

PROM. NR. 2990

**Die Eisen-Manganerze
in der Trias des Val Ferrera**

DER
EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE IN ZÜRICH
ZUR ERLANGUNG
DER WÜRDE EINES DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
VORGELEGTE
PROMOTIONSARBEIT

VON
KLAUS STUCKY
DIPL. ING.-PETROGRAPH ETH
VON KONOLFINGEN (BE)

REFERENT: HERR PROF. DR. F. DE QUERVAIN

KORREFERENT: HERR PROF. DR. C. BURRI

ZÜRICH 1960

ASCHMANN & SCHELLER AG BUCHDRUCKEREI ZUR FROSCHAU

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
Einleitung	3
Geographische Übersicht	5
Geologisch-tektonische Übersicht	7
 I. Die einzelnen Vorkommen	 9
1. Fianell	9
2. Starlera	15
3. Schmorrasgrat	21
4. Val Sterla	25
Val Sterla I	25
Val Sterla II	26
5. Bergwiesen	27
6. Innerferrera	28
7. Piz Mazza	29
 II. Die Einzelminerale und ihr Auftreten	 29
 III. Struktur und Textur der Erze	 45
1. Allgemeines	45
2. Die Eisenerze	45
3. Die Manganerze	49
 IV. Chemismus der Lagerstätten	 50
 V. Allgemeine Betrachtungen	 54
1. Zusammenfassung über die Erscheinungen der alpinen Dislokation und ihrer Metamorphose	54
2. Vergleich mit anderen metamorphen Eisen- und Manganerzlagerstätten	54
3. Genese der Erzlager	59
 VI. Zusammenfassung	 65
 Abstract	 65
Literaturverzeichnis	66

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof. Dr. F. de Quervain im Sommer 1957 in Angriff genommen. Die Feldarbeiten erstreckten sich bis in den Sommer 1959. Das gesammelte Material ist am Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidgenössischen Technischen Hochschule verarbeitet worden und dort deponiert.

Ich freue mich, meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. F. de Quervain, der mit großem Interesse diese Arbeit geleitet hat und sie immer wieder durch neue Anregungen und Diskussionen förderte, an dieser Stelle meinen herzlichen Dank auszusprechen. Herrn Prof. Dr. C. Burri, welcher mich in die petrographische Arbeitsweise einführte, danke ich bestens für alles, was er zu meiner Ausbildung beigetragen hat. Den Herren Prof. Dr. F. Laves und R. L. Parker bin ich für ihre stete Hilfsbereitschaft zu großem Dank verpflichtet. Herrn Dr. M. Weibel verdanke ich eine Na-Bestimmung sowie zahlreiche Anregungen bei den Gesteinsanalysen.

Großen Dank schulde ich Herrn dipl. ing. geol. J. Neher, welcher mich in die Geologie meines Untersuchungsgebietes einführte. Gemeinsame Feldbegehungen in seinem Arbeitsgebiet sowie zahlreiche Diskussionen haben diese Arbeit um vieles bereichert.

Dankbar gedenke ich der gemütlichen Stunden im Avers zusammen mit Herrn A. Margadant aus Sils i. D., welcher meine Feldarbeiten mit Interesse verfolgte und mit zahlreichen Hinweisen unterstützte. Dank gebührt auch meinen Studienkollegen und Freunden, mit welchen mich die Erinnerung an eine schöne Studienzeit verbindet.

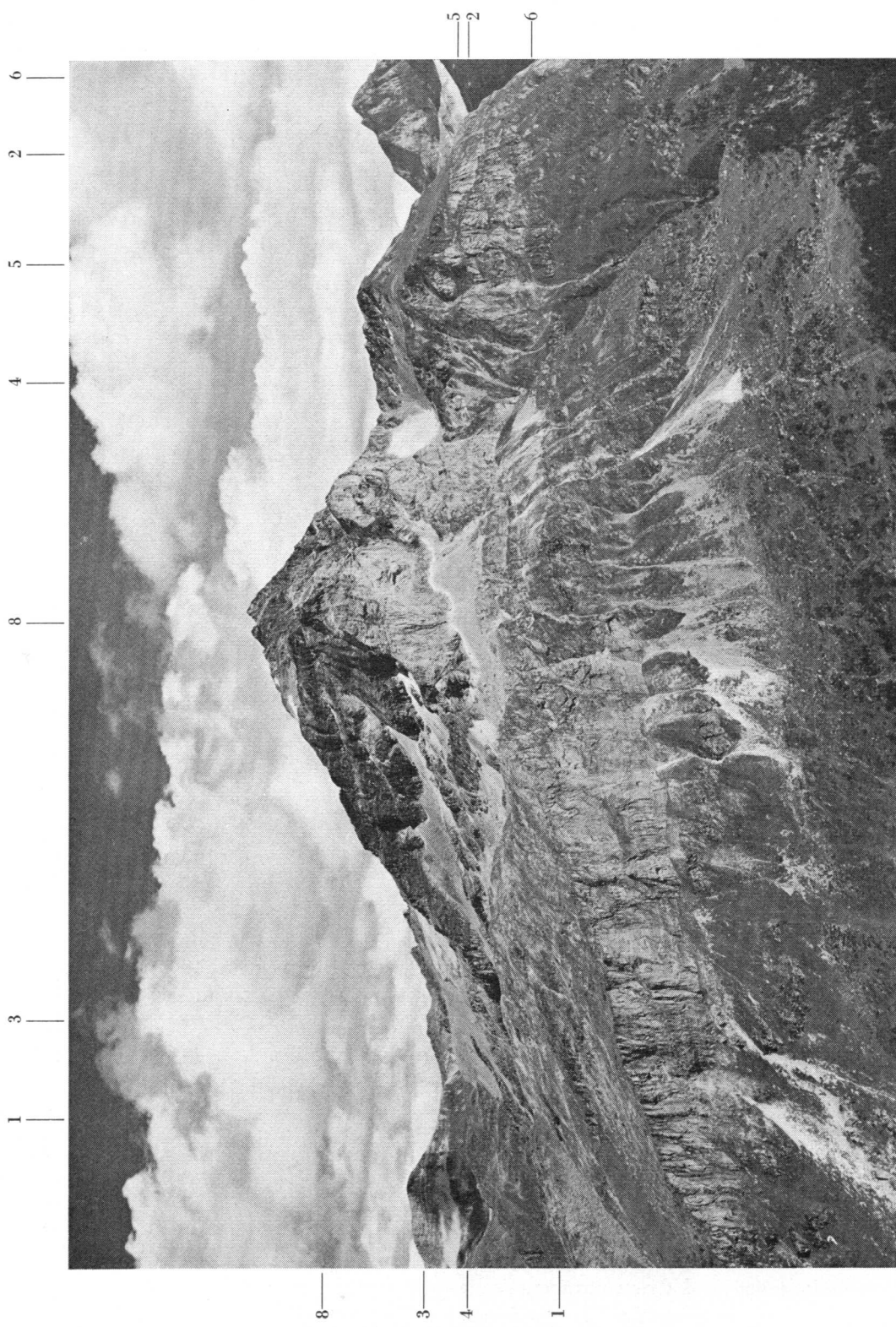
Mein herzlichster Dank gilt jedoch meinen Eltern, die mir dieses schöne Studium ermöglicht haben. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

Einleitung

Nachdem von M. GRÜNENFELDER (31) vor kurzem das Roffnakristallin und die darin auftretenden, vorwiegend karbonatischen Eisenvererzungen einem neuen, eingehenden Studium unterworfen worden sind, ist es das Ziel dieser Arbeit, im Anschluß daran, jedoch unabhängig davon, die eng benachbarten oxydischen Eisen- und Manganvererzungen im Triasmantel des Roffnakristallins neu zu diskutieren. Zu ihnen gesellen sich ferner die in ihrem Charakter und Auftreten analogen Eisenvererzungen in der Trias der untersten Schamserdeckenelemente des Schmorrasgrates.

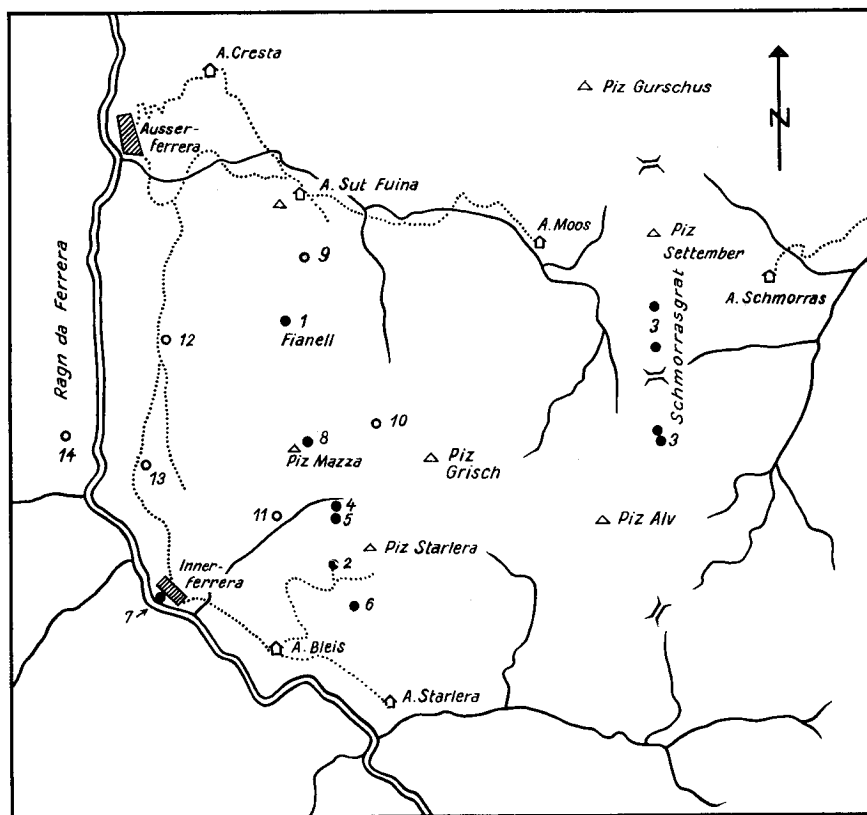
In neuerer Zeit sind diese Erzzone von O. WILHELM (91) beschrieben worden und später, im Rahmen einer unveröffentlichten Diplomarbeit von J. ALTMANN (1), welche letztere sich jedoch nur auf die zwei bedeutendsten Vorkommen von Fianell und Starlera beschränkte. Gleichzeitig wurden unter der Leitung von E. NIGGLI (55) auf Fianell geophysikalische Messungen vorgenommen. Die Begehungen von A. GLAUSER (30) in denselben zwei Zonen im Auftrag der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagertstätten während der Kriegsjahre 1941—1945 dienten vorwiegend wirtschaftlichen Zwecken mit dem Ziel, eine eventuelle Ausbeutung dieser Zonen auf Eisen- und vor allem auf Manganerze zu prüfen. Die Schürfarbeiten aus dieser Zeit haben neue Aufschlüsse freigelegt, welche die Detailaufnahmen in den Erzzone sehr erleichterten. Als geologische Grundlagen dienten die Arbeiten von R. STAUB (84, 87) und V. STREIFF (88).

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in fünf Abschnitte. In einem ersten Abschnitt werden Geologie und Petrographie der verschiedenen Erzzone und des unmittelbaren Nebengesteins behandelt, im zweiten werden die Einzelminerale und deren paragenetisches Auftreten beschrieben, während der dritte Abschnitt den Strukturen und Texturen der Erze gewidmet ist. Der vierte Abschnitt gibt Auskunft über den Chemismus der Vererzungen und eine Analysenzusammenstellung. Im Schlußabschnitt schließlich werden die Erscheinungen der Metamorphose kurz gestreift, die Erzzone mit anderen, ähnlichen Lagerstätten verglichen sowie die Genese des Erzes zu geben versucht.



Aufnahme Eidg. Landestopographie

Fig. 1 Das Untersuchungsgebiet von W aus gesehen. Im Vordergrund Kristallin und Trias des Samadallappens, überlagert von Piz Grischlappens mit dem Gipfel des Piz Grisch. Im S anschließend die Bündnerschiefer des Piz Starlera. Links im Hintergrund der Schmorrasgrat mit seiner höchsten Erhebung im Piz Settember. Die bezeichneten Erzzonen sind: 1 Fianell, 2 Starlera, 3 Schmorrasgrat, 4 Val Sterla I, 5 Val Sterla II, 6 Bergwiesen, 8 Piz Mazza.



- Eisen-Manganvererzungen in der Trias
- Sideritvererzungen im Roffnakristallin

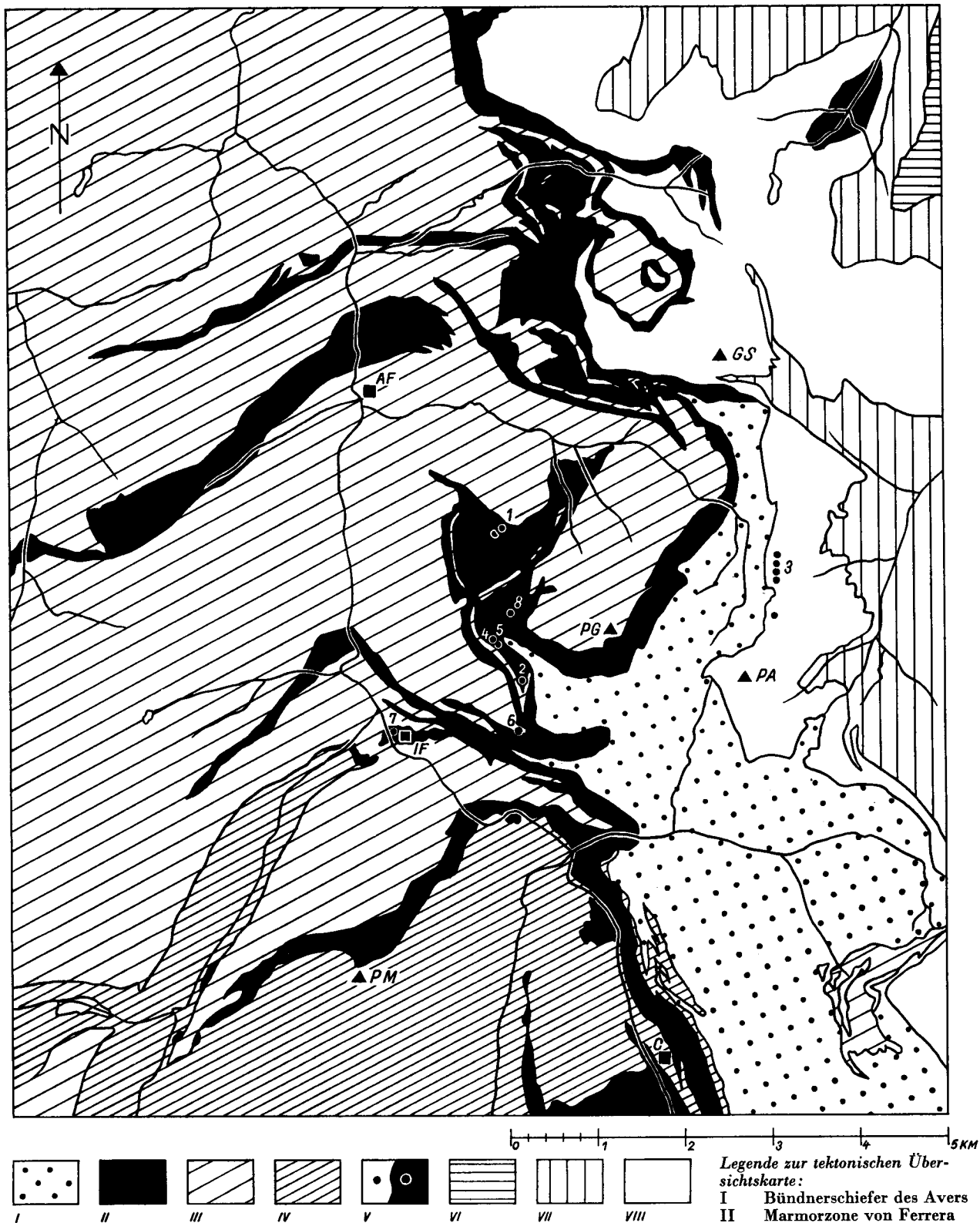
Die bezeichneten Erzzone sind:
 1 Fianell, 2 Starlera, 3 Schmorrasgrat, 4 und 5 Val Sterla, 6 Bergwiesen, 7 Innerferrera, 8 Piz Mazza, 9 Sut Fuina, 10 Piz Grisich, 11 Val Sterla, 12 Samada sut, 13 Samada sura, 14 Martegn.

Fig. 2. Geographische Übersichtsskizze

Geographische Übersicht

Die Val Ferrera bildet mit dem südlich anschließenden Aversertal den südlichsten Teil des Schams (Graubünden). Das engere Untersuchungsgebiet in diesem Raum wird im N begrenzt durch die Aua da Mulegn (Moosbach), welche von E her bei Außerferrera in den Ragn da Ferrera (Averserrhein) mündet, im S durch das Tobel La Val, welches vom Piz Starlera her unterhalb Alp Starlera ins Haupttal mündet. Die Lagerstätten in der Trias, im Unterschied zu denjenigen im Kristallin, liegen ohne Ausnahme auf der E-Seite des Tales in Höhen von 2200—2800 m. Die beiden Hauptlagerstätten von Fianell und Starlera, welche noch in den Jahren 1918/20 auf Manganerze abgebaut wurden, lassen sich auf den ehemaligen, jetzt vollkommen verfallenen und überwachsenen Knappenwegen erreichen. Erstere, gegen N schauend, wird mit Vorteil erst vom Hochsommer an bis in den Herbst besucht, da die alte Abbaunische, welche die guten Aufschlüsse zeigt, mit reichlich Schnee und Eis bedeckt sein kann. Mit «Fianell» bezeichnen die Geologen von alters her den N-Abfall des Piz Grisich.

Der Schmorrasgrat östlich der Linie Piz Grisich—Piz dil Gurschus ist die Wasserscheide zwischen der Val Ferrera im W und der Val Nandro im E. Die Erzzone auf etwa 2600 m bildet im mittleren Teil die obersten Teile der Gratpartie. Am besten wird der Schmorrasgrat von Savognin im Oberhalbstein über Radons erreicht, kann aber mühelos auch von Außerferrera aus über die Alpen Sut Fuina und Moos erstiegen werden.



I—IV: Surettadecke VII+VIII: Schamserdecken VI: Plattadecke
 Die bezeichneten Erzzone sind (siehe auch geographische Übersichtsskizze):
 1 Fianell, 2 Starlera, 3 Schmorrasgrat, 4 und 5 Val Sterla, 6 Bergwiesen, 7 Innerferrera,
 8 Piz Mazza, 9 Sut Fuina, 10 Piz Grisch, 11 Val Sterla, 12 Samada sut, 13 Samada sura,
 14 Martegn. (Die Erzzone 9—14 liegen im Rofnakristallin.)
 Die Abkürzungen bedeuten:
 AF Außerferrera, IF Innerferrera, C Campsut, GS Piz Gruschus, PA Piz Alv, PG Piz
 Grisch, PM Piz Miez

Fig. 3. Tektonische Übersichtskarte (nach R. Staub, 1956)

Geologisch-tektonische Übersicht

Siehe tektonische Übersichtskarte.

Die Erzvorkommen, welche hier zur Diskussion stehen, finden sich alle mit einer Ausnahme (Schmorrasgrat) in triasischen Sedimenten der mittelpenninischen Surettadecke. Die Erzzone des Schmorrasgrates liegt ihrerseits in Triassedimenten der Splügenerkalkberg-Weißbergzone, dem untersten Teilelement der Schamserdecken.

Nach R. STAUB, V. STREIFF und O. WILHELM läßt sich der Sedimentmantel der Surettadecke auf folgende Weise gliedern:

Über dem Roffnaporphyr, welcher im nördlichen Teil die Kristallinbasis bildet, liegt in der Regel in tektonischer Lagerung als basales Glied der Trias ein dünnplattiger bis grobbankiger Quarzit (Buntsandstein). Perm (Verrucano) erwähnt STREIFF nur vom W-Abhang des Piz la Tschera auf Salegn. Es handelt sich dabei um ein grobes Konglomerat in diskordanter Lagerung auf dem Roffnakristallin. Die Mächtigkeit des Triasquarzites ist großen Schwankungen unterworfen und beträgt im Gebiet von Innerferrera 30—40 m. Im Gebiet des Piz Grisch und nördlich davon ist er kaum einige Meter mächtig aufgeschlossen oder fehlt ganz. Schwach hellgrüne, flasrige Dolomitschiefer als Vertreter des Campilerniveaus erwähnt V. STREIFF aus dem Profil des äußern Starlerabaches. Überlagert wird der Basisquarzit normalerweise von einer Serie kalkig-dolomitischer Sedimente. Auch hier konstatiert man große Mächtigkeitsschwankungen, welche auf tektonische Anhäufung oder Reduktion zurückzuführen sind. Als unterstes Glied dieser Karbonatserie steht ein weißer, massiger Marmor an, übergehend in dolomitischen, zuckerkörnigen Marmor, der durch seine grobe Bankung auffällt (Anisien — Ladinien). Die obersten Teile der Trias (Raibler und Hauptdolomit) sind im näheren Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen. Überlagert werden diese Triassedimente von jurassischen Bündnerschiefern, tektonisch angehäuften im Gebiet von Avers.

Auffallend sind die spärlichen Reste von Surettamesozoikum am Stirnteil der Decke. Nach R. STAUB (87) liegen die Hüllsedimente dieses Stirnteils im Gebiet des Piz la Tschera-Platta Granda, durch den Vorschub der darüberliegenden Schamserdecken angehäuften. Die nichtabgescherten Teile der Triasbasis bilden die verschiedenen Triaskeile in der Val Ferrera, tektonisch überdeckt von südlicheren Teilen (Campuster Bündnerschiefer). Diese Ferrera-Triaskeile, welche den kristallinen Kern tief aufschlitzen, zeigen ein auffallendes E-W-Streichen. Für ihr charakteristisches N-Einfallen macht STAUB ein spätes, selbständiges Vordringen des Surettakristallins verantwortlich. Die Bündnerschiefer folgen, ihrer plastischeren Lithologie wegen, nicht der Tektonik der Triassedimente; sie sind viel wilder gefaltet.

Von N nach S sind folgende Triaskeile im Gebiet der Val Ferrera zu unterscheiden:

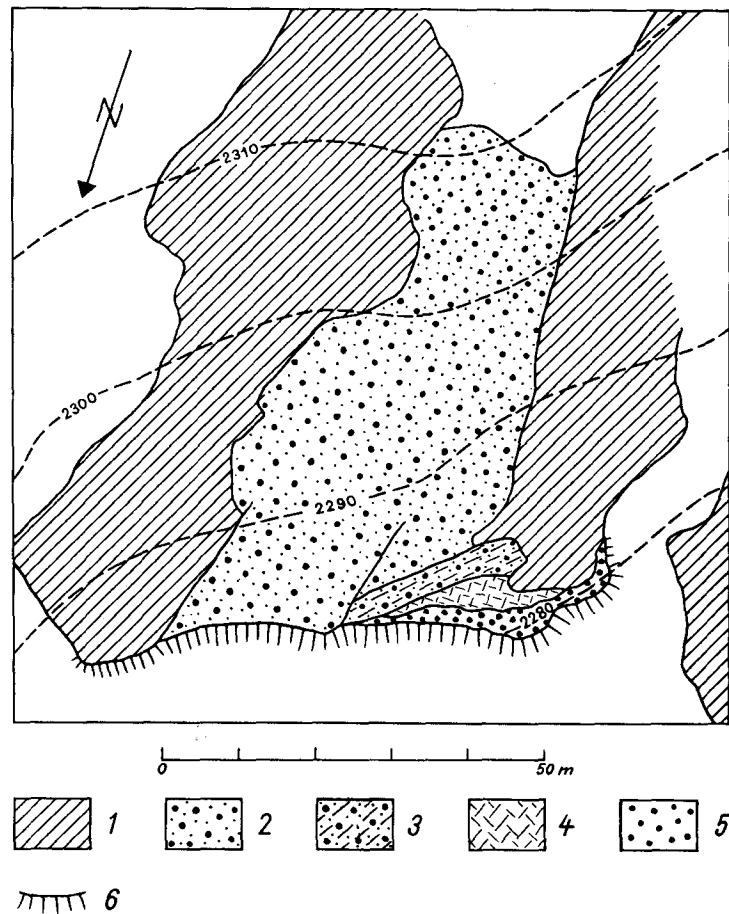
1. Gruoba — la Hetta
2. Außerferrera — Seehorn
3. Innerferrera
4. Piz Miez

Interessant ist die Feststellung, daß sämtliche Eisen-Manganvererzungen der Trias sich auf den Keil von Innerferrera beschränken, und daß die Vererzungen im Roffnakristallin in unmittelbarer Nähe dieses Keiles liegen. Die Erzzone des Schmorrasgrates, welche sich von NE des Piz Alv bis W oberhalb der Hütten von Alp Schmorras erstreckt, liegt in der hochpenninisch-pseudoostalpinen Trias der Splügenerkalkberg-Weißbergzone, einem tieferen Element der Schamserdecken. Diese Schamserdecken ruhen als tektonisch höheres Element in diesem Gebiet der Trias und den Bündnerschiefern der Surettadecke auf. Die kristalline Basis, dem Roffnaporphyr ähnlich, ist im engeren Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen. Auch jüngere Schichtglieder als Trias scheinen zu fehlen. Die Triasmächtigkeit beträgt hier etwa 30 m. Die komplizierte Tektonik, die dachziegelartig übereinanderliegenden Schuppen erschweren das Aufstellen eines stratigraphischen Profils. O. WILHELM und V. STREIFF unterscheiden folgende drei Teile:

Unterer Teil: mit vorwiegend dunkelgrauen, schiefrig-plattigen Kalkmarmoren, wechsel-
lagernd mit oft roten Dolomiten (Anisien).
Mittlerer Teil: mit hellgrauen bis weißen Marmoren und Dolomiten (Anisien — Ladinien).
Oberer Teil: mit vorwiegend grauen und orange-gelben Dolomiten und zurücktretend
plattigen, oft gut gebänderten Marmoren.

STREIFF erwähnt aus diesem Teil auch lokale Breccien, welche er für Erschütterungs-(Erdbeben-)
Breccien hält.

Das Gebiet des Schmorrasgrates, in welchem die Erze auftreten, scheint zur Hauptsache vom
obersten der drei Teile aufgebaut zu sein.



1 Triasmarmor und -dolomit, 2 Hämatitquarzit, 3 Hämatiterzzone
4 silikatische Eisen-Manganzone, 5 oxydische Eisen-Manganerzzone

Fig. 4. Situationsplan der Erzzone Fianell

I. Die einzelnen Vorkommen

1. Fianell

a) Situation und Aufbau der Lagerstätte

Die Eisen- und Manganvererzungen von Fianell, oberhalb Außerferrera gelegen, erreicht man am einfachsten von dort aus über die Maiensässe von Cresta und die Alp Sut Fuina. Man durchquert dabei das Roffnakristallin — vorwiegend Augengneise — des Samada- und des Piz Grischlappens und stößt auf etwa 2100 m östlich des Gneiskamms von Plattas alvas auf erste Triasaufschlüsse.

Die zwischen die beiden genannten Kristallinlappen eingefaltete Trias zeigt an verschiedenen Stellen Vererzungserscheinungen. Die bedeutendste davon, Fianell-West — im weiteren nur Fianell genannt —, liegt gleich südwestlich Plattas alvas auf 2270—2300 m. Die wenig bedeutenden Aufschlüsse von Fianell-Ost befinden sich 280 m nord-nordöstlich von Fianell-West. Sie liegen beide ausschließlich in triasischen Marmoren und sind nirgends mit Kristallin oder Triasquarziten im Kontakt. Im Zusammenhang mit den petrographischen Untersuchungen von J. ALTMANN und H. VOS wurde die Lagerstätte im Sommer 1945 von diesen unter der Leitung von E. NIGGLI (Institut für Geophysik an der ETH, 55) im Auftrage der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten magnetisch vermessen. Als Resultat dieser Messungen ergab sich einerseits die interessante Tatsache, daß die Eisenerze (abgesehen vom Magnetit auf Fianell Ost) durch diese Vermessung nicht erschlossen werden können, andererseits, daß die Manganerzkonzentrationen innerhalb der Eisenerze stark magnetisch ansprechen. Als Träger der ferromagnetischen Eigenschaft wurde von E. NIGGLI das Manganerz Jakobsit erkannt. Weiter resultierte aus den Messungen, daß ein sicherer Zusammenhang zwischen den beiden Erzauflüssen Fianell Ost und Fianell West nicht besteht. Neue, magnetisch erfaßbare Erzvorkommen wurden nicht erschlossen. Von allen Erzvorkommen der Val Ferrera ist Fianell zweifellos das mineralogisch interessanteste. Situation, Aufbau der Lagerstätte sowie ihre Beziehungen zum Nebengestein sind in den Figuren 4 bis 6 dargestellt.

Die Lagerstätte von Fianell hat folgende Dimensionen:

Erstreckung der aufgeschlossenen Erzzone in Streichrichtung	65 m
Maximaler Verlauf der aufgeschlossenen Erzzone in Richtung des Fallens bergwärts . . .	80 m
Maximale Mächtigkeit	12 m

Die Lagerstätte ist gekennzeichnet durch eine durchschnittlich 10 m hohe Wand, in welcher die Abbaunische liegt, während die Erzzone bergwärts unter die darüberliegenden Sedimente verschwindet. Das Nebengestein hat hier eine Streichrichtung und ein Fallen von N 280 E/25—30 N, streicht und fällt also ungefähr mit dem Hang. Rund um die Hauptzone lassen sich verschiedene weitere Erzschnitzen feststellen, ihre Ausdehnung und Mächtigkeiten sind aber äußerst gering.

Das unmittelbar Liegende der Lagerstätte ist nicht aufgeschlossen. Die Sohle ist teils mit Deponiematerial, teils mit Gehängeschutt bedeckt. Mit gutem Recht darf aber angenommen werden, daß heller, schwach dolomitischer Marmor, wie er südwestlich davon ansteht, das Liegende bildet. Im Hangenden stehen an: gelbe und hellgraue, dichte Dolomite, meist durch ein feines Netz von Diaklasen stark zerbrochen, wechsellagernd mit hellen, schwach dolomitischen Marmoren, welche den Hämatitquarzit im Dach der eigentlichen Erzzone überlagern. Die Lagerstätte selber gliedert sich in folgende Zonen:

Hämatitquarzit im Dach in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 4 m;

Zone von plattig-bankigem Hämatiterz im Liegenden des Hämatitquarzites. Seine Mächtigkeit schwankt in der zentralen Partie zwischen 4 und 5,5 m;

Zone von massig-knorrigen oxydischen Eisen-Manganerzen, in der Mitte und vor allem am SW-Ende der Lagerstätte aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt maximal 2,5 m;

Zone von massig-felsartigen Eisen-Mangansilikaten, nur am SW-Ende der Lagerstätte aufgeschlossen. Maximale Mächtigkeit 5 m;

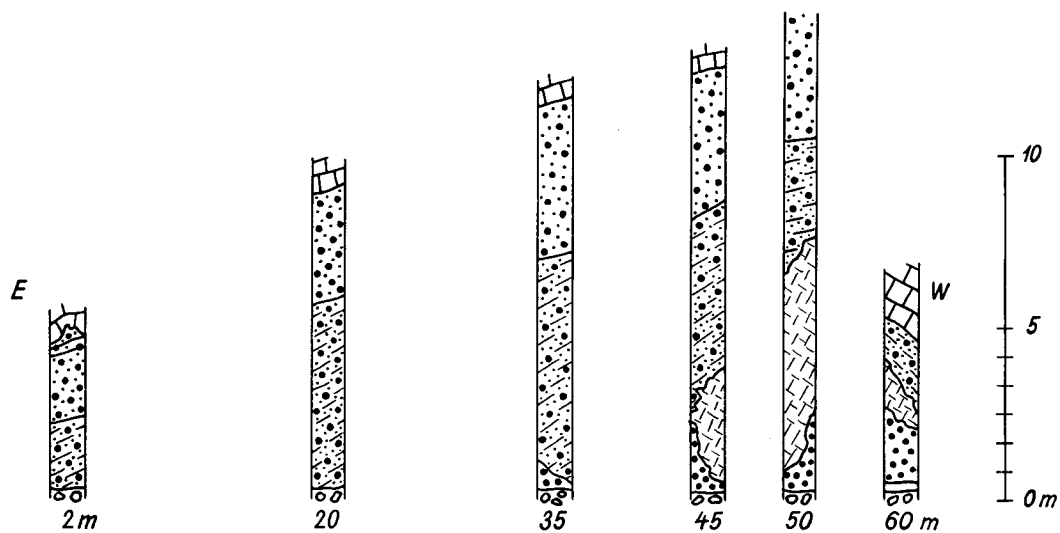
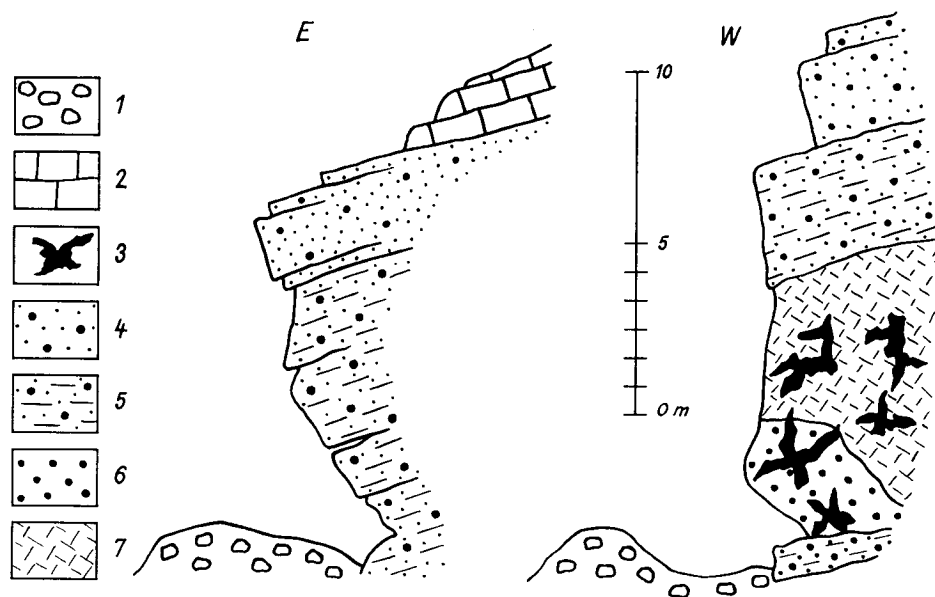


Fig. 5. Längsprofil durch die Erzzone Fianell
(Legende wie Situationsplan)



1 Deponie, 2 Triasmarmor, 3 junge Klüfte, 4 Hämatitquarzit, 5 lagiger Hämatiterzhorizont mit quarzreichen Partien
6 oxydische Eisen-Manganzone, 7 silikatische Eisen-Manganzone

Fig. 6. Querprofil durch die Erzzone Fianell

Zone von quarzreichem Hämatiterz an der SW-Sohle der Erzzone.

