

rot, rot,

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 40

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Die Vererzungen im insubrischen Kristallin des Malcantone (Tessin)

und geothermometrische Untersuchungen in Arsenkies-Zinkblende,
Arsenkies-Magnetkies und Magnetkies-Zinkblende führenden Paragenesen

von Viktor Köppel

KOMMISSIONSVERLAG:

Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag, Bern

1966

Druck: Aschmann+Scheller AG, Buchdruckerei zur Froschau, Zürich

Vorwort

der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 6. Februar 1965 beschloß die Kommission die ihr von Herrn Viktor Köppel, dipl. ing. petr. vorgelegte Promotionsarbeit an der Eidg. Technischen Hochschule «Die Vererzungen im insubrischen Kristallin des Malcantone (Tessin)» zum Druck in den «Beiträgen» entgegen zu nehmen.

Ausgehend von Feldbeobachtungen, detaillierten mikroskopischen Studien, geochemischen Untersuchungen an ausgewählten Erzparagenesen wird eingehend die Genese (besonders die Bildungstemperatur) der sehr mannigfaltigen Erzbildungen diskutiert. Die Kommission dankt dem Autor vielmals für den wertvollen Beitrag an die Erforschung alpiner Erzlagerstätten und für seine finanzielle Mitwirkung an die Druckkosten.

Ferner möchte die Kommission dem Schweizerischen Schulrat für seine Druckunterstützung aus dem Zentralfonds der Eidg. Technischen Hochschule bestens danken.

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

Zürich, Juni 1966

Für die Schweizerische Geotechnische Kommission

Der Präsident: Prof. F. de Quervain

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Frühjahr 1960 auf Anregung von Herrn Prof. Dr. F. de Quervain in Angriff genommen, dem ich an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte für sein großes Interesse an diesen Untersuchungen, die er durch zahlreiche Anregungen und Diskussionen immer wieder gefördert hat.

Ebenfalls zu Dank verpflichtet bin ich den Herren Prof. Dr. C. Burri und F. Laves für ihre Einführung in die petrographische und kristallographische Arbeitsweise und für ihre wertvollen Hinweise auf Arbeiten von Bedeutung für die Lagerstättenkunde im allgemeinen.

Besonderen Dank schulde ich aber Herrn Prof. Dr. M. Grünenfelder für seine ausgezeichnete Einführung in die Erzmikroskopie und für das wohlwollend kritische Interesse, das er meiner Arbeit stets von neuem entgegengebracht hat. Auch Herrn Prof. Dr. M. Weibel sei an dieser Stelle für seine Hilfsbereitschaft in chemisch-analytischen Fragen gedankt. Ebenso danke ich den Herren R. Gubser, H. Scheel und E. Schärli für ihre wertvolle Mitarbeit bei Röntgenfluoreszenzanalysen, Untersuchungen mit der Elektronensonde, röntgenographischen Untersuchungen und Hilfe bei der Anschliff- und Dünnschliffherstellung.

Das Naturhistorische Museum Basel stellte mir großzügigerweise Untersuchungsmaterial von Erzproben aus dem Malcantone zur Verfügung, ohne das das gewonnene Bild der Vererzungen wesentlich unvollständiger ausgefallen wäre.

Der Mines de Costano S. A. verdanke ich die Überlassung zahlreicher Au-Ag-Analysen, sowie von wertvollem Untersuchungsmaterial von Prospektionsarbeiten auf dem Sceree.

Dankbar gedenke ich auch den Feldbegehungen und Diskussionen mit Herrn Dr. P. Graeter und der Überlassung zahlreicher von ihm gesammelter Erzproben; die Einsichtnahme in seine Feldbücher hat das Auffinden zahlreicher Erzvorkommen mindestens beschleunigt, oft aber erst ermöglicht.

Dank gebührt aber auch meinen Studienkollegen und Freunden, mit welchen mich die Erinnerung an eine schöne Studienzeit verbindet.

An dieser Stelle sei ferner der Schweizerischen Geotechnischen Kommission für die Aufnahme der Arbeit in ihre Publikationsserie und ihre finanzielle Mitwirkung und dem Schweizerischen Schulrat für die Gewährung eines Beitrages an die Druckkosten aus dem Zentenarfonds der Eidg. Technischen Hochschule bestens gedankt.

Der herzlichste Dank jedoch gilt meinen Eltern, die mir dieses Studium ermöglichten; ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
Abstract	7
Zusammenfassung	11
Einleitung	14
 I. Geologischer Überblick	15
 II. Übersicht über die Lagerstättentypen	16
 III. Beschreibung der einzelnen Vorkommen des Malcantone	18
1. Die Arsenkies-Pyrit-Magnetkies-Kupferkies-Gänge westlich Fescoggia-Vezio (Paragenese 1a)	18
Val Pirocca (850 m ü. M.)	18
Val Pirocca (900 m ü. M.)	19
Alpe di Mageno	20
Torri	20
Alp Firinescio	20
Westlich Vezio, am Weg von Fescoggia nach Firinescio	22
2. Astano (Sceree) (Paragenese 1b)	23
Tektonik und Petrographie des Sceree	23
Die Vererzung von Astano (Costa und Alle Bolle)	23
Die übrigen Erzvorkommen auf dem Sceree, inkl. Pegmatitbildungen und Pegmatit von Monteggio	32
3. SW-Hang des Mte. Mondini (Paragenese 1c)	36
Umgebung von Purasca	37
Umgebung des Romanino	39
4. NE-Hang des Mte. Mondini (Paragenese 2a)	41
Mte. Rocchetta-Selva-Bruch	41
Umgebung von Pura	43
Val delle Cantine (südlich Curio) (Paragenese 2d)	45
5. Miglieglia-Aranno-Novaggio	47
a) Arsenkies-Fahlerz-Paragenese (2b)	47
b) Ankerit-Quarz-Baryt-Sulfid-Paragenese (2c)	56
c) Antimonit- und Jamesonit-Paragenese (2d)	58
d) Zinkblende-Quarz-Baryt-Paragenese (2e)	62
6. Die erratischen Erzblöcke	66
7. Weitere Erzvorkommen im Malcantone	69

IV. Die Veränderungen des Nebengesteins	70
Das unveränderte Nebengestein	70
Das veränderte Nebengestein	71
Die Serizitisierung und Ankeritisierung	71
Die Chloritisierung	72
Die Silifizierung	73
Die Sulfidimprägnation des Nebengesteins	73
Weitere Umwandlungen und Neubildungen im Nebengestein	74
V. Spezielle röntgenographische und röntgenspektroskopische Untersuchungen an Sulfiden sowie Einzelbeschreibungen der wichtigeren Gangarten und Erzminerale	75
1. Gangarten	75
Quarz	75
Kalifeldspat, Albit, Serizit	78
Muskowit, Chlorit, Turmalin, Apatit	79
Karbonat	79
Baryt	80
2. Die Erzminerale	81
Pyrit	81
Arsenkies	83
Das Arsenkies-Geothermometer	83
Markasit	86
Magnetkies	87
Das Magnetkies-Geothermometer	87
Kupferkies und Vallerit	89
Wismut und Wismutglanz	91
Zinkblende	91
Das Zinkblende-Geothermometer	95
Bleiglanz	100
Fahlerz	101
Gold	101
Weitere Erzminerale	106
VI. Erzvorkommen außerhalb des Malcantone	107
1. Die Baryt-Flußspatgänge in den permischen Ergußgesteinen	107
2. Die Magnetkiesvorkommen des Cenergebietes	108
3. Val Duragno	109
4. Anzigo (Val Cavargna)	109
5. San Bartolomeo (Val Cavargna)	110
6. Cima di Lago (nördlich Tesserete)	111
7. Pradècolo (westl. des Mte. Lema)	111
VII. Genese der Vererzungen des Malcantone	112
VIII. Das Alter der Vererzungen im Malcantone	115
Literaturverzeichnis	121

Abstract

The ore deposits described occur in the crystalline basement of the Southern Alps between Lago Maggiore and Lago di Como. This complex is separated in the north from the Penninic gneiss-region of the Tertiary alpine orogeny by the so called Tonale-Linie consisting of E-W striking mylonitic zones.

In the northern and north-western part, the meso- and katametamorphic rocks form synclines with axes plunging W to SE. In the south-eastern part, the epi- and mesometamorphic rocks show a uniform isoclinic structure with a S to SE inclination.

In a few places unmetamorphosed, carboniferous conglomerates and sandstones are intercalated between cataclastic gneisses along a N-S to NE-SW striking overthrust, which separates the meso- and katametamorphic gneisses of the north-western part from the epi- and mesometamorphic gneisses and schists of the south-eastern part.

Towards the south, volcanic series of Permian age rest discordantly on the crystalline basement, and are followed by mesozoic sediments (mainly sandstones, dolomites and siliceous limestones).

During the alpine orogeny these effusives and sediments were slightly folded and transected by faults. In the crystalline basement these movements reactivated old (Herzynian), mainly N-S striking faults, and are also responsible for minor E-W striking overthrusts with a low angle of inclination towards the N.

All the ore deposits in the crystalline basement and in the Permian volcanic series occur in minor faults. An area of about 60 km², where faults are the main tectonic features, is especially rich in ore deposits and is situated west of the N-S striking section of the overthrust separating the meso- and katametamorphic gneisses in the W from the meso- and epimetamorphic rocks in the E.

Within this region two types of vein deposits occur:

1. A pyrite-arsenopyrite-pyrrhotite-chalcopyrite-paragenesis. Gangue minerals are mainly quartz with chlorite, ankerite and tourmaline. In veins with little or no pyrrhotite and chalcopyrite, sphalerite, galena and gold occur. The wall rock alteration consists of a chloritization, sericitization and ankeritization.
2. The characteristic feature of the second type of vein deposits is the occurrence of a combination of the following Sb-sulfides in variable quantities: tetradrite, jamesonite, antimonite, antimony, gudmundite, bournonite, miargyrite and pyrargyrite. They are accompanied by galena, sphalerite, chalcopyrite and gold, all of which, except gold, may be present in greater quantities than the Sb-sulfides. Important gangue minerals are quartz and ankerite. The wall rock alteration consists of sericitization, ankeritization and silification.

In many deposits of this second type the pyrite-arsenopyrite-pyrrhotite-chalcopyrite-paragenesis forms the first mineralization of the veins, but the complete paragenesis is rarely present. In some deposits early arsenopyrite is the most important sulfide.

The two types show a zonal distribution. The Sb-mineralizations occur in an area of about 4 km² and are surrounded in the N, W and S by a belt in which only the pyrite-arsenopyrite-pyrrhotite-chalcopyrite-paragenesis is present. No ore deposits have been found to the E of the Sb-region.

In the eastern part of the Sb-field there is an area of about 1 km² where quartz-ankerite-sphalerite-baryte veins with little Sb (mainly jamesonite) are frequent.

Since baryte in considerable quantities indicates shallow depths of formation with respect to the surface at the time of its deposition, it is believed that the zonal distribution reflects the depths of formation, i. e. the deposits containing baryte were formed nearer to the surface than the Sb containing deposits, which in turn were formed nearer to the surface than the deposits containing only the pyrite-arsenopyrite-pyrrhotite-chalcopyrite-paragenesis. The changes in the mineral assemblages can be explained by varying concentrations of elements present in the hydrothermal solutions as they approached the surface.

Geothermometric investigations (see below) show that the veins of the two paragenetic types were formed within about the same range of temperature (350–200 °C).

Outside this area in which faults are the main tectonic features, ore deposits in the crystalline basement are scarce. Towards the N there are pyrrhotite deposits with little pyrite, chalcopyrite and quartz. Isolated deposits of pyrite, pyrrhotite, sphalerite, ankerite, quartz, chalcopyrite and galena, and of pyrite, arsenopyrite, antimonite and quartz occur towards E.

No direct evidence is available as to the age of the ore deposits in the crystalline basement. Indirect evidence suggests a time of deposition between upper Carboniferous and lower Permian.

Within the Permian volcanic series and reaching lower Triassic sandstones (werfenien), baryte-fluorspar deposits with galena, sphalerite, chalcopyrite and tetraedrite occur as fillings of fractures and faults. They are assumed to be the last manifestations of this permian magmatic activity.

Pb-Zn-deposits with little baryte are rare in Triassic dolomites. They are more frequent E of Lago di Como where they are supposed to belong to the east-alpine Pb-Zn-mineralization.

At the bottom of fluvioglacial sediments slightly rounded ore pebbles and boulders are frequent in some places. One type consists mainly of pyrite with minor quantities of magnetite, arsenopyrite, marcasite, pyrrhotite, sphalerite, chalcopyrite, ankerite and quartz. The other type consists of pyrite, quartz, sphalerite, galena and cassiterite.

Geothermometric studies in arsenopyrite-pyrrhotite-, arsenopyrite-sphalerite- and pyrrhotite-sphalerite-assemblages.

1. The arsenopyrite-pyrrhotite-assemblages

Deposits with a pyrite-arsenopyrite-pyrrhotite-chalcopyrite-paragenesis are frequent in the region of Pirocca-Torri-Firinescio.

The S/As-ratio in arsenopyrite indicates a temperature of formation between 300–360 °C*. Pyrite is either absent or younger than arsenopyrite. The next sulfide deposited was monoclinic pyrrhotite, coexisting with pyrite which forms small euhedral inclusions between grain boundaries of pyrrhotite. The Fe-content of pyrrhotite (46,5 atomic %) suggests that it was formed primarily monoclinic, thus indicating a temperature below 300 °C. The last sulfide to form was valleriite which occurs in small chalcopyrite inclusions in pyrrhotite. Its temperature of formation is estimated to lie between 200 and 250 °C.

2. The arsenopyrite-sphalerite-assemblages

These two sulfides provided temperature data on the following two deposits:

a) Astano. The paragenesis includes: pyrite

arsenopyrite

sphalerite

gold

ankerite

quartz

galena

(listed according to the sequence of deposition)

Inclusions of euhedral pyrite in arsenopyrite and of euhedral arsenopyrite in pyrite indicate that they were formed partly simulatneously. The S/As-ratio in arsenopyrite points to a temperature of formation of 300 °C.

Arsenopyrite occurs together with pyrite also in sphalerite where they form small, euhedral crystalls which, by microscopic evidence, were formed simultaneously with sphalerite. The S/As-ratio of such arsenopyrite also indicates a temperature of formation of 300 °C.

Sphalerite also contains inclusions of pyrrhotite and less frequently of chalcopyrite, for both of which microscopic evidence indicates formation by exsolution. The distribution of the unexsolved** Fe-content of

* All temperatures are given without corrections for pressure effects.

** «unexsolved» Fe-content refers to the Fe in sphalerite which is microscopically not exsolved. The Fe-content in the sphalerite lattice could not be determined by X-ray diffraction methods.

sphalerite was studied quantitatively by means of the electron microprobe X-ray analyzer (abbreviated EMX). It was found that between parallel rows of pyrrhotite inclusions, sphalerite contains 12–13 mol% FeS. A decrease of 0,5–2 mol% FeS in areas along cleavage planes with orientated pyrrhotite inclusions was commonly observed. This demonstrates that Fe-diffusion has taken place during the cooling off period of the sphalerite and that the pyrrhotite inclusions therefore represent exsolutions. The diffusion was probably aided by lattice defects along the cleavage planes (see table 16a, p. 96).

The Fe-, As- and Zn-distribution around and in inclusions of pyrite and arsenopyrite in sphalerite does not support or disapprove the view that these inclusions were formed simultaneously with the sphalerite. Areas of sphalerite free of exsolutions but with evenly distributed pyrite inclusions, have a markedly lower FeS-content than sphalerite with exsolutions and less pyrite and arsenopyrite (sample 2 in the table).

The colorimetric and X-ray fluorescence analysis give FeS-contents corresponding to temperatures above the upper stability limit of the arsenopyrite-pyrite-pair (490 °C). The total FeS-content of samples 3 and 4 agrees well with the results obtained by colorimetric and X-ray fluorescence analysis.

In order to agree with the temperature of 300 °C obtained by the S/As-ratio in arsenopyrite, sphalerite should have a total FeS-content of about 8–10 mol%. This is the case in sample 2 (maximum values), in areas where younger sphalerite is in contact with older pyrite and arsenopyrite, but not replacing them, and in areas where sphalerite has replaced pyrite and arsenopyrite. In this case sphalerite outside the replaced area has a markedly lower FeS-content of about 6 mol% which rises within the replaced area to about 7–8, seldom to 9 or even 11 mol% FeS. In all three cases this sphalerite is free of exsolutions.

b) Miglieglia. The paragenesis includes: arsenopyrite

pyrite

sphalerite

ankerite

quartz

jamesonite

tetraedrite

miargyrite

galena

pyrargyrite

gold

(listed according to the sequence of deposition)

Early arsenopyrite has a S/As-ratio indicating a temperature of 360 °C. Early sphalerite has an average FeS-content of 19 mol%. The unexsolved FeS-content ranges from 11,5 to 19 mol%; the average value is 17 mol%. This value again gives a temperature which disagrees with the upper stability limit of the older arsenopyrite-pyrite-pair which were deposited simultaneously.

The deposition of sphalerite as well as of arsenopyrite ended with the formation of tetraedrite. The FeS-content of sphalerite in tetraedrite varies between 6,5 and 8,5 mol%, giving a minimum temperature of 300 °C. The S/As-ratio of arsenopyrite in tetraedrite indicates a temperature of 330 °C. These values agree with the observation that tetraedrite shows exsolutions of chalcopyrite and valleriite which latter is supposed to form between 200 and 250 °C.

3. The pyrrhotite-sphalerite-assemblages

A deposit containing these two sulfides occurs near Anzigo, east of Lugano.

The paragenesis includes: pyrite

pyrrhotite

sphalerite

ankerite

quartz

chalcopyrite

galena

Pyrrhotite was probably formed in equilibrium with pyrite. It does not replace older pyrite. It contains small euhedral pyrites between grain boundaries. The Fe-content of 46,8 atomic% indicates that it was probably formed primarily in the monoclinic form, thus giving a temperature of formation below 300 °C.

X-ray fluorescence analysis of sphalerite gives an FeS-content of 25 mol% and a CdS-content of 0,25 mol%. EMX analysis gives an average unexsolved FeS-content of 11,5 mol% (varying between 11,0 and 12,5 mol%). The exsolved pyrrhotite content (determined by point-counting) amounts to 14 mol% FeS, giving a total FeS-content of 25,5 mol% which corresponds to a temperature of about 680 °C.

The total FeS-content of sphalerite replacing pyrrhotite is the same as in areas where no replacement took place.

3. The sphalerite-assemblages

Several veins containing quartz, ankerite, sphalerite, baryte and Sb-sulfides in minor quantities occur west of Aranno.

This optically anisotropic sphalerite contains no exsolutions and does not replace Fe-sulfides. In thin sections and in etched polished sections it shows zonal growth.

X-ray fluorescence analysis and colorimetric determinations give a FeS-content of 7,0–7,7 mol%, a CdS-content of 0,28–0,31 mol% and a CuFeS₂-content of about 0,4 mol%.

EMX analysis gives an average FeS-content of 7,5 mol% (corresponding to a temperature of about 250 °C), ranging from 3 mol% (less than 200 °C) to 12,5 mol% (410 °C).

The application of the sphalerite-geothermometer shows:

- Average values of the FeS-content of sphalerite with zoned structure are meaningless in regard to temperature determinations.
- Average values of the FeS-content of sphalerite indicate higher temperatures of formation than the S/As ratio of earlier arsenopyrite.

They lie above the upper stability limit of the earlier arsenopyrite-pyrite-pair. They disagree with the stability limit of monoclinic pyrrhotite.

A rise of temperature during the crystallisation of sphalerite seems unlikely since the arsenopyrite-pyrite-pair never shows any signs of reequilibration. For the same reason it cannot be assumed that the early arsenopyrite-pyrite-pair reequilibrated during the cooling off period. It is assumed that the equilibrium ZnS-FeS was not maintained during the entire period of the deposition of sphalerite.

The S/As-ratio of arsenopyrite was determined by X-ray methods. This ratio is very constant in arsenopyrite of the same deposit and of the same generation, regardless whether the sample was taken from arsenopyrite-pyrite-aggregates or from isolated arsenopyrite aggregates in quartz.

The S/As-ratio was further examined by EMX analysis. Within a crystall the ratio is very constant. It differs slightly from crystall to crystall of the same generation (mostly $\pm 0,5$ atomic%).

Zusammenfassung

Petrographie und Tektonik des Untersuchungsgebietes: Im Kristallin des Seengebietes zwischen Lago Maggiore und Lago di Como wird eine nordwestliche Cenerizone von einer südöstlichen Val-Colla-Zone unterschieden.

Die Cenerizone besteht aus kata- bis mesometamorphen Gneisen. Im nördlichen Teil der Cenerizone herrscht eine Schlingentektonik, welche im Malcantone von einer Bruchtektonik überprägt wird. Die Ganggesteine, welche sich im südlichen Malcantone häufen, stehen vermutlich mit dem permischen Magmatismus in Beziehung.

Im Gegensatz dazu wird die Val-Colla-Zone aus meso- bis epimetamorphen Gneisen und Schiefern aufgebaut, die ein isoklinales S- bis SE-Fallen zeigen. Die Val-Colla-Zone wurde zwischen Westphal und Perm längs der Caslano-Taverne-Dislokationszone auf die Cenerizone aufgeschoben.

Auf der Morcote-Halbinsel und südlich der Tresa wird das Kristallin des Grundgebirges von permischen Ergußgesteinen und mesozoischen Sedimenten diskordant überlagert. Diese Serien wurden im Tertiär während der alpinen Orogenese etwas verfaltet und durch Brüche verstellt. Im Kristallin des Grundgebirges äußert sich diese Bewegungsphase in der Wiederbelebung alter Störungszonen und in flachen, nach S gerichteten Aufschiebungszonen im nördlichen Malcantone und in der Umgebung des Tamaro. Vererzungen: Sämtliche gangartigen Vererzungen des Grundgebirges und der permischen Ergußgesteine sind an Störungszonen gebunden.

