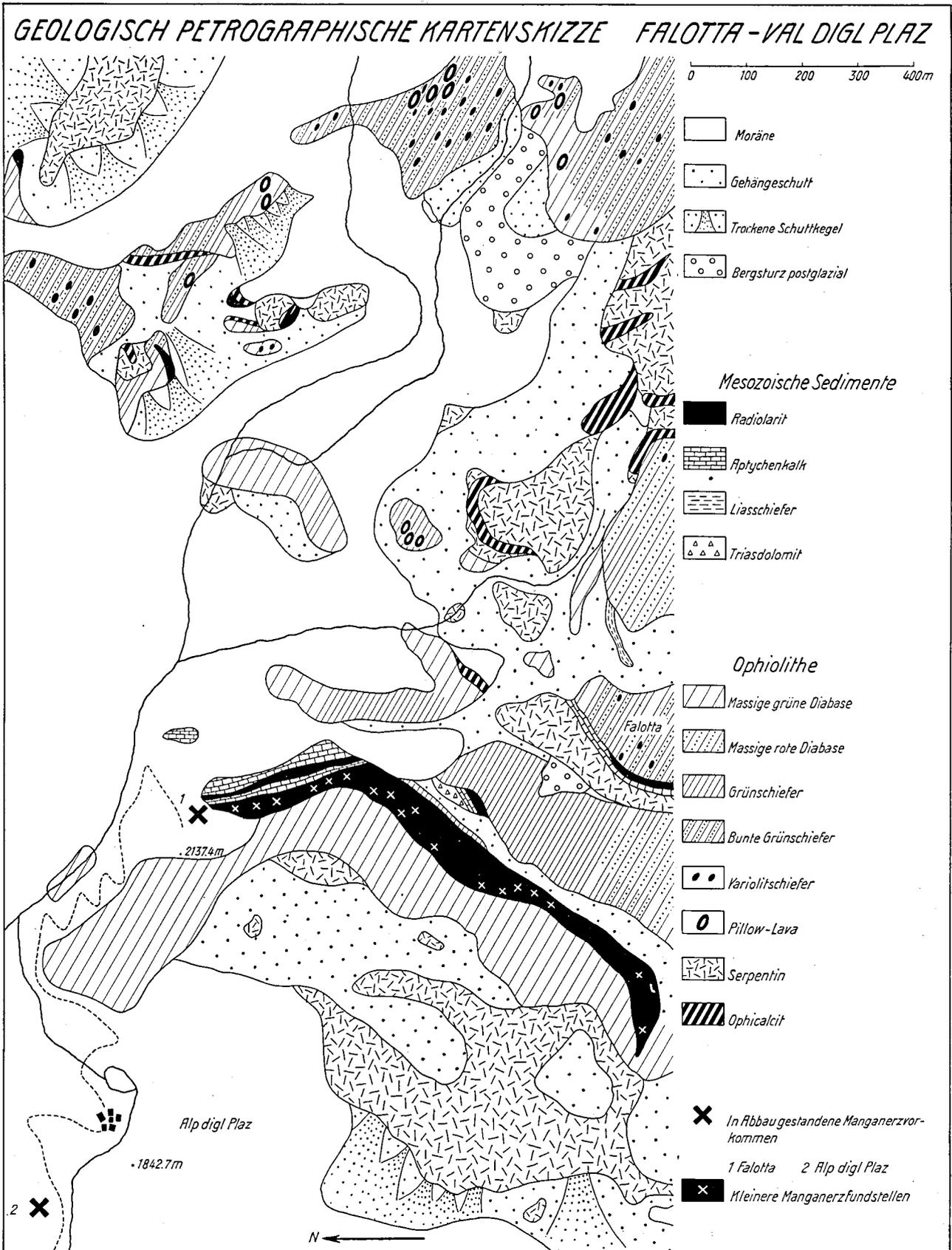


Fig. 10.

Variolitschiefer.

Mit den sog. bunten Grünschiefern sind oft Gesteine verbunden, die in grüner oder roter Grundmasse zahlreiche blaßgrüne, seltener blaßrote Gebilde (Variolen) von ellipsoidischer Form aufweisen. Die Durchmesser der Variolen schwanken zwischen wenigen Millimetern und max. 3 cm.

Pillow-Lava.

H. P. CORNELIUS (16) erwähnt von einer Stelle des hintern Val digl Plaz pillow-lava-ähnliche Strukturen. Die nähere Untersuchung zeigt nun, daß in der Tat an verschiedenen Orten der Falotta und im Gebiete nördlich davon, typische Pillow-Lava auftritt. Es scheint, daß diese Bildungen in den alpinen Ophiolithen gar nicht so selten sind, wie besonders aus den neuesten Untersuchungen von M. VUAGNAT (99) hervorgeht. Die sog. Pillow oder Kissen weisen in unserm Gebiet immer ellipsoide Formen auf (z. T. auch linsig ausgeschwänzt). Die Abplattung beträgt im allgemeinen 3:2 oder 3:1. Der maximale Durchmesser schwankt zwischen 10 cm und 1 m. Die meist blaßgrün gefärbten Kissen sind eingebettet in dunkelgrüne oder rote Schiefer. Die meisten Pillow besitzen einen Rand mit variolitischer Struktur (Fig. 11). Oft kann dieser Rand jedoch fehlen. M. VUAGNAT (99) hat solche Gebilde als Pillow zweiter Art beschrieben.

Spezielle Erscheinungen.

Mit den oben erwähnten Gesteinen stehen gewisse Erscheinungen im Zusammenhang, die z. T. für die genetische Deutung der Manganerze von Bedeutung sind. Bemerkenswert ist einmal der relativ hohe Fe-Gehalt vieler Grünsteine, wodurch diese (bei Dominanz von Fe⁺⁺⁺) eine rote Färbung erhalten. Lokal sind auch hämatitreiche Partien in Form kleiner Schmitzen von einigen Zentimetern Ausdehnung vorhanden. Der Fe₂O₃-Gehalt solcher Partien kann bis 30 % betragen. Von besonderem Interesse ist die Frage nach dem Mangan Gehalt solcher relativ eisenreicher Varietäten. Die MnO-Gehalte verschiedener Fe-reicher Grüngesteine wurden auf analytischem Wege bestimmt, wobei sich die in Tabelle 5 angeführten Resultate ergaben. Es zeigt sich, daß diese eisenreichen Varietäten im allgemeinen nur sehr geringe MnO-Gehalte aufweisen (MnO meist unter 0,2 %). Interessant ist jedoch, daß z. B. die Zwischenmasse von Variolen und Pillows an einigen Stellen eine Anreicherung von Mangan aufweist (bis 2,34 %, d. h. etwa das 10fache des normalen MnO-Gehaltes).

Tabelle 5.

MnO-Gehalte von ophiolithischen Gesteinen.

	MnO
1. Violetter massiger Diabas (Falottakamm)	0,04 %
2. Dunkelroter Diabas (Falottakamm)	0,14 %
3. Rote Schiefermasse zwischen Pillow (Piz Cuolm)	0,19 %
4. Bunter Grünschiefer (Piz Cuolm)	0,06 %
5. Rote Schiefermasse mit schwarzen Anflügen (Piz Cuolm)	1,02 %
6. Dunkelgrüner Diabas mit Variolen (mittleres Val digl Plaz)	1,51 %
7. Dunkelgrüner Diabas mit schwarzen Anflügen (mittleres Val digl Plaz, gleiche Stelle wie 6)	2,34 %

Mikroskopische Beschreibung der Ophiolithe.

Im Rahmen dieser Arbeit ist es natürlich nicht möglich, auf die gesamte Mannigfaltigkeit der ophiolithischen Gesteine in der Umgebung der Falotta einzugehen. Es sollen hier nur die mikroskopischen Aspekte der wichtigsten Gesteinstypen kurz erwähnt werden.

1. Massige Diabase.

Auf Grund der Zusammensetzung und Struktur lassen sich folgende Typen unterscheiden, die im Felde jedoch nicht scharf gegeneinander abgegrenzt werden können.

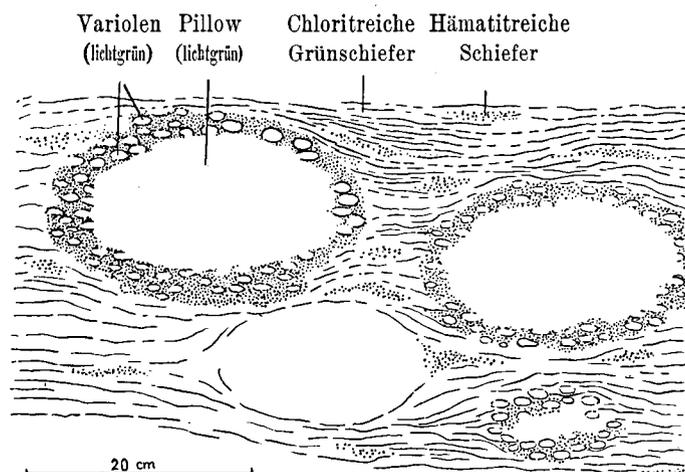


Fig. 11. Pillow-Lava-Struktur. Oberes Val digl Plaz.

a) Albit—Chlorit-Diabase.

Albit (meist verzwillingt) bildet idiomorphe Leisten von durchschnittlich 0,1—0,3 mm Länge. Die Zwischenmasse wird durch feinfilzigen, z. T. moosartigen Chlorit gebildet. Der Feldspat ist meist stark von Chlorit durchsetzt, die intersertale Struktur ist nur schwach angedeutet. Nebengemengteile sind Kalzit, Titanmineralien (Titanit und Leukoxen), Epidot und Serizit.

b) Porphyrische Albit—Chlorit-Diabase.

Gesteine dieser Zusammensetzung und Struktur bilden die oberen Teile der Diabaskuppe unmittelbar westlich der Lagerstätte (Pkt. 2137). In einer chloritreichen Grundmasse liegen \pm idiomorphe, verzwilligte Albitleisten von durchschnittlich 0,05—0,5 mm Länge. Oft sind albitfreie Schlieren vorhanden, die aus Chlorit, Serizit und etwas Epidot zusammengesetzt sind. Chlorit erscheint z. T. in Form klarer hellgrüner Schuppen, z. T. in Form moosartiger Aggregate von schmutzig grünger Farbe. Auffallend sind vereinzelt auftretende größere Albitindividuen, die max. 3 mm Länge erreichen und immer mehr oder weniger stark von Chloriteinschlüssen durchdrungen sind. Mengemäßig können die Einschlüsse sogar über Albit dominieren. Häufig läßt sich auch eine zonare Anordnung des Chlorites beobachten. Nebengemengteile sind Hämatit (oft schlierenartig angeordnet), Kalzit und Ti-Mineralien.

c) Albit—Chlorit-Diabase mit Augit.

In einem feinkörnigen Gemenge von Chlorit und Plagioklas liegen xenomorphe, selten hypidiomorphe Augite. Es handelt sich um einen gewöhnlichen Augit, der immer von chloriterfüllten Rissen durchsetzt wird. Häufige Nebengemengteile: Epidot, Ti-Mineralien und Kalzit.

d) Albit—Chlorit-Diabase mit reichlich Hämatit.

Die makroskopisch lilagrau oder dunkelrot gefärbten Diabase zeigen u. d. M. folgende Zusammensetzung und Struktur. Hauptgemengteile sind wiederum Albit und Chlorit, die meist stark von Hämatitpigment durchstäubt sind. Nebengemengteile sind Ti-Mineralien, Epidot und Serizit. Neben undeutlich intersertaler Struktur ist bei diesen Gesteinen oft eine dendritisch-fiederartige Struktur zu erkennen („structure arborescente“ nach M. VUAGNAT). Schmale Plagioklasfasern bilden ein Gewirr von Garben und Büscheln. Oft sind die Eisenerze und Ti-Mineralien längs den Fasern angeordnet, was die dendritisch-fiederartige Struktur verstärkt. Häufig werden diese Gesteine von Klüften durchsetzt, die fast ausschließlich klaren Albit führen.

e) Epidotreiche Gesteine.

Die bisher beschriebenen Gesteinstypen führen sehr häufig Epidot in wechselnden Mengen. Lokal kann Epidot auch als wichtigster Hauptgemengteil auftreten, was makroskopisch in der lichtgrünen

Farbe erkenntlich ist. Mikroskopisch läßt sich feinkörniger Epidot neben Chlorit feststellen. Plagioklas ist nur in geringen Mengen vorhanden.

2. Grünschiefer.

Wird bei den massigen Diabasvarietäten die mikroskopische Untersuchung infolge der Feinkörnigkeit einzelner Gemengteile sehr erschwert, so ist dies bei den schieferigen Typen noch in ausgesprochenem Maße der Fall. Im allgemeinen bilden die gleichen Gemengteile, wie bei den massigen Diabasen, ein äußerst feinkörniges Gemengsel. Die normalen Grünschiefer führen hauptsächlich Chlorit und Plagioklas (wahrscheinlich Albit). Nebengemengteile sind Ti-Mineralien, Epidot, Kalzit. In den sog. bunten Grünschiefern kommen Hämatit und z. T. reichlich Serizit hinzu. Relikte dendritisch-fiederartiger Struktur sind besonders in den hämatitreichen Partien hie und da zu erkennen.

3. Variolite.

Wie schon erwähnt wurde, sind variolitische Strukturen häufig anzutreffen. Mikroskopisch bestehen die hellgefärbten Variolen aus einer sehr feinen Grundmasse von Albit. Trotzdem die Gesteine metamorphen Prozessen unterworfen wurden, ist oft noch die typisch radialstrahlige Struktur erkennbar. In den meisten Fällen ist allerdings die innere Struktur der Variolen verwischt: Albit bildet eine mikro- bis kryptokristalline Grundmasse. Die Zwischenmasse der Variolen wird durch chlorit- und hämatitreiche Aggregate gebildet.

Zusammenfassende Bemerkungen über die Ophiolithe.

Unter den ophiolithischen Gesteinen der Falotta sind neben Serpentin besonders diabasartige Gesteine in verschiedener Ausbildung verbreitet. Auffallend ist das häufige Auftreten von Varioliten und Pillow-Lava. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß Albit und Chlorit wesentliche Gemengteile sind, zu denen sich mehr oder weniger Epidot, Augit, Hämatit, Ti-Mineralien, Kalzit und Serizit gesellen. In bezug auf die mineralogische Zusammensetzung zeigt sich eine auffallende Ähnlichkeit mit Grüngesteinen, die M. VUAGNAT (99) aus der Gegend von Arosa und dem Unterengadin beschrieben hat. Im allgemeinen sind die Ophiolithe der Falotta stärker metamorph als diejenigen von Arosa. Die Metamorphose zeigt Epi-Charakter und hatte besonders eine Verwischung der ursprünglichen Strukturen zur Folge. Über die Veränderungen des Mineralbestandes läßt sich nichts Bestimmtes aussagen, da auch die Möglichkeit besteht, daß Albit und Chlorit direkt aus einem wasserreichen Magma ausgeschieden wurden. Die Zusammensetzung der fraglichen basischen Gesteine zeigt, daß sie spilitischen Charakter aufweisen (vorherrschende Gemengteile sind Albit und Chlorit). Die Frage der Bildungsbedingungen spilitischer Gesteine ist mehrfach Gegenstand von Diskussionen gewesen. In Anlehnung an Auffassungen, die besonders in neuester Zeit vertreten werden (11, 99), läßt sich kurz über die Spilitbildung folgendes aussagen:

Im Verlaufe der initialen Magmenförderung in Geosynklinalräume machte sich stellenweise die Tendenz einer spilitischen Differentiation geltend. Dabei wurde das Magma reicher an Na, H₂O, CO₂ und Ti. Durch den hohen Gehalt an leichtflüchtigen Bestandteilen wurde die primäre Auskristallisation von Albit und Chlorit ermöglicht. Spezielle Erscheinungen stellten sich besonders dann ein, wenn Lava ins Meer austrat und submarin erstarrte. Durch die veränderten Abkühlungsbedingungen entstanden variolitische und Pillow-Lava-Strukturen. Im Verlauf der Differentiation bildeten sich Restlösungen von hydrothermalem Charakter, die z. T. Fe- oder auch SiO₂-reich waren. Interessant ist nun die Tatsache, daß in den Restlösungen nicht nur Fe, sondern stellenweise auch Mn angereichert wurde. Diese Metalle sind einmal in Form von Oxyden in den Grüngesteinen selbst ausgeschieden worden. Dabei entstanden die erwähnten hämatithaltigen Diabase und Schiefer, sowie hämatitreiche Schmitzen und an einzelnen Stellen auch manganreichere Partien. Trotzdem direkte Beweise fehlen, scheint es möglich, daß die Fe- und Mn-reichen Lösungen wanderten und eventuell ins Meer austraten.

c) Die Vererzung.

1. Lage und Form der einzelnen Vorkommen.

Die Manganerze der Falotta sind an einen Radiolaritzug gebunden, der sich vom Val digl Plaz über das der Falotta vorgelagerte Plateau (Pkt. 2327) zieht, wo der N—S verlaufende Zug nach Westen

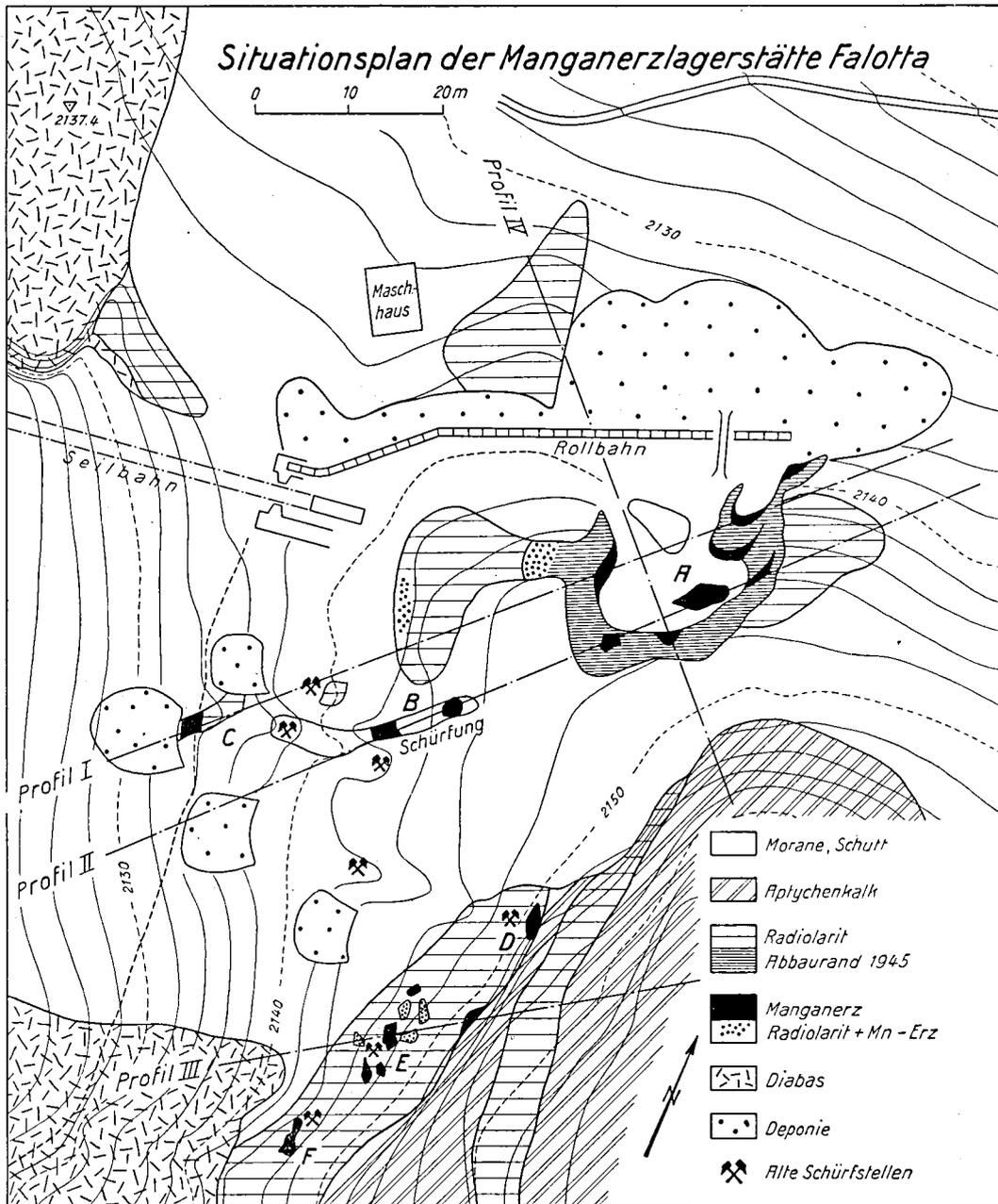


Fig. 12.

umbiegt und sich bis auf 2160 m hinab verfolgen läßt. Das Liegende des erzführenden Radiolarites wird durch ophiolithische Gesteine gebildet. Im Hangenden wird der Radiolarit von Aptychenkalk begleitet. Die stärkste Erzanreicherung erscheint am nördlichen Ende des Radiolaritzuges, wo dieser unter die Moränenbedeckung des Val digl Plaz untertaucht. Man erreicht die Lagerstätte am besten von Rofna aus über Alp digl Plaz (1854 m), von wo aus ein neu erstellter Fußweg nördlich der

Diabaskuppe vorbei nach der Abbaustelle führt (2140 m). In Lit. (3) wird der Felskopf unmittelbar westlich der Lagerstätte irrtümlicherweise als Punkt 2227 m bezeichnet. Eine genaue Höhenbestimmung mittels eines Polygonzuges, der an den Fixpunkt 1842,7 m auf Alp digl Plaz angeschlossen wurde, ergab jedoch eine Höhe von 2137,4 m (vgl. Detailplan Fig. 12). Punkt 2227 m der Top.

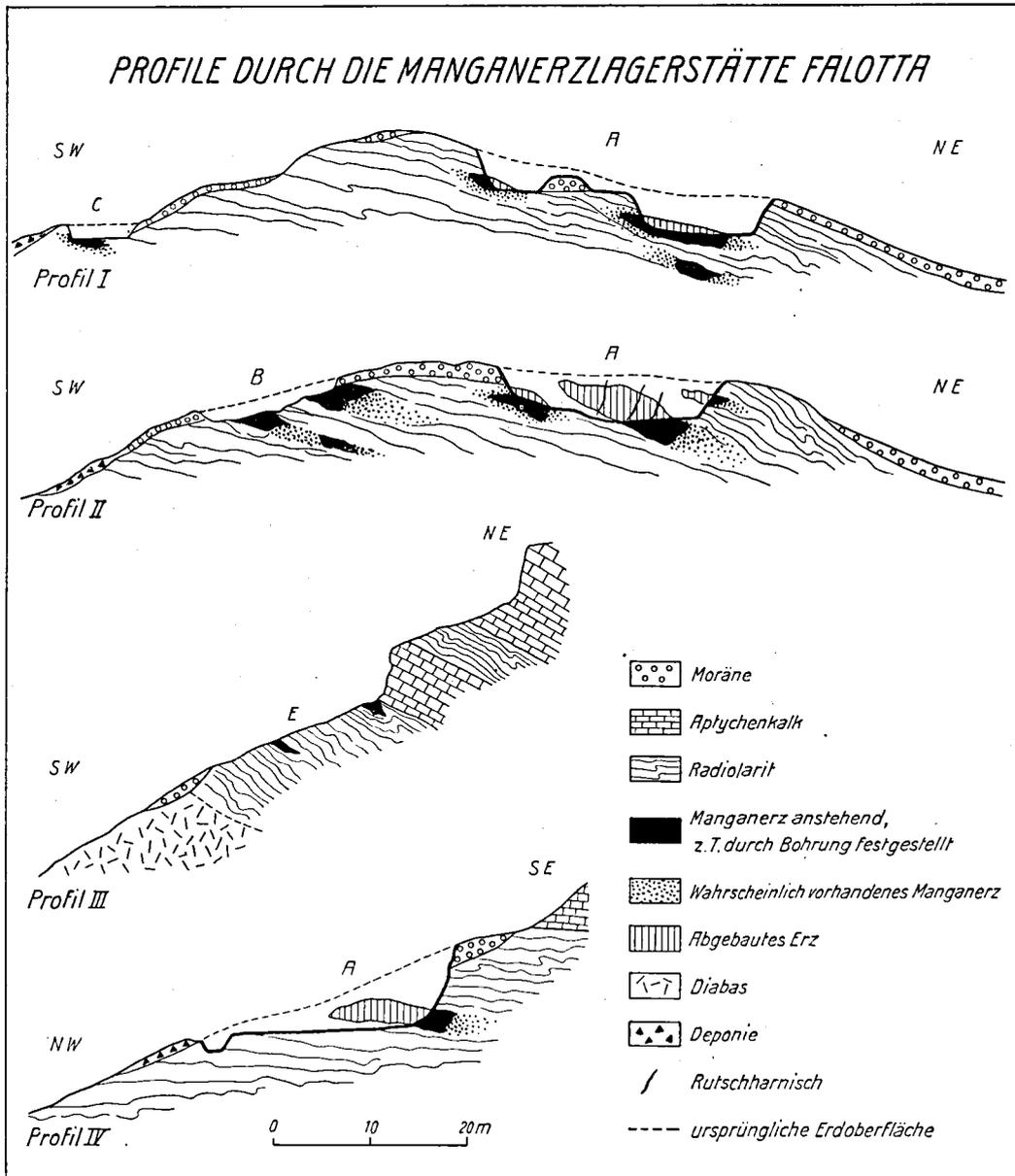


Fig. 13.

Karte liegt schon oberhalb und südöstlich der Abbaustelle und wird durch eine Aptychenkalkkuppe gebildet.

In dem heute aufgelassenen Tagbau wurde in den Jahren 1944 und 1945 Manganerz gewonnen (Grube A des Situationsplanes Fig. 12). Ein größerer Abbau hatte in frühern Jahren nicht stattgefunden, es wurden lediglich kleinere Erzlinsen erschürft. Ein Teil der damals abgebauten Erze liegt heute noch bei den einzelnen Schürfstellen angehäuft. Im Gebiete des Hauptvorkommens A und südlich davon zeigt das Nebengestein ein mittleres Streichen von N 30° W und ein Fallen von etwa 30° gegen NE. Der erzführende Radiolaritkomplex weist eine mittlere Mächtigkeit von 20 m auf. Im

Hangenden folgt eine wenig mächtige Aptychenkalkschicht (4–8 m), die wiederum von Radiolarit überlagert wird, der jedoch kein Manganerz führt. Darüber folgt nochmals Aptychenkalk von fast massiger Ausbildung. Ähnlich wie auf Parsettens handelt es sich auch hier nicht um eine durchgehende Erzschieferung, sondern um einen Erzhorizont, in dem einzelne Linsen oder unregelmäßige Körper eingelagert sind. In Grube A wurde ein größerer Erzkörper von etwa 20 m Länge, 3 bis 10 m Breite und einer maximalen Mächtigkeit von 4 m in 3 Stufen abgebaut. Daneben sind noch weitere, in ihrer Ausdehnung nicht sicher bestimmte Erzlinen vorhanden, die z. T. durch Schürfnngen und Bohrungen festgestellt wurden. Über die ungefähre Lage und Form der verschiedenen Erzreicherungen orientieren die Profile von Figur 13. Tektonische Bewegungen haben auch hier die ursprüngliche Lagerung des Erzes teilweise verändert. Auffallend sind Scharen von \pm parallel verlaufenden Rutschharnischen, die das Erz quer zur Schichtung durchziehen. Auch Ruschelzonen, in denen das Erz zu feinem Grus zerrieben wurde, konnten beobachtet werden. Unmittelbar südlich von Grube A tritt der Erzhorizont in verschiedenen Ausbissen zutage, die z. T. durch neue Schürfnngen erschlossen wurden (z. B. bei B und C). Die heute noch erkennbaren alten Schürfngräben, die in östlicher Richtung angelegt wurden, zeigen jetzt kein anstehendes Erz mehr. Noch weiter südlich, wo der Radiolarit keine Moränenbedeckung mehr aufweist, lassen sich insgesamt mehr als 10 kleinere Erz-ausbisse feststellen (besonders bei D, E, F, Situationsplan Fig. 12). Verfolgt man den erzführenden Radiolarit nach Süden, so lassen sich auf eine Distanz von etwa 1 km mehr als 15 kleinere Erzlinen und -butzen feststellen. Es handelt sich durchweg um unbedeutende Erzmengen, durch oberflächliche Manganoxydüberzüge werden jedoch größere Anreicherungen vorgetäuscht. Diese im Streichen des Radiolaritzuges auftretenden Manganerze zeigen deutlich, daß es sich um einen ausgedehnten Erzhorizont handelt. Die einzelnen Vererzungsstellen sind in Figur 10 eingezeichnet.

2. Der Übergang vom Nebengestein zum Erz.

Wie auf Parsettens ist auch hier stellenweise eine Wechsellagerung zwischen Erz- und Nebengesteinsschichten zu beobachten. Etwa 10 m nördlich der Schürfnng B findet man ein instruktives Beispiel dieser Art. Die wechsellagernden Erz–Radiolaritschichtchen sind dort gemeinsam verfaltet worden. Häufig setzt das Erz einer größeren Linse auch ohne Übergänge ein, oder das Nebengestein tritt in Form dünner Tonschieferlagen im Erz auf. Zur Abklärung der Frage nach dem Mangangehalt der Nebengesteine in unmittelbarer Nähe des Erzes wurden Manganbestimmungen an Tonschieferproben aus verschiedener Distanz vom Erz ausgeführt, der Kontakt von Erz und Nebengestein ist an der untersuchten Stelle (Grube A unterste Stufe) recht scharf, im Nebengestein treten keine makroskopisch sichtbaren Mengen von Manganerz auf. In Figur 14 sind die MnO-Gehalte der Tonschiefer in bezug auf die Entfernung der Probe vom Erz abgetragen. Die Analysenresultate zeigen deutlich, daß selbst in unmittelbarer Nähe des Erzes die Nebengesteine relativ arm an Mangan sind. Die makroskopisch sichtbare scharfe Trennung von Erz und Nebengestein wird durch diese Tatsache bestätigt. Die gleiche Feststellung konnte ja auch bei der Lagerstätte Parsettens gemacht werden. Es zeigt sich weiter, daß zwischen dem Mangangehalt und der Entfernung vom Erz keine direkte Abhängigkeit besteht, so daß auch hier der Mangangehalt der Nebengesteine nicht auf Infiltration zurückzuführen ist.

3. Inhalt der Lagerstätte.

In bezug auf die Zusammensetzung und Ausbildung der Erze von Falotta sind gegenüber Parsettens nur geringe Unterschiede vorhanden. Auffallend ist die körnige Beschaffenheit und der rauhe Bruch der Falottaerze, während die Erze auf Parsettens eher dichte Ausbildung zeigen. In der mineralogischen Zusammensetzung der Erze zeigen die beiden Lagerstätten keine Unterschiede, da auch auf Falotta Braunit Erzmineral ist und Quarz wichtigste Gangart. Das Erz ist von dunkelgrauer, seltener eisenschwarzer Farbe, was auf eine ziemlich starke Beteiligung von Quarz hindeutet. Im allgemeinen ist das Erz vollkommen massig ausgebildet. Nicht selten ist jedoch ein deutlich schichtartiger Aufbau zu erkennen, wobei sich dünne Schichtchen bis 5 cm Mächtigkeit durch etwas porösere oder dichtere Beschaffenheit voneinander unterscheiden und z. T. auch durch Tonschieferhäutchen getrennt sind.

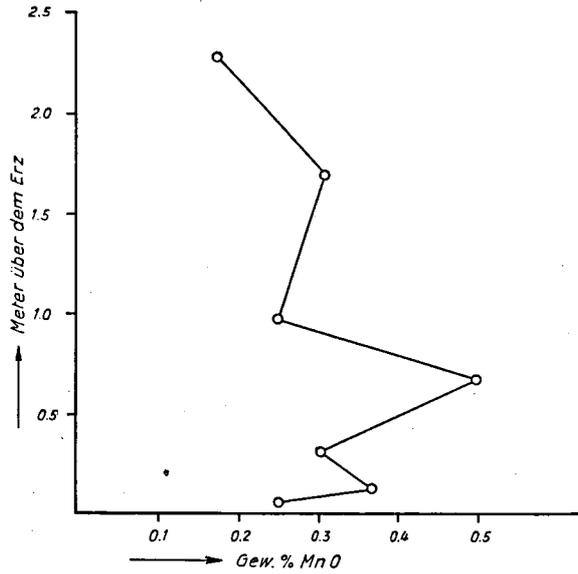


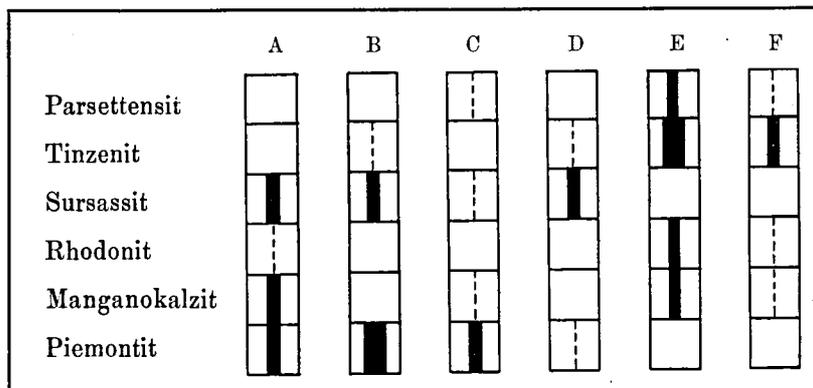
Fig. 14. MnO-Gehalt des roten Tonschiefers im Hangenden einer Erzlinse. Grube A, tiefste Sohle.

Jüngere Zerrklüfte, die überall das Erz durchsetzen, führen hauptsächlich Quarz. Von den Manganhaltigen Kluftmineralien ist besonders Piemontit häufig, was gegenüber Parsettens einen recht charakteristischen Unterschied ergibt. Als weitere Kluftmineralien erscheinen die gleichen Mangansilikate und -karbonate wie bei Parsettens, nur sind sie hier in wesentlich geringeren Mengen vorhanden. Baryt erscheint nur in sehr geringen Mengen, ebenso ist Parsettensit viel seltener als auf Parsettens.

Über die Verteilung der einzelnen Kluftmineralien auf die verschiedenen Stellen der Lagerstätte gibt Tabelle 6 Auskunft. Es zeigt sich, daß Sursassit und Piemontit vorherrschend sind, während Tinzenit, Rhodonit, Manganokalzit und Parsettensit nur an wenigen Orten erscheinen.¹⁾

Tabelle 6.