Ober- und unterhalb der Erzzone ist der Marmor vollkommen erzfrei. Man erkennt jedoch in ihrer Nähe einen, wenn auch geringen Gehalt an Hämatit, welcher gegen den Hämatitquarzit hin zunimmt. So sind wohl die verschiedenen kleineren Erzlinsen und -schmitzen zu deuten, welche in der näheren Umgebung der Erzzone auftreten. Der Übergang zum Hämatitquarzit ist in der Regel recht scharf und wird gebildet von einer wenig mächtigen Zone von kieseligem Marmor, übergehend in kalkreichen Hämatitquarzit. Die unteren Lagen des Hämatitquarzites dagegen sind kalkfrei. Als Folge der Dislokationsbewegungen treten stellenweise 10—25 cm breite Mylonitzonen zwischen Marmor und Hämatitquarzit auf. Als charakteristisches Mineral innerhalb dieser Mylonitzonen wird Richterit festgestellt.

Die Trennung zwischen Hämatitquarzit oben und lagig-plattiger Hämatiterzzone unten ist am Anstehenden sehr schwierig und scheint oft recht willkürlich. Überall werden in letzterem dunkelrote, quarzreiche Partien festgestellt. Die Trennung wurde hier an Hand der Farbunterschiede gemacht (Hämatitquarzit dunkelrot, Hämatiterzzone schwarz bis bläulichgrau). Wenn auch der Übergang ein allmählicher ist, so zeigen doch die Bestimmungen der Fe- und Mn-Gehalte, daß die Erzführung zwischen beiden Horizonten stark unterschiedlich und somit charakteristisch ist.

Die Unterscheidung zwischen der Hämatiterzzone und der oxydischen Eisen-Manganerzzone erfolgte an Hand der Lagerungsverhältnisse und in Analogie zur Lagerstätte von Starlera, wo dieselben Horizonte in gleicher Ausbildung auftreten. Zeigt der Hämatiterzhorizont lagig-plattige Lagerung, so ist für die oxydische Eisen-Manganerzzone ihre massig-knorrige Ausbildung typisch.

Die oxydische und die silikatische Eisen-Manganzone sind miteinander durch allmähliche Übergänge verbunden. Beiden Zonen ist die massig-richtungslose Beschaffenheit gemein. Zeigt erstere im Aufschluß schwarze Farbe, so fällt letztere durch ihre dunkelrotbraune Farbe auf.

b) Petrographie des Nebengesteins und der Erzzone

1. Marmor, schwach dolomitisch

Nebengestein im Hangenden und im Liegenden der Lagerstätte. In der Nähe der Erzzone schwach lagig erzführend, sonst aber erzfrei. Die Textur ist schwach gerichtet, die Struktur granoblastisch. Hauptgemengteil ist mittelkörniger Calcit in Mosaikstruktur. Dolomit ist nesterartig aggregiert und feinkörnig. Der Quarz stets xenomorph und unregelmäßig im Schliff verteilt, ist von ebenso spärlichem feinschuppigem Sericit begleitet. Albit fehlt. Die Calcit-Dolomitbestimmung einer Einzelprobe ergab den Wert von 75 % für Calcit und 22 % für Dolomit.

Gegen die Erzzone hin wird der Marmor massiger, der Dolomitanteil ist geringer, dafür tritt Quarz häufiger, und zwar in Nestern auf. Das Erz bildet kleine Linsen und Schmitzen im Marmor. Neben fetzigflockigem Hämatit und spärlichem Richterit in idiomorpher Ausbildung wird sehr feinkörniger, xenomorpher Apatit festgestellt, welcher streng an die Anwesenheit von Hämatit gebunden ist.

2. Mylonite, beschränkt auf die eigentlichen Erzzone und da nur von sehr lokaler Bedeutung.

Die Textur ist stark verschiefert, die Struktur lepid- bis nematoblastisch.

Xenomorph feinkörniger Quarz ist in sich verzahnt und in der Schieferungsebene gestreckt. Feinkörniger Calcit ist spärlich und lagig im Schliff verteilt. Als weitere Gemengteile treten auf Richterit in idiomorpher langstenglicher Ausbildung und feinkörniger, bräunlicher Epidot in idiomorphen Säulchen. Letzterer, in den erzreichen Partien auftretend, ist jünger und durchschlägt die Schieferungsebene.

3. Hämatitquarzit

Bei gerichteter Textur ist die Struktur grano- bis schwach lepidoblastisch.

Der Quarz als wichtigster Hauptgemengteil ist panxenomorph-feinkörnig. Die einzelnen Körner sind linear gestreckt und amöbenartig ineinander verzahnt. Charakteristisch ist die — vor allem bei Auflicht — gut erkennbare Rosafärbung, hervorgerufen durch submikroskopisch feinste Einschlüsse von Hämatitschüppchen. Der Hämatit als nächstwichtiger Gemengteil zeigt feinkörnige fetzigflockige Ausbildung. Sehr feinkörnig xenomorpher Apatit ist zurücktretend regellos im Schliff verteilt. Undulös

auslöschender Manganocalcit, krummlinig begrenzt, erscheint selten, und dann zu Nestern aggregiert, im Schliff. Stilpnomelan und spärlicher Sericit sind Begleiter des Hämatits. Als Übergemengteile werden grünlich-gelber, idiomorph-feinkörniger Spessartin und hellbrauner, körniger Epidot beobachtet.

Das sehr feinkörnige, dunkel- bis blutrote Gestein ist in bezug auf das Verhältnis Hämatit: Quarz großen Schwankungen unterworfen. Während Handstücke aus der eigentlichen Erzzone ungeschichtet und oft makroskopisch dicht erscheinen, zeigen Proben aus demselben Horizont bergwärts eine deutliche Feinschichtung, welche sich unter dem Mikroskop als Wechsel von erzeicheren und -ärmeren Lagen herausstellt. Zu Vergleichszwecken mit den quarzreichen Horizonten der andern Lagerstätten wurde eine Probe dieses Hämatitquarzites auf Fe, Mn und P analysiert:

Fe ₂ O ₃ . . .	9,86	Fe	6,90
MnO . . .	0,03	Mn	0,02
P ₂ O ₅ . . .	0,56	P	0,24

4. Hämatiterzzone, lagiger Horizont

Der Übergang vom Hämatitquarzit in diesen Horizont ist ein allmählicher. Bei mineralogisch praktisch gleicher Zusammensetzung variiert bloß das quantitative Verhältnis von Quarz und Hämatit. Karbonate sind auch hier, abgesehen von lokalen kleineren Einschlüssen, spärlich vorhanden. Auffallend ist die vor allem in den höher gelegenen Partien ausgeprägte, gute Bankung, welche zur plattigen Absonderung des Horizontes führt. Im übrigen ist der Erzhorizont demselben Niveau auf Starlera analog.

5. Oxydische Eisen-Manganerzzone, massig — richtungslos

Die Hauptminerale dieser Zone sind die Manganerze Braunit, Hausmannit und zurücktretend Jakobsit, mit ihnen eng verwachsen oder auch selbständig auftretend Hämatit als einziges Eisenerz. Psilomelan-Pyrolusit ist ein Produkt der Oxydationszone im Bereich der Manganerze. Als Begleitminerale sind zu erwähnen Manganocalcit, Dolomit und zurücktretend Calcit als Karbonate. Quarz und Granat treten mengenmäßig untergeordnet auf und finden sich in Begleitung von Baryt, Apatit und Rhodonit.

Erwähnenswert ist hier das Auftreten von Jakobsit. Es läßt vermuten, daß auf Fianell lokal höhere Temperaturen — im Zusammenhang mit der Bildung der silikatischen Fe-Mn-Zone? — geherrscht haben müssen, welche zur Bildung dieses Erzminerals geführt haben. Sein stark paramagnetisches Verhalten erlaubte es denn auch, die Lagerstätte geophysikalisch-magnetisch zu untersuchen.

6. Silikatische Eisen-Manganzone, massig-richtungslos

Sowohl die Mannigfaltigkeit der auftretenden Mineralien als auch deren Ausbildung innerhalb dieser Partie ist sehr groß. Wenn auch die Zone im Detail sehr kompliziert aufgebaut ist, so läßt sich, im großen gesehen, trotzdem eine gewisse Gesetzmäßigkeit erkennen.

Älteste Komponente und zugleich Hauptbestandteil bilden Aggregate von sehr feinkörnigem bis praktisch dichtem Aegirinaugit. Stellenweise findet man innerhalb dieser Aggregate, als Kern, feine Schlieren von feinkörnigem fetzigem Hämatit. Auffallend ist die Tatsache, daß diese Gebilde scharfkantige, eckige Formen zeigen, welche früher zusammenhingen, durch einen destruktiven Vorgang zerissen und später zu eigentlichen lokalen Breccien wieder verkittet wurden. Dabei formierten sich randlich als Neubildungen kleine, idiomorphe Säulchen von Aegirinaugit. Während diese Aggregate den Altbestand der Zone darstellen, sind Manganocalcit, Rhodonit und Quarz jüngere Bildungen, welche gelblich-grünen Granat und spärlichen Stilpnomelan als Reaktionsprodukte mit dem Aegirinaugit entstehen ließen. So tritt dieser Granat immer an den Kontaktstellen von dichtem Aegirinaugit und Karbonat auf. Diese Mineralgesellschaft bildet ein feinmaschiges Netzwerk und wird von späteren Klüften scharf durchschlagen. Am Kontakt mit dem Nebengestein (mittelkörniger, mosaikstruierter Marmor) zeigt dieses eine starke Zunahme von Chlorit und Stilpnomelan, begleitet von lagigem Hämatit, zu welchem sich Apatit gesellt. Der idiomorph ausgebildete Aegirinaugit zeigt dabei eine deutliche Parallelorientierung zu den andern, eben erwähnten Begleitminerale des Marmors. Es kann hier darauf hingewiesen werden, daß diese silikatische Eisen-Manganzone von Fianell und ihr Auftreten mit der oxydischen Erzzone, abgesehen vom Mineralbestand, eine gewisse Ähnlichkeit aufweist mit dem von

TH. GEIGER (27) beschriebenen Klufttypus II auf Parsettens und Falotta. Eine neue Analyse einer dichten, aegirinaugitreichen Probe ergab folgende Werte für Fe, Mn, P:

Fe ₂ O ₃ . . .	16,4	Fe	11,3
MnO . . .	7,1	Mn	5,5
P ₂ O ₅ . .	Spuren	P	Spuren

c) Kluftbildungen

Eine deutliche Trennung von verschiedenen Klufttypen nach Form und Alter ist infolge der komplizierten Lagerungsverhältnisse nicht einfach, soll aber trotzdem versucht werden. Wie auch auf Starlera, fällt die Tatsache auf, daß mineralführende Klüfte nur auf die oxydische und silikatische Eisen-Manganzone beschränkt sind und weder im lagigen Hämatiterzhorizont noch im Hämatitquarzit im Dach auftreten.

Klufttypus I

Er entspricht der unter 6. angegebenen Paragenese mit den Mineralien Quarz, Rhodonit, Aegirinaugit, Granat, Manganocalcit. Die Grenze gegen das umgebende Gestein ist in der Regel nicht scharf, sondern verläuft buchtig-taschenartig.

Klufttypus II

Er zeigt gegenüber Typus I scharfe Begrenzung gegen das Umgestein. Die Mineralien dieses zweiten Typus sind gegenüber jenen des ersten größer und besser idiomorph ausgebildet. Es treten auf Apatit, Baryt, Spessartin, Rhodonit, zurücktretend Chlorit, dann Calcit, Aegirin und Hämatit mit Quarz und Albit als jüngste Bildungen.

Beim *Klufttypus III* handelt es sich lediglich um Verwerfungs- und Zerrklüfte, welche nun die ganze Lagerstätte erfaßt haben. Er läßt sich lokal in Rutschharnischen erkennen. Mineralneubildungen wurden darin nicht beobachtet.



Fig. 7. Im Kristallin eingefalteter Hämatitquarzit. Erzzone Starlera

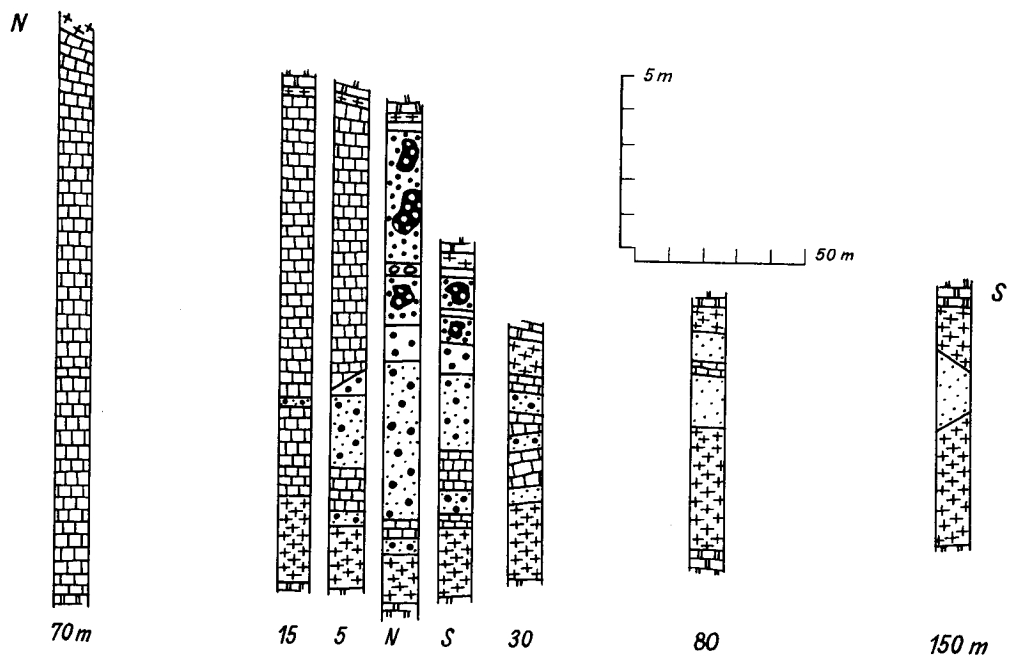


Fig. 8. Längsprofil durch die Erzzone Starlera. Legende siehe Fig. 9

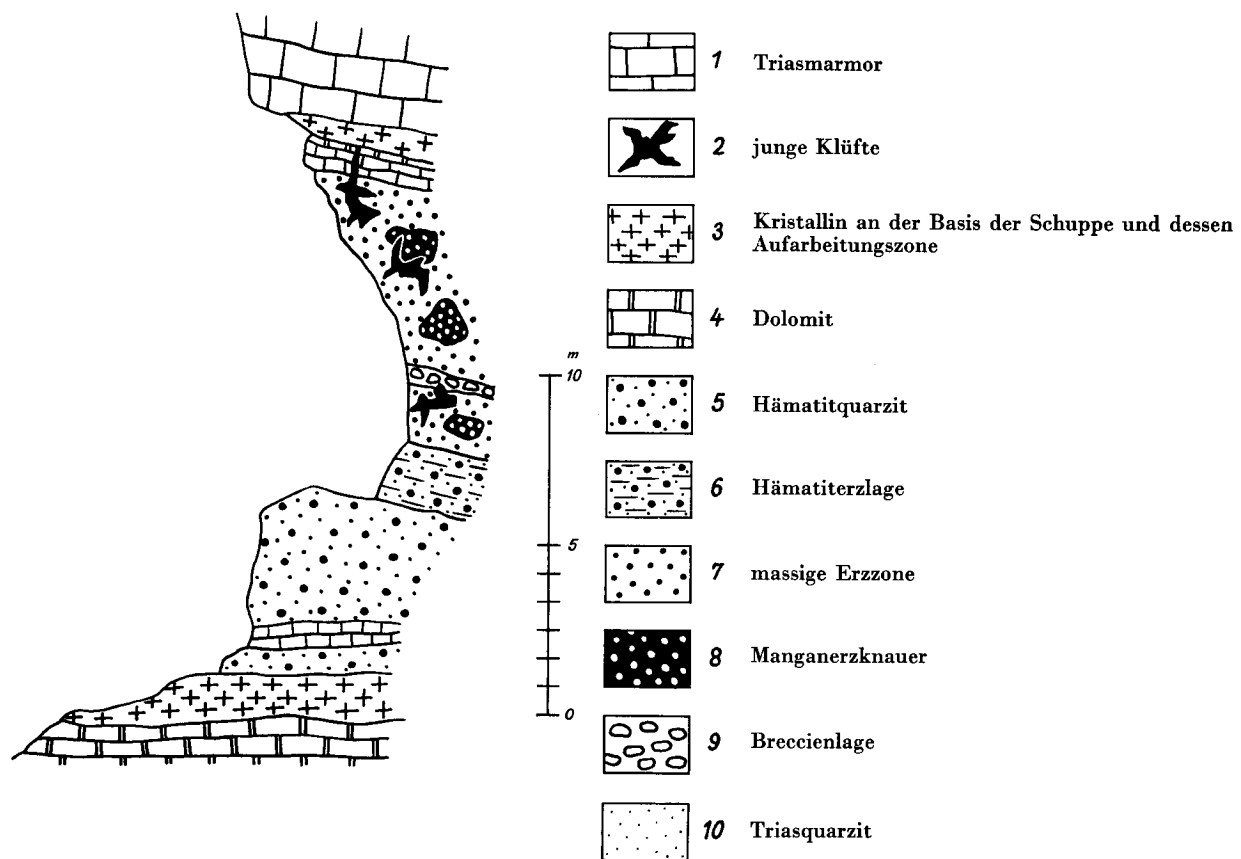


Fig. 9. Querprofil durch die Erzgrube Starlera

2. Starlera

a) Situation und Aufbau der Lagerstätte

Die Lagerstätte von Starlera, die bedeutendste im ganzen Gebiet, ist in ihrem geologisch-tektonischen Aufbau sicher die komplizierteste aller hier zu behandelnder Erzzone.

Von Innerferrera über Alp Bleis kommend, steigt man auf dem verfallenen Knappenweg hinauf in die steilen Marmorfelsen, in welchen auf der Höhe 2420 m die alte Grube liegt. Reste der oberen Seilbahnstation zeugen noch vom Abbau der Jahre 1918/20.

Über Aufbau und Lithologie der Lagerstätte orientieren die Figuren 7 bis 9. Die Erzzone liegt eng begrenzt in einer Schuppe. Es handelt sich dabei zweifellos um eine Einfaltung in der Art der Schuppen von Samada und Piz Grisch, welche im Laufe der Surettaphase durch den Vorschub der darüberliegenden Schamserdecken und das selbständige Vordringen des Rofnakristallins zurückgekämmt und in den Kristallin-Triaskomplex eingefaltet wurden. Die seitliche Ausdehnung, von der alten Grube aus gerechnet, beträgt etwa 8 m in nördlicher, etwa 150 m in südlicher Richtung. Die maximale Mächtigkeit mißt beim Grubeneingang 12 m, nimmt aber gegen N und S sogleich stark ab. Die Dimensionen dieser Grube entsprechen ungefähr denjenigen der Haupterzkonzentration, in welcher sie auch liegt. Die Höhe am Eingang beträgt etwa 12 m, die Breite 15 m. Der Erzkörper fällt mit ungefähr 25° gegen E, die Grubensohle ist um den gleichen Betrag gegen das Berginnere geneigt. Der maximale Vortrieb beträgt gute 30 m. Auf der linken Seite im Innern der Grube wurde in etwa 15 m Entfernung vom Eingang ein kleiner, horizontal verlaufender Seitenstollen angelegt, dessen Höhe und Breite etwa 2 m betragen. Dieser Seitenstollen wurde knapp 5 m in NE-Richtung vorgetrieben.

Die Schuppe enthält an der Basis Reste von Kristallin (3) (Rofnakristallin?) und dessen Aufarbeitungszone. Die Vermischung mit dem karbonatischen Nebengestein ist so intensiv, daß, vor allem in den basalen Aufschlüssen, eigentliche Karbonatschiefer daraus resultieren. Diese Mylonitzone von sehr schwankender Mächtigkeit läßt sich südlich über die eigentliche Erzzone verfolgen, gegen N ist ihre Ausdehnung im hangenden Schenkel bis 80 m, im liegenden bis 50 m nördlich der Grube gesichert. Während im Profil der Grube zoogener Dolomit (4) in einer dünnen Lage von knapp 10 cm als unmittelbar Hangendes des Kristallins liegt, stellt man gegen das S-Ende der Schuppe, etwa 70 m südlich der Grube, basalen Triasquarzit (10) fest. Dieser Quarzit führt, im Gegensatz zum Hämatitquarzit der Hauptzone, sehr wenig Erz. 150 m südlich der Grube biegt dieser Horizont um und läßt dadurch den Schuppenbau der Erzzone erkennen. Beträgt seine Mächtigkeit dort noch etwa 2 m, so nimmt sie gegen N schnell ab. Der Quarzit keilt noch vor der Grube aus.

Über diesen basalen Triasgesteinen folgt ein schwach dolomitischer Marmor (1). Dieser zeigt bereits erste Spuren einer lagigen Vererzung. Während dieses Niveau im südlichen Teil der Erzzone stark verknüchtet und stellenweise walzenartig — unter Bewahrung der lagigen Erzführung — mit dem Kristallin verfaltet ist, läßt es sich nördlich, vor allem im liegenden Schenkel, weiter verfolgen, wo es in tektonischem Kontakt an die schieferigen Dolomite der Samadafalten-Trias grenzt. Über diesem Marmorband liegt der eigentliche Erzhorizont (6-9), welcher weiter unten im Detail beschrieben werden soll. Dieser Erzhorizont wird überlagert von stark erzführendem Quarzit (5), im weiteren einfach als Hämatitquarzit bezeichnet. Nach seiner Stellung im Aufbau der Lagerstätte und in Analogie zur selben Erscheinung auf der Lagerstätte Fianell zu schließen, handelt es sich dabei nicht um einen Triasbasisquarzit, sondern um einen quarzreichen Horizont, welcher mit der Vererzung im Zusammenhang stehen muß. Den Kern der Schuppe im Gebiet der Lagerstätte bildet ein, in seinem tieferen Teil schwach erzführender Marmor (1), in analoger Ausbildung wie derjenige an der Basis der Schuppe.

Der Aufbau der Erzzone im eigentlichen Sinne zeigt nicht den symmetrischen Bau der Nebengesteine. Abgesehen von deren Erzgehalt liegt die Konzentration des Erzes zwischen dem Kristallin-

mylonit und dem Hämatitquarzit im hangenden Schenkel. Die seitliche Ausdehnung beträgt etwa 15 m, die Mächtigkeit im Maximum 7 m. Über die Ausdehnung gegen das Berginnere kann wenig ausgesagt werden. Die Aufschlüsse im Grubeninnern lassen vermuten, daß die Erzlinse auskeilt. Eine Gliederung, wie sie für die Lagerstätte von Fianell gegeben wurde, ist auf Starlera nicht möglich. Im Detail erkennt man lediglich eine obere und eine untere Erzlage, getrennt durch eine 20—60 cm mächtige Breccienlage.

Die untere Erzmasse besteht vorwiegend aus Eisenerzen mit geringem Gehalt an Manganerzen. Den Kontakt mit dem Hämatitquarzit bildet eine 1—1,5 m mächtige Lage von bankigem Hämatiterz, frei von Manganerzen, übergehend in massigeres Erz. Die Kontakte mit der Breccienlage sind in der Regel scharf, eine Beobachtung, die auch für den Kontakt zwischen oberer Erzlage und Breccie gilt. Die obere Erzmasse besteht aus knorrigerem Erz als die untere. Der Gehalt an Manganerzen ist hier am größten. Sie treten knauer- und taschenartig im Hämatit auf. Lagiger Hämatit wird nicht festgestellt. Der Kontakt mit dem darüberliegenden Marmor ist auch hier recht scharf, insofern es nicht zur Bildung von Myloniten kam. Interessant sind die Stellen, wo diese kompakten Erzzone lateral ins Nebengestein übergehen, nämlich in den lagig vererzten Marmor, welcher das Kristallin überlagert. Dieser Übergang ist kein allmählicher, vielmehr vermittelt eine unregelmäßige, dem Erzkörper folgende Zone von 1,0—1,5 m Breite zwischen kompaktem Erz und lagig erzführendem Marmor. Diese Zone besteht aus körnigerem Karbonat und größeren, idiomorphen Hämatitindividuen. Unzweifelhaft handelt es sich dabei um eine Zone der Umkristallisation als Folge der Faltung und der dadurch bedingten Metamorphose.

In der Südumbiegung der Schuppe, etwa 150 m südlich der Erzgrube, wird eine weitere Erzlinse von geringem Ausmaß beobachtet (Starlera S). Interessanterweise befindet sie sich nicht im gleichen Niveau wie die nördliche Haupterzzone. Ein direkter Zusammenhang zwischen den beiden Vorkommen konnte nicht festgestellt werden.

Die südliche Erzzone liegt zwischen Kristallinmyloniten im Liegenden und Triasquarzit im Hangenden. Mit dem Kristallin sind die Kontakte undeutlich — die Linse scheint eingefaltet — mit dem Quarzit dagegen scharf und konkordant. Dieser zeigt in der Nähe dieser Erzzone keine größere Erzführung.

Die Form des Erzkörpers ist die einer gestauchten Linse. Die maximale Länge beträgt mindestens 4 m, die Breite etwa 100—150 cm. In Ausbildung und Mineralbestand zeigt sie einige wesentliche Unterschiede zur nördlichen Erzzone. Als Erzmineral wird ausschließlich Hämatit in feinstkörniger, xenomorpher Ausbildung beobachtet. Als Begleitminerale sind besonders Chlorit, Sericit und Quarz einerseits, Ägirinaugit und Apatit andererseits zu erwähnen. Letztere beiden Mineralien bilden mit dem Hämatit zusammen sehr feinkörnige bis dichte Aggregate, welche schlieren- und linsenförmig parallel zur Längserstreckung der Linse angeordnet sind. Kataklastische, breccienartige Bildungen, wie sie von der silikatischen Eisen-Manganzone Fianell beschrieben wurden, konnten hier ebenfalls, wenn auch in sehr kleinem Ausmaß, festgestellt werden.

b) Petrographie des Nebengesteins und der Erzzone

1. Sericit-Quarzphyllit (Roffnakristallin?)

Dieses hellgraugrüne Gestein bildet die letzten Reste an der Basis der Schuppe. Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch. Als Hauptgemengteile sind charakteristisch mittelkörniger, lappig gerichteter Quarz. Größere Körner zeigen Mörtelkränze; undulöse Auslöschung und Böhmische Streifung sind häufig. Albit ist Neubildung und hat oft Einschlüsse von feinen Turmalinnadeln. Der lagig-fetzig Sericit ist farblos bis schwach grünlich und nicht selten zu kleineren Flatschen aggregiert.

Als Nebengemengteile treten auf: hypidiomorpher bis idiomorpher Titanit, neugebildeter Apatit, hell-dunkelgrün pleochroitischer Turmalin in idiomorphen Säulchen und Nadeln, wenig idiomorpher Zirkon und feine dunkelbraune Nadelchen von Rutil. Alle diese Nebengemengteile kommen in der Regel in den sericitischen Lagen des Phyllites vor. Hypidiomorpher Calcit ist Neubildung.

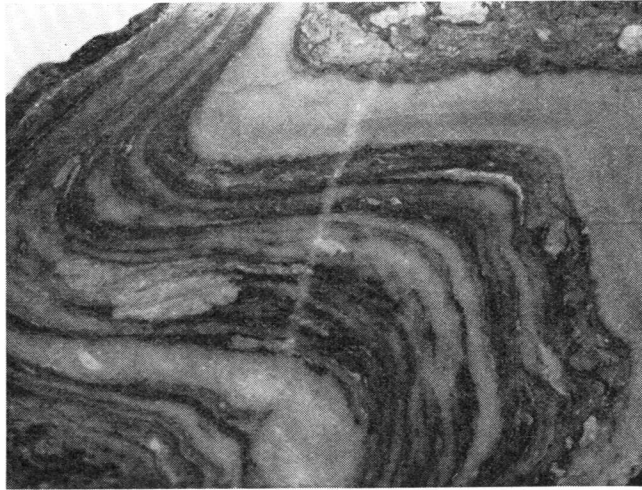


Fig. 10. S-förmig gedrehter Triasmarmor, im Kristallin eingefaltet. Die lagige Vererbung ist erhalten geblieben.
Handstück Starlera, halbe nat. Größe



Fig. 11. Abfolge von Kristallin (oben), gebändertem Triasmarmor (Mitte, hell) und massiger Erzzone (unten).
Handstück Starlera, halbe nat. Größe

Analog den Teilanalysen in den Erzzonen wurde auch eine Probe dieses Kristallinmylonites zu Vergleichszwecken auf die Komponenten Fe, Mn und P hin untersucht:

Fe ₂ O ₃ . . .	2,96	Fe	2,04
MnO . . .	0,14	Mn	0,11
P ₂ O ₅ . .	Spuren	P	Spuren

2. Sericitphyllit (*Verrucano?*)

Als Aufarbeitungszone des Kristallins liegt über dem Sericit-Quarzphyllit in sehr geringer Mächtigkeit dieser Sericitphyllit. Die Struktur ist ausgesprochen lepidoblastisch, die Textur lagig verfälscht. Hauptgemengteil ist Sericit, welcher die Grundmasse der stark angereicherten Nebengemengteile bildet, wie sie oben beschrieben sind. Als neue Gemengteile treten hinzu: Körniger bis blättriger Hämatit, im sericitischen Grundgefüge eingefaltet, sowie wenig Glaukophan in quarzreicheren Partien. Die Mischgesteine zwischen Sericitphyllit und dem darüberfolgenden karbonatischen Horizont, als Karbonatschiefer zu bezeichnen, führen neben Calcit und Dolomit als Hauptgemengteile zurücktretend sämtliche Komponenten der Phyllite. Hämatit als Erzmineral ist gebunden an die sericitreichen Lagen und bildet stellenweise den Kern von rudimentär neugebildetem Aegirin.

Kalkgehalt 61 %, Dolomitgehalt 28 % (Einzelprobe).

3. Quarzit, *Triasbasis*

Im Gegensatz zum Hämatitquarzit, welcher durch seinen hohen Erzgehalt charakterisiert ist, führt dieses Gestein sehr wenig Erz. Makroskopisch bankig-lagig, ist die Textur im Schliff leicht gerichtet, die Struktur grano- bis schwach lepidoblastisch. Hauptgemengteil ist mittelkörniger Quarz in Pflasterstruktur. Sericitfetzen bilden unzusammenhängende Lagen im Quarzgefüge. Albit ist Neubildung und tritt nur spärlich auf. Das Erz, im Gegensatz zum Hämatitquarzit, ist blättrig-taflig ausgebildet.

4. Dolomit

Feinkörniger, zoogener Dolomit von schwach rötlicher Farbe bildet die Basis des Marmors, in welchem die eigentlichen Erzmassen liegen. Bei schwach gerichteter Textur zeigt dieser Dolomit grano-blastische Struktur. Dolomitspat als Hauptgemengteil ist feinkörnig mosaikstruiert. Die alte Sedimentstruktur ist erhalten, jedoch ist die Bestimmung der Fossilien nicht möglich (Crinoiden?). Stilpnomelan tritt in idiomorphen, hellgelb-goldgelb pleochroitischen Blättchen unregelmäßig auf. Das Gestein ist frei von Quarz und Feldspäten.

Am Übergang zum Marmor im Hangenden bildet der Dolomit Linsen und Nester in einem calcitischen Grundgefüge. Kalkgehalt 6 %, Dolomitgehalt 87 % (Einzelprobe).

5. Marmor, leicht dolomitisch, erzführend

Dieses hell-dunkelgrau gestreifte Gestein bildet die Unterlage sowie die seitliche Fortsetzung der Erzmassen. Calcit in Mosaikstruktur ist Hauptgemengteil. Anzeichen einer alten Sedimentstruktur sind nicht vorhanden. Stilpnomelan begleitet stellenweise den feinstkörnigen oder fetzig-flockigen Hämatit. Während in den unteren Lagen des Marmors die Erzführung noch sehr gering und unzusammenhängend lagig ist, nimmt der Erzgehalt unter Erhaltung der lagigen Textur gegen die Erzmassen im Hangenden deutlich zu. Es können sogar bis zentimeterbreite Lagen von kompaktem Hämatit auftreten. Stilpnomelan tritt nur noch sporadisch mit dem Erz zusammen auf. Quarz und Albit als Porenfüllungen sind Produkte einer späteren Zufuhr.

Kalkgehalt 54 %, Dolomitgehalt 37 % (Einzelprobe).

6. Massig-knorrige Eisen-Manganerzzone, unterer Teil

Obschon die Handstücke dieser Zone unbedingt als massig anzusprechen sind, ist doch die Zone als solche eine Lage im Aufbau der Lagerstätte. Die Erze zeigen beim Anschlagen eine graublaue und dunkelbraune bis schwarze Farbe, die karbonatreicheren Partien haben eine charakteristisch dunkelbraune Anwitterungsfarbe. Der Hämatit ist in der Regel fetzenartig feinkörnig oder tritt in feinsten Tröpfchen auf, im Detail ungerichtet, im Zusammenhang jedoch schwach gerichtet. Größere, idio-

morphe Porphyroblasten sind selten und zeigen dann Zwillingsbildung. Apatit fehlt. Der Braunit als einziges Manganerz ist im einzelnen feinkörnig, zu größeren, rundlichen Körnern aggregiert. Pyrolusit verdrängt ihn aderartig sehr fein vom Rande her gegen das Zentrum. Als Begleiter tritt neben wenig Quarz und Sericit xenomorph feinkörniger Calcit auf.

6. Breccienlage

Während diese Breccie in einer Mächtigkeit von 20—60 cm am N-Eingang der Grube fast ungestört auftritt, ist sie in der Grube selber stellenweise bis zur Unkenntlichkeit ausgewalzt. Es ist zu bemerken, daß diese Breccie nur auf die Erzzone im engeren Sinn beschränkt ist und außerhalb der Erzmassen nicht gefunden wird. Die Geröllkomponenten bestehen aus schwach rötlichem, feinkörnigem Dolomit mit etwas Stilpnomelan und sind erzfrei. Es handelt sich dabei um dasselbe Gestein, welches unter 4. beschrieben wurde. Mittelkörniger granoblastischer Calcit bildet den Zement, in dem unzusammenhängend Hämatitflitterchen liegen. Nach Betrachtung der Handstücke und der Dünnschliffe gewinnt man nicht den Eindruck, daß es sich dabei um eine tektonische Breccie handle.