Im Malcantone lassen sich die gangartigen Vererzungen in zwei Hauptgruppen unterteilen, welche eine zonale Anordnung erkennen lassen:

1. Eine Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese. Bei zurücktretendem oder fehlendem Magnetkies und Kupferkies treten Zinkblende, Bleiglanz und Gold auf. Gangarten sind Quarz, in untergeordneten Mengen Chlorit, Ankerit und Turmalin.
2. Paragenesen mit wechselnden Mengen von Sb-Sulfiden: Fahlerz, Antimonit, Jamesonit, gediegen Antimon, Gudmundit, Miargyrit, Pyrrargyrit. Dazu gesellen sich Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Gold. Gangarten sind Quarz und Ankerit. Die ältere Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese ist in fast allen Gängen der Sb-Paragenesen nur unvollständig vertreten. Von wenigen Ausnahmen abgesehen tritt sie mengenmäßig gegenüber der jüngeren Sb-Paragenese zurück. Innerhalb des Verbreitungsgebietes der Sb-Paragenese finden sich Gänge mit reichlich Baryt.

Außerhalb des Malcantone finden sich im Cenerigebiet Magnetkiesvorkommen mit wenig Pyrit und Kupferkies. Gegen E treten im Val Cavargna Magnetkies-Pyrit-Vorkommen mit Zinkblende, Kupferkies und Bleiglanz auf, ferner Antimonitvorkommen mit Pyrit und Arsenkies.

In den permischen Ergußgesteinen des Luganeser Porphyrgbietes sind Baryt-Flußspatgänge mit wechselnden Mengen von Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende und Fahlerz verbreitet. Sie reichen bis in das sandig-konglomeratisch ausgebildete Werfenien hinein. Alle Bearbeiter des Luganeser Porphyrgbietes betrachten diese Gänge als die letzten Auswirkungen einer permischen, magmatischen Tätigkeit.

In triasischem Dolomit finden sich selten Bleiglanz-Zinkblende-Vererzungen, z.T. mit etwas Baryt. Östlich des Lago di Como sind sie häufiger anzutreffen. Vermutlich handelt es sich um die westlichsten Ausläufer der ostalpinen Pb-Zn-Vererzungen.

Im Malcantone treten an der Basis verschwemmter Moränen Erzblöcke mit Pyrit, Magnetit, Arsenkies, Markasit (z. T. aus Magnetkies entstanden), Zinkblende, Kupferkies, Quarz und Karbonat, oder mit Pyrit, Zinnstein, Zinkblende, Bleiglanz und Quarz auf. Ihre Herkunft ist unbekannt.

Die Magnetkies-, Arsenkies- und Zinkblende-Geothermometer:

In den Magnetkiesvorkommen des Cenerigbietes ergibt der Fe-Gehalt des hexagonalen Magnetkieses im Gleichgewicht mit Pyrit eine Bildungstemperatur von 300 °C*.

* Alle Temperaturen werden ohne Druckkorrekturen angegeben.

Im Gebiet von Pirocca-Torri-Firinescio deutet das S/As-Verhältnis in Arsenkies auf Bildungstemperaturen von 300–360 °C hin. Der jüngere Magnetkies wurde wahrscheinlich primär monoklin gebildet. Der Bildungsbereich von monoklinem Magnetkies liegt unter 250–300 °C. Als jüngstes Mineral tritt Valleriit (Bildungstemperatur 200–250 °C) als Entmischungen in Kupferkieseinschlüssen im Magnetkies auf.

In Astano hat sich Pyrit und Arsenkies z. T. gleichzeitig ausgeschieden. Das S/As-Verhältnis in Arsenkies zeigt eine Bildungstemperatur von 300 °C an. Der FeS-Gehalt der jüngeren Zinkblende ergibt Temperaturen zwischen 250 und 570 °C. Gleichzeitig mit der Blende gebildeter Arsenkies weist ebenfalls ein S/As-Verhältnis auf, das einer Bildungstemperatur von 300 °C entspricht. Die Bildungstemperaturen der Blende widersprechen nicht nur dem Arsenkies-Geothermometer, sondern sie liegen auch oberhalb der Koexistenzgrenze des Pyrit-Arsenkies-Paares.

Mit der Mikroelektronen-sonde wurde die Fe-Verteilung in der Blende untersucht. Es konnten Kriterien für die Entmischungsnatur der Magnetkieseinschlüsse gefunden werden. Ferner konnte gezeigt werden, daß zu Beginn des Zinkblendeabsatzes das Gleichgewicht ZnS-FeS sehr wahrscheinlich bewahrt wurde. Die zuerst gebildete, entmischungsfreie Blende, welche älteren Pyrit und Arsenkies ohne Verdrängung umkrustet, weist einen FeS-Gehalt auf, der einer Bildungstemperatur von etwa 300 °C entspricht. Blende mit niedrigerem FeS-Gehalt verdrängt Pyrit und Arsenkies, wobei im verdrängten Bereich der FeS-Gehalt der Blende ansteigt, so daß eine Temperatur von ungefähr 300 °C resultiert.

Die zunehmende Fe-Aufnahme bei fortschreitender Zinkblendeausscheidung deutet wahrscheinlich auf eine Störung des ZnS-FeS-Gleichgewichtes während des Zinkblendewachstums hin.

In den Vorkommen von Miglieglia haben sich Arsenkies und in geringen Mengen Pyrit ebenfalls gleichzeitig gebildet. Das S/As-Verhältnis in Arsenkies ergibt eine Bildungstemperatur von etwa 360 °C, der FeS-Gehalt der jüngeren Zinkblende eine solche von 570 °C. Es zeigen sich somit dieselben Widersprüche wie im Vorkommen von Astano. Die Arsenkies- und Zinkblendeausscheidung ging im geringeren Ausmaße während der ganzen Gangbildung vor sich und endete erst mit der Fahlerzbildung. Das S/As-Verhältnis von Arsenkies im Fahlerz zeigt eine Temperatur von 330 °C an, der FeS-Gehalt der Blende im Fahlerz ergibt eine Minimaltemperatur (Fe-Überschuß kann nicht nachgewiesen werden) von 280–300 °C. Diese Werte stehen im Einklang mit der Beobachtung, daß im Fahlerz Entmischungen von Kupferkies und Valleriit auftreten, dessen Bildungsbereich zwischen 200 und 250 °C liegt.

Im Vorkommen von Anzigo tritt älterer, wahrscheinlich primär monoklin gebildeter Magnetkies auf, der oberhalb 250–300 °C nicht mehr stabil ist. Jüngere Blende weist einen FeS-Gehalt auf, der eine Bildungstemperatur von 670 °C anzeigt. Auch hier scheint das Gleichgewicht ZnS-FeS während ihrer Bildung gestört gewesen zu sein.

In den Baryt führenden Zinkblendegängen von Aranno zeigt die Blende einen ausgeprägten Zonarbau, der, wie die Untersuchungen mit der Mikroelektronen-sonde zeigen, auf wechselnden Fe-Gehalten beruht. Ihr FeS-Gehalt variiert zwischen 3 und 12,5 Mol%. Da nirgends Anzeichen eines Fe-Überschusses während ihrer Bildung vorhanden sind, ergibt sich eine Minimaltemperatur von 420 °C.

Das röntgenographisch bestimmte S/As-Verhältnis im Arsenkies wurde mit Hilfe der Mikroelektronen-sonde überprüft, um seine Variationsbreite im Arsenkies derselben Vorkommen zu erfassen. Es zeigte sich, daß dieses Verhältnis in Arsenkies derselben Generation eines Vorkommens Schwankungen von höchstens ± 1 Atom% (meist nur $\pm 0,5$ Atom%) aufweist.

Genese: Die zonale Anordnung der Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese, der Sb-Paragenese und der Gänge mit beträchtlichem Barytgehalt wird als Folge von unterschiedlichen Entfernungen zur Oberfläche bei ihrer Bildung gedeutet. Die barytreichen Gänge sind oberflächennähere Bildungen als die Gänge der Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese.

Gemäß den Temperaturbestimmungen sind die Sb-Paragenesen bei denselben Temperaturen gebildet worden wie die Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenesen.

Das Auftreten von Sb-Sulfiden und von Baryt wäre demnach die Folge von wechselnden Stoffkonzentrationen in den Lösungen während ihres Aufstieges. Der längere Aufstiegs- und Abstiegsweg der Lösungen der oberflächennäheren Gangbildungen hätte diesen Konzentrationswechsel ermöglicht. Die Vorkommen der Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenesen entsprechen vielleicht den tieferen Gangpartien der Sb-Paragenesen.

Alter: Die Gänge des Malcantone sind jünger als die Störungszonen, in denen sie sich befinden. Sie sind älter als die letzte tertiäre Bewegungsphase der alpinen Orogenese. Sie sind jünger als die sauren Ganggesteine.

Da die Vorkommen, welche der Caslano-Taverne-Dislokationszone am nächsten liegen, nur unbedeutende nachträgliche Deformationen zeigen, sind sie wahrscheinlich jünger als diese Störungszone, d. h. jünger als Westphal. Der Goldgehalt der permischen (?) Sedimente im nördlichen Malcantone läßt vermuten, daß die Vererzungen älter sind als diese Ablagerungen.

Die Vererzungen des Malcantone stehen im Zusammenhang mit dem permischen Magmatismus der Südalpen zwischen Lago Maggiore und Lago di Como, sind jedoch etwas älter als die Baryt-Flußspatgänge, welche sich in den permischen Ergußgesteinen finden und bis ins Werfenien hineinreichen.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist ein Versuch, das Problem abzuklären, ob die Erzvorkommen des Malcantone eine genetische Einheit bilden.

Um Auskunft über die Bildungsbedingungen der Erzparagenesen zu erhalten, wurden die in den letzten 10 Jahren entwickelten Geothermometer der Systeme Magnetkies-Pyrit (R. G. ARNOLD, 1962), Zinkblende-Magnetkies (G. KULLERUD, 1953) und des S/As-Verhältnisses in Arsenkies (L. A. CLARK, 1960) angewendet.

Um die Variation des röntgenographisch ermittelten S/As-Verhältnisses in Arsenkies im Mikrobereich von Arsenkieskristallen desselben Vorkommens zu erfassen, wurde das S/As-Verhältnis zusätzlich mit Hilfe der Mikroelektronensonde* bestimmt.

Ebenfalls mit Hilfe der Mikroelektronensonde wurde die Fe-Verteilung in der Zinkblende quantitativ untersucht, um bei der Bedeutung des Fe-Gehaltes in der Thermometrie, Kriterien für die Entmischungsnatur der Magnetkieseinschlüsse in der Blende zu erhalten. Ferner ermöglichte es diese Untersuchungsmethode, Kriterien für die Bildung der Blende im Gleichgewicht mit FeS in Mikrobereichen zu finden, womit eine sinnvolle Bestimmung der Bildungstemperatur der Blende mit Hilfe des FeS-Gehaltes erst möglich wurde.

Es wird versucht abzuklären, ob die Erzvorkommen des Malcantone mineralparagenetische Verwandtschaften mit den übrigen Vorkommen des Cenerigebietes und des Luganese Porphyrgbietes zeigen und ob genetische Beziehungen zu den Goldgängen des Mte.-Rosa-Gebietes bestehen.

Der Versuch, diese Fragen zu lösen, führt naturgemäß zu Problemen, deren Beantwortung den Rahmen der vorliegenden Arbeit gesprengt hätte. Immerhin war es im Verlauf der Untersuchung möglich, einige Teilfragen zu beantworten und Hinweise für ein neues Bild der Vererzungen im Kristallin zwischen Lago Maggiore und Lago di Como zu finden.

Zur Lösung dieser Probleme werden die im Malcantone besonders zahlreichen Erzvorkommen mikroskopisch untersucht, um die Mineralparagenese möglichst vollständig zu erfassen.

J. DU BOIS (1931) befaßte sich vor allem mit der Aufbereitung des Erzes von Astano im Hinblick auf die Goldgewinnung. Seine Arbeit enthält auch ein Profil und eine Kartenskizze der Vererzung von Astano. H. HUTTENLOCHER (1934) gab eine erste erzmikroskopische Beschreibung der Vorkommen von Astano und Miglieglia. Er verglich diese goldführenden Gänge mit denen des Mte.-Rosa-Gebietes. J. BURFORD (1951) befaßte sich eingehender mit der Paragenese von Astano. M. GRÜNENFELDER (1960) beschrieb einen Typ der erratischen Erzblöcke des Malcantone.

Für die Erzvorkommen außerhalb des Malcantone sind die Arbeiten von M. REINHARD (1942, 1945) über die Magnetkiesvorkommen des Cenerigebietes und der Barytgänge der Morcotehalbinsel, von D. DI COLBERTALDO und P. PAGNACCO (1961) über das Bleiglanzvorkommen von Valvassera (Valganna) und die Beschreibungen von Erzvorkommen in «Itinerari Mineralogici» (Premiata Tipografia Successori Fratelli Fusi, Pavia) von Bedeutung.

Auf das Verhältnis der Vererzungen zur Tektonik wurde nicht näher eingegangen, da sämtliche frühere Bearbeiter des Untersuchungsgebietes (P. KELTERBORN, 1923, J. BURFORD, 1933, 1940, 1951, P. GRAETER, 1951) das ausschließliche Auftreten der Vererzungen in Störungszonen oder erweiterten Klüften feststellten. Im Verlaufe der Felduntersuchungen wurden diese Beobachtungen bestätigt.

Die Abhängigkeit der Elementverteilungen in den Paragenesen vom Nebengestein der Vererzungen wurde nicht untersucht. Petrographische Beschreibungen der Gneise geben P. KELTERBORN (1923), P. GREATER (1951) und M. REINHARD (1953).

Die Ganggesteine des Malcantone** sind für das Alter der Vererzungen von Bedeutung. P. BEARTH (1932) gab eine Beschreibung der Ganggesteine und trat auch auf die Altersfrage ein. Ob genetische Beziehungen zwischen den einzelnen Ganggesteinstypen und den verschiedenen Erzparagenesen bestehen, wurde nicht untersucht. J. BURFORD (1951) unternahm einen Versuch, Gebiete abzugrenzen, innerhalb welcher charakteristische Erzparagenesen und Ganggesteine auftreten. Da er aber die ihm charakteristisch erscheinenden Ganggesteine nicht näher bezeichnete und die Erzparagenesen nur unvollständig beschrieb, wird auf seine Einteilung nicht näher eingegangen.

* ARL Electron Microprobe X-Ray Analyzer.

** Die Arbeit von M. Reinhard: «Über das Grundgebirge des Sotto Ceneri und die darin auftretenden Ganggesteine. Beitr. Geol. Karte Schweiz 1964» erschien nach Abschluß der vorliegenden Arbeit.

I. Geologischer Überblick

Das Seengebirge zwischen Lago Maggiore und Lago di Como wird im Norden von der sogenannten Wurzelzone der lepontinischen Gneisregion durch die Jorio-Tonale-Linie getrennt. Nach R. BÄCHLIN (1937), P. GRAETER (1951) und M. REINHARD (1953) handelt es sich bei den am Aufbau des Seengebirges beteiligten Gneise um metamorphe Sedimente unbekannten Alters. Die letzte bedeutsame Überprägung durch eine Metamorphose ist älter als Westphal, denn im Karbon von Manno (durch Pflanzenfunde als Westphal datiert) und in einigen kleineren Karbonvorkommen finden sich diese Gneise als konglomeratische Komponenten.

Das Seengebirge besteht aus zwei verschiedenen Einheiten, die sich sowohl im tektonischen Baustil als auch petrographisch voneinander unterscheiden. Sie werden von der Caslano-Taverne-Dislokationszone, die sich ins Val Colla hineinzieht und östlich der Landesgrenze bis jetzt noch nicht weiter verfolgt werden konnte, voneinander getrennt (vgl. Tafel II). Die nördliche Cenerizone besteht aus meso- bis katametamorphen Gesteinen: im wesentlichen sind es aplitische Alkalifeldspatgneise, Biotit-Plagioklas-Kalifeldspatgneise, oft Hornblende führend, Zweiglimmer-Plagioklasgneise mit Granat, Staurolith, Disthen und Andalusit, Biotit-Plagioklas-Hornfelsgneise, Amphibolite und metamorphe Peridotite. In der Cenerizone herrscht eine ausgesprochene Schlingentektonik vor, im Malcantone wird sie von einer Bruchtektonik überprägt, deren wesentlichste Elemente, die N-S verlaufenden Störungszonen, parallel der Caslano-Taverne-Dislokationszone verlaufen. Die auffallende Häufung der Vererzungserscheinungen im Malcantone steht mit dieser Bruchtektonik im Zusammenhang.

Die Val-Colla-Zone wird von meso- bis epimetamorphen Gesteinen aufgebaut, zur Hauptsache von Muskowit-Alkalifeldspatgneisen, Serizit-Plagioklasschiefergneisen, Hornblende-Epidotschiefern, die alle oft eine starke Kataklyse zeigen. Stellenweise sind die Serizit-Plagioklasschiefergneise als Phyllonite ausgebildet. Der tektonische Bau der Val-Colla-Zone ist einfach; isoklinale SE- bis S-Fallen der Gneise herrscht vor.

Längs der Caslano-Taverne-Dislokationszone wurde die Val-Colla-Zone auf die Cenerizone aufgeschoben. Nach M. REINHARD (1953) ist das Alter dieser Aufschubung ins Spätkarbon zu stellen (vgl. S. 116). Tertiär sind sicher die gegen S gerichteten Aufschubungen im Gebiet von Arosio und des Tamaro. Auch die übrigen Störungszonen des Malcantone wurden im Tertiär durch die alpine Orogenese wiederbelebt (vgl. S. 115).

Das Kristallin des Seengebirges wird auf der Morcotehalbinsel und südlich der Tresa von permischen Tuffen, Quarzporphyriten, Porphyriten und vom Granophyr überlagert. Darüber folgen sandig-konglomeratistische und dolomitische Ablagerungen der Trias, liasische Kieselkalke usw. Im Osten, gegen den Lago di Como zu, fehlen die Ergußgesteine, treten aber östlich des Lago di Como wieder auf. Die permischen und mesozoischen Gesteine wurden im Tertiär während der alpinen Orogenese etwas verfaltet und durch Brüche verstellt.

Die mesozoischen Sedimente sind, von unbedeutenden Ausnahmen abgesehen (vgl. S. 107), erzfrei. Die Baryt-Flußspatgänge der vulkanischen Serie reichen bis ins Werfenien.

II. Übersicht über die Lagerstättentypen

Es treten zwei Lagerstättentypen auf:

- A. Gangförmige Vererzungen, an Störungszonen oder an erweiterte Klüfte gebunden. Dazu gehört auch die spärliche Sulfidführung einiger Pegmatite.
- B. Erratische Erzblöcke finden sich an der Basis verschwemmter Moränen (siehe S. 66).

A. Die gangförmigen Vererzungen

Auf Grund der Paragenesen kann man im Malcantone drei Hauptgruppen von gangförmigen Vererzungen unterscheiden, die ihrerseits weiter unterteilt werden können. Die einzelnen Gruppen sind durch Übergänge miteinander verbunden, die eine genetische Verwandtschaft aller Vorkommen vermuten lassen. Die erste und zweite Hauptgruppe zeigen eine getrennte zonale Anordnung.

Die erste Hauptgruppe tritt innerhalb eines größeren Gebietes auf, nämlich am SW-Hang des Mte. Mondini einerseits und westlich der Lisora-Pazzo-Mugena-Störung in der Mte.-Lema-Scholle andererseits. Es handelt sich um Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Gänge mit Quarz, Chlorit, Turmalin und Ankerit als Gangarten. Bei zurücktretendem oder fehlendem Magnetkies und Kupferkies können Bleiglanz und Zinkblende in größeren Mengen auftreten. Diese erste Gruppe läßt sich in drei Untergruppen aufteilen:

1. a) Gänge mit Pyrit, Arsenkies und wechselnden Mengen von Kupferkies und Magnetkies, wichtigste Gangart ist Quarz; Turmalin, Chlorit und Ankerit können lokal in größeren Mengen auftreten. Das Nebengestein weist eine intensive Chloritisierung auf. Die Serititisierung und Ankeritisierung spielen keine wesentliche Rolle. Verbreitungsgebiet: Pirocca-Torri-Firinescio.
1. b) Gänge mit Arsenkies, Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz, Gold und Quarz. Ankerit spielt mengenmäßig keine hervorragende Rolle. Das Nebengestein wurde serititisiert und ankeritisiert, lokal beobachtet man auch eine Chloritisierung. Verbreitungsgebiet: Sceree (Astano) und westlich des Mte. Lema (Pradècolo).
1. c) Gänge mit Arsenkies, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Quarz und Ankerit. Das Nebengestein wurde serititisiert und silifiziert. Verbreitungsgebiet: SW-Hang des Mte. Mondini

Die zweite Hauptgruppe weist eine bedeutend mannigfaltigere Sulfidparagenese auf, die charakterisiert ist durch das Auftreten von Sb-Mineralien, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Quarz und Ankerit; gelegentlich findet sich auch Baryt in größeren Mengen. Das Nebengestein wurde hauptsächlich serititisiert und ankeritisiert. Viele Gänge weisen zudem noch die Quarz-Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese der ersten Hauptgruppe auf; diese Paragenese ist selten vollständig entwickelt. Das Verbreitungsgebiet der zweiten Hauptgruppe liegt zwischen Novaggio-Migliaglia-Aranno, am NE-Hang des Mte. Mondini und SW Banco. Es können fünf Untergruppen auseinandergehalten werden:

2. a) Quarz-Ankerit-Bleiglanz-Paragenese mit Fahlerz, Kupferkies und etwas Zinkblende. Verbreitungsgebiet: Westlich Pura und SW Banco (J. BURFORD, 1951).
2. b) Quarz-Arsenkies-Gänge mit Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Jamesonit, Miargyrit, Pyrargyrit und Gold. Ankerit ist nur spärlich vertreten. Verbreitungsgebiet: SW Migliaglia.
2. c) Quarz-Ankerit-Gänge mit Baryt. Sulfide treten nur untergeordnet auf: Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit. Verbreitungsgebiet: Ponte Aranno.
2. d) Quarz-Antimonit- oder Quarz-Jamesonit-Gänge mit etwas Zinkblende, Fahlerz, Kupferkies und Magnetkies. Ankerit ist nur in unbedeutenden Mengen vorhanden. Verbreitungsgebiet: Mte. Pellegrino, Vei, NNW Aranno und Val delle Cantine (im letztgenannten Fundort fehlt Fahlerz, hingegen sind Pyrit, Arsenkies und Gudmundit verbreitet).