Intensität der Verteilung der Kluftmineralien an verschiedenen Stellen der Lagerstätte Falotta.



4. Die Durchklüftung der Erze und ihrer Nebengesteine.

Form und Alter der Klüfte.

Da sich in bezug auf Form und Alter der Klüfte keine wesentlichen Unterschiede gegenüber Parsettens ergeben, sei auf jene Beschreibung verwiesen. Am häufigsten ist Kluftformtypus I ver-

¹⁾ Nach Abschluß der vorliegenden Untersuchung wurde bei einer weitem Begehung der Lagerstätte Falotta das seltene Ca-Mn-Arsenat Brandtit ($\text{Ca}_2\text{Mn}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) als Kluftmineral gefunden. Eine nähere Beschreibung dieses Minerals wird in Bd. 28 (1948) der Schweiz. Min. Petr. Mitt. publiziert.

treten, wobei vor allem Quarz, Sursassit, Manganokalzit und Piemontit (nur z. Teil) scharfbegrenzte Klüfte bilden. Klufformtypus II ist seltener, eine feinkörnige Varietät von Piemontit erscheint z. B. in Form feinsten, vielfach verzweigter Äderchen, die das Erz imprägnationsartig durchsetzen. Die bei Parsettens unter Klufformtypus III beschriebenen Verwerfungsklüfte sind auch hier recht häufig und bilden z. T. ungefähr parallel verlaufende Scharen von Rutschharnischen.

3. Alp digl Plaz.

a) Situation.

Am Wege von Roffna (im Oberhalbstein) nach Alp digl Plaz befand sich in 1800 m Höhe ein kleines Manganerzlager. Die genaue Lokalität ist in der petrographischen Kartenskizze (Fig. 10) eingezeichnet. Das Vorkommen bestand aus einer Anhäufung von losen Manganerzblöcken in einer Trümmermasse von bergsturzartigem Charakter. Die Umgebung des Vorkommens ist jedoch von Moränenmaterial bedeckt. Die Erze sind im Laufe der Zeit (besonders während des ersten Weltkrieges) ausgebeutet worden, so daß heute nur noch unbedeutende Reste vorhanden sind.

Die Frage nach der Herkunft dieser Manganerzblöcke läßt verschiedene Möglichkeiten offen :

1. Während der Eiszeit ist im Gebiete oberhalb der Alp Plaz ein Bergsturz niedergegangen, wobei sich unter den abstürzenden Massen auch Manganerz befand. Die Trümmermasse kann auf nicht vom Gletscher bedecktes Gebiet niedergegangen sein und wurde bei einem Gletschervorstoß von Moränenmaterial bedeckt. Es ist aber auch möglich, daß die Bergsturzmassen auf den Gletscher gestürzt und beim Rückzug des Gletschers mit Moräne vermischt zurückblieben.

2. Andererseits ist es auch denkbar, daß die Manganerzblöcke durch den Oberhalbsteiner Talgletscher von weiter her transportiert wurden, was jedoch wenig wahrscheinlich ist, da die Erztrümmer auf einen kleinen Raum lokalisiert sind. Das Moränenmaterial in der Umgebung des Vorkommens führt nirgends Manganerz. Die Annahme, daß die Manganerzblöcke unterhalb Alp Plaz aus dem Gebiet der Falotta abstürzten, wird durch die folgenden Beobachtungen erhärtet. Das Gelände zwischen Pkt. 2227 m und dem Falottakamm bei Pkt. 2327 m kann morphologisch als Abrißnische eines Bergsturzes angesehen werden. Wie aus der petr. Kartenskizze ersichtlich ist, steht hier der erzführende Radiolaritzug an, der gut als die Heimat der abgestürzten Erzmassen betrachtet werden kann. Für einen ursprünglichen Zusammenhang der Erze von Alp Plaz mit denen der Falotta spricht weiter die ähnliche Zusammensetzung der Erze.

b) Inhalt der Lagerstätte.

Da die Erzblöcke im wesentlichen abgebaut sind, steht zum Studium des ehemaligen Vorkommens nur noch Material aus einer kleinen Schutthalde zur Verfügung. Die Erze sind von einem roten Radiolarit begleitet, der oft auffallend homogen und massig ausgebildet ist. Rote Tonschiefer einschaltungen sind ebenfalls vorhanden und lassen sich nicht von den gleichartigen Bildungen von Falotta und Parsettens unterscheiden. Dünnschliffe durch den Radiolarit zeigen im allgemeinen eine sehr feinkörnige Quarzgrundmasse mit Hämatitpigment, auch Radiolarienreste sind meist noch erkennbar. Als akzessorischer Gemengteil tritt Karbonat in Form von kleinen bräunlichen Knöllchen auf. Die Beziehungen zwischen Erz und Nebengestein sind die gleichen wie auf Falotta und Parsettens. Nicht selten erscheinen Erzschildchen oder -linsen wie verknetet mit dem Nebengestein. Die Grenze zwischen Erz und Radiolarit ist jedoch immer sehr scharf. In der Nähe von Erzkörpern zeigt der Radiolarit oft eine bräunliche Färbung. Im Dünnschliff beobachtet man in diesen Partien kleine radialstrahlige Büschel von Parsettensitschüppchen.

Die heute noch erkennbaren Erze werden fast ausschließlich von Braunit gebildet, der jedoch z. T. unter dem Einfluß der Verwitterung in lockere Manganoxyde übergegangen ist. Das Erz war

stellenweise von recht guter Qualität, eine vollständige Analyse einer möglichst reinen Probe ist von J. JAKOB (47) (siehe S. 69) ausgeführt worden. Auch hier wird Erz und angrenzendes Nebengestein von Klüften durchsetzt, die neben Quarz auch Mangansilikate führen. Unter den Manganmineralien ist Rhodonit weitaus am häufigsten, er tritt in grob- und feinkörniger Varietät auf und zeigt meist intensiv rosarote Farbe. Das nächsthäufige Mangansilikat ist Parsettensit, das durchweg in dichter Ausbildung erscheint. Seltener sind Tinzenit, Sursassit und Manganokalzit. Piemontit konnte nur in mikroskopisch kleinen Mengen nachgewiesen werden, ebenso bildet Albit nur einen untergeordneten Gemengteil in den Klüften.

4. Übrige Vorkommen im Oberhalbstein.

a) Uigls (NE Conters) und Alp Tiefenkastral.

1. Situation.

Südöstlich Tiefenkastral treten in der Gegend der Motta Palousa an verschiedenen Stellen geringe Mengen von Manganerz auf. Die Erze sind durchweg an jurassische Radiolarite gebunden, die zusammen mit Liasschiefern, Aptychenkalk und basischen Eruptivgesteinen eine Zone bilden, die sich von Murtiratsch (nordöstlich Tinzen) an der Basis des Piz Michel gegen die Alp Tiefenkastral hinzieht. E. OTT (67) faßt diesen stark verschuppten Gesteinskomplex als tektonisches Äquivalent der Aroser Schuppenzone auf. In der Tat zeigen die erwähnten Sedimente unterostalpine Fazies. Die starke Ophiolithführung längs Schub- und Scherflächen läßt jedoch vermuten, daß es sich um kein einheitliches tektonisches Element handelt.

Der erzführende Radiolarit zeigt eine ganz analoge Ausbildung wie auf den bereits beschriebenen Lagerstätten des Oberhalbsteins. Die Ophiolithe bestehen zur Hauptsache aus Serpentin, untergeordnet erscheinen auch diabasartige Gesteine und Grünschiefer (z. B. Epidot-Chloritschiefer). Ein Gestein, das westlich dem Brunnen von Uigls auf einer Höhe von etwa 2070 m ansteht, muß besonders erwähnt werden. Nach E. OTT handelt es sich um einen Anorthosit, der auf Klüften rote und schwarze Anflüge aufweist und daher stark mangan- und eisenhaltig sein soll. Dieses Gestein wurde auch von mir untersucht, wobei sich zeigte, daß ein feinkörniger Diallag-Gabbro vorliegt. Die auf Klüften befindlichen schwarzen Anflüge weisen jedoch keinen hohen Gehalt an Eisen und Mangan auf.

2. Lage und Inhalt der einzelnen Vorkommen.

Anreicherungen von Manganerz finden sich bei Uigls, etwa 250 m östlich Pkt. 1976 m, in den obersten Teilen des gegen den Bach von Burvagne abfallenden Gehänges. Das Vorkommen ist in der Nähe des Weges gelegen, der von Promaschtgel (nordöstlich Conters) nach Uigls führt. Das Erz tritt in geringmächtigen linsenartigen Körpern auf, die konkordant im Radiolarit eingeschaltet sind. Die Längsausdehnung der Linsen beträgt meist nur wenige Dezimeter, während die Mächtigkeit selten 10 cm übersteigt. Bei etwa 2000 m und 1970 m ist in unbekannter Zeit nach Manganerz geschürft worden. Zwei kleinere Stollenanfänge dringen nur 2—3 m in den dort anstehenden Radiolarit ein.

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Erzvorkommen im Oberhalbstein bestehen an dieser Stelle die manganreichen Partien nicht aus schwarzem Brauniterz, sondern aus schwach rosarotem feinkörnigem Material. Meist sind diese Stücke jedoch zu einem mehrlartigen Aggregat von auffallend goldgelber Farbe verwittert. Dabei entsteht eine zellig poröse Textur. Es erscheint ein erhaben herauswitterndes Netz von feinen Quarzäderchen. Oberflächlich wird das gelbe Material von schwarzem Manganoxyd überkrustet, das auch längs Rissen in die Stücke hineindringt. Mikroskopisch zeigt es sich, daß die rosa und gelb gefärbten Partien aus einem sehr feinen Gemenge von Mangankarbonat und Quarz bestehen. Das Karbonat bildet xenomorph begrenzte Knöllchen von max. 0,02 mm Durchmesser. Nur in seltenen Fällen können idiomorphe Rhomboeder beobachtet werden. Auf Grund

von Mikroreaktionen und dem Verhalten gegenüber verdünnter HCl kann geschlossen werden, daß es sich um ziemlich reinen Rhodochrosit handelt.

Von Uigls aus gegen Norden ist etwa 250 m SSE der Motta Palousa (2147 m) eine kleinere vererzte Stelle im Radiolarit festzustellen. Das Erz erscheint im wesentlichen als Anflüge auf Klüften und Schichtflächen. Mangankarbonate oder Silikate sind keine vorhanden.

Auf dem Gebiet der Alp Tiefenkastel (östlich der Motta Palousa) treten ebenfalls geringe Mengen von Manganerz auf. 500 m westlich der Sennhütte befindet sich ein 15 m langer Stollen, der nach Lit. (3) im Jahre 1918 ausgeführt wurde. Manganerz findet sich jedoch an der Oberfläche und im Stollen nur in Form von schwachen Anflügen. Der Mangangehalt einiger analysierter Proben schwankt zwischen 2 und 12 %. In einer ältern Publikation (93) über die Manganerze von Graubünden wird von der Alp Tiefenkastel ebenfalls Manganerz erwähnt, jedoch ohne genaue Angabe des Fundortes. Eine Analyse dieses Erzes zeigte angeblich einen Mn-Gehalt von 62,8 %.

b) Val Bercla.

Aus dem hintern Val Bercla, dem östlichen Seitentälchen des bei Mühlen in die Julia einmündenden Fallerbaches, erwähnt CH. TARNUZZER (92) Manganerze in rotgefärbten Schiefen und Hornsteinen. Die Begehung des Vorkommens zeigte, daß es sich um Erze handelt, die dem gleichen Lagerstättentypus angehören, wie die bisher beschriebenen. Der erzführende Radiolarit ist vergesellschaftet mit den hier in großen Mengen auftretenden Grüngesteinen der Plattadecke. Besonders schön ist an diesem Vorkommen die konkordante Lagerungsform der an und für sich wenig mächtigen Manganerzschichten zu beobachten. Die Mächtigkeit der mit dem Radiolarit wechsellagernden Erzbänder schwankt zwischen Bruchteilen von Millimetern und etwa 2 cm. Fast durchweg wurden die Erzschiebchen gemeinsam mit dem Radiolarit verfaltet. Das Erz besteht z. T. aus sehr feinkörnigem Braunit, der innig mit Quarz verwachsen ist und z. T. aus Rhodonit. Jüngere Klüfte, die Erz und Nebengestein durchsetzen führen neben Quarz noch folgende Mineralien: Sursassit, Parsettensit, Rhodonit und Albit. Interessant ist, daß Rhodonit nicht nur auf sekundären Klüften, sondern auch in primären Linsen erscheint.

B. Weitere Lagerstätten in Graubünden.

I. Mittelbünden.

a) Litzirüti.

1. Situation.

Im Schanfigg östlich Litzirüti fand J. CADISCH (13) im Jahre 1917 ein kleineres Manganerzvorkommen. Die Lagerstätte liegt auf der rechten Talseite in einer Höhe von 1600 m, etwa 100 m von dem Sträßchen entfernt, das von Sonnenrüti nach Mädrigen führt. Das Erz ist an einen Radiolaritzug gebunden, der eine etwa 40 m hohe Wand bildet und von Diabas überlagert wird. Nähere Angaben über die geologischen Verhältnisse der Umgebung können der Publikation von J. CADISCH entnommen werden.

2. Die Nebengesteine.

Der erzführende Radiolarit ist im allgemeinen von dunkelroter Farbe, in der Nähe des Erzes nimmt er oft eine weiße oder schwach gelbliche Färbung an (fehlendes oder spärlich vorhandenes Hämatitpigment). Als akzessorischer Gemengteil tritt in den Radiolariten Karbonat auf, das in Form

von Knöllchen in die Quarzgrundmasse eingesprengt ist. Die den Radiolarit begleitenden Diabase zeigen massige Ausbildung und weisen oft hämatitreiche Fläsern und Schmitzen auf. Mikroskopisch lassen sich als Hauptgemengteile Albit und Chlorit \pm Ti-Mineralien und Hämatit feststellen. Die Struktur ist intersertal bis dendritisch-fiederartig, z. T. sind auch variolenähnliche Gebilde zu erkennen.

3. Die Vererzung.

Das Erz bildet linsige oder taschenartige Körper, die perlschnurartig im Radiolarit angeordnet sind. Im nördlichen Teil des Radiolaritzuges liegen die Erzausbisse etwa auf halber Höhe in der Wand. Die mehr südlich gelegenen Vorkommen sind dagegen am Fuße der Wand gut aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Vererzungen beträgt meist nur wenige Dezimeter, während die Ausdehnung im Streichen selten 2 m übersteigt. Noch weiter im Süden gegen den Thiejerbach zu läßt sich der Erzhorizont nur noch als geringfügige Manganoxidanflüge im Radiolarit verfolgen. Die vererzte Zone erstreckt sich im gesamten auf eine Distanz von 500 m, wobei jedoch nennenswerte Erzanreicherungen nur im nördlichen Drittel stattgefunden haben. Da bis heute kein Abbau des Manganerzes erfolgt ist, stehen zum Studium der Lagerstätte nur die oberflächlich anstehenden Partien zur Verfügung, deren ursprüngliches Vererzungsbild unter dem Einfluß der Verwitterung stark verändert wurde. Die nähere Untersuchung zeigt, daß die „Erzkörper“ zur Hauptsache aus Nebengestein bestehen, das infolge von Manganoxidanflügen und -krusten auf den ersten Blick als reines Manganerz angesehen wird. Das geringe spezifische Gewicht bestätigt die Tatsache, daß der Mangangehalt nur klein ist. Analysen von ausgesuchten Erzproben ergaben Mn-Gehalte von meist unter 10 %. Das Erz der Oxydationszone besteht aus Manganoxiden, die teilweise lockere Krusten bilden oder als dünne, oft bläulich schillernde Anflüge den Radiolarit überziehen. Junge Klüfte mit Mangansilikaten sind hier selten anzutreffen. Neben Quarz läßt sich stellenweise Parsettensit und Manganokalzit feststellen. Sehr selten erscheint in nur mikroskopisch feststellbaren Mengen auch Piemontit.

b) Alp Prätsch.

1. Situation.

Das Manganerzvorkommen von Alp Prätsch liegt auf der linken Talseite des Schanfiggs, gerade gegenüber der Lagerstätte von Litzirüti. Die Lokalität befindet sich etwa 700 m nordöstlich der Alphütten von Prätsch, oberhalb des Weges, der von Arosa durch den Prätschwald nach dem Wolfsboden führt. Die Fundstelle wurde erstmals von J. CADISCH (13) erwähnt. Die Begleitgesteine der Erze gehören der Aroser Schuppenzone an, bei ähnlicher tektonischer und geologischer Situation wie bei Litzirüti. Die Manganerze sind an einen Radiolaritzug gebunden, der längs einer nordöstlich verlaufenden Rippe am Rande der bewaldeten Terrasse südwestlich Alp Prätsch aufgeschlossen ist. Nach unten steht der Radiolarit in primärem Kontakt mit Diabas, der an einer Stelle pillow-lava-artige Strukturen zeigt.

2. Die Nebengesteine.

Der Radiolarit zeigt normale Ausbildung und ist durchweg von roter Farbe. Der Diabas ist massig und von grüner oder violettroter Färbung. Die grünen Varietäten lassen im Dünnschliff als Hauptgemengteile Albit und Chlorit \pm Ti-Mineralien erkennen. Nach der Nomenklatur von M. VUAGNAT (99) kann die Struktur als divergent intersertal bezeichnet werden, d. h. Albit bildet sehr dünne und relativ lange Leisten, die sich zu divergierenden Büscheln aggregieren. Chlorit bildet die Zwischenmasse. Die roten Varietäten zeigen die gleichen Hauptgemengteile, daneben erscheint in Flecken noch reichlich Hämatit.

3. Die Vererzung.

Das Erz erscheint in den höheren Partien des erwähnten Radiolaritkomplexes als vereinzelte kleine Linsen und unregelmäßige Schmitzen. Auf eine Distanz von etwa 800 m lassen sich im Streichen

des Radiolarites längs der Terrassenkante 4 Erzausbisse erkennen, deren Dimensionen jedoch nur einige Dezimeter betragen. In den frischen unverwitterten Partien besteht das Erz aus Braunit, der mikroskopisch fein mit Quarz verwachsen ist. Bemerkenswert sind einige sehr gut erhaltene Radiolarien im Erz. Junge Klüftchen führen meist Quarz, selten etwas Manganokalzit oder Parsettensit.

c) Fondeital.

1. Situation.

Im hintern Fondeital befindet sich bei der Lokalität Barge ein kleineres, erstmals von J. CADISCH (13) erwähntes Manganzvorkommen. Das Erz bildet einzelne Blöcke in der Moräne, und zwar besonders längs eines kleinen Baches der von der Reckholdernalp herunterfließt und unmittelbar bei den Häusern von Barge in den Fondeibach einmündet. Das erzführende Areal erstreckt sich als schmaler Streifen längs des Baches auf eine Länge von etwa 150 m (150—300 m südöstlich Haus Barge). J. CADISCH nimmt an, daß die Erzblöcke aus der Gegend von Wallbrunnen stammen, da dort ein Radiolaritzug unter der Schutthalde am Nordfuß der Weißfluh verborgen ist. Es scheint wahrscheinlich, daß seinerzeit der Radiolarit zusammen mit dem Manganz als Schutt- oder Bergsturzmaterial ein Stück weit durch den Gletscher verfrachtet wurde.

2. Die Vererzung.

Obschon Erz und Nebengestein nur in Blöcken auftreten, lassen sich an verschiedenen Stellen die ursprünglichen Zusammenhänge erkennen. In der Moräne finden sich größere Radiolaritblöcke, die konkordant eingeschaltete Manganzlinsen führen. Infolge der oberflächlichen Verwitterung sind die Beziehungen zwischen Erz und Nebengestein jedoch meist etwas verwischt. In der Nähe des erwähnten Bächleins erscheint das Erz in einzelnen Brocken, deren Durchmesser zwischen einigen Zentimetern und Dezimetern schwankt. Als gemeinsames Merkmal zeigen alle vererzten Blöcke eine auffallend glatte, schwarze Kruste. Beim Zerschlagen der Stücke zeigt es sich, daß diese eine heterogene Zusammensetzung aufweisen; neben schwarzem Manganz ist roter Radiolarit, brauner Parsettensit und rosaroter Manganokalzit vorhanden. Die oberflächlichen Krusten bestehen aus psilomelanartigen Massen, die durch Verwitterung aus dem Braunitzerz oder den manganhaltigen Begleitmineralien hervorgegangen sind. Bei den Manganokalzitaggregaten ist oft schön ersichtlich, wie Psilomelan von außen her netzartig eindringt.

2. Engadin.

a) Valletta del Julier.

1. Situation.

Die Valletta del Julier ist ein östlich der Julierpaßhöhe nach Norden abzweigendes Seitentälchen des Val del Julier. Im untern und mittleren Teil wird das Tälchen flankiert von den mächtigen Granitmassen des Piz Julier und Piz Valletta (Berninadecke). Im obern Teil des Tales folgt eine Sedimentserie, die zur Zone von Samaden gehört. Am Aufbau dieser stark verschuppten Zone sind neben prätriadischen und triadischen Gesteinen auch mesozoische Glieder beteiligt (darunter auch Radiolarite). Nach H. P. CORNELIUS (17) ist die Kreide durch die sog. Saluverserie vertreten. Neuere Untersuchungen von F. ROESLI (72) sprechen jedoch eher für jurassisches Alter der Saluversgesteine.

2. Die Vererzung.

Im Gebiete nördlich des Piz Valletta erscheinen Komplexe von Radiolarit, in denen zahlreiche, aber unbedeutende Manganzanreicherungen auftreten. Überall handelt es sich um schwach vererzten

Radiolarit, wobei das Erz in Form von Anflügen und Krusten vorhanden ist. Durch die oberflächlichen, unregelmäßige Flecken bildenden Überzüge werden größere Erzmengen vorgetäuscht. Im Gebiet der Sedimentkuppe, die dem Piz Valletta nördlich vorgelagert ist, lassen sich insgesamt mehr als 15 kleinere Erzausbisse feststellen:

1. Vererzung in kleinem Radiolaritaufschluß an dem von Westen her in den Hauptbach fließenden Bächlein. Höhe 2580 m.

2. Vererzung am gleichen Bach wie 1. Höhe 2690 m.

3. Im Radiolaritkomplex, der sich vom höchsten Punkt der Sedimentkuppe in nordöstlicher Richtung gegen den Hauptbach hinunterzieht, sind zwischen 2690 m und 2750 m an verschiedenen Stellen unregelmäßige Erzimprägnationen festzustellen.

4. Im Radiolarit, der die Kuppe westlich umgürtet sind insgesamt etwa 10 Erzausbisse vorhanden. Höhe 2800—2850 m.

Alle Fundstellen sind an rotgefärbte Radiolarienhornsteine und Tonschiefer gebunden. Grüngefärbte Varietäten sind nur in den obersten Partien aufgeschlossen, doch zeigen auch diese an vereinzelt Stellen sehr schwache Erz anflüge. Ein eigentümliches Merkmal dieser grün-grauen Radiolarite bilden Einschaltungen von polygenen Breccien, auf die schon H. P. CORNELIUS (16) hingewiesen hat. Diese Brekzie besteht aus vorwiegend Dolomit- und spärlichen kristallinen Komponenten, die verkittet werden durch grün-graue Hornsteine. An einer Stelle bei 2850 m Höhe ist eine 2 m mächtige Brekzienlage in den Radiolarit eingeschaltet, deren Hornsteinzement erhaben herausgewittert und von schwarzem Manganerz überkrustet ist. Im Zusammenhang mit den Erzeinschaltungen konnten keine Mangansilikate oder Karbonate gefunden werden. Auffallend ist nur, daß der rote Radiolarit in Erznähe eine schneeweiße Färbung annimmt.

Übrige Manganerzfundstellen in der sedimentären Zone von Samaden.

H. P. CORNELIUS (17) erwähnt linsenförmige Einlagerungen von Mn-Erz vom NW-Grat des Piz da Trais Fluors und von der NW-Seite des Piz Nair bei St. Moritz. In beiden Fällen handelt es sich um unbedeutende Erzvorkommen, die sich in der Art ihres Auftretens nicht von den bisher beschriebenen unterscheiden.

b) Piz Corvatsch.

Aus dem Fextal im Oberengadin erwähnt R. STAUB (83) manganerzführende Radiolarite, die von Hyänenmarmor (metamorphem Aptychenkalk) und Ophiolithen begleitet werden. Diese Gesteine gehören der hochpenninischen Margnadecke an, die Erze erscheinen somit in ähnlicher tektonischer Situation, wie die bei Falotta. Stellenweise sind relativ manganreiche Erze vorhanden. Eine Probe, die von Ing. WOHLERS (3) am Wege in der Nähe des Lej Sgrischus (südwestlich vom Piz Corvatsch) gesammelt wurde, enthielt 32,47 % Mn. Die absoluten Erzmengen sind jedoch nur unbedeutend. Erz-mikroskopische Untersuchungen eines Stückes von der gleichen Stelle zeigten, daß die frischen Erze aus Braunit bestehen, der jedoch unter dem Einfluß der Verwitterung in lockere Manganoxyde übergeht. In kleinen Klüftchen konnten Rhodonit, Parsettensit und Manganokalzit in sehr geringen Mengen festgestellt werden.

c) Piz Lischanna.

C. SCHMIDT (77) erwähnte erstmals vom Piz Lischanna im Unterengadin Manganerze in Radiolariten. Nähere Angaben werden jedoch in der oben zitierten Publikation nicht gemacht. In den Akten des Bergbaubüros fand sich eine kurze Notiz, wonach sich die Fundstelle 1100 m SSE des Lischannagipfels befinden soll. Eine Begehung des Gebietes ergab folgendes: Im Radiolaritzug, der sich vom Lischannagipfel über den Südgrat hinzieht, zeigten sich an verschiedenen Stellen oberflächliche Manganoxydanflüge auf den Schicht- und Klüftflächen des Radiolarites, doch sind auch an der von C. SCHMIDT angegebenen Stelle nur unbedeutende Erzmengen vorhanden.

II. Mikroskopische, chemische und röntgenographische Untersuchung der Erze und ihrer Begleitminerale.

A. Beschreibung der Einzelminerale.

a) Braunit.

Die Mehrzahl der untersuchten Lagerstätten führt Braunit als weitaus vorherrschendes Erzmineral.

Makroskopische Beschreibung.

Braunit ist von dunkel stahlgrauer bis eisenschwarzer Farbe und weist einen schwach fettigen Metallglanz auf. Bemerkenswert ist die hohe Härte (6–6,5). Der Strich ist schwarz bis dunkelgrau. Braunit ist paramagnetisch und unterscheidet sich dadurch von dem ihm ähnlichen Magnetit. Die Einwirkung auf eine Magnetnadel ist schwach, doch immer feststellbar. Die magnetischen Eigenschaften von Braunit sind von KRISHNAN und BANERJEE (51) und von E. NIGGLI (66) untersucht worden.

Erzmikroskopische Untersuchung.

Um gute Anschliffe zu erhalten, muß infolge der großen Härte lange vorgeschliffen und poliert werden. U. d. O. zeigt Braunit folgende Eigenschaften: Die Reflexfarbe ist in Luft grauweiß mit einem bräunlichen Ton. Die Reflexion ist mäßig. In Öl ist die Farbe schiefergrau bis schwach bläulich, die Reflexion ist stark herabgesetzt. Sowohl in Luft als auch in Öl sind bei guter Beleuchtung schwache Anisotropieeffekte erkennbar.

Strukturätzung: Ein vollauf befriedigendes Ätzmittel zur Sichtbarmachung der Korngrenzen konnte nicht gefunden werden. HF konz. gibt in 10 bis 20 Minuten eine undeutliche Korngrenzenätzung. HCl konz. ergibt nach 10 Minuten eine sehr schwache Korngrenzenätzung.

Gefüge: Braunit bildet mittel- bis feinkörnige Aggregate mit pflasterartiger, selten verzahnter Verwachsung der Individuen.

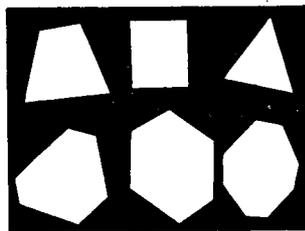


Fig. 15. Querschnitte von idiomorphen Braunitkristallen in Gangart.

Die Größe der Braunitkristalle schwankt zwischen 1–150 μ Durchmesser. Am häufigsten sind Korngrößen mit d zwischen 5–20 μ . An der Grenze gegen Quarz zeigt Braunit in der Regel scharfkantige Formen, wodurch Strukturbilder entstehen, die an Sägezähne erinnern. Erscheinen einzelne idiomorphe Braunitkristalle in Gangart eingesprengt, so lassen sich die in Figur 15 dargestellten Querschnitte erkennen.

Die typischen Ausbildungsformen des Braunites, wie sie von andern Lagerstätten bekannt sind, treten auch hier deutlich in Erscheinung. Wichtigste Form ist eine oktaederähnliche Bipyramide $\langle 101 \rangle$, die meist mit dem tetragonalen Prisma $\langle 110 \rangle$ und der Basis $\langle 001 \rangle$ kombiniert ist. Obwohl in unsern Lagerstätten freigewachsene Kristalle von Braunit nicht gefunden werden konnten, lassen sich die abgebildeten Querschnitte doch auf diese einfachen Formen zurückführen.

Chemische Zusammensetzung.

Die Frage der chemischen Zusammensetzung des Braunites ist seit langer Zeit Gegenstand von Untersuchungen und Diskussionen. Problematisch war vor allem der Gehalt an SiO_2 , den alle Analysen aufweisen, wobei man sich fragen mußte, ob Si konstitutionell gebunden sei, oder nur von Silikateinschlüssen stammt. Erst röntgenographische Untersuchungen von G. AMINOFF (1), sowie von

B. MASON und A. BYSTROEM (12) zeigten, daß Si im Kristallgitter enthalten ist. Heute wird für Braunit die Formel $3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{MnSiO}_3$ angenommen, die einem SiO_2 -Gehalt von 9,98 Gew.-% entspricht. Die meisten Braunitanalysen weisen ungefähr diesen Gehalt auf, doch sind Schwankungen zwischen 7—11 Gew.-% SiO_2 vorhanden, so daß nach P. NIGGLI (62) die Formel $n\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot m\text{MnSiO}_3$ mit $n : m$ um 3 : 1 variierend, geschrieben werden sollte. Aus verschiedenen Analysen kann weiter geschlossen werden, daß Mn teilweise durch Fe oder Ca ersetzt werden kann. In neuester Zeit hat B. WASSERSTEIN (101) die interessante Feststellung gemacht, daß Braunit von den verschiedensten Lagerstätten der Erde immer einen Gehalt an Bor aufweist. Bemerkenswert sind dabei die relativ hohen Borgehalte: B_2O_3 schwankt zwischen 0,3—1,2 %. Da alle andern Manganerze kein Bor enthalten, wird angenommen, daß im Braunit das Bor als Ersatz von Si auftritt, was auch auf Grund der kristallchemischen Verwandtschaft von Si und B möglich wäre.

Da Braunit auf unsern Bündner Lagerstätten in großer Menge auftritt, wurde versucht, seine chemische Zusammensetzung zu ermitteln. Leider gelang es jedoch nicht, einzelne Braunitkristalle zu isolieren. Braunit ist immer sehr feinkörnig mit Quarz verwachsen, auf keiner Lagerstätte gelang es, vollkommen reinen Braunitfels zu finden. Da aber gerade der Gehalt an Si im Braunit von Interesse ist, wurde versucht, den beigemengten Quarz mechanisch vom Erz zu trennen. Eine sehr fein pulverisierte Probe wurde unter Anwendung einer schweren Flüssigkeit (Bromoform) zentrifugiert, eine vollständige Phasentrennung konnte jedoch auch auf diesem Wege nicht erreicht werden, was auf die enge Verwachsung von Quarz und Braunit zurückzuführen ist. Die Analyse einer möglichst reinen Erzprobe von Parsettens, in der sich mikroskopisch nur sehr geringe Mengen von Quarz und Manganokalzit neben Braunit feststellen ließen, ergab das in Tabelle 7 angeführte Resultat. Bei der Auswertung der Analyse wurde das Analysenmanko als Sauerstoff in Rechnung gestellt und zur Bildung von entsprechend Mn_2O_3 aus MnO verwendet. Das Verhältnis der Molekularwerte zeigt, daß $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{RO} = 2,4 : 1$. Dieses Verhältnis entspricht nicht genau dem von $\text{Mn}_2\text{O}_3 : \text{MnO}$, in der für Braunit wahrscheinlichen Formel $3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{MnSiO}_3$. Der SiO_2 -Gehalt ist allerdings viel zu hoch, doch stammt sicher ein Teil des SiO_2 von beigemengtem Quarz. Als Verunreinigung weist die Analyse weiter noch einen geringen Gehalt an Baryt und Manganokalzit auf. Da nach B. WASSERSTEIN (101) Braunit oft Bor enthält, wurde das Analysenmaterial von J. JAKOB auf Bor geprüft, wobei sich zeigte, daß im Braunit von Parsettens kein Bor enthalten ist.

Tabelle 7.
Analyse von Brauniterz (Parsettens).

	Gew.-%	Gew.-%	Mol.-Werte
SiO_2	15,02	15,02	250,3
Al_2O_3	0,28	0,28	2,7
Fe_2O_3	0,76	0,76	4,7
Mn_2O_3		68,47	433,4
MnO	70,68	9,15	128,8
MgO	0,43	0,43	10,7
CaO	2,46	2,46	43,9
Na_2O	0,15	0,15	2,4
K_2O	0,24	0,24	2,5
$\text{H}_2\text{O}+$	0,31	0,31	17,2
$\text{H}_2\text{O}-$	0,12	0,12	6,6
CO_2	1,81	1,81	41,1
P_2O_5	0,04	0,04	0,3
SO_3	0,26	0,26	3,2
BaO	0,50	0,50	3,2
	93,06	100,00	
O	6,94		

Röntgenographische Untersuchung.