6. Massig-knorrige Eisen-Manganerzzone, oberer Teil

Mit Ausnahme des leicht geringeren Gehaltes an Manganerzknuern entspricht diese Erzpartie in allen Teilen dem unteren Teil.

6. Hämatiterzzone, lagiger Horizont

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen massigen Eisen-Manganerzpartien bildet dieser Horizont eine deutliche Lage, die Handstücke sind plattig und zeigen eine bläulich-graue Farbe. Manganerze fehlen. Neben Hämatit in fetzenartiger, flockiger Ausbildung als Hauptgemengteil werden Quarz, spärlicher Sericit und Calcit als Begleiter festgestellt.

7. Hämatitquarzit

Eine Lage, in ihrer Mächtigkeit zwischen 0,5 und 2m schwankend, von dunkelrotem bis rotgrauem Hämatitquarzit bildet den Abschluß der eigentlichen Erzlagerstätte. Die Textur ist schwach gerichtet, die Struktur granoblastisch. Die Hauptgemengteile sind Quarz und Hämatit; Sericit und eine Alkalihornblende (Arfvedsonitreihe) bilden spärliche Nebengemengteile. Der Quarz ist mittelgleichkörnig und leicht gestreckt. Nicht selten enthält er Einschlüsse von feindisperssem Hämatit, welcher ihm die rötliche Farbe gibt. Der Hämatit entspricht demjenigen der lagigen Hämatiterzzone.

Eine neue Analyse auf Fe, Mn und P ergab folgende Werte:

Fe ₂ O ₃ . . .	24,8	Fe	17,2
MnO . . .	0,79	Mn	0,61
P ₂ O ₅ . . .	0,68	P	0,30

8. Marmor, schwach dolomitisch

Im Hangenden des Hämatitquarzites folgt erneut eine Serie von karbonatischen Gesteinen, deren unterste Lage von diesem Marmor gebildet wird. Mittelkörniger Calcit in Mosaikstruktur ist Hauptgemengteil und bildet die Grundmasse, in welcher neben Sericit und Quarz unzusammenhängend lagig spärlicher Hämatit liegt. Die Erzführung nimmt gegen das Hangende hin rasch ab.

9. Marmor

Weißer, rein calcitischer Marmor, welcher tektonisch das Hangende der Schuppe bildet, stellt die Unterlage der Averser-Bündnerschieferserie dar. Bei richtungslos-massiger Textur ist die Struktur granoblastisch. Das Gestein ist frei von Erz, Quarz und Sericit. Am Kontakt gegen das Kristallin der Schuppe ist dieser Marmor leicht verschiefert.

c) Kluftbildungen

Die Durchklüftung der Erzzone und des Nebengesteins ist recht gering. Eine silikatische Zone, wie sie für Fianell und Val Sterla I typisch ist, kann hier nicht gefunden werden. Spätere Zerrungsklüfte

von geringem Ausmaß führen stellenweise Quarz und Calcit. Oft beobachtet man jedoch lediglich Rutschharnische, auf welchen zusammen mit Aegirin Asbest zu finden ist. Im Vergleich zur Lagerstätte von Fianell kann also gesagt werden, daß die Durchklüftung äußerst gering war, sowohl was die Größe der Klüfte als auch die Mannigfaltigkeit der darin auftretenden Mineralien anbelangt. Hingegen ist es auf Starlera (Hauptvererzung) möglich, die Ausdehnung der Klüfte sowie die darin enthaltenen Mineralien genauer zu betrachten.

Es steht fest, daß Klüfte nur vom Kristallin gegen die Erzzone hinein mit den typischen Mineralien Aegirin, Baryt, Apatit, Albit, Quarz, Chlorit, Manganglimmer, Hämatit und Calcit gefüllt sind. In den die Schuppe überlagernden Marmoren konnte keine dieser Bildungen beobachtet werden. Andererseits beschränken sich diese Klüfte auf die massig-knorrigen Erzpartien, in sehr geringem Maß auch auf die brecciöse Zwischenlage. Im lagigen Hämatithorizont wie auch im Hämatitquarzit fehlen sie. Eine Feststellung, welche mit den Beobachtungen auf Fianell übereinstimmt.

Als verbreitetste Kluft-Paragenesen gelten hier:

a) Aegirin — Hämatit — Quarz zu welchen sich untergeordnet noch Albit und Baryt gesellen.

Apatit ist selten, Calcit kann gelegentlich vorkommen;

b) Calcit — Baryt — Chlorit mit etwas Hämatit.



Fig. 12. Ansicht des Schmorrasrates zwischen Fuorcla Cotschna und P 2569, von SW aus gesehen. Die Dolomite der Gipfelpartie sind unterlagert von abwechselnd kalkarmen (weichen) und kalkreichen (härteren) Bündnerschiefern

3. Schmorrasgrat

a) Situation und Aufbau der Lagerstätte

Die Erzzone des Schmorrasgrates reicht mit Unterbrüchen von NE unterhalb des Gipfels des Piz Alv bis W der Alphütten von Alp Schmorras. In ihrer seitlichen Ausdehnung ist sie somit bedeutender als die bereits beschriebenen. Der komplizierte tektonische Bau der Gratpartie, welcher sich in dachziegelartig übereinandergeschobenen Schuppen äußert, erschwert die Feststellung und Verfolgung des Erz-niveaus sehr, vor allem im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes zwischen Piz Alv und der Fuorcla Cotschna. In diesem Teil werden Aufschlüsse der Erzzone nur unterhalb des Piz Alv auf 2700 m sowie unterhalb P 2643 m, auf 2620 m festgestellt. Zur Hauptsache wird diese südliche Gratpartie von stratigraphisch tieferen Elementen (mittlerer Teil nach V. STREIFF und O. WILHELM) aufgebaut (Fig. 12).

Ungestörter und somit übersichtlicher aufgeschlossen ist die Erzzone in der zentralen Gratpartie. N oberhalb der Fuorcla Cotschna steht sie wieder an und läßt sich von da mit kleineren Unterbrüchen bis zu ihrem Auskeilen W Alp Schmorras auf eine Distanz von etwa 400 m verfolgen. Im Bachtobel N der Alphütten konnte sie nicht mehr festgestellt werden.

Auf größere Strecken liegt das erzführende Gestein oberflächlich frei und streicht ringsum in den Himmel aus. Auf die letzten tektonischen Bewegungen scheint der ganze, schwach E-fallende Komplex sehr spröde reagiert zu haben. Ein dichtes Netz von tiefen Diaklasen hat die Zone stark zerbrochen, wovon die großen Blockschuttmassen von Dolomit am E-Hang zeugen. Dadurch ist die Erzzone stellenweise so freigelegt, daß sie in allen drei Dimensionen zugänglich ist. Die Feldaufnahmen haben ergeben, daß sich das erzführende Gestein konkordant in den Triaskarbonatgesteinen verfolgen läßt; dies am schönsten sichtbar in der zentralen Gratpartie. Wenn das Erzniveau nicht immer mit derselben Schicht im Hangenden in Kontakt steht, so ist das den sehr stark schwankenden Triasmächtigkeiten zuzuschreiben.

Figur 13 gibt die Verhältnisse N der Fuorcla Cotschna auf 2530 m bis 2560 m wieder.

Die Basis bilden Bündnerschiefer der Surettadecke, auf welchen die Triasgesteine des Schmorrasgrates ruhen. Diese Bündnerschiefer sind im Untersuchungsgebiet durch karbonatreiche, dunkelgrüne Sericit-Chloritschiefer und dunkelgraue Sericitschiefer vertreten. Sie wurden von V. STREIFF (88) näher beschrieben. Über diesen Schiefen, mit ihnen stark verfaltet, folgen hellorange bis gelblich anwitternde Dolomite der Splügenerkalkberg-Weißbergzone. Sie bilden das Liegende der Erzzone. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 3 m und 15 m, eine Schwankung, welche auf tektonische Anhäufung und Reduktion zurückzuführen ist. Abgesehen von tektonisch intensiven Verfaltungen ist der Kontakt mit der Erzlage recht scharf.

Das Erzniveau ist leicht als dunkelrote Lage von den hellen Nebengesteinen zu unterscheiden. Erzträger ist ein sericitreicher, hämatitführender Quarzit, welcher durch Zurücktreten des Quarzes in Sericitschiefer und -phyllite übergehen kann. Auffallend ist die feine Bänderung. Der Gehalt an Hämatit ist normalerweise gering. Abbauwürdige Stellen, welche von den Alten ausgebeutet wurden, liegen als linsen- und schmitzenartige Hämatitkonzentrationen innerhalb des Erz-niveaus. Ihre Ausdehnung ist immer sehr beschränkt, ihr Auftreten zeigt keine Regelmäßigkeit.

Im Hangenden der Erzlage folgen erneut Dolomite von vorwiegend hellgelblicher und hellgrauer Anwitterungsfarbe. Die Mächtigkeit dieser Dolomite schwankt sehr stark. Der Kontakt mit der Erzlage ist nicht scharf. Diffuse Verdrängungsbilder von Hämatit in Dolomit sind selten und finden sich ausschließlich in stark durchbewegten Zonen. Jedoch ist ein Verfindern des erzführenden Gesteins in die Dolomite häufig zu beobachten, wobei die feine Bänderung des Quarzites oder Schiefers erhalten bleibt (Fig. 14).

Die oberste Partie in diesem Profil besteht aus hellen, gebänderten Marmoren, welche eine auffallende dünnplattige Absonderung zeigen.

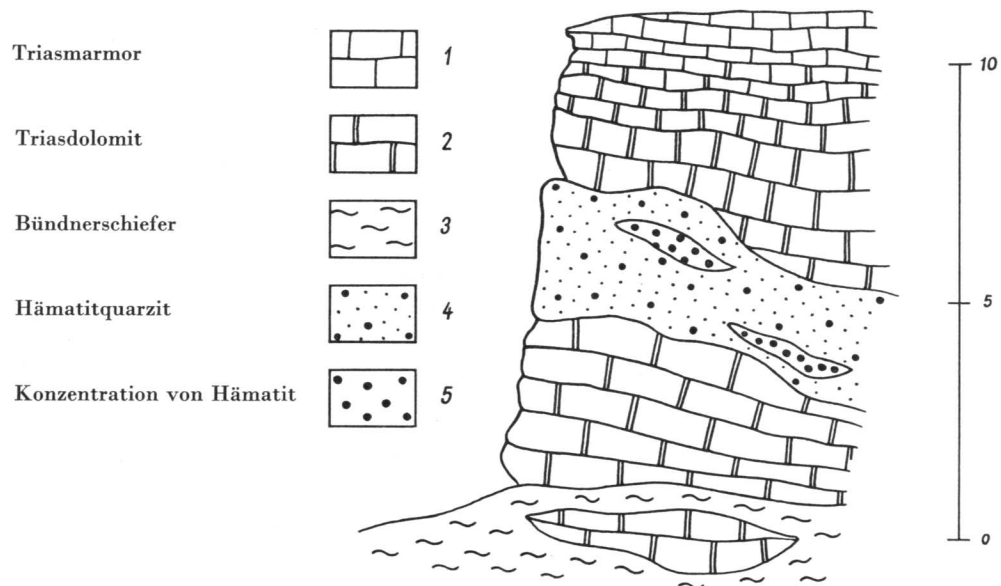


Fig. 13. Vereinfachtes Profil durch die Erzzone Schmorrasgrat N Fuorcla Cotschna

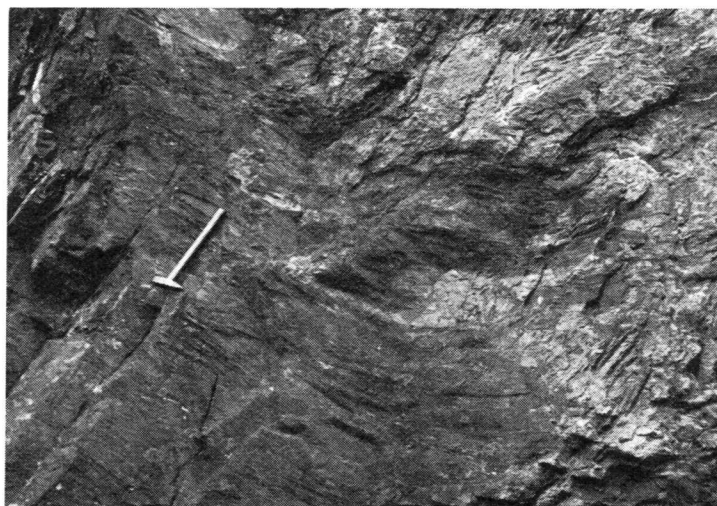


Fig. 14. Lagig-schiefriger Hämatitquarzit (dunkel) in massigem Dolomit (hell). Erzzone Schmorrasgrat

b) Petrographie des Nebengesteins und der Erzzone

1. Dolomit, Liegendes der Erzlage

Auffallend ist die hellorange bis gelbliche Anwitterungsfarbe. Makroskopisch erscheint das Gestein dicht oder sehr feinkörnig. Die Textur ist richtungslos-massig. Eine Bänderung oder Schieferung wurde nirgends beobachtet.

Dolomitspat ist Hauptgemengteil und bildet mit zurücktretendem Calcit die feinkörnige, mosaikstruierte Grundmasse. Stellenweise können noch Fossilrelikte festgestellt werden. Grobkörnige Dolomitspatkristalle zeigen undulöse Auslöschung. Das Gestein ist erzfrei. Auf Rissen und feinen Adern befindet sich Quarz, begleitet von Sericit. Gegen die Erzlage hin nimmt dieser Gehalt an Quarz stark zu, mit ihm erscheint der Hämatit. Brecciöse Strukturen sind nicht selten. Die Breccienkomponenten bestehen aus dichtem oder zoogenem Dolomit, die Zwischensubstanz aus Karbonat, Quarz und Hämatit. Die Karbonatbestimmung ergab folgende Werte (Mittel aus fünf Proben):

Dolomit 90 %, Kalk 1 %.

2. Erzzone

Die Erzlage zeigt im großen und ganzen in qualitativ mineralogischer Zusammensetzung einen recht homogenen Aufbau. Durch Überwiegen der einen und Zurücktreten der anderen Gemengteile ergeben sich verschiedene Gesteinstypen, welche durch Übergänge miteinander verbunden sind. Die Gesteine erscheinen makroskopisch dicht oder sehr feinkörnig. Auffallend ist ihre schwarzrote bis blutrote Farbe, welche auf Beimengungen von feinstverteiltem Hämatit beruht. Die Texturen sind im Detail richtungslos-massig, die Wechsellagerung von verschiedenen zusammengesetzten Lagen ergibt makroskopisch und mikroskopisch bändrige Texturen, welche an Stellen starker Durchbewegung in schiefrige bis verworren-schiefrige Typen übergehen.

Die Hauptgemengteile sind Quarz, Sericit und Hämatit. Apatit ist wichtigster Nebengemengteil. Durch die Vormacht von Quarz erhält man die typisch blutroten, dichten Hämatitquarzite («Roteisensteine»), welche makroskopisch Radiolariten zum Verwechseln ähnlich sehen. Stellenweise treten Konzentrationen von Hämatit auf, welche nur untergeordnet Quarz und Sericit führen. Ab und zu sind sie begleitet von Aegirinaugit.

Der Quarz bildet einerseits ein kryptokristallines, schwach gerichtetes Grundgewebe, in welchem Sericit und Apatit unregelmäßig verteilt sind. Der Hämatit ist zur Hauptsache feindispers im Quarz eingeschlossen. Andererseits liegt der Quarz an tektonisch stärker durchbewegten Zonen in fein- bis mittelkörniger, pflasterstruierter Form ohne Einschlüsse von Hämatit vor.

Der Sericit ist durchweg äußerst feinschuppig. Als überwiegender Hauptgemengteil bildet er filzige oder feinschuppige Massen, in welchen die andern Gemengteile entweder ungerichtet oder in feinen Schnüren und Linsen eingeordnet sind.

Der Hämatit ist zum kleineren Teil als Dispersion im Quarz vorhanden. Meist bildet er feine Tropfen und Plättchen im Grundgewebe von Quarz und Sericit.

Der feinkörnige, rundliche Apatit ist der charakteristische Begleiter dieser erzführenden Gesteine.

Die bereits bestehenden Analysen stammen alle aus relativ erzreichen Partien und geben somit kein genaues Bild der eigentlichen Erzlage als Ganzes. Aus diesem Grund wurden zwei Proben auf die Werte von Fe, Mn und P hin untersucht. Die Analysen ergaben folgende Resultate:

Fe ₂ O ₃ . . .	9,16	Fe	6,40	Hämatitquarzit, dichte Probe
MnO	0,02	Mn	0,02	
P ₂ O ₅	0,77	P	0,34	
Fe ₂ O ₃ . . .	37,6	Fe	26,2	Hämatit-Quarzphyllit, sericitreich
MnO	0,09	Mn	0,07	
P ₂ O ₅	0,76	P	0,33	

3. Dolomit, Hangendes der Erzlage

Die Anwitterungsfarbe ist meist hellgrau oder weißlich, selten schwach gelblich. Makroskopisch dicht erscheinend, erkennt man unter dem Mikroskop ein sehr feines, enges Implikationsgefüge von kryptokristallinem Dolomitspat. Calcit, Quarz und Sericit sind sehr seltene Begleitminerale. Die Karbonatbestimmung ergab folgende Werte (Einzelproben):

92 % und 98 % für Dolomit, 0 % für Kalk.

4. Marmor, schwach dolomitisch

Fein- bis mittelkörniger Calcit in Mosaikstruktur ist Hauptgemengteil. Feinkörniger Dolomitspat ist selten. Vereinzelt wurde authigen gebildeter Albit festgestellt.

An Stellen, wo dieser Marmor mit der Erzlage in Berührung kommt, konstatiert man eine feine Wechsellagerung von quarz-sericitreichen und kalkreichen Lagen, deren Breite zwischen 1 mm und 5 cm schwanken kann. Die Karbonatbestimmung ergab folgende Werte (Mittel aus je drei Proben):

44 % Kalk und 6 % Dolomit für quarzreiche Typen.

90 % Kalk und 5 % Dolomit für quarzarme Typen.

Fig. 15. Val Sterla I

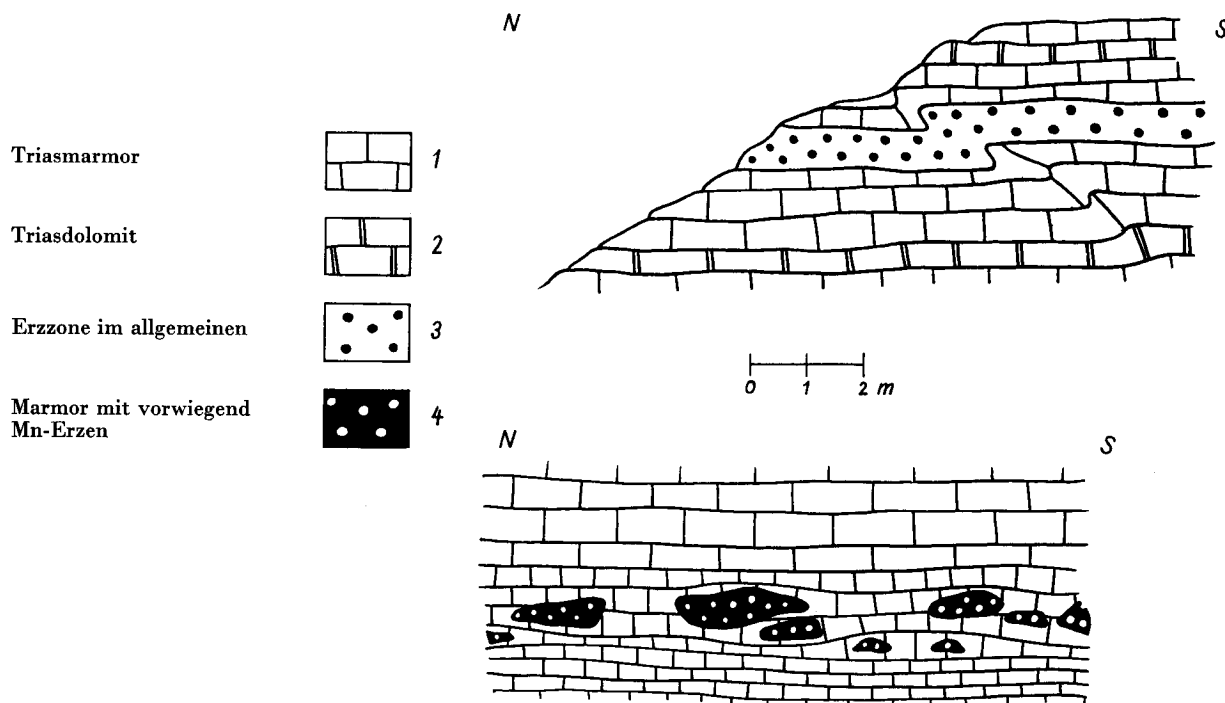


Fig. 16. Val Sterla II

Profile durch die Erzzone Val Sterla I und II

4. Val Sterla

Die Val Sterla zieht von Innerferrera hinauf in den Kessel, gebildet vom Piz Mazza im Norden, Piz Grisch im Osten und Piz Starlera im Süden. In den Triasmarmoren gelegen, welche in ihrem oberen Teil aufgeschlossen sind, lassen sich die Vererzungen von Innerferrera aus direkt nur schwer erreichen. Da diese Vererzungen auf der linken, also südlichen Seite des Baches liegen, folgt man am besten von Alp Bleis aus dem alten Weglein nach der Grube Starlera bis auf etwa 2100 m, traversiert den Blockschutt von Roffnakristallin gegen N und steigt dann im steilen, trockenen Tobel parallel zum Bach gegen die Erzzonen hinauf. Man orientiert sich dabei am besten nach dem umherliegenden Schutt, da sonst die Stellen leicht übergangen werden können. Folgendes Profil wird dabei durchquert:

Roffnakristallin als Kern der Samadafalte in Augengneisfacies steht bis 2290 m an, wo es von grobkörnigem Quarzit der Triasbasis überlagert wird. Auf 2330 m folgt über diesem Triasquarzit eine Serie von Marmoren und Dolomiten. Eine etwa 10 m mächtige Mylonitzone unterbricht diese Serie auf 2350 m. Diese Mylonitzone zieht gegen S und N weiter und läßt sich als Basis unten am Steilabfall des Piz Mazza erkennen. Die Gesteine lassen sich am besten als Karbonatschiefer bezeichnen, ihre Ähnlichkeit mit den Myloniten der Starleraschuppe ist unverkennbar. Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur gerichtet. Mittelkörniger Calcit in Mosaikstruktur ist Hauptgemengteil. Sericit und spärlicher Muskowit bilden Lagen und Flatschen in der Schieferungsrichtung. Schwach grün pleochroitischer Phengit ist selten. Xenomorpher Quarz und Neubildungen von Albit sind reichlich im ganzen Schliiff vertreten. Als charakteristische Nebengemengteile werden Titanit, grüner Turmalin, Apatit und seltener Zirkon gefunden. Das spärliche Erz hat hypidiomorph blättrige Ausbildung und begleitet die glimmerreichen Lagen. Feinkörniger Dolomit in granoblastischer Struktur bildet Nester im Calcitgefüge.

Über dieser Mylonitzone folgt eine mannigfaltige Wechsellagerung von Marmoren und Dolomiten in schwankender Mächtigkeit, welche die Vererzungszone enthalten. Die erste davon erreicht man bereits auf 2390 m und kann sie bis 2460 m verfolgen (Val Sterla I, Figur 15). In einzelnen Linsen und Nestern lokal angereichert, werden sporadisch Mn-Erze südöstlich dieses Tobels auf 2420 m beobachtet. Ihr Auftreten und ihre Vergesellschaftung mit dem karbonatischen Nebengestein sind in Figur 16 (Val Sterla II) dargestellt. Da diese Stelle im überhängenden Marmorfelsband liegt, welches gegen Starlera hinüberzieht, sind diese Erzlinsen nur sehr schwer zugänglich.

Val Sterla I.

Das Nebengestein sowohl im Hangenden wie im Liegenden ist ein lagig-schiefriger Marmor. Der Dolomitgehalt schwankt zwischen 15 und 22%. Analog den Erzvorkommen auf Fianell und Piz Mazza stehen Kristallin und Triasquarzit in nächster Nähe nicht an. Gegen die eigentliche Erzlage hin nimmt der Gehalt an feinverteiltem, makroskopisch lagigem, mikroskopisch nur schwach gerichtetem Hämatit gleichmäßig zu und bildet, wenige Dezimeter von der Erzlage entfernt, millimeter- bis zentimeterbreite Lagen im Marmor. Stellenweise ist der feinkörnig-fetzig Hämatit begleitet von sehr feinkörnigem Apatit in Analogie zu den Hämatitlagen im Nebengestein von Fianell. Kleinere Faltungen im Marmor machen diese Erzlagen ungestört mit. Verdrängungen werden nicht beobachtet. So einfach die lagige, maximal 2 m mächtige Erzschiefer makroskopisch auch scheint, so kompliziert und vielgestaltig ist ihr Aufbau im Detail. Auch im Schliiff ist die lagige Feinbänderung gut sichtbar. Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch. Als ehemaliges Erzgestein kommt ein Apatit-Karbonat-Hämatit-Schiefer in Frage, welcher noch die Randpartien der Erzlage bildet. Mit Ausnahme des deutlich höheren Karbonatgehaltes zeigt dieser Erzschiefer sehr große Ähnlichkeit mit dem Hämatit-Apatit-Schiefer der Erzzone Bergwiesen. Die zentralen Partien der Erzlage dagegen gleichen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung der silikatischen Eisen-Manganzone von Fianell sehr, wobei hier die lagige Erhaltung des Ausgangsgesteins zu erwähnen ist. Neben Hämatit als einzigem Erzmineral treten auf: Calcit, Apatit, Aegirinaugit, welcher oft in einer Grundmasse von sehr feinkörnigem Albit liegt. Das Fehlen von Manganerzen bedingt die Abwesenheit der typischen Mangan-Mineralien Rhodonit, Spessartin und Rhodochrosit.

Die Analyse einer Erzprobe ergab folgende Werte:

Fe ₂ O ₃ . . .	49,9	Fe	34,5
MnO . . .	4,3	Mn	3,3
P ₂ O ₅ . . .	1,96	P	0,85

Analog Klufttypus II auf Fianell treten auf jüngeren Klüften und Rissen Quarz, Albit, Baryt, Aegirin und Aegirinaugit sowie Calcit und idiomorphe Plättchen von Hämatit auf. Apatit als Kluftmineral fehlt. Es ist darauf hinzuweisen, daß das Vorkommen dieser Kluftmineralien wie auch der oben erwähnten Gemengteile (Apatit, feinkörnig-flockiger Hämatit, Aegirinaugit) streng auf die Erzschiebt beschränkt ist und in den karbonatischen Gesteinen außerhalb nicht festgestellt wird. Jüngste Zerrungsklüfte sind mit Quarz und Calcit gefüllt.

Val Sterla II.

Die Erzschiebt von Val Sterla I steht nicht in direktem Zusammenhang mit der Vererzungszone von Val Sterla II. Auch rein lagerungsmäßig sind beide Vorkommen sehr verschieden. Handelt es sich dort um eine mehr oder weniger zusammenhängende Erzschiebt ausschließlich mit Eisenerzen als Inhalt, so findet man hier eine Anreicherung von einzelnen, unzusammenhängenden Erzknauern im diffus erzführenden Nebengestein. Als Inhalt der Knauer treten vorwiegend Manganerze auf. Über die Lage der Erzknauer und deren Beziehung zum Nebengestein orientiert Figur 16.

Als Nebengestein im Hangenden und im Liegenden steht fast reiner calcitischer Marmor an, welcher vereinzelt kleine Nester von Dolomit enthält. Die Übergänge zu den manganreichen Partien und den eigentlichen Erzknauern sind sehr unscharf und werden gebildet von feindispers tröpfchenförmigem Hämatit als Einschluß im Calcit einerseits und Mangankarbonaten andererseits. Charakteristisch ist die leichte Rotfärbung, welche gegen die Knauer zunimmt und damit den zunehmenden Erzgehalt andeutet.

Als Erz selber treten die erwähnten Knauer auf, lagig unzusammenhängend im karbonatischen Gestein. Die Dimensionen dieser Knauer variieren zwischen wenigen Zentimetern und knapp einem Meter in der Längsachse und 2—30 cm in der Dicke. Da die Marmorbänke stark zerbrochen sind, läßt sich leicht erkennen, daß die Knauer allseitig im Nebengestein auskeilen. Irgendwelche Zufuhrkanäle, durch welche Lösungen herzugeführt worden wären, lassen sich nicht feststellen.

Neben Mangankarbonat und ankeritischem Calcit als karbonatischen Erzminerale treten auf Hämatit, zurücktretend gegenüber den Manganerzen Braunit und Psilomelan-Pyrolusit. Interessanterweise sind auch hier die Erzminerale begleitet von sehr feinkörnigem Apatit, wogegen Eisen- und Mangansilikate, wie sie auf Val Sterla I die zentrale Partie bilden, fehlen. Im Gegensatz zu den quarzreichen Lagen der übrigen Erzzonen nimmt der Quarz hier nur untergeordnet am Aufbau der Erzlage teil. Eine spätere Durchklüftung der erzreichen Partie und des Nebengesteins wird nicht festgestellt.

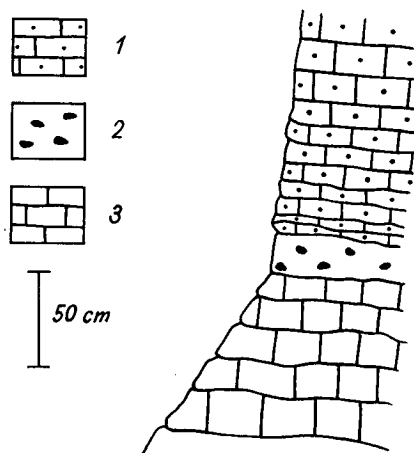


Fig. 17. Profil durch die Erzzone Bergwiesen
1 Triasquarzit, 2 Erzzone, 3 Triasmarmor

Über die mittlere Zusammensetzung eines Erzknauers gibt die neuangefertigte Analyse Auskunft:

Fe ₂ O ₃ . . .	21,8	Fe	14,4
MnO . . .	22,2	Mn	17,2
P ₂ O ₅ . . .	4,06	P	1,78

5. Bergwiesen

a) Situation und Aufbau der Lagerstätte

Diese in Ausdehnung und Mächtigkeit unwichtige Vererzungszone ist in lagerstättenkundlicher Hinsicht um so interessanter. Ihre Lage in sicher triasischen Sedimenten der Surettadecke kann für die spätere Diskussion über Alter und Genese von Bedeutung sein.

Dem alten Knappenweg nach der Grube von Starlera folgend, erreicht man auf 2250 m das Einsetzen des Triasquarzites zwischen kristalliner Unterlage und Triasmarmoren. Die Mächtigkeit des Quarzites nimmt gegen S schnell zu. Auf 2260 m setzt das Erz ein, welches in konkordanter Lagerung weiter gegen S hinaufzieht und auf 2350 m die Umbiegung der Samadafaltenstirn mitmacht. Kurz nach dieser Umbiegung setzt der Erzhorizont wieder aus. Im Triasprofil unterhalb der Lagerstätte Starlera steht der Erzhorizont nicht an; der Triasquarzit ist erzfrei.

Figur 17 gibt über die näheren Lagerungs-Verhältnisse der Erzschicht von Bergwiesen Auskunft.

Die Erzzone befindet sich im liegenden Schenkel der Samadafalte, das Profil gibt also die Verhältnisse in verkehrter Lage wieder. Das stratigraphisch Liegende der Erzzone besteht aus dünnplattigen, sericitführenden Quarziten, welche gegen das Kristallin an der Basis bankiger bis massig werden. Das Hangende wird von Marmoren und Dolomiten gebildet. Der eigentliche Erzhorizont befindet sich in streng konkordanter Lagerung zwischen dem Quarzit und der karbonatischen Serie. Deutliche Verdrängungen im Nebengestein werden nicht beobachtet.

b) Petrographie des Nebengesteins und der Erzzone

1. Quarzit, Triasbasis

Die Textur ist schwach gerichtet, die Struktur grano- bis lepidoblastisch. Mittelkörniger Quarz in Pflasterstruktur bildet den überwiegenden Hauptgemengteil. Einflüsse der Kataklase äußern sich in Mörtelkränzen um größere Porphyroblasten; undulöse Auslöschung und Böhm'sche Streifung sind nicht selten. Lagen und Fetzen von Sericit liegen parallelgerichtet im Quarzgrundgefüge. Sie sind die Ursache der makroskopisch auffallenden Bänderung und plattigen Beschaffenheit des Gesteins. Neugebildeter Albit tritt nur untergeordnet auf; selten sind Zirkon und idiomorpher, kataklastischer Granat. Kleine Porphyroblasten von Apatit sind ein spärlicher, aber immer vorhandener Gemengteil. Das Erz ist vorwiegend taflig-blättrig ausgebildet und liegt der Schichtung parallel. Tröpfchenförmige Individuen sind selten.

2. Erzhorizont

Die eigentliche Erzzone stellt eine feine Wechsellagerung von quarzreichen und apatitreichen Hämatiterzen dar (Hämatitquarzite und Hämatit-Apatitschiefer), welche sich makroskopisch kaum unterscheiden lassen. Beiden Typen ist die dunkelrote bis rotschwarze Anwitterungsfarbe sowie eine schwache Schieferung eigen.

Die Hämatitquarzitlagen entsprechen in Struktur und Mineralbestand denjenigen von Fianell und Starlera. Die Hämatit-Apatitschieferzonen, welche diesen Hämatitquarziten konkordant eingelagert sind, zeigen im Schliff folgende Merkmale: Sehr feine Wechsellagerung von hämatit- und apatitreichen Lagen. Quarz tritt sehr untergeordnet auf, ebenso Calcit, welcher später gebildet wurde. Der fein-

körnige fetzig-flockige Hämatit zeigt nie die idiomorphe Ausbildung, wie sie für den Quarzit im Liegenden typisch ist. Der feinkörnig-xenomorphe Apatit ist mit dem Hämatit aufs engste vermengt. Die Analyse dieses Hämatit-Apatitschiefers ergab folgende Werte:

Fe ₂ O ₃ . . .	29,8	Fe	20,8
MnO . . .	0,07	Mn	0,05
P ₂ O ₅ . . .	19,9 und 14,3	P	8,7
Karbonatgehalt (Gesamtkarbonat, nach Passon): 13,5%.			

3. Marmor, schwach dolomitisch

Dieses Gestein im Hangenden der Erzzone gleicht in Gefüge und Mineralbestand ganz dem Marmor, welcher auf der Lagerstätte Starlera das Hangende des Hämatitquarzites bildet. Am Kontakt mit der Erzlage bis in eine Entfernung von etwa 50 cm führt dieser Marmor noch kleine, unzusammenhängende Schmitzen von Hämatit, auch etwas Quarz und Sericit. Gegen oben geht er aber schnell in reinen, schwach dolomitischen Marmor über.