2. e) Zinkblende-Quarz-Ankerit-Baryt-Gänge mit etwas Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerz, Jame-
sonit. Verbreitungsgebiet: Südlich, westlich und NNW Aranno.

Die dritte Gruppe ist mengenmäßig gänzlich unbedeutend. Es handelt sich um eine Pyrit-Arsenkies-
Paragenese mit etwas Magnetkies und Kupferkies in kalifeldspatarmen bis -freien Pegmatiten. Da die
Sulfide stets Letztausscheidungen sind, ist ihr genetischer Zusammenhang mit der Pegmatitbildung nicht er-
wiesen. Die Sulfidparagenese von Astano (Pyrit, Arsenkies, Zinkblende und Bleiglanz) zeigt gegen W (ein
Gebiet reich an solchen Pegmatiten) Übergänge zur Paragenese 1a (Pyrit, Arsenkies mit Kupferkies und
Magnetkies), so daß es sich um eine Sulfidbildung derselben Vererzungsphase wie von Astano handeln könnte,
deren Nebengestein aber Pegmatite wären. Diese Gruppe wird anschließend an das Vorkommen von Astano
behandelt.

III. Beschreibung der einzelnen Vorkommen des Malcantone

1. Die Arsenkies-Pyrit-Magnetkies-Kupferkies-Gänge westlich Fescoggia-Vezio

(Paragenese 1a)

Im Gebiet von Pirocca-Torri-Firinescio sind Quarzgänge mit wechselnden Mengen von Arsenkies, Pyrit, Kupferkies und Magnetkies besonders häufig, so daß nur die bedeutenderen untersucht wurden. Auf der Karte von P. KELTSBORN (1923) sind zahlreiche, meist unverritzte Vorkommen nördlich Breno eingetragen, von denen nur wenige aufgefunden werden konnten. Von den wichtigeren Vorkommen dürfte das südlichste dieses Typs im Vallone, WNW Breno, auf etwa 1020 m Höhe gelegen sein, welches aber nicht mehr beobachtet werden konnte.

Im Val Pirocca, auf etwa 850 m Höhe, wurden im Schutt eines kleinen Bergsturzes Proben eines einige Zentimeter mächtigen Arsenkies-Turmalin-Quarz-Ganges gesammelt. Auf etwa 900 m Höhe steht links und rechts des Baches ein senkrechter, bis 2 m mächtiger Quarzgang mit reichlich Pyrit und etwas Kupferkies an, der N 10 E streicht; das Nebengestein ist ein Biotit-Plagioklasgneis.

Unterhalb der Alpe di Mageno auf 1135 m Höhe steht am Weg eine mit Arsenkies vererzte Störung an, welche ebenfalls im Biotit-Plagioklasgneis liegt.

SE des Torrigipfels befindet sich im kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneis ein etwa 1 m mächtiger, N 15 W streichender, senkrechter Quarzgang mit Pyrit, Arsenkies und Kupferkies, der an eine unbedeutende Störungszone gebunden ist. Die sechs übereinander liegenden kurzen Stollen sind noch gut begehbar.

Am südlichen Dorfeingang von Fescoggia findet sich in einem aufgelassenen Steinbruch im kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneis eine 20–30 cm breite, pyritisierte Störungszone, die N 60 E streicht und mit 55 gegen N fällt.

Verquarzte und vererzte Störungszone sind verbreitet westlich Vezio am Weg nach Alp Firinescio, ferner in der Umgebung von Alp Firinescio, wo NS bis EW streichende Gänge mit Arsenkies, Pyrit, Magnetkies und Kupferkies auftreten.

Val Pirocca (850 m Höhe)

Ganginhalt: Quarz	+++
Turmalin	+++
Chlorit, Serizit: im veränderten Nebengestein	
Arsenkies	+++
Pyrit	++
Magnetkies	(+)

(+++ bedeutet, daß das Mineral in größeren Mengen auftritt, ++, daß das Mineral in untergeordneten Mengen auftritt, +, daß das Mineral wenig verbreitet bis selten ist, und (+), daß es selten bis sehr selten ist.)

Die im Schutt gesammelten Proben zeigen ein 2–3 cm breites Gängchen mit lagig bis nesterartig angereichertem Arsenkies und bis 1,5 cm großen Nestern von braunem Turmalin, der erst mit Hilfe einer Pulveraufnahme bestimmt werden konnte. Im Dünnschliff erweisen sich diese hypidiomorphen, gelbbraunen Turmalinpartien als ein sehr feinkörniger Filz, in dem nur sehr kleine Teile von etwa 0,05 mm Länge eine einheitliche optische Orientierung zeigen. In diesen im großen ganzen einschlußfreien Turmalinfilzen finden sich selten feinkörnige Arsenkiesnester und -züge. Die Turmalinnester werden von feinkörnigen, schmalen Gang-

quarzäderchen durchquert, in welche feinste Turmalinnädelchen hineinragen. Selten sind 0,1 mm große Turmalinindividuen mit einem fast farblosen bis kräftig gelbbraunen Pleochroismus. Kleine Bereiche mit ebenfalls filzig struiertem Turmalin sind im Quarz lokal angereichert. Sie können aber ebensowenig wie die großen Partien als die Folge einer intensiven Durchbewegung gedeutet werden, da, außer den nicht besonders häufigen, mit Quarz verheilten Rissen, nichts an eine Deformation erinnert. Auch die übrigen Gemengteile zeigen keine besonders ausgeprägten Spuren einer kataklastischen Beanspruchung. Arsenkies ist jünger als Turmalin. Die Arsenkiesidioblasten im Turmalin führen diesen häufig als Einschuß; sie sind bedeutend kleiner als die Arsenkiesindividuen im Quarz, die einige Millimeter Größe erreichen können. Pyrit ist stets jünger als Arsenkies. Er bildet xenomorphe Zwickelfüllungen in arsenkiesreichen Partien und zeigt praktisch keine Kataklastik im Gegensatz zum Arsenkies, der eine deutliche, aber keine extreme Kataklastik zeigt. Magnetkies konnte nur als kleine Einschlüsse im Pyrit beobachtet werden. Die Quarzbildung dürfte etwa gleichzeitig mit der Arsenkiesbildung eingesetzt, ihren Höhepunkt aber erst nach der Sulfidbildung erreicht haben. Meist bildet er hypidiomorphe, undulös auslöschende Individuen, doch konnte nirgends Mörtelquarzbildung beobachtet werden. Extrem feinkörnige Gangquarzbildungen fehlen, ebenso zonar angeordnete Einschußbänder. Feinste Einschlüsse sind zu parallelen Reihen angeordnet. Chlorit ist auf das Nebengestein beschränkt, wo er offenbar aus Biotit hervorgegangen ist. Die Plagioklase sind weitgehend serizitisiert. Turmalin ist in den veränderten Nebengesteinspartien eher selten.

Val Pirocca (900 m Höhe)

Ganginhalt:	Quarz	+++
	Serizit, Chlorit: im veränderten Nebengestein	
	Turmalin, Apatit: im veränderten Nebengestein	
	Arsenkies	++
	Pyrit	+++
	Kupferkies	++
	Wismut	+
	Wismutglanz	(+)

Im Gegensatz zum vorhin besprochenen Gang ist Turmalin hier selten und beschränkt sich auf das veränderte Nebengestein. Der Biotit des Nebengesteins wurde bei gleichzeitiger Rutilausscheidung chloritisiert; die Feldspäte erlitten sowohl eine Chloritisierung als auch eine Serizitisierung. Diese beiden Gemengteile bilden bald ein dichtes Gewebe in den ehemaligen Feldspäten, bald treten sie aber auch getrennt in serizitisierten bzw. chloritisierten Feldspäten auf. Apatit ist eher selten und braucht nicht im Zusammenhang mit der Vererzung zu stehen. Arsenkies wurde als erstes Sulfid gebildet und tritt gegenüber Pyrit mengenmäßig stark zurück. Beide sind auffallend arm an Einschlüssen, sofern sie nicht im silifizierten und reichlich mit Seriziteinschlüssen durchspickten Nebengestein kleinere Idioblasten bilden. Selten tritt noch ein jüngerer Pyrit auf, der in feinen Äderchen Gangarten durchquert und Arsenkies und älteren Pyrit umhüllt.

Kupferkies ist nur untergeordnet, stellenweise aber angereichert vorhanden. Er tritt als z. T. große Zwickelfüllungen im Gangquarz auf, ferner als Zentimeter lange und mehrere Millimeter breite Bänder diskordant im serizitisierten und silifizierten Nebengestein. Auch als Zement von kataklastischem Arsenkies und Pyrit spielt er eine gewisse Rolle. Außer einem unsicheren kleinen Cubaniteinschuß führt er sehr häufig lange, schmale und etwas gebogene Pyritleisten bis -züge in derselben Art wie sie auch im Kupferkies am SW-Hang des Mte. Mondini festgestellt wurden (Abb. 28). Selten setzen sie sich auch in Gangquarz fort. Dieser Pyrit ist deutlich weicher als der übrige Pyrit. Da sonst keine nennenswerte Verdrängung des Pyrites und Arsenkieses durch Kupferkies beobachtet werden konnte, kann es sich hier nicht um Verdrängungsrelikte handeln; dagegen spricht auch die Form dieser Pyrite. Da diese Pyritzüge gelegentlich auch in parallelen, leicht aufgeblättern Scharen auftreten, und, sofern sie eine gewisse Breite erreichen, von Querrissen durchzogen werden, die jetzt mit Kupferkies ausgefüllt sind, scheint eine Entstehung aus Magnetkies, der längs der guten Spaltbarkeit von Kupferkies verdrängt wurde, als die wahrscheinlichste. Ähnliche Bilder, allerdings mit reichlich Markasit neben Pyrit, zeigen die Vererzungen bei Purasca. Kupferkies führt (gelegentlich angereichert)

auch kleine Wismuteinschlüsse. Wismutglanz konnte nur als feinstes Saum um Wismutkörner in Gangart festgestellt werden.

Dieses Vorkommen zeigt eine deutliche tektonische Beanspruchung von etwa derselben Intensität wie sie im Gang von Astano beobachtet werden konnte. Kupferkies weist neben groben eine weitere sehr feine und oft stark verbogene Lamellierung auf, die erst nach dem Ätzen sichtbar wird. Anzeichen einer Rekristallisation konnten hier nicht festgestellt werden, dürften aber beim spärlichen Kupferkies vorhanden sein, der extrem stark ausgewalzte Pyrit- und Arsenkiesstreifen zementiert und eine Art Zwischenmasse bildet wie hier und da der Bleiglanz von Astano.

Alpe di Mageno (1135 m Höhe)

Ganginhalt: Quarz	++
Chlorit	+++
Chlorit, Serizit: im veränderten Nebengestein	
Arsenkies	+++
Pyrit	++

Diese unbedeutende Vererzung ist an ein weitgehend chloritisiertes Gestein gebunden, in welchem die Sulfide hauptsächlich als Idioblasten auftreten. Gangquarz ist nur in spärlichen Mengen vorhanden, dafür tritt aber wurmförmiger Chlorit in größeren Mengen als Gangart auf. Sehr verbreitet ist Chlorit als Umwandlungsprodukt des Biotites und des Plagioklases, der stellenweise aber auch serizitisiert wurde.

Torri

Ganginhalt: Quarz	+++
Chlorit	++
Chlorit, Serizit: im veränderten Nebengestein	
Turmalin: im veränderten Nebengestein	
Arsenkies	+++
Pyrit	+++
Kupferkies	++
Wismut	+

Dieser Gang gleicht in jeder Beziehung demjenigen im Val Pirocca auf 900 m Höhe, nur die Mengenverhältnisse sind hier etwas verschieden. Zudem tritt hier wurmförmiger Chlorit als Gangart auf. Arsenkies und Kupferkies sind etwas verbreiteter, dafür tritt Pyrit auf Kosten des Quarzes zurück. Auch der Grad der mechanischen Beanspruchung ist hier etwa derselbe, sowie die Veränderungen des Nebengesteins, die sich auch in einer intensiven Chloritisierung äußern.

Alp Firinescio

Die verschiedenen Gänge werden hier gemeinsam behandelt, da die beobachteten mineralogischen Unterschiede wohl eher zufälliger Natur, bedingt durch die meist schlechten Aufschlüsse, sind.

Ganginhalt: Quarz	+++
Chlorit	++
Chlorit, Serizit, Ankerit: im veränderten Nebengestein	
Turmalin: im veränderten Nebengestein	
Apatit	+

Calcit	++
Arsenkies	+++
Pyrit	+++
Magnetkies	++
Kupferkies	+
Valleriit	(+)
Wismut	+
Wismutglanz	(+)
Gold	(+)
Linneit	(+)
Rutil, Ilmenit: im veränderten Nebengestein	

Die Beeinflussung des Nebengesteins ist sowohl in der Art als auch in der Intensität unterschiedlich. Bei geringer Intensität herrscht die Serizitisierung vor, wobei die Plagioklase in unmittelbarer Gangnähe oft noch relativ gut erhalten sind, indem die Zwillingslamellierung und der optische Charakter noch erkennbar sind und auf einen sauren Oligoklas schließen lassen. In ausnahmsweise einmal stärker serizitisierten Nebengesteinspartien wurde einmal auch eine nicht besonders ausgeprägte Ankeritisierung festgestellt. Bei der stärker wirksamen Chloritisierung wurden die Feldspäte vollständig zerstört. Chlorit als Gangart bildet außerdem größere Nester im Gangquarz. Turmalin mit dem hellgelben nach braungelben Pleochroismus beschränkt sich auf chloritisierte Nebengesteinspartien. Idiomorphe, größere Apatite treten auch im Gangquarz zu Aggregaten vereinigt auf; sie wurden vor allem in solchen Gängen beobachtet, deren Nebengestein eine geringe Veränderung erfahren hat. Rutil fehlt zwar in keinem Nebengestein der untersuchten Erzvorkommen, tritt aber hier bei der intensiven Chloritisierung in deutlicheren Mengen auf. Er bildet nadelige Einschlüsse im Chlorit, oder bildet Aggregate bestehend aus idiomorphen bis hypidiomorphen, größeren Individuen und tritt auch als Saum um Titanit auf. Hie und da begleitet er auch randlich den seltenen Ilmenit. Ilmenit wurde nur einmal in einem aplitischen Nebengestein bestehend aus Quarz, mäßig stark serizitisiertem Albit, feinkörnigem Muskowit und Chlorit, Titanit, Apatit und Rutil beobachtet. Dieses Nebengestein wird von Quarzäderchen mit radialstrahligem Chlorit und Sulfiden durchzogen, wobei der Albit deutlich von Quarz verdrängt wird. Die relative zeitliche Stellung des Ilmenits zu den übrigen Sulfiden konnte nicht ermittelt werden. Vermutlich handelt es sich um eine ältere, im Zusammenhang mit dem Aplit stehende Bildung. Calcit ist nur in erzarmen Gängen verbreitet, wo er die zentrale Gangpartie ausfüllt und offensichtlich die jüngste Bildung ist.

Dominiert Arsenkies mengenmäßig, so ist dieser das älteste Sulfid. Neben Idioblasten im Nebengestein mit zahlreichen Gangarteinschlüssen, unter welchen der offenbar nicht zu verdrängende Rutil dominiert, ist Arsenkies auch in eigentlichen Gangpartien häufig, wo er zentimeterbreite Bänder und Nester bildet. Magnetkieseinschlüsse, oft von etwas Kupferkies begleitet, sind verbreitet. Da sie nie an die zahlreichen Risse gebunden sind, können sie kaum als jüngere Verdränger gedeutet werden; eine gleichzeitige Bildung zusammen mit dem Arsenkies erscheint wahrscheinlicher. Bedeutend seltener als diese sind kleine Tröpfchen von Wismut, selten von etwas Wismutglanz begleitet, im Arsenkies. Einmal wurde auch ein sehr kleiner Einschluß von Gold beobachtet.

Pyrit ist stets dann jünger als Arsenkies, wenn letzterer mengenmäßig überwiegt. Bei etwa gleichen Gehalten hat sich die Bildung der beiden Sulfide überlappt, denn man beobachtet dann im Anschluß Pyrit, der sowohl älter als auch jünger als Arsenkies ist. Im Nebengestein bildet er stark mit Gangarten durchsetzte Idioblasten, die hie und da schön zonar angeordnet Wachstumsstadien abbilden. Ferner sitzen auf den großen Idioblasten hie und da kleine, skelettförmig entwickelte jüngere Xenoblasten. Neben den silikatischen Einschlüssen sind kleine Kupferkieseinschlüsse selten. Sowohl Pyrit als auch Arsenkies zeigen oft eine ausgeprägte Kataklaste. Die Risse werden vor allem von Quarz, gelegentlich von Chlorit verheilt; auch Kupferkies und Magnetkies zementieren kataklastischen Pyrit und Arsenkies.

Magnetkies ist in einigen Gängen ein wichtiger Gemengteil. Er tritt immer im Gangquarz auf, den er längs Korngrenzen etwas verdrängt. Ist der Quarz grobkörnig, so bildet auch Magnetkies grobkörnige (bis millimetergroße) Individuen, die ihrerseits zu einigen Millimeter großen Aggregaten vereinigt sind, welche untereinander durch feine, den Quarzkorngrenzen entlang verlaufende Magnetkiesäderchen verbunden sind.

Er bildet auch grobkörnigere, dichte Massen von mehreren Zentimeter Ausdehnung. Eine Verdrängung von Pyrit oder Arsenkies durch Magnetkies konnte nirgends beobachtet werden. In den größeren Partien zeigt Magnetkies hie und da die spindelartigen Einlagerungen einer härteren, in Luft weniger rasch anlaufenden Varietät, die auch einen etwas stärkeren Pleochroismus aufweist. Diese Erscheinung ist aber hier relativ selten im Vergleich zum Vorkommen im Val Duragno. Magnetkies ist arm an Einschlüssen. Neben seltenen, sehr kleinen Pyriteinschlüssen, die vorzugsweise an Korngrenzen von Magnetkies sitzen, beobachtet man ebenso selten kleine Kupferkieseinschlüsse an Korngrenzen, die hie und da von Valleriit begleitet werden. Einmal wurde auch ein Wismuteinschluß im Magnetkies beobachtet. Spuren stärkerer mechanischer Beanspruchung sind nirgends festzustellen, doch ist dabei zu erwähnen, daß nur wenige Proben mit Magnetkies untersucht werden konnten, da die Verwitterung in der Regel zu weit fortgeschritten ist. Neben dem markasitähnlichen Zwischenprodukt ist sekundärer Pyrit verbreitet, der sich vom primären durch sein niedrigeres Reflexionsvermögen, seinen schaligen Aufbau, erkenntlich am wechselnden Reflexion, und durch seine eingelagerten Markasitlamellen unterscheidet.

Kupferkies wurde nie in größeren Mengen beobachtet. Er bildet höchstens einige Millimeter große Aggregate im Gangquarz. Sein Auftreten entspricht ganz demjenigen des Magnetkieses. Er ist jünger als dieser und verheilt unter leichter Verdrängung kataklastischen Pyrit und Arsenkies. In den wenigen Proben mit spärlichem Kupferkiesgehalt konnten ebenfalls keine mechanisch beanspruchten Partien gefunden werden. Linneit wurde einmal als Seltenheit zusammen mit Pyrit beobachtet.

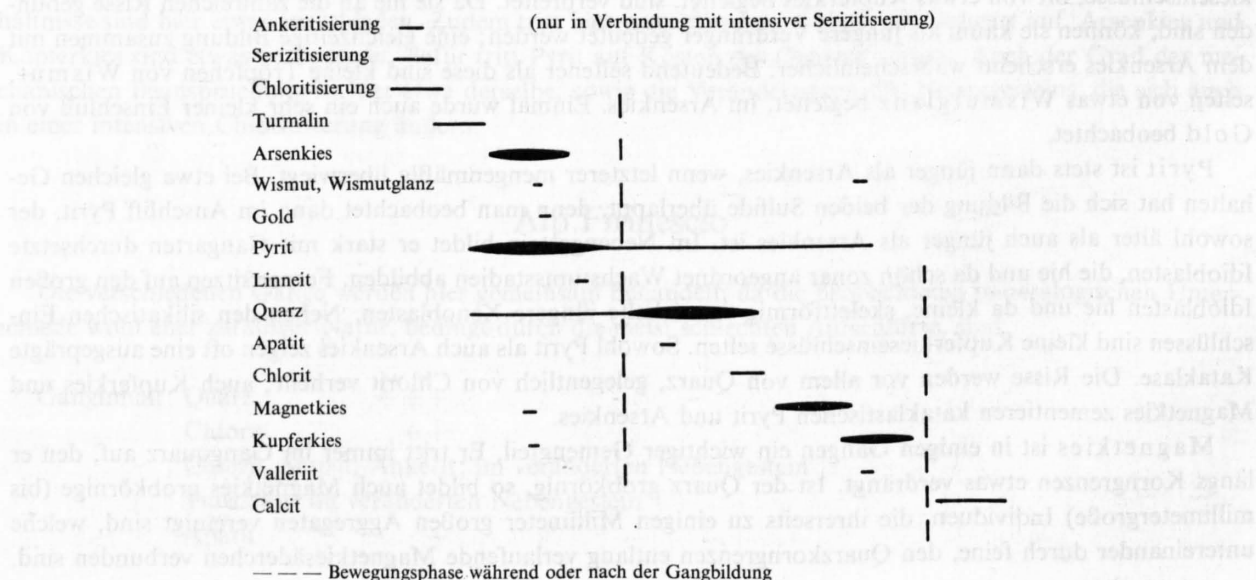
Je nach dem Grad der nachträglichen Tektonisierung zeigt der Gangquarz verschiedene Erscheinungsformen. Neben Partien mit ungleichkörnigen, hypidiomorphen bis idiomorphen Quarzen gibt es auch Bereiche mit grobkörnigem und extrem stark verschertem Gangquarz, wobei an den Scharen paralleler Scherflächen feine Mörtelquarzzüge entstanden. Auch die Böhm'sche Streifung ist stellenweise verbreitet. Chlorit ist als Einschluß im Quarz häufig. Diese aufgeblättern, Geldrollen ähnlichen Gebilde konzentrieren sich auf Stellen, wo mehrere Quarze aneinanderstoßen und verlieren sich von da aus in die umliegenden Quarze. Idiomorphe Arsenkieskristalle sind lokal als Einschlüsse im Quarz verbreitet.