Von dem Material der analysierten Braunitprobe wurde eine Pulveraufnahme hergestellt. In Tabelle 8 sind die den beobachteten Interferenzen entsprechenden Netzebenenabstände R in Å-Einheiten, sowie die Intensitäten der Interferenzen angeführt. Der Vergleich mit einer Pulveraufnahme, die G. AMINOFF (1) von Braunit aus Långban erhalten hatte, zeigt eine weitgehende Übereinstimmung der Interferenzen. Bemerkenswert ist, daß keine Interferenzlinien von Quarz erscheinen, obschon dieser mikroskopisch als Beimengung auftritt. Bei der Annahme einer idealen Braunitzusammensetzung mit 10 Gew.-% SiO₂ (entsprechend der Formel 3 Mn₂O₃ MnSiO₃) ergibt sich für die analysierte Braunitprobe 5 % SiO₂ in Form von Quarz, einer Menge, die unter normalen Umständen über der röntgenographischen Nachweisbarkeitsgrenze liegt. Im vorliegenden Fall beruht das Fehlen von Quarzinterferenzen offenbar in der z. T. äußerst feinen Verteilung von Quarz, der auch in der fein pulverisierten Probe zur Hauptsache von Braunit umhüllt wird und sich dann nach E. BRANDENBERGER (8) dem röntgenographischen Nachweis entziehen kann. Die Auswertung des Pulverdiagramms ließ unter Benützung der von G. AMINOFF (1) erhaltenen Indizes für den Braunit von Parsettens die folgenden Gitterkonstanten ermitteln:

$$a = 9,40 \text{ \AA}$$

$$b = 18,76 \text{ \AA}$$

Zu Vergleichszwecken seien die Gitterkonstanten von Braunit anderer Herkunft angeführt:

	Långban G. AMINOFF (1)	Nagpur (Indien) A. SWITZER (91)	Lohdongri (Indien) B. MASON und A. BYSTROEM (12)
a	9,50	9,36	9,41
b	18,93	18,77	18,72

Tabelle 8.

Pulveraufnahme von Braunit der Lagerstätte Parsettens.

Fe-K-Strahlung.

Intensität	R in Å	Indizes	Intensität	R in Å	Indizes
ms	4,1	104	st	1,655	440
s	3,74	203	s	1,534	408
s	3,47	213	s	1,501	437
ms	2,97	310	s	1,464	613
s	2,72		s	1,464	541
sst	2,69	224	mst	1,417	614
ss	2,50	314	m	1,410	624
m	2,34	400	ss	1,376	2.2.12
ss	2,24	008	ss	1,355	2.0.13
mst	2,14	217	ms	1,355	2.1.13
s	1,870	325	ss	1,263	723
s	1,732	431	s	1,177	800
		417	ms	1,167	741
			mst	1,077	754

b) Psilomelan.

Wie aus der Beschreibung der einzelnen Vorkommen hervorgegangen ist, treten in der Oxydationszone Manganoxycide auf, deren Benennung und mineralogische Charakterisierung erhebliche Schwierigkeiten bereitet. Es handelt sich vor allem um Manganoxycide von der ungefähren Zusammensetzung MnO₂, die etwa mit dem Sammelnamen Braunstein bezeichnet werden. Mineralnamen, wie Psilomelan, Pyrolusit und Polianit sind in der Literatur häufig anzutreffen, doch werden diese Bezeichnungen nicht einheitlich verwendet, auch sind die Beziehungen dieser „Mangandioxyde“ zueinander nicht vollkommen geklärt. Die Namengebung ist seit über hundert Jahren willkürlich und

uneinheitlich geblieben. Das einzige Dioxyd, dessen Struktur bestimmt wurde, ist der Polianit, der im tetragonalen Rutiltypus kristallisiert. Nach röntgenographischen Untersuchungen von G. VAUX (96) sollen Polianit und Pyrolusit identisch sein, so daß vorgeschlagen wird, nur den ältern Namen Pyrolusit beizubehalten. Nach Angaben von R. KOEHLIN (49) ist Pyrolusit jedoch rhombisch und nicht identisch mit Polianit. Besonders unklar ist die Nomenklatur in bezug auf den Ausdruck Psilomelan, der im allgemeinen für jedes harte und dichte Mangandioxyd gebraucht wird, während Oxyde von mehr erdiger, lockerer Beschaffenheit im allgemeinen als Wad bezeichnet werden. Röntgenographische Untersuchungen von L. S. RAMSDELL (69) haben gezeigt, daß die sog. Psilomelane nicht aus einer einzigen definierten Kristallart bestehen, außerdem scheinen alle Übergänge zu amorphem Material vorhanden zu sein. Nach M. FLEISCHER und W. E. RICHMOND (27) läßt sich ein Teil der psilomelanartigen Massen einem bestimmten Mineraltypus zuordnen. Eine andere Charakterisierung von „Psilomelan“ haben H. SCHNEIDERHOEHN und P. RAMDOHR (79) auf Grund von erzmikroskopischen Befunden durchgeführt, wobei drei verschiedene Psilomelankomponenten unterschieden werden.

Makroskopische Beschreibung.

Die Manganerze und manganhaltigen Begleitminerale der Bündner Lagerstätten gehen bei der Verwitterung in Manganoxydmassen über mit folgenden Ausbildungsformen:

1. Sehr dünne Anflüge auf den Schicht- und Klufflächen des Nebengesteins. Zum Teil sind diese Überzüge von schwarzer bis dunkelbrauner Farbe und matt, oft weisen sie jedoch eine blaugrau schillernde Oberfläche auf.

2. Schwarze Überzüge von plastischer Beschaffenheit und oft mit Liesegangischen Ringen.

3. Dichte Manganoxydkrusten mit glatter Oberfläche, auf Erzstücken und manganhaltigen Begleitmineralien (schön zu beobachten bei der Fundstelle im Fondetal). Die Farbe der Krusten ist grau-schwarz mit einem schwachen Metallglanz.

4. Lockere Manganoxydkrusten auf Mangansilikaten und -karbonaten, an den Fingern abfärbend. Es bestehen alle Übergänge zu den unter 3 erwähnten dichten Krusten.

Glaskopffartige Ausbildung konnte nie beobachtet werden.

Erzmikroskopische Untersuchung.

Das Verhalten beim Polieren ist je nach der Ausbildung ein ganz verschiedenes. Kompakte Stücke lassen sich bei einiger Vorsicht gut polieren. Infolge der oft großen Härteunterschiede innerhalb kleiner Bereiche konnten indessen brauchbare Anschliffe nur mit der Pechscheibe hergestellt werden. Bei ausgesprochen lockeren erdigen Massen gelang eine Anschliffherstellung auch nicht nach Anwendung spezieller Einbettungsmethoden. U. d. O. lassen sich verschiedene Ausbildungsarten der Manganoxyde feststellen:

1. Äußerst feinnadelige bis feinfaserige Individuen bilden ein filziges eisblumenartiges Gewebe. Die Länge der Fasern beträgt maximal 30 μ , während die Dicke selten 1 μ übersteigt. Charakteristisch ist der starke Reflexpleochroismus, wobei parallel der Faserachse das R.V. am größten ist. Die Anisotropieeffekte sind bei + Nic. deutlich sichtbar, aber ohne charakteristischen Farbwechsel. Das Reflexionsvermögen schwankt stark bei verschiedener Beschaffenheit der Proben. Normalerweise erscheint diese Komponente etwas dunkler als Braunit. In schlechter polierbaren Proben ist dagegen das R. V. nur wenig höher als bei Quarz.

2. Ebenso häufig wie die feinnadelige Entwicklung, ist eine sehr feinkörnige Ausbildung zu beobachten. Die mittlere Korngröße beträgt 2–3 μ (max. 10 μ). Die Eigenschaften sind die gleichen wie bei der feinfaserigen Komponente.

Die unter 1 und 2 beschriebenen Manganoxyde sind identisch mit der von H. SCHNEIDERHOEHN und P. RAMDOHR (79) beschriebenen Psilomelankomponente 2, die in vielen Psilomelanproben als wichtigster Gemengteil auftritt.

3. Die feinfilzigen bis feinkörnigen Psilomelanaggregate zeigen alle Übergänge zu kryptokristallinen Massen, die auch bei stärksten Vergrößerungen u. d. O. isotrop erscheinen. Das Reflexionsvermögen und die Härte solcher Partien ist im allgemeinen größer als bei den mikrokristallinen Aggregaten.

Röntgenographische Untersuchung.

Es wurde außerdem versucht, die fraglichen Manganoxycide auf röntgenographischem Wege zu charakterisieren. Nach dem Pulververfahren wurden folgende Proben untersucht:

1. Dichte Manganoxydkruste auf Brauniterz. Mikroskopisch besteht dieses Material aus einem feinfaserigen filzigen Gewebe (Psilomelankomponente 2 nach SCHNEIDERHOEHN). Fundort: Fondeital.
2. Feinblättriges weiches Verwitterungsprodukt auf Rhodonit. Farbe eisenschwarz mit Metallglanz. Fundort: Alp digl Plaz.
3. Plastisch weiche Masse mit Liesegangschen Ringen, auf Klüften des Radiolarites. Fundort: Alp Parsettens, Abbaustelle II.
4. Sehr dünner, blauschwarz schillernder Anflug auf Radiolarit. Fundort: Alp Parsettens. Abbaustelle I.
5. Lockere, schwarze Verwitterungskruste auf Tinzenit. Fundort: Alp Parsettens, Abbaustelle I.

Aus den Pulverdiagrammen wurden die in Tabelle 9 zusammengestellten R-Werte ermittelt. Die Diagramme lassen erkennen, daß im allgemeinen nur wenige und schwache Interferenzlinien erscheinen, die zudem meist diffus und verbreitert sind, was vor allem auf einer Teilchengröße unter 10^{-5} cm beruhen dürfte. Ein Vergleich mit sämtlichen in der Literatur angeführten röntgenographischen Untersuchungen an Manganoxyciden und ähnlichen Mineralien zeigt, daß kein einziges der Diagramme der Tabelle 9 sich eindeutig identifizieren läßt. Vergleiche mit Röntgendiagrammen, wie sie z. B. W. MARTY (54) von künstlich hergestellten Manganoxyciden erhalten hatte, lassen ebenfalls keine Schlüsse über die Natur unserer Oxyde ziehen. Aber auch die Annahme, daß Gemische verschiedener röntgenographisch charakterisierter Manganoxycide vorliegen, gestattet nicht, die einzelnen Interferenzen zu deuten. Bemerkenswert ist immerhin, daß bei allen untersuchten Proben einzelne Linien unter fast gleichen Glanzwinkeln erscheinen, so die Linien mit den R-Werten: 4,1—4,2 Å, 2,41—2,44 Å, und 1,40—1,42 Å, wobei die beiden letzteren ziemlich genau mit den R übereinstimmen, die W. V. SMITHERINGALE (82) für sog. Wad gefunden hatte.

Es ist somit auch mit Hilfe der röntgenographischen Untersuchung die eindeutige Charakterisierung der fraglichen Manganoxycide zur Zeit nicht möglich. Vieles spricht dafür, daß es sich bei den psilomelanartigen Massen um Gemische verschiedener, z. T. noch unbekannter Oxyde bzw. Oxydhydrate des Mangans handelt.

Tabelle 9.

Pulveraufnahmen von „Psilomelan und Wad“. Fe-K-Strahlung.

1		2		3		4		5	
I	R	I	R	I	R	I	R	I	R
sss	4,1	s	4,1	ms	4,1	s	7,1	s	4,2
ss	3,51	ms	3,68	s	3,65	ss	4,1	ss	3,67
sss	2,50	ss	2,78	ms	3,31	ss	3,68	ms	3,33
ms	2,41	ms	2,45	ss	2,55	sss	1,484	ss	3,13
ms	1,407	ms	1,413	ms	2,44	ss	1,416	ss	2,70
				s	2,12			ms	2,44
				ss	1,808			m	2,39
				ss	1,633			s	2,16
				sss	1,535			sss	1,980
				ms	1,414			s	1,811
				ss	1,371			s	1,537
								sss	1,480
								sss	1,449
								ms	1,419
								s	1,372
								sss	1,198
								sss	1,176
								ss	1,079

c) Hämatit.

Neben den Manganerzen Braunit und Psilomelan spielt Hämatit als einziges Eisenerzmineral nur eine sehr untergeordnete Rolle. Als feinverteiltes Pigment erscheint das Eisenoxyd in den rotgefärbten Radiolariten und Tonschiefern. Als akzessorischer Gemengteil tritt Hämatit in den alpinen Zerrklüften auf und sehr selten ist er auch als untergeordneter Bestandteil im Manganerz vorhanden. In den jungen Klüften konnte Hämatit nur auf der Lagerstätte Parsettens beobachtet werden. Tafelige Individuen bilden dort kleine rosettenartige Büschel innerhalb Quarz—Parsettensit-Klüftchen. Die Eisenglanztafeln erreichen etwa eine maximale Länge von 5 mm. U. d. O. konnte an einer Stelle in einem einzigen Schliff eine teilweise Umwandlung des Hämatites in Magnetit festgestellt werden. Ebenso ist an vereinzelt Stellen eine Pseudospaltbarkeit nach (1011) vorhanden, was nach SCHNEIDERHOEHN (79) auf eine nachträgliche mechanische Beanspruchung schließen läßt.

Falotta ist die einzige Lagerstätte, bei der Hämatit in sehr geringen Mengen auch innerhalb der Manganerze erscheint. Es handelt sich dabei um äußerst feine Hämatitfitterchen ($d = 1-5 \mu$), die Lagen oder kleine Nester im Brauniterz bilden.

d) Parsettensit.

Dieses Mineral wurde erstmals auf der Lagerstätte Parsettens gefunden, und von F. P. MÜLLER (60) als ein „wasserhaltiges Mangansilikat“ beschrieben. Später wurde das gleiche Mineral von J. JAKOB (42, 47) in chemischer Hinsicht genauer untersucht und zwei etwas verschiedene Glieder mit den Namen Parsettensit (von Alp Parsettens) und Errit (vom Piz d'Err) bezeichnet. Neuere Untersuchungen zeigten jedoch, daß sich diese Varietäten weder chemisch noch optisch wesentlich voneinander unterscheiden, sondern daß es sich vielmehr um Glieder einer Mineralart handelt, deren Zusammensetzung etwas variabel ist. Im Jahre 1945 wurde in Abbaustelle II von Parsettens ein parsettensitähnliches Mineral gefunden, das sich makroskopisch von den vorher bekannten Proben durch seine Farbe unterscheidet. Im folgenden werden die beiden Varietäten als Parsettensit I und II bezeichnet.

Makroskopische Beschreibung.

Parsettensit I zeigt feinblättrige bis feinschuppige Ausbildung und bildet in der Hauptsache dichte Aggregate mit mehr oder weniger deutlicher glimmerartiger Absonderung. Größere Schüppchen sind immer etwas verbogen und verhalten sich spröde. Der maximale Blättchendurchmesser beträgt etwa 5 mm. Die Farbe ist hell- bis dunkelbraun, bis schwach rötlichbraun. Die Härte beträgt 2—3. Perlmutterglanz bis Fettglanz. Parsettensit I ist in unsern Lagerstätten weit verbreitet und tritt z. T. in großen Mengen auf.

Parsettensit II ist von blaßgrüner Farbe und bildet innerhalb der braunen Varietät kleine Blättchenpakete. Die Ausbildung ist im allgemeinen etwas grobblättriger als bei Parsettensit I ($d = \text{max. } 1 \text{ cm}$). Im Gegensatz zu Parsettensit I erscheint diese Varietät nur in sehr geringen Mengen. Ihr Auftreten ist auf Grube D der Abbaustelle II Parsettens beschränkt.

Optische Untersuchung.

Parsettensit zeigt unter dem Mikroskop alle Eigenschaften eines glimmerartigen Minerals. Typisch ist die gute pinakoidale Spaltbarkeit (wenn auch nicht so vollkommen wie bei Biotit), der negative optische Charakter und der kleine Achsenwinkel. An Spaltblättchen wurde mit Hilfe der Immersionsmethode n_γ bestimmt und aus der Zentraldistanz der optischen Achsen im Konoskop der Achsenwinkel berechnet. Die Bestimmung der Doppelbrechung erfolgte mit dem Berekkompensator. Die Resultate der optischen Untersuchung sind in Tabelle 10 zusammengestellt.

Erzmikroskopisches Verhalten.

Die dichten bis feinschuppigen Aggregate von Parsettensit nehmen in kurzer Zeit eine gute Politur an. Das Reflexionsvermögen ist gering und etwas variabel, im allgemeinen ist Parsettensit

heller als Quarz, es kann aber auch der umgekehrte Fall auftreten. Bereiche mit wechselndem Reflexionsvermögen lassen die Oberfläche oft schlierig gefleckt erscheinen. Die Reflexfarbe ist grau, mit einem Stich ins Braune. In Öl verschwindet die Oberfläche vollständig, perlmutterartige Schimmer und z. T. rote bis braune Innenreflexe sind oft zu beobachten.

Ätzverhalten: Während HCl konz. kalt nach einer Minute keine Ätzung zur Folge hat, zeigt HCl konz. heiß schon nach 30 Sekunden eine deutliche Einwirkung: Durch die Ätzung längs Spaltrissen wird die wirrblättrige Struktur gut sichtbar. In stärker angeätzten Partien ist das R.V. deutlich tiefer. HF konz. greift schon in wenigen Sekunden stark an, die Struktur von Parsettsit ist nur an den Rändern der Ätzung erkenntlich.

Tabelle 10.
Optische Daten von Parsettsit.

	Parsettsit I	Parsettsit II
Farbe (makr.)	braun—braunrot	lichtgrün
Farbe (mikr.)	// n_γ goldgelb— grüngelb	farblos— schwach grünlich
	// n_α farblos— schwach hellgelb	farblos
n_γ	1,568—1,576	1,589—1,591
$n_\gamma - n_\alpha$	0,028—0,032	0,036—0,040
$-2V$	$0^\circ - 8^\circ$	$6^\circ - 12^\circ$

Umwandlung in der Oxydationszone.

Parsettsit ist nicht sehr beständig, eine Umwandlung in Manganoxyde ist häufig zu beobachten. Im Dünnschliff erscheinen die verwitterten Partien als opake Flecken und Adern, die an den Rändern braun durchscheinen.

Chemische Untersuchung.

Verschiedene Proben von Parsettsit I sind von J. JAKOB (42, 47) analysiert worden. Die Resultate von vier Analysen, bei denen reines Material verwendet wurde, sind in Tabelle 11 unter Nr. 1—4 angeführt. Eine Analyse der hellgrünen Varietät II ergab die unter Nr. 5 angeführten Werte.

Bemerkungen zu den analytischen Daten: Bis heute ist noch keine Methode bekannt, um in Silikaten dreiwertiges Mangan neben zweiwertigem zu bestimmen. Der Gehalt an Mn_2O_3 in Analyse 4 wurde aus dem auftretenden Sauerstoffmanko berechnet. Diese Methode läßt sich jedoch bei sehr geringen Mengen Mn_2O_3 nicht mehr anwenden, da das Sauerstoffmanko ungefähr gleiche Größenordnung hat wie die auftretenden Schwankungen in der Analysensumme.

Ein Vergleich der Analysen zeigt, daß innerhalb der Parsettsit I-Varietät mit Ausnahme des H_2O - und CaO -Gehaltes nur geringe Schwankungen bemerkbar sind. Weiter hat Parsettsit II eine ähnliche Zusammensetzung wie Parsettsit I, was darauf hindeutet, daß die Farbunterschiede der beiden Varietäten nur auf sehr geringen Unterschieden im Chemismus beruhen können. Der relativ hohe CaO -Gehalt von Parsettsit II ist für diesen nicht charakteristisch, da auch eine braune Varietät (Analyse 4) Ca -reich ist.¹⁾ Zur Erklärung der Farbunterschiede zwischen den Varietäten I (braun) und II (grün) sind folgende Möglichkeiten in Betracht zu ziehen:

1. Die Farbeffekte werden durch verschiedene Wertigkeitsstufen von Mn hervorgerufen. Die braune Farbe wird dabei durch das Auftreten von dreiwertigem Mn neben zweiwertigem Mn verursacht, während in der grüngefärbten Varietät nur zweiwertiges Mn vorhanden ist. Da aber geringe

¹⁾ Bemerkenswert ist, daß J. JAKOB (42) bei der Analyse einer unreinen Parsettsitprobe einen Gehalt an Vanadium (0,32 % V_2O_5) nachgewiesen hat.

Mengen von Mn⁺⁺⁺ neben Mn⁺⁺ nicht nachgewiesen werden können, läßt sich auf Grund der Analysenresultate diese Vermutung nicht beweisen.

2. Die Farbänderung wird durch das Auftreten von geringen Mengen verschiedenwertigen Eisens hervorgerufen. Fraglich ist jedoch, ob die kleinen Eisenmengen in den Parsettensiten für die Farbunterschiede verantwortlich gemacht werden können.

Tabelle 11.
Parsettensitanalysen.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	43,22	42,63	43,20	43,96	42,81
TiO ₂	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	4,38	4,02	4,16	0,66	4,74
Fe ₂ O ₃	0,35	0,51	0,68	0,41	0,16
Mn ₂ O ₃				9,97	
MnO	35,27	35,32	35,85	29,69	33,45
MgO	3,06	2,36	2,53	1,59	3,11
CaO	0,00	0,71	0,00	5,97	5,74
Na ₂ O	0,19	0,54	0,25	0,40	0,31
K ₂ O	0,67	0,82	0,86	0,77	0,67
H ₂ O+	9,72	8,92	8,40	5,19	7,15
H ₂ O-	3,25	4,11	4,18	1,39	2,10
	100,01	99,98	100,11	100,00	100,24

Parsettensit I: Analysen 1—4. Analytiker J. JAKOB (47).

Parsettensit II: Analyse 5. Analytiker TH. GEIGER.

Röntgenographische Untersuchung.

Zur nähern Charakterisierung der Parsettensitvarietäten wurden Röntgenaufnahmen nach dem Pulververfahren hergestellt. Die Diagramme von Parsettensit I und II zeigen in bezug auf die stärkern Interferenzlinien weitgehende Übereinstimmung. Bei der grünen Varietät werden jedoch im allgemeinen etwas kleinere R-Werte beobachtet, außerdem treten einzelne schwache Zusatzlinien auf, die bei Parsettensit I nicht vorhanden sind.

Tabelle 12.
Pulverdiagramm von Parsettensit I.
Fe-K-Strahlung.

Intensität	R-Werte in Å	Indizes	Intensität	R-Werte in Å	Indizes
st	12,1	(001)	ss	2,04	
ss	6,2	(002)	sss	1,943	
s	4,5	(111) (021)	mst	1,634	(060)
m	4,2	(003)	m	1,617	(331)
ms	3,84	(013)	ms	1,580	(332)
ms	3,70	(120)	sss	1,520	
ss	3,26	(030)	sss	1,444	
ms	3,14	(031)	sss	1,410	
mst	2,79	(200)	sss	1,388	
st	2,65	(211)	sss	1,320	
ms	2,42		sss	1,300	
s	2,36		ss	1,230	
s	2,18				

Auf Unterschiede zwischen den beiden Varietäten weist auch die Symmetrie der Laue-Aufnahmen, die senkrecht zu den Spaltblättchen hergestellt wurden. So läßt sich bei Parsettensit I ein Interferenzmuster von hexagonaler bis pseudo-hexagonaler Symmetrie feststellen, während die Aufnahme von Parsettensit II ein solches von trigonalem Charakter aufweist. Dabei erscheinen im zweiten Falle in der Laue-Aufnahme als Interferenzeffekte nicht scharfe Einzelreflexe, sondern kontinuierliche Schwärzungstreifen, was jedoch bloß darauf hinweist, daß dem verwendeten Parsettensitblättchen nur bedingt monokristalliner Charakter zukommt. Auch beim Parsettensit II deutet das Lauebild auf einen weitgehend uneinheitlichen Aufbau des Blättchens.

Ein Vergleich der Pulveraufnahmen von Parsettensit und Stilpnomelan zeigt, daß zwischen den beiden Mineralarten eine enge Verwandtschaft besteht, da beide eine im wesentlichen gleiche Abfolge von Interferenzen ergeben. Ein Unterschied besteht immerhin darin, daß bei Stilpnomelan den Interferenzlinien allgemein größere Grenzwinkel zugeordnet sind. Diese Aufweitung des Gitters beruht möglicherweise auf dem größeren Wassergehalt beim Parsettensit. Auf die nahe Verwandtschaft zwischen Parsettensit und Stilpnomelan ist schon durch C. O. HUTTON (41) hingewiesen worden. Parsettensit wird als Endglied der Stilpnomelangupe betrachtet, in dem sozusagen das gesamte Eisen durch Mangan ersetzt ist. Auf Grund von Drehkristallaufnahmen bestimmte C. O. HUTTON folgende Zelldimensionen:

	a	b	c
Stilpnomelan	22,0 Å	38,7 Å	37,9 Å
Parsettensit	22,5 Å	39,0 Å	38,0 Å

Stilpnomelan wird als rhomboedrisch, Parsettensit I als hexagonal angesehen. Die beträchtliche Größe dieser Gitterkonstanten gestattet nicht, die Interferenzen des Pulverdiagramms von Parsettensit eindeutig zu indizieren. Immerhin ist es möglich, die intensivsten Parsettensitlinien auf ein Gitter mit kleinerer Elementarzelle (die Pseudozelle a', b', c'), nämlich mit

$$\begin{aligned}
 a' &= 5,6 \text{ Å} = a/4 \\
 b' &= 9,8 \text{ Å} = b/4 \\
 c' &= 12,6 \text{ Å} = c/3 \text{ zu beziehen.}
 \end{aligned}$$

Die schwachen Linien haben als Überstrukturlinien dieses einfachen Gitters zu gelten, wobei der Überstruktur die von C. O. HUTTON bestimmten Dimensionen zukommen würden.

Die Ergebnisse der röntgenographischen Untersuchung wurden in Zusammenhang mit den chemischen Analysen gebracht, um dadurch die formelmäßige Zusammensetzung der Kristallart näher zu definieren. Aus der mittleren Dichte von Parsettensit (2,6) und dem Volumen der Elementarzelle (692 Å³) ergibt sich die Elementarmasse zu 1799 · 10⁻²⁴ gr, woraus sich für die 5 analysierten Parsettensite als Zahl der Atome pro Zelle die in Tabelle 13 zusammengestellten Werte ableiten.

Tabelle 13.
Reelle Atomanzahlen der Parsettensite.

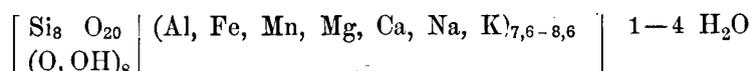
	1		2		3		4		5	
	Metall-atome	O-Atome								
SiO ₂	7,85	15,70	7,75	15,50	7,85	15,70	7,97	15,94	7,78	15,56
Al ₂ O ₃	0,94	1,41	0,86	1,29	0,90	1,20	0,14	0,21	1,02	1,58
Fe ₂ O ₃	0,04	0,06	0,06	0,09	0,10	0,14	0,06	0,09	0,02	0,03
Mn ₂ O ₃							1,38	2,04		
MnO	5,42	5,42	5,43	5,43	5,50	5,50	4,56	4,56	5,14	5,14
MgO	0,83	0,83	0,64	0,64	0,69	0,69	0,43	0,43	0,85	0,85
CaO			0,14	0,14			1,16	1,16	1,12	1,12
Na ₂ O	0,06	0,03	0,18	0,09	0,08	0,04	0,14	0,07	0,10	0,05
K ₂ O	0,16	0,08	0,18	0,09	0,20	0,10	0,18	0,09	0,18	0,09
H ₂ O+	11,76	5,88	10,80	5,40	10,16	5,08	6,28	3,14	8,66	4,33
H ₂ O—	3,94	1,97	4,96	2,48	5,06	2,53	1,68	0,84	2,54	1,27

Die chemische Formulierung von Parsettensit kann nun so erfolgen, daß die Beziehungen zu den übrigen Schichtsilikaten deutlich in Erscheinung treten. Auf die Basis von Si = 8 bezogen ergeben sich bei einem Verhältnis von Si : O = 2 : 5, für die Parsettensit-Zusammensetzungen der Tabelle 13 folgende Formeln:

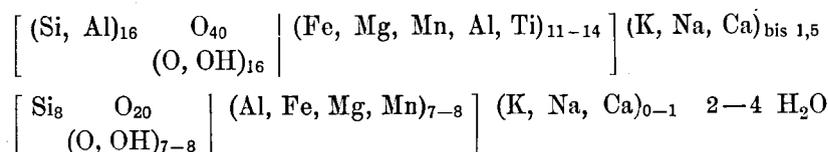
1. $\left[\begin{array}{c|c} \text{Si}_8 & \text{O}_{20} \\ \text{(OH)}_8 & \end{array} \left| \begin{array}{cccccc} \text{Al}_{0,96} & \text{Fe}_{0,04} & \text{Mn}_{5,53} & \text{Mg}_{0,85} & \text{Na}_{0,06} & \text{K}_{0,16} \end{array} \right. \right] 4 \text{ H}_2\text{O}$
2. $\left[\begin{array}{c|c} \text{Si}_8 & \text{O}_{20} \\ \text{(OH)}_8 & \end{array} \left| \begin{array}{cccccc} \text{Al}_{0,89} & \text{Fe}_{0,06} & \text{Mn}_{5,61} & \text{Mg}_{0,66} & \text{Ca}_{0,15} & \text{Na}_{0,19} & \text{K}_{0,19} \end{array} \right. \right] 4 \text{ H}_2\text{O}$
3. $\left[\begin{array}{c|c} \text{Si}_8 & \text{O}_{20} \\ \text{(OH)}_8 & \end{array} \left| \begin{array}{cccccc} \text{Al}_{0,92} & \text{Fe}_{0,10} & \text{Mn}_{5,62} & \text{Mg}_{0,70} & \text{Na}_{0,08} & \text{K}_{0,21} \end{array} \right. \right] 4 \text{ H}_2\text{O}$
4. $\left[\begin{array}{c|c} \text{Si}_8 & \text{O}_{20} \\ \text{O}_2 & \text{(OH)}_6 \end{array} \left| \begin{array}{cccccc} \text{Al}_{0,14} & \text{Fe}_{0,06} & \text{Mn}_{5,97} & \text{Mg}_{0,43} & \text{Ca}_{1,17} & \text{Na}_{0,14} & \text{K}_{0,18} \end{array} \right. \right] 1 \text{ H}_2\text{O}$
5. $\left[\begin{array}{c|c} \text{Si}_8 & \text{O}_{20} \\ \text{O}_2 & \text{(OH)}_6 \end{array} \left| \begin{array}{cccccc} \text{Al}_{1,05} & \text{Fe}_{0,02} & \text{Mn}_{5,28} & \text{Mg}_{0,87} & \text{Ca}_{1,15} & \text{Na}_{0,10} & \text{K}_{0,19} \end{array} \right. \right] 3 \text{ H}_2\text{O}$

Es zeigt sich, daß offenbar nicht alles H₂O + (über 110° entweichend) in Form von (OH)-Gruppen vorhanden ist, sondern daß ein Teil mit dem H₂O — zusammen als locker gebundene H₂O-Moleküle auftritt. Für diese Auffassung spricht auch das Verhalten von Parsettensit bei der Entwässerung (vgl. nächsten Abschnitt).

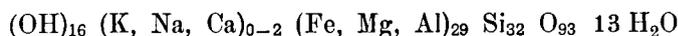
Allgemein läßt sich die Parsettensitgruppe durch folgende Formel charakterisieren:



Beim Vergleich mit zwei von P. NIGGLI (65) aufgestellten Formeln für Stilpnomelan kommt die nahe Verwandtschaft mit Parsettensit deutlich zum Ausdruck:



J. W. GRUNER (31) gibt für Stilpnomelan an:



Die röntgenographisch festgestellte enge Beziehung zwischen Stilpnomelan und Parsettensit wird somit auch in chemischer Hinsicht bestätigt. Parsettensit ist ein Mn-Stilpnomelan und gehört zu den Schichtsilikaten vom Typus der Fe-Mn-Chloritgruppe im weiteren Sinne.

Entwässerung von Parsettensit.

Eine Probe von Parsettensit I wurde im elektrischen Ofen einer stufenweisen Dehydratation unterworfen, wobei von den einzelnen Stufen je eine Pulveraufnahme hergestellt wurde. Die in Figur 16 dargestellte Kurve ist jedoch keine reine Entwässerungskurve, da bei der Erhitzung auch Oxydationsvorgänge mitspielen. Bis zu einer Temperatur von etwa 200° werden 6,2% Wasser abgegeben, dann tritt eine deutliche Verflachung der Kurve auf, um dann bei 400° wieder stark anzusteigen. Bei 600° ist die Entwässerung schon fast vollständig. Der deutliche Knick in der Kurve wird wahrscheinlich zu einem Teil der stattfindenden Oxydation des Mn² zu Mn³ zuzuschreiben sein. Entwässerungskurven, die an Stilpnomelan im Vakuum ausgeführt wurden, zeigen jedoch eine auffallende Ähnlichkeit mit der von Parsettensit, so daß die Verflachung der Kurve nicht nur auf Oxydations-

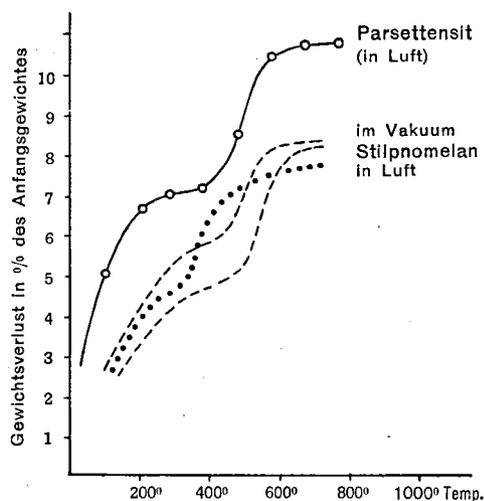


Fig. 16. Glühverlustkurven von Parsettensit und Stilpnomelan.

vorgänge zurückzuführen ist, sondern darauf, daß das über 400° entweichende Wasser stärker gebunden ist. Die Röntgenogramme zeigen folgende Veränderungen: Mit zunehmender Entwässerung tritt eine Verschiebung der Linien nach größeren Glanzwinkeln auf, während die Intensität der Interferenzen abnimmt. Diese Gitterschrumpfung ist bis zu einer Temperatur von 600° erkennbar, zwischen 600—800° erfolgt dann der Zusammenbruch der Struktur und es tritt ein neues Interferenzsystem auf. Bei längerer Erhitzung auf 1000° (48 Std.) ist die Umwandlung in die neue Kristallart fast vollständig und es kann festgestellt werden, daß es sich bei der entstandenen Mineralart um Braunit handelt.

e) Tinzenit.