Die Durchklüftung der Erzzone ist äußerst minim. Klüfte mit den auf den andern Lagerstätten und Erzzenen typischen Kluftmineralien fehlen hier vollständig. Einzig schmale Risse und Zerrungsklüfte sind mit Quarz und Calcit ausgefüllt.

In seiner Lagerung zwischen unteren Triasquarziten und oberen Triasmarmoren und -dolomiten entspricht die Erzzone in den Bergwiesen stratigraphisch dem Campilerniveau, welches den Übergang von detritischer, quarzreicher Facies des Buntsandsteins zur marinen, kalkreichen, schwach dolomitischen Facies der mittleren und oberen Trias bildet.

6. Innerferrera

Während der Bauarbeiten für eine Seilbahnstation an der neuen Umfahrungsstraße unterhalb der Kirche Innerferrera kam ein kleines Vorkommen von Erz zum Vorschein. Dem Bauunternehmer, Herrn A. Margadant aus Sils i. Domleschg, der mich in freundlicher Weise darauf aufmerksam machte, sei auch an dieser Stelle herzlich dafür gedankt. Die Stelle ist inzwischen überbaut worden, so daß sie heute nicht mehr zugänglich ist.

Das Vorkommen war auf etwa 10 m² aufgeschlossen. Es liegt in einer Zone von Mischgesteinen aus Roffnagneisen einerseits und Triasmarmoren andererseits.

Die karbonatreichen Nebengesteinspartien bestehen aus mittelkörnigem Calcit als Hauptgemengenteil in Mosaikstruktur. Starke Druckzwillingsbildung ist charakteristisch. Muskowit ist hypidiomorph porphyroblastisch im Calcitgefüge regellos verteilt oder tritt in kleineren Flatschen auf. Einschlüsse von Zirkon, Turmalin und Rutil fehlen gänzlich. Titanit ist sehr selten. Der Quarz, regellos verteilt oder zu Nestern aggregiert, zeigt xenomorphe Ausbildung. Mörtelkränze um größere Individuen und undulöse Auslöschung sind häufig. Er ist frei von Einschlüssen. Als Feldspäte treten Porphyroblasten von perthitisch entmischttem Mikroklin auf, welcher meist reichlich Einschlüsse von feinem Sericit enthält. Der Albit in hypidiomorpher und xenomorpher Ausbildung ist neugebildet und zeigt starke polysynthetische Verzwillingung. Apatit in xenomorphen, rundlichen Körnern wird zurücktretend, unregelmäßig verteilt im ganzen Schliiff beobachtet. Blaßgrüner Phengit tritt in den karbonatarmlen Partien auf.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch, die Textur richtungslos, selten schwach gerichtet.

Die erzreichen Partien sind unregelmäßig in diesen Mischgesteinen verteilt. Ihr konvex-buchtiges Auftreten bei massig-richtungsloser Textur deutet auf Verdrängung hin. Stets sind sie von reichlich hellgrünem Aegirin begleitet, welcher mit dem Erz eng verbunden ist. Stellenweise treten eigentliche Aegirinfelse auf.

Hämatit tritt als einziges Erzmineral auf. Seine mittelkörnige Ausbildung sowie die Abwesenheit von feinkörnigem Quarz ergeben die makroskopisch charakteristische stahlgraue Farbe. Die Struktur ist granoblastisch gleichmittelkörnig (Pflasterstruktur). Am Kontakt gegen Karbonat ist taflig-blättrige Ausbildung häufig. Einzelne isolierte Individuen können Durchmesser von 3 mm erreichen.

Der Aegirin als Begleiter des Hämatites zeigt säulige bis langstengelige Ausbildung. Hauptsächlich bildet er die Randzonen des Erzes gegen das Nebengestein, kann aber auch feinverteilt in diesem auftreten. Er entspricht dem von Starlera beschriebenen Aegirin in allen Teilen. Quarz und Albit liegen als Letztausscheidungen in den Zwickeln der Hämatit-Aegirinmassen, bilden aber auch mit hellblauem Asbest die Füllmassen der durch spätere tektonische Bewegungen bedingten Klüfte und Risse.

7. Piz Mazza

Im Gipfelgebiet des Piz Mazza, der als mächtiger Marmorklotz dem Piz Grisch westlich vorgelagert ist, befindet sich eine weitere Vererzungszone. Von der Lagerstätte Fianell über die Schneefelder und Geröllhalden am N-Hang des Piz Mazza ausgehend, erreicht man bereits auf 2650—2660 m erste Anzeichen einer Vererzung, welche am Übergang vom Roffnakristallin zum Triasmarmor liegt und nicht auf die karbonatischen Nebengesteine übergreift.

Die eigentliche Erzzone liegt auf 2770—2790 m nordöstlich des Gipfels. Nebengestein und Erzträger ist dolomitischer Marmor von schwach rötlicher Farbe, welche auf feiner Beimengung von Hämatit beruht. Eine richtige Erzlage ist nicht vorhanden. Es handelt sich vielmehr um kleine, unzusammenhängende Linsen und Schmitzen von feinkörnigem, fetzigem Hämatit, begleitet von feinkörnig xenomorphem Quarz und spärlichem Apatit, welcher streng an das Auftreten des Hämatites gebunden ist. Diese Linsen und Schmitzen, welche konkordant im Nebengestein liegen, sind maximal 10 cm dick und 15—30 cm lang.

II. Die Einzelmineralien und ihr Auftreten

1. Hämatit

Der Hämatit ist sowohl intensiv als auch extensiv das weitaus häufigste Erzmineral. Makroskopisch fällt er durch seine typisch stahlgraue Farbe auf, welche gegenüber den Manganerzen einen deutlichen Stich ins Bläuliche zeigt. Sein relativ hohes Reflexionsvermögen im Anschliff, der reinweiße Reflexton mit schwach bläulichem Stich und die große Härte vereinfachen seine Diagnostizierung gegenüber allen andern Mineralien. Innenreflexe werden nur selten beobachtet. Dagegen sind blutrote Grenzflächenreflexe, wie sie W. EPPRECHT (16) beschreibt, sehr häufig und treten bei diffuser Verteilung des Minerals in der Gangart besonders schön hervor.

In morphologischer Hinsicht zeigt der Hämatit vorherrschend blättrigen Habitus. Die Form der einzelnen Individuen sowie deren Größe schwankt sehr stark. Am häufigsten sind äußerst dünnblättrige, xenomorphe Schüppchen und Blättchen, welche lappig-fetzig begrenzt sind. Ihr Durchmesser liegt zwischen $< 1 \mu$ und etwa 10μ . Im Durchlicht zeigen diese Schüppchen meist rote Farben. Am verbreitetsten wird dieser Typ mit ebenso feinkörniger Gangart zusammen oder als Einschluß in letzterer angetroffen (kryptolepidoider und lepidoblastischer Typ nach W. EPPRECHT) (16, S. 14).

Liegt der Durchmesser über etwa 50μ , so tritt der Hämatit in zwei verschiedenen Formen auf. Entweder ist er xenomorph blättrig mit mehr oder weniger gleichmäßiger Begrenzung oder idiomorph langtaflig. Das Verhältnis von Länge zu Breite beträgt dann etwa ein Fünftel bis ein Fünfzehntel. Im letzteren Fall handelt es sich größtenteils um Rekristallisationsprodukte, welche mit grobspätigem Calcit zusammen auftreten und oft makroskopisch erkennbar sind. Andere Hämatittafeln wieder begleiten Aegirin, Quarz, Albit und untergeordnet andere Kluftmineralien auf jüngeren Gängen und Adern innerhalb der Erzzone.

Grobkörnige, dicktaflige Ausbildung des Hämatits wird in den Handstücken der Erzzone von Innerferrera angetroffen. Der Durchmesser der einzelnen Tafeln liegt zwischen 150μ und 300μ .

Zwillingsbildungen parallel (1011) zeigen nur die relativ grobkristallinen, langtafligen und dicktafligen Hämatitindividuen, bei den feinkristallinen Ausbildungen scheinen Zwillingsbildungen ganz zu fehlen.

Auf seine chemische Zusammensetzung wurde das Mineral nicht näher untersucht. Aus den Analysen hämatitreicher Erze kann geschlossen werden, daß der Gehalt an Ti verschwindend klein sein muß. Versuchsweise wurden von drei Hämatitproben — kryptolepidoide Einschlüsse aus Karbonat herausgelöst (Val Sterla II), feinkristalliner (Fianell) und grobkristalliner, dicktafliger Typus (Innerferrera) — die Röntgendaten bestimmt, welche eine auffallende Übereinstimmung ergaben.

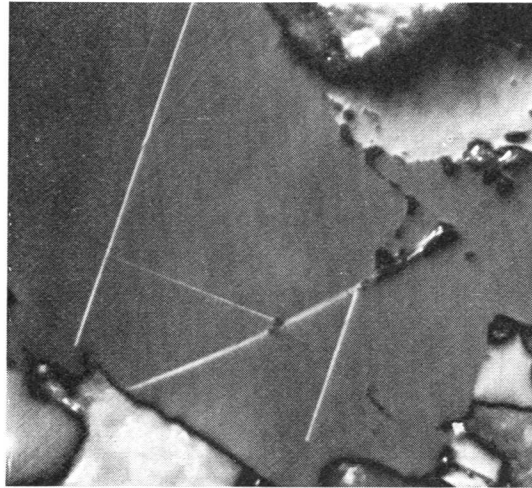


Fig. 18. Zwillingsbildungen an Hämatit nach (1011) und Translation nach (0001).
Anschliff Innerferrera, 160fach vergrößert, X Nicols

2. Magnetit

Das Vorkommen von Magnetit als Oxyd des zweiwertigen Eisens ist beschränkt auf den Erz- ausbiß von Fianell Ost. Begleitet von tafligem Hämatit, erscheint er im leicht schiefrigen Hämatit- quarzit, welcher diese Erzsomitze bildet. Sein Auftreten ist um so eigenartiger, als er auf keiner der andern Lagerstätten in der Trias, auch nicht im etwa 250 m westlich gelegenen Fianell West, gefunden werden konnte.

Die Größe der einzelnen, unregelmäßig verteilten Magnetitoktaeder schwankt zwischen 10 mm und 1 mm. Martitisierungserscheinungen sind bei der Mehrzahl dieser Individuen festzustellen. Sie scheint nicht zonar vom Rand her gegen das Innere des Kristalls fortzuschreiten, vielmehr verdrängt der Hämatit den Magnetit netzartig von unregelmäßig verlaufenden Rissen aus. Doch scheint der taflige Hämatit nicht das Verdrängungsprodukt zu sein. Seine gute Einordnung in die Schieferungs- richtung des Quarzites sowie seine taflige Ausbildung sprechen dagegen.

3. Eisenhydroxyde

Der Hämatit scheint gegen die Einflüsse der Verwitterung recht widerstandsfähig zu sein. Fast nie wird innerhalb der Hämatiterze Limonit gefunden. Karbonatführende Erzpartien und Aderfüllungen auf Starlera und Finaell sowie die sehr seltenen, pyritführenden Proben vom Schmorrasgrat zeigen hin- gegen einen recht beträchtlichen Gehalt an Limonit. Ebenso wird Limonitentmischung in Fe-haltigen Karbonatkristallen entlang der rhomboedrischen Spaltbarkeit häufig beobachtet.

Primäre Eisenhydroxyde konnten nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Eine Probe aus dem lagigen Hämatiterzhorizont von Starlera läßt aber die Anwesenheit von primärem Nadeleisenerz ver- muten. Langspießige bis nadlige Individuen eines Eisenhydroxydminerals liegen in paralleler, wellen- förmiger, stellenweise gestörter Anordnung, von reichlich Quarz und feinkörnigem Hämatit begleitet

(Tafel I, Abb. 1). Eine pseudomorphe Verdrängung von Hämatit ist ausgeschlossen, da dieses Mineral in nächster Nachbarschaft fetzig-lappige Ausbildung zeigt.

4. Braunit

Da es sich beim Braunit um ein Mineral handelt, welches in sehr engem paragenetischem Zusammenhang mit den Oxyden Hämatit, Hausmannit und Jakobsit steht, soll es außerhalb der Reihe der Silikate an dieser Stelle behandelt werden.

Bis zu den Untersuchungen der Lagerstätten von Fianell und Starlera durch A. GLAUSER (30) gegen Ende des letzten Krieges ist allgemein das Manganerz dieser Lagerstätten als Hausmannit angesprochen worden. GLAUSER erwähnt in seinem Bericht erstmals, daß auf Fianell das Mangansilikat Braunit auftrete. Diese Beobachtung wurde bestätigt und gilt auch für die Erzzone von Starlera und Val Sterla II. Auf allen diesen Erzzone ist Braunit das vorherrschende Manganerzmineral, auf Starlera und Val Sterla II sogar das einzige.

Makroskopisch ist der Braunit dunkelgrau bis schwarz. Der Strich ist schwarz bis braunschwarz. Sein Auftreten ist beschränkt auf die linsen- und taschenartigen Einlagerungen innerhalb der massig-knorrigen Erzzone von Fianell und Starlera sowie auf die knollenartigen Erzvorkommen von Val Sterla II. Eine Ausnahme bilden die feinverteilten Braunitelagerungen im lagig vererzten Marmor von Starlera, wo er ebenso fein verteilten Hämatit begleitet.

Im Anschliff zeigt der Braunit einen grauweißen Reflexton mit einem deutlich rotbräunlichen Stich. Gegen Hämatit ist das Reflexionsvermögen viel tiefer. In Öl ist der Reflexionspleochroismus bei guter Politur schwach, aber deutlich zu erkennen; die Anisotropieeffekte sind nicht zu übersehen. Innenreflexe wurden keine beobachtet.

Morphologisch sind zwei Ausbildungen dieses Minerals festzuhalten. In den monomineralischen Aggregaten oder zusammen mit Jakobsit, Hausmannit und Hämatit von Starlera und Fianell sind xenomorph feinkörnige Individuen vorherrschend. Sie bilden entweder ein pflasterartiges Gefüge oder, wenn verzahnt ineinander verwachsen, ein schwaches Implikationsgefüge. Der Korndurchmesser schwankt zwischen 5 μ und 50 μ . Verdrängung von Braunit durch Karbonat entlang feinen Rissen und Spalten wird hier sehr häufig beobachtet. — Anders der Braunit von Val Sterla II. Hier herrschen mittelkörnige, polygonale Formen vor, welche scharfkantig begrenzt an Karbonat stoßen. Analoge Ausbildung wird auch auf Starlera in jungen Adern angetroffen (Fig. 19).

Durch J. ALTMANN (1) wurden von einer Braunitprobe die Röntgendaten bestimmt, welche gut mit denjenigen des Braunites von Falotta (Th. GEIGER, 27) übereinstimmen.

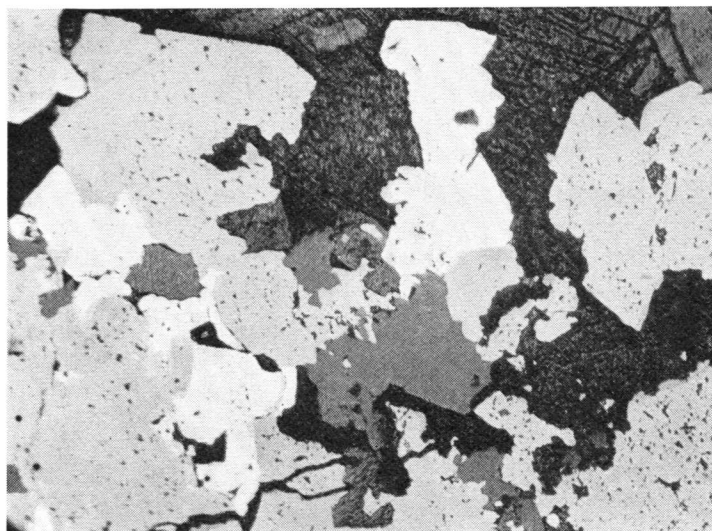


Fig. 19. Polygonal begrenzter Braunit (hellgrau) wird verdrängt durch Psilomelan (weiß) und Calcit (dunkelgrau, Bildmitte). Anschliff Starlera, 160fach vergrößert

5. Jakobsit

Das Auftreten dieses recht seltenen Eisen-Manganoxydes ist, wie das des Hausmannites, beschränkt auf die Lagerstätte von Fianell. Als Träger der ferromagnetischen Eigenschaften wurde er erst 1945 anlässlich der geophysikalischen Vermessung der Lagerstätte von E. NIGGLI (55) erkannt.

Es handelt sich dabei meist um kleine schlieren- und inselartige Einlagerungen im braunitreichen Erz. Die jakobsitreichen Partien lassen sich makroskopisch auf den polierten Schliefflächen an der eher stahlgrauen Farbe im schwarzen Braunit erkennen. Mit einer kleinen Magnetnadel sind diese Stellen leicht zu finden.

Die erzmikroskopischen Merkmale sind von denjenigen des Braunites nur wenig verschieden. Das Reflexionsvermögen ist mittel, der Reflexion in Luft grauweiß mit einem gelblichen Stich. In Öl wird dieser farbige Ton verstärkt und ist gegen den grauen Braunit deutlich oliv bis gelblich. Das Mineral gehört der Gruppe der Spinelle an, wäre somit isotrop. Nicht selten — und nur in Öl zu erkennen — kann jedoch ein schwacher Reflexionspleochroismus festgestellt werden. Bei X Nicols erkennt man dann schwache Anisotropieeffekte. Hand in Hand mit diesem anisotropen Verhalten des Jakobsites geht eine feine Nuancierung der Farbtöne. Während die isotropen Partien die sattesten Olivtöne zeigen, wird mit zunehmender Anisotropie der Reflexion gelblich und nähert sich demjenigen des Braunites. Die Kantenlänge des Elementarkubus für den Jakobsit von Fianell wurde durch E. NIGGLI (55) an Hand von Röntgenaufnahmen bestimmt und ergab den Wert $a = 8,49 \text{ \AA}$, was einer chemischen Zusammensetzung von 45 Mol% Mn_3O_4 und 55 Mol% Fe_3O_4 entspricht. Jakobsitführende Manganerze (bis zu 20 Vol% Jakobsit) zeigen stark ferromagnetische Eigenschaften mit Werten der Volumenssuszeptibilität χ bis zu 0,091 (E. NIGGLI, 55). Das χ von reinem Jakobsit liegt nach Literatur um 0,1. Als Begleiter des Jakobsites tritt in den meisten Fällen Hämatit auf in buchtig begrenzten Formen, welche stark an Korrosionsformen erinnern. Das Gefüge der Jakobsitaggregate ist dem der Braunitpartien, in welchen sie auftreten, analog. Dank der schwachen Anisotropieeffekte erkennt man vorherrschend pflasterartige, seltener verzahnte Verwachsung der Einzelkörner.

Nach P. RAMDOHR (72) und H. SCHNEIDERHÖHN (78) ist der Jakobsit als metamorphes Produkt ein Mineral der höheren Kata- bis tieferen Mesozone. In dieser Richtung würde ebenfalls das Auftreten von Spessartin in der silikatischen Eisen-Manganzone deuten. Andererseits zeigt das unmittelbare Nebengestein keine Anzeichen einer so starken Metamorphose. Es könnte sich beim Jakobsit um ein Reaktionsprodukt von bereits vorhandenem Braunit und zugeführtem Hämatit handeln. Nach den Verwachsungsbildern der beiden Mineralien zu schließen, scheint eine Verdrängung unwahrscheinlich.

6. Hausmannit

Der Hausmannit ist beschränkt auf die Lagerstätte von Fianell, wo er sporadisch und in kleinen Mengen als Begleiter von Braunit und Jakobsit auftritt. Eine Regelmäßigkeit in seiner Verteilung konnte nicht festgestellt werden.

Im Anschliff ist die Verwechslung mit dem sehr ähnlichen Braunit anfänglich leicht möglich. Mit einiger Übung erkennt man jedoch den, von H. SCHNEIDERHÖHN (78) beschriebenen moiréartigen Schimmer und die sehr feine Zwillinglamellierung nach (101). Diese beiden Eigenschaften sind für dieses Mineral hier typisch und erleichtern die Diagnostizierung.

Seine Ausbildung entspricht ganz derjenigen des Braunites, mit welchem er eng verwachsen auftritt. Die Größe der Einzelkörner liegt um 50μ .

7. «Psilomelan»

Viele Manganerzproben, welche aus der Oxydationszone der Lagerstätten stammen, zeigen auf ihrer Oberfläche schwarzbraune bis schwarze Anflüge. Nach erzmikroskopischem Befund handelt es sich

dabei um die Komponenten 1 und 2 der «Psilomelan-Pyrolusitgruppe», wie sie von H. SCHNEIDER-HÖHN und P. RAMDOHR (82) aufgestellt und charakterisiert wurde.

Komponente 1 ist relativ selten. Das Reflexionsvermögen in gutpolierten Schliffen ist höher als das von Braunit, der Reflexion eher weiß. Sie bildet feinkristalline Aggregate, welche die Braunitpartien auf Rissen und Adern durchsetzen.

Komponente 2 ist viel häufiger und bildet die Hauptmasse der Oxydationsüberzüge auf den Manganerzen. Ihre Ausbildung ist sehr feinkörnig bis feinfasrig. Stellenweise scheint diese Komponente isotrop.

8. Quarz

Mit Ausnahme der Erzzone Val Sterla II ist Quarz auf allen Lagerstätten die weitaus häufigste Gangart. Als charakteristischer Begleiter des Hämatites stimmt er mit diesem auch in Ausbildung und Korngröße überein (lagige Hämatiterzzonen, Hämatitquarzite). In den manganreichen Erzpartien tritt er zurück.

Der Quarz zeigt in der Regel xenomorphe, sehr feinkörnige bis mittelkörnige Ausbildung. Gegenüber den detritischen, eher rundlichen Formen der Quarzkörner in den Triasquarziten beobachtet man hier mehr fetzige, lappig verwachsene und oft linear gestreckte Ausbildung. Die Korngröße schwankt zwischen 1 μ und 100 μ . Eine Analogie mit dem begleitenden Hämatit ist unverkennbar. Die sehr zahlreichen Einschlüsse dieses Erzminerals innerhalb der ausgesprochen feinkörnigen Quarzindividuen erlauben die Annahme, daß diese beiden Mineralien gleichzeitig entstanden sind. Spätere tektonische Bewegungen führten zu Entmischungen und getrennten Sammelkristallisationen in granoblastischem oder mosaikartigem Gefüge.

Auf jüngeren Adern und Rissen erscheint der Quarz als Letztausscheidung zusammen mit Albit. Hypidiomorphe Ausbildung ist selten, meist handelt es sich um Füllmassen in den Zwickeln von Karbonat, Aegirin und Hämatit. Grobkörnige Quarze lassen immer die Einwirkungen einer nachträglichen mechanischen Beanspruchung erkennen.

9. Karbonate

Während die triasischen Nebengesteine aller dieser Lagerstätten karbonatischer Zusammensetzung sind — mit Ausnahme der Triasquarzite und der Kristallinmylonite — ist der Karbonatanteil innerhalb der Erzzone recht gering. Reichlicher werden Karbonate erst wieder in den jüngeren Klüften gefunden.

Im Rahmen des näheren Untersuchungsgebietes gesehen, herrschen im Surettaraum Ca-Karbonate vor (Calcit). Im Raum der Splügenerkalkberg-Weißbergzone dagegen Ca-Mg-Karbonate (Dolomit).

Bei den Karbonaten der Nebengesteine und der jungen Klüftfüllungen handelt es sich vorwiegend um reine Glieder der verschiedenen Typen. Dagegen scheinen in den eigentlichen Erzzone Mischglieder aufzutreten. Die genaue Bestimmung, ob es sich um die reinen Endglieder oder um Mischglieder handelt, ist nur auf röntgenographischem Weg möglich. Die nachfolgenden Angaben beruhen auf qualitativ chemischen Analysen und der Bestimmung des Brechungsindex.

a) Calcit

In morphologischer Hinsicht zeigt der Calcit zwei verschiedene Ausbildungen. Fein- bis mittelkörnige, stets xenomorphe Ausbildung ist typisch für die Marmore. Die Struktur ist granoblastisch. Größtenteils ist dieser Calcit einschlußfrei, kann aber, vor allem in der Nähe der Erzzone, lokal feindispersen Hämatit als Einschluß führen.

Als Klüftmineral zeigt der Calcit hypidiomorphe und idiomorphe Formen. Zwillingsbildungen sind

hier besonders gut entwickelt. In Analogie zum Quarz, mit welchem er sehr häufig auf Klüften auftritt, stellt man meist undulöse Auslöschung fest, welche auf spätere mechanische Beanspruchung hinweist.

Als Verdränger von Manganerzen tritt der Calcit in großem Ausmaß auf der Lagerstätte von Starlera auf. Von kleinen Fugen und Rissen innerhalb der erzreichen Partien aus verteilt er sich, stark verästelnd, ins Erz, welches er pseudomorph verdrängt. An die Stelle der granoblastischen und mosaikartigen Strukturen der Marmore treten implikationsähnliche Gefügebilder von verzahnt verwachsenen, sehr feinkörnigen Calcitindividuen.

b) Dolomit

Der Dolomit der Nebengesteine ist durchweg feinkristallin bis dicht. Das Gefüge ist meist feingranoblastisch, oft sind die Einzelkörner schwach verzahnt miteinander verwachsen.

Recht häufig werden innerhalb der Hämatitquarzite und der hämatitführenden Sericit-Quarzphyllite kleine, idiomorphe Rhomboeder von Dolomit beobachtet. Diese Kristalle, mit Kantenlängen von 10–50 μ sind zweifellos jüngere Bildungen, da sie ungeregelt die Sericit- und Quarzlagen durchdringen und verdrängen.

c) Manganocalcit

Die manganreichen Erzknauer der Erzzone von Val Sterla II, der lagig vererzte Marmor von Starlera sowie kleine karbonatische Partien innerhalb der Hämatiterzlage von Fianell führen stellenweise ein rosa bis hellrot gefärbtes, feinkörniges Karbonat, welches als Manganocalcit zu bezeichnen ist.

Die einzelnen Körner, deren Durchmesser um 20–30 μ liegt, zeigen fetzige und lappige Ausbildung und verzahnte Verwachsung. Stets führen sie reichlich Einschlüsse von feinstem, dispers eingelagertem Hämatit, der auch die Rotfärbung dieses Manganocalcit bedingt.

Mn- und Fe-Gehalt (Mittel aus drei Proben):

MnO . . 1,85 % FeO . . 0,58 %.

10. Aegirinaugit

Neben dem Sericit ist der Aegirinaugit sowohl intensiv wie extensiv das bedeutendste Silikat. Seine größte Verbreitung findet er in der silikatischen Eisen-Manganzone von Fianell, wo er z. T. hornfelsartige Partien innerhalb dieser Zone bildet.

In morphologischer Hinsicht sind zwei verschiedene Ausbildungen zu unterscheiden, welche denjenigen des Hämatites, den er begleitet, sehr ähnlich sind. In den meisten Fällen bildet er dunkelbraune bis beigebraune, scheinbar dichte Massen. Die Einzelindividuen, deren Korngröße um 1 μ liegt, lassen fetzenartige Formen erkennen, welche kaum je die Anwesenheit eines stengligen Minerals vermuten lassen. Röntgenaufnahmen (Pulveraufnahmen) dieser dichten Aggregate, verglichen mit solchen eindeutig identifizierter Aegirinaugite aus derselben Zone, ergaben gleiche d-Werte. Im Innern enthalten diese Aegirinaugitmassen sehr oft Schlieren von ebenso feinkörnigem, fetzenartigem Hämatit. Ob es sich dabei um eine Fe-Ausscheidung des recht Fe-reichen Aegirinaugites handelt oder ob, wie eher vermutet wird, die Aegirinaugitmassen das Produkt von Verdrängungserscheinungen gegen Hämatit darstellen, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Idiomorphe säulige bis langstenglige Ausbildung zeigt der Aegirinaugit an den Rändern dieser dichten Massen sowie am Kontakt zwischen der silikatischen Eisen-Manganzone und dem karbonatischen Nebengestein. Die einzelnen Kristalle können hier Größen bis zu 2 cm erreichen. Zonarbau wurde nicht beobachtet, dagegen enthalten die Kernpartien oft reichlich feindispersen Hämatit eingelagert. Der grobkristalline Hämatit, mit dem zusammen er auftritt, zeigt ebenfalls idiomorphe Formen.

Die optische Untersuchung ergab folgende Werte:

Lichtbrechung $n_\alpha = 1,714$ farblos bis graubräunlich

$n_\gamma = 1,746$ gelblich bis hellrötlichgelb

Doppelbrechung ($n_\gamma - n_\alpha$) = 0,032 spez. Gewicht $\sigma = 3,31$

Optischer Charakter zweiachsig negativ.

Mit Hilfe von Schwerelösungen (Methylenjodid Spez. G.3,4) und einer Kaliumbisulfatschmelze wurde eine möglichst homogene Probe für die chemische Analyse zubereitet, welche folgende Resultate ergab:

SiO ₂ . . .	53,8
TiO ₂ . . .	—
Al ₂ O ₃ . . .	2,3
Fe ₂ O ₃ . . .	18,3
MnO . . .	2,8
CaO . . .	10,4
MgO . . .	7,1
Na ₂ O . . .	5,7
	100,4

Herrn Dr. sc. nat. Max Weibel (Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH, Zürich) welcher mit Hilfe des Jarrell-Ash-Ebert-Spektrographen den Na-Gehalt bestimmte, sei an dieser Stelle dafür herzlich gedankt.

Zur Veranschaulichung läßt sich der Aegirinaugit wie folgt aus bekannten Endgliedern berechnen:

9,1 %	NaAlSi ₂ O ₆
32,4 %	NaFeSi ₂ O ₆
38,1 %	CaMgSi ₂ O ₆
9,1 %	Mn ₂ Si ₂ O ₆

Dabei bleiben 4,8 % SiO₂ und 6,8 % Fe₂O₃ übrig, welche bei dieser Art der Berechnung nicht untergebracht werden können.

11. Aegirin

Hellgrüner, säulig und langstenglig idiomorph ausgebildeter Aegirin wurde anstehend nur auf der Lagerstätte von Starlera und in der Erzzone von Innerferrera gefunden. Auf Starlera kann dieses Mineral mit Sicherheit als spätere Bildung erkannt werden, indem es immer auf jungen Klüften erscheint, welche vom Kristallin her das lagig hämatitführende Nebengestein diskordant durchschlagen. Als Begleiter treten auf xenomorpher Quarz und Albit sowie idiomorpher Calcit und Klufthämatit.

In der Erzzone von Innerferrera dagegen erscheint der Aegirin als Skarnbildung. Stellenweise bildet er eigentliche Aegirinfelse, welche gegen das karbonatische Nebengestein durch ein 1—5 cm breites Salband von Hämatit und feinkörnigem Aegirin getrennt sind.

Nach den Feldbeobachtungen zu schließen, scheint das Auftreten des Aegirins streng an Fe-reiche Zonen einerseits (Erzzonen) und an das Vorkommen von Kristallin andererseits (Mylonite von Starlera, Roffnakristallin von Innerferrera) gebunden zu sein. Wo letzteres fehlt, kann innerhalb der Erzzonen und in deren näheren Umgebung kein Aegirin gefunden werden. Die Durchsicht der Dünnschliffe von Starlera ergibt, daß der Aegirin in kleinen Gängchen und Wanderungszonen auftritt, welche vom Dachmylonit aus gegen die massig-knorrige Erzzone quer durch das Nebengestein ziehen. Der Aegirin muß hier also jünger sein als die Erzbildung im Nebengestein.

Ein weiterer Hinweis auf das Vorkommen von Aegirin ist der fasrige, farblos bis schwach hellblaue Asbest. Auch dieses Mineral konnte nur auf Starlera und in Innerferrera gefunden werden, und zwar stets als Neubildung auf Rutschharnischen und Bewegungszonen der letzten Deformationsbewegungen innerhalb der aegirinführenden Gesteine.

Die optischen Daten des Aegirins stimmen mit jenen von M. GRÜNENFELDER (31) angegebenen überein. Desgleichen ergab die Auswertung einer Röntgenaufnahme analoge Werte mit folgenden wichtigsten Linien:

Intensität	d-Werte (in Å)
mst	4,39
st	2,96
mst	2,88
st	2,51
mst	1,626

12. Rhodonit

Das Mangansilikat Rhodonit erscheint nur in den manganreichen Erzpartien der Lagerstätten von Fianell und Starlera. Nie tritt es innerhalb der eigentlichen Erzzone oder -lagen auf; stets ist sein Vorkommen, analog demjenigen von Baryt und Aegirin, gebunden an die jungen Klüfte.

Makroskopisch ist der frische Rhodonit leicht an seiner rosa- bis lachsroten Farbe und seinem hohen Glanz auf den reichlichen Spaltfältchen zu erkennen. Vom ähnlich gefärbten Rhodochrosit oder Manganocalcit unterscheidet er sich durch die größere Härte.

Die Ausbildung ist durchweg hypidiomorph kurzsäulig bis stenglig. Im Schliff erkennt man eine feine dunkle Pigmentierung, welche die Kristalle staubartig durchsetzt. Es mag sich dabei um eine Ausscheidung von Manganoxiden handeln, da dieses Mineral in der Oxydationszone recht unbeständig ist. Analoge Erscheinungen gibt TH. GEIGER (27) vom Rhodonit der Oberhalbsteiner Manganerzlagerstätten an. Der Pleochroismus ist auch in dickeren Präparaten extrem schwach. Der Auslöschungswinkel n_{γ}/c liegt zwischen 23° und 25° .

Eigenartig ist das Fehlen dieses Minerals in der Erzzone von Val Sterla II. Scheinbar ist seine Bildung streng gebunden sowohl an Mangan als auch an Quarz, so daß bei fehlendem Quarz hier auch der Rhodonit ausbleibt.

13. Richterit

Diese Mn-führende Hornblende wird ausschließlich auf der Lagerstätte von Fianell festgestellt. Ihr Auftreten ist an kleine lokale Mylonitzonen zwischen dem Hämatitquarzit und dem Marmor im Dach der Abbaunische sowie an den Kontakt zwischen der silikatischen Eisen-Manganzone und dem Marmor gebunden.

Die Ausbildung ist hypidiomorph bis idiomorph langstenglig, die Spaltbarkeit in der Längsrichtung sehr gut. Als optische Daten wurden bestimmt: optischer Charakter zweiachsig negativ.