Westlich Vezio, am Weg von Fescoggia nach Firinescio

Wenig östlich der Lisora-Pazzo-Mugena-Störung finden sich zahlreiche, schwach vererzte Störungszonen mit etwas Pyrit und Arsenkies. Als Gangarten treten Quarz, Chlorit und etwas Ankerit auf. Das Nebengestein wurde hauptsächlich serizitisiert.

Tabelle 1

Ausscheidungsfolge der Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese



Zwischen Mte. Lema und Mte. Rogoria findet sich auf der italienischen Seite ein Kupferkies-Pyrit-Vorkommen, das paragenetisch zu dieser besprochenen Gruppe gehört. Der Kupferkies ist stark beansprucht und ist längs besonders intensiven Bewegungsbahnen stellenweise feinkörnig rekristallisiert. (Das Vorkommen wurde auf der Karte nicht eingetragen, da die genaue Herkunft der von P. GRAETER gesammelten Probe nicht ermittelt werden konnte.)

2. Astano (Sceree)

(Paragenese 1b)

Tektonik und Petrographie des Sceree

Der als Sceree (früher Sceretto) bezeichnete Hügel zwischen Astano und Sessa gehört zur Mte.-Lema-Scholle, die im E durch die mächtige Lisora-Pazzo-Mugena-Störung begrenzt wird. Innerhalb dieser Scholle sind mehr oder weniger konkordant verlaufende und deshalb schwer zu erkennende E-W Brüche verbreitet. Sie werden im E durch die Lisora-Pazzo-Mugena-Störung begrenzt. Auf dem Sceree ist einzig der E-W Bruch, an welchem bei Costa und Alle Bolle die Vererzung von «Astano» gebunden ist, durch den Bergbau direkt nachgewiesen. Eine weitere derartige Störung dürfte für den E-W Lauf der Lisora südlich von Astano verantwortlich sein. Auch das parallel dazu verlaufende Tal von Sessa ist vermutlich in seiner Anlage auf eine solche Störung zurückzuführen. Nach P. GRAETER (1951) ist eine E-W Störung im Tal der Lisora vorhanden, welche die Lisora-Pazzo-Mugena-Störung gegen S begrenzt und die gegen W unter die Alluvionen von Sessa verschwindet. Unmittelbar westlich Suino durchzieht in NW-Richtung der Mte.-Clivio-Monteggio-Bruch den Sceree. N-S oder NNE-SSW verlaufende Brüche sind für das Gesamtbild der Tektonik der Mte.-Lema-Scholle weniger von Bedeutung, spielen hingegen im Bergbau eine wichtige Rolle, da sie den Erzgang versetzen.

Die Gneise der Mte.-Lema-Scholle streichen recht einheitlich E-W bis NW-SE und fallen im S steil (60 bis 70) gegen S, gegen N zu fallen sie immer flacher gegen S ein. Auf dem Sceree herrscht eine Wechsellagerung von dünnlagigen bis flaserigen kalifeldspatführenden Biotitandesingneisen mit schiefrigen Zweiglimmer-Plagioklasgneisen vor. In diesen Paragneisen finden sich mächtigere Amphibolitzüge, die im Streichen aber nur einige hundert Meter verfolgbar sind. Auch sillimannitführende Gneise schalten sich dazwischen und in den Paragneisen lassen sich auch Kalksilikatknollen beobachten.

Ganggesteine sind auf dem Sceree und am S-Hang des Mte. Rogoria in der Umgebung von Astano verbreitet. Es handelt sich um Camptonite, Diabase und Quarzporphyrite*. Diskordante Pegmatite treten in den Paragneisen an einigen Stellen auf (vgl. Seite 32).

Die Vererzung von Astano (Costa und Alle Bolle)

Tektonik

Das Erz ist an E-W streichende und steil gegen S einfallende Brüche gebunden, die ungefähr konkordant zu den Gneisen verlaufen. Aus den Beschreibungen von J. BURFORD (1933, 1951) ist ersichtlich, daß sulfidreiche Gangpartien an Schnittpunkte von zwei oder mehr unter spitzem Winkel sich kreuzende Störungszonen gebunden sind. Verfolgt man eine Störungszone im Streichen weiter, so nimmt die Gangmächtigkeit sehr rasch ab (10–30 cm). Es handelt sich eher um eine graphitführende Störungszone mit etwas Sulfidimprägnation, die aber immer noch einen gewissen Au-Gehalt aufweist. Bei Costa und Alle Bolle fand ein Abbau statt, da hier der Gang aus den erwähnten Gründen eine Mächtigkeit von maximal 4,5 m (Costa) erreichte. Der Gang ist bei Costa durch Bergbauarbeiten auf eine Länge von etwa 250 m und einer Teufe von 60 m verfolgt worden, bei Alle Bolle auf eine Länge von 80 m und einer Teufe von 5 m.

Wie die ältern Schürfarbeiten (J. DU BOIS, 1931) und die 1961 ausgeführten geophysikalischen Prospektionsarbeiten zeigten, existieren zwei Störungszonen auf dem Sceree, die sich von Alle Bolle gegen Laghetto

* Siehe darüber die Seite 14 zitierte neue Arbeit von M. REINHARD

erstrecken. Im Bachbett südlich Laghetto ist eine erzfreie Störung aufgeschlossen, die nach den geophysikalischen Arbeiten der Fortsetzung einer der E-W Brüche entspricht. Die Bergbauarbeiten zeigten ferner, daß die E-W Brüche durch N-S Brüche versetzt werden. Das Vorkommen von Alle Bolle liegt nicht in der streichenden Fortsetzung des Vorkommens von Costa. Die westliche Gangfortsetzung wurde relativ zur östlichen gegen N versetzt. Die Schürfgräben und auch die geophysikalischen Untersuchungsergebnisse deuten auf das Vorhandensein von weiteren N-S Brüchen, die den Gang gegen W zu in analoger Weise verstellen. Diese erzleeren Störungen sind jünger als die Vererzung. Die Tektonik des Ganges wird weiter durch eine S-förmige Verbiegung kompliziert (J. BURFORD, 1951).

Mineralinhalt des Ganges

Gangarten:	Quarz	+++ in zwei Generationen
	Ankerit:	im veränderten Nebengestein
	Ankerit	++
	Calcit	+
	Serizit:	im veränderten Nebengestein
	Chlorit	+
	Turmalin	(+)
	Apatit:	im veränderten Nebengestein
	Graphit:	im veränderten Nebengestein
Erzminerale:	Pyrit	+++
	a)	Idioblasten im Nebengestein
	b)	zusammen mit Gangquarz
	c)	gleichzeitig mit Zinkblende gebildet
	Arsenkies	+++
	a)	Idioblasten im Nebengestein, seltener als Pyrit a
	b)	zusammen mit Gangquarz
	c)	gleichzeitig mit Zinkblende gebildet
	Zinkblende	++
	a)	selten im Nebengestein
	b)	in Gangart
	Bleiglanz	++ in Gangart
	Gold	
	Magnetkies	(+)
	a)	selten im Nebengestein
	b)	als Einschluß im Pyrit, selten im Arsenkies
	c)	als Entmischungen in Zinkblende
	Kupferkies	(+)
	a)	im Nebengestein, seltener als Magnetkies a, oft mit diesem zusammen
	b)	in Gangarten, sehr selten
	c)	als Einschluß im Pyrit, seltener im Arsenkies
	d)	als Entmischungen in Zinkblende, seltener als Magnetkies c, lokal aber angereichert
	Jamesonit:	unsicher, als Einschluß im Bleiglanz
	Markasit	(+)
	a)	sehr selten im Pyrit b
	b)	selten als Umwandlungsprodukt von Magnetkies a und c
	Rutil:	im Nebengestein

Das Nebengestein ist zur Hauptsache ein Muskowit-Plagioklas-Gneis, der intensiv serizitisiert, ankeritisiert und etwas weniger ausgeprägt auch silifiziert wurde. In stark serizitisierten Partien beobachtet man hie und da extrem feinkörnige Aggregate von Feldspatneubildungen, deren Natur aber nicht genau bestimmt

werden kann. Die Ankeritisierung kann so weit gehen, daß schließlich ein Quarz-Ankerit-Gestein mit etwas Serizit-Muskowit vorliegt, wobei die schiefrige Textur in der Wechsellagerung von Quarz mit ankeritreichen Lagen erhalten ist.

In diesen veränderten Nebengesteinspartien blieben vor allem Granat, Zirkon und Turmalin erhalten, in weniger stark umgewandelten Bereichen auch Apatit. Turmalinneubildungen finden sich in reliktschen Serizitpartien im Gangquarz, selten in Gangquarz selbst. Ausnahmsweise ist er lokal einmal etwas angereichert, doch bleibt er mengenmäßig eine gänzlich untergeordnete Gangart. Apatitneubildungen treten ausschließlich in veränderten Nebengesteinspartien auf. Er ist grobkörniger und besser idiomorph als der reliktsche Apatit des Nebengesteins. Kataklastische Individuen werden von Quarz oder Ankerit verheilt. Apatit ist etwa ebenso selten wie Turmalin.

Gewisse Lagen des Nebengesteins sind reich an Rutil, der einerseits skelettartige Aggregate in ehemaligen Titaniten, andererseits aber auch idiomorphe bis hypidiomorphe Einzelindividuen bildet, deren Längserstreckung parallel zu den S-Flächen liegt. Beide Arten sind im Gefolge der hydrothermalen Beeinflussung des Nebengesteins entstanden.

Graphitbildung findet sich untergeordnet in stark serizitisiertem und ausgewalztem Nebengestein, wo die Ankeritisierung fehlt. In nachträglich beanspruchten Partien bildet er größere Rutschharnische und kann da auch zusammen mit Calcit auftreten.

Lokal erfolgte auch eine Imprägnation des veränderten Nebengesteins mit Pyrit, seltener mit Arsenkies. Kupferkies und Magnetkies treten untergeordnet zusammen oder auch einzeln in Form von kleinen, xenomorphen Körnchen auf. Magnetkies wird von sekundärem Markasit begleitet. Kupferkies bevorzugt Ankerit als Wirt. Selten kann man auch einfache Verwachsungen von Rutil mit Sulfidflitterchen beobachten. Mengenmäßig ist diese diffuse Sulfidverteilung gänzlich unbedeutend. (Eine nähere Beschreibung der Veränderungen des Nebengesteins findet sich im Abschnitt IV.)

Die Gangbildung

Auf Grund der makro- und mikroskopischen Beobachtungen läßt sich die Gangbildung in mehrere Phasen unterteilen, die durch mehrmaliges Aufreißen verbunden mit Tektonisierungserscheinungen im bereits gebildeten Ganginhalt und anschließendem Absatz von neuen Sulfiden voneinander getrennt sind.

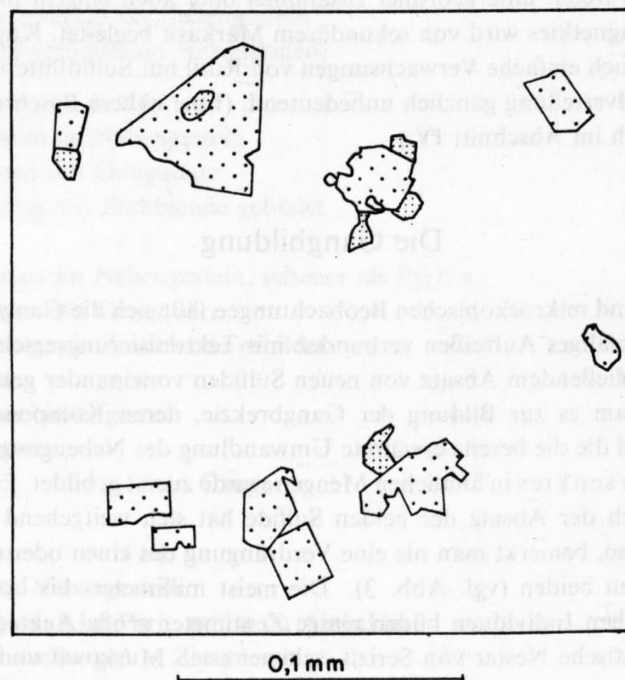
In einer ersten Phase kam es zur Bildung der Gangbrekzie, deren Komponenten mehrere Zentimeter Größe erreichen können und die die bereits erwähnte Umwandlung des Nebengesteins erfuhren. Gangquarz I zusammen mit Pyrit und Arsenkies in ähnlichen Mengen wurde zuerst gebildet. Ein Teil des Pyrites ist etwas älter als der Arsenkies, doch der Absatz der beiden Sulfide hat sich weitgehend überlappt. Wo Pyrit und Arsenkies aneinander grenzen, bemerkt man nie eine Verdrängung des einen oder andern Sulfides oder einen Reaktionsraum zwischen den beiden (vgl. Abb. 3). Die meist millimeter- bis höchstens zentimetergroßen, gegen Quarz stets idiomorphen Individuen bilden einige Zentimeter große Aggregate und Nester im Gangquarz I, der stets noch reliktsche Nester von Serizit, seltener auch Muskowit und Rutil enthält. Bei diesem Gangquarz muß es sich also nicht unbedingt um eine Spaltenfüllung handeln, sondern es dürfte eher ein gradueller Übergang zwischen feinkörnigem, das Nebengestein silifizierendem Quarz und eigentlichen Gangquarzmassen bestehen, die in der Regel frei sind von Pyrit und Arsenkies. Demnach wäre der größte Teil des Pyrites und Arsenkieses idioblastisch gewachsen. Dafür sprechen auch die übernommenen Serizit- und Rutil-einschlüsse, welche im Pyrit b und Arsenkies b stellenweise ziemlich verbreitet sind, allerdings nicht in dem Maße wie im eigentlichen Pyrit a und Arsenkies a. Gleichzeitig gebildete Einschlüsse sind Magnetkies und Kupferkies. Beide sind im Pyrit häufiger als im Arsenkies. Ebenfalls gleichzeitig gebildet wurde wahrscheinlich der sehr seltene Markasit im Pyrit, der sicher nicht aus Magnetkies entstanden ist. Jüngere eingewanderte Einschlüsse sind Bleiglanz, Zinkblende und Gold.

Zwischen dieser ersten Phase und der zweiten riß der Gang erneut auf und dabei wurden Pyrit und Arsenkies etwas kataklastisch beansprucht. Die Risse sind von Quarz und Zinkblende verheilt, die selbst oft keine Spur einer tektonischen Beanspruchung zeigen. In der zweiten Phase kam es vor allem zum Absatz von Zinkblende. Es handelt sich um eine Fe-reiche Blende, die meist zahlreiche geregelte Entmischungskörperchen von Magnetkies und lokal auch von Kupferkies enthält (Abb. 2). Ferner enthält die Blende noch gleich-

zeitig gebildeten Pyrit und Arsenkies, die sich von den früher gebildeten durch ihre geringe Korngröße (0,02 bis 0,05 mm) und durch das Fehlen einer Kataklase unterscheiden. Sie werden von der Blende nicht verdrängt, zeigen hingegen oft unvollkommen (skelettartig) ausgebildete Formen, die an Verdrängungsbilder erinnern (Fig. 1). Sie sind regellos in der Blende verteilt, oft aber in geraden oder gekrümmten Zügen in ihr angereichert. Daß es sich wirklich um gleichzeitig mit der Zinkblende gebildete Sulfide handelt, beweisen z. B. derartige Pyriteinschlüsse in Blende, die auf einem breiteren Riß Arsenkies zementiert. Eine eingehendere Diskussion des Fe-Gehaltes findet sich im Abschnitt über Zinkblende (Seite 91).

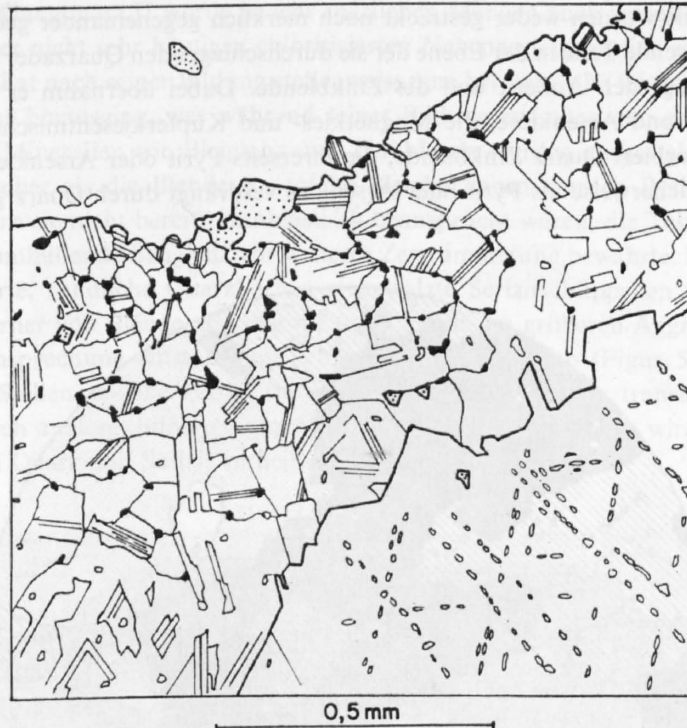
Die Zinkblende ist teilweise recht feinkörnig (0,1–0,2 mm) mit unregelmäßigen Entmischungskörperchen von Magnetkies und Kupferkies, stellenweise aber auch recht grobkörnig (mehrere Millimeter Korngröße mit regelten Entmischungen (Fig. 2)). In unbeanspruchten Partien ist sie nur mäßig verzwilligt, in beanspruchten stärker mit verbogenen Lamellen. Rekristallisierte Blende ist öfters zu beobachten. Sie ist feinkörnig und weist keine Entmischungen auf. Gleichzeitig gebildete Pyrite und Arsenkiese sind noch enthalten, sowie zusätzlich eingewalzte kataklastische der älteren Pyrit-Arsenkies-Generation. Die Zinkblende verdrängt Pyrit und Arsenkies und wird ihrerseits von Quarz und Bleiglanz, weniger gut von Ankerit verdrängt (Abb. 3, 4).

Mindestens ein Teil des Goldes wurde zusammen mit der Blende gebildet wie die Goldeinschlüsse im gleichzeitig gebildeten Pyrit beweisen. Goldeinschlüsse in der Blende sind keine Seltenheit; meist finden sich diese zwischen Blende und Pyrit (Figur 1).

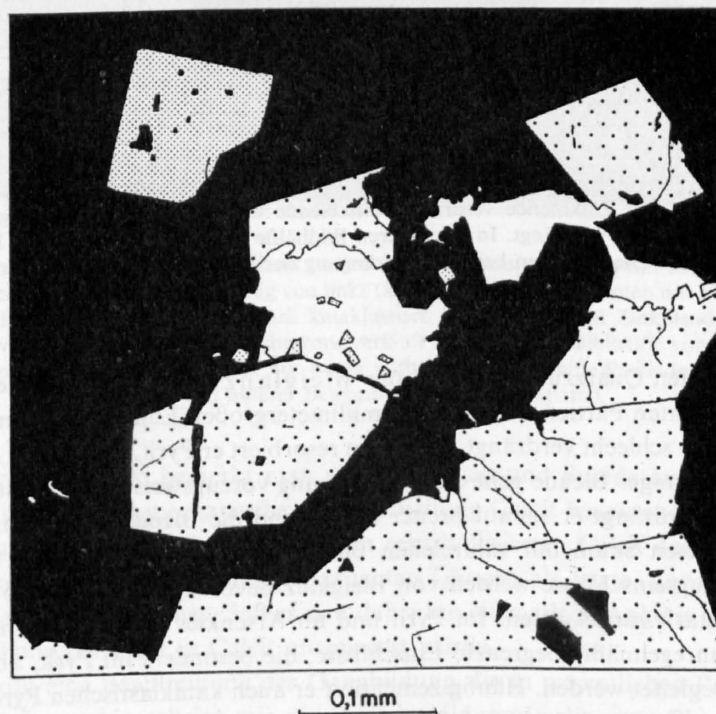


Figur 1. Astano. Weiß: Zinkblende, grob punktiert: Pyrit, feinpunktiert: Gold. Der gleichzeitig mit der Blende gebildete Pyrit ist idiomorph, z. T. auch skelettartig ausgebildet. Die teilweisen hypidiomorphen Goldkörnerchen sind um diese Pyrite herum angereichert, treten hier und da aber auch in ihnen als rundliche Einschlüsse auf.