Unter diesem Namen beschrieb J. JAKOB (42, 44, 47) ein Al-Mn-Ca-Silikat, das erstmals in den Lagerstätten des Oberhalbsteins gefunden wurde. Der Name Tinzenit leitet sich ab von der Ortschaft Tinzen im Oberhalbstein. Aus den frühern Publikationen von F. P. MÜLLER (59, 60) und P. ARBENZ (3) geht hervor, daß dieses Mineral für Zoisit gehalten wurde. Es scheint, daß es sich wie bei den Mangansilikaten Parsettensit und Sursassit um ein selten auftretendes Mineral handelt. Bis heute ist Tinzenit zusammen mit Parsettensit nur noch von der Lagerstätte Cassagna in Ligurien durch E. SANERO (75) bekannt geworden.

Makroskopische Beschreibung.

Tinzenit erscheint in tafeliger bis blätteriger Ausbildung. Die Kristallgröße schwankt zwischen 1—20 mm, die grobkörnigen Aggregate sind ziemlich locker gefügt und zerfallen leicht, während die feinkörnigen Varietäten z. T. fast dicht aussehen. In kleinen Drusen Hohlräumen finden sich stellenweise kleine freigewachsene Kriställchen von deutlich tafeliger Ausbildung. Eine kristallographische und optische Untersuchung an meßbaren Tinzenitkriställchen wird gegenwärtig von R. L. PARKER durchgeführt. Die Resultate dieser Untersuchungen werden in den Schweiz. Min.-Petr. Mitteilungen publiziert. Tinzenit ist glasglänzend und besitzt etwa die Härte 4—5. Der Strich ist farblos. Die auffälligste Erscheinung an dieser Mineralart ist die starke Variationsmöglichkeit der Farbe, die von zitronengelb über orangegelb nach fleischrot wechseln kann. Wie nachfolgend gezeigt wird, lassen sich diese verschiedenfarbigen Varietäten weder chemisch noch optisch unterscheiden.

Mikroskopische Beschreibung.

Im Dünnschliff ist Tinzenit nur schwach gefärbt, es sind gelb-grüne oder rötliche Töne zu beobachten. Bei idiomorpher bis hypidiomorpher Ausbildung zeigen die tafeligen Individuen oft zugespitzte Enden. Nach Angaben von J. JAKOB (47) ist Tinzenit monoklin. Nach neueren Untersuchungen kommt jedoch nur trikline Symmetrie in Frage.

Das Material der Analyse I (siehe folgenden Abschnitt) ergab nach J. JAKOB (47) folgende optische Daten.

$n_\alpha = 1,693$	Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha = 0,011$
$n_\beta = 1,701 \pm 0,0004$	optisch negativ
$n_\gamma = 1,704$	$2V = 62^\circ$
Pleochroismus: parallel n_γ farblos	
	parallel n_β schwach grünlich
	parallel n_α schwach gelblich-grün.

Erzmikroskopisch wurden an Tinzenit folgende Eigenschaften festgestellt: Das Polierverhalten ist je nach Korngröße und Gefüge ganz verschieden. Die eher dichten fleischroten bis orange gefärbten Varietäten nehmen im allgemeinen eine recht gute Politur an, während die mehr lockeren und blättrigen zitronengelben Proben nur sehr schwer schleifbar sind. In bezug auf das Reflexionsvermögen nimmt Tinzenit unter den Gangarten eine Zwischenstellung ein, indem er gegenüber Piemontit, Sursassit und Rhodonit etwas dunkler erscheint, jedoch deutlich heller als Quarz ist. Die Reflexionsfarbe zeigt gegenüber dem reinen Grau von Quarz einen deutlich bräunlichen Ton. In Öl verschwindet die Oberfläche vollständig. Anisotropieeffekte sind nicht sichtbar. Gegenüber Ätzmitteln ist Tinzenit recht beständig. HF konz. zeigt auch nach 3 Minuten Ätzdauer keine Wirkung.

Chemische Untersuchungen.

Fünf verschiedene Varietäten von Tinzenit sind von J. JAKOB (44, 47) analysiert worden. In Tabelle 14 sind die Resultate dieser Analysen nochmals zusammengestellt.

Ein Vergleich der analytischen Daten zeigt, daß sich die verschiedenen Varietäten chemisch nicht wesentlich unterscheiden voneinander. Da die Oxydationsstufen des Mn nicht bestimmt werden können, muß die Ursache der Farbänderung im Nebeneinander-Auftreten verschiedenwertiger Manganatome gesucht werden. Zur Auswertung der Analysen vereinigte J. JAKOB (47) die Molekularwerte von Mn_2O_3 und Fe_2O_3 . Ferner wurden Na_2O , K_2O , MgO und H_2O zu CaO geschlagen und dadurch für Tinzenit die folgende Formel erhalten:

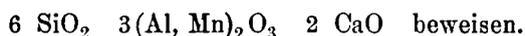


Tabelle 14.
Tinzenitanalysen.

	1	2	3	4	5
SiO_2	42,55	41,75	41,22	41,08	40,65
TiO_2	—	—	0,11	Spur	0,00
Al_2O_3	18,83	16,10	17,41	16,55	18,31
Fe_2O_3	2,25	2,91	1,69	2,32	0,03
Mn_2O_3	20,65	22,40	22,18	22,50	24,87
MgO	0,07	0,10	0,69	0,66	0,00
CaO	13,82	14,67	14,19	15,01	13,50
Na_2O	0,71	0,20	0,48	0,12	0,58
K_2O	0,43	0,36	0,42	0,66	0,48
H_2O+	1,25	1,22	1,33	1,07	1,47
H_2O-	0,00	0,00	0,08	0,06	0,10
	100,56	99,71	99,80	100,03	99,99

- Nr. 1 Zitronengelber Tinzenit von Falotta. Analytiker: J. JAKOB.
 Nr. 2 Zitronengelber Tinzenit von Parsettens. Analytiker: J. JAKOB.
 Nr. 3 Orangegelber Tinzenit von Parsettens. Analytiker: P. ESENWEIN.
 Nr. 4 Orangeroter Tinzenit von Parsettens. Analytiker: J. JAKOB.
 Nr. 5 Rosaroter Tinzenit von Parsettens. Analytiker: J. JAKOB.

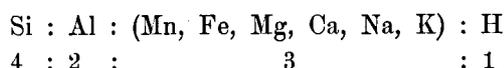
W. F. FOSHAG (28) diskutierte die von J. JAKOB aufgestellte Formel und schlug eine andere Berechnung vor, wobei das H_2O nicht mit CaO vereinigt wird. W. F. FOSHAG möchte eine bessere Übereinstimmung der Tinzenitzusammensetzung mit der Formel



Der H₂O-Gehalt wird dabei nicht in Rechnung gestellt. Betrachtet man den konstanten Wassergehalt, der zwischen 1,07 und 1,33 % H₂O+ schwankt, so scheint es jedoch gerechtfertigt, das Wasser in die Formel einzubeziehen.

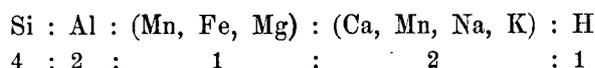
Da nun die Rolle verschiedener Atomarten (besonders von Mn) im Kristallgebäude nicht genau bekannt ist, läßt sich die chemische Formulierung von Tinzenit nicht ohne weiteres durchführen.

Es besteht z. B. die Möglichkeit, daß ein Teil des Mn nicht mit Fe, sondern mit Ca vereinigt werden muß. Aus den Tinzenitanalysen der Tabelle 13 läßt sich somit lediglich folgendes Kationenverhältnis ableiten:



Dabei ist H durchweg etwas geringer als 1.

Bei einer Aufteilung von Mn zu Fe einerseits und Ca andererseits ergäbe sich folgendes Verhältnis:



Röntgenographische Untersuchung.

Röntgenaufnahmen, die nach dem Pulververfahren von vier verschiedenen gefärbten Tinzenitvarietäten hergestellt wurden, zeigen alle ein gleiches Interferenzensystem, die Varietäten können sich also voneinander strukturell nicht wesentlich unterscheiden. Die erhaltenen Interferenzlinien sind mit ihren R-Werten und Intensitäten in Tabelle 15 aufgeführt.

Tabelle 15.
Pulveraufnahme von Tinzenit
Cr-K-Strahlung.

Intensität	R	Intensität	R	Intensität	R
s	3,75	ms	2,56	s	1,636
mst	3,46	mst	2,37	s	1,619
s	3,4	ss	2,18	s	1,599
s	3,3	s	2,16	s	1,574
mst	3,16	s	2,07	ss	1,491
s	3,11	m	2,01	ss	1,465
ss	3,02	ss	1,968	ss	1,435
s	2,98	ss	1,927	ss	1,409
ms	2,89	ss	1,827	s	1,355
mst	2,82	s	1,792	ms	1,333

f) Sursassit.

In frühern Publikationen über die Mn-Lagerstätten des Oberhalbsteins wird von F. P. MÜLLER (59, 60) und P. ARBENZ (3) das Auftreten eines „rotbraunen, faserig-strahligen Epidots“ erwähnt. Dieses Mineral wurde dann von J. JAKOB (42, 45, 46, 47) chemisch genauer untersucht und dabei festgestellt, daß es sich um einen neuen Mineraltypus handelt, der eine gewisse Verwandtschaft mit Epidot aufweist. Der Name Sursassit wurde abgeleitet von Sursaß (rätoromanische Bezeichnung für Oberhalbstein).

Makroskopische Beschreibung.

Sursassit bildet sehr feine rotbraune Nadeln, die häufig zu kleinen Büscheln aggregiert sind. Der Glanz ist seidartig, der Strich schwach bräunlich. Sursassit ist ausschließlich an die jungen Klüfte gebunden, wo er meist mit Quarz und Albit vergesellschaftet ist.

Mikroskopische Untersuchung.

Die außerordentliche Feinheit der Nadeln ist im Dünnschliff besonders gut erkenntlich (Fig. 17). Die Länge der Nadeln variiert zwischen 0,1—10 mm, die Dicke übersteigt selten 0,02 mm. Auffallend ist, daß die Sursassitnadeln an den Enden häufig sehr fein zugespitzt sind. Charakteristisch ist der Pleochroismus: parallel der Nadelrichtung ist die Farbe dunkelbraun, während senkrecht dazu ein schwach brauner bis farbloser Ton herrscht. Die optischen Daten sind von E. S. LARSEN (46) bestimmt worden und ergaben folgende Werte.

- $n_\alpha = 1,736$ hellbraun bis farblos
- $n_\beta = 1,755$ tief braunrot
- $n_\gamma = 1,766$ hellbraun bis farblos
- 2V mittelgroß, opt. negativ n_β in Längsrichtung.

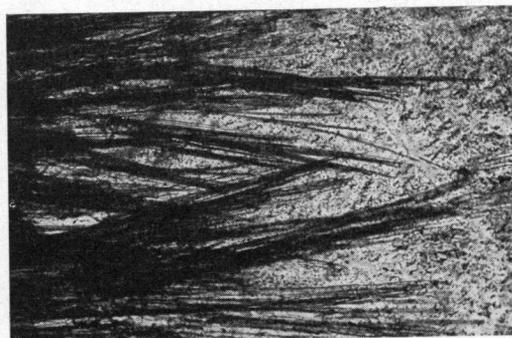


Fig. 17. Dünnschliff, 33fach vergrößert. Sursassitnadeln (dunkel) in Quarz (hell mit Einschlüssen).

Erzmikroskopisches Verhalten.

Sursassit läßt sich im allgemeinen nicht sehr gut polieren, da die feinnadeligen Aggregate leicht abschilfern. Einzelne in Quarz eingeschlossene Individuen nehmen jedoch eine gute Politur an und es zeigt sich entsprechend der hohen Lichtbrechung ein relativ hohes Reflexionsvermögen (sehr ähnlich Piemontit). In Öl erscheint die Oberfläche nur noch schleierartig und es werden massenhaft rotbraune Innenreflexe sichtbar. Anisotropieeffekte sind nicht erkennbar. Gegenüber den gebräuchlichen Ätzmitteln ist Sursassit sehr beständig. HF konz. zeigt auch nach einer Ätzdauer von 2 Minuten keine Einwirkung.

Chemische Untersuchungen.

Von Sursassit wurden zwei chemische Analysen durchgeführt (45, 46), deren Resultate in Tabelle 16 aufgeführt sind.

Tabelle 16.
Sursassitanalysen (Parsettens).

Analytiker:	1		2	
	F. DE QUERVAIN		J. JAKOB	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%
SiO ₂	34,70	34,42	34,91	34,55
TiO ₂	0,14	0,10	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	22,90	13,38	22,50	13,12
FeO	1,67	1,38	1,36	1,12
MnO	29,42	24,72	28,67	24,03
MgO	2,79	4,13	2,80	4,13
CaO	2,26	2,40	3,17	3,37
Na ₂ O	0,12	0,11	0,43	0,41
K ₂ O	0,23	0,14	0,15	0,10
H ₂ O+	5,81	19,22	5,79	19,10
H ₂ O—	0,00		0,00	
	100,04		99,88	

Auf Grund dieser Analysen stellte J. JAKOB folgende Formel für Sursassit auf, wobei unter MnO die Werte für FeO, CaO, MgO und die Alkalien zusammengefaßt wurden:



Ausbildung und optisches Verhalten von Sursassit lassen eine Verwandtschaft mit der Epidotgruppe vermuten. In der Tat zeigt es sich, daß auch die chemische Formulierung von Sursassit ähnlich wie bei Epidot durchgeführt werden kann. Im allgemeinen wird der Epidotgruppe die Formel $\text{Si}_3 \text{Al}_3 \text{Ca}_2 (\text{O}, \text{OH})_{13}$ zugeschrieben. Am ehesten ist nun eine Verwandtschaft von Sursassit mit dem Manganepidot Piemontit zu erwarten, bei dem ein Teil des Al und Ca durch Mn ersetzt ist. Werden die Kationen nach ihrer Raumbeanspruchung und bevorzugten Koordinationszahl gegenüber Sauerstoff zu Gruppen zusammengefaßt, wie dies A. DIEHL (20) für Epidot und Zoisit durchgeführt hat, so ergeben sich auf die Kationensumme 8 bezogen für die beiden Sursassitanalysen folgende Formeln:

1. $(\text{Si}_{2,89} \text{Al}_{0,11}) (\text{Al}_{2,13} \text{Mg}_{0,35} \text{Fe}_{0,11} \text{Mn}_{0,41}) (\text{Ca}_{0,20} \text{Mn}_{1,76} \text{Na}_{0,02} \text{K}_{0,02}) \text{O}_{10} (\text{OH})_{3,4}$
2. $(\text{Si}_{2,92} \text{Al}_{0,08}) (\text{Al}_{2,14} \text{Mg}_{0,35} \text{Fe}_{0,10} \text{Mn}_{0,41}) (\text{Ca}_{0,28} \text{Mn}_{1,63} \text{Na}_{0,07} \text{K}_{0,02}) \text{O}_{10} (\text{OH})_{3,6}$

oder zusammengefaßt:

1. $(\text{Si}, \text{Al})_3 (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3 (\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Na}, \text{K})_2 (\text{O}, \text{OH})_{13,4}$
2. $(\text{Si}, \text{Al})_3 (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3 (\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Na}, \text{K})_2 (\text{O}, \text{OH})_{13,6}$

Gegenüber Epidot ist der deutlich höhere (OH)-Gehalt auffallend, außerdem weicht die Anionensumme von der idealen Zahl 13 ab (13,4 und 13,6). Die Berechnung verschiedener Epidotanalysen zeigt jedoch, daß auf 8 elektropositive Teilchen bezogen die Anionensumme nur genau 13 beträgt, wenn eine OH-Gruppe vorhanden ist. Wird dagegen OH größer, bzw. kleiner als 1, so liegt die Anionensumme über 13, bzw. unter 13. Während im Piemontit Mn hauptsächlich dreiwertig ist, scheint Sursassit vorwiegend ein Mn^2 -Epidot zu sein.

Röntgenographische Untersuchung.

Ein nach der Pulvermethode aufgenommenes Diagramm zeigte Interferenzlinien, deren R-Werte und Intensitäten in Tabelle 17 zusammengestellt sind. Es wurde weiter ein Faserdiagramm senkrecht zur Nadelrichtung aufgenommen, das eine zwar weitgehende, aber nicht vollkommene Regelung der Kriställchen erkennen und daraus den Translationsabstand in Richtung der b-Achse zu 3,2 Å bestimmen ließ. Die weiteren Abmessungen der monoklinen Elementarzelle von Sursassit konnten infolge der äußersten Feinheit der Kriställchen und ihrer nicht ausreichenden Gleichrichtung nicht bestimmt werden.

Tabelle 17.
Pulveraufnahme von Sursassit
Cr-K-Strahlung.

Intensität	R-Werte	Intensität	R-Werte	Intensität	R-Werte
ms	4,6	mst	2,17	ss	1,494
s	4,3	s	2,13	mst	1,464
s	4,1	s	2,09	m	1,454
m	3,75	s	2,06	ms	1,424
ss	3,38	ss	1,969	ss	1,346
s	3,19	ss	1,890	ss	1,338
m	2,91	s	1,817	ss	1,313
mst	2,86	ss	1,681	ss	1,299
m	2,69	ss	1,631	ss	1,259
m	2,61	ss	1,613	ss	1,241
ms	2,47	mst	1,576	ss	1,232
ms	2,40	ms	1,550	ss	1,212
ms	2,30	ms	1,524		

g) Piemontit.

Dieses Mangansilikat ist von F. P. MÜLLER (60) aus der Fundstelle Alp digl Plaz erwähnt worden. In den spätern Publikationen von J. JAKOB wurde die Vermutung ausgesprochen, daß der von MÜLLER beschriebene Piemontit mit Sursassit identisch sein könnte. Die neuesten Untersuchungen zeigten jedoch, daß Piemontit auf verschiedenen Lagerstätten auftritt. Bei Parsettens und Alp digl Plaz konnte dieses Mineral in mikroskopischen Mengen nachgewiesen werden, bei Falotta bildet Piemontit einen verbreiteten und recht charakteristischen Gemengteil der jungen Klüfte.

Makroskopische Beschreibung.

Piemontit erscheint in der typischen, stengeligen bis nadeligen Ausbildung und ist von dunkel violetter Farbe. In den bis 15 cm mächtigen Klüften der Lagerstätte Falotta ist er stets mit Quarz vergesellschaftet. Die maximal 1,5 cm langen Piemontitnadeln sind meist beidseitig den Klüftwänden aufgewachsen und spießen in die mit Quarz gefüllten Klüfte hinein. Wie schon erwähnt wurde, bildet Piemontit auch sehr feinkörnige Aggregate im Braunitzerz.

Mikroskopische Beschreibung.

Die stengelige bis nadelige Ausbildung kommt mikroskopisch schön zur Geltung. Charakteristisch ist vor allem der auffallend starke Pleochroismus mit:

n_{β} amethystfarben
 n_{γ} gelb-orange
 n_{α} dunkel karminrot.

Die Stengel sind nach der b-Achse gestreckt und zeigen eine gute Spaltbarkeit nach (001) und (010). Die makroskopisch mehlartig feinen Massen im Erz zeigen unter dem Mikroskop eine körnige Mosaikstruktur. Die Korngröße schwankt hier zwischen 1—20 μ .

Erzmikroskopisches Verhalten.

In frischem Zustand poliert sich Piemontit recht gut. Die hohe Lichtbrechung läßt vermuten, daß das Reflexionsvermögen relativ hoch ist. In der Tat zeigt auch Piemontit unter den bei diesen Lagerstätten beschriebenen Gangarten das höchste Reflexionsvermögen. In Öl ist die Oberfläche noch deutlich sichtbar, das Reflexionsvermögen wird nicht stark herabgesetzt. Ein sehr schwacher Reflexpleochroismus ist sozusagen immer erkennbar, wobei parallel der Nadelrichtung dunklere Töne als senkrecht dazu herrschen. Bei gekreuzten Nicols sind besonders an den Korngrenzen oft tiefrote Innenreflexe sichtbar. Ätzverhalten: Von den üblichen Ätzmitteln wird Piemontit nur sehr schwach oder überhaupt nicht angegriffen. HF konz. zeigt nach einer Ätzdauer von 1 Minute eine äußerst schwache Einwirkung (Unterschied von Rhodonit).

Umwandlungen in der Oxydationszone: Die stengeligen Individuen, die mit Quarz zusammen in den Klüften auftreten, verwittern nur sehr langsam. Die feinkörnigen Aggregate im Erz wandeln sich dagegen leicht in schwarze Manganoxyde um.

Chemische Untersuchung.

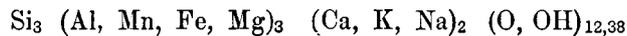
Von Piemontit aus der Lagerstätte Falotta wurde eine Analyse ausgeführt. Um reines Material zu erhalten, mußten die mit Quarz verwachsenen feinen Piemontitnadeln unter der Binokularlupe aussortiert werden.

Tabelle 18.
Piemontitanalyse.

	Gew.-%	Gew.-%	Mol.-Werte			
SiO ₂	37,51	37,51	62,52	Si	62,52	B ^{IV} = 62,52
TiO ₂	0,00	0,00	0,00			= 3 · 20,84
Al ₂ O ₃	16,74	16,74	16,41	Al	32,82	
Fe ₂ O ₃	3,42	3,42	2,14	Fe	4,28	
Mn ₂ O ₃		13,32	8,44	Mn	16,88	B ^{VI} = 61,74
MnO	17,16	5,19	7,31	Mn	7,31	= 3 · 20,58
MgO	0,18	0,18	0,45	Mg	0,45	
CaO	23,02	23,02	41,10	Ca	41,10	
Na ₂ O	0,22	0,22	0,35	Na	0,70	A = 41,98
K ₂ O	0,07	0,07	0,09	K	0,18	= 2 · 20,99
H ₂ O+	0,33	0,33	1,83			
H ₂ O-	0,00	0,00				
	98,65	100,00				
O	1,35					

Analytiker: TH. GEIGER.

Das Analysenmanko von 1,35 % wird als Sauerstoff angesehen und entsprechend Mn₂O₃ aus MnO gebildet. Die Analyse wurde im Sinne der allgemeinen Epidotformel B₃^{IV} B₃^{VI} A₂ (O, OH)₁₃ berechnet, wobei unter B^{IV} die koordinativ 4wertigen Kationen und unter B^{VI} die koordinativ 6wertigen Kationen und unter A die Kationen mit kz. > 6 zusammengefaßt wurden. Auf diese Weise ergab sich für den Piemontit von Falotta die folgende Formel:



h) Rhodonit.

F. P. MÜLLER (59, 60) erwähnt in seinen beiden Arbeiten über die Manganerze des Oberhalbsteins unter den typischen Begleitmineralien auch Rhodonit. Von J. JAKOB (47) wurde festgestellt, daß Rhodonit nur auf Falotta und Alp digl Plaz auftritt, nicht aber auf Parsettens. Bei den jüngsten Abbauarbeiten auf Parsettens zeigte es sich jedoch, daß besonders in Abbaustelle II Rhodonit unter den Begleitmineralien der Erze eine wesentliche Rolle spielt. Wie die andern Mangansilikate ist er ebenfalls an die jungen Klüfte gebunden, oft erscheint er auch in Form von größern Nestern. Rhodonit bildet z. T. feinkörnige bis dichte und z. T. mittelkörnige spätige Aggregate. Die Farbe variiert von rosa bis lachs.

Mikroskopische Untersuchung.

Rhodonit zeigt im allgemeinen kurzsäulige bis stengelige, z. T. mehr isometrisch körnige Ausbildung. Im Dünnschliff erscheinen auch die makroskopisch frischen Aggregate durch ein bräunliches staubfeines Pigment schmutzig getrübt. Vollständig frische Individuen konnten nur in sehr feinen Klüftchen beobachtet werden, die als jüngere Bildungen die Rhodonitaggregate durchsetzen. Die für Rhodonit charakteristische vollkommene Spaltbarkeit nach (110) und (110) ist gut erkennbar. In Schliffen parallel (001) bilden die Spaltrisse einen Winkel von 92°. Drehtischuntersuchungen ergaben 2V-Werte, die zwischen 72—76° liegen. Der optische Charakter ist bei allen untersuchten Proben positiv. Diese Daten zeigen gute Übereinstimmung mit Rhodoniten ähnlicher Zusammensetzung, wie sie z. B. von H. M. HEY (33) und N. SUNDIUS (90) untersucht worden sind.

Chemische Untersuchung.

Zwei Rhodonitproben, die aus dem Vorkommen von Alp digl Plaz stammen, sind von J. JAKOB (42, 47) analysiert worden. Zwei weitere Analysen, deren Material von Parsettens stammt, wurden vom Verfasser ausgeführt. Die Resultate der vier Analysen sind in Tabelle 19 zusammengestellt.

Tabelle 19.
Rhodonitanalysen.

	1		2		3		4	
	Gew.-%	Mol.-W.	Gew.-%	Mol.-W.	Gew.-%	Mol.-W.	Gew.-%	Mol.-W.
SiO ₂	46,70	777,5	46,40	772,5	47,47	791,2	50,88	848,0
Al ₂ O ₃	0,00	0,0	0,00	0,0	0,12	1,2	0,00	0,0
FeO	0,35	4,9	0,30	4,2	0,09	1,3	0,71	9,9
MnO	43,81	617,6	44,52	627,6	44,06	620,4	40,86	575,5
MgO	0,30	7,4	0,00	0,0	0,10	2,5	0,63	15,5
CaO	7,80	139,2	7,85	140,0	8,21	146,6	7,04	125,7
H ₂ O+	0,77	42,7	0,77	42,7	0,17	9,5	0,10	5,5
H ₂ O—	0,09	5,0	0,08	4,4	0,05	2,7	0,00	0,0
P ₂ O ₅	0,22	1,5	—	—	—	—	—	—
	<u>100,04</u>		<u>99,92</u>		<u>100,27</u>		<u>100,21</u>	

1. Rhodonit (rosa, feinkörnig). Alp digl Plaz. Analytiker J. JAKOB (42).
2. Rhodonit (rosa, grobkörnig). Alp digl Plaz. Analytiker J. JAKOB (47).
3. Rhodonit (rosa, feinkörnig). Alp Parsettens. Analytiker TH. GEIGER.
4. Rhodonit (lachs, grobkörnig). Alp Parsettens. Analytiker TH. GEIGER.

Unter Vernachlässigung der Beimengungen ergeben sich die folgenden Zusammensetzungen in Molekularprozenten.

	1	2	3	4
MnSiO ₃	80,30	81,29	80,36	79,23
FeSiO ₃	0,64	0,35	0,18	1,36
MgSiO ₃	0,96	0,00	0,33	2,13
CaSiO ₃	18,10	18,18	18,98	17,28

Die Analysenresultate lassen erkennen, daß die Rhodonite von verschiedenen Lagerstätten und von verschiedener Farbe und Ausbildung fast die gleiche Zusammensetzung aufweisen. Auffallend ist vor allem der konstante CaO-Gehalt aller Analysen und der durchweg niedrige Fe- und Mg-Gehalt. In dem von N. SUNDIUS (90) entworfenen Dreieck MnSiO₃—CaSiO₃—(Fe, Mg)SiO₃ fallen die Projektionspunkte unserer Analysen in das Feld der Rhodonite. Nach N. SUNDIUS kann Rhodonit bis 22 Mol.-% CaSiO₃ aufnehmen, ohne den Rhodonitcharakter zu verlieren. Bei einem Gehalt von 30 bis 55 Mol.-% CaSiO₃ entsteht eine andere Mineralart, der sog. Bustamit, der jedoch auf unsern Lagerstätten nicht beobachtet wurde.

Erzmikroskopische Untersuchung.

U. d. O. zeigen die Rhodonitaggregate meist eine gut polierte Oberfläche mit einem Reflexionsvermögen, das entsprechend der hohen Lichtbrechung relativ hoch ist (ähnlich Piemontit und Sursassit). Die Reflexionsfarbe zeigt gegenüber dem reinen Grau von Quarz einen deutlichen Stich ins Rötlichbraune. Ätzverhalten: HCl konz. zeigt nach 1 Minute keine Einwirkung. HCl konz. heiß ergibt nach 1 Minute eine sehr schwache Ätzung längs Korngrenzen und Spaltrissen. HF konz. greift schon in 10 Sekunden deutlich an (Unterschied von Piemontit, Sursassit und Tinzenit).

Umwandlungen in der Oxydationszone.

Rhodonit ist nicht sehr beständig und zerfällt wie die andern Mangansilikate in schwarze Manganoxyde, die oft mehrere Zentimeter dicke Krusten bilden. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß selbst die scheinbar frischen Rhodonitmassen den Beginn einer Umwandlung erkennen lassen, indem besonders längs Spaltrissen opakes Mn-Oxyd auftritt. Wahrscheinlich wird auch das

feinverteilte Pigment im Innern der Individuen durch Manganoxyde gebildet. U. d. O. zeigen die schwarzen Verwitterungskrusten noch teilweise gleiche Eigenschaften wie der frische Rhodonit, das Reflexionsvermögen ist jedoch merklich herabgesetzt und die Reflexfarbe ist ein reines Grau ohne den rötlichen Ton.

i) Manganokalzit und Rhodochrosit.

F. P. MÜLLER (60) und P. ARBENZ (3) erwähnen von Parsettens auch Rhodochrosit. Die neuern Untersuchungen zeigten, daß es sich fast ausnahmslos um Glieder der Mischkristallreihe $MnCO_3-CaCO_3$ handelt, die als Manganokalzit bezeichnet werden. Eigentlicher Rhodochrosit ist nur in sehr geringen Mengen vorhanden.

Makroskopische Beschreibung.

Manganokalzit bildet körnige bis grobspätige Aggregate von milchiger, schwach rosaroter Farbe. Rhodochrosit erscheint in zuckerkörnigen Massen, die etwas stärker rosa gefärbt sind als Manganokalzit.

Mikroskopische Beschreibung.

Im Dünnschliff zeigt Manganokalzit sehr ähnliche Eigenschaften wie Kalzit. Das seltene Auftreten einer Zwillingslamellierung und die häufig krummflächige Begrenzung der Körner bei Manganokalzit und Rhodochrosit sind keine eindeutigen Unterscheidungsmerkmale gegenüber Kalzit. Erz- mikroskopisch lassen sich die Glieder der Mischkristallreihe $MnCO_3-CaCO_3$ nicht unterscheiden. Folgende Merkmale können jedoch die Diagnose erleichtern:

Kalzit: Verd. HCl ätzt sofort unter Aufbrausen. HF liefert einen irisierenden Beschlag von CaF_2 . Der Reflexpleochroismus ist deutlich aber mäßig.

Manganokalzit: Verd. HCl ätzt unter schwachem Aufbrausen. Ätzung mit HF nicht so gut wie bei Kalzit. Zum Unterschied von Kalzit liefert die Mikroanalyse einen mehr oder weniger starken Mn-Gehalt.

Rhodochrosit: Verd. HCl ätzt erst in der Hitze. Ätzung mit HF schlecht. Starker Reflexpleochroismus.

Chemische Untersuchungen.

Fünf verschiedene Proben von Manganokalzit (Rhodochrosit) aus der Abbaustelle II Parsettens, wurden einer Analyse unterzogen, wobei sich die in Tabelle 20 zusammengestellten Resultate ergaben.

Tabelle 20.
Manganokalzitanalysen.

	1	2	3	4	5
MnO	5,47	10,12	12,60	21,74	56,81
CaO	51,25	46,62	44,98	35,92	3,92
MgO	0,03	0,15	0,04	0,25	0,29
CO ₂	43,61	42,82	42,68	42,10	38,76
	100,36	99,71	100,30	100,01	99,78

Analytiker: TH. GEIGER.

Wird MgO zu MnO gerechnet, so ergeben sich für $MnCO_3$ und $CaCO_3$ die folgenden Molekularprozentage:

$MnCO_3$	7,02	14,94	18,18	32,77	92,02
$CaCO_3$	92,98	85,06	81,82	67,33	7,98

Die Analysen zeigen, daß es sich um fast reine Glieder der Mischkristallreihe $\text{MnCO}_3\text{—CaCO}_3$ handelt. Proben 1—4: Manganokalzit, Probe 5: Rhodochrosit. Ein Gehalt an FeO konnte in keiner Probe festgestellt werden und MgO ist durchweg nur in sehr geringen Mengen vorhanden. Die Analysenresultate zeigen keine Beispiele im Gebiet zwischen 33—92 Mol.-% MnCO_3 , woraus jedoch nicht auf das Vorhandensein einer Mischungslücke geschlossen werden darf. Auf Grund der Raumbeanspruchungsverhältnisse von Mn und Ca liegt unter gewissen Umständen eine vollständige Mischungsreihe durchaus im Bereiche der Möglichkeit.

Röntgenographische Untersuchung.

Zur Ermittlung der Gitterkonstanten der verschiedenen Mischungsglieder wurden von vier analysierten Proben (Nr. 1, 3, 4 und 5 in Tab. 20) Pulverdiagramme hergestellt. Die erhaltenen Aufnahmen zeigen eine große Ähnlichkeit in der Anordnung der Interferenzlinien und deren Intensitäten. Von Kalzit nach Rhodochrosit wird mit steigendem Mn-Gehalt der Abstand der Linien größer, d. h. die Abmessungen der Elementarzelle nehmen mit steigendem Mn-Gehalt ab. Zu ähnlichen Resultaten gelangte auch PH. KRIEGER (50), der Mischungsglieder ähnlicher Zusammensetzung untersuchte. Bei der Auswertung der Pulverdiagramme wurde wie folgt vorgegangen: Die $\sin \vartheta$ -Werte wurden in die quadratische Form eingesetzt, wobei die Kantenlänge des Elementarrhomboeders a und der Polakantenwinkel α angenähert mit Hilfe der Mischungsrechnung aus den Konstanten der reinen Komponenten CaCO_3 und MnCO_3 berechnet wurden. Es zeigte sich, daß auf diese Weise alle Linien in den Pulverdiagrammen eindeutig indiziert werden konnten. Die genauen Werte für die Konstanten der quadratischen Form wurden auf graphischem Wege ermittelt durch Extrapolation für $\vartheta = 90^\circ$ und daraus die Gitterkonstanten a und α berechnet. Für die einzelnen Mischkristallglieder ergaben sich die folgenden Kantenlängen des Elementarrhomboeders:

MnCO_3 Mol.-%	a in Å
7,02	6,35
18,18	6,29
32,77	6,23
92,02	5,93

Werden die Gitterkonstanten in Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung graphisch abgetragen, so ergibt sich das in Figur 18 dargestellte Diagramm, aus dem ersichtlich ist, daß die Gitterkonstante mit zunehmendem Mangan Gehalt angenähert linear abnimmt.