Lichtbrechung	$n_{\alpha} = 1,623$	farblos
	$n_{\gamma} = 1,643$	farblos bis schwach gelblich
Doppelberechnung ($n_{\gamma} - n_{\alpha}$)	0,02	
Auslöschungsschiefen	$n_{\alpha}/a = 5^{\circ}$	$n_{\gamma}/c = 19^{\circ}$

14. Muskowit

Blättriger Muskowit tritt vorwiegend in den Nebengesteinen der Lagerstätten (Quarzite und Marmore) auf. Die einzelnen Blättchen haben Längen von 100 μ und mehr. Mit Chlorit und Sericit zusammen bildet er die glimmerreichen Partien der Mylonite und Phyllite im Dach und an der Sohle der Lagerstätte von Starlera. Diese glimmerreichen Zonen, tektonisch durchbewegt, zeigen im Detail intensive Faltungserscheinungen, die Glimmerminerale sind stark verbogen und stellenweise fetzenartig zerrissen. Unregelmäßig verteilt und nur sehr lokal tritt in den manganreichen Erzzone sowie in jüngeren Klüften, welche diese Erzzone queren, dünnblättrig bis schuppig ausgebildeter manganhaltiger Muskowit auf. Eine Probe dieses Minerals wurde von J. JAKOB (41) auf seine chemische Zusammensetzung hin untersucht.

Die Analyse ergab folgende Werte:

	Gew. %	Mol. %
SiO ₂	48,80	51,17
TiO ₂	0,92	0,73
Al ₂ O ₃	22,00	13,61
Fe ₂ O ₃	5,68	2,32

	Gew. %	Mol. %
FeO	0,0	0,0
Mn ₂ O ₃	0,72	0,29
MnO	0,0	0,0
MgO	5,74	8,99
CaO	0,0	0,0
Na ₂ O	1,56	1,68
K ₂ O	10,07	6,76
H ₂ O+	4,12	14,45
H ₂ O-	0,10	
	99,71	100,00

15. Sericit

Weit häufiger tritt Glimmer in Form von Sericit auf. Als Begleiter von Hämatit und Quarz bildet er in der Erzzone des Schmorrasgrates lokal oft sogar die Hauptkomponente (Sericitphyllite). Auch in den Hämatitquarziten von Fianell und Starlera ist er ein nie fehlender Bestandteil.

Charakteristisch für diesen Sericit ist als erstes seine ausgesprochen feinstkristalline, stets idiomorphe Ausbildung. Die Länge der Einzelblättchen ist kaum je größer als 10 μ . Als zweites fällt seine gute Einregelung ins Quarzgrundgewebe auf. Eine Sericitprobe von Starlera wurde früher schon von J. JAKOB (36) auf die chemische Zusammensetzung hin untersucht.

Analysenresultate eines schwach rötlichen Sericites aus dem Stollendach von Starlera.

	Gew. %	Mol. %
SiO ₂	50,20	53,44
TiO ₂	0,81	0,65
Al ₂ O ₃	19,69	12,37
Fe ₂ O ₃	9,62	3,86
FeO	0,0	0,0
Mn ₂ O ₃	0,0	0,0
MnO	0,60	0,55
CaO	0,0	0,0
MgO	3,82	6,08
Na ₂ O	1,50	1,55
K ₂ O	9,76	6,65
H ₂ O+	4,17	
H ₂ O-	0,0	14,85
	100,17	100,00

Auffallend an den Analysenresultaten ist der hohe Gehalt an Fe^{III}, das Fehlen von Fe^{II}, der relativ geringe Gehalt an Al sowie der Gehalt an Mn. Der Mn-Gehalt deutet auf die Mitwirkung von Mn-haltigen Lösungen hin, die Dominanz des Fe^{III} läßt auf oxydierende Bildungsbedingungen schließen. Tatsächlich wird in diesen Gesteinen die strikte Abwesenheit von Magnetit und Pyrit konstatiert, eine Feststellung, welche ihrerseits ebenfalls auf oxydierende Zusammensetzung des Milieus hindeutet.

16. Asbest

Als Begleiter des hellgrünen Aegirins wird auf den Erzvorkommen von Starlera und Innerferrera Asbest gefunden. Er ist an Rutschharnische und späte tektonische Bewegungszonen innerhalb der aegirinreichen Partien gebunden.

Der Habitus ist nadlig bis spießig. Es können zwei Varietäten unterschieden werden, eine weiße (Starlera) und eine bläuliche (Innerferrera). Als optische Daten wurden bestimmt:

Lichtbrechung $n_\alpha = 1,646\text{--}1,648$ farblos und schwach bläulich

$n_\gamma = 1,652\text{--}1,653$ farblos

Doppelbrechung um 0,006 meist grünlichblaue anomale Interferenzfarben. n_α liegt in der Längsachse der Nadeln.

Von beiden Varietäten wurden Röntgenaufnahmen (Pulveraufnahmen) gemacht, welche die folgenden stärksten Linien ergaben:

Asbest weiß		Asbest bläulich	
Intensität	d-Werte (Å)	Intensität	d-Werte (Å)
m	8,421	m	8,421
mst	4,872	mst	4,885
m	4,470	m	4,492
mst	3,381	mst	3,399
st	2,704	st	2,712
sst	2,524	sst	2,527
st	1,575	st	1,579
st	1,507	st	1,509
m	1,280	m	1,283

17. Spessartin

Abgesehen vom Vorkommen als Übergengenteil in den Triasquarziten — Bergwiesen — wird Granat nur auf der Lagerstätte von Fianell angetroffen. Sein Auftreten ist beschränkt auf die silikatische Eisen-Manganzone und die jungen Klüfte. Es können dabei zwei Varietäten unterschieden werden, welche sowohl in ihrer paragenetischen Stellung als auch in ihrer morphologischen Ausbildung voneinander abweichen.

Ein nicht näher zu bestimmender Granat ist salbandartig an die Kontaktzonen zwischen erz- oder aegirinaugitreichen und karbonatischen Partien oder Calcit-Manganocalcitgängen gebunden. Seine Ausbildung ist hypidiomorph feinkörnig, seine Farbe im Schliff gelblich mit einem Stich ins grünliche. Von J. ALTMANN (1) wurde das a_0 der Einheitszelle mit 11,84 Å bestimmt.

Spessartin bildet feine Schlieren innerhalb karbonatreicher Eisen-Manganerzpartien. Makroskopisch fallen diese Schlieren durch ihre scheinbar dichte Struktur sowie durch die hellzitronengelbe Farbe auf. Unter dem Mikroskop erkennt man erst bei stärkster Vergrößerung, daß es sich dabei um Aggregate von feinstkörnigem Granat handelt, welcher in einer nicht näher zu bestimmenden, tiefbrechenden Grundmasse liegt. Im Körnerpräparat (Fig. 20) lassen sich die einzelnen Granatkörner näher bestimmen. Ihre Ausbildung ist durchweg idiomorph, das Rhombendodekaeder und das Oktaeder sind die Hauptkristallformen. Die Körner sind farblos, selten schwach gelblich und führen meist, vor allem in den Kernpartien, Fremdeinschlüsse, welche nicht näher zu bestimmen sind. Bei X Nicols sind meist sanduhrartige Felderteilungen zu erkennen.

Die Lichtbrechung beträgt 1.81. Von zwei verschiedenen Proben wurde mit Hilfe von Röntgenaufnahmen (Pulveraufnahme) das a_0 der Einheitszelle berechnet, welches folgende Werte ergab: $a_0 = 11,68$ und $11,72$. Die quantitativ chemische Analyse stößt wegen der Feinheit dieses Minerals und seiner innigen Verwachsung mit den übrigen Mineralien auf große Schwierigkeiten, ebenso die Bestimmung des spezifischen Gewichtes. Die halbquantitativ-chemischen Untersuchungen ergaben, daß es sich beim vorliegenden Spessartin um ein Mischglied der Endglieder Spessartin, Andradit und Grossular handelt. Nach der Arbeit von A. SRIRAMADAS (83) läßt sich, bei Kenntnis der drei Komponenten, mit Hilfe des a_0 und der Lichtbrechung die Zusammensetzung graphisch berechnen. Demnach handelt es sich um einen Spessartin ungefähr folgender Zusammensetzung:

80% Spessartin

15% Andradit

5% Grossular

Der Mangangehalt wurde nach der Acetatmethode bestimmt und ergab: 29,4% MnO.

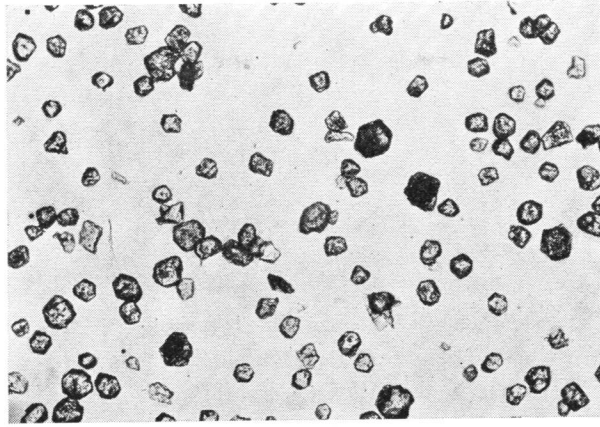


Fig. 20. Spessartin. Silikatische Eisen-Manganzone Fianell. Körnerpräparat etwa 400fach vergrößert

18. Albit

Als einziger Vertreter der Feldspatfamilie tritt auf den Lagerstätten Albit auf. Idiomorphe Formen werden selten festgestellt. Meist handelt es sich um Zwickelfüllmassen analog dem Quarz, mit welchem er zusammen auftritt. Diese finden sich innerhalb junger Adern und Gängchen, welche die massigknorrigen Erzzonen durchsetzen. In den lagigen Hämatiterzzonen und den Hämatitquarziten konnten keine Feldspäte festgestellt werden.

19. Beryll

J. ALTMANN (1) erwähnt bläulichgrünen Beryll von der Lagerstätte Fianell. Die Handstücke des beryllführenden Quarzganges stammen aus dem Abraum der Lagerstätte; im Anstehenden konnten keine weiteren Proben mehr gefunden werden.

Die idiomorphen stengligen Kristalle, meist infolge späterer tektonischer Bewegungen zerbrochen, erreichen Längen bis zu 4 cm, mikroskopisch kleine Individuen sind jedoch vorherrschend.

20. Turmalin

Die Hauptverbreitung des Turmalins ist im Kristallinmylonit von Starlera zu konstatieren. Untergeordnet wird er in den höheren Lagen des Triasquarzites gefunden, doch dann stets nur als Übergemengteil. Die Ausbildung ist in der Regel idiomorph stenglig bis säulig. Typisch ist der Farbwechsel vom Kern gegen den Rand hin. Während die Kernpartien braune bis grünlichbraune Farbtöne zeigen, sind die Randzonen dunkelgrün bis blaugrün gefärbt. Der Pleochroismus ist sehr stark.

21. Titanit

Während auffälligerweise in den verschiedenen Erzzonen selber der Titangehalt äußerst gering ist — in den quantitativ chemischen Analysen konnten nur Spuren von Ti nachgewiesen werden —, konstatiert man im Kristallinmylonit von Starlera einen recht erheblichen Gehalt an Titanit. Das Vorkommen dieses Minerals ist, wie dasjenige von Turmalin, Zirkon und Rutil, beschränkt auf diese kristalline Schuppe, genauer gesagt auf die chlorit- und sericitreichen Lagen und Schmitzen im Mylonit. Weder in den karbonatischen und quarzitischen Nebengesteinen, noch auf Klüften innerhalb der Erzzonen kann es gefunden werden.

22. Apatit

Von sämtlichen Gangartmineralien, welche in diesen Lagerstätten auftreten, ist der Apatit zweifellos das interessanteste. Da in den bisherigen Untersuchungen dieses Phosphat als Übergemengteil in den Lagerstätten der Val Ferrera beurteilt wurde, schenkte man ihm weiter keine Beachtung. Die neuen Untersuchungen haben jedoch ergeben, daß der Apatit sowohl intensiv wie extensiv neben Quarz und Karbonat die typischste Gangart ist. Auf keiner Lagerstätte fehlt er; lokal kann er sogar über die anderen Mineralien dominieren. Schliffuntersuchungen sowie qualitativ chemische Phosphornachweise haben ergeben, daß Apatit in den triasischen Nebengesteinen fehlt oder nur in sehr geringer Konzentration auftritt, welche in keinem Verhältnis steht zum Vorkommen innerhalb der Erzzone. Andererseits wurde auch im Kristallinmylonit von Starlera ein relativ hoher Apatitgehalt festgestellt. Eine strenge Gesetzmäßigkeit in seinem Auftreten konnte nicht gefunden werden. Er tritt sowohl als Begleiter der Hämatitführenden Sericit-Quarzschiefer und -phyllite vom Schmorrasgrat, als auch der Hämatitquarzite, der lagigen Hämatiterzzone von Fianell und Starlera und der Manganerzknuener von Val Sterla II auf. Die Dünnschliffuntersuchungen erlauben aber die Vermutung, daß bei großem Quarzgehalt der Apatit zurücktritt (Hämatitquarzite), daß andererseits bei geringer Quarzföhrung und relativ geringer Erzfühung der Apatit häufiger auftritt (Erzzone Val Sterla, lokal Erzlage Bergwiesen).

Morphologisch zeigt der Apatit zwei vollkommen verschiedene Ausbildungen. Vorherrschend sind xenomorphe, sehr fein-kristalline, ameisen-eier- und amöbenartige Formen. Die Korngröße schwankt in diesem Fall zwischen $< 1 \mu$ und 20μ . Auffallend ist dabei die Tatsache, daß er analoge Ausbildungen zeigt wie der Quarz und der Hämatit, mit welchen er zusammen auftritt. Infolge ihrer Feinkörnigkeit und der sehr geringen Doppelbrechung werden diese Apatitindividuen, wenn vereinzelt im Schliff verteilt, sehr leicht übersehen. Charakteristisch ist die, bei kleinen Vergrößerungen kaum sichtbare Aufhellung bei gekreuzten Nicols. Selbst wenn zu größeren Aggregaten zusammengeschlossen, erscheinen diese fast isotrop und lassen erst nach Einföhren des Gipsblättchens den Aufbau erkennen. Die Einzelindividuen sind dann zu feingranoblastischen bis verzahnt verwachsenen, implikationsähnlichen Strukturen zusammengefügt. Seiner äußerst feinkörnigen und stets xenomorphen Ausbildung wegen stößt die Bestimmung optischer Daten dieses Apatites auf Schwierigkeiten. Die mittlere Lichtbrechung wurde mit $n = 1,629$ bestimmt. Cl nimmt am Aufbau des Minerals nicht teil. Es handelt sich offensichtlich um einen Fluorapatit.

In den jungen Adern, welche die Erzzone durchsetzen, sowie im Kristallinmylonit von Starlera und dem Hämatit-Aegirin-vorkommen von Innerferrera zeigt der Apatit grobkristalline, hypidiomorphe bis idiomorphe Ausbildung. Nicht selten werden 1—2 mm große Kristalle gefunden, welche z. T. reichlich Einschlüsse föhren.

23. Baryt

Als einziges Sulfat auf den verschiedenen Lagerstätten konnte nur Baryt nachgewiesen werden. Sein Vorkommen ist auf junge Adern beschränkt. Die größte Konzentration wird in den scharf begrenzten Klüften innerhalb der silikatischen Eisen-Manganerzzone von Fianell konstatiert, wo sich auch bis zu 1 cm große Kristalle finden lassen. Die Ausbildung ist durchweg taflig. Entweder handelt es sich um größere, idiomorphe Individuen, welche mit ebenso idiomorphem Rhodonit, Aegirin und Calcit vergesellschaftet sind, oder um Nester von feinkörnigen hypidiomorphen Aggregaten. Hervorzuheben ist die stellenweise häufig zu erkennende, plagioklasähnliche Druck-Zwillingsbildung, wie sie auch TH. GEIGER (27) vom Baryt der Oberhalbsteiner Manganerze beschreibt.

Tabelle 1

Intensitätsverteilung

der Erz-, Gangart- und Kluftmineralien der Lagerstätten Fianell und Starlera

	Fianell							Starlera						
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
Hämatit . . .		***	****	****	**	**	*	•	*	***	****	****	**	*
Magnetit . . .														
Fe-Hydroxyd .			•	•			•				•	•		•
Braunit				*	****	*	•		•			*	****	
Jakobsit . . .					**									
Hausmannit . .					*									
«Psilomelan» .					*								*	
Quarz	*	****	***	**	*	**	**	****	*	****	****	**	*	**
Calcit	****			*	***	**	**	•	****			*	***	**
Dolomit	***	*				•			***				*	
Mn-Calcit . . .					*	*	*		•					
Aegirinaugit . .						****	*							
Aegirin														*
Rhodonit						*	**							*
Richterit		*				*								
Hornblende . . .		*								*				
Muskowit	*	*			•	*	*	**	*	**			*	*
Sericit		**	*					***	•	**	*			
Asbest														*
Spessartin . . .						*								
Albit	•					*	*	***	•					*
Turmalin								**						
Titanit								**						
Apatit		*	*	•	•	*	*	**	•	*	*	•	•	*
Baryt							*							•

**** in großen Mengen

* in spärlichen Mengen

*** in Mengen

• in sehr spärlichen Mengen

** in deutlichen Mengen

Fianell:

- 1 Marmor
- 2 Hämatitquarzit
- 3 Hämatiterzlage
- 4 massige Erzzone, Hämatiterz
- 5 massige Erzzone, Manganerz
- 6 silik. Eisen-Manganzone
- 7 Klüfte

Starlera:

- 1 Kristallin
- 2 Marmor
- 3 Hämatitquarzit
- 4 Hämatiterzlage
- 5 massige Erzzone, Hämatiterz
- 6 massige Erzzone, Manganerz
- 7 Klüfte

Tabelle 2

Extensitätsverteilung

der Erz-, Gangart- und Kluftminerale der Lagerstätten Fianell und Starlera

	Fianell							Starlera						
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
Hämatit . . .		****	****	****	***	****	***	•	***	****	****	****	****	*
Magnetit . . .														
Fe-Hydroxyd .			•	•			•				•	•		•
Braunit				**	****	**	•		*			*	****	
Jakobsit . . .					***									
Hausmannit . .					**									
«Psilomelan» .					***								***	
Quarz	***	****	****	****	**	****	***	****	****	****	****	**	**	**
Calcit	****			**	****	**	****	**	****			**	****	**
Dolomit	****	*				*			***				*	
Mn-Calcit . . .					**	**	**		•					
Aegirinaugit . .						***	*							
Aegirin														*
Rhodonit						*	**							*
Richterit		**				*								
Hornblende . . .		**								**				
Muskowit	*	•			*	*	*	****	*				*	*
Sericit		****	****					****	•	****	****			
Asbest														*
Spessartin . . .						*								
Albit	*					***	***	****	**					**
Turmalin								****						
Titanit								****						
Apatit		****	****	**	*	***	**	****	*	****	****	*	*	**
Baryt							•							*

**** in allen Proben

* selten

*** in den meisten Proben

• sehr selten

** hie und da, zerstreut

Fianell:

- 1 Marmor
- 2 Hämatitquarzit
- 3 Hämatiterzlage
- 4 massige Erzzone, Hämatiterz
- 5 massige Erzzone, Manganerz
- 6 silik. Eisen-Manganzone
- 7 Klüfte

Starlera:

- 1 Kristallin
- 2 Marmor
- 3 Hämatitquarzit
- 4 Hämatiterzlage
- 5 massige Erzzone, Hämatiterz
- 6 massige Erzzone, Manganerz
- 7 Klüfte

Tabelle 3

Intensitätsverteilung
der Erz-, Gangart- und Kluftmineralien
übrige Erzzonen

	I			II		III		IV			V	VI	VII	VIII
	N	E	K	N	E	N	E	Q	E	M	E	E	E	E
Hämatit		***	*	*	***	*	*	•	***	•	**	***	**	**
Magnetit												**		
Fe-Hydroxyd . .		•										•		
Braunit						*	***							
Jakobsit														
Hausmannit . .														
«Psilomelan» .							*							
Quarz	*	****	***	*	**	*	*	****	***	*	**	****	**	*
Calcit	***	*	*	***		*	***	•	*	****	*		***	****
Dolomit	****	*	*	**		**	*			**				**
Mn-Calcit . . .							*							
Aegirinaugit . .		*			*						*			
Aegirin											•		**	
Rhodonit														
Richterit														
Hornblende . .														
Muskowit			*					*			*		*	
Sericit	**	***	*	*	**	*		*	**	*	**	*		*
Asbest													*	
Spessartin . . .														
Albit					*			•					*	
Turmalin								*						
Titanit														
Apatit		*			*		**	•	**	**	*	*	*	•
Baryt			•								•			

 in großen Mengen

*

 in spärlichen Mengen

 in Mengen

•

 in sehr spärlichen Mengen

**

 in deutlichen Mengen

- I

 Schmorrasgrat
- II

 Val Sterla I
- III

 Val Sterla II
- IV

 Bergwiesen
- V

 Starlera S
- VI

 Fianell E
- VII

 Innerferrera
- VIII

 Piz Mazza
- N

 Nebengestein
- E

 Erzzone
- K

 Klüfte
- Q

 Triasquarzit
- M

 Triasmarmor

Tabelle 4

Extensitätsverteilung
der Erz-, Gangart- und Kluftmineralien
übrige Erzzonen

	I			II		III		IV			V	VI	VII	VIII
	N	E	K	N	E	N	E	Q	E	M	E	E	E	E
Hämatit . . .		****	*	**	****	**	***	**	****	**	****	****	****	****
Magnetit . . .												**		
Fe-Hydroxyd .		.										*		
Braunit . . .						*	****							
Jakobsit . . .														
Hausmannit . .														
«Psilomelan» .							***							
Quarz	***	****	****	**	****	**	**	****	****	***	****	****	***	***
Calcit	****	*	***	****		****	****	**	*	****	***		****	****
Dolomit . . .	****	*	**	***		****	**			***				***
Mn-Calcit . . .						*								
Aegirinaugit . .		.			**						**			
Aegirin											*		***	
Rhodonit . . .														
Richterit . . .														
Hornblende . .														
Muskowit . . .			*					***			***		***	
Sericit	**	****		***	****	**		****	****	**	***	****		***
Asbest													**	
Spessartin . .														
Albit					*			***					**	
Turmalin . . .								*						
Titanit														
Apatit		****			***		***	**	***	.	***	***	.	**
Baryt														

**** in allen Proben

* selten

*** in den meisten Proben

. sehr selten

** hie und da, zerstreut

I Schmorrasgrat
II Val Sterla I
III Val Sterla II
IV Bergwiesen
V Starlera S
VI Fianell E
VII Innerferrera
VIII Piz Mazza

N Nebengestein
E Erzzone
K Klüfte
Q Triasquarzit
M Triasmarmor

III. Struktur und Textur der Erze

1. Allgemeines

Sowohl die Eisenerze wie die Manganerze der verschiedenen Vorkommen zeigen bei der mikroskopischen Untersuchung in struktureller Hinsicht einen mannigfaltigen Wechsel. Abgesehen von den Erzen der massig-knorrigen Erzzonen von Fianell und Starlera sowie von monomineralischen Hämatiterzkonzentrationen wird auf den meisten Erzvorkommen eine typische, feinste Wechsellagerung von — nach Struktur oder Mineralbestand verschiedenen — Lagen, Linsen oder Flatschen konstatiert. Sie bilden für sich typische, in sich geschlossene Strukturelemente und ergeben zusammengesetzt ein mikrostromatitisches Gefüge. Die Breite der einzelnen Lagen schwankt zwischen 0,05 und 1 mm. Makroskopisch ist diese Wechsellagerung nicht oder nur sehr schwer erkennbar; die Erze scheinen homogen und dicht bis sehr feinkörnig (Strukturtypen A und B). Es wird in diesem Abschnitt versucht, einerseits die charakteristischen, immer wiederkehrenden Hauptstrukturtypen zu beschreiben, andererseits die daraus resultierenden mikrostromatitischen Gefüge anzugeben. Auch auf mögliche Zusammenhänge zwischen einzelnen Strukturtypen soll hingewiesen werden. Es scheint dabei vorteilhaft, die Strukturtypen der Eisenerze und diejenigen der Manganerze getrennt zu behandeln. Auf den Mineralbestand und das Auftreten auf den einzelnen Erzzonen wird bei jedem Typus des näheren eingegangen. Als Grundlage der Einteilung und der Beschreibung diente die Arbeit von W. EPPRECHT (16).

2. Die Eisenerze

A. Kryptolepidoide bis sehr feinkörnige granoblastisch bis schwach lepidoblastische Struktur

Bei diesem Strukturtyp handelt es sich um den am weitest verbreiteten. Er tritt bei sämtlichen Erzvorkommen auf und dominiert in den Erzzonen von Starlera S, Bergwiesen und Val Sterla I. Einzig im Vorkommen von Innerferrera wurde er nicht beobachtet. Makroskopisch erscheint er dicht. Mikroskopisch ist sein Gefüge, je nach Mineralbestand, als richtungslos-massig oder schwach gerichtet zu bezeichnen. Schliffe parallel und senkrecht zur Schieferungsrichtung zeigen dasselbe Bild. Als Erzmineral tritt ausschließlich Hämatit auf, entweder in feinsten xenomorphen Gebilden (Korngröße zwischen $< 1 \mu$ und 2μ) als Einschluß in den Begleitmineralien selbst, oder in kleinen Tropfen oder idiomorphen Täfelchen (Korngröße zwischen 2μ und 20μ) zwischen den Einzelkörnern und Kornaggregaten der Begleitmineralien. Für die Untertypen A 2 bis A 5 ist charakteristisch, daß quantitativ die Begleitmineralien über das Erz dominieren. Diese Begleitmineralien bilden typische Paragenesen, welche eine Unterteilung in folgende Strukturtypen erlauben:

- A 1: Monomineralischer Hämatit-Typ
- A 2: Hämatit-Sericit-Quarz-Typ
- A 3: Hämatit-Karbonat-Typ
- A 4: Hämatit-Apatit-Typ
- A 5: Hämatit-Aegirinaugit-Typ

A 1: Monomineralischer Hämatit-Typ

Der Hämatit ist ausgesprochen feinkörnig und xenomorph ausgebildet. Fetzige und lappige Formen sind vorherrschend, welche im Detail ein ungerichtetes Implikationsgefüge ergeben (Tafel I, Abb. 2).

Im Gesamtbild ist jedoch eine schwache Tendenz zu lagiger Anordnung zu erkennen. Die reichlichen Porenhohlräume können mit Quarz ausgefüllt sein, sind aber in der Regel leer. Größere zusammenhängende Aggregate werden von diesem Strukturtyp nicht gebildet. Er erscheint in kleinen Erzkonzentrationen mit den andern A-Typen zusammen in den Erzzenen von Schmorrasgrat, Val Sterla I, Bergwiesen und Starlera S.

A 2: Grano- bis lepidoblastischer Hämatit-Sericit-Quarz-Typ

Quarz in der Korngröße zwischen $< 1 \mu$ und 30μ bildet ein kryptolepidoides Grundgewebe. Amöbenartige Verwachsung der Einzelindividuen ist charakteristisch. Feindisperse Einschlüsse von Hämatit sind sehr zahlreich und ungeordnet. Stellenweise finden sich größere, elliptische bis linsenförmige Quarzaggregate, welche von körnigerem, einschlußfreiem Quarz zusammengekittet sind (Tafel I, Abb. 3).

Der Sericit ist schwach eingeregelt. Seine Korngröße schwankt zwischen 1μ und 10μ . Durch Zurücktretten des Quarzes ergibt sich eine entweder filzig-wirrstrahlige oder lepidoblastisch gerichtete Grundmasse von Sericit, in welcher sich unregelmäßig verteilt, oder mit dem Sericit eingeregelt, der Hämatit befindet. Seine größte Verbreitung findet dieser Strukturtyp in der Erzzone des Schmorrasgrates in den blutroten, radiolaritähnlichen Hämatitquarziten («Roteisensteinen») und den schwarzroten Sericitschiefern. Lokale, dunkelrote Stellen innerhalb der Hämatitquarzite von Starlera und Fianell sowie die quarzreichen Partien in der lagigen Hämatiterzzone von Fianell zeigen dasselbe Gefüge.

A 3: Mosaikstruierter Hämatit-Karbonat-Typ

Als Karbonat tritt sowohl Calcit als auch Dolomit auf.

a) Die einzelnen Karbonatkörner (Korngröße zwischen 2μ und 30μ) bilden ein engmaschiges Mosaikgefüge, welches durch das verzahnte Ineingreifen der Körner in ein Implikationsgefüge übergehen kann. Der Hämatit tritt ausschließlich als feindisperser Einschuß im Karbonat auf. Meist ist er ungeordnet verteilt, stellenweise stellt man einschlußreiche Zentralpartien und einschlußfreie Randzonen fest.

b) Kryptokristallines bis sehr feinkörniges Karbonat und fetzenartiger Hämatit sind buchtig-verzahnt miteinander verwachsen und bilden ein richtungsloses Implikationsgefüge. Dieser Strukturtyp tritt selten und nur lokal auf.

Als a) bildet er die rötlichen Marmore der Erzzone am Piz Mazza sowie die rosaroten Randzonen um die Manganerzknollen von Val Sterla II. In tektonischen Breccien innerhalb der Erzzenen von Fianell und Starlera ist er in den Breccienkomponenten zu finden. Als b) findet man ihn in der Zone von Val Sterla I, wo er die schmalen, dunkelroten Bänder im Nebengestein und am Übergang Nebengestein—Erzlage aufbaut.

A 4: Granoblastischer Hämatit-Apatit-Typ

Hauptgemengteil ist rundlich körniger, ameiseneiartiger Apatit, der ein granoblastisches Grundgewebe bildet, in welchem fetzenartiger und feinblättriger Hämatit sitzt. Calcit ist oft kryptokristalline Porenfüllmasse zwischen den Apatitkörnern. Dieser Strukturtyp ist weit verbreitet, in seiner Mächtigkeit aber stets unbedeutend. Am schönsten ausgebildet wird er innerhalb der Erzlage von Bergwiesen angetroffen, untergeordnet auch auf Val Sterla I und II, Schmorrasgrat sowie in den Erzschnitten im Nebengestein von Fianell.

A 5: Hämatit-Aegirinaugit-Typ

Die Grundsubstanz ist zusammengesetzt aus kryptokristallinem bis sehr feinstengligem Aegirinaugit. Das Gefüge ist entweder wirrstrahlig-filzig mit feinverteilten Hämatittröpfchen, oder es ist ein feinkörniges Implikationsgefüge, welches aus einzelnen Aegirinaugitaggregaten zusammengesetzt ist. Bei etwas körnigerer Ausbildung des Aegirinaugites erkennt man, daß seine Kernpartien sehr oft reichlich Einschlüsse von Hämatit führen. Angetroffen wird dieser Typ auf allen Erzzenen mit der Ausnahme von Innerferrera. Auf Val Sterla I, Starlera S und in der silikatischen Zone von Fianell gehört er zu den Hauptstrukturen.

B. Fein- bis mittelkörnige granoblastische bis lepidoblastische Struktur

Seine größte Verbreitung findet dieser Strukturtyp auf den Lagerstätten von Fianell und Starlera in den Hämatitquarziten und lagigen Hämatiterzhorizonten. Auf den kleineren Erzzenen wird er seltener festgestellt und meistens nur randlich der Erzlagen am Übergang gegen das Nebengestein angetroffen. Gegenüber den Strukturtypen A besteht der Unterschied in der besser körnigen Ausbildung der Einzelminerale und Mineralaggregate. Besonders charakteristisch ist das Fehlen der dort typischen feinen Hämatitdispersionen. Vorherrschend sind schwach ungleichkörnige, gutkristalline Pflaster- und Mosaikstrukturen. Monomineralische Aggregate erscheinen dicht bis feinkörnig. In der Regel handelt es sich aber auch hier um feinstromatitische Strukturen. Der im Schliff erkennbare rhythmische Wechsel von hämatitreichen und -armen Lagen bedingt schwache, oft aber deutlich erkennbare schlierige und bändrige Texturen. Die Korngröße der Hauptgemengteile schwankt zwischen 20 μ und 150 μ .

Folgende Strukturtypen lassen sich ausscheiden:

B 1: Monomineralische Aggregate von Hämatit

B 2: Hämatit-Quarz-Typ

B 3: Hämatit-Karbonat-Typ

B 1: Monomineralische Aggregate von Hämatit

Die Hämatiterze aus den metermächtigen, lagigen Hämatiterzzenen von Fianell und Starlera gehören diesem Typ an. Prinzipiell handelt es sich hier um die besser kristalline Ausbildung des Strukturtyps A 1. Aus diesem scheint der vorliegende Typ auch durch Sammelkristallisation unter Verminderung des Porenvolumens hervorgegangen zu sein. Während dort Wechsellagerung mit den Strukturtypen A (2—4) typisch ist, konstatiert man hier als Begleiter nur untergeordnet A-Typen, meist aber den Typ B 2.

Vorherrschend ist granoblastische, schwach ungleichkörnige Pflasterstruktur. Neigung zu lepidoblastischer Ausbildung wird überall festgestellt (Tafel I, Abb. 4).

B 2: Granoblastischer Hämatit-Quarz-Typ

Das Grundgewebe besteht aus nur schwach verzahntem, ungleichkörnigem Quarz. Der Hämatit erscheint in zwei verschiedenen Ausbildungen. Entweder besteht er aus xenomorphen Tropfen oder Fetzen und ist dann unregelmäßig im Schliff verteilt, oder er zeigt hypidiomorph blättrige bis tafelige Formen und ist in diesem Fall lepidoblastisch im Quarzgewebe eingeordnet (Tafel II, Abb. 1).

Der Wechsel von erzreichen und erzarmen Lagen und Schlieren ist sehr ausgeprägt, jedoch nur im Schliff erkennbar. Die Anwesenheit von lepidoblastischem, oft zu Flatschen aggregiertem Sericit bedingt ein deutlich schiefriiges Gefüge.

In den Schliffen der Erzzone vom Schmorrasgrat wurde folgende Erscheinung festgestellt, welche offenbar nur dieser Zone eigen ist. Am Kontakt gegen das dolomitische Nebengestein besitzen die Hämatitquarzite einen feinen, erzfreien Saum von körnigem Quarz. Dieselbe Feststellung gilt auch für Dolomitlinsen innerhalb der Hämatitquarzite. Die Durchsicht der Schliffe aus den verschiedenen Erzzenen läßt einen Zusammenhang mit der Struktur A 2 vermuten. Reliktisch werden innerhalb Strukturtyp B 2 Aggregate von Strukturtyp A 2 gefunden, welche oft s-förmig gedreht sind. Es scheint, daß an tektonisch stärker beanspruchten Stellen eine Rekristallisation der Hauptgemengteile Quarz, Sericit und Hämatit stattfand. Die Sammelkristallisation der Hämatitdispersion in A 2 ergab die nun mikroskopisch erfaßbaren Hämatitindividuen in B 2, während der Quarz körniger und einschlußfrei vorliegt. Die feinen Sericitschüppchen haben sich zu Flatschen zusammengeschlossen.