Nach der Zinkblendebildung kam es erneut zu einer Tektonisierung und zu einem Aufreißen des Ganges. Darauf wurde Ankerit abgesetzt, gefolgt von der Hauptmasse des Gangquarzes (Gangquarz II). Die Ankeritbildung blieb in einem bescheidenen Rahmen verglichen mit einigen Gängen zwischen Novaggio-Miglieglia-Aranno. Die Risse in der Blende, im Pyrit und Arsenkies wurden von Ankerit und Quarz verheilt, wobei eine schwache Verdrängung der Blende durch das Karbonat beobachtet werden kann. Die bedeutend intensivere Quarzförderung prägt im wesentlichen das makroskopische Bild der später nicht weiter mechanisch beanspruchten Erzpartien. Zentimeterbreite Quarzadern durchqueren den Gang und haben die ursprünglich großen Arsenkies-Pyrit-Massen in einzelne Teile aufgelöst, so daß jetzt erzeiche Nester von Millimeter bis mehrere Zentimeter Größe in Gangquarz II schwimmen. Die einzelnen Erznester zeigen aber keine besonders



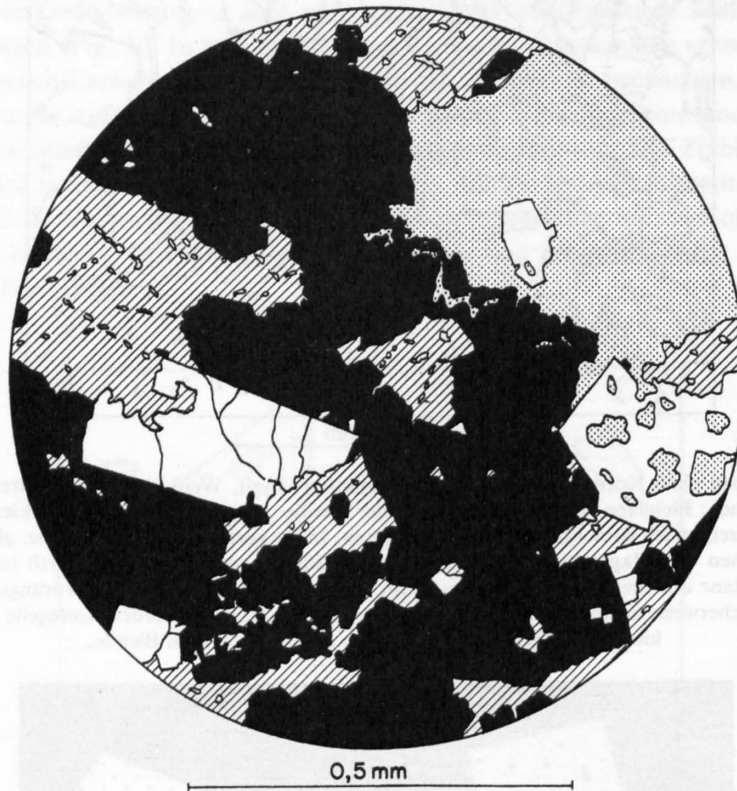
Figur 2. Astano. Weiß (oben ohne Korngrenzen): Bleiglanz, punktiert: Pyrit, Weiß (mit Korngrenzen): Zinkblende, schwarze Einschlüsse in der Zinkblende: Bleiglanz, weiße Einschlüsse in der Blende: Magnetkies- und Kupferkiesentmischungen. Die allotriomorph-körnige Blende zeigt nach dem Ätzen einen Zwillingsbau. In ihr verteilt sind einige kleine, gleichzeitig gebildete Pyrite und Entmischungskörperchen von Magnetkies und Kupferkies. Die Blende verdrängt älteren Pyrit (an der Grenze gegen Bleiglanz) und wird von Bleiglanz auf breiter Front verdrängt. Im Innern der Blende geht die Verdrängung durch Bleiglanz längs Korngrenzen, wobei möglicherweise zuerst die Entmischungskörperchen angegriffen werden. Geregelter Kupferkies- und Magnetkiesentmischungen finden sich in der grobkörnigen Blende.



Figur 3. Astano. Schwarz: Quarz; feinpunktiert: Pyrit; grob punktiert: Arsenkies; weiß: Zinkblende. Die Zinkblende mit gleichzeitig gebildetem, feinkörnigem Pyrit verdrängt Arsenkies und wird von jüngerem Quarz verdrängt, der den Pyrit der Blende übernimmt. Es können sogar Bilder entstehen, die fälschlicherweise eine Verdrängung des Arsenkieses durch Quarz vermuten lassen.

starke Beanspruchung; sie wurden weder gestreckt noch merklich gegeneinander gedreht. Gelegentlich sieht man, wie zusammengehörende Teile in der Ebene der sie durchschlagenden Quarzader parallel versetzt wurden.

Dieser Quarz verdrängt den Ankerit und die Zinkblende. Dabei übernahm er die gleichzeitig mit der Blende gebildeten Pyrite und Arsenkiese, die Magnetkies- und Kupferkiesentmischungen wurden hingegen ebenfalls verdrängt. Resorbiert Quarz Zinkblende, die ihrerseits Pyrit oder Arsenkies verdrängt hat, so entstehen Bilder, die fälschlicherweise als Pyrit oder Arsenkies verdrängt durch Quarz gedeutet werden können (Abb. 3).

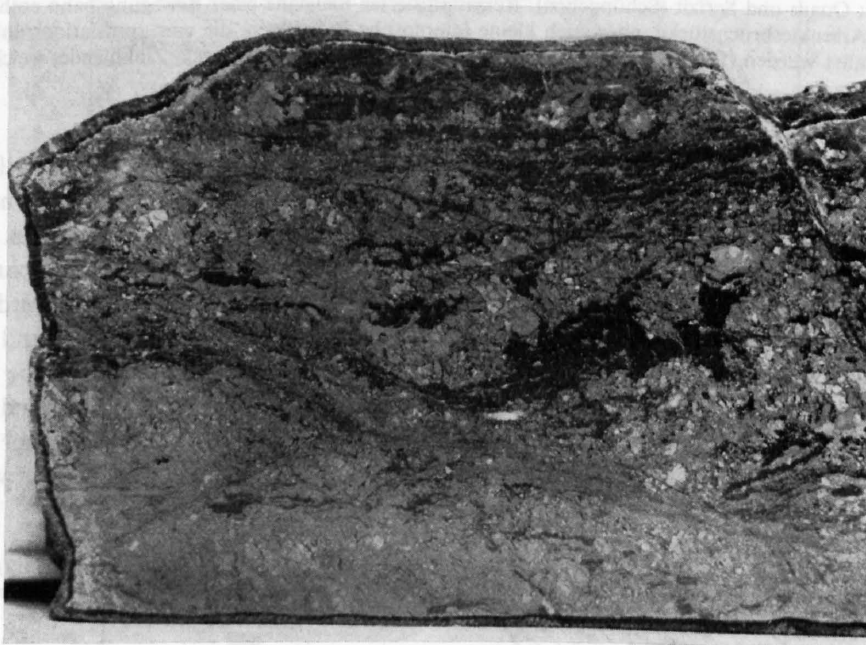


Figur 4. Astano. Schwarz: Quarz; weiß: Pyrit; punktiert: Bleiglanz; schraffiert: Zinkblende; weiße Einschlüsse in Zinkblende: Bleiglanz. Pyrit wird von Bleiglanz und Zinkblende verdrängt. Zinkblende wird von Quarz und Bleiglanz längs kristallographischen Richtungen (großes Korn links) verdrängt. In der unteren Bildhälfte einige kleine idiomorphe Pyrite, die gleichzeitig mit der Blende gebildet wurden. Diese wurden bei der Verdrängung der Blende durch Quarz von diesem übernommen.

Im Gefolge dieser zweiten Quarzzufuhr wurde der Bleiglanz abgesetzt. Er bildet bis zentimetergroße Nester, die in unbeanspruchten Partien aus maximal millimetergroßen Einzelindividuen bestehen. Er ist stets jünger als Quarz, den er nur schlecht verdrängt. Hingegen resorbiert er Pyrit, Arsenkies, Ankerit und besonders gut die Blende. Bei grobkörniger Blende geht die Verdrängung vorzugsweise längs kristallographischen Richtungen, bei feinkörniger verdrängt er sie auf breiter Front, und die Blende weist dann gegen den Bleiglanz zu einen 0,2–0,5 mm breiten Saum mit zahlreichen Bleiglanzeinschlüssen zwischen den Korngrenzen auf (Figur 2). Die Entmischungseinschlüsse werden von Bleiglanz bevorzugt verdrängt, so daß diese gegen Bleiglanz zu mengenmäßig stark zurücktreten. Im Pyrit und im Arsenkies bildet Bleiglanz bald kleine tropfenförmige, bald größere, unregelmäßig begrenzte Einschlüsse, die besonders im Pyrit, aber auch im Arsenkies (Figur 7) oft von Gold begleitet werden. Häufig zementiert er auch kataklastischen Pyrit und Arsenkies, ohne sie zu verdrängen. Bleiglanz ist ziemlich einschlußfrei. Außer den etwas fraglichen und sehr seltenen Jamesoniteinschlüssen, führt er nur ältere übernommene Einschlüsse von Pyrit und Arsenkies, selten auch von Serizit, die oft auch erst bei der späteren mechanischen Beanspruchung eingewalzt wurden. Irgendein Silberträger wurde nie beobachtet. (Über den Ag-Sb-Gehalt vgl. Abschnitt über Bleiglanz Seite 100.)

Zusammen mit dem Gangquarz II wurde in sehr spärlichen Mengen auch wurmförmiger Chlorit gebildet, der meist in der Nähe der nicht sehr häufigen chloritisierten Nebengesteinspartien auftritt.

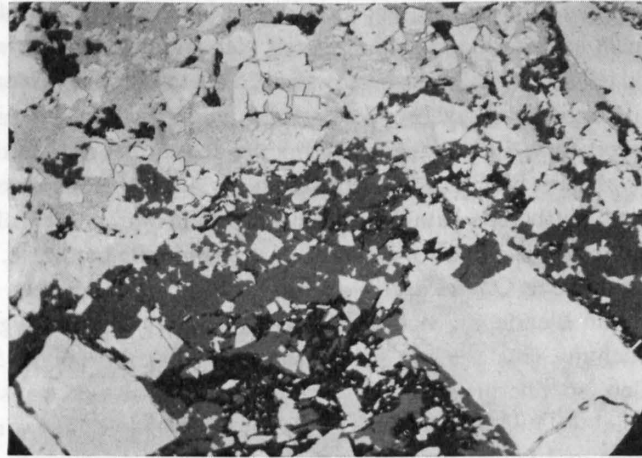
Das Erz von Astano hat nach seiner Bildung stellenweise eine beträchtliche tektonische Beanspruchung erfahren, die weit über das hinausging, was während seiner Bildung zwischen den einzelnen Phasen geschah. Die translationsfähigen Mineralien wie Bleiglanz und Zinkblende wurden ausgewalzt; dabei rekristallisierte Bleiglanz bedeutend rascher als die Blende. In solche Bleiglanzlagen wurden Pyrit und Arsenkies hineingewalzt und haben, sofern sie nicht bereits kataklastisch beansprucht waren, die Tektonisierung unbeschadet überstanden, da sie der umhüllende Bleiglanz vor weiterer Zertrümmerung bewahrte. In solchen Partien finden sich weiter rekristallisierte, rundliche Quarzkörner, eingewalzte Serizitschüppchen und ebenfalls rundliche, rekristallisierte Einzelkörner von Blende, die sich hie und da auch zu größeren Aggregaten im Bleiglanz vereinigen. Bei dieser Beanspruchung entstand ein gebänderter Mischerztyp (Figur 5, 6). Fehlt Bleiglanz an solchen beanspruchten Stellen, so übernimmt die Zinkblende die Rolle der translationsfähigen Zwischenmasse und es ergeben sich analoge Bilder (Figur 6). Fehlt auch Zinkblende, so wird jetzt der zertrümmerte Pyrit und Arsenkies von Quarz und Serizit verheilt.



Figur 5. Astano. Stark durchbewegtes Erz. Oben verläuft horizontal eine Bewegungsbahn mit Zinkblende (dunkel) als translationsfähigem Mineral. Unten verläuft eine zweite schräg von links (Bildmitte) nach rechts unten mit Bleiglanz (grau). In der Mitte Pyrit und Arsenkies (verschiedene Grautöne), z. T. stark kataklastisch beansprucht und Zinkblende (dunkel bis schwarz), die zerdrückt aber nicht ausgewalzt wurde. Eine jüngere Scherzone verläuft in der rechten Bildhälfte von oben nach rechts unten und durchquert die Bewegungszonen. Gangart (Quarz) ist nur wenig vorhanden (z. B. weiße Partie in der Bildmitte zwischen Zinkblende und unterer Bewegungsbahn mit Bleiglanz).

In derart beanspruchten Partien bemerkt man alle Gangarten und Sulfide außer Calcit, der als jüngste Querkluftfüllungen auftritt. Da bei mechanischer Beanspruchung Calcit bedeutend rascher als Ankerit rekristallisiert, ist es denkbar, daß diese jüngsten Bildungen rekristallisierten Calcit darstellen. Da der Calcit im Untersuchungsgebiet stets nur in tektonisch beanspruchten Gängen als letzte, unversehrte Bildung auftritt, scheint mir die Deutung wahrscheinlicher, daß es sich dabei um ehemaligen Ankerit handelt, der bei der letzten, alpinen Beanspruchung sekundär in Calcit umgelagert wurde.

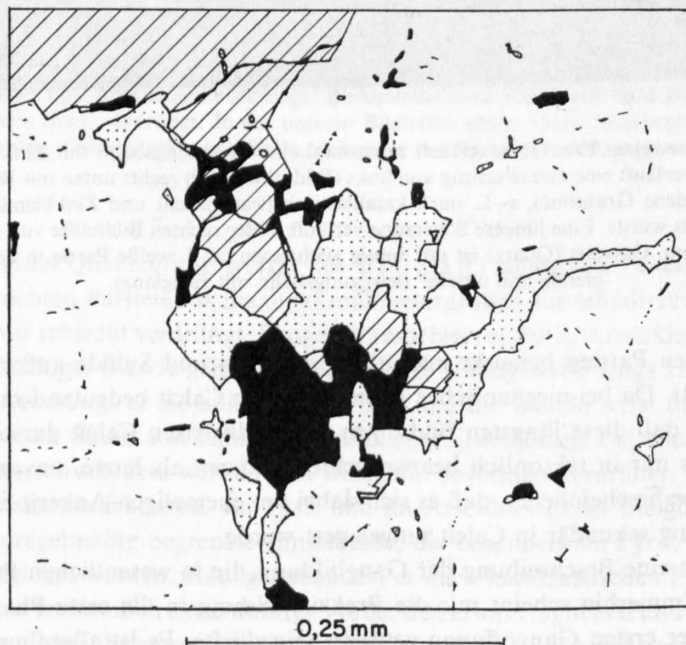
J. BURFORD (1951) gibt eine Beschreibung der Gangbildung, die in wesentlichen Punkten mit der hier gegebenen übereinstimmt. Immerhin scheint mir die Brekzienbildung in die erste Phase der Gangbildung zu fallen, da sie die Folge der ersten Gangöffnung gewesen sein dürfte. Es ist allerdings auch möglich, daß es beim zweiten Aufreißen des Ganges (vor der Bildung des Ankerits und des Gangquarzes II) erneut zu einer Brekzienbildung kam. Gleichzeitig mit der ersten Brekzienbildung dürfte auch die hydrothermale Veränderung



Figur 6. Astano. 130 \times . Anschliff von Handstück der Figur 5. Weiß: Pyrit und Arsenkies, hellgrau: Bleiglanz, dunkelgrau: Zinkblende, schwarz: Quarz und Serizit (Schüppchen). Rekristallisierter Bleiglanz einer Bewegungsbahn enthält zahlreiche eingewalzte Pyrit- und Arsenkiesbruchstücke, aber auch kleine idiomorphe Individuen, die vom translationsfähigen Bleiglanz vor Zertrümmerung bewahrt wurden. Dasselbe gilt auch für die links und rechts angrenzende Zinkblende, welche, wie auch Bleiglanz, Serizitschüppchen und etwas Quarz enthält.

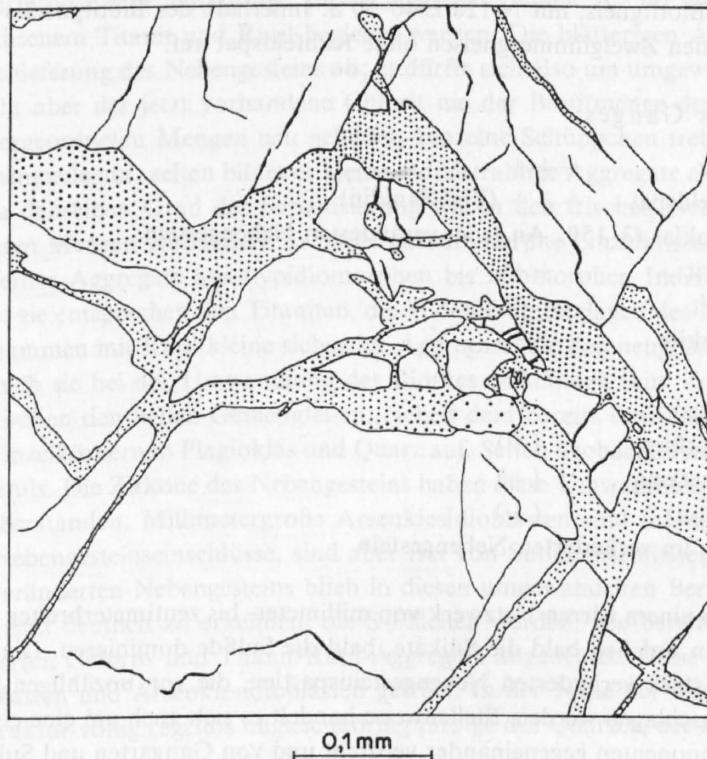
des Nebengesteins eingesetzt haben. Zwischen dem Absatz der Blende und des Bleiglanzes riß der Gang von neuem auf und es kam vorerst zur Bildung des Ankerits und des Gangquarzes II. Die Hauptmasse des Goldes dürfte nicht am Schluß, sondern während der Zinkblendebildung ausgeschieden worden sein.

Eine ausführlichere Besprechung über das Auftreten des Goldes findet sich im Abschnitt über Gold, Seite 101. Als eine grobe Regel kann über den Goldgehalt des Erzes von Astano gesagt werden, daß Partien reich an allen vier Sulfiden auch einen hohen Goldgehalt aufweisen. Dominieren Blende und Bleiglanz, oder sind sie gar die einzigen Sulfide, so ist der Goldgehalt gering. Dasselbe gilt auch für reine Arsenkies- und reine Arsenkies-Pyrit-Partien, wobei aber in diesem letzten Fall Ausnahmen möglich sind (das größte in Astano beobachtete Goldblech befand sich in einer reinen Pyrit-Arsenkies-Partie, vgl. Figur 7). Eine Beeinflussung des Goldgehaltes infolge der tektonischen Beanspruchung konnte nicht beobachtet werden. Aus der



Figur 7. Astano. Schraffiert: Arsenkies; weiß: Pyrit; punktiert: Gold; schwarz: Serizit und Quarz. Wahrscheinlich idiomorph gewachsener Pyrit und Arsenkies mit übernommenen Seriziteinschlüssen wird von Gold verdrängt.

systematischen Untersuchung über das Auftreten von Gold (es wurden insgesamt 54 Anschliffe durchgemustert und 670 Goldkörner ausgemessen und auf ihre paragenetischen Verbandsverhältnisse hin überprüft, vgl. Tabelle 19, Seite 104) geht hervor, daß der größte Teil des Goldes mit der Zinkblende geliefert wurde, z. T. noch mit Bleiglanz, daß aber Pyrit beim Absatz des Goldes die Rolle des bevorzugten Wirtes spielte. Es findet sich auf feinsten Rissen, zwischen Korngrenzen und als Einschluß im Pyrit, z. T. begleitet von Bleiglanz oder Zinkblende, so daß eine Diffusion des Goldes zumindest längs Korngrenzen des Pyrites wahrscheinlich erscheint. L. A. CLARK (1960) erwähnt die Diffusion des Goldes in Arsenkiesaggregaten (vgl. Seite 105).

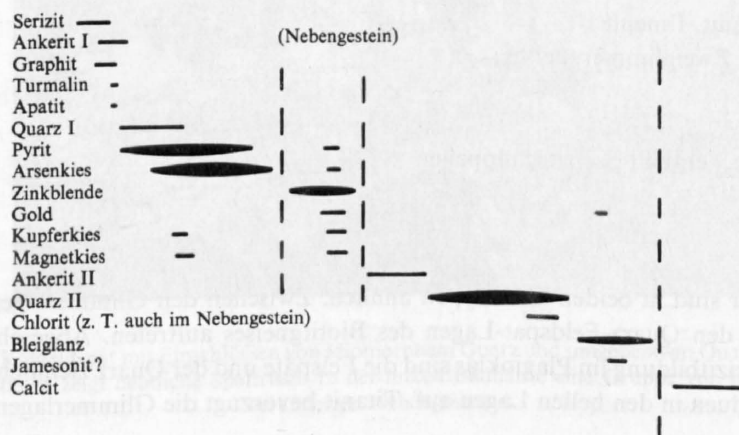


Figur 8. Astano. Weiß: Arsenkies; fein punktiert: Bleiglanz; grob punktiert: Gold. Kataklastischer Arsenkies wird von Bleiglanz unter gleichzeitiger Verdrängung verheilt, ebenso von Gold ohne nennenswerte Verdrängung.

Tabelle 2

Ausscheidungsfolge im Gang von Astano (Costa und Alle Bolle)

Nebengestein serizitisiert, ankeritisiert, lokal auch chloritisiert



Die übrigen Erzvorkommen auf dem Sceree, inkl. Pegmatitbildungen und Pegmatit von Monteggio

a) Riva Sole

Koordinaten (705,60/96,35)

Die Gangmächtigkeit beträgt etwa 10–20 cm. Der Gang streicht und fällt mit N 70 W/30–40 N, das Nebengestein, ein dünnlagiger Biotitgneis, mit N 120 E/40–50 S. Innerhalb des Biotitgneises treten wenig mächtige Lagen von granatführenden Zweiglimmergneisen ohne Kalifeldspat auf.