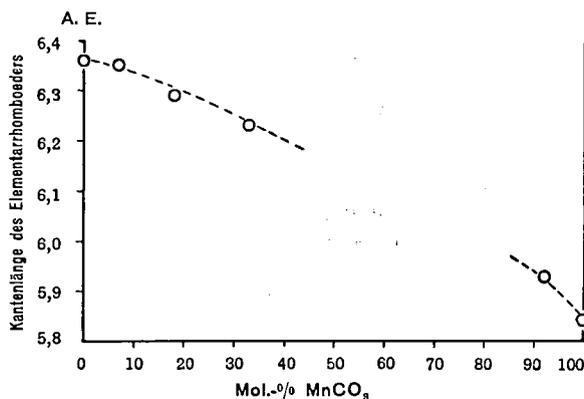


Fig. 18. Gitterkonstanten der Mischkristallreihe $\text{MnCO}_3\text{—CaCO}_3$ in Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung.

k) Quarz.

Quarz bildet neben Braunit einen nie fehlenden Gemengteil der Manganerze. In den jungen Klüften, die Erz und Nebengestein durchsetzen, ist dieses Mineral sehr häufig anzutreffen. Der mit

Braunit vergesellschaftete Quarz ist durchweg sehr feinkörnig (d zwischen 1—50 μ). Bei der fast stets vorhandenen innigen Verwachsung von Braunit und Quarz spielt der letztere meistens die Rolle der Zwischenklemmasse. Häufig erscheint Quarz in Form von Einschlüssen in Braunit. Die Quarzpartien im Erz bilden im allgemeinen ein gleichkörniges Mosaikgefüge. In den Klüften zeigt Quarz z. T. körnige, z. T. stengelige Ausbildung. Der stengelige Quarz bildet Aggregate mit Kammstruktur, wobei die Quarzstengel auf beiden Kluftwandungen aufsitzen und gegen die Kluftmitte vorragen oder auch die ganze Kluftbreite ausfüllen. In seltenen Fällen (z. B. auf Parsettens und Falotta) konnten in Klüften freigewachsene kleine Quarzkristalle gefunden werden. Mit wenigen Ausnahmen läßt sich am Quarz der alpinen Zerrklüfte eine deutliche mechanische Beanspruchung feststellen, die sich in folgenden Erscheinungen äußert:

Undulöse und kataklastische Auslöschung, Mörtelkränze.
Systeme von Translationsrissen.
Böhmsche Streifung.
Zweiachsigkeit.

Undulöse Auslöschung ist besonders bei den grobkörnigen Quarzen durchweg vorhanden. In Übereinstimmung mit Untersuchungen von I. P. HOLMQUIST (35) zeigt sich, daß die Schatten in Schnitten maximaler Doppelbrechung immer parallel n_{α} verlaufen. Durch Überbeanspruchung der Gleitfähigkeit sind oft Risse entstanden, z. T. lassen sich zwei sich kreuzende Translationsysteme erkennen. Die Kluftquarze enthalten oft Einschlüsse, wobei sich je nach der Art ihrer Anordnung verschiedene Fälle unterscheiden lassen:

1. Regellos verteilte staubfeine Einschlüsse.
2. In Reihen angeordnete Einschlüsse, die parallel der Kluftwandung verlaufen, also, unabhängig von der Orientierung der einzelnen Quarzindividuen, über die Korngrenzen hinausgehen.
3. Opake feine Einschlüsse sind in Streifen angeordnet, die an den Quarzkorngrenzen aussetzen. Die Einschlüßreihen lassen keine bestimmte Orientierung erkennen.
4. Reihenweise angeordnete Einschlüsse, die eine Orientierung zu den optischen Bezugsrichtungen zeigen und im Zusammenhang mit der sog. Böhmschen Streifung stehen. Diese so benannte Streifung wird hervorgerufen durch Scharen von unter sich parallel verlaufenden Lamellen, die durch ein sehr feines bräunliches Pigment getrübt sind. Die Lichtbrechung dieser einschlüßreichen Streifen ist ganz wenig tiefer als die Quarzmasse zwischen den Lamellen. In Übereinstimmung mit den Angaben in der Literatur (35, 29) zeigt es sich, daß die Lamellen immer \pm parallel n_{α} eingelagert sind.

l) Albit.

In der ältern Literatur über die Bündner Manganerze ist Albit nie erwähnt worden. Die mikroskopische Untersuchung zeigte jedoch, daß dieses Mineral in den jungen Klüften recht verbreitet ist, wenn es auch meist nur in geringen Mengen auftritt. Im allgemeinen erscheint Albit in idiomorphen, tafeligen verzwillingten Individuen. Nach Drehtischuntersuchungen handelt es sich um einen ziemlich reinen Albit, dessen An-Gehalt max. 5 % beträgt. Im Nebengestein der Erze konnte Albit infolge der extremen Feinkörnigkeit und starken Pigmentierung nicht nachgewiesen werden. Auffallend ist jedoch, daß die Analysen von Radiolariten und Tonschiefern mit zunehmendem Al-Gehalt auch mehr Na enthalten, so daß in der Grundmasse neben Quarz und Tonmineralien wahrscheinlich auch etwas Albit vorhanden ist.

m) Baryt.

Baryt erscheint in deutlicher Menge nur auf der Lagerstätte Parsettens (in Spuren auch auf Falotta) und bildet einen charakteristischen Gemengteil in einzelnen jungen Klüften. Im Erz selbst konnte ein BaSO_4 -Gehalt nur analytisch chemisch nachgewiesen werden, erzmikroskopisch läßt sich

Baryt infolge seiner extremen Feinkörnigkeit kaum von Quarz unterscheiden. In den Klüften tritt Baryt vorzugsweise als grobkristalline Aggregate von tafeligen Individuen auf. Er bildet keine selbständige Kluffüllungen, sondern erscheint in Nestern und Knollen innerhalb von Quarz oder Parsettenitklüften.

Mikroskopische Untersuchung.

Besondere Erwähnung bedarf nur eine in mehreren Schlifften festgestellte plagioklasähnliche Zwillingslamellierung. Es läßt sich meist ein Hauptindividuum von einer Schar eingelagerter schmaler Lamellen unterscheiden. Die Vermessung von verschiedenen Zwillingen mit Hilfe des U-Tisches ergab folgende Resultate: Die Verwachsungsebene liegt in der Zone von $[001]$ und hat von $[100]$ einen Abstand von $39-42^\circ$. $2V$ schwankt zwischen $41-43^\circ$. Die Meßgenauigkeit wird durch die immer etwas verbogene Form der Zwillingslamellen herabgesetzt. Von den bekannten Flächen in der Zone $[001]$ fällt in das angegebene Intervall nur (110) mit einem Winkel von 39° zwischen (110) und (100) . Diese Zwillingsbildung an Baryt ist eine relativ seltene Erscheinung. M. BAUER (5) beobachtete an Baryt von Perkins Hill (Kanada) ebenfalls eine Zwillingsbildung nach (110) . H. HUTTENLOCHER (40) stellte an Baryt von Goppenstein und St-Luc Zwillingslamellen fest, jedoch ohne Angabe der Gesetze. C. ESCHER (25) erwähnt von den Cu- und Pb—Zn-Lagerstätten des Schams und Unterengadins Baryt mit Zwillingsbildungen nach (110) und (405) .

Aus allen bisherigen Untersuchungen über Zwillingsbildungen an Baryt ist ersichtlich, daß es sich ausnahmslos um Druckzwillinge handelt, da überall eine deutliche Einwirkung mechanischer Beanspruchung erkenntlich ist. Die Annahme, daß es sich bei dem Baryt von Parsetten ebenfalls um eine solche Bildung handelt, wird bestätigt durch die in allen jungen Klüften erkennbare nachträgliche tektonische Beanspruchung. Künstliche Druckversuche an Baryt sind von F. HEIDE (32) durchgeführt worden. Es konnte dabei gezeigt werden, daß bei erhöhter Temperatur und bei erhöhtem Druck Zwillingsbildungen nach den gleichen Gesetzen auftreten, wie sie von den natürlichen Bildungen bekannt sind.

B. Mineralbestand, Struktur und Textur der Erzlager.

1. Die Haupterze.

Die mikroskopische Untersuchung der Anschliffe und Dünnschliffe zeigt, daß zwischen den einzelnen Lagerstätten in struktureller und stofflicher Hinsicht nur sehr geringe Unterschiede bestehen. Die nachfolgenden Ausführungen gelten daher im wesentlichen für alle Radiolarit-Manganerze in Graubünden. Die Einwirkungen der jungen Klüfte auf Struktur und Mineralbestand der Haupterze werden in einem spätern Kapitel beschrieben.

a) Die allgemeinen Strukturtypen.

Am Aufbau der Haupterze sind im wesentlichen nur das Erzmineral Braunit sowie Quarz als Gangart beteiligt. Die mineralogische Zusammensetzung kann deshalb nicht zur Unterscheidung verschiedener Erztypen herangezogen werden. In struktureller Hinsicht zeigen die Erze ebenfalls keine große Variabilität; immerhin lassen sich einzelne Strukturgrundtypen unterscheiden:

a) Sehr feinkörniges bis feinkörniges, granoblastisches Brauniterz.

Braunit bildet xenomorphe, polygonal umgrenzte Körner, die Aggregate mit typischer Mosaikstruktur aufbauen. Quarz erscheint als Zwickelfüllung und bildet meist einzelne Nester. Typisch ist,

daß die Braunitindividuen mit scharfkantigen Formen an die Quarznester angrenzen. Infolge der ausgeprägten oktaederähnlichen Wachstumsform des Braunites entstehen die charakteristischen Sägezähne-Strukturen. Die Korngröße von Braunit schwankt etwa zwischen 20—150 μ , wobei die größeren Individuen immer um die Quarznester gruppiert sind. Die Textur ist vollkommen massig. Figur 19 stellt einen Ausschnitt aus einer solchen Erzpartie dar. In größeren zusammenhängenden Quarzflecken ist Braunit oft in hypidiomorphen oder idiomorphen Einzelkristallen eingesprengt (Siebstruktur).

β) Kryptokristallines bis sehr feinkörniges Brauniterz.

Dieser Typus unterscheidet sich von α im wesentlichen durch die kleinere Korngröße und eine intensivere Durchwachsung mit Quarz. Braunit bildet ein äußerst feines granoblastisches Gefüge ohne Verzahnung der Einzelkörner. Die Korngröße schwankt zwischen 1—20 μ . Quarz erscheint als fein verteilte Zwickelfüllung oder ist zu einzelnen Flecken agglomeriert (Fig. 20). Stellenweise bildet Quarz ein durchgehendes Netz zwischen den Korngrenzen des Braunites.

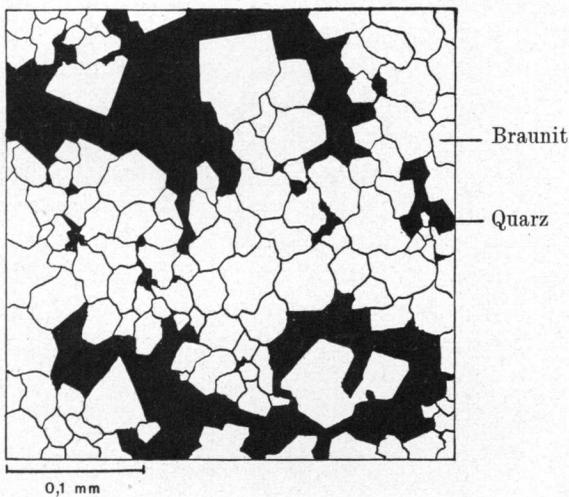


Fig. 19. Anschliff 185fach vergrößert.

Feinkörniges granoblastisches Brauniterz mit Quarz.

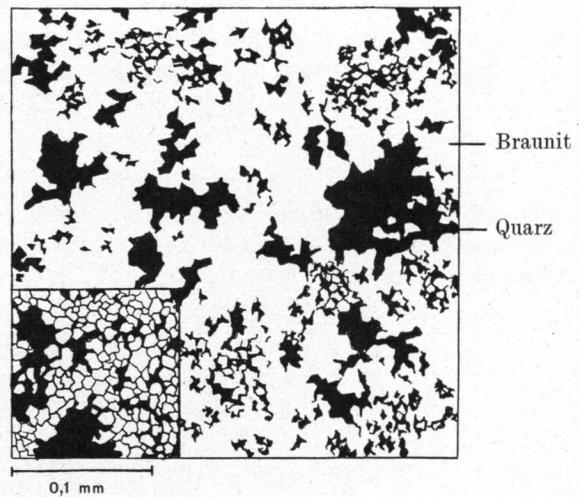


Fig. 20. Anschliff 185fach vergrößert.

Sehr feinkörniges, granoblastisches Brauniterz mit Quarz. In der Ecke links unten ist das Gefüge von Braunit sichtbar (Korngrenzenätzung).

Die Haupteze werden im wesentlichen aus den erwähnten Strukturtypen α und β aufgebaut, die im allgemeinen in kleinen Bereichen und ohne Gesetzmäßigkeit miteinander abwechseln. Stellenweise bildet der grobkörnigere Typus α einzelne Inseln innerhalb des feinkörnigen Erzes (Fig. 21).

Die folgenden Strukturtypen haben nur untergeordnete Bedeutung, sie nehmen kleine Bereiche innerhalb der Haupttypen α und β ein.

γ) Porphyroklastisches, kryptokristallines bis feinkörniges Brauniterz.

In einem sehr feinkörnigen Braunitaggregat mit Quarzzement zwischen den Körnern, sind größere, eckig umgrenzte Braunitindividuen eingesprengt, wodurch eine brekzienartige Struktur entsteht (Fig. 22). Einzelne Braunitkörner weisen Risse auf, die mit Quarz ausgeheilt sind. Es handelt sich offenbar um mechanisch stärker beanspruchte Erzpartien, deren Ausdehnung maximal einige Millimeter beträgt.

δ) Dispersionsartige Verwachsungen von Braunit und Quarz.

Braunit—Quarz-Dispersion: Braunit dominiert über Quarz und bildet ein kryptokristallines Aggregat. Quarz bildet sehr feine Partikelchen ($d = \text{etwa } 1 \mu$), die in das Braunitaggregat eingesprengt sind oder er bildet ein sehr feines Netzsystem zwischen den Braunitindividuen.

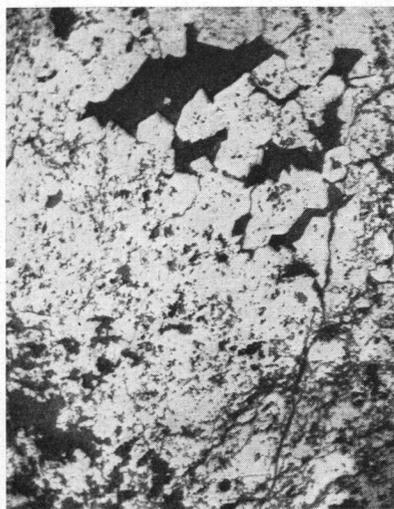
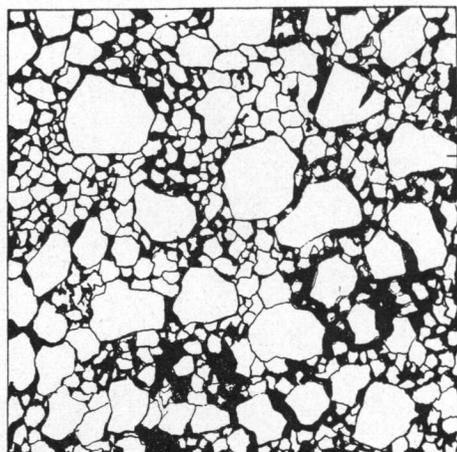


Fig. 21. Anschlag 100fach vergrößert.
Braunit = hell. Quarz = dunkel.

Oben:
Feinkörniges Brauniterz um
Quarzinsehn.

Unten:
Sehr feinkörniges bis kryptokristallines
Brauniterz in sehr feiner Verwachsung
mit Quarz.



Quarz
Braunit

0,1 mm

Fig. 22. Anschlag 185fach vergrößert.

Porphyroklastisches Brauniterz mit Quarz.

Quarz—Braunit-Dispersion: Quarz ist vorherrschend und Braunit ist in Form sehr kleiner Teilchen ($d < 1 \mu$) im Quarz vorhanden. Z. T. sind die feinen Erzpartikelchen gleichmäßig und dicht im Quarz eingestreut, z. T. erscheinen wolkenartige Häufungen.

Die feinen Dispersionsstrukturen sind vor allem in schwach vererzten Hornsteinen auf Parsettens und Falotta anzutreffen.

b) Die strukturelle Bedeutung von Einschlüssen in Braunit.

Eine verbreitete Erscheinung im mikroskopischen Bild unserer Manganerze bilden Einschlüsse von Gangartmineralien in Braunit. In den Haupterzen werden die Einschlüsse ausschließlich durch Quarz gebildet. Obschon die Einwirkungen der jungen Klüfte in einem spätern Abschnitt behandelt werden, sei schon hier darauf hingewiesen, daß auch Parsettensit und Manganokalzit analoge Einschlüsse in Braunit bilden. In bezug auf die Anordnung der Einschlüsse lassen sich folgende Fälle unterscheiden:

1. Ungeordnete Einschlüsse:

- a) in Form vieler kleiner Partikelchen, Figur 23 a;
- b) als vereinzelte, unregelmäßig begrenzte Flecken, Figur 23 b.

2. Orientierte Einschlüsse:

- a) der Braunitkern ist von Gangart durchsetzt, Figur 23 c;
- b) skelettartige Durchwachsung von Braunit und Gangart, Figur 23 d, e, f.

In den granoblastischen Brauniterztypen sind die Gangarteinschlüsse in Form kleiner Partikelchen vorhanden, die z. T. unregelmäßig verteilt, z. T. im Zentrum der Braunitkörner gehäuft sind (Fig. 24).

Die genetische Deutung der Einschlüsse läßt folgende Möglichkeiten offen:

- 1. es handelt sich um Verwachsungseinschlüsse, wobei Braunit und die Gangart gleichzeitig ausgeschieden wurden;
- 2. die abgebildeten Strukturen sind das Produkt einer Verdrängung von Braunit durch Gangart, oder umgekehrt.

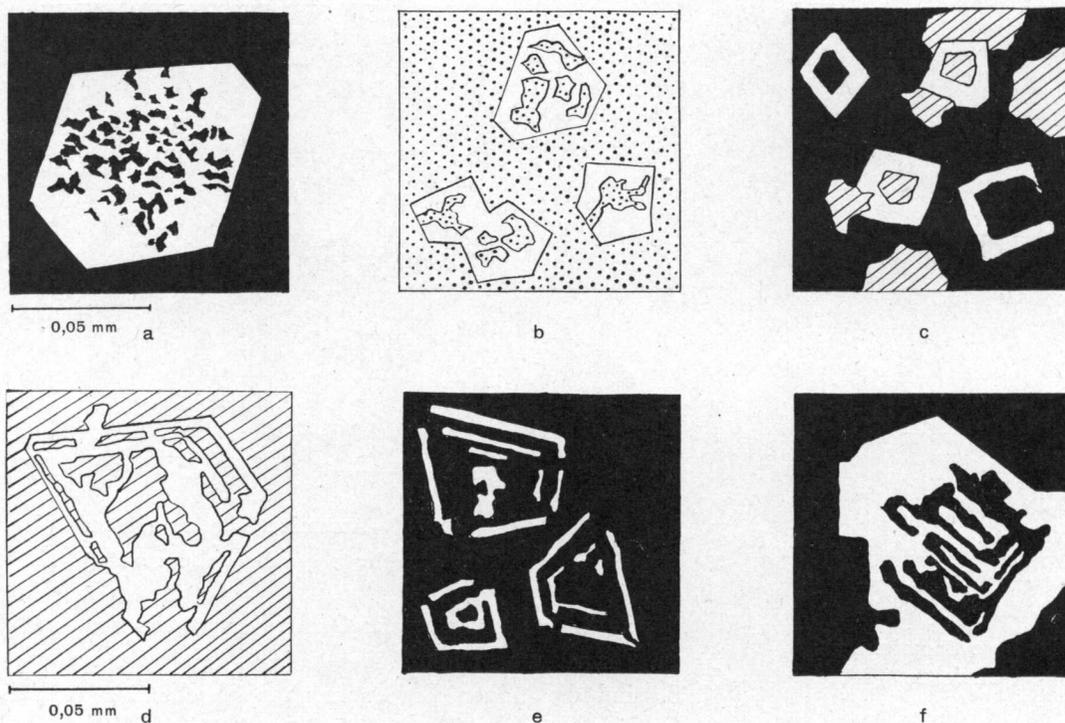


Fig. 23. Detail-Anschliffbilder, 370fach vergrößert.

Einschlüsse von Gangart in Braunit.

Braunit = weiß Parsettensit = punktiert
 Quarz = schwarz Manganokalzit = schraffiert

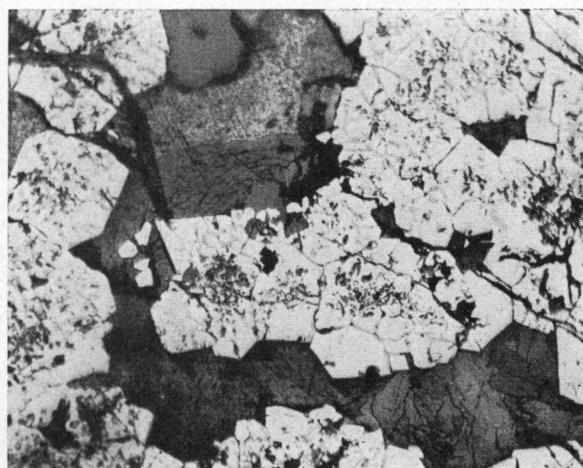


Fig. 24. Anschliff, 100fach vergrößert.

Einschlüsse von Manganokalzit in Braunit.

Braunit = hell
 Manganokalzit = grau

Welche der beiden Anschauungen der Wirklichkeit entspricht, läßt sich nicht leicht entscheiden. Sowohl die ungeordneten Einschlüsse als auch die skelettartigen Verwachsungen sind in ähnlicher Ausbildung von den gesteinsbildenden Mineralien bekannt und scheinen eher das Resultat einer gleichzeitigen Kristallisation zu sein. Die Möglichkeit, daß die fraglichen Strukturen durch Verdrängung entstanden sind, besteht gleichwohl, ein sicheres Kriterium für die eine oder andere Entstehungsweise läßt sich nicht geben. C. SCHOUTEN (80) hat z. B. mit Hilfe künstlicher Verdrängung an Sulfidmineralien Strukturen erhalten, die den in Figur 23 c, d, e, f abgebildeten Verwachsungen auffallend gleichen.

c) Der Fossilgehalt der Erze.

Einen auffallenden und typischen Bestandteil der Erze bilden Überreste von Mikrofossilien. Es handelt sich vor allem um Radiolarienskelette, die sowohl in den dünnen Erzschichtchen, als auch in den großen Erzkörpern weit verbreitet sind.

Bemerkenswert ist vor allem, daß die Schalenreste der Mikrofossilien in Erz viel besser erhalten sind als im Nebengestein. Die oft nur wenige μ dicken Bauelemente der Radiolarienskelette sind im Erzanschliff oft sehr schön sichtbar und bestehen immer aus Quarz (vgl. Fig. 25).

Zwischen dem Erz und den Mikroorganismenresten lassen sich die folgenden Beziehungen feststellen:

1. Vollständig von Erz erfüllte Radiolarien, nur die ursprünglichen Schalenteile bestehen aus Quarz (Fig. 25 a, b, c).
2. Das Innere der Radiolarien besteht teilweise aus Erz und teilweise aus Quarz (Fig. 25 d, e, f, g). Neben grober Verwachsung von Quarz und Braunit sind auch dispersionsartige Strukturen vorhanden.
3. Radiolarien, die vollständig von Quarz erfüllt sind (Fig. 25 h).

Die Zusammenhänge zwischen den Organismenresten und dem Erz erlauben uns nähere Aussagen über die Art und Weise der Erzablagerung zu machen. Alle Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Abscheidung der Manganerze syngenetisch mit der Sedimentation der Mikrofossilien erfolgt ist. Offenbar wurden die Radiolarienskelette beim Absinken auf den Meeresboden in eine Art Erzschlamm gebettet. Stellenweise konnte das gelartige Erz durch die Poren oder größere Löcher in die Radiolarien eindringen und diese teilweise oder ganz erfüllen.

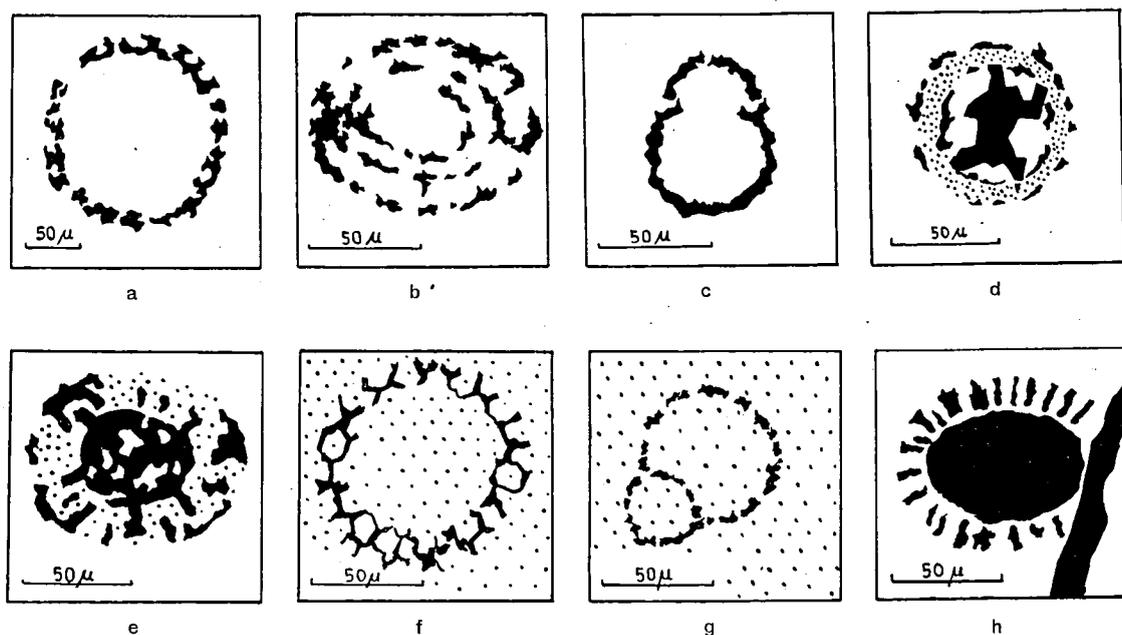


Fig. 25. Detail-Anschliff, 300fach vergrößert. Radiolarienskelette in Braunit Erz.
Braunit = weiß Quarz = schwarz Quarz—Braunit-Dispersion = punktiert.

d) Die mikroskopisch erkennbaren Beziehungen zwischen Erz und Nebengestein.

Die mit dem Nebengestein wechsellagernden dünnen Erzschiehtchen zeigen unter dem Erz-mikroskop ein kryptokristallines bis sehr feinkörniges Braunit—Quarz-Aggregat (Typus β). Oft sind Übergänge in dispersionsartige Strukturen vorhanden. Obschon die dünnen Erzeinschaltungen deutlich lagenhaften Charakter aufweisen, ist die Mikro-Textur vollkommen massig. Auf Grund der Erzverteilung lassen sich folgende Fälle unterscheiden:

1. Das ganze Schichtchen ist gleichmäßig vom Braunit—Quarz-Gemenge erfüllt.
2. Nur eine mittlere Lage wird durchgehend von Erz gebildet. Die Randzonen bestehen aus Quarz und vereinzelt Erzflecken (Fig. 26).

3. Das Erz bildet unregelmäßig gehäufte Fetzen in einer Quarzlage.
4. Auf Parsettens und Falotta treten graue Hornsteine auf, die Manganerz in sehr feiner, schlieriger Verteilung führen. Mikroskopisch lassen sich neben Erzfitterchen bis 100μ Größe auch wolkenartige Braunitdispersionen im Quarz feststellen.

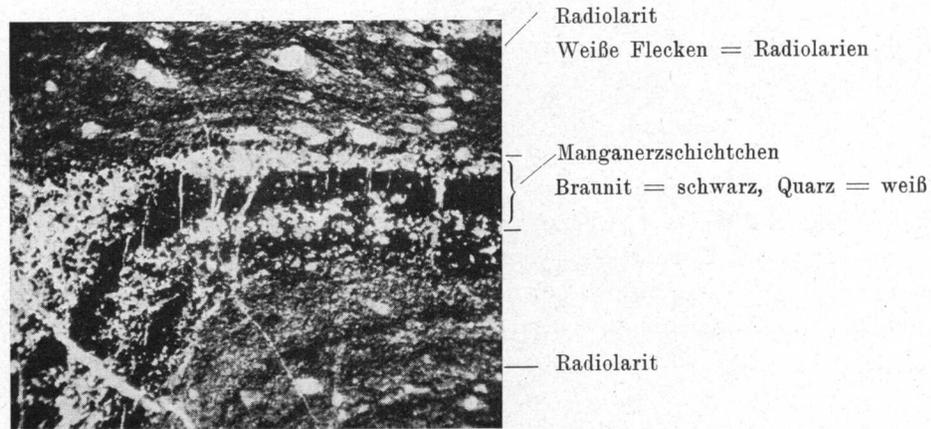


Fig. 26. Dünnschliff, 10fach vergrößert.
Manganerzschichtchen in Radiolarit (alpin verfaltet).

In allen Fällen ist der mit Manganerz vergesellschaftete Quarz frei von Hämatitpigment. Die Grenze zwischen dem Nebengestein (Quarz + Hämatitpigment) und den Erzsichtchen (reiner Quarz + Braunit) ist immer sehr scharf und läßt sich gut im Anschliff verfolgen, da der Radiolarit die leuchtendroten Innenreflexe des Hämatitpigmentes aufweist (Fig. 27). Interessant ist die Erscheinung, daß häufig unmittelbar über oder unter einem Erzsichtchen sehr kleine Braunitlinsen im Radiolarit auftreten, die ebenfalls von hämatitfreiem Quarz begleitet sind (Fig. 27).

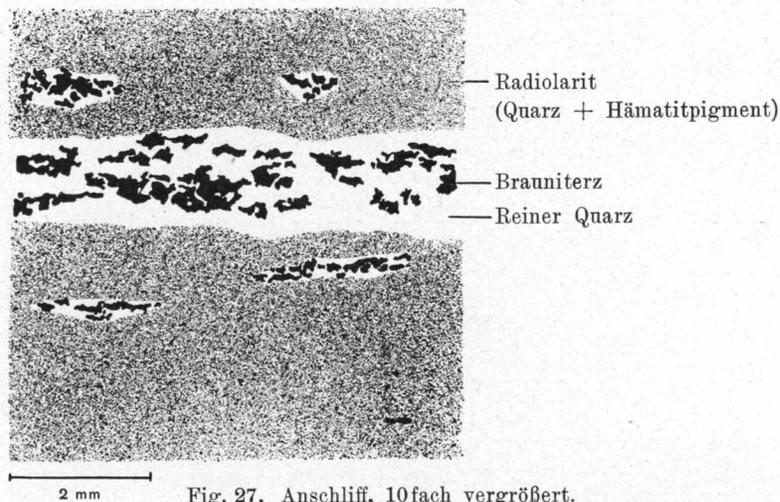


Fig. 27. Anschliff, 10fach vergrößert.
Manganerzschichtchen und -linsen in Radiolarit.

e) Die Erze der Oxydationszone.

Die Verwitterungseinflüsse bewirken eine Umwandlung des Haupterzminerals Braunit in Manganoxyde von psilomelanartigem Charakter. In Umwandlung begriffene Partien weisen erzmikroskopisch das typische Bild einer Verdrängungsstruktur auf: Von Rissen aus dringt Psilomelan längs den

Korngrenzen schlauchartig in das Braunitaggregat hinein. Bei fortschreitender Verdrängung zerfällt das Braunit in einzelne rundliche, buchtig umgrenzte Körner, die in einer Grundmasse von sehr feinfilzigem bis kryptokristallinem Psilomelanaggregat schwimmen (Fig. 28). Bei vollständiger Verdrängung sind nur noch die sägezahnartige Begrenzungen der Quarzaggregate als Strukturüberreste zu erkennen.

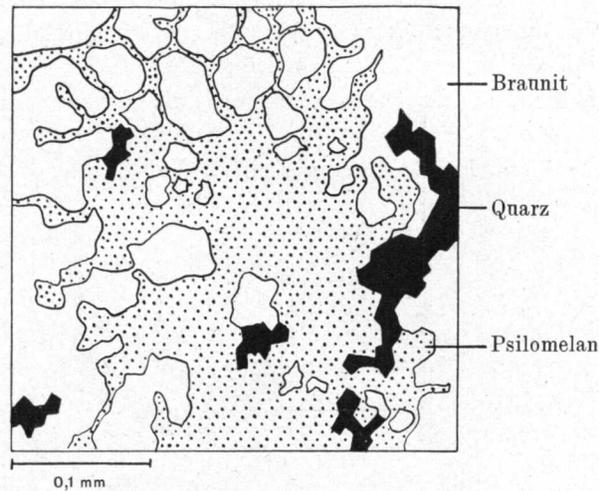


Fig. 28. Anschliff, 185fach vergrößert.

Verdrängung von Braunit durch Psilomelan.

Im allgemeinen ist das Gefüge der psilomelanartigen Verwitterungsprodukte vollkommen unregelt. Stellenweise erscheinen jedoch Strukturen, die auf rhythmische Fällungen aus Gelen schließen lassen (Fig. 29).

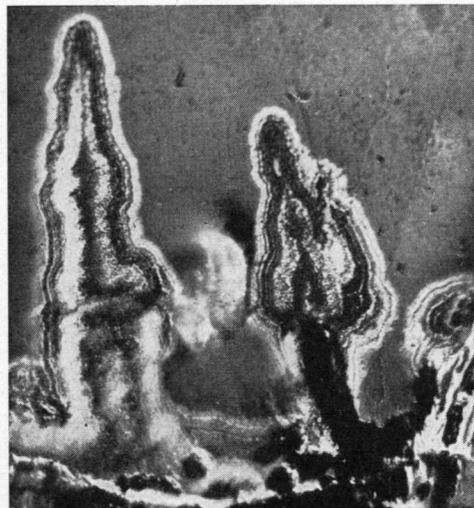


Fig. 29. Anschliff, 400fache Vergrößerung.