B 3: Mittelkörniger, mosaikstrukturierter Hämatit-Karbonat-Typ

Mit einem calcitisch-dolomitischen Grundgewebe in Mosaikstruktur und unregelmäßig oder lagig eingeordnetem Hämatit gehören die erzführenden Nebengesteine der Erzzenen von Starlera (mit Braunit), Fianell, Bergwiesen (Hangendes der Erzlage) und Val Sterla I zu diesem Strukturtyp. Hämatitdispersion im Karbonat wird nicht festgestellt. An einigen wenigen Stellen kann hier ein Zusammenhang mit dem Strukturtyp A 3 vermutet werden. Die brecciösen Karbonateinlagerungen in der lagigen Hä-

matiterzzone von Fianell sowie karbonatisches, eingefaltetes Material in den Kristallinmyloniten von Starlera enthalten reliktsch rötliche, eckige und rundliche Komponenten von Karbonat, welches voll von feindispersen Hämatiteinschlüssen ist (Typ A 3). Die Kittsubstanz dagegen zeigt Mosaikstruktur von mittelkörnigem Karbonat und tropfenförmigem oder tafligem Hämatit (Typ B 3). Die Vorgänge, welche in diesem Fall zu B 3 führten, scheinen analog den oben unter B 2 diskutierten zu sein.

C. Spezialstrukturen

Unter dieser Bezeichnung sind verschiedene Strukturtypen zusammengefaßt, welche nicht allgemein verbreitet sind, sondern lokal auf einigen Lagerstätten auftreten, dort aber von Bedeutung sein können.

C 1: Kataklastische, Hämatit-Aegirinaugit-Struktur

Scharfkantige Bruchstücke von feinkörnigem bis dichtem Aegirinaugit und feindispers oder schlierig verteiltem Hämatit (Strukturtyp A 5) sind von erzfreiem Material (Quarz, Albit, Rhodonit usw.) zusammengekittet (Tafel II, Abb. 2).

Die Form und Verbreitung der eckigen Komponenten läßt erkennen, daß sie früher eine zusammenhängende Masse gebildet haben. Dieser Strukturtyp dominiert in der silikatischen Eisen-Manganzone von Fianell und wird auch in der Erzzone von Starlera S beobachtet.

C 2: Grobkristalline, hypidiomorphe Hämatit-(Aegirin-)Struktur

Gegenüber allen andern Hämatiterzkonzentrationen der verschiedenen Erzzenen zeigen die Hämatiterze von Innerferrera makroskopisch ausgesprochen körnige Beschaffenheit. Die Farbe der Erzpartien ist durchweg blaugrau. Unter dem Mikroskop erkennt man ein relativ grobkörniges, granoblastisches Gefüge von hypidiomorph-körnigem Hämatit (Tafel II, Abb. 3). Die Korngröße schwankt zwischen 0,1 mm und 1 mm. Randlich gegen den körnigen Marmor geht diese Struktur in ein analoges Hämatit-Aegirin-Gefüge über.

Im Anschluß an die Beschreibung der einzelnen Grundtypen sollen die wichtigsten zusammengesetzten Strukturtypen erwähnt werden. In den größeren Erzvorkommen (Fianell und Starlera) ist der strukturelle Aufbau innerhalb der einzelnen Erzzenen relativ homogen. Es ist meist nur ein Wechsel zwischen den Grundtypen A 1, A 2 und B 2, sowie zwischen diesen beiden und dem Typ B 1 erwähnenswert (Tafel II, Abb. 4).

Das mag damit im Zusammenhang stehen, daß diese Lagerstätten schon am Aufschluß in mineralogisch und strukturell mehr oder weniger homogene Zonen unterteilt werden können. Ganz anders die kleinen Erzlagen. Abgesehen von kleineren hämatitreichen Linsen und Schmitzen mit Strukturtyp B 1 ist weder am Aufschluß noch im Handstück eine Trennung in verschiedene Zonen möglich. Je nachdem ob sich die verschiedenen Grundtypen in vertikaler Schichtung folgen, seitlich ineinander übergehen oder einander regellos durchdringen, entstehen daraus lagige, linsige bis flatschige oder schlierigephlebitische Gesamtstrukturbilder.

So bauen die Strukturtypen A 1 und A 5, untergeordnet auch A 4 und A 3 in wechsellagerter, nur mikroskopisch erfaßbarer Lagerung die Erzlinse von Starlera S auf. Zu ihnen tritt vereinzelt noch Typ C 1. Als Gesamtstruktur resultiert daraus ein stromatitisch oder phlebitisches Bild.

Die Strukturtypen A 3, A 4 und A 5 sind die Elemente der Erzlage von Val Sterla I. Das Gesamtbild ist dem obig beschriebenen analog. Die rhythmische Wechsellagerung der Typen A 4 und A 5 ist dabei besonders charakteristisch.

Die Erzzone vom Schmorrasgrat ist, wohl als Folge ihrer einheitlicheren mineralogischen Zusammensetzung, im strukturellen Gesamtaufbau einfacher. Es wechseln meist nur die Typen A 1 und A 2 mit B 2 und B 1 ab, wobei weniger phlebitische als stromatitische Bilder zu erkennen sind. Lokal tritt mit A 1 zusammen der Typ A 4 auf.

3. Die Manganerze

Den verschiedenen Strukturtypen der Eisenerze und ihrem mannigfaltigen Wechsel stehen nur drei Strukturtypen der Manganerze gegenüber. Das hängt einerseits mit ihrem paragenetischen Auftreten — die Manganerze sind in der Regel nur mit Karbonat und Hämatit vergesellschaftet —, andererseits mit ihrer Stellung innerhalb der Erzzone zusammen — abgesehen von Val Sterla II sind sie nur in den massig-knorrigen Erzzone zu finden. Nie werden bändrige oder schlierige Texturen angetroffen. Das Gefüge ist stets richtungslos-massig oder knollig. Die richtungslose Beschaffenheit der massig-knorrigen Erzzone, welche durch den mikroskopischen Befund bestätigt wird, ist in erster Linie eine Folge der Manganerzgefüge. Denn, wie weiter oben beschrieben, zeigen die monomineralischen Aggregate von Hämatit wohl im Detail massig-richtungslosen Bau, tendieren aber doch im Gesamtbild zu eher lagigen Formen.

Als Manganerzminerale treten auf: Das Mangansilikat Braunit als sowohl intensiv als auch extensiv häufigstes Erzmineral. Auf Fianell dazu die Manganoxyde Hausmannit und Jakobsit. Pyrolusit spärlich als Überzug auf diesen Erzen in der Oxydationszone. Manganocalcit und Rhodonit sind Kluftmineralbildungen und treten innerhalb der Erzzone sehr zurück. Randlich werden die Manganerze stets von Karbonat begleitet, so daß diesen Erz-Karbonat-Strukturen ebenso große Bedeutung zukommt

D. Feinkörnige bis mittelkörnige, granoblastische Manganerzstruktur

Das Auftreten dieses Hauptstrukturtyps der Manganerze ist beschränkt auf die taschen- bis linsenartigen Manganerzkonzentrationen innerhalb der massig-knorrigen Erzzone von Fianell und Starlera. Folgende zwei Typen sind dabei zu unterscheiden:

1. Monomineralische Aggregate von Braunit (Starlera, Fianell, Tafel III, Abb. 1).
2. Polymineralische Aggregate von Braunit, Hausmannit und Jakobsit (mit Hämatit als Begleiter) (Fianell, Tafel III, Abb. 2).

Da diese beiden Typen in struktureller Hinsicht analoge Verhältnisse zeigen, werden sie mit Vorteil zusammen behandelt. Die xenomorphen, isometrisch begrenzten Einzelkörner bilden eine Mosaikstruktur. Auch gegenseitig verzahnte Verwachsungen sind nicht selten, woraus ein implikationsartiges Gefüge resultiert. Karbonat in den Zwickeln der Körner sowie auf kleinen Rissen wird überall festgestellt. Das stellenweise schwach anisotrope Verhalten des Jakobsites läßt erkennen, daß die Partien, welche von diesem Mineral aufgebaut werden, denselben Bau aufweisen wie die Braunit- und Hausmannitaggregate. Über die Verteilung der einzelnen Erzminerale kann gesagt werden, daß der Jakobsit Schlieren und Nester innerhalb der Braunitaggregate bildet. Diese Jakobsitschlieren enthalten zentral xenomorph körnigen Hämatit, dessen krummlinige, buchtig verlaufende Grenzen gegen den Jakobsit besonders auffallen.

E. Implikationsgefüge von Manganerz und Karbonat

Die unter Typ D beschriebenen Manganerze grenzen randlich immer an Karbonat, sind also mit den quarzreichen Hämatiterzen nicht in direktem Kontakt. Dieser Übergang von Erz zu Karbonat ist ein allmählicher und beginnt mit einer stärkeren Durchaderung der Erzpartien durch feinkörniges Karbonat. Im Implikationsgefüge sind nur noch restliche, unzusammenhängende Erzpartien mit dem Karbonat verzahnt verwachsen (Tafel III, Abb. 3).

Am ehesten wird dieses Gefüge als Verdrängungsstruktur zu deuten sein. Die Frage, in welcher Richtung die Verdrängung stattfand, ist schwer zu beantworten. Nach den Bildern zu schließen, wie sie am Kontakt von späteren Calcitgängen innerhalb zusammenhängender Erzpartien mit dem Erz entstehen, ist man geneigt, dieses Implikationsgefüge als eine Verdrängungsstruktur von Erz durch Karbonat zu deuten.

F. Knollige Brauniterkonzentrationen

Die taschen- und schmitzenartigen Manganerzkonzentrationen der Erzzone von Val Sterla II zeigen unter dem Mikroskop eine eigenartige, nur hier anzutreffende knollige Beschaffenheit. Auf der angeschliffenen Oberfläche der Handstücke sind diese rundlichen Gebilde, welche Größen von < 1 mm bis etwa 5 mm erreichen können, schon von bloßem Auge zu erkennen (Tafel III, Abb. 4).

Sie zeigen folgenden Aufbau: Die Randzonen, welche bis zu 1 mm breit werden, bestehen aus mittelkörnigem, mosaikstruiertem Braunit. An der Grenze gegen den calcitischen Kern sind polygonale und viereckige idiomorphe Formen vorherrschend. Schriftgranitische Verwachsung mit Calcit wird nicht selten beobachtet. Die Kernpartien bestehen aus einem grobkristallinen Mosaikgefüge von Calcit, welches polygonal begrenzte Einzelkörner und Kornaggregate von Braunit enthält. Feinste Plättchen und Fetzen von Hämatit sind oft im Calcit als Einschlüsse vorhanden. Zwischen den einzelnen Knollen befindet sich in einem feinkörnigen Implikationsgefüge Calcit und Dolomit, begleitet von feinkristallinem Hämatit und Braunit. Die Grenze zwischen den Brauniträndern der Knollen und dieser karbonatischen Umgebung ist meist scharf, kann aber durch Übergänge vom einen zum andern auch verschwommen sein.

IV. Chemismus der Lagerstätten

In den Tabellen 5 bis 7 sind, soweit sie erfaßbar waren, sämtliche Analysenresultate zusammengestellt, welche von diesen Lagerstätten existieren. Den Analysenzusammenstellungen ist folgendes beizufügen:

1. Die meisten der angeführten Analysen beziehen sich auf Proben, welche aus den erzreichen Zonen stammen. Nebengesteinsanalysen sind nicht vorhanden.
2. Bei sämtlichen Analysen handelt es sich um Teilanalysen, von den meisten liegen nur die Werte der — wirtschaftlich interessanten — Komponenten Fe und Mn vor.

Es ist somit ausgeschlossen, genaue Aussagen und Vergleiche über den chemischen Aufbau im Detail zu geben. Immerhin kann, auch an Hand der Dünn- und Anschliffuntersuchungen, auf bestimmte Verteilungen und Gesetzmäßigkeiten geschlossen werden.

Die petrographische Gliederung der beiden größeren Lagerstätten (Fianell, Starlera) in Hämatitquarzit, Hämatiterzhorizont und (oxydische) Eisen-Manganerzzone zeigt im Blick auf ihre chemische Zusammensetzung folgende Merkmale:

Der Chemismus dieser verschiedenen Zonen wird im wesentlichen durch die fünf Komponenten Si, Fe, Mn, Ca und Mg bestimmt.

1. Hämatitquarzite und Hämatiterzhorizonte

Vorherrschend sind die Komponenten Si und Fe. Mit steigendem Si nimmt Fe ab und umgekehrt. Die Komponenten (Ca + Mg) sind relativ konstant und gering.

2. Oxydische Eisen-Manganerzzonen

Hauptkomponenten sind Fe und Mn. Bei steigendem Gehalt an Mn nimmt Fe ab und umgekehrt. Si und (Ca + Mg) sind untergeordnet. Si ist unabhängig von den andern Komponenten, (Ca + Mg) scheint mit zunehmendem Mn-Gehalt ebenfalls leicht zuzunehmen (Anschliffbeobachtungen).

In allen Zonen wird die Anwesenheit von P konstatiert. Der Gehalt an P_2O_5 ist recht bedeutend und beträgt im Mittel 0,26 Gew. % (Mittel aus 18 Analysen, Minimum 0,15 %, Maximum 0,56 %), was einem Apatitgehalt von etwa 0,6 % entspricht.

Von den übrigen Erzzenen existierte nur eine sehr kleine Anzahl von Analysen. Zu den sechs bereits vorhandenen kommen fünf neue hinzu, welche von Proben aus nicht speziell erzreichen Partien stammen. Zu Vergleichszwecken mit den Analysenresultaten der beiden andern Lagerstätten (Fianell, Starlera) wurden nur die Komponenten Fe, Mn, P und die Karbonate bestimmt. Mit einer Ausnahme (Val

Sterla II) fällt der durchweg geringe Mn-Gehalt auf. In der Tat können in den Anschliffen keine Manganerze festgestellt werden. Das Mn scheint an den Sericit und an das Karbonat gebunden zu sein. Der erhöhte Mn-Gehalt der Erzzone Val Sterla I steht zweifellos mit dem Auftreten von Mn-führendem Aegirinaugit im Zusammenhang. Die Erzknauer von Val Sterla II zeigen in ihrer Zusammensetzung als Eisen-Manganerze große Ähnlichkeit mit solchen der Lagerstätten von Fianell und Starlera. Zwar tritt hier der größte Teil des Fe in Form feindispers verteilter Einschlüsse im Braunit und in den karbonatischen Gesteinspartien auf, in welchen die Brauniterzknauer liegen. Im Gegensatz zu jenen zeigen die Erze von Val Sterla II einen auffallend hohen P-Gehalt, welcher sich im Schliff als reichliches Apatitvorkommen bestätigen läßt. Auch die P-Werte der neu analysierten Proben von Val Sterla I und Schmorrasgrat liegen über denjenigen von Fianell und Starlera. Mit fast 2 bzw. 1 Gew. % P_2O_5 sind sie als hoch zu bezeichnen. Extrem hoch dagegen ist der P-Wert in der Zone von Bergwiesen. Die 15—20 Gew. % P_2O_5 entsprechen einem Apatitgehalt von etwa 36—48 % (Apatit mit 42 Gew. % P_2O_5).

Nicht erfaßt wurden in dieser Zusammenstellung die Werte für die Alkalien. Aus dem stellenweise recht erheblichen Aegirin- und Aegirinaugitgehalt und Albit in den Schliffen kann auf lokal überdurchschnittlich hohe Na-Werte geschlossen werden.

Tabelle 5
Erzzone Fianell
(Gew. %)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂	80,08	14,98	6,15	26,32	44,70	41,98	69,09	71,17	52,64
Al ₂ O ₃					Spur	41,98	1,21	1,63	1,30
Fe ₂ O ₃	18,29	57,33	10,92	6,9	17,8	57,5	29,6	27,1	42,4
MnO			45,27*	48,5	23,9		1,25	0,17	4,57
CaO	0,86	0,63	14,43	4,30	3,33	0,63	0,31	0,51	
MgO			6,30	Spur	0,40		0,07	0,51	
P ₂ O ₅				0,16	0,49		0,14	0,25	0,39
S				0,02	0,05		0,01	0,02	0,01
CO ₂	0,68	0,51	19,33						
G. V.					8,32		0,71		
Fe	12,8	40,1	7,63	4,82	12,49	40,13	20,77	18,92	30,35
Mn			32,6	37,63	18,54		0,97	0,13	3,55
P				0,07	0,22		0,06	0,10	0,17
	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
Fe	27,27	9,26	23,11	33,38	9,49	23,34	16,86	8,82	7,01
Mn	11,30	16,57	19,37	10,46	20,10	16,15	20,36	25,51	28,14
	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.
Fe	13,47	20,32	23,45	11,61	12,06	7,26	4,69	11,61	7,25
Mn	17,19	15,82	18,45	38,82	33,98	38,89	27,88	22,60	35,96
	28.	29.	30.	31.	32.	33.	34.	35.	36.
Fe	8,82	8,93	22,11	22,10	25,35	30,15	51,48	34,73	40,42
Mn	25,51	24,05	8,24	9,72	9,45	10,21	3,43	6,49	1,71
	37.	38.	39.	40.	41.	42.	43.	44.	45.
Fe	34,17	35,18	30,04	21,99	29,50	32,05	26,35	7,93	8,93
Mn	4,41	2,24	3,52	2,86	2,73	3,09	1,25	27,31	24,05
	46.	47.	* Mangangehalt berechnet als Mn ₂ O ₃ (Hausmannit)						
Si	75,95	60,02							
Fe	12,81	22,67	** Bestimmung des Gesamtkarbonates (nach Passon)						
	48.**	49.**	48:16 %						
Fe	11,3	6,90	49:3 %						
Mn	5,5	0,02							
P	Spuren	0,24							

1) Bezeichnung: 1, 2 Eisenerz, 3 Manganerz, 4—8 Eisen- und Manganerz, 9 Eisenerz, 10—29 Manganerz, NW-Ende der Linse, 30—34 Eisen-Manganerz, NW-Ende der Linse, 35—38 Eisenerz, 39—40 Eisenerz, silikatische Zone, 41, 42, 43 Hämatitquarzit, 44, 45 Eisen-Manganerz, 46, 47 Eisenerze, quarzreich, 48 Aegirinaugitreiche Probe, silikatische Zone, 49 Hämatitquarzit, dichte Probe

2) Analysen: 1—3 Wilhelm, 9—45 Georg Fischer AG, Schaffhausen, 48 EMPA, 49 Stucky

3) Literatur: 1—3 (91), 4—8 (22), 9—45 (30), 46, 47 (22), 48, 49 (neu)

Tabelle 6

Erzzone Starlera
(Gew. %)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂	11,12	9,60	9,12	7,28	3,72	9,40	6,44	3,16	12,72
Al ₂ O ₃	1,25	0,95	1,76	0,40	0,89	0,38	1,11	2,05	1,78
Fe ₂ O ₃	45,8	55,3	82,7	15,40	47,7	4,15	17,0	27,6	67,4
MnO	8,72	4,47	1,33	58,20	32,20	58,7	45,5	24,0	5,62
CaO	6,00	15,0	3,2	3,8	4,6	8,3	10,6	20,6	5,5
MgO	2,03	1,29	0,98	1,64	0,84	1,03	1,39	1,39	1,46
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,44	0,33	0,16	0,31	0,16	0,10	0,28
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
S			0,02	0,59	0,39			0,33	0,26
G. V.			1,62	5,98	5,06			17,50	4,32
Fe	32,0	38,7	57,8	10,8	33,4	2,9	11,9	19,3	47,1
Mn	6,79	3,47	1,03	45,11	24,93	45,51	35,18	18,6	4,35
P	0,06	0,08	0,19	0,14	0,07	0,13	0,07	0,04	0,12
	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
SiO ₂	66,85	3,41	18,12	11,94	17,78	6,86	0,88	11,96	8,92
Al ₂ O ₃	1,01			0,16					
Fe ₂ O ₃	32,09	85,13	39,78	38,31	10,47	29,17	2,06	10,2	3,55
MnO		2,67*	25,02*	29,52*	47,59*	56,29*	77,84	62,0	71,4
CaO			0,58	6,24		3,85	8,42	4,1	
MgO				1,52		1,08	2,49		
P ₂ O ₅									
S									
G. V.							9,82	CO ₂ : 0,56	
Fe	22,5	59,54	30,84	29,74	20,40	8,12	1,44	7,14	2,49
Mn		1,92	18,02	21,24	34,27	40,50	55,81	48,0	55,5
	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.
Fe	28,0	40,6	22,4	31,4	30,7	18,9	20,3	41,8	11,3
Mn	2,41	4,35	4,43	6,56	7,38	12,39	36,88	18,96	41,65
	28.	29.	30.	31.	32.	33.	34.	35.	36.
Fe	25,1	2,4	4,8	2,7	10,2	61,86	36,90	49,55	51,28
Mn	18,58	18,58	19,33	37,54	6,42	6,94	5,90	13,08	4,67
	37.	38.	39.	40.**	41.**				
Fe	58,61	57,91	54,74	2,04	17,2				
Mn	4,30	3,30	1,73	0,11	0,61				
P	0,09	0,06	0,06	Spuren	0,30				

* Mangengehalt berechnet als Mn₃O₄ (Hausmannit)

** Bestimmung des Gesamtkarbonates (nach Passon)

40: 30%

41: 0%

1) Bezeichnung: 1 Eisenerz, Stollendach N, 2 Eisenerz, S-Seite Stollen, 3 Eisenerz, N-Seite Stollen, 4 Eisen-Manganerz, Stollendach, 5 Eisen-Manganerz, 6 Manganerz, Stollendach N, 7 Manganerz, 8 Verwitterungserz, Stolleneingang S, 9 Durchschnittsprobe, 10 Hämatiterz, 11 Hämatiterz, 12—14 Eisen-Manganerz, 15 Eisen-Manganerz, 16 Manganerz, 17 Manganerz, 18 Manganerz, 19 Eisenerz, 20 Eisenerz, 21 Eisenerz, 22 Eisenerz, 23 Eisen-Manganerz, 24 Eisen-Manganerz, 25 Eisen-Manganerz, kleiner Seitenstollen, 26 Eisen-Manganerz, Dach Seitenstollen, 27 Eisen-Manganerz, Stollendach, 28 Eisen-Manganerz, Stollen-Mittelteil, 29 Manganerz, Stollendach, 30 Manganerz, Stollendach, 31 Manganerz, 32 Breccien-Erz, 33—35 Eisenerz, 36—39 Eisenerz, 40 Mylonit, 41 Hämatitquarzit

2) Analysen: 1—9 Georg Fischer AG, Schaffhausen 10 Hinden, 11 Wilhelm, 12—14 Georg Fischer AG, Schaffhausen, 16 Wilhelm, 17 Oehler & Cie., 19—32 Georg Fischer AG, Schaffhausen, 36—39 Oehler & Cie., 40, 41 EMPA

3) Literatur: 1—9 (30), 10, 11 (91), 12 (30), 15 (91), 16—18 (91), 19 (30), 23 (30), 32 (30), 33—39 (91)

Tabelle 7

Übrige Erzzenen

1. Schmorrasgrat:

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	27,89	0,88			
Fe ₂ O ₃	69,11	84,87		9,16	37,6
MnO				0,02	0,09
CaO	1,60	6,11		2*	3*
MgO		1,35			
P ₂ O ₅				0,77	0,76
CO ₂	1,26	6,30			
Fe	48,39	59,36	24,17	6,40	26,2
Mn				0,02	0,07
P				0,34	0,33

* Bestimmung des Gesamtkarbonates (nach Passon)

1) Bezeichnung: 1, 2 Eisenerz, 3 Eisenerz, 4 Hämatitquarzit, dichte Probe, 5 Hämatit-Sericit-Quarz-Phyllit

2) Analysen: 1, 2 Wilhelm, 3 Nußberger, 4 Stucky, 5 EMPA

3) Literatur: 1—3 (91)

2. Bergwiesen:

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	24,81			
Fe ₂ O ₃	72,9			29,80
MnO	1,40			0,07
CaO	0,32			13,5*
P ₂ O ₅				19,90
Fe	50,97	62,90	5,50	20,8
Mn	1,08	2,65	0,59	0,05
P				8,7

* Bestimmung des Gesamtkarbonates (nach Passon)

1) Bezeichnung: 1 Kieselreicher Hämatit, 2, 3 Erzproben, 4 Hämatit-Apatitschiefer

2) Analysen: 2, 3 Georg Fischer AG, Schaffhausen, 4 Stucky

3) Literatur: 1, (22), 2, 3 (30)

3. Val Sterla I und II:

	1.	2.
Fe ₂ O ₃	49,9	21,8
MnO	4,3	22,2
CaO	*	*
P ₂ O ₅	1,96	4,06
Fe	34,5	14,4
Mn	3,3	17,2
P	0,85	1,78

* Bestimmung des Gesamtkarbonates (nach Passon)

1) Bezeichnung: 1 Erzprobe (Val Sterla I), 2 Erzprobe (Val Sterla II)

2) Analysen: 1, 2 EMPA

V. Allgemeine Betrachtungen

1. Zusammenfassung über die Erscheinungen der alpinen Dislokation und ihrer Metamorphose

Die triasischen Nebengesteine der Erzzone lassen durchweg die Spuren der alpinen Dislokationsmetamorphose erkennen. R. STAUB (87) weist darauf hin, daß die Trias, vor allem ihr unterer Teil, im Surettaraum relativ schwach metamorph ausgebildet ist. Mineralbestand, Struktur und Textur weisen auf epizonalen Charakter der Metamorphose hin. Granoblastisch rekristallisierte Strukturen sind vorherrschend, kataklastische Typen treten untergeordnet und nur lokal auf. Die stärksten Umwandlungen werden in den Nebengesteinen der Vererzung von Innerferrera konstatiert. Die Erzzone ist in ihrer Anlage älter als die alpine Hauptfaltung. Die alpine Dislokation läßt sich an folgenden Beobachtungen erkennen:

- a) S-förmige Einfaltungen von erzführenden Nebengesteinskomponenten in die Kristallinmylonite unter Erhaltung der lagigen Vererzung (Starlera).
- b) Gemeinsame Einfältelung der verschiedenen erzreichen und erzarmen Lagen im kleinen, gemeinsame Verfaltung von Nebengestein und Erzzone im großen.
- c) Zerrklüftbildungen und gleichzeitiges Eindringen mobilisierter Lösungen, welche mit dem Lagerstätteninhalt unter Bildung neuer Mineralparagenesen reagierten. Anschließend kataklastische Deformation dieser Zerrklüftbildungen.
- d) Rutschharnische und bruchartige Verstellungen innerhalb der Vererzungskörper ohne wesentliche Mineralneubildungen als Anzeichen spätalpiner Bewegungen.

Granoblastische Strukturen der Erzpartien deuten ebenfalls auf Um- und Rekristallisationsvorgänge hin. Die Frage, ob es sich beim vorliegenden, sicher metamorphen Lagerstätteninhalt ausschließlich um Neubildungen handelt oder ob ein Teil davon schon prämetamorph vorlag, ist nicht zu beantworten. Die Neigung des Mn, bei der Metamorphose mit Quarz zusammen leicht Braunit und andere Mangansilikate zu bilden, wurde von H. F. HUTTENLOCHER (38) und TH. GEIGER (27) betont. Mit Ausnahme von Fianell dürfen für unsere Lagerstätten wohl durchweg epizonale Bedingungen angenommen werden. Braunit wird von TH. GEIGER (27) auch von den epimetamorphen Manganlagerstätten des Oberhalbstein erwähnt. Auf Fianell dagegen müssen, nach dem Auftreten von Jakobsit und Spessartin zu schließen, lokal höhere Temperaturen und Drucke geherrscht haben. Für die Jakobsitbildung werden von H. SCHNEIDERHÖHN (78) Bedingungen der höheren Kata- bis tieferen Mesozone angenommen. Es besteht hier eine Diskrepanz zwischen den epizonalen Nebengesteinen und den wohl mesozonalen Partien der oxydischen und silikatischen Eisen-Manganzone.

2. Vergleich mit anderen metamorphen Eisen- und Manganerzlagerstätten

Zur Ermittlung einer Genese soll vorerst versucht werden, diese Erzzone mit verschiedenen metamorphen Lagerstätten bekannter Genese zu vergleichen. In mesozoischen Schichten gelegene, alpin verfaltete Lagerstätten in der gleichartig mannigfaltigen Zusammensetzung der hier beschriebenen sind weder im westalpinen noch im ostalpinen Raum bekannt. Es lassen sich aber solche finden, die in gewissen Teilen und Zusammensetzungen oder im Verband analoge Verhältnisse aufweisen und somit mit unseren Erzzone teilweise vergleichbar sind. Maßgebend für eine direkte Gegenüberstellung ist

neben Mineralbestand auch Art und Stufe der Metamorphose. Die über die ganze Welt verteilten gebänderten Eisenerze und Eisenjaspiliten und die Manganerzlagerstätten, welche meist an präkambrische Serien gebunden sind und nicht selten polymetamorphen Charakter aufweisen, sind deshalb zu Vergleichszwecken weniger geeignet. Sicher ist es am naheliegendsten, die Erze in der Trias den Sideritlagerstätten im benachbarten Rofnakristallin gegenüberzustellen, welche von M. GRÜENFELDER (31) neu erforscht wurden. Weiter sind die Manganerze des Oberhalbstein, von TH. GEIGER (27) eingehend beschrieben, sowie die Eisen-Manganerze des Gonzen, von W. EPPRECHT (16) im Detail untersucht, zum Vergleich heranzuziehen. Die Manganerze vom Schwarzsee (Radstädter Tauern), welche mit Hämatitquarziten und Eisensilikaten vergesellschaftet sind und in triasischen Nebengesteinen liegen (H. MEIXNER, 52), sowie die Manganerze von Praborna (Piemont), welche zwar in ophiolitischen Grünschiefern liegen, aber von verschiedenen Mangansilikaten begleitet sind (H. F. HUTTENLOCHER, 38) scheinen für Vergleichszwecke besonders gegeben. Es wird weiter interessant sein, unsere Erzzone der Lagerstätte von Vareš (Bosnien) (A. CISSARZ, 12) gegenüberzustellen.

a) Sideritlagerstätten Val Ferrera (M. GRÜENFELDER, 31)

Die Lagerstätten im Rofnakristallin und diejenigen in der Trias unterscheiden sich hauptsächlich im Erzinhalt und in den Lagerungsverhältnissen der verschiedenen Vererzungskörper. In mehreren Punkten besitzen sie aber gemeinsame Merkmale. Hier wie dort sind feinkörniger Quarz, sehr oft als Kittsubstanz oder als Porenfüllung zwischen den einzelnen Erzpartikeln, und relativ eisenreiche helle Glimmer und Chlorite als Begleiter der Erzminerale am häufigsten zu finden. Nicht selten dominiert der Quarz mengenmäßig die Erzminerale. Feinkörnige, grano- bis lepidoblastische und stromatitische Strukturtypen, makroskopisch oft dicht erscheinend, sind beiderseits vorherrschend. Der Gehalt an MnO in den Quarz-Sideritmassen entspricht größenordnungsmäßig denjenigen in den quarzreichen Hämatiterzen. Als jüngste Bildungen werden in beiden Lagerstättengruppen neben Quarz und Hämatit vor allem Aegirin angetroffen.

b) Manganerze Oberhalbstein (TH. GEIGER, 27)

Die Erze in der Ferrera-Trias zeigen in verschiedener Hinsicht Analogien zu den Manganerzen des Oberhalbstein. Als erstes ist auf die beiderseits festzustellende konkordante Lagerung der Erzlinien im Nebengestein hinzuweisen. Im weiteren sind Wechsellagerungen von Erz und Nebengestein oft zu beobachten (lagig vererzte Marmore Starlera). Hämatitdispersionen im quarzitisches Nebengestein sind charakteristisch. Häufigstes Manganerz ist Braunit, der hier wie dort sehr feinkörnige granoblastische Aggregate bildet und mit der Gangart eng verwachsen ist. Die silikatische Eisen-Manganzone von Fianell zeigt in ihrer Anlage und in ihrem Reichtum an Eisen- und Mangansilikaten eine gewisse Ähnlichkeit mit den Kluftbildungen von Parsettens, Falotta und Alp digl Plaz. Diese werden von TH. GEIGER als Ausscheidungen von mobilisierten Lösungen, z. T. eventuell aus größeren Tiefen stammend, in tektonisch bedingten Zerrklüften erklärt.

c) Eisen-Manganerze Gonzen (W. EPPRECHT, 16)

Obschon diese Lagerstätte in ihrer Größe sehr viel bedeutender ist und überdies eine regelmäßige sedimentäre Lagerung aufweist, zeigt sie doch verschiedene Merkmale, welche sich mit unseren Erzzone gut vergleichen lassen. Typisch ist auch hier das gemeinsame Auftreten von Eisen- und Manganerzen in vorwiegend oxydischer Form. In bezug auf die Hauptstrukturtypen sind große Ähnlichkeiten vorhanden. Feinkörnige grano- bis lepidoblastische, stromatitische und phlebitische Strukturtypen sind weit verbreitet. Verzahnte Verwachsungen von Manganerzen mit Karbonat sind charakteristisch. Die Manganositknollen in den Gonzenerzen scheinen den knolligen Braunitkonkretionen von Val Sterla II sehr ähnlich zu sein. Für ihre sedimentäre Entstehung werden Zonarbau und Wechselbeziehungen zwischen Mangankarbonat und Manganosit angegeben. Hämatit ist auch hier häufigstes Erzmineral und tritt meist in feinkristalliner Form auf. Hämatitdispersionen in der Gangart sind weit verbreitet.