Mineralinhalt des Ganges:

Gangarten:	Quarz	+++
	Kalifeldspat	+++ (Tief-Sanidin)
	Plagioklas (3–15% An.):	im veränderten Nebengestein
	Chlorit	++
	Titanit	+
Erzminerale:	Arsenkies	+++
	Pyrit	++
	Markasit	+
	Kupferkies	(+)
	Magnetkies	(+)
	Bleiglanz	(+)
	Rutil:	im veränderten Nebengestein

Der Gang besteht aus einem wirren Netzwerk von millimeter- bis zentimeterbreiten Sulfid-Quarz-Kalifeldspat-Chlorit-Äderchen, in welchen bald die Silikate, bald die Sulfide dominieren. Die Zwischenmasse dieses Netzwerkes besteht aus stark veränderten Nebengesteinspartien, die von unzähligen kleinsten, meist sulfidfreien Silikatadern durchschlagen werden. Stellenweise handelt es sich auch um eine eigentliche Gangbrekzie, deren Nebengesteinskomponenten gegeneinander verdreht und von Gangarten und Sulfiden verkittet werden. Zentimeterbreite Sulfidanreicherungen von Pyrit und Arsenkies finden sich gelegentlich.

Um die Umwandlungen des Nebengesteins, die sich hier deutlich von den sonst üblichen unterscheiden, zu charakterisieren, ist eine kurze Beschreibung des unbeeinflussten Nebengesteins notwendig.

Mineralbestand des dünnlagigen Biotitgneises:

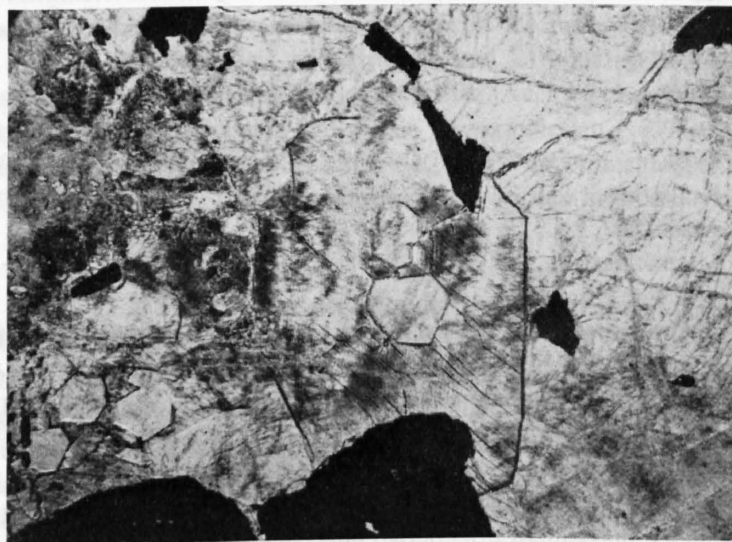
Biotit
 Quarz
 Plagioklas (27% An.)
 Kalifeldspat
 Apatit, Zirkon, Titanit, Ilmenit
 Mineralbestand des Zweiglimmergneises:
 Biotit, Muskowit
 Quarz
 Plagioklas (27% An.) enthält Serizitschüppchen
 Granat
 Apatit, Zirkon

Textur und Struktur sind in beiden Gneistypen ähnlich. Zwischen den Glimmerlagen können auch quer-gestellte Individuen in den Quarz-Feldspat-Lagen des Biotitgneises auftreten. Abgesehen von der üblichen Bestäubung und der Serizitbildung im Plagioklas sind die Felspäte und der Quarz ziemlich einschlußfrei. Apatit tritt in größeren Individuen in den hellen Lagen auf. Titanit bevorzugt die Glimmerlagen. Granat und Zirkon

sind überall zu finden. In den glimmerreicheren Paragneisen werden die einzelnen Quarz- und Feldspatlagen öfters von Glimmerzügen durchbrochen, so daß eine unruhige, wellige Textur resultiert. Der Biotit des dünnlagigen Gneises ist in Gangnähe chloritisiert, doch braucht diese Erscheinung nicht im Zusammenhang mit der Gangbildung zu stehen.

Die aus veränderten Nebengesteinspartien gebildete Zwischenmasse des Ganges zeigt starke Umwandlungserscheinungen. Biotit, Muskowit, Granat, Apatit und Ilmenit fehlen. Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt zwischen 3 und 15%. Sie weisen oft reliktsche Einschlüsse von Kalifeldspat auf. Im übrigen fehlt sonst Kalifeldspat. Es treten Neubildungen eines schmutziggrünen bis braungrünen Chlorites auf. Er kann blätterige, parallelstruierte oder sehr feinkörnige, dichte Aggregate bilden, die oft von siebartigen Agglomeraten von innig verwachsenem Titanit und Rutil begleitet werden. Die blätterigen Aggregate treten geregelt auf und bilden so die Schieferung des Nebengesteins ab; es dürfte sich also um umgewandelte Biotite handeln. Mengenmäßig entspricht aber der jetzt vorhandene Chlorit nie der Biotitmenge des Nebengesteins. Serizit wurde in nur ganz untergeordneten Mengen neu gebildet. Einzelne Schüppchen treten zwischen den Korngrenzen der hellen Gemengteile auf; selten bildet er kleine radialstrahlige Aggregate als Zwickelfüllungen. Die Plagioklase zeigen etwa denselben Grad der Serizitisierung wie in den frischen Nebengesteinen. Titanit ist ebenfalls nicht in größeren Mengen vorhanden. Er bildet gut idiomorphe Einzelkristalle in oder zwischen den hellen Gemengteilen, ferner Aggregate aus hypidiomorphen bis idiomorphen Individuen, die oft in Lagen etwas angereichert sind; sie entsprechen den Titaniten, die in den Glimmerlagen des Nebengesteins auftreten. Schließlich bildet er zusammen mit Rutil kleine siebartige Aggregate, die den neugebildeten Chlorit begleiten. Wie letzterer dürften auch sie bei der Umwandlung des Biotites entstanden sein. Zoisit ist selten. Er bildet idiomorphe Körner zwischen den hellen Gemengteilen. Neben dem bereits erwähnten Rutil tritt er auch in kleinen, idiomorphen Einzelkörnern in Plagioklas und Quarz auf. Selten beobachtet man größere Körner eines monazitähnlichen Minerals. Die Zirkone des Nebengesteins haben diese Umwandlung ohne äußerlich erkennbare Veränderungen überstanden. Millimetergroße Arsenkiesidioblasten sind im veränderten Nebengestein verbreitet. Sie führen Nebengesteinseinschlüsse, sind aber frei von Sulfideinschlüssen.

Die Textur des unveränderten Nebengesteins blieb in diesen umgewandelten Bereichen oft erhalten. Die Quarz-Feldspat-Lagen sind deutlich zu erkennen, die S-Flächen werden, wie bereits erwähnt, durch die in Lagen etwas angereicherten Chlorit- und Titanit-Rutil-Aggregate angedeutet. Diese Textur wird aber durch die großen Plagioklasblasten und Arsenkiesidioblasten gestört. In der Nähe der eigentlichen Gangäderchen wird die Textur und Struktur völlig regellos ungleichkörnig infolge des Quarzes, der das Nebengestein durchdringt und verdrängt.



Figur 9. Riva Sole. 25 \times . Kalifeldspat mit Einschlüssen von idiomorphem Quarz und umgeben von Quarz und Arsenkies (schwarz). Das mittlere Kalifeldspatkorn zeigt deutliche Spalttrisse. In der linken Bildhälfte eine Gruppe von bestäubten Plagioklasen des veränderten Nebengesteins.

In den Quarz-Kalifeldspat-Chlorit-Sulfid-Äderchen finden sich an gewissen Stellen etwas angereichert, aber immer noch in ganz spärlichen Mengen, etwas Titanit und Rutil, beide als winzige, idiomorphe Einschlüsse in Quarz. Wurmförmiger, grüner Chlorit ist nesterartig im Quarz verteilt, bildet aber hie und da über zentimeterlange Strecken die einzige Gangart. Plagioklas als Gangart konnte nicht sicher nachgewiesen werden, da die nicht besonders häufigen Individuen in den Adern sich in keiner Weise von denen im veränderten Nebengestein unterscheiden, so daß es sich also auch um reliktsche Exemplare handeln könnte.

Quarz und Kalifeldspat sind stets xenomorph gegen Arsenkies und Pyrit. Der Feldspat tritt gegenüber Quarz stets als große Zwickelfüllung auf und enthält hie und da auch größere, idiomorphe Quarze als Einschlüsse. Wahrscheinlich füllte der Kalifeldspat als Letzausscheidung Hohlräume, in die drusig ausgebildete Quarze hineinragten. Er und stellenweise auch der Quarz führen zahlreiche Einschlüsse eines nadeligen Minerals (Turmalin?). Der Kalifeldspat liefert ein monoklines Pulverdiagramm; es konnte keine Aufspaltung der Linien (130) und (131) beobachtet werden. Aus der Lage von (100) ergibt sich ein Albitgehalt von 4,1% (R. Gubser, mündliche Mitteilung). Die Optik entspricht dem röntgenographischen Befund. $2V_x$ schwankt zwischen 40–56°. Die optische Achsenebene ist senkrecht (010) und $r > v$. Demnach handelt es sich um einen Tiefsanidin bis Orthoklas (F. LAVES 1960, A. S. MARFUNIN 1961).

Von den Sulfiden spielen nur Arsenkies und Pyrit mengenmäßig eine Rolle. Pyrit ist jünger als Arsenkies, in welchem er als xenomorphe Zwickelfüllungen auftritt, oder den er in Zügen durchbricht. Arsenkies ist sehr arm an Einschlüssen; selten beobachtet man kleine Magnetkieseinschlüsse. Pyrit ist etwas reicher an Einschlüssen; neben älterem Arsenkies führt er Magnetkieströpfchen, Markasit, Kupferkies und Bleiglanz als Einschlüsse. Beim Markasit handelt es sich um eine primäre Bildung. Kupferkies tritt selten in Form von kleinen Aggregaten selbständig auf. Arsenkies und Pyrit bilden meist lockere Aggregate, vorzugsweise zwischen dem veränderten Nebengestein und den Quarz-Kalifeldspat-Partien. Weder die Sulfide noch die Gangarten zeigen Anzeichen einer mechanischen Beanspruchung. Gold konnte in den Anschliffen nie festgestellt werden, doch Analysen ergaben einen Gehalt von wenigen g/T.

b) Der Pegmatit zwischen Suino und Riva Sole

Koordinaten: 705,48/96,01. Die Aufschlußverhältnisse sind derart schlecht, daß weder über seine Beziehungen zum Nebengestein noch über seine Mächtigkeit und Streichen und Fallen etwas ausgesagt werden kann.

Mineralbestand: Quarz	+++
Plagioklas (0–4% An.)	+++
Apatit	++
Chlorit	++
Titanit	+
Pyrit	+
Kupferkies	+
Arsenkies	+
Magnetkies	(+)

Apatit tritt lokal in beträchtlichen Mengen auf und bildet größere, hypidiomorphe Kristalle. Titanit findet sich nur untergeordnet und ist meist mit Chlorit vergesellschaftet. Der Plagioklas ist stellenweise stark serizitisiert, wobei in einigen Individuen eine deutliche Bevorzugung einer Lamellenschar bei der Serizitisierung beobachtet werden kann. Braungrüner Chlorit bildet Zwickelfüllungen.

Im allgemeinen sind die Sulfide nur in untergeordneten Mengen vorhanden, können aber in chloritreichen Partien lokal angereichert sein. Unter ihnen dominiert Pyrit. Er bildet grobkörnige Aggregate und zeigt, sofern er sich im Chlorit befindet, massenhaft orientierte Gangarteinschlüsse. Magnetkies- und Kupferkieseinschlüsse sind eher selten, sind aber in einigen Pyritindividuen stark angereichert. Ansammlungen von kleinen Kupferkiesflitterchen finden sich aber auch hie und da im Plagioklas, und zwar stets in der Nähe von Pyrit. Idiomorphe Arsenkieskristalle sind selten; auch sie begleiten stets Pyritanreicherungen.

Die Sulfide gehören sicher einer Spätphase der Pegmatitbildung an. Möglicherweise stehen sie nicht einmal direkt in Beziehung mit der Pegmatitbildung. Dies scheint aber nicht sehr wahrscheinlich, denn in diesem Fall müßte man eine intensivere Umwandlung des Pegmatites und das Auftreten von Gangarten (Gangquarz, Karbonat) beobachten.

Alle Mineralien des Pegmatites zeigen kaum eine Spur einer kataklastischen Beanspruchung. Die grobkörnigen Quarze löschen etwas undulös aus und gelegentlich sind die Albitlamellen etwas geknickt.

In der Nähe dieses Pegmatites hat P. GRAETER (1951) auf seiner Karte einen Stollen eingetragen, der aber nicht mehr aufgefunden werden konnte.

c) Pegmatitische Schlieren an der Polenstraße auf dem Scerree

Koordinaten: 705,75/96,60. Hier finden sich kleine, dezimetermächtige konkordante pegmatitische Schlieren, bestehend aus serizitisiertem Plagioklas, Quarz und Chlorit. Kalifeldspat tritt nur in sehr bescheidenen Mengen zwischen ziemlich reinen Plagioklas- und Quarzpartien auf. Die Sulfide, Pyrit und Arsenkies, finden sich vor allem in den Plagioklaspartien oder zwischen Quarz und Plagioklas, wo sie einzelne Idioblasten mit Gangarteinschlüssen oder mehr skelettartige Formen bilden. In den Plagioklaspartien formen sie undeutlich Äderchen und werden entweder von feinkörnigem, klarem Albit begleitet oder von stark serizitisiertem, grobkörnigem, der gegen die Sulfide einen schmalen, nicht serizitisierten Streifen aufweist. Die Sulfidnester werden von etwas Serizit und Chlorit begleitet. Innerhalb von Plagioklaspartien findet sich ferner Chlorit zwischen den Korngrenzen, weiter Apatit und als Einschuß im Plagioklas Zirkon; größere Rutilnester sind selten. Idiomorphe Apatite sind auch im Quarz nicht selten. Die Quarze löschen stark undulös aus und weisen verzahnte Korngrenzen auf, wie die Quarzaggregate des Nebengesteins.

J. BURFORD (1933) erwähnt eine kleine pegmatitische Ader mit Quarz, Feldspat, wenig Pyrit und Arsenkies in einem Amphibolit am Fußweg zwischen Laghetto und Pezzaccie (vgl. Siegfried-Atlas, Blatt 540, Sessa).

In diesem Zusammenhang sind die 1961 ausgeführten Sondierungen der «Mines de Costano S. A.» wichtig. Wie bereits erwähnt, setzt sich der Gang von Astano, d. h. von Costa und Alle Bolle, weiter gegen Westen fort. Gemäß den geophysikalischen Messungen und den älteren Schürfarbeiten (J. DU BOIS, 1931) handelt es sich um zwei ungefähr parallel verlaufende, schwach vererzte Störungszonen. Die Sulfide sind dieselben wie in Costa und Alle Bolle. In Anschliffen konnte Gold nie beobachtet werden, doch Analysen ergeben einen Goldgehalt von 2–12 g/T, in ausnahmsweise sulfidreichen Partien auch mehr (vgl. Seite 102). Die Sulfide finden sich in millimeter- bis zentimeterbreiten Quarzäderchen mit etwas Ankerit, oder in deren Nähe im veränderten Nebengestein. In diesen Äderchen tritt aber westlich Alle Bolle als zusätzliche Gangart etwas Kalifeldspat auf, der hier und da auch im angrenzenden, serizitisierten und karbonatisierten Nebengestein in frischen millimetergroßen Einsprenglingen parallel der S-Flächen auftritt. Auch das bereits erwähnte monazitähnliche Mineral (S. 33) findet sich wieder in größeren Individuen im veränderten Nebengestein. (Es ist zweiachs-negativ, $2V_x \sim 10^\circ$, die Lichtbrechung liegt zwischen 1,6–1,8, die Doppelbrechung entspricht etwa derjenigen des Augites 0,02–0,03, es zeigt normale Interferenzfarben und zwei deutliche Spaltrichtungen.)

d) Pegmatit von Monteggio

In P. GRAETERS Arbeit (1951) werden die Pegmatite und Aplite ausführlich beschrieben, insbesondere der Pegmatit von Monteggio. Im Zusammenhang mit dem Auftreten von Kalifeldspat im Gang bei Riva Sole ist die Natur des Kalifeldspates des Pegmatites von besonderem Interesse, denn bei diesem Pegmatit handelt es sich ebenfalls um eine diskordante Bildung, die nur lokal gegen das Nebengestein schwache Anzeichen einer spätern Tektonisierung aufweist. P. GRAETER vermutet, daß die Bildung dieses Pegmatites in die Zeit der allgemeinen Dislokationsmetamorphose fällt, weil er randlich eine Kristallisationsschieferung zeigt. Damit aber wäre die Bildung der diskordanten Pegmatite sicher älter als die der Vererzungen.

Optisch handelt es sich bei diesem Kalifeldspat um Orthoklas: $2V_x = 62^\circ$, $r > v$, die optische Achsen-ebene ist senkrecht (010). Röntgenographisch handelt es sich um einen Hochmikroklin; (130) und (131) zeigen

noch keine maximale Aufspaltung. Der nicht entmischte Albitgehalt beträgt etwa 10%. Optisch erkennt man Bereiche mit mikroperthitischen Entmischungen.

(Nördlich der Lisora, am S-Hang des Mte. Rogoria finden sich, wie bereits J. BURFORD (1933) erwähnte, noch zahlreiche kleine Arsenkies-Pyrit-Gänge mit viel Quarz.)

Tabelle 3

Bildungsphasen und Ausscheidungsfolge in den Gängen auf dem Sceree

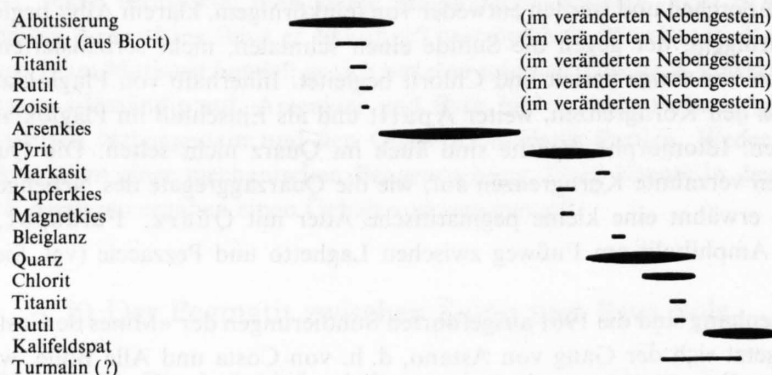
(ausgenommen Costa und Alle Bolle, vgl. Seite 31)

1. Pegmatitbildung:

- a) konkordante, schlierenartige Gebilde. Kalifeldspat fehlt oder ist nur in ganz geringen Mengen anwesend;
- b) diskordante Pegmatite mit Kalifeldspat. Sie scheinen etwas weniger beansprucht zu sein als Typ a.

Möglicherweise ist Typ a älter als Typ b. In beiden Fällen gehört die Sulfidbildung der Schlußphase an, vielleicht sogar einer jüngeren, selbständigen. Es wurden folgende Erzminerale beobachtet: Arsenkies, Pyrit, Magnetkies und Kupferkies.

2. Gang von Riva Sole:



3. SW-Hang des Mte. Mondini

(Paragenese 1c)

Dieses Gebiet ist besonders reich an Erzgängen. J. BURFORD (1933) erwähnt das häufige Auftreten von pyritführenden Quarzgängen zwischen Pura und Purasca. In den Bachrunsen östlich und westlich Purasca superiore und oberhalb Barico und Croglia sind kleine Erzvorkommen verbreitet. Die Gänge auf der SW-Seite des Mte. Mondini weisen etwa dasselbe Streichen und Fallen auf wie diejenigen auf der NE-Seite, fallen aber diesmal nicht mit einer Klufttrichtung des Gneises zusammen. Auch hier sind die Gänge an ganz ähnlich gegliederte Störungszonen gebunden wie z. B. in der Umgebung von Val delle Cantine.

Mehrheitlich bildet der dünnlagige, kalifeldspatführende Biotit-Andesin-Gneis das Nebengestein, ausnahmsweise einmal auch ein Muskowit-Plagioklas-Gneis und im Graben östlich Purasca superiore streckenweise ein Quarzporphyritgang. Die Gneise streichen und fallen ziemlich einheitlich N 50–70 W/60 S.

Die hydrothermale Veränderung des Nebengesteins besteht vor allem in einer Serizitisierung der Feldspäte, wobei auch hier der Plagioklas sich als bedeutend weniger resistent erweist als der Kalifeldspat. Die Karbonatisierung des Nebengesteins ist wenig ausgeprägt. Die Chloritisierung des Biotites braucht auch hier nicht im Zusammenhang mit der Gangbildung zu stehen. Besonders intensiv ist die Umwandlung des Gneises in der Umgebung des Mte. Rocchetta, wo hie und da auch Turmalinneubildungen im veränderten Gneis auftreten (P. GRAETER, 1951). Vermutlich steht diese intensivere Umwandlung im Zusammenhang mit der Intrusion des kleinen Hornblende-Biotit-Diorits nördlich Ponte Tresa.