Rhythmische Gelstrukturen von Psilomelan in Quarz. Es wechseln dichte Partien (weiß) mit solchen poröser Beschaffenheit (grau).

2. Die Kluftmineralien.

a) Paragenesen.

Die Mineralien der jungen Zerrklüfte bilden bestimmte Paragenesen, mit auffallend konstanter Ausbildung auf den verschiedenen Lagerstätten. Die Paragenesen lassen eine deutliche Abhängigkeit

vom angrenzenden Gestein, bzw. Erz, erkennen und werden nach diesen Gesichtspunkten in zwei Gruppen eingeteilt.

1. Paragenesen, welche vorzugsweise in den Übergangszonen von Erz und Nebengestein auftreten.

Paragenese 1 mit Sursassit und Quarz (\pm Albit).

Diese Paragenese ist besonders in Klüften anzutreffen, die neben Radiolarit-Tonschieferkomplexen auch Manganerz durchsetzen. Das typische Bild solcher Klüfte ist durch Figur 30 dargestellt. Die Sursassitnadeln sind als älteste Bildung meist den Klüftwandungen aufgewachsen und spießen in die mit Quarz gefüllte Kluft hinein. Sursassit ist oft auch zu Büscheln oder zu kugelförmigen Gruppen vereinigt.

Verbreitung: Parsettens, Falotta, Alp digl Plaz, Val Bercla.

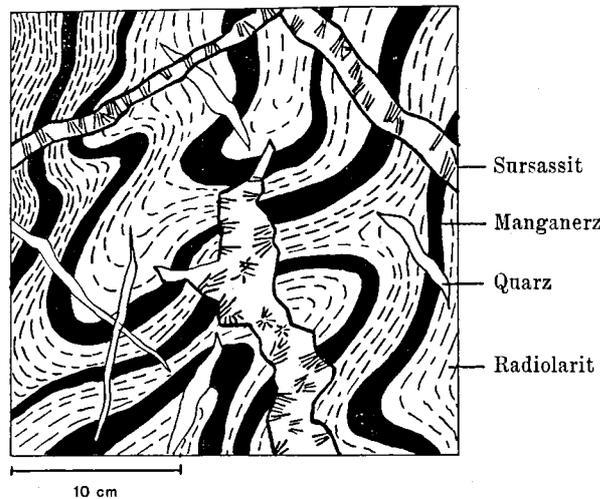


Fig. 30. Intensiv verfalteter Radiolarit—Manganerz-Komplex wird durchsetzt von alpinen Zerrklüften mit Sursassit und Quarz.

Paragenese 2 mit Tinzenit und Quarz (\pm Albit) ist ebenfalls viel häufiger in den Übergangszonen Erz—Nebengestein anzutreffen, als in Klüften, die nur im Erz verlaufen. Im wesentlichen handelt es sich um tafelig-blätterige Tinzenitaggregate, die als unregelmäßige Nester in Quarzklüften auftreten. Klüfte, in denen Tinzenit allein herrscht, sind sehr selten.

Verbreitung: Parsettens, Falotta, Alp digl Plaz.

Paragenese 3 mit Tinzenit, Sursassit, Quarz (\pm Albit, Piemontit). Das Zusammenauftreten der beiden Mangansilikate Tinzenit und Sursassit in ein und derselben Kluft ist eine äußerst seltene Erscheinung. Die Paragenesen 1 und 2 mit nur je einem dieser Silikate dominieren so stark, daß Paragenese 3 nur an zwei Stellen und nur mikroskopisch festgestellt werden konnte. Der spezielle Charakter dieser einmalig festgestellten Paragenese wird noch durch das Auftreten von Piemontit, der sonst nie zusammen mit Sursassit vorkommt, verstärkt.

Verbreitung: Parsettens.

Paragenese 4 mit Piemontit und Quarz.

Dies ist eine für die Lagerstätte Falotta recht charakteristische und häufig auftretende Paragenese. Piemontit erscheint in typischer stengeliger bis nadeliger Ausbildung. Als Aggregate treten entweder unregelmäßige Büschel in Quarz auf, oder dann stehen die Piemontitnadeln ungefähr senkrecht zu den Klüftwandungen. Oft lassen sich 2—3 solcher Piemontitbänder, die parallel zur Kluft verlaufen, feststellen, was darauf hinweist, daß ein mehrfaches Aufreißen der Klüfte stattgefunden hatte. Der immer mit Piemontit vergesellschaftete Quarz ist ziemlich grobkörnig und zeigt mikroskopisch Spuren mechanischer Beanspruchung. Auffallend sind oft auch striemenartige Einschlußreihen

in Quarz, die ungefähr parallel zur Klüftwandung verlaufen. Die Mächtigkeit der Piemontit—Quarz-Klüfte schwankt zwischen 1—10 cm.

Eine gewisse Ähnlichkeit der Piemontitklüfte mit Paragenese 1 (Sursassit + Quarz) zeigt sich nicht nur in der gleichen Anordnung der Mineralien innerhalb der Klüft, sondern auch im häufigen Nebeneinanderauftreten beider Paragenesen. Die Mineralien Piemontit und Sursassit sitzen jedoch immer auf getrennten Klüften. Dabei zeigt es sich, sofern die Altersbeziehungen zwischen den beiden Paragenesen eindeutig sind, daß die Sursassitklüfte jünger erscheinen als die Piemontitklüfte (Fig. 31). Häufig ist Piemontit auch in sehr feinkörniger Ausbildung anzutreffen. Die staubfeinen Aggregate können dann in Form feinsten verzweigter Klüftchen das Erz imprägnieren, wodurch dieses eine karminrote Färbung erhält.

Verbreitung: Falotta.

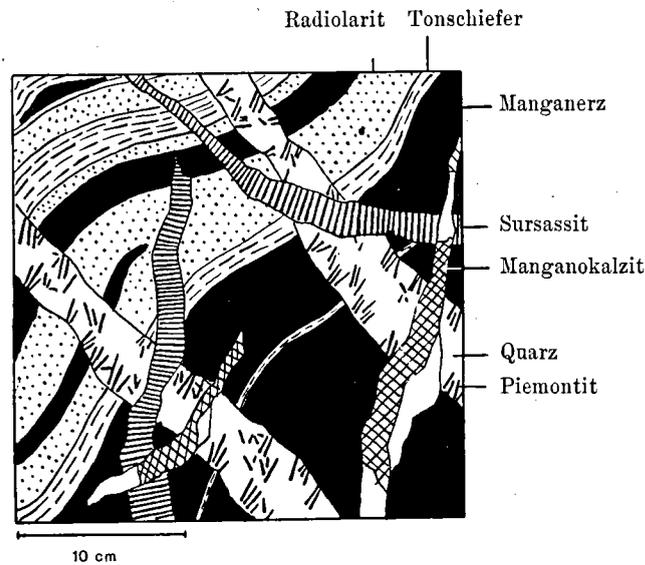


Fig. 31. Manganerz und Nebengestein wird durchsetzt von Klüften mit Piemontit + Quarz, Sursassit + Quarz, und Manganokalzit + Quarz.

Paragenese 5 mit Parsettensit, Hämatit, Quarz (+ Manganokalzit, Baryt).

Es ist dies die einzige Paragenese, die neben den üblichen Silikaten und Karbonaten auch ein Erzmineral (Hämatit) führt. Das Auftreten von Hämatit ist gleichfalls deutlich an Klüfte gebunden, die Nebengesteine und Erze durchsetzen. Dies spricht dafür, daß das Fe_2O_3 aus dem Nebengestein stammt, das Hämatit als feinverteiltes Pigment enthält.

Verbreitung: Parsettens.

2. Paragenesen, die vorwiegend an die Manganerze gebunden sind.

Als häufigste Mineralien treten auf: Quarz, Rhodonit, Parsettensit, Manganokalzit (Rhodochrosit), Baryt, Albit. Seltener sind Tinzenit, Sursassit, Piemontit. Neben reinen Quarzadern sind besonders die folgenden Paragenesen zu beobachten.

Paragenese 6 mit Parsettensit (+ Manganokalzit, Quarz, Baryt).

Parsettensit ist in den Klüften im Erz weitaus das verbreitetste Mangansilikat. Adern, die nur Parsettensit führen, sind recht zahlreich, oft sind jedoch schon geringe Mengen von Manganokalzit, Quarz oder Baryt (auf Parsettens) vorhanden, wodurch Übergänge zu den komplexeren Paragenesen entstehen. Neben teilweise scharf begrenzten Klüften sind schlierige, stark verzweigte Adersysteme (Kluffformtypus II) weit verbreitet.

Verbreitung: Parsettens, Falotta, Alp digl Plaz, Fondeital.

Paragenese 7 mit Manganokalzit oder Rhodochrosit (+ Quarz).

Klüfte, die ausschließlich Manganokalzit (selten Rhodochrosit) führen, sind relativ häufig anzutreffen (z. B. auf Parsettens), doch handelt es sich immer nur um feine Äderchen, deren Mächtigkeit selten 1 cm erreicht. Die Beziehungen zu den andern Klüften lassen erkennen, daß die Karbonate jüngste Bildungen darstellen. Nicht selten ist neben dem Karbonat Quarz vorhanden (besonders bei Falotta), der mikroskopisch oft ankorrodierte Formen aufweist und somit älter ist als das Karbonat.

Verbreitung: Parsettens, Falotta, Alp digl Plaz, Fondeital.

Paragenese 8 mit Parsettensit und Manganokalzit.

Die Kombination von Parsettensit und Manganokalzit ist besonders in den Klüften der Abbaustelle II von Parsettens weit verbreitet. Zwischen diesen beiden Mineralien lassen sich im wesentlichen zwei Verwachsungsarten feststellen:

1. Mikroskopische innige Durchwachsung, wobei Manganokalzit die Zwickelfüllung zwischen den Parsettensitblättchen bildet (Fig. 32).
2. Manganokalzit bildet grobkörnige Nester oder flaserige Züge im Parsettensitaggregat (Fig. 33).

Zwischen beiden Verwachsungsarten bestehen alle Übergänge. Oft ist auch eine bestimmte Anordnung des Kluftinhaltes in bezug auf die Kluftwandung zu erkennen, indem die Parsettensit-schüppchen senkrecht zu den Kluftwänden stehen und das Karbonat durch ebensolche lagenweise Anordnung eine Querstreifung hervorruft.

Verbreitung: Parsettens, Falotta, Alp digl Plaz, Fondeital, Litzirüti.

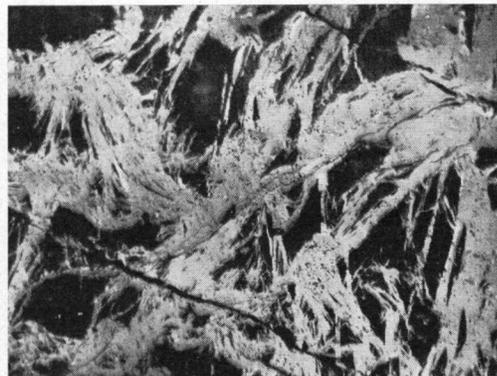


Fig. 32. Anschliff, 100fach vergrößert.

Feine Verwachsung von Parsettensit (hellgrau) und Manganokalzit (dunkelgrau, mit HCl herausgeätzt).

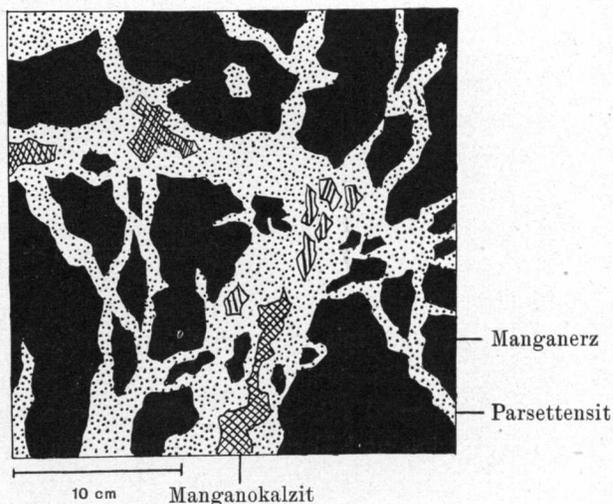


Fig. 33. Manganerz durchadert von Parsettensit.

Im Parsettensit Nester und Flasern von Manganokalzit.

Paragenese 9 mit Parsettensit und Baryt.

In den Klüften der Abbaustelle I von Parsettens ist die Kombination Parsettensit—Baryt oft vertreten. Dabei bildet Baryt einzelne grobkristalline Knollen in Parsettensit. Mikroskopisch läßt sich jedoch oft auch eine innige Verwachsung der beiden Mineralien feststellen, indem Baryt einzelne Zwickel zwischen den Parsettensitblättchen ausfüllt.

Verbreitung: Parsettens.

Paragenese 10 mit Parsettensit und Quarz.

Quarz kann dominieren und Parsettensit bildet nur einzelne Schlieren und Nester. Überwiegt Parsettensit, so erscheinen mikroskopisch nur einzelne rundliche Quarzkörner in einer Grundmasse von Parsettensit.

Verbreitung: Parsettens, Falotta, Alp digl Plaz, Alp Prätsch, Fondeital, Val Bercla.

Paragenese II mit Parsettensit und Sursassit.

Im allgemeinen meiden sich die Mangansilikate Parsettensit und Sursassit. Es handelt sich daher um eine äußerst seltene Paragenese, die nur mikroskopisch beobachtet werden konnte. Sursassit bildet feine Nadelchen, die z. T. zu wirren Büscheln gehäuft und im feinblättrigen Parsettensitaggregat eingesprengt sind.

Verbreitung: Parsettens.

Paragenese 12 mit Tinzenit, Parsettensit und Manganokalzit.

Wenn Tinzenit in Klüften im Erz auftritt, so ist er sehr häufig mit Parsettensit, Manganokalzit und Quarz vergesellschaftet. Parsettensit und Manganokalzit bilden hauptsächlich die Zwickelfüllung im Tinzenitaggregat und dringen oft als jüngere Ausscheidungen längs Rissen in die Tinzenitindividuen hinein. Besonders Manganokalzit durchsetzt oft das ganze Tinzenitaggregat in einem dichten Adernetz.

Verbreitung: Parsettens, Falotta.

Paragenese 13 mit Rhodonit (\pm Quarz).

Rhodonit ist besonders häufig in Abbaustelle II Parsettens, wo er in Klüften und Nestern die Erzkörper durchsetzt. Stellenweise sind fast reine Rhodonitmassen vorhanden, in den meisten Fällen ist ihnen jedoch etwas Quarz beigemischt. In einigen Dünnschliffen konnten zwischen Quarz und Rhodonit poikilitische Strukturen beobachtet werden. Die Grenze der Rhodonitklüfte gegen das angrenzende Erz ist oft unscharf (Kluftformtypus II), indem Braunit von der Kluft aus innig von Rhodonit durchsetzt ist.

Verbreitung: Parsettens, Falotta, Alp digl Plaz, Val Bercla.

Paragenese 14 mit Rhodonit, Parsettensit und Manganokalzit.

Diese Paragenese spielt ebenfalls in den Klüften der Abbaustelle II von Parsettens eine bedeutende Rolle. Im wesentlichen lassen sich zwei Sukzessionen dieser oft schön bilateral ausgebildeten Klüfte erkennen.

1. Als älteste Bildung erscheint randlich Rhodonit, nach innen folgt Parsettensit und Manganokalzit (Fig. 34).

Verbreitung: Parsettens.

2. Die randlichen Kluftpartien bestehen aus Parsettensit, dann folgt Rhodonit und in der Gangmitte tritt Manganokalzit auf (Fig. 35).

Verbreitung: Parsettens, Falotta, Alp digl Plaz.

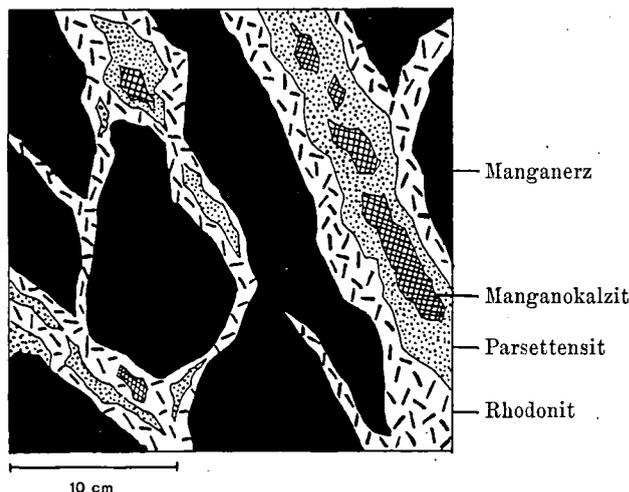


Fig. 34. Bilateral ausgebildete Klüfte mit Rhodonit, Parsettensit und Manganokalzit in Manganerz.

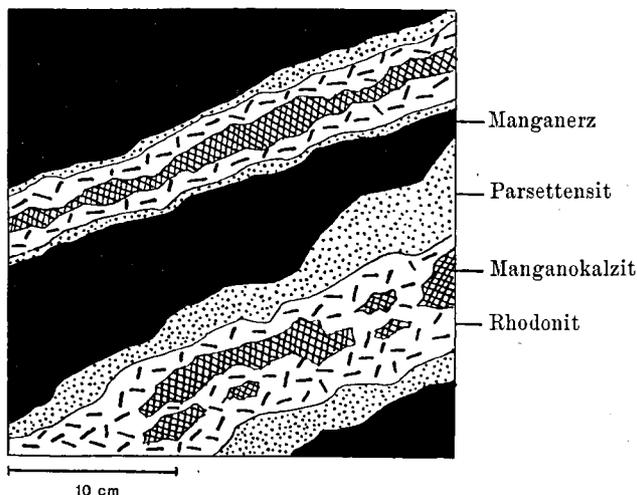


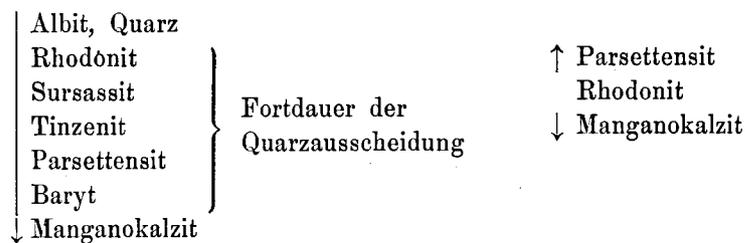
Fig. 35. Bilateral ausgebildete Klüfte mit Parsettensit, Rhodonit und Manganokalzit in Manganerz.

In beiden Fällen bildet also Manganokalzit die jüngste Generation. Oft sind Verdrängungen der erstausgeschiedenen Mineralien durch die jüngeren festzustellen. Besonders häufig wird Rhodonit durch Manganokalzit verdrängt, der das Mangansilikat von Spaltrissen aus in einem feinen Netz durchsetzt.

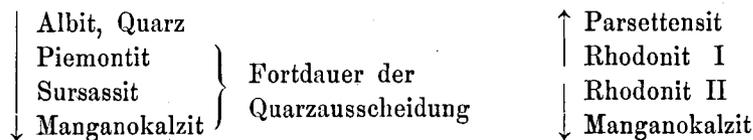
b) Die Ausscheidungsfolge der Kluftmineralien.

Da die meisten der beschriebenen Paragenesen nur selten nebeneinander auftreten, können die Altersbeziehungen zwischen den verschiedenen Klüften nicht immer eindeutig abgeklärt werden. Die Ausscheidungsfolge der Mineralien innerhalb einer Paragenese läßt in der Regel auf eine Kristallisation im Sinne einer kontinuierlichen Abkühlung schließen. Die wasserfreien oder -armen Silikate (z. B. Albit, Rhodonit, Piemontit) sind meist älter als die wasserhaltigen Silikate (z. B. Parsettensit, Sursassit). Als jüngste Bildung erscheint sehr häufig Manganokalzit, der auch bei vielen andern Lagerstätten von nieder-thermaler Entstehung ist. In verschiedenen Fällen sind allerdings Ausnahmen von dieser Regel vorhanden, es können Mineralien von normalerweise niedriger Bildungstemperatur älter sein als solche höher thermaler Entstehung. Stellenweise treten auch verschiedene Generationen ein und derselben Mineralart auf (Rekurrenz). Im folgenden sind von den wichtigsten Lagerstätten einige Sukzessionen zusammengestellt (die Reihenfolge der Mineralien entspricht der Sukzession, die Pfeilrichtung gibt die Richtung abnehmender Bildungstemperatur an).

Parsettens:



Falotta:



Alp digl Plaz:

↓ Parsettensit
↓ Manganokalzit
↓ Rhodonit
↓ Parsettensit
↓ Manganokalzit

↑ Parsettensit
↑ Rhodonit I
↑ Rhodonit II
↓ Manganokalzit

c) Der Einfluß der Klüfte auf Mineralbestand und Struktur der Erze.

Das mikroskopische Bild der Grunderze wird durch die alpinen Zerrklüfte oft stark verändert. Je nach ihrem Mineralinhalt verhalten sich die Klüfte gegenüber dem Erz verschieden, im wesentlichen lassen sich zwei Strukturtypen unterscheiden:

a) Scharf begrenzte Klüfte.

Alle Klüfte, die Quarz als einzigen oder vorherrschenden Gemengteil führen, sind scharf gegen das Erz abgegrenzt. Bemerkenswert ist, daß Braunit in der Regel gegenüber diesen jungen Klüftfüllungen die typischen scharfkantigen Wachstumsformen aufweist. Die Quarzklüfte durchsetzen das Erz oft netzartig. Außer Quarz bilden folgende Paragenesen mikroskopisch scharfbegrenzte Klüfte: Quarz—Piemontit, Quarz—Tinzenit, Quarz—Sursassit, Manganokalzit (z. T.).

β) Verzweigte und unscharfe Klüfte.

Kleinere Abweichungen von dem vorhin beschriebenen Klüfttypus zeigen Manganokalzitklüftchen mit sackartigen Aderauswüchsen, an die Braunit mit scharfkantigen Formen angrenzt. Braunit erscheint auch als idiomorphe Individuen in der Gangart eingesprengt (Fig. 36).

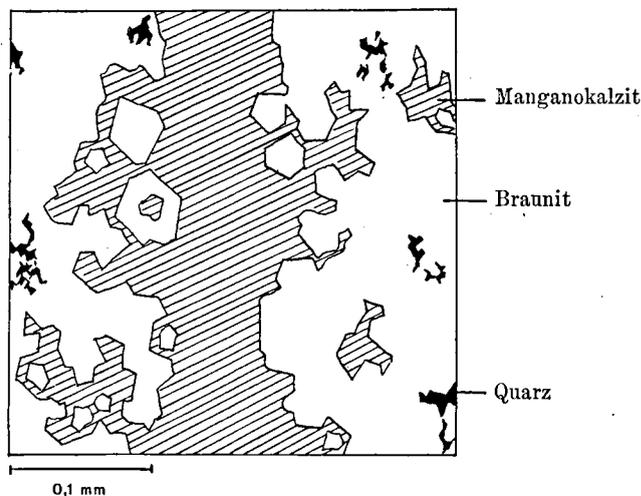


Fig. 36. Anschliff, 185fach vergrößert.

Sekundäre **Manganokalzitklüft im Braunit**erz. Braunit grenzt mit idiomorphen Formen an das Karbonat.

Eine noch stärkere Beeinflussung des angrenzenden Erzes weisen im allgemeinen Parsettensit- und z. T. auch Rhodonitklüfte auf. Die Gangart dringt dabei von einer Kluft aus in das Braunitaggregat hinein und durchsetzt dieses netzartig. Oft verzweigen sich die Hauptklüfte baumartig, das Erz wird dann vom Kluftmineral bis auf einige Zentimeter imprägniert (Fig. 37). Stellenweise ist Braunit nur noch an kleinen, stark ankorrodierten Resten vorhanden, was auf teilweise Verdrängung durch den Kluftinhalt (Parsettensit oder Rhodonit) schließen läßt.

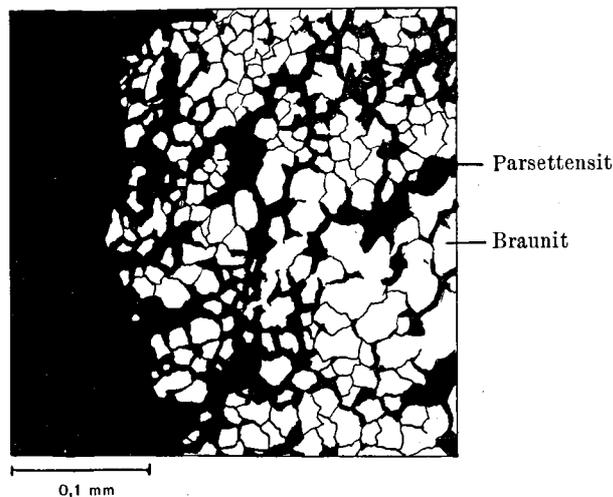


Fig. 37. Anschliff, 185fach vergrößert.

Imprägnation eines Braunerzes durch Parsettensit von einer Kluft aus.

d) Zur Bildungsweise der Kluftmineralien.

In erster Linie muß versucht werden, die Frage nach der Stoffbelieferung der Kluftlösungen abzuklären. Wesentlich ist dabei die Tatsache, daß sich eine Abhängigkeit des Kluftinhaltes von der chemischen Zusammensetzung des Nebengesteins erkennen läßt. Manganhaltige Silikate und Karbonate treten nur in Klüften auf, die Erz durchsetzen. Auffällig ist weiter, daß die tonerdereichen Mangansilikate Sursassit, Piemontit und Tinzenit an Klüfte gebunden sind, die neben Manganerz auch Tonschieferkomplexe durchsetzen. Der tonerdearme Parsettensit, sowie der Al-freie Rhodonit sind dagegen viel häufiger nur im reinen Erz anzutreffen. Diese Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Nebengestein, bzw. Erz, weisen darauf hin, daß die Stoffbelieferung der Klüfte im wesentlichen durch das angrenzende Medium erfolgt ist. Ähnlich wie bei den alpinen Zerrkluftlagerstätten (63) muß es sich auch hier um Lösungen erhöhter Temperatur gehandelt haben, aus denen die Kluftmineralien auskristallisierten. Die wasserhaltigen Mangansilikate Parsettensit und Sursassit, sowie Baryt und Manganokalzit weisen auf die hydrothermale Natur der Lösungen hin. Um sich ein Bild zu machen über die stattgehabten Stofftransporte soll der Mineralbestand der Klüfte in Zusammenhang gebracht werden mit dem stofflichen Bestand der angrenzenden Gesteine. Im Schema von Figur 38 ist ersichtlich, daß vor allem Stoffwanderungen vom Nebengestein und Erz in die Kluft stattgefunden haben. Unter den Kationen, die im wesentlichen durch Lateralsekretion in die Klüfte gelangten, sind besonders Mn, Si, Al, Fe und Ba hervorzuheben. Außerdem muß jedoch auch eine Stoffwanderung in vertikaler Richtung in den Klüften erfolgt sein. Der Kalkgehalt verschiedener Kluftmineralien, wie Manganokalzit, Rhodonit, Tinzenit und Piemontit, kann nicht aus dem unmittelbar angrenzenden Erz oder Nebengestein stammen. Als nächster CaCO_3 -Lieferant kommt der Aptychenkalk in Frage, der bei allen Lagerstätten den Radiolarit begleitet. Auf Parsettensit und Falotta ist der Aptychenkalk nur wenige Meter unterhalb, bzw. oberhalb der Erzlager anstehend. Fraglich ist nur die Herkunft des verbreiteten Kluftminerals Albit. Wie schon auf Seite 8 erwähnt wurde, ist Albit wahrscheinlich auch durch Lateralsekretion aus dem primär albithaltigen Nebengestein in die Klüfte gelangt. Andererseits ist es aber auch möglich, daß Lösungen aus größeren Tiefen mitgewirkt haben.

e) Die Verbreitung der Kluftmineralien.

Einen Überblick über das mengenmäßige Auftreten (Intensität) und die Verbreitung (Extensität) der Kluftmineralien, soll die Tabelle 21 geben. Ein Vergleich von Intensität und Extensität läßt erkennen, daß zwischen mengenmäßigem Auftreten und Verbreitung der Kluftmineralien z. T. deutliche Unterschiede vorhanden sind. Mineralien, die nur in geringen Mengen vorkommen, können recht verbreitet sein. Es kann aber auch das umgekehrte der Fall sein, indem eine Mineralart lokal in größerer Menge auftritt.

Nebengestein	Kluftinhalt
Quarz Hämatit Serizit Tonmineralien Albit	— Si → Quarz — Si, Al Na → Albit
Nebengestein + Erz	— Si → Quarz — Si, Mn, Al → Sursassit — Si, Mn, Al → Ca ↑ Piemontit — Si, Mn, Al → Ca ↑ Tinzenit — Si, Mn → Parsettensit — Si, Al, Na → Albit — Ba → Baryt — Fe → Hämatit
Erz	— Si → Quarz — Si, Mn → Parsettensit — Si, Mn → Ca ↑ Rhodonit — Mn → Ca ↑ Manganokalzit — Si, Mn → Al, Ca ↑ Tinzenit, Piemontit — Ba → Baryt

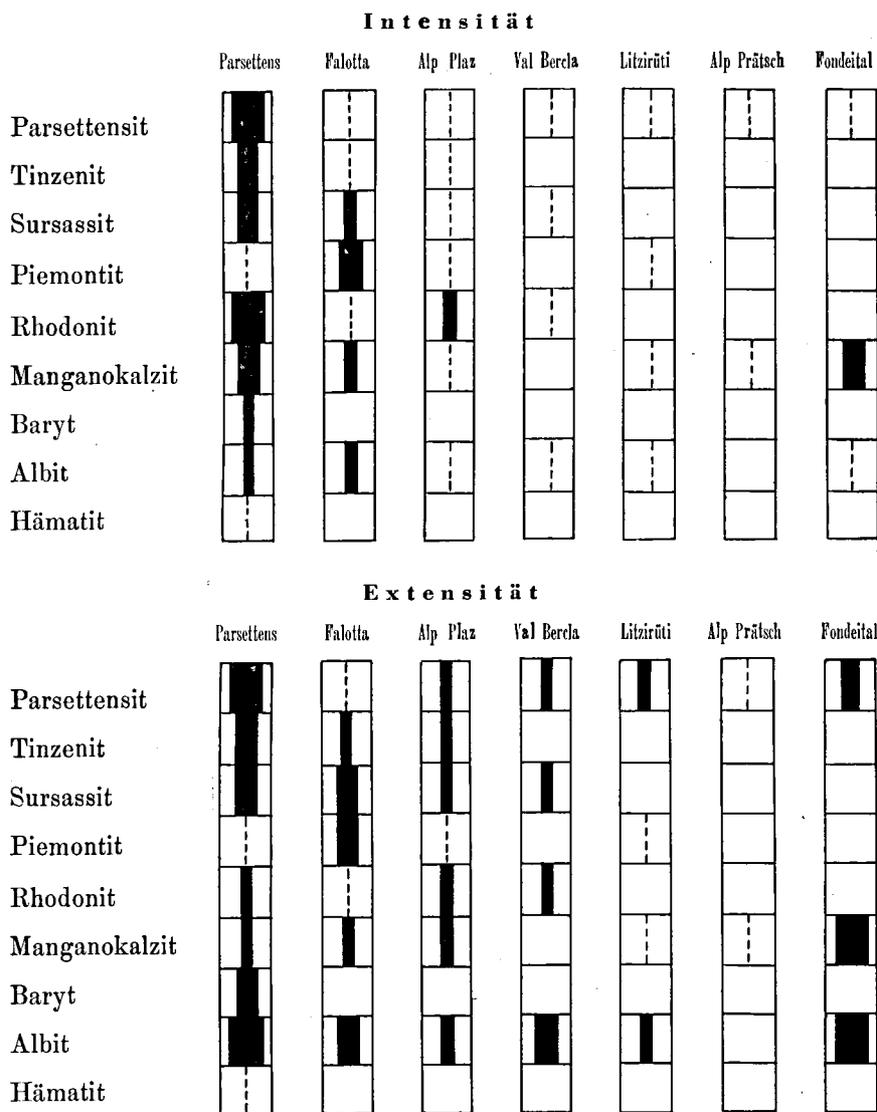
Fig. 38.

Schema der Stoffwanderungen bei der Bildung der Kluftminerale.

- Aus dem angrenzenden Nebengestein (Erz) zugeführte Stoffe.
- ↑ Aus dem Nebengestein der nähern Umgebung zugeführte Stoffe.

Tabelle 21.

Verbreitung der Kluftminerale in den verschiedenen Lagerstätten Graubündens.



C. Die chemische Zusammensetzung der Erzlager.

1. Die Haupterze.

Da die Haupterze in bezug auf ihre mineralogische Zusammensetzung eine sehr geringe Variabilität aufweisen, sind auch in chemischer Hinsicht einfache Verhältnisse zu erwarten. Analysen von Erzen, die vorwiegend Braunit und Quarz führen, weisen neben den Hauptkomponenten Mn und Si nur geringe Beimengungen von Fe, Al, Ca, Mg, Na, K und Ba auf, deren Oxydsumme übersteigt selten 4 %. Diese Elemente stammen im wesentlichen aus beigemengten Mangansilikaten und -karbonaten, sowie von Baryt und Albit, die selten vollständig fehlen. Das Fe ist hauptsächlich als isomorpher Vertreter von Mn im Braunit enthalten. In Tabelle 22 sind vier Gesamtanalysen von nur

wenig verunreinigten Haupterzen zusammengestellt. Das Verhältnis Mn : Si ist im wesentlichen nur abhängig von der Menge Quarz, die im Erz enthalten ist.¹⁾

Tabelle 22.

Erzanalysen von Alp Parsettens und Alp digl Plaz.

	1	2	3	4
SiO ₂	15,02	26,30	41,58	48,22
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,08
Al ₂ O ₃	0,28	0,21	0,10	1,51
Fe ₂ O ₃	0,76	0,93	0,33	1,14
Mn ₂ O ₃	68,47	54,66		3,64
MnO	9,15	—	16,06	—
MnO ₂	—	14,10	40,57	42,10
MgO	0,43	0,13	0,00	1,04
CaO	2,46	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,15	0,16	0,10	0,20
K ₂ O	0,24	0,31	0,06	0,08
H ₂ O+	0,31	1,93	0,85	1,57
H ₂ O—	0,12	1,26	0,33	0,37
CO ₂	1,81	—	—	—
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,02	0,01
BaSO ₄	0,76	0,00	0,00	0,00
	100,00	100,00	100,00	99,97

Analyse 1. Herkunft: Alp Parsettens. Analytiker: TH. GEIGER.
Mineralbestand: Braunit, Quarz, Manganokazit, Baryt.