Tabelle 8

Übersicht metamorpher Eisen-Mangan-Lagerstätten

Lagerstätte	Eisen-Manganerze in der Ferrera-Trias	Sideriterze im Roffnaporphyr (Val Ferrera)	Manganerze, Oberhalbstein (Graubünden)
Autor		M. Grünfelder	Th. Geiger
Nebengestein Lithologie	Marmore, Dolomite	Augengneise, Sericitschiefer	Radiolarite, Tonschiefer
Alter	? Anisien	Oberkarbon	Oberer Jura
Metamorphose Art	dislokations-metamorph	dislokations-metamorph	dislokations-metamorph
Stufe	Epi-Mesozone	Epizone	Epizone
Erzkörper Form	Lagen, Linsen, Schmitzen	Linsen, Schmitzen	Lagen, Linsen
Lagerungsverhältnisse	konkordant	schwach diskordant	konkordant
Erze Mineralbestand	Hämatit, Braunit, Hausmannit, Jakobsit	Siderit, Hämatit, Magnetit	Braunit
Hauptstrukturen	feinkörnig, grano- und lepidoblastisch, Manganerzknollen	feinkörnig grano- und lepidoblastisch	feinkörnige Pflasterstrukturen
Begleitmineralien	Quarz, Calcit, Aegirin, Aegirin, Apatit, Sericit, Muskowit, Spessartin, Albit, Richterit	Quarz, Calcit, Aegirin, Albit, Stilpnomelan	Quarz, Tinzenit, Parsetensit, Albit, Baryt, Sursassit, Piemontit, Rhodomit, Manganocalcit
Auftreten der Begleitmineralien	lagig im Erz, hornfelsartige Knauer in Zerrklüften	Kontakt Erz—Nebengestein, Skarnbildungen	vorwiegend in Zerrklüften
Genese der Erzlager (nach Autor)	? syngenetisch-sedimentär	epigenetisch-telemagmatisch	syngenetisch-sedimentär
Herkunft der Lösungen	? Herkunft	magmatisch	subvulkanisch-exhalativ

Eisen-Manganerze Gonzen	Manganerze, Praborna, St. Marcel (Piemont)	Manganerze Schwarzsee, Radstädter Tauern	Siderit-Hämatit-Erze Vareš, (Bosnien)
W. Epprecht	H. F. Huttenlocher	H. Meixner	A. Cissarz
Kalke	Grünschiefer (Prasinite)	Kalke, Dolomite, Hämatitquarzite	Kalke, Dolomite, Schiefer
Malm	ophiolithisch	Trias	Skythien-Anisien
kaum metamorph	dislokations-metamorph	dislokations-metamorph	dislokations-metamorph
———	Epi-Mesozone	Epizone, Mesozone	schwache Epizone
Schichten, Linsen	Lagen, Knauer	Schmitzen, Knauer	Linsen, Schmitzen
konkordant	konkordant	konkordant	konkordant
Hämatit, Magnetit, Haus- mannit, Manganosit, Psilomelan, Rodochrosit	Braunit	Hämatitdispersion, Braunit, Jakobsit	unten Siderit, oben Hämatit mit Psilomelan
feinkörnig granoblastisch, Manganerzknollen	feinkörnige Pflaster- struktur	feinkörnige Pflaster- struktur	sehr feinkörnige Pflasterstrukturen
Calcit, Quarz, Stil- pnomelan, Chlorit, Albit, Fluorit	Quarz, Piemontit, Man- ganpyroxene, Mangan- granat, Glimmer, Karbonat	Quarz, Piemontit, Alurgit	Quarz, Sericit, Chlorit, Baryt, Kupferkies, Mar- kasit, Covellin zusammen mit Siderit
Kluftbildungen	Lagen, vorwiegend horn- felsartige Knauer, Nester	Kontakt Erz-Neben- gestein	lagig im Erz, selten auf Klüften
syngenetisch-sedimentär	syngenetisch-magmatisch	syngenetisch-sedimentär	syngenetisch-sedimentär
subvulkanisch-exhalativ	magmatisch	subvulkanisch-exhalativ	subvulkanisch-exhalativ

d) Manganerze Praborna, Piemont (H. F. HUTTENLOCHER, 38)

Interessant an diesem Vorkommen ist die Tatsache, daß abgesehen von Braunit der größte Teil dieser Lagerstätte aus Mangansilikaten besteht. Sie eignet sich deshalb am besten zu Vergleichen mit der Lagerstätte von Fianell, ihrer silikatischen Eisen-Manganzone im speziellen. Am weitesten verbreitet sind Manganpyroxene und Mangangranate, welche meist hornfelsartige Knauer bilden. Manganepidot, Quarz und Glimmer sind dagegen lagig im Nebengestein verteilt. Die hornfelsartigen Stellen zeigen gemeinsame Merkmale mit den aegirinaugitreichen und spessartinführenden Partien der silikatischen Eisen-Manganzone von Fianell. Feinkörnige, filzig verwachsene Aggregate sind vorherrschend. Ihre Entstehung hängt mit einer intensiven Silifizierung dieser Zone zusammen. Die randliche mechanische Auflösung und die gleichzeitige Reaktion mit SiO_2 -reichen Lösungen kann unter Albitbildung und Erzausscheidung zur vollständigen Verdrängung des Pyroxens führen. Nach H. F. HUTTENLOCHER ist es am wahrscheinlichsten, daß es sich bei diesen hornfelsartigen, völlig atektonischen Gebilden um Neubildungen handelt, während und nach den letzten Bewegungsphasen entstanden unter Zufuhr alkalischer Kieselsäure.

e) Manganerze Schwarzsee (Radstädter Tauern) (H. MEIXNER, 52)

Diese Erze liegen wie unsere Ferreraerze in triasischen Sedimenten. Als eigentliches Muttergestein wird ein, durch feindispersen Hämatit rotgefärbter Quarzit (Hämatitquarzit) angegeben. Darin sind bis nußgroße Knollen eingelagert, welche aus Braunit, spärlichem Jakobsit und Quarz bestehen. Diese Erzknollen scheinen denjenigen von Val Sterla II sehr ähnlich zu sein. Die Braunitpartien zeigen sehr feinkörnige Pflasterstruktur, an den Randzonen wird Neigung zu idiomorpher Ausbildung festgestellt. H. MEIXNER nimmt für sie sedimentäre Herkunft an. Piemontit, Alurgit, Granat und etwas Apatit werden als Begleitminerale erwähnt. Ihr Auftreten ist an den Kontakt Erz—Nebengestein gebunden.

f) Siderit-Hämatit-Lagerstätte Vareš (Bosnien) (A. CISSARZ, 12)

In mancher Beziehung zeigt diese Lagerstätte Analogien nicht nur zu den Erztonen in der Ferrera-Trias, sondern auch zu denjenigen im Roffnakristallin. Stratigraphisch liegt die Lagerstätte am Übergang Skythien—Anisien, scheint also mit unseren Eisen-Manganerzlagerstätten am besten vergleichbar. Sie liegt schichtförmig in den triasischen Nebengesteinen. Der gesamte Lagerstättenverband ist alpin eingefaltet worden, wobei zu erkennen ist, daß die Vererbung älter sein muß als die Hauptfaltungsphase. Zwischen den Überschiebungszonen im Liegenden und Hangenden der eigentlichen Lagerstätte sind erzfreie Kalke und Schiefer anstehend. In ihrer Anlage ist die Lagerstätte am ehesten mit derjenigen von Starlera zu vergleichen. Gegen die Erzzone hin ist eine allmähliche Zunahme von Erzmineralien im Nebengestein festzustellen. Die Lagerstätte in engerem Sinne ist zweigeteilt in eine tiefere sideritische und eine höhere hämatitische Zone. Die Zonen sind voneinander getrennt durch eine Kalklage mit rotbraunen Schiefern.

Die Sideritzone besteht aus lagigem und plattigem, feinkörnigem Siderit als Randpartien und einer zentralen massig dickbankigen Sideritlage. Der Siderit ist oft körnig rekristallisiert. Als Begleitminerale treten Quarz, Sericit, Chlorit und Baryt, untergeordnet Calcit, Zinkblende, Kupferkies, Covellin und Markasit auf.

Die Hämatitzone beginnt mit einer quarzreichen Hämatitlage, übergehend in eine feingeschichtete Hämatiterzzone. Die darüberliegende Blauerzzone enthält neben Hämatit auch Manganerze, welche streng an dieses Niveau gebunden sind. Den Abschluß bildet wiederum eine quarzreiche Hämatitzone, in ihren obersten Teilen oft jaspilitisch ausgebildet.

Der Hämatit ist meist feindispers in der tonig-sericitischen oder quarzitischen Grundmasse verteilt. Rundliche Gebilde, welche aus Hämatitdispersionen bestehen, werden oft beobachtet. Feine Wechselagerungen von erzreichen und erzarmen Lagen sind häufig. Primärer Magnetit wurde nur an einer Stelle gefunden. Als Begleitminerale treten Eisenglimmer, Baryt und wenig Siderit auf. Die Manganerzpartien bestehen aus Psilomelan.

3. Genese der Erzlager

a) Allgemeines

Bevor auf die Frage nach der Genese der Erzlager eingegangen wird, scheint es vorteilhaft, kurz die Auffassungen der verschiedenen Bearbeiter zu geben.

O. WILHELM (91), der das Gebiet eingehend geologisch untersuchte, kam zum Schluß, daß es sich zweifellos um spätalpine, also epigenetische Bildungen handle. Als Argument für diese Annahme führt er einerseits die regional begrenzte Verbreitung der Lagerstätten, andererseits die schwach tektonische Umlagerung der Erzzone an. A. HEIM (34), der mit O. WILHELM zusammen die wichtigsten Vererzungen besuchte, vermutet eine Zerteilung der Vererzungserscheinungen. Die lagige Erzführung des Nebengesteins, welche sich auch außerhalb der großen Erzkonzentrationen beobachten läßt, deutet er als syngenetisch-sedimentäre Bildung, während er die massigen Erzzone späterer, epigenetischer Entstehung glaubt. Nach H. F. HUTTENLOCHER (38) könnte es sich, sofern die Frage überhaupt zu beantworten ist, um syngenetisch-sedimentäre Ablagerungen festländisch verwitterten Materials handeln. P. NIGGLI (61) hält einen Zusammenhang mit den Manganerzlagerstätten des Oberhalbstein für möglich. Die Frage, ob es sich, wie die Hämatitquarzitlagen es vermuten lassen, um sedimentäre Bildungen handelt oder um spätere Imprägnation und Metasomatose, wird offen gelassen. Ophiolithische Magmen könnten nur im letzteren Fall als Erzlieferanten in Frage kommen. J. ALTMANN (1), welcher die Interpretation P. NIGGLI's übernimmt, zeigt, daß die Erzzone älter als die alpine Hauptfaltungsphase sind. Weiter mag es von Interesse sein, diejenigen genetischen Überlegungen und Erklärungen zu geben, welche die Autoren der im weiteren Raum benachbarten Lagerstätten des Rofnakristallins, des Oberhalbstein und des Gonzen zu ihren Deutungen führten. Nach M. GRÜNENFELDER (31) lassen sich die sideritischen Eisenerze im Rofnakristallin eindeutig als epigenetische Bildungen, älter als die alpine Hauptfaltung, erkennen. Ihre regionale Konzentration steht mit der Tektonisierung des Gebietes in ursächlichem Zusammenhang, welche die Vererzung entlang bevorzugter Bewegungszonen erlaubte. Die Manganerze des Oberhalbstein sind nach TH. GEIGER (27) syngenetisch-sedimentärer Entstehung. Die sedimentäre Natur der Erze wird durch den Gehalt an fast unversehrten Mikrofossilien (Radiolarien) bestätigt. Auch W. EPPRECHT (16) postuliert für die Eisen-Manganerze des Gonzen syngenetisch-sedimentäre Entstehung. Neben Mineralinhalt, Struktur und Textur der Erze spricht auch der Fossilgehalt für diese Annahme. Von allen drei Autoren werden Abspaltungsprodukte ophiolithischer Magmen für die Erzbildung verantwortlich gemacht oder für möglich gehalten.

b) Diskussion der verschiedenen Möglichkeiten

Am Anfang dieses Abschnittes seien kurz die wichtigsten Punkte rekapituliert, welche für die folgende Diskussion von Bedeutung sind:

1. Die Vererzungszonen liegen in verschiedenen Niveaus der unteren Suretta-Trias und finden sich ebenfalls in triasischen Gesteinen des Schmorrasgrates.
2. Die Vererzungszonen in der Suretta-Trias sind auf den Triaskeil von Innerferrera beschränkt.
3. Die Erzkörper zeigen durchweg konkordante Lagerung im Nebengestein und schichtigen Aufbau, der sich bis in mikroskopisch kleine Bereiche erkennen läßt.
4. Das Einsetzen der Erzzone ist nicht scharf. Im Liegenden und Hangenden der Erzzone lassen sich feine Wechsellagerungen von Nebengestein und erzreichen Schichtchen feststellen.
5. Die Hauptlagerstätten von Fianell und Starlera zeigen eine Folge von drei Hauptzonen:
a) massige Erzzone unten; b) Hämatitlage in der Mitte und c) Hämatitquarzit oben. Die Grenzen zwischen a und b sind relativ scharf, b und c gehen ineinander über. Die Manganerze befinden sich in massigen Knauern und Nestern innerhalb der massigen Hämatiterzzone.
6. Verdrängungsbilder zwischen Erz und Nebengestein sind selten und nur lokal zu beobachten.
7. Haupterzminerale sind Hämatit einerseits, Manganoxyde und Braunit andererseits. Die Abwesenheit karbonatischer und sulfidischer Erze ist hervorzuheben.

8. Haupterzstrukturen sind feinkörnig grano- bis lepidoblastisch. Hämatitdispersionen in der quarzitischen und karbonatischen Gangart sind verbreitet.
9. Wichtigste Begleitminerale sind neben Eisen- und Mangansilikaten Quarz, Karbonat und Fe-reicher Sericit.
10. Apatit bildet einen wesentlichen Bestandteil der Erzlager.

Die Frage nach der Genese der Lagerstätten lautet folgendermaßen: Stellen die Erzzone in der Trias syngenetisch-sedimentäre Bildungen dar, d. h. sind sie zusammen mit den Nebengesteinen zur Ablagerung gelangt und somit triasischen Alters? Oder handelt es sich um Erzkörper, welche ihre Entstehung späteren, epigenetisch-metasomatischen Prozessen verdanken, d. h. haben zirkulierende Lösungen die bereits bestehenden Kalkmarmore, Dolomite und Quarzgesteine verdrängt und imprägniert?

Betrachten wir zuerst die Lagerungsverhältnisse. Konkordante Lagerung ist kein eindeutiges Charakteristikum sedimentärer Lagerstätten. Hypogene Lösungen können bestimmte Lagen und Schichten selektiv verdrängen oder imprägnieren und somit das gleiche Bild konkordanter Lagerung hervorrufen. Meist handelt es sich dann um leicht verdrängbare Gesteine (z. B. Kalke), die nicht selten von Stauhorizonten (z. B. Schiefer) überlagert sind, an welchen sich die aufsteigenden Erzlösungen stauen. Buchtuge, konvex ins Nebengestein verlaufende Grenzen zwischen Erzkörper und Nebengestein sind für Verdrängungslagerstätten typisch, die Übergänge Erz—Nebengestein sind meist recht scharf. Bei sedimentären Bildungen kann sowohl der temporäre als auch der laterale Facieswechsel scharf oder kontinuierlich sein. Die Ausbildung dieser Übergänge hängt von verschiedenen, unabhängig voneinander wirkenden Faktoren ab, wie Lösungszufuhr, Konzentrationsverhältnisse und Azidität des Meerwassers im Ablagerungsraum. Es ist durchaus möglich, daß an einer bestimmten Stelle Erz ausgeschieden wird, während im benachbarten Raum erzfreies Nebengestein zur Ablagerung gelangt.

Anhand der Lagerungsverhältnisse unserer Erzzone kann somit die Frage nach der Genese nicht eindeutig beantwortet werden. Handelt es sich um metasomatisch entstandene Erzkörper, so fällt das Fehlen der typischen Verdrängungsbilder auf. Befremdend wirkt auch die eigenartige Schichtung (Punkt 5), welche nach P. NIGGLI (61) eher sedimentären Ursprungs ist.

In bezug auf den Mineralbestand interessieren vor allem jene Mineralien, welche die eigentlichen Erzzone und -lagen aufbauen, also Quarz, Calcit, Hämatit, Manganerze, Aegirinaugit und Apatit. Auffallend ist das Vorherrschen von feinschuppigem, oft in der Gangart feindispers verteiltem Hämatit sowie die Abwesenheit karbonatischer und sulfidischer Erzminerale. Nach H. SCHNEIDERHÖHN (78) liegt die Bildungstemperatur von Hämatit zwischen 150° und 500° C. Die morphologische Ausbildung unter 250° ist feinschuppig-feindispers, oft auch glaskopfförmig, jene zwischen 300° und 400° feinkristallindünntaflig. Über 500° werden grobtaflige, gedrungene Kristalle konstatiert. Demnach muß der vorliegende Hämatit bei recht tiefen Temperaturen gebildet worden sein, mit Ausnahme der gedrungekörnigen Individuen, welche in den Erzstücken von Innerferrera auftreten. Sicher hatten dort weit höhere Temperaturen geherrscht, welche auch in den Aegirinfelsen, die den Hämatit begleiten, zum Ausdruck kommen.

Nach Laboratoriumsversuchen gibt C. W. CORRENS (4) an, daß bei Anwesenheit von wasserabsorbierenden SiO_2 -Gelen Hämatit sich bereits bei 65° C leicht aus $\text{Fe}(\text{OH})_3$ bilden kann. Die feindispersen, fetzenartigen Hämatitgebilde, ihr durchaus frischer Charakter sowie das Fehlen von Martiten lassen primäre Bildung des Hämatites vermuten, so wie das W. EPPRECHT (16) für den Gonzen-Hämatit angegeben hat. Inwiefern eine Entstehung aus Eisenhydroxyden in Frage kommt, läßt sich anhand des einzelnen, kleinen Vorkommens von Nadeleisenerz nicht klären. Feindisperse Einschlüsse von Hämatit in der Gangart deuten nach H. SCHNEIDERHÖHN (78) auf gleichzeitige Entstehung der beiden Komponenten hin, werden aber sowohl bei metasomatischen als auch bei sedimentären Eisenerzen gefunden. A. CISSARZ (12) vermutet, daß Hämatitdispersion in Quarz auf diagenetisch bedingte Entmischungsvorgänge an Eisensilikaten in oxydierendem Milieu zurückzuführen sind.

Über die Bildung der verschiedenen Manganerze ist recht wenig bekannt. Braunit entsteht nach P. RAMDOHR (72) meist unter epi- bis mesometamorphen Bedingungen aus verschiedenen primären Manganerzen. Jakobsit wird allgemein als Mineral der Kata- bis Mesozone beschrieben, kann aber auch bei Kontaktmetamorphose entstehen. Die Bildungsbedingungen von Hausmannit, dem wichtigsten Manganerz der Gonzenlagerstätte, sind von W. EPPRECHT (16) ausführlicher diskutiert worden. Es

scheint, daß sich dieses Manganoxyd bereits primär im sedimentären Zyklus bilden kann, und zwar aus dem seltenen Hydrohausmannit. Nach P. RAMDOHR (72) stellen die meisten Hausmannitvorkommen metamorphe Bildungen unter epi- bis mesozonalen Bedingungen dar, was auch für unseren Hausmannit gelten mag.

Aegirinaugit wird allgemein als Bestandteil alkalireicher, foidführender Eruptivgesteine erwähnt (Nephelinsyenite, Phonolite). Über sein Auftreten in metamorphen Gesteinen ist wenig bekannt. Immerhin werden manganführende Pyroxene und eigentliche Manganpyroxene verschiedentlich von metamorphen Manganerzlagern erwähnt. (Praborna-St. Marcel, Indien, Monte Santo (3), Monte Civilina (76).) Inwiefern eine Bildung des Aegirinaugites unter Natronzufuhr bei der alpinen Metamorphose aus früheren Eisensilikaten (Chamosit, Eisenchlorit) in Frage kommt, ist ungewiß. Es muß auch diese Möglichkeit ins Auge gefaßt werden, um so mehr, als er die typischen Erzminerale in Lagen und kleinen Linsen begleitet und nicht als Skarnmineral auftritt.

Apatit ist ein weitverbreiteter Gemengteil magmatischer, sedimentärer und metamorpher Gesteine. Apatitanreicherungen bis zu abbauwürdigen Lagerstätten sind aus allen diesen Zyklen bekannt. Eine Zusammenstellung genetisch verschiedener Vorkommen findet sich in der Arbeit von F. DE QUERVAIN-H. ZWEIFEL (71). Allgemein zeigt der Apatit magmatischer Herkunft grobkristalline Ausbildung, während sedimentär und organogen entstandener Apatit in der Regel dicht oder sehr feinkörnig struiert ist (Phosphorit, Kolophanit). Die Anwesenheit des Apatites in unseren Erzazonen steht sicher mit der Erzbildung in ursächlichem Zusammenhang, da er ausschließlich mit den Erzen zusammen auftritt. Eine Wanderung phosphorreicher Lösungen aus dem Nebengestein in die Erzazonen ist unwahrscheinlich, da in jenem höchstens Spuren von Apatit festgestellt werden können. Ein größerer Phosphorgehalt wird erst wieder im Rohnakristallin konstatiert. Unser Apatit zeigt sehr feinkörnige Ausbildung. Da er durch die alpinmetamorphen Prozesse mehr oder weniger rekristallisiert und umgeprägt vorliegt, darf angenommen werden, daß er ursprünglich äußerst feinkörnig vorlag, in der Art, wie es meistens für den sedimentogenen Apatit angegeben wird. Oxydische Eisen- und Eisen-Manganlagerstätten mit analogen Phosphorgehalten werden, abgesehen von den Magnetit-Apatitlagerstätten im Grundgebirge von Schweden (Kiruna), in der Literatur kaum erwähnt. Die von C. NEIVA (54) beschriebene Lagerstätte von Moncorvo (Portugal) enthält neben Hämatit als Haupterzmineral, spärlichen Mengen Mangan, reichlichem Quarz und Sericit akzessorisch wichtigen Apatit, dessen Gehalt zwischen 0,3 und 6,5 Gew. % schwankt. Die Lagerstätte ist nach dem Autor marin-sedimentärer Entstehung, die Lösungen subvulkanisch-exhalativer Herkunft.

Durch die alpine Dislokation und ihre Metamorphose sind sicher auch die ursprünglichen Bilder der Strukturen und Texturen umgeprägt und gestört worden. Auffallend ist aber das Vorherrschen der sehr feinkörnigen A-Strukturtypen sowie die charakteristischen feinschichtigen Wechsellagerungen zwischen diesen Strukturtypen. H. SCHNEIDERHÖHN (78) hat zwar betont, daß eindeutige strukturelle Kennzeichen weder für noch gegen die Verdrängung bestehen. Immerhin sind es wohl die erwähnten A-Strukturen, welche am ehesten das Abbild der ehemaligen Vererzung darstellen. Anhand der vorliegenden Feldbeobachtungen und Untersuchungsergebnisse können Beweise weder für eine metasomatische noch für eine sedimentäre Bildung der Erzazonen erbracht werden. Vom mineralogischen Standpunkt aus handelt es sich — wie übrigens auch bei der Gonzenlagerstätte und den Manganlagerstätten des Oberhalbstein — um einen Konvergenztyp, d. h. die Lagerstätten können sowohl auf die eine als auch auf die andere Weise gebildet worden sein. Diese Feststellung trifft für die Mehrzahl der quarzführenden, gebänderten Eisen- und Eisen-Manganlagerstätten zu.

Wenn dennoch der marin-sedimentären Erzbildung in unserem Fall der Vorzug gegeben wird, so basiert diese Annahme auf einzelnen, im obigen Abschnitt erwähnten Detailbeobachtungen, welche sich vor allem auf die Lagerungsverhältnisse und die Strukturen beziehen. Es sollen deshalb im folgenden die Kriterien auf unsere Erzazonen angewendet werden, wie sie von W. C. KRUMBEIN-R. M. GARRELS (49) für die Bildung chemischer Sedimente im allgemeinen und von H. J. JAMES (43) für diejenigen der sedimentogenen Eisenerze im speziellen vorgeschlagen wurden.

Vorbedingung für die chemische, z. T. durch biologische Prozesse unterstützte Ausfällung der Erz- und Begleitminerale ist ein halboffener bis abgeschlossener, nicht zu tiefer Ablagerungsraum

(Binnenmeer, «restricted basin»). Als Faktoren, welche die Art und die Zusammensetzung des ausfallenden Materials bedingen, werden Azidität (pH) und Sauerstoffgehalt (Redoxpotential Eh) des Meerwassers angegeben. Positives Eh bedeutet dabei Sauerstoffüberschuß, also oxydierendes Milieu, negatives Eh entsprechend reduzierendes Milieu. Lösungskonzentration, Druck- und Temperatureffekte, wie sie im normalen Meerwasser herrschen, sind wohl für die Menge, nicht aber für die Art des ausgeschiedenen Materials verantwortlich. Für offen zirkulierende und halb- bis ganz abgeschlossene Meeresräume werden folgende Werte angegeben:

Offen zirkulierend:	Oben:	pH stark alkalisch	Eh stark positiv
	Unten:	pH schwach alkalisch	Eh schwach positiv
Halboffen und abgeschlossen:	Oben:	pH schwach alkalisch	Eh stark positiv
	Unten:	pH sauer	Eh negativ

Daraus ergeben sich für die uns hier interessierenden Mineralien folgende Bildungsbedingungen:

Hämatit: Um das Verhältnis $\text{Fe}^{\text{III}}/\text{Fe}^{\text{II}}$ zugunsten des Fe^{III} zu verschieben und zugleich eine hohe (OH^-) -Ionenkonzentration zu erhalten, muß Eh stark positiv sein, der pH-Wert jedoch nicht zu hoch, d. h. zwischen 7 und 7,8 liegen. Magnetit bildet sich bei Eh-Werten um 0, Siderit bei schwach negativem, Pyrit bei stark negativem Eh. Daß sich Hämatit primär schon bei 65° C bilden kann bei Anwesenheit wasserabsorbierender SiO_2 -Gele, wurde bereits erwähnt.

Manganoxyside: Die Bildungsbedingungen der Manganerzminerale (Oxyde, Karbonate und Sulfide) sind denjenigen der entsprechenden Eisenverbindungen analog.

Quarz: Die Ausscheidung von Quarz ist von pH und Eh mehr oder weniger unabhängig.

Calcit: Die Ausscheidung von CaCO_3 ist von Eh unabhängig, jedoch stark abhängig von pH. Calcit wird in größeren Mengen erst bei hohen pH-Werten, welche über 7,8 liegen, gebildet.

Phosphorit: Apatit in kristalliner Form wird in der Regel primär nicht ausgeschieden, er ist ein Produkt späterer intensiver diagenetischer oder metamorpher Prozesse. Als sedimentogenes Phosphormineral wird deshalb der dichte bis kryptokristalline Phosphorit angegeben. Abgesehen von etwas tieferen pH-Werten entsprechen seine Bildungsbedingungen denjenigen des Calcits. Sedimente mit reichlichem Gehalt an Phosphorit und wenig Calcit entstehen dann, wenn sich das Phosphat in einem abgeschlossenen Ablagerungsraum konzentrieren kann und die pH-Werte nicht zu hoch (unter 7,8) liegen, so daß Calcit nur spärlich ausfällt.

Eisensilikate (Eisenchlorite, Chamosit, Glaukonit): Sie entstehen unter Bedingungen, welche zwischen denjenigen des Hämatites und des Magnetites liegen, also schwach positives Eh, pH zwischen 7 und 7,8. Ihr Bildungsbereich wird als relativ groß angenommen, doch sind die gebildeten Mineralien unter späteren diagenetischen Prozessen stark pH- und Eh-abhängig und können sich somit leicht umwandeln.

Aus dieser kurzen Zusammenstellung ist folgendes ersichtlich: In bezug auf Eh des Ablagerungsraumes ist der Hämatit ausschlaggebend. Die Bildung der übrigen Mineralien ist von Eh unabhängig. Im Ablagerungsraum müßte also großer Sauerstoffüberschuß geherrscht haben, welcher die Bildung von Magnetit, Siderit und Pyrit ausschließt. In bezug auf die Aziditätsverhältnisse des Meerwassers ist in erster Linie der Calcit, untergeordnet auch der Apatit maßgebend. Der geringe Kalkgehalt in den Erzonen sensu stricto würde auf pH-Werte hinweisen, welche kaum über 7,8 gelegen hätten. Daß der Apatit stets mit dem Erz zusammen auftritt, nicht aber in den calcitischen Nebengesteinen, dürfte diese Annahme bestätigen. Die Wechsellagerungen von feinen erzeichen Lagen und kalkigem Nebengestein wären auf Konzentrationsunterschiede einerseits, pH-Schwankungen andererseits zurückzuführen. Es ist wohl möglich, daß die Zufuhr der erzeichen Lösungen nicht immer kontinuierlich, sondern oft schubweise erfolgte. Die Eh- und pH-Werte, die somit durch den Mineralbestand unserer Lagerstätten gegeben sind, lassen sich durchaus mit jenen Werten vergleichen, welche für die oberen Meerwasserschichten geschlossener oder halboffener Ablagerungsräume angegeben werden. Wenn es sich beim Hämatit um ein primär gebildetes, marin-sedimentäres Mineral handelt, müssen jedoch Temperaturen angenommen werden, wie sie im normalen Meerwasser in den oberen Schichten nicht bekannt sind (65° C

und höher). Auf die Möglichkeit, daß die heute vorliegenden Aegirinaugitpartien früheren Eisensilikaten entsprechen, wurde bereits weiter oben hingewiesen.

Jedoch machen nicht alle Teile der verschiedenen Lagerstätten, wie sie heute vorliegen, den Eindruck einer sedimentären Bildung. Das gilt für die massigen Erzzone von Starlera und Fianell. Stoffwanderungen und metasomatische Prozesse, ausgelöst durch die alpine Dislokationsmetamorphose, haben sicher in größerem oder kleinerem Maßstab stattgefunden. Das Auftreten von Albit und Natrium Pyroxenen weist überdies auf eine gleichzeitige Natronzufuhr hin. Die Konzentrierung des Mangans in Taschen und Knauern sowie die Braunitbildung ist wohl das Resultat dieser Stoffwanderungen und Neubildungen innerhalb der Lagerstätten. Die Wirkungen scheinen aber nicht durchweg gleich intensiv gewesen zu sein. Während es auf Starlera nur zur Braunitbildung, untergeordnet zur Bildung von spärlichem Rhodonit kam, werden auf Fianell neben Braunit und Rhodonit die Mineralien Jakobsit und Spessartin gefunden, welche auf Kata- bis Mesobedingungen deuten. Diese Mineralparagenese läßt vermuten, daß lokal sehr hohe Drucke und Temperaturen geherrscht haben müssen.

Das Mangan ist kaum später zugeführt worden. Der Braunitgehalt in den lagig vererzten Marmoren läßt erkennen, daß das Eisen und das Mangan gleichzeitig ausgeschieden wurden.

Wenn es sich, wie das hier angenommen wird, um eine marin-sedimentäre Bildung der Erzzone handelt, müssen dem Meerwasser im triasischen Sedimentationsraum unter anderem diejenigen Stoffe zugeführt worden sein, welche nach ihrer endgültigen Ausscheidung die Erzzone bildeten. Als Stofflieferanten kommen dabei in Frage:

1. vom Festland her eingeschwemmtes Material (Trümmerlagerstätte);
2. submarine Verwitterung bereits bestehender Lagerstätten (Halmyrolyse);
3. festländisch verwittertes Material, gelöst oder mit dem Festlandsschlick ins Meerwasser transportiert und chemisch (z. T. biologisch) ausgefällt;
4. Stoffzufuhr magmatischen Ursprungs (subvulkanisch-exhalativ).

Punkt 1 ist sicher auszuschließen. Wenn es sich um Trümmerlagerstätten handeln würde, müßte in Begleitung der Erzlagen detritisches Material gefunden werden, was nicht der Fall ist. Punkt 2 scheint unwahrscheinlich. Im Vordergrund stehen die Punkte 3 und 4. Anzeichen eines triasischen Magmatismus wurden bisher aus dem Raum der Surettadecke nicht erwähnt. Die spärlichen Ophiolith-Vorkommen sind von V. STREIFF (87) eingehender beschrieben worden. Sie scheinen aber jünger als Trias zu sein. Die direkte Herleitung der Erze von einem magmatischen Erzlieferant her stößt in diesem Raum auf Schwierigkeiten. In der Trias der Splügenerkalkberge, in welcher die Erzzone des Schmorrasgrates liegt, wurden von J. NEHER (unveröffentlicht) sichere Tuffablagerungen gefunden. Die Tufflagen entsprechen hinsichtlich ihrer stratigraphischen Lage, Struktur und Textur eindeutig den hier beschriebenen hämatitführenden Sericitquarziten und Sericitphylliten des Schmorrasgrates. Der Unterschied besteht lediglich im Erzgehalt. Für diese Zone wäre die Herleitung der Erze von einem magmatischen Erzlieferant her bedeutend einfacher. Bei der Mehrzahl der Eisen- und Eisen-Manganlagerstätten, welche nicht direkt Produkte magmatischer Tätigkeit erkennen lassen, stößt die Beantwortung dieser Frage auf Schwierigkeiten. Während viele Autoren das Erz subvulkanisch-exhalativer Herkunft vermuten, trotz der Abwesenheit vulkanischer Begleitgesteine (P. GEJIER, A. CISSARZ, W. EPPRECHT), glauben ebenso viele Bearbeiter dieses Problems, daß das Erz festländisch verwittertes Material darstellt (H. BORCHERT, H. J. JAMES, H. F. HUTTENLOCHER). Diese zweite Auffassung wurde übrigens an der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft, welche sich mit sedimentären Eisenerzen befaßte (93) positiv in den Vordergrund gestellt. Danach gelangt das Erz nicht kolloidal gelöst ins Meerwasser, sondern als Feststoff mit dem Verwitterungsschlick. Erst in den tieferen Meereslagen wird es gelöst und gelangt in der Folge in die höheren Wasserschichten, wo es wieder ausflockt.

Die Frage nach der Herkunft des Erzes wird in unserem Fall kaum zu beantworten sein. Vergleiche mit den Lagerstätten des Gonzen und des Oberhalbstein lassen vermuten, daß es sich um analoge Bildungen handelt, also subvulkanisch-exhalativen Ursprung der Erzlösungen, welche sich marin-sedimentär ablagerten. Jedoch ist die Abwesenheit magmatischer Begleitgesteine um so mehr hervorzuheben, als daß ophiolitische Magmen, welche dort als Erzlieferant vermutet werden, für unsere triasischen Lagerstätten kaum in Frage kommen.

Zum Schluß sei noch auf die regionale Verteilung der Erzzonen eingegangen. O. WILHELM hat darauf aufmerksam gemacht, daß die verschiedenen Vorkommen einerseits auf einen recht kleinen Raum beschränkt sind, andererseits in verschiedenen Horizonten der Trias, ja sogar in verschiedenen tektonischen Einheiten auftreten. Diese Tatsache war das Hauptargument seiner spätalpinen, epigenetischen Deutung.

Die Betrachtung seiner Karte und Profile läßt erkennen, daß sämtliche Vererzungen in der Trias des Surettaraumes auf den Keil von Innerferrera beschränkt sind. Ebenso liegen die beiden kleinen, neu dazukommenden Vererzungsstellen (Val Sterla II und Innerferrera) in diesem Triaskeil. Die Beschränkung der Vererzungen auf diesen einen Triaskeil ist sicher keine Zufälligkeit. Es ist sehr wohl möglich, daß sie bereits durch den Sedimentationsraum in der Trias gegeben ist, welcher als recht unruhig und in mehrere Wannen aufgeteilt angenommen werden darf. Die Mächtigkeitsschwankungen des Triasquarzites und der Rauhwacke sowie deren regionale Verteilung lassen vermuten, daß auch die Erz ausscheidung, welche kurz nach dem Übergang Quarzit—untere Karbonatserie einsetzte, diese unruhige Sedimentation mitmachte und darum nur an einzelnen Stellen zu finden ist. Neuerdings hat R. STAUB (87) deutlich darauf aufmerksam gemacht, daß die heutigen Triaskeile und Rückfaltungen in ihrer Anlage bereits früher bestanden haben mußten, also keine Zufälligkeiten der alpinen Dislokation seien. Es darf daraus vielleicht geschlossen werden, daß der Keil von Innerferrera, wie die anderen Triaskeile auch, früheren Teiltrögen des triasischen Sedimentationstrogos entsprechen und heute noch deren differenzierte Ablagerungsprodukte erkennen lassen.