Umgebung von Purasca

Ganginhalt: Quarz	+++ in zwei Generationen
Ankerit: im veränderten Nebengestein	
Ankerit	++
Serizit: im veränderten Nebengestein	
Muskowit	+ zusammen mit jüngerem Gangquarz
Mikroklinperthit	+ zusammen mit jüngerem Gangquarz
Turmalin	+ zusammen mit jüngerem Gangquarz
Baryt	+
Pyrit	+++
a) Idioblasten im Nebengestein	
b) zusammen mit älterem Gangquarz	
Arsenkies	+++
a) Idioblasten im Nebengestein	
b) zusammen mit älterem Gangquarz	
Magnetkies	+++
Markasit und Pyrit entstanden aus Magnetkies	
Kupferkies	++
Bleiglanz	+
Fahlerz	(+)
Gold	(+)

Das makroskopische Bild der Handstücke ist ziemlich wechselvoll je nach dem Fehlen oder Dominieren einer Gangphase. Es lassen sich drei Typen unterscheiden, die selbstverständlich durch Übergänge miteinander verknüpft sind und auch im selben Gang auftreten können:

- a) Gänge mit Quarz I, Pyrit, Arsenkies, einmal auch mit Gold;
- b) Gänge mit Quarz I, Pyrit, Arsenkies, Quarz II, Magnetkies und meist mit etwas Kupferkies und Ankerit;
- c) Gänge mit Quarz I und II, Pyrit, Arsenkies, Kupferkies und Ankerit; Magnetkies kann fehlen.

a) Gänge mit Quarz, Pyrit und Arsenkies

Bei diesem Typ handelt es sich um Gänge, deren Nebengestein serizitisiert und silifiziert wurde. Die Sulfidführung beschränkt sich auf das umgewandelte Nebengestein, in welchem Pyrit und Arsenkies in der üblichen Art und Weise auftreten. Eigentlicher Gangquarz kann mitunter fehlen; hie und da tritt er aber in beträchtlichen Mengen auf, ist aber praktisch erzleer.

Dieser Gangtyp ist besonders häufig im Graben, der von Pian Laveggio westlich an Purasca inferiore vorbei ins Tresatal hinunterzieht. Ein weiterer, diesmal goldführender Gang dieses Typs findet sich westlich Purasca superiore an der Straße nach Barico (Koordinaten: 709,30/93,20). Der nur etwa 1 cm mächtige Gang streicht und fällt N 130 W/50 N. Das Nebengestein ist ein Muskowit-Plagioklas-Gneis, der zusammen mit einem hornblendeführenden Gneis einen Keil im kalifeldspatführenden Biotit-Andesin-Gneis bildet. Wohl infolge der geringen Gangmächtigkeit zeigt diesmal das Nebengestein kaum eine Zersetzung, auch fehlen Zeichen einer mechanischen Beanspruchung. Im Anschliff dominiert hier ausnahmsweise Arsenkies. Pyrit und Arsenkies sind fein- bis mittelkörnig, idiomorph, und die größeren Individuen zeigen die üblichen Spuren einer schwachen kataklastischen Beanspruchung. Zwei größere, makroskopisch aber noch nicht erkennbare Goldflitterchen begleiten randlich Arsenkies. Das eine grenzt an einen größeren Arsenkieskristall ohne ihn zu verdrängen, das andere hingegen verdrängt feinkörnigen Arsenkies.

b) Gänge mit Magnetkies

Magnetkies ist besonders häufig in den Vorkommen der Bachrunsen westlich und östlich Purasca superiore. Weiter gegen Westen zu (gegen den Romanino) tritt Magnetkies mengenmäßig zurück.

Das wichtigste dieser Vorkommen finden wir im Bach östlich Purasca superiore, wo auf eine Distanz von etwa 400 m zahlreiche Erzausbisse des Types a, b und c beobachtet werden können. Die Aufschlüsse gestatten aber nicht, die Frage eindeutig zu beantworten, ob es sich stets um denselben Gang handelt oder nicht, da sie z. T. versackt sind und deshalb nicht mehr überall in der Fortsetzung des nächsten Ausbisses liegen. Auf Grund des Ganginhaltes und der wenigen zuverlässigen Streich- und Fallmessungen ist aber anzunehmen, daß es sich stets um denselben Gang handelt. Wahrscheinlich ist er unmittelbar vor Purasca superiore durch einen E-W Bruch etwas verstellt worden. Der südliche Teil (unterhalb der Brücke bei Purasca superiore) wäre in diesem Fall um etwa 80 m relativ zum nördlichen gegen SE verstellt worden. Im untern Teil des Grabens streicht und fällt der Gang N 100–105 W/65–70 N (709,25/92,96), oberhalb der Brücke vor Purasca superiore N 120 W/85 NW (709,43/93,08) und N 80 W/75 S (709,50/93,13). Der Gang ist an eine Störungszone mit Mylonitbildung gebunden; das Nebengestein ist stark verschiefert und weist Schleppungsanzeichen auf.

Im untern Teil des Grabens (709,25/92,96) wird der Erzgang auf der W-Seite (im Hangenden) von einem Quarzporphyritgang begleitet. Bereits makroskopisch läßt sich feststellen, daß der massige und nirgends verschieferte Quarzporphyrit älter als der Erzgang ist. Er wird von sulfidführenden Quarzäderchen durchsetzt, und im Dünnschliff erkennt man stark zersetzte Quarzporphyritkomponenten in der Gangbrekzie. Überall, wo die beiden Gänge parallelgehen, ist der Quarzporphyrit stark serizitisiert und karbonatisiert unter Erhaltung von Struktur und Textur. Aber auch weiter oben gegen Purasca superiore zu, wo sie nicht mehr aneinandergrenzen, ist er weitgehend zersetzt.

Magnetkies tritt makroskopisch in büscheligen Aggregaten oder tafeligen Einzelkristallen von 0,05 bis 10 mm Kantenlänge und 1 mm Dicke auf. Sie sind in dichten, milchig bis grau-blau gefärbten Gangquarzmassen eingebettet, in denen bis mehrere Millimeter große Nebengesteinstrümmer schwimmen. Millimeterbreite Tektonisierungszonen durchziehen solche Erzproben.

Im Dünnschliff bemerkt man, daß diese großen Magnetkiestafeln oft auf einer älteren, feinkörnigen Quarzgeneration aufsitzen. Sie ragen in jüngeren, gegen Magnetkies xenomorphen Gangquarz II. Stellenweise sind sie zerbrochen und werden vom Quarz II verkittet. Demnach dürfte ihre Bildung am ehesten so zu erklären sein, daß sie ursprünglich in freie Hohlräume hineinragten, die erst später von Gangquarz II ausgefüllt wurden. Im Anschliff erkennt man nirgends mehr Magnetkies; er ist vollständig in Pyrit und Markasit umgewandelt. Selbst das markasitähnliche Zwischenprodukt ist nirgends mehr zu beobachten.

Gangquarz II ist gegenüber dem älteren, feinkörnigeren besser idiomorph und weist oft zonar angeordnete Einschlußkränze auf, die, wie die beweglichen Gaslibellen beweisen, aus Flüssigkeitseinschlüssen bestehen. Zusammen mit diesem Quarz treten selten extrem dünnstengelige Turmalinbüschel auf, mit einem schwachen Pleochroismus von gelbbraun nach braun. Sehr selten sind auch größere zerbrochene Turmalinkörner mit einem olivbraunen nach gelbbraunen Pleochroismus. Neubildungen von größeren Muskowitblättchen in Gangquarz II gehören ebenfalls zu den Seltenheiten. Als Zwickelfüllungen dieses Quarzes treten hie und da lokal angereichert größere Mikroklinperthite auf, die stellenweise stark von Karbonat durchsetzt sind, das den Feldspat zu verdrängen scheint. Gelegentlich sind sie auch voll von Quarztropfen.

Aus Dünnschliffbeobachtungen geht hervor, daß die zweite Gangquarzgeneration oft kontinuierlich aus der ersten hervorgeht, indem man die allmähliche Korngrößenzunahme sehr schön verfolgen kann. In andern Fällen dürfte das erneute Aufreißen des Ganges mit anschließender Füllung der Risse durch Quarz II infolge tektonischer Bewegungen für diese zweite Generation verantwortlich sein. In einigen Vorkommen schließlich bildet der Quarz eigentliche Drusen, in denen die milchig weißen Individuen einige Zentimeter lang werden können; nur ihre Spitzen ragen aber in die Hohlräume hinein.

Anzeichen späterer Bewegungen findet man in den schmalen Zertrümmerungszonen, die den Gang durchziehen. Im Dünnschliff äußern sie sich in der undulösen Auslöschung der Quarze in der Nähe solcher Bewegungsflächen und in der Bildung von feinkörnigen, xenomorphen Quarzzügen, die über längere Strecken verfolgbar sind und unabhängig von Korngrenzen größere Individuen durchqueren.

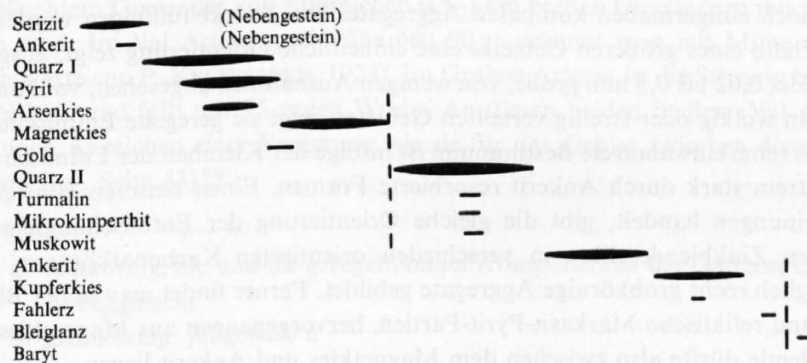
c) Gänge mit Kupferkies und Ankerit

Kupferkies tritt in größeren Mengen stets zusammen mit Ankerit als Gangart auf, der vor allem die Zwickel der Gangquarz-II-Äderchen füllt. Kupferkies ist jünger als das Karbonat, das von ihm verdrängt wird. Er verdrängt ferner Magnetkies ausgezeichnet längs der Spaltbarkeit parallel (0001) und seltener auch parallel (1120). Pyrit wird bedeutend weniger gut von Kupferkies verdrängt, meist ist nur eine leichte Korrodierung des Pyrites bemerkbar. Abgesehen von den mehr oder weniger idiomorphen Pyriteinschlüssen ist Kupferkies frei von weiteren Einschlüssen; nur als große Seltenheit konnten winzige Fahlerzeinschlüsse beobachtet werden. Lokal bemerkt man oft die in zwei zueinander senkrecht stehenden Richtungen gelagerten lanzenförmigen Lamellen, die auf eine Umwandlung der kubischen Hochtemperaturform in die tetragonale hindeuten.

Bleiglanz ist sehr selten und wurde nur einmal zusammen mit Kupferkies beobachtet; anscheinend ist er jünger als Kupferkies. Baryt ist etwas häufiger als Bleiglanz, mengenmäßig aber immer noch ganz unbedeutend. Er tritt auf feinsten, diskordant die Gänge kreuzenden Äderchen auf. Ankerit wird von Baryt etwas resorbiert.

Tabelle 4

Ausscheidungsfolge in den Gängen am SW-Hang des Mte. Mondini bei Purasca



Umgebung des Romanino

Neben den durch das Auftreten von grobtafeligem Magnetkies charakterisierten Gängen finden sich am westlichen Mte. Mondini einige unbedeutende Vorkommen, in welchen Magnetkies zurücktritt, Bleiglanz und Zinkblende aber in deutlichen Mengen auftreten. Die Vererzung am Romanino auf etwa 360 m Höhe dürfte im Romanino-Novaggio-Bruch liegen. Die kleinen, nesterartigen Vererzungen am neuen Straßenprofil zwischen Croglia und Castelrotto liegen bereits westlich dieses Bruches in der Bedegliora-Breno-Zone. Zu beiden Seiten des Tales ist eine metermächtige, N 140 E/70 SW verlaufende Zerrüttungszone mit Mylonitbildungen aufgeschlossen. Einige unversehrte, sterile Quarzäderchen mit ausgeprägter Kammtextur finden sich in ihr. Das Erz ist in Nestern und in kleinen benachbarten Störungszonen etwas angereichert.

Ganginhalt: Quarz	+++	Markasit	++
Albit	+	Magnetkies	++
Serizit: im veränderten Nebengestein		Kupferkies	+
Ankerit: im veränderten Nebengestein		Zinkblende	+
Ankerit	+++	Bleiglanz	+
Pyrit	+++	Fahlerz	(+)
Arsenkies	+++		

Neben Pyrit und Arsenkies bilden auch Magnetkies und Markasit lokale wichtige Gemengteile. Die relative Altersstellung der Sulfide konnte nicht immer restlos geklärt werden. Die erste Pyritgeneration ist zugleich auch das älteste Sulfid. Dieser Pyrit ist idiomorph, lokal mäßig kataklastisch und verhältnismäßig arm an weiteren Gangart- und Sulfideinschlüssen. Er bildet kompakte Aggregate. Jünger als dieser erste Pyrit ist Magnetkies, der bei etwas geringerer Korngröße genau gleich wie in den übrigen Vorkommen am Mte. Mondini ausgebildet ist, ohne aber die Verdrängung durch Kupferkies zu zeigen. Bis auf wenige Relikte (?) im Ankerit ist er auch hier restlos in Markasit und Pyrit umgewandelt. In diese tafeligen, jetzt umgewandelten und aufgeblätternen Magnetkiesindividuen dringt Ankerit, ohne daß man aber sichere Hinweise für eine Verdrängung des Magnetkieses beobachten könnte. In den Ankeritmassen hingegen sind kleine, tafelige und nicht umgewandelte Magnetkiesindividuen, parallel in gleicher Orientierung über mehrere, verschieden orientierte Karbonatkörner hindurch in größeren Abständen verteilt. Diese stehen in keinem offensichtlichen Zusammenhang mit den größeren, umgewandelten Magnetkiestafeln. Vielleicht handelt es sich dabei aber doch um Verdrängungsrelikte.

Jünger als dieser Ankerit dürfte Markasit sein, der hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalle im Ankerit bildet, hie und da auch Aggregate. Im Gegensatz zu diesem unverzwillingten Markasit bildet er auch außerhalb des Ankerites größere, aber feinkörnigere Aggregate, deren Individuen ausgeprägten Zwillingsbau aufweisen. Diese Partien werden weitgehend von jüngerem Pyrit verdrängt, wobei besonders die zentralen Partien der Aggregate jetzt aus Pyrit bestehen. Die Verdrängung des Markasites erfolgt bevorzugt längs Lamellen. Meist beobachtet man, daß eine Stellung der Lamellen kaum von Pyrit angegriffen wurde, die andere hingegen jetzt nur noch reliktsch vorhanden ist, oder gänzlich fehlt. Im Gegensatz zum älteren Pyrit ist dieser feinkörniger, bildet aber immer noch einigermaßen kompakte Aggregate. Die Zwickelfüllungen werden von reliktschem Karbonat, das innerhalb eines größeren Gebietes eine einheitliche Orientierung zeigt, ausgefüllt.

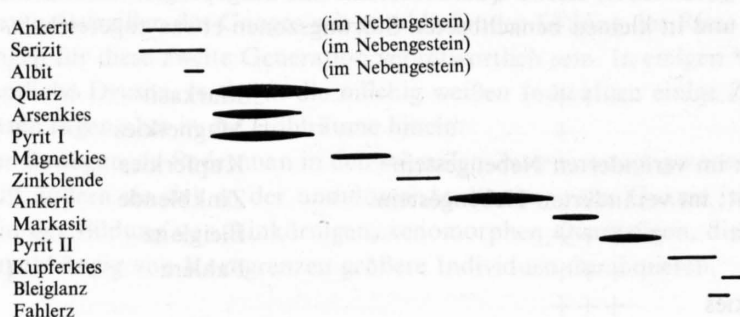
Zinkblende bildet 0,02 bis 0,5 mm große, von wenigen Ausnahmen abgesehen, vollkommen xenomorphe Fetzen im Ankerit. In wolfig oder streifig verteilten Gebieten zeigt sie geregelte Entmischungen von Kupferkies oder Magnetkies (eine einwandfreie Bestimmung ist infolge der Kleinheit der Entmischungen unmöglich). Die Blende zeigt extrem stark durch Ankerit resorbierte Formen. Einen besseren Hinweis, daß es sich um Verdrängungserscheinungen handelt, gibt die gleiche Orientierung der Entmischungseinschlüsse der zahlreichen benachbarten Zinkblenderelikte in verschieden orientierten Karbonatkörnern. Demnach hat die Zinkblende ursprünglich recht grobkörnige Aggregate gebildet. Ferner findet man in der Blende selten kleine, idiomorphe Pyrite und reliktsche Markasit-Pyrit-Partien, hervorgegangen aus Magnetkies. Die relative zeitliche Stellung der Blende dürfte also zwischen dem Magnetkies und Ankerit liegen.

Kupferkies ist jünger als das Karbonat. Seine Stellung zum Markasit und jüngeren Pyrit konnte nicht ermittelt werden. Neben kleinen Zwickelfüllungen im Pyrit bildet er größere Aggregate (0,5–1 mm) im Ankerit. Kupferkies ist einschluffrei. Bleiglanz ist nicht besonders häufig. Ankerit ist stellenweise durchspickt von kleinen Bleiglanzfetzen, die wahrscheinlich jünger als das Karbonat sind. Fahlerz ist sehr selten und tritt höchstens in Begleitung von Bleiglanz oder Kupferkies in den Pyritzwickeln auf.

Auch bei diesem Vorkommen blieb die tektonische Beanspruchung in einem bescheidenen Rahmen. Nur lokal ist Pyrit einigermaßen kataklastisch, und hie und da beobachtet man in serizitreichen Partien Bewegungsflächen.

Tabelle 5

Ausscheidungsfolge in den Gängen am Romanino



Das Vorkommen am Romanino auf etwa 360 m Höhe ist mineralogisch weniger interessant. Im wesentlichen besteht es aus einer intensiven Imprägnation des karbonatisierten, serizitisierten und silifizierten Nebengesteins mit Arsenkies begleitet von Pyrit. Der feinkörnige, das Nebengestein silifizierende Quarz geht über in grobkörnigeren, erzleeren Gangquarz, dessen Zwickel von Ankerit ausgefüllt werden. Der spärliche Kupferkiesgehalt ist an dieses Karbonat gebunden.

Albit ist stellenweise im veränderten Nebengestein verbreitet. Er bildet klare, maximal 0,5 bis 1 mm große Idioblasten, die oft zu kleinen Aggregaten verbunden sind. Sie zeigen Spuren einer Korrosion durch den jüngeren, das Nebengestein silifizierenden Quarz. Auch hier ist die spätere tektonische Beanspruchung des Ganges gering.

4. NE-Hang des Mte. Mondini

(Paragenese 2a)

Mte. Rocchetta-Selva-Bruch

Westlich Pura ist dieser Bruch in den Bachgräben von Oree, Foggia, Val Artessa und Artessa aufgeschlossen, früher möglicherweise auch in einem Seitengraben westlich Busciorina (Blatt Agno 540 bis) südlich der Molgé*. An den schlechten Aufschlüssen bemerkt man eine mehrere Meter breite Zone von stark verschiefertem und ausgebleichtem Gneis, der von zahlreichen 0,5–3 cm breiten Quarzadern mit ausgeprägter Kammtextur durchzogen wird. Im Val Artessa auf Höhe 480–90 m erkennt man mit Mühe die Stelle eines alten Abbaues (vgl. auch Karte von P. Kelterborn, 1923). Im Graben Artessa ist die Störung besser aufgeschlossen. Sie streicht dort N 20 E und fällt mit 75 gegen W ein. An diesen beiden Stellen (Val Artessa und Artessa) findet man heute noch Anzeichen einer Vererzung wie sie für das Gebiet zwischen dieser Störung und Pura charakteristisch sind (vgl. Seite 43)**.

Ganginhalt: Quarz +++

a) feinkörnig, hie und da geregelt, bildet Komponenten der Gangbrekzie und silifiziert das Nebengestein

b) grobkörnig, jünger als a

Ankerit +++

Ankerit: im veränderten Nebengestein

Serizit: im veränderten Nebengestein

Pyrit ++

a) bildet Idioblasten im veränderten Nebengestein

b) in Gangquarz b

c) in Kupferkies

Kupferkies ++

a) xenoblastisch, im veränderten Nebengestein

b) bildet Aggregate in Gangquarz b und im Bleiglanz

Zinkblende ++ bildet Blasen im veränderten Nebengestein

Fahlerz ++

a) bildet Aggregate zusammen mit Kupferkies und Bleiglanz

b) bildet Einschlüsse im Bleiglanz

Bournonit + bildet Einschlüsse im Bleiglanz

Bleiglanz +++ bildet meist größere Aggregate

* J. BURFORD erwähnt diese Lokalität in einem Brief vom 22. März 1941 an das Bureau für Bergbau.

** In der Sammlung des Bureau für Bergbau (Mineralogische Sammlung ETH) fand sich eine größere Probe mit «Faille de Pura» (= J. Burfords Bezeichnung für den Mte.-Rocchetta-Selva-Bruch). Erzproben desselben Types befinden sich auch in der Sammlung des Naturhistorischen Museums Basel mit folgender Herkunftsbezeichnung: «Südlicher Aufschluß westlich Pura, zwischen Ponte Tresa und Novaggio». Das Aussehen der Erzproben stimmt sehr gut überein mit der Beschreibung der vom erwähnten Abbau geförderten Erze, die mir ein Einwohner von Pura gab. Von Prof. E. NIGGLI, Bern, erhielt ich in verdankenswerter Weise eine kupferkies- und pyritreiche Probe, die er im Bachbett von Val Artessa unterhalb der Störungszone gesammelt hatte.

Der makroskopische Eindruck einer Gangbrekzie wird auch im Dünnschliff bestätigt. Die eckigen bis schwach rundlichen Komponenten bestehen aus Quarzaggregaten, die z. T. aus Nebengesteinsquarz, z. T. aber auch aus Quarz a (älterer Gangquarz) bestehen. Sie löschen je nach der Korngröße stets mehr oder weniger stark undulös aus. Die Minimalgröße der Komponenten erreicht etwa 0,01 mm. Es handelt sich dann um ein einzelnes, xenomorphes Quarzkorn. Die Komponenten der Brekzien schwimmen in einer Zwischenmasse, in der man im besten Fall Quarz, Serizit und feinstkörniges Karbonat unterscheiden kann; letzteres hat infolge der Limonitisierung der Zwischenmasse eine schmutzigbraune Färbung verliehen. Serizit dominiert mengenmäßig und gelegentlich bildet er größere Massen, deren Umrisse an serizitisierte Feldspäte erinnern. Die Zwischenmasse besteht also weitgehend aus stark durchbewegtem, verändertem Nebengestein.