Analyse 2. Herkunft: Alp Parsettens. Analytiker: J. JAKOB (47).
Mineralbestand: Braunit, Quarz, Parsettensit.

Analyse 3. Herkunft: Alp digl Plaz. Analytiker: J. JAKOB (47).
Mineralbestand: Braunit, Quarz.

Analyse 4. Herkunft: Alp Parsettens. Analytiker: J. JAKOB (47).
Mineralbestand: Quarz, Braunit, Parsettensit.

2. Gesamtchemismus der Lagerstätten.

Betrachten wir die chemischen Verhältnisse des Gesamtinhaltes der Lagerstätten, so macht sich der Einfluß der verschiedenen zusammengesetzten Kluftminerale mehr oder weniger stark geltend. Dabei spielt natürlich das Mengenverhältnis zwischen Kluftmineralen und Erz eine wesentliche Rolle, das im allgemeinen starken lokalen Schwankungen unterworfen ist. Sekundäre Kluftminerale fehlen vielenorts fast vollständig, stellenweise können sie jedoch über das Haupterz dominieren (z. B. auf Parsettens). Weiter ist auch die Zusammensetzung der Kluftminerale für den Gesamtchemismus einer Lagerstätte maßgebend. Hier ist zu sagen, daß die verschiedenen Minerale in chemischer Hinsicht sich nicht sehr stark vom Haupterzchemismus unterscheiden. Betrachten wir die Kluftminerale Parsettensit, Sursassit, Rhodonit und Piemontit, so sehen wir, daß auch sie die Hauptkomponenten Si und Mn enthalten. In Tinzenit und Piemontit kommt allerdings noch Al und Ca hinzu.

¹⁾ Da eine Parsettensitanalyse von J. JAKOB (42) einen Gehalt an V₂O₅ aufwies, wurden die Erzproben 1—4 (Tab. 22) ebenfalls auf Vanadium geprüft, das Resultat war jedoch negativ.

Die stärkste Abweichung vom Haupterzchemismus zeigt Manganokalzit. Einen Überblick über die chemische Zusammensetzung der Haupterze und der einzelnen Kluftminerale gibt die Dreieckdarstellung in Figur 39. Der Pauschalchemismus einer Lagerstätte liegt zwischen der chemischen Zusammensetzung der Haupterze und derjenigen der Kluftminerale. Da im Durchschnitt das Erz stark überwiegt, ist das Gesamtmittel näher bei der mittleren Haupterzzusammensetzung gelegen. Im Dreieckdiagramm ist z. B. das Mittel des im Jahre 1945 auf Parsettens geförderten Erzes (inkl. Kluftminerale) eingetragen. Bei Falotta ist der mengenmäßige Anteil an manganhaltigen Kluftmineralen nur sehr gering. Ein Bild von der Variationsbreite der Erzzusammensetzung auf Falotta gibt das Diagramm in Figur 40, wo die Gew.-% für SiO_2 , Mn und Fe von 40 Pickproben zusammengestellt sind. (Die Analysen wurden mir in verdankenswerter Weise von der Studiengesellschaft für Nutzbarmachung der schweizerischen Erzlagerstätten zur Verfügung gestellt.)

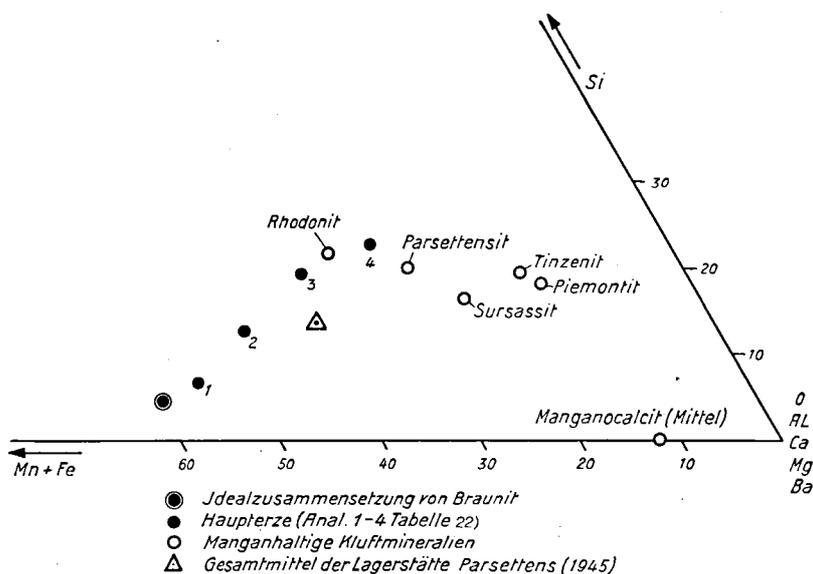


Fig. 39. Übersicht über die Lage der Haupterze und die manganhaltigen Kluftminerale im Dreieck Mn—Si—X.

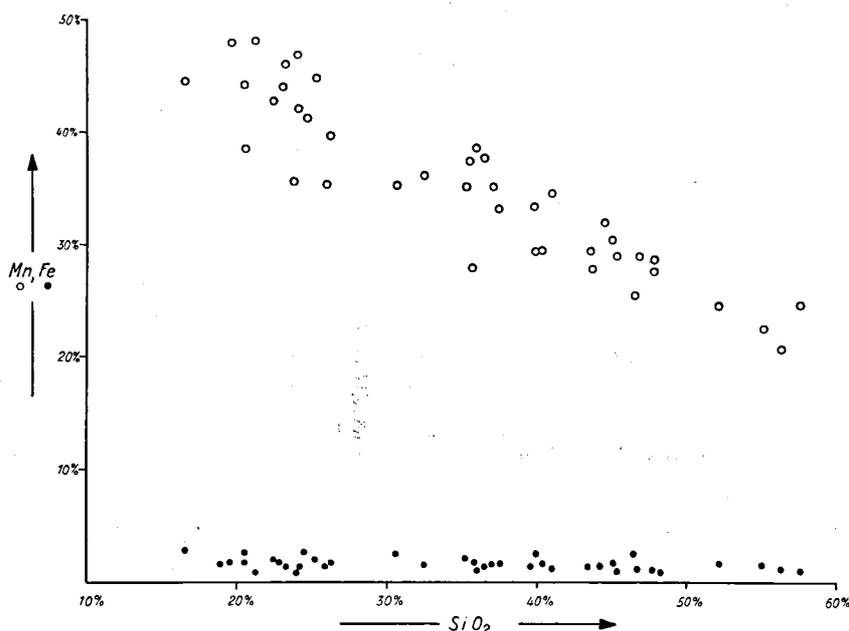


Fig. 40. Analysen von Pickproben aus der Lagerstätte Falotta.

Das Diagramm Figur 40 zeigt, daß der Mn-Gehalt mit zunehmendem SiO_2 abnimmt. Der Eisengehalt ist durchweg sehr niedrig, er zeigt jedoch keine Abhängigkeit vom Mangangehalt. Es scheint jedoch so zu sein, daß Fe mit steigendem Mn-Gehalt etwas zunimmt. Neben Mn, Si und Fe, weisen die Fördererze von Falotta noch einen durchschnittlichen Al_2O_3 -Gehalt von 2 % auf, der aus Beimengungen von Piemontit, Sursassit oder Tonschiefer einschlüssen stammt. Der CaO-Gehalt schwankt zwischen 1–2 % (Manganokalzit oder Piemontit). Da die Falotta-Erze im allgemeinen stärker von Quarzadern durchtrümpert sind als die von Parsettens, sind die Mittelwerte der letzteren um etwa 5 % Mn höher.

III. Allgemeine Betrachtungen.

A. Zusammenfassung über die Erscheinungen der Metamorphose.

Betrachten wir vorerst die Nebengesteine der Erze, so steht fest, daß diese von der alpinen Dislokationsmetamorphose erfaßt worden sind. Mineralbestand, Struktur und Textur der Gesteine lassen auf eine schwache Epimetamorphose schließen. Die Radiolarite zeichnen sich aus durch eine sehr feinkörnige, rekristallisierte Quarzgrundmasse mit granoblastischer Struktur. Die rundlichen bis schwach elliptischen Formen der Radiolarien zeigen, daß die Verschieferung nur schwach ist. Die roten Tonschiefer sind im allgemeinen nur wenig verändert, auf den Schieferungsflächen läßt sich eine schwache Neubildung von Serizit feststellen. Eigentliche Serizitschiefer, wie sie von Parsettens beschrieben wurden, lassen sich als epimetamorphe Tonschiefer deuten. Die im Radiolarit eingelagerten Manganerze sind durchweg älter als die alpine Hauptfaltung und lassen im Felde die folgenden Einwirkungen der Dislokationsmetamorphose erkennen:

1. Wechsellagernde Erz-Radiolaritschichtchen sind gemeinsam verfaltet worden.
2. Die Erzkörper werden von Zerrklüften durchsetzt, die durch tektonische Beanspruchung während der alpinen Faltung entstanden sind. An diesen Stellen stärkerer mechanischer Beanspruchung fand eine Mobilisation von Lösungen statt, durch Stoffumsatz mit dem angrenzenden Erz und Gestein erfolgte die Bildung neuer Mineralparagenesen.
3. Eine weitere Folge der Dislokationsmetamorphose sind Verwerfungsclüfte in Form von Gleit-ebenen und Ruschelzonen, die nur die äußere Form beeinflussen.

Betrachten wir die Auswirkungen der Metamorphose in bezug auf Struktur und Mineralbestand der Haupterze, so ergibt sich folgendes. Die Braunit—Quarz-Aggregate zeigen fast ausschließlich granoblastische Struktur, was auf eine weitgehende Um- oder Rekristallisation hindeutet. Gegenüber Quarz zeigt Braunit vorzugsweise idiomorphe Ausbildung. Kataklastische Strukturen sind äußerst selten und nur in mikroskopisch kleinen Bereichen feststellbar. Die mikroskopischen Beziehungen zwischen dem Haupterz und den alpinen Klüften lassen erkennen, daß die Umkristallisation des Braunites ungefähr gleichzeitig mit der Bildung der Klüftmineralien erfolgt ist. Gegenüber Quarz oder Manganokalzitklüftchen weist Braunit im allgemeinen scharfe Wachstumsformen auf (vgl. S. 65). Über das zeitliche Verhältnis zwischen Dislokation und Kristallisation der Klüftmineralien läßt sich folgendes bemerken: Das Aufreißen der Klüfte erfolgte in den Schlußphasen der alpinen Faltung. Fast alle Klüfte weisen noch Spuren einer nachkristallinen Beanspruchung auf (Kataklase von Quarz usw.). Von Bedeutung ist ferner die Frage nach dem prämetamorphen Mineralbestand der Haupterze. Sichergestellt ist nur, daß unter dem Einfluß der Metamorphose eine weitgehende Umkristallisation stattgefunden hat. Ob nun Braunit schon vor der Metamorphose vorhanden war und lediglich umkristallisierte, oder ob es sich um eine Neubildung aus Manganoxyden oder -hydroxyden und Kieselsäure handelt, kann an Hand der untersuchten Lagerstätten allein nicht entschieden werden. Irgendwelche Überreste eines prämeta-

morphen Mineralbestandes sind nicht vorhanden. Wenn wir uns fragen, unter welchen Bedingungen Braunit in der Natur entsteht, so ergibt sich etwa folgendes Bild:

1. Im sedimentären Zyklus ist die Bildung von Braunit bis heute noch nicht sicher nachgewiesen worden.
2. Braunit kann in hydrothermalen Gängen von niedriger Bildungstemperatur auftreten. Lagerstätten dieser Art sind jedoch selten.
3. Braunit kann durch Kontaktmetamorphose oder -metasomatose entstehen (Beisp. Långban, New Jersey).
4. Am häufigsten sind Braunitvorkommen, die durch Regionalmetamorphose aus andern Manganerzen hervorgegangen sind.

Wie im nächsten Kapitel gezeigt wird, sind die Radiolarit-Manganerze auf sedimentärem Wege abgelagert worden. Auf Grund der oben erwähnten Bildungsweisen von Braunit ist es daher wahrscheinlich, daß aus dem Meerwasser nicht direkt Braunit ausgefällt wurde, sondern daß zuerst Manganoxyde und Oxydhydrate entstanden sind, wie sie im allgemeinen in sedimentären Lagerstätten zur Ausscheidung gelangen. Die nachfolgende Metamorphose (eventuell auch schon die Diagenese) hatte eine vollständige Umkristallisation der erstausgeschiedenen gelartigen Mineralien zur Folge, wobei unter Mitwirkung von Si Braunit gebildet wurde. Die Tatsache, daß das Mangan bei der Metamorphose vorzugsweise in Silikate eingeht, würde somit auch hier bestätigt werden.

B. Vergleiche mit andern metamorphen Manganlagerstätten.

Metamorphe Manganlagerstätten sind von verschiedenen Orten der Erde bekannt, zum Vergleiche mit unsern Bündner Erzen greifen wir solche heraus, die, unter dem Einfluß regionalmetamorpher Prozesse, ähnliche Umwandlungen erlitten haben. In Tabelle 23 sind die wichtigsten Merkmale folgender Lagerstätten auf Grund der angeführten Literaturangaben zusammengestellt.

1. Praborna (Val di S. Marcel), Piemont. H. HUTTENLOCHER (39).
2. Schwarzsee bei Tweng (Radstädter Tauern), Salzburg. H. MEIXNER (55).
3. Postmasburg (Griqualand), Südafrika. H. SCHNEIDERHOEHN (78).
4. Indische Manganerze der Dharwarstufe. L. L. FERMOR (26), J. A. DUNN (22), L. HEZNER (34).

Alle Lagerstätten weisen in bezug auf Mineralbestand und Struktur der Haupterze große Ähnlichkeit auf. Braunit erscheint in allen Tiefenstufen und bildet in der Epizone das allein herrschende Erzmineral. In der Kata- bis Mesozone sind neben Braunit in der Regel noch Sitaparit, Hollandit oder Jakobsit zugegen. Gewisse Gesetzmäßigkeiten zeigen sich auch in der Art und im Auftreten der Begleitmineralien. In der obersten Epizone (Bündner Erze) ist die Neubildung von Mangansilikaten und -karbonaten vor allem an Zerrklüfte gebunden. In den tiefern Zonen treten die Neubildungen eher als hornfelsartige Knauer auf, oder erscheinen am Kontakt Erz—Nebengestein. Die intensivsten Stoffumsätze erfolgten in der Katazone (indische Manganerze) da, wo ursprünglich manganoxydische Erze zusammen mit kieselig-tonigen Sedimenten in manganhaltige Silikate umgewandelt wurden. Auch die Zusammensetzung der Begleitmineralien läßt eine Abhängigkeit von der Tiefenstufe erkennen. In der Epizone spielen besonders wasserhaltige Manganmineralien eine Rolle, während in der Katazone besonders manganhaltige Granate, Pyroxene, Hornblenden häufig sind. Eine interessante Paragenese von Mangansilikaten beschrieb auch C. E. TILLEY (95) von einer meso- bis katametamorphen Lagerstätte in Cornwall, wo besonders Rhodonit, Tephroit, Bustamit, Manganhedenbergit und Mangangranate auftreten.

Die erwähnten Beispiele regionalmetamorpher Manganlagerstätten zeigen deutlich, daß das Mangan bei der Metamorphose vorzugsweise in Silikate eingeht. Ist genügend Si vorhanden, so kommt dieses Bestreben durch die Bildung von Braunit und andern Mangansilikaten zum Ausdruck.

Tabelle 23.
Vergleich der Bündner Lagerstätten mit andern metamorphen Manganerzen.

Lagerstätte	Nebengestein Genese	Art und Stufe der Metamorphose	Mineralbestand und Struktur der Erze	Wichtigste Begleitminerale	Auftreten der Begleitminerale	Primäre Erzminerale
Graubünden	Radiolarite Tonschiefer syngenetisch- sedimentär	Dislokations- metamorphose Epizone	Braunit Pflasterstruktur Korngröße 0,001—0,15 mm	Quarz Parsetfensit Tinzenit Sursassit Piemontit Rhodonit Manganokalzit Baryt Albit	Hauptsächlich in Zerrklüften	Nichts erhalten Wahrscheinlich Pyrolusit Psilomelan
Praborna Val di S. Marcel Piemont	Grünschiefer syngenetisch	Dislokations- metamorphose Epi—Mesozone	Braunit Pflasterstruktur feinkörnig	Quarz Piemontit Manganpyroxene Manganglimmer Karbonate	Hornfelsartige Knauer und Nester	Nichts erhalten
Schwarzsee bei Tweng Salzburg	Hämatitquarzite syngenetisch sedimentär	Dislokations- metamorphose Epi—Mesozone	Braunit + Jakobsit Pflasterstruktur sehr feinkörnig	Quarz Piemontit Alurgit	Am Kontakt Erz—Nebengestein	Nichts erhalten
Postmasburg Griqualand Südafrika	Tonschiefer syngenetisch sedimentär	Belastungs- metamorphose ohne Durchbewegung Epi—Mesozone	Braunit Sitaparit Pflasterstruktur 0,01—0,1 mm	Quarz Mangandiaspor Natronmargarit Baryt	In Lagen zwischen dem Erz	Nichts erhalten Wahrscheinlich Pyrolusit Psilomelan
Dhárwár Serie Indien	Quarzite Phyllite Kalke syngenetisch sedimentär	Dislokations- metamorphose Epizone Meso—Katazone	Braunit Pflasterstruktur	Manganerz Manganpyroxene Rhodonit Piemontit Manganhornblenden	Am Kontakt Erz—Nebengestein	Nichts erhalten

C. Die Genese der Erzlager.

Wenn nun versucht werden soll, etwas auszusagen über die Entstehung der untersuchten Manganlagerstätten, so tritt zuerst die Frage nach der Art der Erzablagerung in den Vordergrund. Von Bedeutung ist weiter die Herkunft der Erzlösungen, die zur Bildung der Lagerstätten geführt haben. Weiter soll versucht werden, die Bildungsbedingungen der Erze und der damit vergesellschafteten Nebengesteine abzuklären.

I. Die Radiolariterze als sedimentäre Bildungen.

Eine erste wichtige Frage lautet: Sind die Manganerze in den Radiolariten epigenetisch oder syngenetisch? Folgende Beobachtungen sprechen deutlich für eine gleichzeitige Bildung von Erz und Radiolarit:

Die Erzkörper sind konkordant in die Nebengesteine eingeschaltet, was besonders deutlich durch eine Wechsellagerung von dünnen Erz- und Nebengesteinsschichtchen zum Ausdruck kommt. Allerdings ist die Schichtigkeit einer Lagerstätte noch kein Beweis für syngenetische Bildung. Es gibt verschiedene epigenetische Erzanreicherungen von schichtigem Charakter, z. B. Lagergänge, konkordante Verdrängungs- und Imprägnationslagerstätten. Die Natur der fraglichen Manganerzvorkommen spricht jedoch deutlich gegen eine der obengenannten epigenetischen Entstehungsweisen. Eigentliche Verdrängungslagerstätten sind nur aus karbonatischen Gesteinen bekannt. Die silikatischen Gesteine sind viel schwerer auflösbar und es erfolgt nie eine gesamthafte Verdrängung, es werden nur einzelne Mineralien aufgelöst. Das Endprodukt solcher Verdrängungen sind nicht massige Erzkörper, sondern im Gestein unregelmäßig eingesprengte Erze (Imprägnationslagerstätten). Die Radiolarite, in denen die Erze auftreten, bestehen fast nur aus Quarz, so daß hier eine Verdrängung in eigentlichem Sinne kaum möglich erscheint. Die Tatsache, daß die Radiolaritserie nicht einheitlich aufgebaut ist, sondern aus einer Wechsellagerung von quarzigen und mehr tonigen Lagen besteht, könnte vermuten lassen, daß es sich vielleicht um eine selektive Verdrängung einzelner Schichtchen handelt. Die chemischen und textuellen Unterschiede zwischen den einzelnen Gesteinslagen sind jedoch so gering, daß die Voraussetzungen für eine scharf getrennte selektive Verdrängung fehlen. Für eine syngenetische Entstehung spricht das Auftreten von isolierten kleinen Erzlinen im Nebengestein (vgl. Fig. 9 und 27). Wenn nun das Erz gleichzeitig mit dem Nebengestein gebildet wurde, so muß die Art der Erzablagerung sedimentär sein, da die Radiolarite sicher marine Sedimente darstellen.

Die sedimentäre Natur der Manganerze wird durch den schon erwähnten Mikrofossilgehalt bestätigt. Die beinahe unversehrten Radiolarienskelette im Erz können nur bei sedimentärer Entstehung erklärt werden. Bei einer metasomatischen Verdrängung der Nebengesteine wären die Feinstrukturen der Mikroorganismenreste, die wie das übrige Gestein aus Quarz bestehen, schwerlich erhalten geblieben. Aus dem heutigen Mineralbestand, der Struktur und Textur der Erze lassen sich keinerlei Schlüsse über die Art der Ablagerung ziehen, da die Lagerstätten nach ihrer Bildung durch diagenetische und metamorphe Vorgänge umgebildet wurden. Vielfach haben die sekundären Einwirkungen auch die primäre Lagerungsform der Erze verändert, so daß die Rekonstruktion der Ablagerungsart erschwert wird. In unserm Fall sind es besonders tektonische Prozesse und in den nicht aufgeschlossenen Vorkommen auch Verwitterungsvorgänge, die das Lagerungsbild der Erzkörper verändert haben. Aus diesem Grunde gelangte wahrscheinlich F. P. MÜLLER (59) zur Ansicht, daß die Manganerze epigenetischer Entstehung seien. Nach diesem Autor drang das Erz von Quarzadern aus in die Nebengesteine hinein. Diese sog. Erzzufuhradern stellen jedoch in Wirklichkeit einfache Zerrklüfte dar, die im Gefolge der alpinen Dislokationsmetamorphose entstanden sind.

Durch die Feststellung, daß es sich bei den untersuchten Manganerzlagerungen um sichere syngenetisch-sedimentäre Bildungen handelt, ist die Frage nach der Herkunft der Erzlösungen noch nicht gelöst. Im nächsten Abschnitt soll daher versucht werden, über die Abstammung der Erzlösungen näheres auszusagen.

2. Die Herkunft der Erzlösungen.

Prinzipiell gibt es zwei verschiedene Hauptgruppen von Prozessen, die zur Bildung von Erzlösungen führen können:

1. die Erzlösungen sind rein sedimentärer Natur (Verwitterungslösungen),
2. die Erzlösungen sind magmatischer oder doch wenigstens endogener Herkunft.

Es seien zuerst die Möglichkeiten einer rein sedimentären Bildung besprochen. Die Radiolarite und Manganerze sind sicher in einem marinen Milieu abgelagert worden. Die Erzlösungen können somit vom Meeresboden selbst stammen, oder sind durch Flußtransport von einem Festlande her ins Meer gelangt. Im ersten Fall würde es sich um den Vorgang der submarinen Verwitterung handeln, der sog. Halmyrolyse. Diese Art Umwandlungen von Gesteinen am Meeresboden sind noch nicht genau abgeklärt. K. HUMMEL (37) hat sich etwas näher mit diesem Problem befaßt und u. a. die Entstehung eisenreicher Gesteine auf submarine Verwitterung zurückgeführt. Es ist jedoch fraglich, ob größere Erzmengen durch Halmyrolyse angereichert werden können. Bei den Manganerzen in den Radiolariten lassen sich weder im Felde, noch bei der mikroskopischen Untersuchung, irgendwelche Beweise für eine Erzanreicherung auf dem Wege submariner Verwitterung erbringen. Die Erze stehen in keiner Beziehung zu Gesteinen, die Erscheinungen einer Halmyrolyse aufweisen. H. P. CORNELIUS (16) hat zwar die Vermutung ausgesprochen, daß die sog. bunten Grünschiefer in der Umgebung der Falotta submarin verwitterte Diabase oder Diabastuffe seien. Das Auftreten der Grünschiefer und ihre mikroskopischen Aspekte (vgl. S. 21) sprechen jedoch dafür, daß es sich durchweg um primäre Erscheinungen handelt. Es wurden lokal etwas eisenreichere Gesteine gebildet.

Bei der Annahme rein sedimentärer Entstehung der Manganerze ist noch die Möglichkeit einer Erzeinschwemmung von einem Festlande her ins Meer in Betracht zu ziehen. Die Frage, ob zur Zeit der Erzbildung in der Nähe Festland bestanden hat, ist nicht eindeutig zu beantworten. Die Tatsache, daß die Erze z. T. in tektonischen Einheiten liegen, deren Gesteine in Geosynklinalräumen abgelagert wurden, schließt eine relative Festlandnähe der Erzbildungsräume nicht aus. Da auch die Lagerstätten in unterostalpinen Einheiten auftreten, muß der Gesamtbildungsraum der Erze im penninisch-unterostalpinen Grenzgebiet angenommen werden. Verschiedene Beobachtungen (klastische Sedimentation im unterostalpinen Ablagerungsraum zur Zeit des Oberjuras) deuten auf Festlandbildungen hin, die infolge orogener Bewegungen möglich wurden. An verschiedenen Stellen treten Brekzien im Radiolarit auf, die sicher sedimentärer Entstehung sind. H. P. CORNELIUS (16) schließt daraus, daß sich zeitweise aus dem oberjurassischen Meere einzelne Inseln erhoben haben. Betrachtet man die Gesamtverbreitung der Manganerze und die Art ihres Auftretens, so scheint jedoch eine festländische Herkunft der Erzlösungen sehr unwahrscheinlich zu sein.

Kommt eine endogene Erzzufuhr in Frage, so wäre bei einer syngenetisch-sedimentären Ablagerung in erster Linie an submarin-magmatische Tätigkeit zu denken. Bei dieser Art Lagerstättenbildung treten am Meeresgrund oder in Nachbarschaft des Ablagerungsraumes heiße wässerige Lösungen oder Dämpfe aus, die sich mit dem Meerwasser vermischen, wobei Erze durch anorganische oder organische Agenzien ausgefällt werden können. Gibt es nun Gründe, die für einen genetischen Zusammenhang der Radiolarit-Manganerze mit submarin-magmatischen Vorgängen sprechen?

Bemerkenswert ist vor allem, daß die erzführenden Radiolarite an verschiedenen Orten (besonders bei Falotta) in engem Zusammenhang stehen mit basischen Eruptivgesteinen, deren Strukturen (Pillow-Lava) z. T. auf eigentliche submarine Ergüsse, also auf Empordringen der Magmen in einen Sedimentationsraum, schließen lassen. Die Voraussetzung für eine submarin-magmatische Tätigkeit ist also gegeben, es muß nur noch abgeklärt werden, ob zeitlich ein spezieller Zusammenhang zwischen Manganerzen und Ophiolithen denkbar ist. Obwohl das Alter der Ophiolithbildung in den Alpen noch etwas verschieden beurteilt wird, lassen sich gewisse Grenzen angeben, innerhalb deren die Intrusionen oder Extrusionen stattgefunden haben. Verschiedene Beobachtungen deuten darauf hin, daß einzelne Intrusionen schon in der Trias und im Jura stattgefunden haben, während andere sicher

kretazischen Alters sind. Im Oberhalbstein hat H. P. CORNELIUS (16) nachgewiesen, daß die Ophiolithintrusionen frühestens im Lias eingesetzt haben. Eine obere Altersgrenze kann in diesem Gebiet nicht angegeben werden.

In dem benachbarten Ophiolithgebiet von Arosa wird mehrfach ein intrusives Eindringen in die Radiolarite erwähnt (84, 87), was auch durch J. CADISCH (13) bestätigt wurde. Die Ophiolithintrusion wäre hier somit gleichaltrig oder jünger als die Radiolaritserie. Nach den neuesten Untersuchungen von H. GRUNAU (30) sind im Gebiet von Arosa zwei zeitlich getrennte Ophiolithintrusionen anzunehmen, wobei die Serpentine wahrscheinlich jurassischen Alters, die Spilite aber kretazisch sind. In den Préalpes treten nach M. VUAGNAT (99) spilitische Gesteine von cenomanem Alter auf. Zusammenfassend kann konstatiert werden, daß zeitlich ein Zusammenhang zwischen der Erzbildung und den Ophiolithintrusionen sehr wohl möglich ist, da ja die Erze oberjurassisches Alter besitzen. Wir können uns weiter fragen, ob eine Anreicherung von Mangan im Verlaufe einer initialen magmatischen Tätigkeit im Bereiche der Möglichkeit liegt. Allgemein ist hervorzuheben, daß der vulkanisch submarine Lagerstättentypus häufig mit dem Empordringen basischer Magmen in Geosynklinalgebieten in Verbindung steht (61). In erster Linie sind es jedoch Eisenerzlager, die auf diese Weise entstehen. Typische Beispiele sind vom Lake Superior (Nordamerika) und aus der Lahn—Dill-Mulde (Mitteldeutschland) bekannt geworden. Die nahe chemische Verwandtschaft von Eisen und Mangan läßt indessen vermuten, daß in Verbindung mit basischen Ergüssen auch Manganerzlagerstätten gebildet werden können. In der Tat findet man an verschiedenen Orten der Erde Mangan-Eisenerze, sowie auch reine Manganerze mit basischen Ergußgesteinen verknüpft. Charakteristisch für diese Vorkommen ist weiter die Vergesellschaftung mit sehr kieselsäurereichen Gesteinen, wie Radiolarienhornsteinen, Kieselschiefer oder sog. cherts. Das Auftreten solcher Kieselgesteine steht in diesen Fällen mit ziemlicher Sicherheit ebenfalls in genetischem Zusammenhang mit den basischen Ergüssen. Denn es ist sehr wohl möglich, daß im Verlauf der magmatischen Tätigkeit SiO_2 haltige Lösungen ins Meer gelangten und dort Anlaß zur Bildung von Kieselgesteinen gaben. Die Vergesellschaftung Radiolarit—Manganerz—basische Eruptivgesteine ist für verschiedene Bündner Lagerstätten typisch. Besonders interessant und aufschlußreich ist die Tatsache, daß die Grüngesteine von Falotta Anreicherungen von Eisen und ganz lokal auch von Mangan aufweisen (vgl. S. 19).

Bemerkenswert sind auch Malachitüberzüge der manganerzführenden Radiolarite auf Parsettens und Falotta. Da die Verknüpfung von Kupfer mit basischen Eruptivgesteinen eine allgemein verbreitete Erscheinung ist, spricht auch dies für einen Zusammenhang der Erzlager mit basischen Magmen. Im Oberhalbstein sind in den Ophiolithen verschiedenorts Kupferanreicherungen vorhanden. Bei L'Avagna, etwa 1,5 km südlich der Lagerstätte Parsettens, treten Pyrit-Kupferkies-Imprägnationen im Serpentin auf. In der Gegend der Falotta konnten an einzelnen Stellen Malachitanflüge auf Grünschiefer beobachtet werden.

Es besteht nun allerdings kein direkter Zusammenhang zwischen den Manganerzvorkommen in den Radiolariten und den Mn-reichen Partien in den Ophiolithen. Die Erze sind weder an den Kontakt von Radiolarit und Grüngestein gebunden, noch lassen sich in den unterliegenden basischen Gesteinen Adern und Gänge auffinden, die als direkte Zufuhrkanäle anzusprechen sind. Allein, da zur Zeit der Ablagerung des Oberjuras wohl bereits tektonische Bewegungen stattfanden und kleinere Überschiebungsfächen sich ausbildeten, konnten Erzlösungen auch längs geneigter Flächen empordringen und es ist unwahrscheinlich, an Ort und Stelle mehr oder weniger vertikal stehende Gänge zu finden.

Die vorangehenden Erörterungen machen es wahrscheinlich, daß die Erzlösungen, die zur Bildung der Manganerze in den Radiolariten geführt haben, magmatischen Ursprungs sind. Es muß angenommen werden, daß im Laufe der ophiolithischen In- und Extrusionen manganreiche Lösungen abgespalten wurden, die ins Meer gelangten. Die Abscheidung der Erze erfolgte auf sedimentärem Wege, syngenetisch mit den Radiolariten. H. P. CORNELIUS (16) kam zur Auffassung, daß die Bildung der Manganerze nicht im Zusammenhang mit den Ophiolithen stehen könne, da einzelne Erzvorkommen an ophiolithfreie Regionen gebunden seien. Dieses Gegenargument ist jedoch kaum stichhaltig, da die sog. ophiolithfernen Erze vor den Decken-

überschiebungen gleichwohl in Großgebieten ophiolithischer Tätigkeit gelegen sein konnten. Der unterostalpine Raum erstreckte sich bis in den Abfall der südpenninischen Geosynklinale hin und zeigte somit alle Übergänge zur ophiolithführenden Plattadecke. Im tektonisch bereits unruhigen Gebiet konnten zudem die Erzlösungen nach ihrer Abspaltung noch längs Spalten und Klüften wandern und im Meeresraume Strömungen unterworfen sein.

3. Zur Ausfällung der Erze.

Da die Erze nach ihrer Ablagerung durch diagenetische und metamorphe Prozesse umgewandelt wurden, ist die Rekonstruktion des ersten Bildungsstadiums sehr erschwert. Auf Grund des heutigen Mineralbestandes, sowie der strukturellen Verhältnisse im kleinen, können keine Schlüsse über die Art der Ausfällung gezogen werden. Die Radiolariterze weisen jedoch in der chemischen Zusammensetzung charakteristische Merkmale auf, so daß versucht werden muß, diese Eigenheiten auf bestimmte Ausfällungsvorgänge zurückzuführen. Auffallend ist besonders die Tatsache, daß es sich in allen Fällen um reine Manganerzlager handelt, in denen das Eisen nur eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Selbständige Eisenerzminerale sind innerhalb der Haupterze überhaupt nicht anzutreffen. Da nun im gesamten magmatogenen Mineralbildungsbereich Mangan vorzugsweise zusammen mit Eisen auftritt, müssen wir uns fragen, welches die Ursachen einer solchen scharfen Trennung von Eisen und Mangan waren. Betrachten wir vorerst einmal die verschiedenen Möglichkeiten, die für Erzausfällungen im Meere in Betracht kommen, so ist prinzipiell zwischen rein anorganischer und biochemischer Ausscheidung zu unterscheiden. Experimentelle Untersuchungen über die anorganische Ausfällung von Eisen- und Manganerzen haben folgende Resultate ergeben:

I. H. L. VOGT (98) zeigte am Beispiel der See- und Wiesenerze und W. EINSELE (23) für den eutropen See, daß bei der Einwirkung von Sauerstoff auf wässrige Lösungen meist eine getrennte Ausfällung von Fe und Mn erfolgt. Dabei wird zuerst alles Fe als Hydroxyd oder Oxyd und gleichzeitig viel SiO_2 ausgefällt. Anschließend scheiden sich die Oxyde oder Oxydhydrate von Mangan ab. Selbst wenn Fe und Mn nicht in reiner Lösung, sondern in kolloidal gelöster Form vorhanden sind, kann getrennte Ausfällung erfolgen. Die Bedingungen für diese Ausflockung hat F. BEHREND (7) experimentell untersucht. Die Teilchen des $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -Sols sind positiv geladen, die des $\text{Mn}(\text{OH})_2$, aber negativ. Infolge ihrer entgegengesetzten Ladung können sie sich gegenseitig ausflocken. Zuerst beginnt der Hauptteil des Mangans in Form von Oxyden und Oxydhydraten auszufallen. Das Eisen fällt erst später mit dem Rest des Mangans oder bleibt überhaupt in Lösung.