Ein direkter Zusammenhang mit den Sideritvererzungen im Roffnakristallin scheint nicht zu bestehen. Auffällig ist aber auch ihre regionale Verbreitung, denn sie liegen ebenfalls in der Nähe des Triaskeiles von Innerferrera. Ihre Entstehung wurde von M. GRÜNENFELDER (31) als epigenetisch gedeutet. Sind die Erzlösungen, welche zu den syngenetisch-sedimentären Erzen in der Trias führten, hydrothermal, subvulkanisch-exhalativer Herkunft, so wäre es wohl möglich, daß ein Teil dieser Lösungen gar nicht an die Oberfläche gelangte, sondern im Innern des Kristallinkomplexes stecken blieben und so zu den Sideritlagerstätten führten. Die marin-sedimentäre, also syngenetische Bildung, welche als Genese angenommen wird, läßt sich so wenig beweisen wie eine metasomatische Interpretation. Nach dem Befund der Feldbeobachtungen und den Schliffuntersuchungen scheint sie aber die wahrscheinlichste Lösung der Frage. Daß spätere Umlagerungen infolge der alpinen Metamorphose stattgefunden haben, läßt sich deutlich erkennen.

Eine analoge genetische Interpretation wurde neuerdings für die vieldiskutierte Kupfererzlagertätte von Outokumpu (Finnland) durch M. SAKSELA (75) gegeben. Wenn auch die Lithologie der Nebengesteine und der Erzinhalt der Lagerstätte mit unseren Erzzonen nicht direkt zu vergleichen sind, zeigen doch ihre Lagerungsverhältnisse, das Auftreten des Erzes im Nebengestein als Lagen und Bänder, die Erzkonzentrationen in massigen Nestern und Knauern, große Ähnlichkeiten mit den Erzzonen von Fianell und Starlera. Nach dem Autor ist die Lagerstätte syngenetisch-sedimentär, die massigen Erzkonzentrationen sind auf spätere Umlagerungen durch die Metamorphose zurückzuführen.

VI. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden die Eisen-Manganerze in der Trias des Val Ferrera (Graubünden) und ihre unmittelbaren Nebengesteine einer lagerstättenkundlichen Untersuchung unterworfen.

Mit Ausnahme der Vererzungen am Schmorrasgrat (hochpenninisch-pseudoostalpine Schamserdecken) liegen sämtliche Erzzone im Triasmantel der penninischen Surettadecke, deren kristalliner Kern das Roffnakristallin darstellt. Die Nebengesteine bestehen vorwiegend aus Quarziten, Dolomiten und Kalkmarmoren, welche der unteren bis mittleren Trias angehören. In bezug auf die Lagerungsverhältnisse zeigen alle Vererzungen große Ähnlichkeit. Es handelt sich um Lagen und Linsen, welche konkordant im Nebengestein liegen. Als Haupterzmineral tritt durchweg Hämatit auf, welcher feinkörnige grano- bis lepidoblastische Aggregate bildet und mit den Begleitmineralien sehr eng verwachsen ist. Feinste Hämatitdispersionen in der Gangart sind häufig. Manganerze werden nur in drei Erzzone gefunden (Fianell, Starlera, Val Sterla II). Braunit ist wichtigstes Erzmineral, zurücktretend werden auf Fianell Jakobsit und Hausmannit gefunden. Als Begleitmineralien der Erze treten Quarz, Karbonat, Sericit, Apatit und manganführender Aegirinaugit auf. Nebengesteine und Vererzungszonen sind von der alpinen Dislokationsmetamorphose erfaßt worden. Der Albit und die Na-reichen Pyroxene deuten auf eine gleichzeitige Zufuhr natronreicher Lösungen hin. Die Einwirkungen der Metamorphose waren nicht durchweg gleich intensiv. Während die Nebengesteine und Teile der Erzlagen epimetamorph vorliegen, treten an einer Stelle (Fianell) meso- bis katazonale Bildungen auf (Jakobsit, Spessartin). Die tektonischen Deformationen führen zur Bildung von Zerrklüften, in welchen durch Lösungsumsatz mit dem angrenzenden Erz neue Mineralparagenesen entstanden. Wichtigste Neubildungen sind Quarz, Karbonate, Albit, Aegirin, Aegirinaugit, Rhodonit, Richterit, Muskowit und Baryt. Verfaltungen von Erzlagen und Nebengestein, granoblastisch rekristallisierte Strukturen sind weitere Kennzeichen der alpinen Dislokation und ihrer Metamorphose.

Die Vererzungen werden als marin-sedimentärer Entstehung interpretiert, sind somit zusammen mit den Triassedimenten abgelagert worden. Die Frage nach der Herkunft der Lösungen kann nicht beantwortet werden. Wenn die Erze triasischen Alters sind, können ophiolithische Magmen als Erzlieferanten kaum in Frage kommen. Sichere Tuffablagerungen (nach J. NEHER) im Gebiet der Splügenerkalkberge lassen vermuten, daß hydrothermale Lösungen z. T. für die Erzzufuhr verantwortlich gemacht werden können.

Abstract

The present paper discusses iron-manganese-ore deposits in triassic sediments (epimetamorphic quartzites, dolomites and marbles) of the Pennine Suretta- and Schamser-nappes (Val Ferrera, Grisons). The small ore-bodies, older than the alpin dislocation-movements, lie concordant in the folded sediments. The ore is mainly finely granular recrystallized hematite and braunite, accompanied by also fine grained quartz, carbonates, sericite, aegirinaugite and apatite. The percentage of phosphorus is remarkably high. Textures and structures are finely stratified. The manganese-ores are concentrated in small lenses and nodules.

During the alpin dislocation and metamorphism, Si-Na-rich solutions were mobilized, which gave in small veins inside the ore-bodies some new minerals (albite, aegirine, rhodonite, spessartite and barite). The jacobsite of Fianell shows the differences of conditions during the metamorphism. The ore-deposits are declared for probably marine-sedimentary origin, syngenetic with the triassic sediments. The question of origin of the ore-solutions cannot be answered. A connexion with triassic tuffs, found by J. Neher in analogous triassic sediments near Splügen (Grisons) is possible.

Literaturverzeichnis

1. ALTMANN, J.: Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Ferreratales. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Min.-Petr. Institut ETH, Zürich 1946.
2. ANDREATTA, G.: Über die Entstehung regenerierter Lagerstätten durch Magmatismus und tektonisch-metamorphe Mobilisierung. Neues Jb. Mineral., Monatshefte 5/6, 1953.
3. BALDANZA, B.: La Manganhedenbergite di una cornubianite pirossenica di Monte Santo. Rend. soc. min. ital, 14, 1958.
4. BARTH, F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
5. BILTZ, H. und W.: Ausführung quantitativer Analysen. Leipzig 1930.
6. BIRZER, F.: Eisenzufuhr und Eisenfällung am Beispiel des Porsangerfjordes. Zeitschrift Deutsch. Geolog. Ges. 109/1, 1957.
7. BORCHERT, H.: Die Bildungsbedingungen mariner Eisenlagerstätten. Chemie der Erde 16, 1953.
8. BORCHERT, H.: Kritische Anmerkungen zu zwei neuen Arbeiten über Outokumpu. Chemie der Erde 17, 1954/55.
9. BURRI, C., und NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Hauptteil. Vulkaninstitut Im. Friedländer 3, Zürich, 1945.
10. BURRI, C.: Das Polarisationsmikroskop. Birkhäuser, Basel 1950.
11. BURRI, C.: Petrochemische Berechnungen auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser, Basel 1959.
12. CISSARZ, A.: Lagerstätten des Geosynklinalvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die geosynklinalen Lagerstättenbildung. Neues Jb. Mineral., Abhandlungen 91, 1957.
13. CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geolog. Rundschau 42, 1954.
14. DENCKEWITZ, R.: Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse des Eisenvorkommens Lindenberg (Lahn-Dill). Hess. Lagerstättenarch. 1952/2.
15. DOELTER, C.: Handbuch der Mineralchemie. Dresden und Leipzig 1912—1931.
16. EPPRECHT, W.: Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie 24, 1946.
17. EPPRECHT, W.: Die Manganminerale vom Gonzen und ihre Paragenese. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 26, 1946.
18. EPPRECHT, W., und PARKER, R. L.: Röntgenographische Untersuchungen an schweizerischen Hydroxylapatiten. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 31, 1951.
19. EPPRECHT, W., SCHALLER, W. T., und VLISIDIS, A. C.: Manganminerale vom Gonzen (bei Sargans). Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 39, 1959.
20. ESCHER, E.: Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie 18, 1935.
21. EUGSTER, H.: Die Eisenlagerstätten im Val Tschötschen und Val Plazbi. (Die Eisen-Manganerze der Schweiz). Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie 13/1, 1923.
22. FEHLMANN, H., und DE QUERVAIN, F.: Eisenerze und Eisenerzeugung in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie 13/8, 1952.
23. FRIEDRICH, O.: Die Roteisenlagerstätte bei Heugraben im Mixnitz. Verhandlungen der Geolog. Bundesanstalt, 1930.
24. FRIEDRICH, O.: Zur Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau 7/8, 1953.
25. FRIEDRICH, O.: Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte 93.
26. FRIETSCH, R.: Determination of the composition of garnets without chemical analyses. Geol. Förenin. Förhandl. 79, 1957.
27. GEIGER, TH.: Die Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie 27, 1948.
28. GEIGER, TH.: Kennzeichnung einer Reihe technisch verwendeter Rohphosphate und deren Verhalten bei thermischer Behandlung. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 30, 1950.
29. GEJIER, P.: Die Herkunft der quarzgebänderten Eisenerze. Eine Übersicht der Problemlage. Neues Jb. Mineral. Abhandlungen 91, 1957.
30. GLAUSER, A.: Bergwirtschaftliche Berichte über die Manganlagerstätten Fianell und Starlera, 1941—1945. Unveröffentlicht. Berichte Bureau für Bergbau. (Deponiert bei Schweiz. Geotechn. Komm.)
31. GRÜNENFELDER, M.: Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie 35, 1956.
32. HALLIMOND, A. F.: Problems of the sedimentary iron ores. Proceedings Yorkshire Geol. Soc. 28, 1951.
33. HARDER, H.: Zum Chemismus der Bildung einiger sedimentärer Eisenerze. Zeitschrift Deutsch. Geolog. Ges. 109/1, 1957.
34. HEIM, ARN., mit TARNUZZER, CHR.: Die Eisen-Manganerzlagerstätten im Val Ferrera. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie 13/1, 1923.
35. HOLLAND, H.: Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits, part. 1. Economic Geology 54, 1959.
36. HÜGI, TH.: Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 25, 1945.
37. HUMMEL, K.: Über verschiedene Arten von Eisen-Manganerzlagerstätten in Deutschland, Zeitschrift für praktische Geologie 35, 1927.
38. HUTTENLOCHER, H.: Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt. 14, 1934.
39. HUTTENLOCHER, H.: Die Vererzung der Westalpen und ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geologische Rundschau 42, 1954.
40. HUTTENLOCHER, H.: Mineral- und Erzlagerstättenkunde, Bd. 1 und 2, Sammlung Götschen, Berlin 1954.
41. JAKOB, J.: Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. 2. Mitteilung: Die Muskowite der Pegmatite. Zeitschrift für Kristallographie etc. 62, 1925.
42. JAKOB, J.: Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer, 4. Mitteilung: Die nichtpegmatitischen Muskowite. Zeitschrift für Kristallographie etc. 69, 1929.
43. JAMES, H. J.: Sedimentary facies of iron formation. Economic Geology, 49 1954.
44. KÄHLER, F.: Metasomatische und/oder sedimentäre Entstehung ostalpiner Lagerstätten. Der Karinthin 31/32, 1956.
45. KAISER, E.: Zur Frage der Entstehung der Manganerzlagerstätten von Potmasburg, Griqualand, Südafrika. Neues Jb. Mineral. Beilage-Band 64 A, 1931.
46. KIRCHER, H., und DETTMAR, H.: Tabellen zur Auswertung der Röntgendiagramme von Pulvern. Verlag Chemie, Weinheim 1956.
47. KLUEPFEL, W.: Geologische Notiz über das Vorkommen von Phosphat und Pechkohle bei Amberg (Oberpfalz). Zeitschrift für praktische Geologie 29, 1921.
48. KNAUER, E.: Zur quantitativ-mineralogisch-petrographischen Untersuchung der Roteisenerze vom Büchenberg bei Elbingerode im Harz. Zeitschrift für angewandte Geologie 5, 1959.

49. KRUMBEIN, W. C., und GARRELS, R. M.: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxydation-reduction-potentials. *Journal of Geology* 60, 1952.
 50. LEHMANN, E.: Über die Genesis der Eisenerzlagerstätten vom Lahntypus. *Zeitschrift für Erzbergbau und Metallhüttenwesen* 8, 1949/2.
 51. MASON, B.: Mineralogical aspects of the system $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-MnO-Mn}_2\text{O}_3$. *Geol. Förenin. Förhandl.* 65, 1943.
 52. MEIXNER, H.: Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee bei Tweng in den Radstädter Tauern (Salzburg). *Neues Jb. Mineral. Beilage-Band* 69, 1935.
 53. MEIXNER, H.: Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. *Radex-Rundschau* 7/8, 1953.
 54. NEIVA, C.: Geologia dos minérios de ferro portugueses-Seu interesse para a siderurgia. *Memorias e Noticias*, Coimbra 1950.
 55. NIGGLI, E.: Magnetische Messungen an der Mangan-Eisenerzlagerstätte Fianell, Val Ferrera. *Schweiz. Mineral. Petr. Mitt.* 26, 1946.
 56. NIGGLI, P.: Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Gebr. Bornträger, Berlin 1927.
 57. NIGGLI, P.: Die Systematik der magmatischen Erzlagerstätten. *Schweiz. Mineral. Petr. Mitt.* 21, 1941.
 58. NIGGLI, P.: Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. Selbstverlag Min.-Petr. Institut der ETH, Zürich 1946.
 59. NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten, Bände 1 und 2. Birkhäuser Basel 1948 und 1952.
 60. NIGGLI, P.: Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. *Schweiz. Mineral. Petr. Mitt.* 30, 1950.
 61. NIGGLI, P.: Eisen- und Manganerzlagerstätten der Schweizeralpen. *Geologie en Mjinbouw* 13, Den Haag 1951.
 62. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., und WINTERHALTER, R. U.: Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie* 14, 1930.
 63. PARKER, R. L.: Die Mineralfunde der Schweizeralpen. Wepf & Co., Basel 1954.
 64. PARKER, R. L.: Systematische Übersicht mineraldiagnostisch wichtiger Mikroreaktionen. *Schweiz. Mineral. Petr. Mitt.* 21, 1941.
 65. PATTON, W. W. und MATZKO, J. J.: Phosphate deposits in Northern Alaska. *Geolog. Survey professional paper* 302-A, 1959.
 66. DE QUERVAIN, F.: Die Erzlagerstätten am Parpaner Rothorn. Mit historischem Abschnitt von A. Streckeisen. *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie* 16/2, 1931.
 67. DE QUERVAIN, F., und FRIEDLAENDER, C.: 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie* 20, 1942.
 68. DE QUERVAIN, F., und JENNY, V.: 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie* 34, 1956.
 69. DE QUERVAIN, F., und GSCHWIND, M.: Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. 2. Auflage. Kümmerly & Frey, Bern 1949.
 70. DE QUERVAIN, F., und KUENDIG, E.: Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. 2. Ausgabe. Kümmerly & Frey, Bern 1953.
 71. DE QUERVAIN, F., und ZWEIFEL, H.: Der Biotit-Apatitschiefer des Piz Corondoni. *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie* 32, 1954.
 72. RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin 1950.
 73. RAMDOHR, P.: Die Manganerze. Symposium sobre Yacimientos de manganeso. Congreso Geologico Internacional, Mexiko 1956.
 74. RICHTER, M.: Die Eisen- und Manganerzlagerstätten von Potmasburg. *Metall und Erz* 38, 1941.
 75. SAKSELA, M.: Die Entstehung der Outokumpu-Erze im Lichte der tektonisch-metasomatischen Stoffmobilisierung. *Neues Jb. Mineral. Abhandlungen* 91, 1957.
 76. SCHIAVINATO, G.: Sulla Johannsenite dei Giacimenti a silicati manganesiferri del Monte Civillina presso Recoaro. *Rend. soc. min. ital.* 9, 1953.
 77. SCHNEIDERHÖHN, H.: Mineralbestand und Gefüge der Manganerze von Potmasburg, Griqualand, Südafrika. *Neues Jb. Mineral. Beilage-Band* 64 A, 1931.
 78. SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, 1. Band. Jena 1941.
 79. SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. Jena 1944.
 80. SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzmikroskopisches Praktikum. Stuttgart 1952.
 81. SCHNEIDERHÖHN, H.: Schichtige Erzlagerstätten von strittiger Entstehung. *Geologische Rundschau* 14, 1923.
 82. SCHNEIDERHÖHN, H., und RAMDOHR, P.: Lehrbuch der Erzmikroskopie, 2. Band, 1932.
 83. SRIRAMADAS, A.: Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. *Americ. Mineral.* 42, 1957.
 84. STAUB, R.: Geologische Betrachtungen im Avers und Oberhalbstein. *Eclogae Geol. Helv.* 15, 1919.
 85. STAUB, R.: Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. *Viertelsjahrschrift Naturf. Ges. Zürich*, 65. Jahrgang, 1920.
 86. STAUB, R.: Der Bau der Alpen. *Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz*, N. F. 52, 1924.
 87. STAUB, R.: Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme. *Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz*, N. F. 103, 1958.
 88. STREIFF, V.: Geologische Untersuchungen im Otschams, Graubünden. Diss. Universität Zürich, 1939.
 89. TRÖGER, W.: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. Stuttgart 1952.
 90. WINCHELL, A. N.: Elements of optical mineralogy, part. 2. London 1951.
 91. WILHELM, O.: Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im unteren Aversertal (Val Ferrera, Graubünden). *Zeitschrift für praktische Geologie* 30, 1922.
 92. WILHELM, O.: Geologie der Landschaft Schams (Graubünden). *Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz*, N. F. 64, 1933.
 93. Bericht über die Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Stuttgart / Zusammenfassung der Ergebnisse der wissenschaftlichen Sitzungen (Thema: Sedimentäre Eisenerze). *Zeitschrift Deutsch. Geolog. Ges.* 109/1, 1957
- Benützte geologische Karten:
94. Geolog. Karte des Avers 1:50000. *Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz. Spezialkarte* 97. R. Staub, 1926.
 95. Geolog. Karte der Landschaft Schams 1:50000, mit Profilen 3:100000. *Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz, Spezialkarten* 114 A und 114 B. O. Wilhelm, 1929.
 96. Tektonische Karte der Schamserdecken und ihrer Umgebung, 1:50000 (Beilage zu Lit. 87, R. Staub, 1956).

Lebenslauf

Am 4. Oktober 1930 wurde ich als Sohn des Christian und der Elisabeth Stucky in Bümpliz geboren. Dasselbst war ich Schüler der Primarschule von 1937 bis 1941. Vom Frühjahr 1941 an besuchte ich das Progymnasium, später das Gymnasium des Freien Gymnasiums in Bern und bestand im Herbst 1949 die Maturitätsprüfung Typus A. Nach einem Semester in Geologie und Petrographie an der Universität Bern immatrikulierte ich mich im Herbst 1950 an der Abteilung für Naturwissenschaften der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich. Meine Diplomarbeit führte ich unter der Leitung von Professor Dr. C. Burri aus. Sie behandelte die Petrographie einiger Gabbrogesteine von Le Prese (oberes Veltlin). Im Herbst 1954 erhielt ich das Diplom als Ingenieur-Petrograph. Nach kurzer praktischer Tätigkeit bei Professor Dr. F. de Quervain arbeitete ich vom Frühjahr 1955 bis Sommer 1957 als Photo-geologe am Institut Français du Pétrole in Paris unter der Leitung von Dr. D. Trümpy und Dr. J. Krebs †. In den Wintermonaten 1955/56 und 1956/57 weilte ich zur photogeologisch-petrographischen Kartenaufnahme im östlichen Teil des Hoggarmassivs (Süd-Algerien). Im Sommer 1957 verließ ich Frankreich, um bei Professor Dr. F. de Quervain die vorliegende Arbeit zu beginnen, welche ich im Winter 1959 abschloß. Während dieser Zeit war ich Assistent für technische Petrographie.



Abb. 1 Eisenhydroxyd (Nadeleisenerz). Lagiger Hämatiterzhorizont Starlera. Anschliff etwa 350fach vergrößert. Ölimmersion

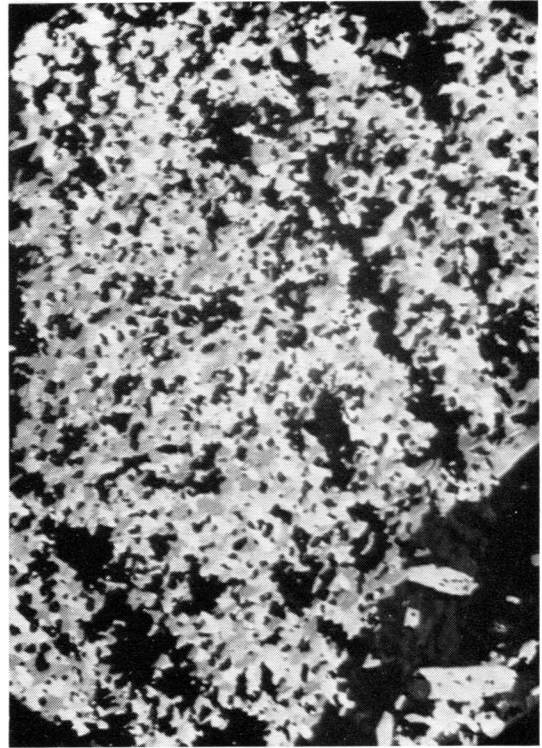


Abb. 2 Strukturtyp A 1. Feinkörniger, xenomorpher Hämatit in richtungslosem Implikationsgefüge. Lagiger Hämatiterzhorizont Starlera. Anschliff etwa 800fach vergrößert. X Nicols. Ölimmersion

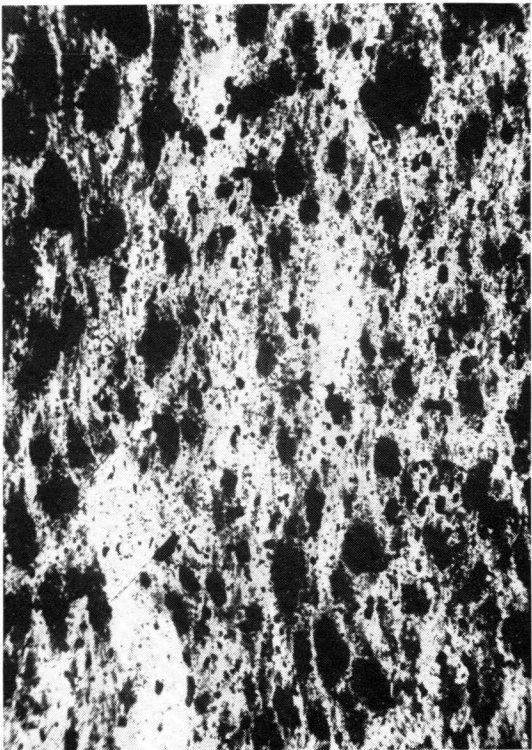


Abb. 3 Strukturtyp A 2. Feinkörniger xenomorpher Hämatit in Quarzgrundgewebe, z. T. als feindisperse Einschlüsse in Quarz (dunkle Augen). Hämatitquarzit Schmorrasgrat. Dünnschliff 260fach vergrößert

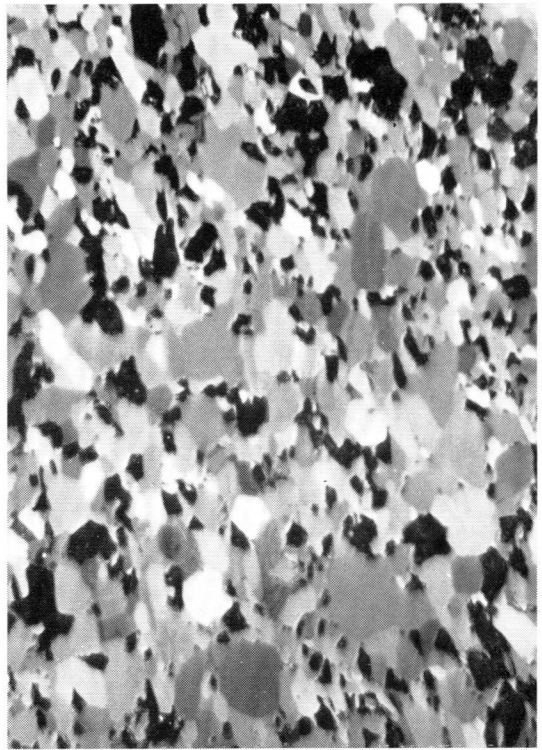


Abb. 4 Strukturtyp B 1. Pflasterstruktur von granoblastischem Hämatit. Hohlräume (schwarz) sind leer oder mit Quarz gefüllt. Starlera, lagiger Hämatiterzhorizont. Anschliff 300fach vergrößert. X Nicols

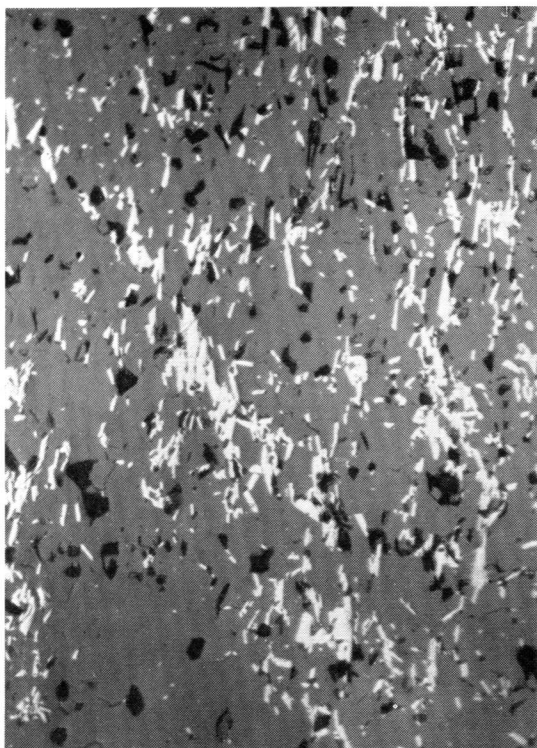


Abb. 1 Strukturtyp B 2. Feinblättriger, lepidoblastischer Hämatit (weiß) in granoblastischem Quarzgrundgewebe (grau). Hämatitquarzit Schmorrasgrat. Anschliff etwa 260fach vergrößert



Abb. 2 Strukturtyp C 1. Scharfkantig begrenzte Bruchstücke von dichtem Aegirinaugit (schwarz) durch Quarz, Albit und Rhodonit (hell) zusammengekittet. Silikatische Eisen-Manganzone Fianell. Dünnschliff 15fach vergrößert. X Nicols

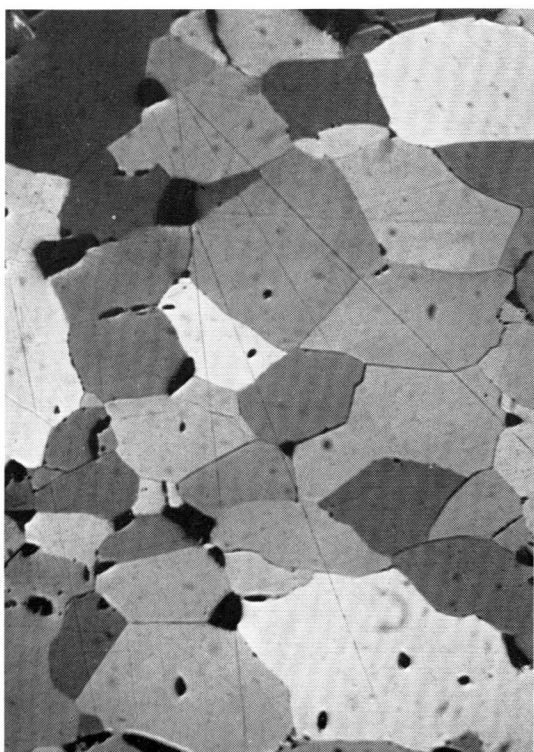


Abb. 3 Strukturtyp C 2. Grobkristallines Mosaikgefüge von Hämatit. Erzzone Innerferrera. Anschliff 300fach vergrößert



Abb. 4 Wechsellagerung der Strukturtypen A 1, A 2 und B 2 ergibt eine feine Bänderung (Hämatit schwarz, Quarz hell). Fianell, Hämatitquarzit. Dünnschliff 15fach vergrößert

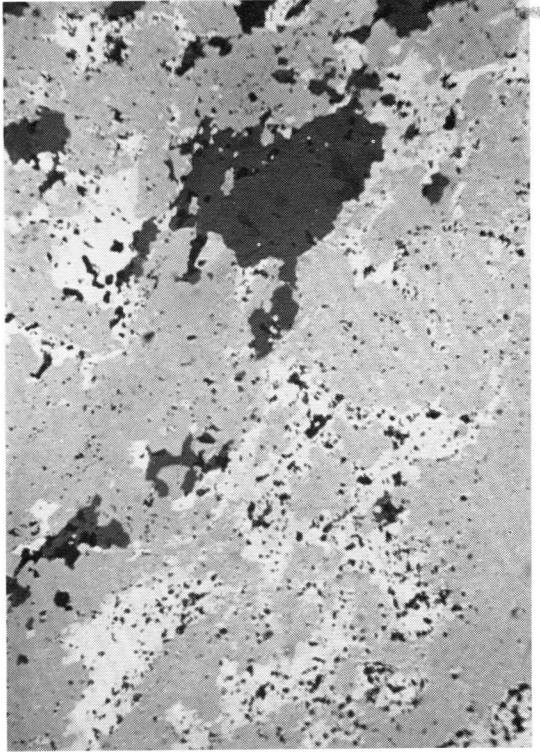


Abb. 1 Feinkörniger Braunit (hellgrau) wird von Psilomelan (weiß) verdrängt. Massige Eisen-Manganerzzone Starlera. Anschliff, etwa 300fach vergrößert

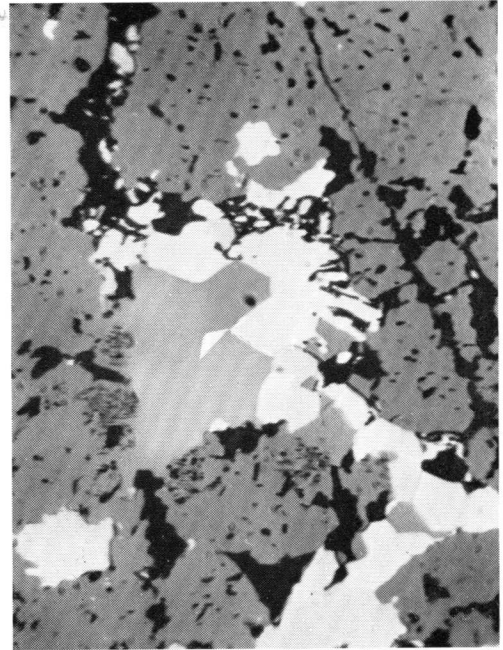


Abb. 2 Strukturtyp D 2. Hämatit (weiß) umgeben von Jakobsit (hellgrau, glatt), Braunit (schwach dunkler grau, löchrig) und Karbonat (schwarz). Oxydische Eisen-Manganerzzone Fianell. Anschliff etwa 320fach vergrößert. Öl-immersion

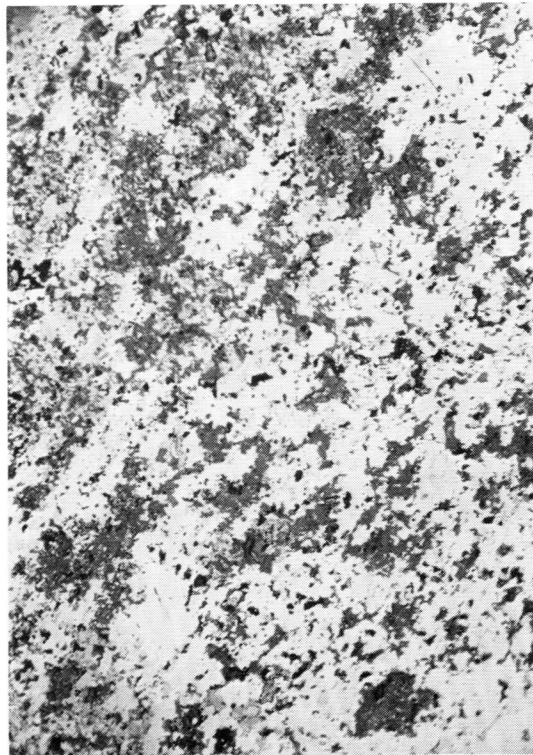


Abb. 3 Strukturtyp E. Implikationsgefüge von Braunit (hell) und Karbonat (grau). Fianell, oxydische Eisen-Manganerzzone. Anschliff 300fach vergrößert

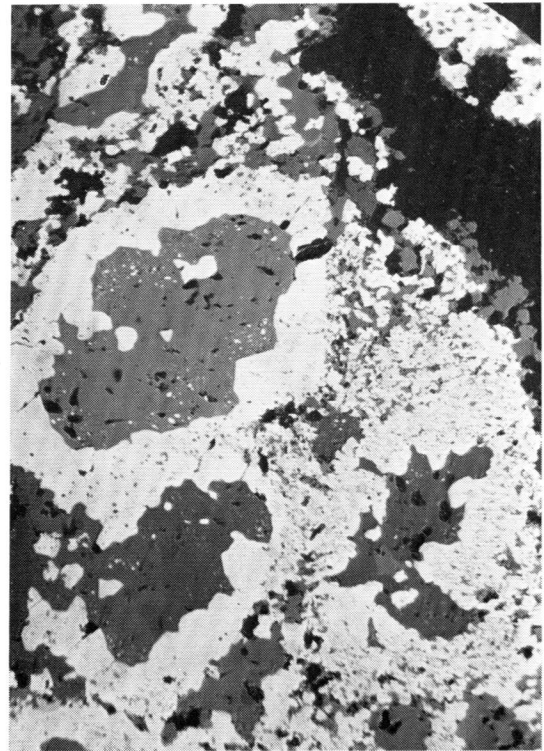


Abb. 4 Strukturtyp F. Knolliges Brauniterz (Mitte hell) in Karbonat (grau), welches neben Braunit auch Hämatit führt. Val Sterla II. Anschliff 150fach vergrößert