Der rein anorganischen Ausfällung steht aber auch eine Erzabscheidung auf biochemischem Wege gegenüber. In neuerer Zeit ist mehrfach darauf hingewiesen worden, daß besonders bei der Bildung sedimentärer Fe- und Mn-Lagerstätten biogene Prozesse eine wesentliche Rolle spielen können. Nach P. DORFF (21) ist die Entstehung der See- und Sumpferze auf die Tätigkeit von Bakterien zurückzuführen. W. J. VERNADSKY (97) vertritt ebenfalls die Auffassung, daß Manganerzabscheidungen im Süß- und Meerwasser durch Bakterientätigkeit erfolgen. Neben den schon seit längerer Zeit bekannten Eisenbakterien, hat man die Existenz von eigentlichen manganabscheidenden Organismen nachgewiesen. G. A. THIEL (94) hat gezeigt, daß Manganbakterien weit verbreitet sind und unter anderm auch am Boden der Ozeane auftreten. In fossilen Manganlagerstätten wird sich der Anteil bakteriogener Tätigkeit bei der Erzabscheidung kaum mit Sicherheit feststellen lassen. Aus dem Fehlen von Bakterienspuren darf nicht geschlossen werden, daß die Erzausscheidung auf rein chemischem Wege erfolgt sei. P. DORFF (21) erwähnt, daß es schon bei ganz frischem Material Schwierigkeiten biete, die Organismen direkt zu beobachten. Zusammenfassend kann somit festgestellt werden, daß reine Manganerzlagerstätten sowohl durch anorganische als auch organische Ausfällung gebildet werden können und daß hierbei häufig eine Trennung beider Metalle erfolgt. Welche von den verschiedenen Ausfällungsarten zur Abscheidung unserer Radiolarit-Manganerze geführt hat, läßt sich nicht entscheiden.

4. Vergleiche mit Lagerstätten ähnlicher Genesis.

Nachdem die Bündner Radiolarit-Manganerze in bezug auf die Auswirkungen der Metamorphose mit andern Lagerstätten verglichen wurden (S. 72), ist es interessant, Vergleiche mit Lagerstätten von vermutlich ähnlicher Genesis anzustellen. Da die untersuchten Manganerze als syngenetische Bildungen in Radiolariten auftreten, ist es naheliegend zu fragen, ob nicht auch aus ähnlichen Gesteinen anderer Gebiete Manganerze bekannt geworden sind. Von Bedeutung ist weiter die Frage, ob öfters ein Zusammenhang derartiger Erze mit basischen Eruptivgesteinen konstatiert werden konnte.

a) Manganerze in Radiolariten oder ähnlichen Gesteinen.

Eine Verknüpfung von Radiolarit und Manganerz läßt sich an verschiedenen Orten der Erde feststellen. Es zeigt sich, daß dieser Lagerstättentypus an bestimmte Zeiten und Gebiete geknüpft ist. Die Radiolarite gehören bekanntlich Sedimentserien an, die typisch geosynklinalen Charakter aufweisen. Die mit den Radiolariten verknüpften Erzlagerstätten sind daher vorzugsweise in den orogenen Zonen der Erde zu suchen.

1. Lagerstätten der Mesoiden.

Wenn wir zunächst die Bündner Erze mit den tektonisch am nächsten verwandten Lagerstätten vergleichen wollen, so kommt besonders das mediterrane Gebirgssystem in Frage. Im westlichen Teil des zentralmediterranen Sektors sind Manganerze aus den Radiolariten der Toskana und von Ligurien bekannt geworden (16). Die Vorkommen bei Rapolano (Toskana) und Gambatesa (Ligurien) sind jedoch noch nicht genauer untersucht. Etwas besser sind wir über die Radiolarit-Manganerze des ostmediterranen Sektors orientiert. Bei Cevljanovic in Bosnien treten in jurassischen Radiolariten Manganerze auf, die in ihrem Auftreten weitgehende Ähnlichkeit mit den Bündner Erzen besitzen. Nach F. KATZER (48) handelt es sich um konkordant in den Radiolarit eingeschaltete Erzlinsen oder dünne Schichten, die vielfach mit dem Nebengestein alternieren. Da die Erz- und Gesteinslagen gemeinsam verfaltet wurden, ist die Ähnlichkeit mit unsern Erzen in die Augen springend. Erz-mikroskopische Untersuchungen fehlen jedoch, so daß über den Mineralbestand der teilweise abbauwürdigen Erze nichts Sicheres ausgesagt werden kann. Nach KATZER handelt es sich fast durchweg um Psilomelan. In chemischer Hinsicht ist eine große Ähnlichkeit mit den Bündner Radiolariterzen festzustellen, indem neben Mangan nur sehr wenig Eisen vorhanden ist. Mn und SiO₂ bilden die Hauptbestandteile, während Fe, Al, Ca und Mg nur in sehr geringen Mengen auftreten. Bemerkenswert ist der relativ hohe Gehalt an BaSO₄. Mit den erzführenden Radiolariten sind basische Eruptivgesteine verknüpft, die jedoch wie in Graubünden mit dem Erz nicht in direktem Zusammenhang stehen.

Verfolgen wir die alpinen Kettengebirge in andern Kontinenten, so treten Radiolarite auch im Gebiet des nordamerikanischen pazifischen Orogens auf, die z. B. in der Franciscan Serie von Kalifornien an verschiedenen Stellen Manganerze führen. Nach E. F. DAVIS (19) bilden basische In- und Extrusiva (häufig mit Pillow-Lava-Struktur) einen charakteristischen Bestandteil der Franciscan Serie. Diese basischen Gesteine sind nach H. STILLE (89) das Produkt eines intensiven initialen Magmatismus im Raume der westkordillerischen Geosynklinale, vor und zu Beginn der nevadischen Faltung. Über die Manganerze, die in den Radiolariten der Franciscan Serie auftreten, sind nur wenige Angaben zugänglich. Die Mehrzahl der Lagerstätten wurde während des ersten Weltkrieges abgebaut. Nach Lit. (53) handelt es sich um konkordant in die Radiolarite eingeschaltete Linsen oder Schichten. In der Lagerstätte Buckeye in Stanislaus County sind es feingebänderte Schichten von Mangankarbonat, die mit Radiolarienhornstein wechsellagern. Die Lagerungsverhältnisse sind somit ähnlich wie bei den Bündner Erzen, ein Unterschied besteht lediglich darin, daß bei den letzteren die Mangankarbonate nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Im Raume des im weitern Sinne alpinen Orogens sind Radiolarite besonders im Gebiete des Sunda-Archipels verbreitet. Auf Borneo treten nach J. WANNER (100) Radiolarite in der sog. Danau-formation auf, in der sie etwa ein Gebiet von 40 000 km² einnehmen und somit das ausgedehnteste Vorkommen dieser Art darstellen. Die bis 100 m mächtige Radiolaritserie ist auch hier mit basischen Gesteinen vergesellschaftet. G. A. MOLENGRAAFF (57) erwähnt aus diesen Radiolariten Anreicherungen von Manganerzen (Psilomelan, Wad) in drei verschiedenen Formen:

1. als feinverteilte Körnchen an vielen Stellen im Radiolarit,
2. Linsen und Knollen,
3. in Schichtchen, die mit den Radiolariten wechsellagern.

Weiter hat G. A. MOLENGRAAFF (57, 58) auch in den Radiolariten von Timor Manganknollen (von Erbsengröße bis zu 10 cm Durchmesser) in großer Anzahl gefunden.

2. Lagerstätten der Varisziden.

In Mitteleuropa treten im Gebiete des Harzes Manganerze in den sog. Kieselschiefern des Kulms auf. Analog den alpinen Verhältnissen sind diese radiolaritähnlichen Kieselschiefer sehr häufig mit basischen Gesteinen verknüpft, die Produkte eines initialen Magmatismus zu Beginn der herzynischen Gebirgsbildung darstellen. Die Lagerungsverhältnisse der Manganerze sind denen in den alpinen Radiolariten sehr ähnlich. K. HUMMEL (38) beschreibt aus dem Kellerwald Manganerze, die als linsige Körper oder dünne Schichtchen in die Kieselschiefer eingeschaltet sind. Die Erze erscheinen in unmittelbarer Nähe von basischen Eruptivgesteinen; ein direkter Zusammenhang ist jedoch auch hier nicht vorhanden. Analoge Vorkommen werden erwähnt aus dem Gebiet von Elbingerode und Lautental im Harz (6). Alle Lagerstätten sind jedoch nur von geringer wirtschaftlicher Bedeutung, so daß wir über den Mineralbestand nur ungenau orientiert sind. Als Erze werden Psilomelan, Manganspat und Rhodonit erwähnt.

In diese Gruppe gehören auch die Manganerze des Urals, die in devonischen Radiolariten in der Gegend von Orsk auftreten (19). Auch hier stehen die erzführenden Radiolarite in enger Verknüpfung mit basischen Gesteinen. Weitere Vorkommen aus dem variszischen Orogen sind aus der Provinz Huelva (Spanien) bekannt geworden. Nach HOYER (36) sind die ausgedehnten und mächtigen Erzlager an kumische Hornsteine gebunden, die in auffallend enger Beziehung zu basischen Eruptivgesteinen stehen. Die Erze bestehen vorwiegend aus Karbonaten und Silikaten. Die Genese dieser wissenschaftlich noch wenig untersuchten Lagerstätten ist nicht völlig abgeklärt, doch ist sedimentäre Ablagerung wahrscheinlich gemacht worden.

3. Lagerstätten der Kaledoniden.

Betrachten wir die Sedimentreihen des kaledonischen Orogens, so sind auch hier Manganerze vom Radiolarittypus zu verzeichnen. In Südschottland führen Radiolarite des Untersilurs an verschiedenen Stellen Manganerze (19). Aus dem nördlichen Teil von Neufundland beschreibt E. SAMPSON (74) ausgedehnte Hornsteingebiete, die an einzelnen Stellen abbauwürdige Manganerzlager führen (Sweeny Mangangruben von Fortuna Harbour).

Vergleichen wir die oben erwähnten Radiolarit-Manganerze mit unsern Bündner Lagerstätten, so läßt sich in bezug auf die Lagerungsform weitgehende Ähnlichkeit feststellen. In allen Fällen erscheinen die Erze als syngenetisch-sedimentäre Ablagerungen in Form von Linsen und Schichten in Radiolarit und kieseligen Hornsteinen. Gemeinsame Züge zeigen sich auch in der Verknüpfung der erzführenden Gesteine mit basischen Eruptivgesteinen, deren Bildung mit bestimmten magmatischen und tektonischen Vorgängen im Zusammenhang steht (initialer Magmatismus im Bereiche der Geosynkinaltröge vor und zu Beginn der Hauptfaltungen). Obschon in keinem der erwähnten Fälle die Manganerze in direktem Verbande mit den basischen Gesteinen stehen, ist es wahrscheinlich, daß die Bildung der Erzlösungen mit der magmatischen Tätigkeit im Zusammenhang steht. Bei den

Bündner Erzen konnte gezeigt werden, daß die Erzlösungen wahrscheinlich durch submarin-exhalative Vorgänge ins Meer gelangten. Wenn auch im einzelnen für die übrigen Radiolarit-Manganlagerstätten unmittelbar gültige Beweise für eine solche Entstehung nicht erbracht wurden, ist es doch wahrscheinlich, daß alle Lagerstätten von diesem Typus submarin-exhalative und zugleich sedimentäre Bildungen darstellen.

b) Nicht an Radiolarite gebundene Manganerze, die Beziehungen zu basischen Eruptivgesteinen aufweisen.

Beispiele, bei denen die Verknüpfung von Manganerzen mit Produkten basischer Magmen besonders deutlich in Erscheinung tritt, sind aus der westlichen alpinen Ophiolithprovinz bekannt geworden. H. HUTTENLOCHER (39) beschreibt von Praborna im Val di S. Marcel konkordant in metamorphe Grüngesteine eingelagerte Manganerze. Die Manganerze stellen sich unter denselben lithologischen Verhältnissen ein, wie die Kiesvorkommen, die in unmittelbarer Nähe liegen. Sowohl die Manganerze, als auch die Kiesvorkommen werden als syngenetische Bildungen innerhalb der ophiolithischen Gesteine angesehen. Ferner erwähnt A. ROCCATI (70) Manganminerale, wie Braunit und Rhodonit aus dem Serpentinegebiet des Lanzo-Tales, sowie von Ceres, Vin und Ala, d. h. aus einem typischen Grünschiefergebiet. Nach den Angaben ROCCATIS treten diese Manganminerale vielfach gangartig auf. Nach F. BUKEISEN (10) sind ferner Manganerzknollen in Serpentin des Engadins gefunden worden. Leider wird der Fundort dieser aus Braunit bestehenden Knollen nicht näher angegeben. Interessante Manganlagerstätten beschreibt CH. F. PARK (68) aus Nordamerika (Washington). Die Manganerze treten in roten Kalksteinen (z. T. auch Hornsteinen) auf, die eng mit spilitischen Gesteinen (mit Pillow-Lava-Struktur) vergesellschaftet sind. Stellenweise erscheinen auch in den Grüngesteinen selbst Manganerze. Die Anreicherung von Mn steht sicher mit den submarinen Lavaergüssen im Zusammenhang.

Es ist naturgemäß denkbar, daß ein genetischer Zusammenhang zwischen Manganerzen und basischen Magmen bestehen kann, selbst wenn keine Ophiolithe in der Nähe gefunden werden konnten. Ein Beispiel dieser Art bildet die bekannte Eisen-Manganlagerstätte vom Gonzen, die in neuester Zeit von W. EPPRECHT (24) eingehend untersucht worden ist. Die Genese der Gonzenerze wird dabei folgendermaßen interpretiert: Es handelt sich um eine exhalativ-sedimentäre Lagerstätte mit magmatischer Herkunft der Erzlösungen. Es ist wahrscheinlich, daß die tiefpenninischen Ophiolithmagmen die Erzlieferanten gewesen sind. Weil indessen kein Zusammenhang mit Eruptivgesteinen sichtbar ist, handelt es sich um eine telemagmatische Lagerstätte. Wie schon erwähnt wurde, scheinen auch einzelne Radiolarit-Manganerze Graubündens diesem telemagmatischen Lagerstättentypus anzugehören.

c) Die Mn-Anreicherungen in den rezenten Tiefseesedimenten.

Die fossilen Radiolariterze werden oft mit den Mangananreicherungen in den rezenten Tiefseesedimenten in Beziehung gebracht. In den letzteren tritt das Mangan einmal in feiner Verteilung auf, der Mangangehalt dieser Sedimente (Radiolarienschlick und roter Ton) ist daher relativ hoch. Nach C. W. CORRENS (4) schwankt z. B. der MnO-Gehalt in den Sedimenten des mittleren Atlantischen Ozeans zwischen 0,02—2,28 %. Die roten Tiefseetone enthalten nach W. F. CLARKE (15) durchschnittlich 1,05 % MnO. Neben den feinverteilten Manganoxiden werden besonders auch Manganknollen erwähnt, deren Durchmesser max. 10 cm betragen kann. Die Knollen zeigen konzentrisch schaligen Bau. Auffallend ist der relativ hohe Fe-Gehalt (9—40 % Fe_2O_3 neben 22—56 % MnO). Die fossilen Radiolariterze sind durchweg viel Fe-ärmer und zeigen nie konzentrisch schaligen Bau, es muß daher angenommen werden, daß die rezenten Mn-Anreicherungen in der Tiefsee von etwas andersartiger Entstehung sind. Vielfach erfolgt eine Gleichstellung der rezenten und fossilen Manganerze, um damit den Tiefseecharakter der Radiolarite zu beweisen. Die Auffassung, daß die Radiolarite echte Tiefseesedimente darstellen und dem Radiolarienschlick der heutigen Ozeanböden entsprechen (2, 56, 87, 88,

84 u. a.) ist indessen nicht ohne Widerspruch geblieben, da verschiedenenorts Radiolarite mit terrigenen klastischen Sedimenten verknüpft sind (14, 19, 52). Die Radiolaritbildung ist offenbar gar nicht an eine bestimmte Tiefenstufe gebunden, sondern scheint eher durch eine Zufuhr von größeren Mengen SiO_2 , bzw. durch Ausbleiben der Karbonatbildung bedingt zu sein. Die häufige Vergesellschaftung Radiolarite—Ophiolithe, auf die schon G. STEINMANN (87) hingewiesen hat, macht es in unserm Falle wahrscheinlich, daß SiO_2 im Verlaufe der initialen magmatischen Tätigkeit in Form submariner Exhalationen ins Meer gelangt ist.

D. Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Manganerze in den Radiolariten Graubündens einer Untersuchung unterzogen. Die Lagerstätten Parsettens (Val d'Err) und Falotta (Oberhalbstein) sind eingehender beschrieben worden, da sie während des zweiten Weltkrieges erneuten Abbau erfuhren. Die unmittelbaren Nebengesteine der Erze sind sehr kieselsäurereiche, marine Sedimente oberjurassischen Alters (Radiolarite und Tonschiefer). Die verschiedenen Lagerstätten zeigen in bezug auf Lagerungsform und Mineralinhalt unter sich weitgehende Ähnlichkeit. Die Erze sind in Form von Linsen und dünnen Schichtchen konkordant in die Radiolarite eingelagert. Als Haupterzmineral tritt überall Braunit auf, der sehr feinkörnige granoblastische Aggregate bildet und immer eng mit Quarz verwachsen ist. In der Oxydationszone wird Braunit durch psilomelanartige Manganoxyde verdrängt. Die Erzlager und ihre Nebengesteine sind von der alpinen Dislokationsmetamorphose erfaßt worden. Tektonische Beanspruchungen haben zur Bildung von Zerrklüften geführt, in denen durch Lösungsumsatz mit dem angrenzenden Erz und Nebengestein interessante Mineralparagenesen entstanden sind. Neben den seltenen Mangansilikaten: Parsettensit, Sursassit und Tinzenit, die auf diesen Lagerstätten erstmals gefunden wurden, sind in den jungen Klüften auch Quarz, Rhodonit, Manganokalzit, Piemontit, Baryt und Albit von Bedeutung. Die in den Klüften zirkulierenden Lösungen besaßen hydrothermalen Charakter. Weitere Auswirkungen der Metamorphose sind in einer teilweise starken Verfallung von Erz und Nebengesteinsschichtchen zu erkennen. Mikroskopisch läßt sich eine vollständige Um- und Rekristallisation der Erze feststellen (granoblastische Pflasterstruktur). Reste prämetamorpher Erzminerale sind nicht vorhanden, es ist jedoch wahrscheinlich, daß ursprünglich psilomelanartige Manganoxyde vorhanden waren, die bei der Metamorphose unter Aufnahme von Si in Braunit umgewandelt wurden. Auch die Klüftminerale zeigen, daß Mn bei der Metamorphose vorzugsweise in Silikate eingeht, was durch Vergleiche mit andern metamorphen Manganlagerstätten bestätigt wird.

Die Manganerze sind syngenetisch mit den Radiolariten auf sedimentärem Wege abgelagert worden. Die Erzlösungen sind wahrscheinlich magmatischer Herkunft und gelangten in Form von Exhalationen ins Meer (submarin-exhalativer und zugleich sedimentärer Lagerstättentypus). Als Erzlieferanten werden die hochpenninischen Ophiolithmagmen angesehen, deren Erstarrungsprodukte vielfach mit den erzführenden Radiolariten im Zusammenhang stehen.

Vergleiche mit genetisch ähnlichen Vorkommen zeigen, daß der Radiolarit-Manganerztypus in enger Beziehung zu bestimmten geotektonischen Ereignissen steht. Sowohl die Bildung der Radiolarite (Zufuhr von SiO_2 ins Meer) als auch die Entstehung der Manganerze erfolgte im Bereiche von Geosynklinalgebieten im Zusammenhang mit magmatischer Tätigkeit vor und zu Beginn der Orogenesen.

Literaturverzeichnis.

1. AMINOFF G.: Lattice Dimensions and Space-group of Braunite. Kgl. Svenska Vetenskapsakad. Handl. 9 (1931) 14—22.
2. ANDREE K.: Über Goniatitenkalke und Kieselschiefer. Cbl. f. Min. usw. (1916) 487—491.
3. ARBENZ P. und TARNUZZER CHR.: Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 13. Lief., 1. Band (1923) 253—277.
4. BARTH F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
5. BAUER M.: Über den Schwerspat von Perkins Hill, Templeton, Canada. Beitr. z. Min. 7. Reihe, N. J. f. Min. usw. (1891) Bd. 1.
6. BECK: Erzlagerstätten. 2. Band 1909, Berlin.
7. BEHREND F.: Über die Bildung von Eisen- und Manganerzen durch deren Hydroxydsole. Z. prakt. Geol. (1924) 102—108.
8. BRANDENBERGER E.: Röntgenographisch-analytische Chemie. Basel 1945.
9. BRANDENBERGER E., JAKOB J. und FRIEDLAENDER C.: Über Neubildung von Sericit. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 13 (1933) 74—83.
10. BUKEISEN F.: Mineral-Analysen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien 24 (1857) 285—290.
11. BURRI C. und NIGGLI P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Einleitung. Die Ophiolithe. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Berechnungsmethoden. Publ. der Stifftg. „Vulkan-Inst. Imman. Friedländer“. 1945.
12. BYSTROEM A. und MASON B.: The crystal structure of Braunite. Arkiv. f. Kemi, Mineral., och Geol. 16 B (1943) 1—8.
13. CADISCH J.: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, 49. Lief. (1921).
14. CHABAKOW W.: On the discovery of radiolaria in the paleozoic cherts and jaspers of the Caucasus range and its paleographic significance. Bull. U. Geol. Prosp. U.S.S.R. 51 (1932).
15. CLARKE F. W.: The data of geochemistry 1911. U.S. Geol. Surv. Bull. 491 (1911).
16. CORNELIUS H. P.: Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beitr. Geol. d. Schweiz, Neue Folge, 70. Lief. I (1935).
17. — Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, 45. Lief. (1914).
18. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. Jb. Min. Petr. BB 35 (1912) 374—438.
19. DAVIS E. F.: The Radiolarian cherts of the Franciscan Group. Bull. Univ. Californien 11 (1918) 235—432.
20. DIEHL E.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Val d'Ollomont. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 18 (1938) 214—403.
21. DORFF P.: Biologie des Eisen- und Mangankreislaufs. Berlin 1935.
22. DUNN J. 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.
23. EINSELE W.: Versuch einer Theorie der Dynamik der Mangan-Eisenschichtung im eutropen See. Die Naturwissenschaften 28 (1940) Heft 17, 18.
24. EPPRECHT W.: Die Eisen- und Manganerze am Gonzen. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 24. Lief. (1946).
25. ESCHER E.: Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 18. Lief. (1935).
26. FERMOR L. L.: The manganese ore deposits of India. Mem. Geol. Surv. India 37 (1909).
27. FLEISCHER M. und RICHMOND W. E.: The manganese oxyde minerals: a preliminary report. Econ. Geol. 38 (1943) 269—286.
28. FOSHAG W. F.: New minerals. Amer. Mineral. 10 (1925) 107—108.
29. FRIEDLAENDER C.: Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 16. Lief. (1930).
30. GRUNAU H.: Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. Diss. Bern 1947.
31. GRUNER JOHN W.: Composition and structure of stilpnomelane. Amer. Mineral. 22 (1937) 912—925.
32. HEIDE F.: Über Deformationen an Kristallen bei erhöhtem Druck und erhöhter Temperatur. Z. Kristallogr. 78 (1931) 257—278.

33. HEY H. M.: The variation of optical properties with chemical composition in the rhodonite-bustamite series. *Mineral. Mag. London* 22 (1929) 193—205.
34. HEZNER L.: Über manganreiche kristalline Schiefer Indiens. *N. J. Min. usw.* (1919) 7—68.
35. HOLMQUIST I. P.: Die Deformationsstrukturen der Gesteinsquarze. *Geol. Förenin. Förhandl. IIL* (1926) 410—427.
36. HOYER: Beiträge zur Kenntnis der Manganlagerstätten in der spanischen Provinz Huelva. *Z. prakt. Geol.* 19 (1911) 407—432.
37. HUMMEL K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. *Geol. Rundschau* 8 (1922) 41—81, 97—136.
38. — Über Manganerze im Culm des Kellerwaldes. *Z. prakt. Geol.* 31 (1923) 89—93.
39. HUTTENLOCHER H.: Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 14 (1934) 22—149.
40. — Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 5 (1925) 165—178.
41. HUTTON C. O.: The Stilpnomelane group of minerals. *Mineral. Mag. London* 25 (1938) 172—206.
42. JAKOB J.: Vier Mangansilikate aus dem Val d'Err (Kt. Graubünden). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 3 (1923) 227—237.
43. — Einige chemische Analysen von rotem Radiolarit. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 5 (1925) 243—245.
44. — Die Tinzenit-Varietäten aus dem Val d'Err (Kt. Graubünden). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 6 (1926) 200—202.
45. — Sursassit, ein Mangansilikat aus dem Val d'Err (Kt. Graubünden). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 6 (1926).
46. — Über die chemische Formel und die optischen Daten des Sursassit. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 11 (1931) 178—180.
47. — Die Manganerzlagerstätten zwischen Val d'Err und Roffna (Oberhalbstein), ihre Begleitminerale und ihre Genesis. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 13 (1933) 17—39.
48. KATZER F.: Die geologischen Verhältnisse des Manganerzgebietes von Cevljanovic in Bosnien. *Berg- und Hüttenm. Jb. der montanischen Hochschulen zu Leoben und Příbram* 54 (1906).
49. KOEHLIN R.: Über Pyrolusit und Polianit. *Cbl. f. Min. usw. A* (1932) 108—120.
50. KRIEGER PH.: Notes on an X-ray diffraction study of the series Calcite—Rhodochrosite. *Amer. Mineral.* 15 (1930) 23—29.
51. KRISHNAN K. S. and BANERJEE S.: Magnetic studies on Braunitz. *Z. Krist. A.* 101 (1939) 507—511.
52. LEUCHS K.: Wert und Bedeutung lithogenetischer Untersuchungen in den Alpen. *Cbl. Min. usw. B* (1942) 33—42.
53. LINDGREN W.: Ore deposits of the western States. *Rocky Mountain Found series* (1933).
54. MARTI W.: Über die Oxydation von Manganhydroxyd und über höherwertige Oxyde und Oxyhydrate des Mangans. *Diss. Bern* 1945.
55. MEIXNER H.: Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee bei Tweng in den Radstädter Tauern (Salzburg). *N. J. Min. usw. BB* 69 (1935).
56. MOLENGRAAFF G. A. F.: On oceanic deep-sea deposits of Central-Borneo. *Proc. Roy. Ac. Amsterdam* 12 (1909) 141—147.
57. — On the Occurrence of Nodules of Manganese in Mesozoic deep-sea deposits from Borneo, Timor and Rotti, their significance and mode of formation. *R. Ac. Sc. Amsterdam* 29 (1915) 415.
58. — Manganacknollen in mesozoische deepzeefzettingen van Nederlandsch-Timor. *Kon. Ak. v. Wet. te Amsterdam* 29 (1921) 677—692.
59. MÜLLER F. P.: Die Manganerzlagerstätten des Oberhalbsteins (Graubünden, Schweiz). *Z. prakt. Geol.* (1916) 219—228.
60. — Über einige Mineralien aus den Manganerzlagerstätten des Oberhalbsteins (Graubünden, Schweiz). *Cbl. Min. usw.* (1916) 457—459.
61. NIGGLI P.: Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weitern Sinne magmatischen Erzlagerstätten. *Abh. prakt. Geol. und Bergwirtschaftslehre.* 1 (1925) Halle.
62. — Lehrbuch der Mineralogie. Zweite Auflage. 2. Band. Berlin 1926.
63. — KOENIGSBERGER J., PARKER R. L.: Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel 1940.
64. — Die Systematik der magmatischen Erzlagerstätten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 21 (1941) 161—172.
65. — Lehrbuch der Mineralogie. Dritte Auflage. 3. Band (im Druck).
66. NIGGLI E.: Magnetische Messungen an den Mangan-Eisenerzlagerstätten Fianell (Val Ferrera). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 26 (1946) 92—115.
67. OTT E.: Geologie der westlichen Berggüterstöcke. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge*, 49. Lief. (1925).
68. PARK CH. F.: The spilitic and manganese Problem of the Olympic Peninsula, Washington. *Am. J. Sc.* 244 (1946) 305—323.

69. RAMSDELL L. S.: An X-ray study of Psilomelane and Wad. *Amer. Mineral.* 17 (1932) 143—149.
70. ROCCATI A.: Rhodonite di Chiaves. *Atti r. accad. Sc. Torino* 41 (1906) 487—494.
71. ROSE G.: Mineralogisch geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem kaspischen Meere. Berlin 1842.
72. ROESLI F.: Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. *Ecl. geol. helv.* 37 (1944) 355—388.
73. — Zur Frage der Existenz unterostalpiner, grisonider Elemente in den Westalpen. *Ecl. geol. helv.* 39 (1946) 55—101.
74. SAMPSON E.: The ferruginous chert formations of Notre Dame Bay Newfoundland. *J. Geol.* 31 (1923) 571—598.
75. SANERO E.: Ricerche chimiche sulla tinzenite e parsettensite della miniera di Cassagna (Liguria). *Period. di Min.* 7 (1936) 123—132.
76. SCHILLER W.: Geologische Untersuchungen im östlichen Unter-Engadin. I. Lischannagruppe. *Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br.* 14 (1904) 107—180.
77. SCHMIDT C.: Erläuterungen zur Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz. *Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Komm. d. Schweiz. Naturf. Ges.* 1917.
78. SCHNEIDERHOEHN H.: Mineralbestand und Gefüge der Manganerze von Postmasburg, Griqualand-West, Südafrika. *N. J. Min. BB.* 64 A (1931) 701—726.
79. — und RAMDOHR P.: Lehrbuch der Erzmikroskopie, Band 2, 1931.
80. SCHOUTEN C.: Metasomatische Probleme. Amsterdam 1937.
81. SCHWARZ A.: Die Natur des culmischen Kieselschiefers. *Diss. Frankfurt am Main.* 1928.
82. SMITHERINGALE W. V.: Notes on some etching tests and X-Ray examinations of some Manganese Minerals. *Econ. Geol.* 24 (1929) 481—505.
83. STAUB R.: Zur Tektonik des Berninagebirges. *Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich* 58 (1913) 329—371.
84. — Über Faziesverteilung und Orogenese der südöstlichen Schweizeralpen. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge*, 46. Lief. (1917).
85. — Der Bau der Alpen. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge*, 52. Lief. (1924).
86. STEINMANN G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner-Schiefer. *Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br.* (1898).
87. — Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefmeerabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. *Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br.* (1906).
88. — Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? *Geol. Rundschau* 16 (1925) 435—468.
89. STILLE H.: Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1940.
90. SUNDIUS N.: On the triclinic manganiferous pyroxenes. *Amer. Mineral.* 16 (1931) 411—429 und 488—518.
91. SWITZER G.: Crystallography of Braunitz from Nagpur, India. *Amer. Mineral.* 23 (1938) 649—653.
92. TARNUZZER CH.: Neue Fundstellen von Manganerz. *Ecl. geol. helv.* 4 (1896) 414—416.
93. — NUSSBERGER G., LORENZ P.: Notice sur quelques gisements métallifères du Canton des Grisons, Suisse. Chur 1900.
94. THIEL G. A.: Manganese precipitated by mikroorganismes. *Econ. Geol.* 20 (1925).
95. TILLEY C. E.: Bustamite from Treburland manganese mine, Cornwall, and its paragenesis. *Mineral. Mag.* 27 (1946) 236—241.
96. VAUX G.: X-ray studies on pyrolusite and psilomelane. *Mineral. Mag.* 24 (1937) 521—526.
97. VERNADSKY W. J.: Geochemie in ausgewählten Kapiteln. Leipzig 1930.
98. VOGT I. H. L.: Über Manganwiesenerz und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in den See- und Wiesenerzen. *Z. prakt. Geol.* 13 (1906) 217—233.
99. VUAGNAT M.: Sur quelques diabases suisses. — Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 26 (1946) 116—228.
100. WANNER J.: Beiträge zur Geologie und Geographie von Nordost-Borneo. *N. J. Min. usw. BB.* 45 (1922) 149—213.
101. WASSERSTEIN B.: On the presence of Boron in Braunitz and Manganese ores. *Econ. Geol.* 38 (1943) 389—398.
102. WINKLER A.: Über die Bildung mesozoischer Hornsteine. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 38 (1925) 424—455.

Lebenslauf.

Ich, Thomas Geiger, von Wigoltingen, wurde am 23. Januar 1921 in Hüttwilen (Thurgau) geboren. Nach dem Besuch der Primar- und Sekundarschule in Hüttwilen trat ich im Jahre 1936 in die Oberrealabteilung der Kantonsschule Frauenfeld ein und verließ diese im Jahre 1939 mit dem Maturitätszeugnis. Anschließend nahm ich mein Studium an der Abteilung für Naturwissenschaften an der Eidg. Technischen Hochschule in Zürich auf und bestand im Sommer 1944 die Diplomprüfung als Ingenieur-Petrograph. Auf Anregung und unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI begann ich anschließend die vorliegende Dissertation. Bis im Frühling 1945 war ich als Fachhörer an der Eidg. Technischen Hochschule eingeschrieben, seither versuche ich dort die Stelle eines Assistenten.