Neben den beiden erwähnten Arten von Quarzkomponenten der Brekzie gibt es noch einen dritten Typ bestehend aus Quarz und Serizit, dessen Abgrenzung gegen die Zwischenmasse nicht überall scharf ausgebildet ist. Der Quarz dieser Komponenten ist ebenfalls feinkörnig-langstengelig und zeigt hie und da die für den das Nebengestein silifizierenden Quarz charakteristische Regelung (vgl. Seite 73). Es handelt sich also um silifizierte Nebengesteinspartien, die in die Brekzienbildung einbezogen wurden, wenn auch z. T. undeutlich, da sie je nach dem Grad der erreichten Silifizierung verschieden auf die tektonische Beanspruchung reagierten.

In der Zwischenmasse treten, wie bereits erwähnt, größere, stark limonitisierte Ankeritnester auf. Jüngerer Gangquarz bildet Nester und Äderchen und verdrängt Ankerit. Erz, vor allem Bleiglanz, tritt hie und da im Innern solcher Nester als Zwickelfüllung auf. Die jüngsten Tektonisierungszonen äußern sich in den grobkörnigen Quarzen in feinen Mörtelquarzzonen, in ihrer Nähe sind die Spaltrisse im Ankerit verbogen, und in der Zwischenmasse endlich, machen sie sich durch eine Pigmentanreicherung bemerkbar.

Pyrit ist das älteste Sulfid. Die kleinen Idioblasten in der Zwischenmasse entsprechen der Pyritimprägna-tion des serizitisierten und silifizierten Nebengesteins, wie sie in fast allen Gängen des Malcantone verbreitet ist (vgl. Seite 73). Die größeren Individuen zeigen Spuren kataklastischer Beanspruchung. Vermutlich sind sie älter als die Brekzienbildung und haben diese Beanspruchung gleich wie auch die Quarzkomponenten unbeschadet überstanden, da die Bewegungen von der serizitreichen und deshalb viel besser verformbaren Zwischenmasse aufgefangen wurde. Neben diesen Pyritidioblasten gibt es noch einen jüngeren Pyrit, dessen Auftreten infolge der weit fortgeschrittenen Verwitterung des ihn begleitenden Kupferkieses schwieriger zu charakterisieren ist. Es handelt sich um lockere Aggregate von größeren Individuen (bis 0,1 mm), die mäßig kataklastisch sind. Die Risse werden unter gleichzeitiger leichter Verdrängung von Kupferkies oder von Quarz verheilt. Gangarteinschlüsse im Pyrit oder Kupferkies sind selten. Ähnliche, aber besser erhaltene Bilder beobachtet man in den Gängen der SW-Flanke des Mte. Mondini bei Purasca, wo diese beiden Sulfide auch in Gangquarz auftreten. Wahrscheinlich wurde auch dieser Pyrit während der zweiten Gangquarzphase gebildet.

Kupferkies, in der zeitlichen Abfolge das zweite Sulfid, tritt auf zwei verschiedene Arten auf. Er bildet einmal in der Zwischenmasse der Brekzie kleine (0,01–0,05 mm), xenomorphe, fein lamellar verzwilligte Individuen, die bei etwa gleicher Größe wie die entsprechenden Pyrite doch bedeutend seltener sind als diese. Angrenzende Pyrite werden von Kupferkies etwas korrodiert. Neben diesen Xenoblasten bildet er auch zentimetergroße Aggregate in Gangquarz zusammen mit Pyrit und in oder randlich von größeren Bleiglanzpartien zusammen mit Fahlerz, die beide Kupferkies längs kristallographischen Richtungen verdrängen. Die Ätzung des Kupferkieses zeigt neben den bereits bei gekreuzten Nicols erkennbaren polysynthetischen Lamellen eine weitere polysynthetische Feinlamellierung der gröberen Lamellen. An unbeanspruchten Stellen zeigt er gelegentlich schöne Oleanderblatt-Zwillingslamellen in zwei zueinander ungefähr senkrechten Richtungen. Beanspruchte Stellen zeigen verbogene Lamellen, Anzeichen einer Rekristallisation konnten aber nie gefunden werden. Wie auch in andern Gängen des Malcantone wird Kupferkies von einem sehr feinkörnigen Pyrit c begleitet, der girlandenartige Einschlußreihen im Innern oder gegen den Rand von Kupferkies bildet (vgl. Seite 90).

Als drittes Sulfid wurde Zinkblende ausgeschieden, wobei allerdings ein Teil des Kupferkieses noch jünger ist, wie die Umhüllungen der Zinkblende zeigen. Sie bildet stets hypidiomorphe Blasten in der Zwischenmasse der Brekzie, die als Einzelkörner oder Aggregate, bestehend aus wenigen Individuen, 0,05–0,5 mm groß werden. Sie zeigt übernommene Einschlüsse von Pyrit, Kupferkies und verändertem Nebengestein der Zwischenmasse. Die mengenmäßige Verteilung der sulfidischen Einschlüsse in der Blende und im umliegenden, veränderten Nebengestein ist dieselbe. Optisch verhält sich die Blende wie die von Aranno, d. h. sie ist schwach

anisotrop. Auch der nach dem Ätzen sichtbare Zonarbau ist derselbe. Zudem ist sie oft fein zwillingslamelliert, mit hie und da verbogenen Lamellen. Diese Ähnlichkeiten mit der Blende von Aranno sind um so bemerkenswerter, als es sich dort nicht um blastisch gebildete handelt, sondern um Blende, die in freie Hohlräume wachsen konnte.

Die relative zeitliche Stellung des Fahlerzes zur Zinkblende ist unsicher, da sie nirgends im Kontakt beobachtet werden konnten; in andern Gängen aber ist Fahlerz stets jünger. Fahlerz ist hier sicher jünger als Kupferkies. Es tritt zusammen mit Bleiglanz auf und wird in wechselnden Mengen von Kupferkies begleitet. Bleiglanz verdrängt Fahlerz auf Äderchen, bei fortgeschrittener Verdrängung bleiben nur noch Inselgruppen von Fahlerz im Bleiglanz übrig. Fahlerz zeigt keine weiteren Besonderheiten.

Bleiglanz ist mengenmäßig das wichtigste, zugleich auch das zuletzt gebildete Sulfid. Die Hauptmasse bildet größere Aggregate im Ankerit, den er längs Spaltrissen intensiv verdrängt. Die Aggregate sind bald recht grobkörnig (bis 0,5 mm), bald aber sehr feinkörnig (0,01 mm). Besonders die feinkörnigen Aggregate weisen zahlreiche winzige Fahlerzeinschlüsse auf. Diese sind nur dort besonders häufig, wo in der Nähe eine größere Fahlerzmasse von Bleiglanz verdrängt wurde, d. h. sie treten in einem Umkreis von etwa 1 cm um diese Fahlerzmasse herum auf. Offenbar handelt es sich um das verdrängte Fahlerz, das, über eine kleine Distanz transportiert, gleichzeitig mit Bleiglanz wieder ausgeschieden wurde. Da diese tropfenförmigen Gebilde sehr regelmäßig über größere Bereiche im Bleiglanz verteilt auftreten, kann es sich kaum um reliktsches Fahlerz handeln. Möglicherweise steht auch die Feinkörnigkeit des Bleiglanzes mit der Verdrängung des Fahlerzes im Zusammenhang.

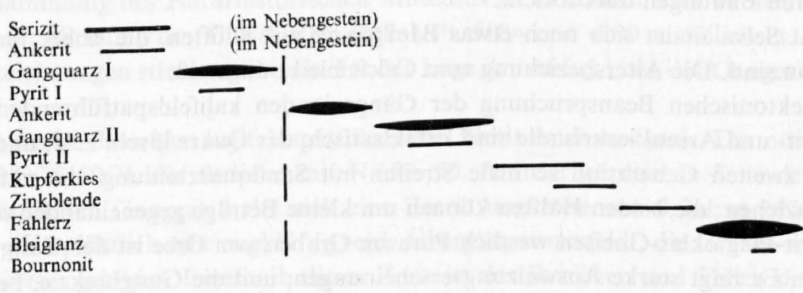
Hie und da beobachtet man kleine Bournoniteinschlüsse im Bleiglanz oder zwischen einem größeren Fahlerzrelikt und Bleiglanz. Lokal konnte also einmal auch eine Reaktion zwischen den beiden Sulfiden stattfinden.

Im Vergleich zum grobkörnigeren Bleiglanz und zum Bleiglanz anderer Vorkommen im Malcantone ist die feinkörnige Varietät deutlicher anisotrop. Die Intensität der Anisotropieeffekte erreicht aber nicht diejenige des Kupferkieses; sie genügt aber zur Not noch für die Feststellung des Gefüges. Farbeffekte fehlen.

In sehr untergeordneten Mengen findet sich Bleiglanz auch in der Zwischenmasse der Brekzie; dort kann ebenfalls eine Verdrängung der älteren Sulfide beobachtet werden.

Tabelle 6

Ausscheidungsfolge im Mte. Rocchetta-Selva-Bruch, westlich Pura



Umgebung von Pura

Östlich des Mte.-Rocchetta-Selva-Bruches finden sich in den Bachgräben von Oree, Foggia, Val Artessa und Artessa und bei Selva einige kleine Erzgänge. Sie liegen alle in den Mischgneisen und Paragneisen; auch im Amphibolit kann man Spuren einer Vererzung feststellen. Da die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht sind,

läßt sich das Streichen und Fallen der Gänge nur selten einwandfrei bestimmen. Es scheint sich aber um eine Schar paralleler Gänge mit einer E-W- bis ENE-WSW-Richtung zu handeln, die steil nach N und S einfallen. Die Gangmächtigkeit schwankt zwischen 5 und 30 cm.

Ganginhalt: Serizit: im veränderten Nebengestein

Ankerit: im veränderten Nebengestein

Quarz +++

a) feinkörnig-langstengelig, oft geregelt

b) grobkörnig, jünger als a

Calcit +

Pyrit +++

a) als Idioblasten im veränderten Nebengestein

b) in Gangquarz a

Arsenkies +++

a) als Idioblasten im veränderten Nebengestein

b) in Gangquarz a

Markasit +

Bleiglanz +

Das Nebengestein wurde serizitisiert und stellenweise intensiv karbonatisiert. Die erste Gangquarz-generation umfaßt auch den das Nebengestein silifizierenden Quarz, der in feinkörnigen Gangquarz übergeht und im Nebengestein den Ankerit verdrängt.

Pyrit und Arsenkies finden sich selten in dichten Aggregaten, meist in Wolken und Zügen angereichert in den veränderten Nebengesteinspartien. In günstigen Fällen kann man eine erste Pyritgeneration, gefolgt von Arsenkies, beobachten, selten einmal auch eine zweite Pyritgeneration jünger als Arsenkies. Meist aber hat sich die Ausscheidung der beiden Sulfide überlappt. Kleine Markasiteinschlüsse im jüngeren Pyrit sind selten.

Nach dieser ersten Sulfid-Quarz-Phase kam es in allen Fällen zu einem erneuten Aufreißen der Gänge mit anschließender Bildung des Quarzes II. Dieser ist bedeutend grobkörniger (bis 5 mm lang) und stets erzleer. Im Zentrum des Ganges bildet er gelegentlich kleine Drusen. Von dieser innern, oft mehreren Zentimeter breiten Gangquarzzone ausgehend, durchschlagen schmale Äderchen von Quarz II die ältere Quarz-Sulfid-Generation und setzen sich gelegentlich ins Nebengestein fort.

Als letzte Phase finden wir hier und da noch eine Calcitgeneration, die auf höchstens millimeterbreiten Äderchen alle früheren Bildungen durchbricht.

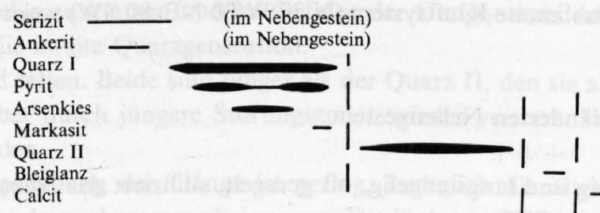
Bei der Lokalität Selva findet sich noch etwas Bleiglanz auf Klüften, die sicher jünger als die zweite Gangquarzgeneration sind. Die Altersbeziehung zum Calcit bleibt ungewiß.

Der Grad der tektonischen Beanspruchung der Gänge in den kalifeldspatführenden Mischgneisen ist gering. Größere Pyrit- und Arsenkieskristalle sind kataklastisch, der Quarz löscht z. T. undulös aus und zeigt auch innerhalb der zweiten Generation schmale Streifen mit Sandquarzbildung, die mitten durch größere Individuen hindurchziehen; die beiden Hälften können um kleine Beträge gegeneinander versetzt sein. In den schiefrigen Muskowit-Plagioklas-Gneisen westlich Pura im Graben von Oree ist der Gang tektonisch stärker beansprucht worden. Er zeigt starke Auswalzungserscheinungen, und die Gangbrekzie, bestehend aus serizitisierten und ankeritisierten Nebengesteinsbruchstücken, zeigt Spuren starker mechanischer Beanspruchung in Form von Streckung und Verfältelung.

Gegenüber der Erzführung im Mte.-Rocchetta-Selva-Bruch fällt vor allem das Fehlen von Cu, Zn und Sb auf; auch Pb tritt mengenmäßig sehr stark zurück. Das Auftreten von As wurde nicht in allen Vorkommen beobachtet, so daß die Abwesenheit von As in den untersuchten Proben der Mte.-Rocchetta-Selva-Störung nicht weiter auffällt. Die reichlichere Sulfidführung der großen Störung steht sehr wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Auftreten von Ankerit als Gangart, welcher in den übrigen Gängen, von unbedeutenden Ausnahmen abgesehen, nur im veränderten Nebengestein auftritt. Calcit als letztes Mineral braucht nicht mehr in direktem Zusammenhang mit der Gangbildung zu stehen. Er kann viel später bei der Umlagerung von Ankerit in den tektonisch stärker beanspruchten Vorkommen entstanden sein.

Tabelle 7

Ausscheidungsfolge in den Gängen westlich Pura



Val delle Cantine (südlich Curio)

(Paragenese 2d)

Nach der Karte von P. KELTERBORN (1923) finden sich in diesem Gebiet vier Erzvorkommen. Zwei davon liegen nördlich von Val delle Cantine in derselben Störungszone. Der eine Aufschluß ist an der Straße, der andere im Tobel der Molgé, wo auf der Karte ein alter Anbau eingetragen ist; diese Stelle konnte nicht mehr aufgefunden werden. Kelterborns Ansicht, daß sich diese Störung nach Inent fortsetze, kann nach P. GRAETER (1951) nicht mehr aufrecht erhalten werden. Ein weiteres, heute nicht mehr auffindbares Vorkommen soll sich im Bachbett von Val delle Cantine direkt bei der Brücke der neuen Straße befunden haben. Das vierte Vorkommen endlich befindet sich 50 m östlich der Brücke an der neuen Straße und kann auch im Erdgeschoß eines zerfallenen Hauses bei der obern Brücke beobachtet werden. Die Koordinaten der Aufschlüsse:

Vorkommen nördlich der Brücke: 710,10/95,07

Vorkommen östlich der Brücke: 710,15/94,88

Derselbe Gang bei der alten Brücke: 710,10/94,85

J. BURFORD (1933) erwähnt einen pyritführenden Quarzgang zwischen Pura und Curio mit etwas Antimonit und Zinkblende. Es konnte in diesem Gebiet anlässlich der Bearbeitung weder Antimonit noch Blende gefunden werden. Die Sammlung des Naturhistorischen Museums Basel enthält aber Proben mit den beiden Sulfiden, bezeichnet mit: «Straße Pura–Curio, 50 m östlich Pt. 510» und «100 m südlich Pt. 510, südlich Curio». Diese Fundortsbezeichnungen stimmen überein mit der Lage der Aufschlüsse des Ganges östlich von Val delle Cantine.

Beide Gänge liegen im flaserigen kalifeldspatführenden Biotit-Andesin-Gneis. Der nördliche Gang streicht und fällt mit N 65 E/75–80 N, der östliche mit N 65 E/90. Auf der nördlichen Seite der beiden Gänge (im Hangenden des nördlichen Ganges) findet sich eine Zerrüttungszone von 0,5–1 m Mächtigkeit. Der sonst weitklüftige Gneis wird plötzlich sehr engklüftig; eine Übergangszone fehlt, die Grenze wird durch eine Kluft des ungestörten Gneises gebildet. Innerhalb dieser Zone ist das Streichen und Fallen der S-Flächen einigermaßen erhalten geblieben. Darauf setzt eine Mylonitzone von 5–20 cm Mächtigkeit ein, mit lehmigem Material von feinstverteiltem Erzstaub, schwarz bzw. rostig verfärbt. In dieser Mylonitzone stecken plattige Gangquarzpartien mit Erz. Als Nächstes folgt eine maximal 1 m mächtige Zone mit verquarztem und ausgebleichtem Nebengestein. Diese Zone ist von Gangquarzadern durchsetzt, die ihr Brekziencharakter verleihen. Eine zweite Mylonitzone, ebenfalls Gangquarz und Erz enthaltend, schließt den Gang ab. Es folgt eine 30–50 cm mächtige Zone mit extrem verschiefertem Gneis, der gegen den Gang hin Schleppungsanzeichen zeigt; der südliche Komplex wurde relativ zum Gang gehoben. Diese extrem verschieferte Zone endet abrupt an einer Kluftfläche. Kleinere Mylonitzone schwärmen von der Hauptzone aus ins Nebengestein, wo sie sich entweder verlieren, oder wieder in den Hauptgang einbiegen. Auch sie sind etwas vererzt (Pyrit und Arsenkies), führen aber keinen oder nur sehr wenig Gangquarz. Zu beiden Seiten der Gänge bemerkt man keine Äderung des

Streichens und Fallens der Gneise. Es variiert zwischen N 50–70 E/40 S. Die Existenz einer «Faille de Molgé» (J. BURFORD, 1933) kann also nicht bewiesen werden.

Die beiden vererzten Störungszonen fallen mit einer Klufrichtung zusammen. Mehrere andere, nicht vererzte Mylonitzonen (Spuren von Pyrit und Arsenkies mögen vorhanden sein, Gangquarz fehlt) fallen mit derselben Richtung zusammen. Das zweite Kluftsystern (N 30 W/80 NE–80 SW) weist weder Mylonitzonen noch Erzgänge auf.

Ganginhalt: Serizit: im veränderten Nebengestein

Quarz +++

a) feinkörnig und langstengelig, oft geregelt, silifiziert das Nebengestein

b) grobkörniger, jünger als a

Calcit +

Baryt +

Pyrit +++

a) Idioblasten im veränderten Nebengestein

b) in sehr spärlichen Mengen im Antimonit

Arsenkies ++ Idioblasten im veränderten Nebengestein

Zinkblende + im Nebengestein

Gudmundit ++ im Nebengestein

Magnetkies + im Nebengestein

Antimonit ++

a) im veränderten Nebengestein selten

b) im Gangquarz

Antimon (+) im Antimonit

Kupferkies (+) im Antimonit

Kermesit ++ Umwandlungsprodukt von Antimonit

In silifizierten Nebengesteinspartien mit wechselndem Serizitgehalt treten feinkörniger Pyrit, wolkig oder in Lagen angereichert auf, sowie der etwa gleichzeitig gebildete, aber spärlicher vorhandene Arsenkies zusammen mit Gudmundit, Magnetkies und Zinkblende. Gudmundit ist jünger als Arsenkies und Pyrit. Mengenmäßig tritt er gegenüber Pyrit stark zurück, doch ist er etwas häufiger als Arsenkies. Er bildet radialstrahlige oder büschelige Aggregate und ist stets gut idiomorph. Die Einzelkristalle erreichen eine Länge von etwa 0,05–0,1 mm, die Aggregate 0,15 mm. Diese Gudmunditbüschel haben im Kern oft einen Arsenkieskristall, oder sitzen einem solchen auf. Übernommene Pyriteinschlüsse sind verbreitet, doch im Gegensatz zum stets korrodierten Arsenkies resorbieren sie Pyrit nur sehr selten. Zeigen die größeren Pyritidioblasten Spuren einer Kataklyse, so fehlen solche beim Gudmundit und den jüngeren Sulfiden weitgehend.

Zinkblende konnte nur einmal beobachtet werden, ohne daß Aussagen über ihre zeitliche Stellung gemacht werden können. Sie bildet ein xenomorph buchtiges Aggregat im veränderten Nebengestein mit zahlreichen Pyrit- und Quarzeinschlüssen. Magnetkies ist ebenfalls selten. Er bildet kleine Stengel von der Größe des Gudmundits und führt ebenfalls kleine, übernommene Pyriteinschlüsse. Magnetkies ist älter als Antimonit, der ihn randlich ohne bedeutende Verdrängung umgibt. Teilweise ist Magnetkies auch mit Gangquarz vergesellschaftet, denn kleinere Pyrit-Magnetkies-Pseudomorphen nach Magnetkies finden sich hie und da randlich oder im Innern von größeren Antimonitmassen, die stets im Gangquarz auftreten.

Antimonit tritt in den Quarz-Serizit-Massen kaum selbständig auf, sondern begleitet fast immer den Gudmundit und den Magnetkies, die beide etwas verdrängt werden. Die Hauptmasse des Antimonits ist stets mit dem jüngeren Gangquarz verknüpft. Er bildet idiomorphe, gänzlich unregelmäßige Nadeln in diesem Quarz, die auch unbekümmert um Korngrenzen des Quarzes sich durch mehrere Individuen erstrecken können. Möglicherweise handelt es sich hier um Antimonit, der in freie, erst nachträglich mit Quarz ausgefüllte Hohlräume hineinwachsen konnte. Der größere Teil des Antimonits bildet aber Zwickelfüllungen in diesem Quarz. Die bis zentimeterlangen Aggregate bestehen aus grobkörnigem, millimeterlangen, lamellierten Nadeln. Bald zeigen sie keine Beanspruchung, bald sind sie stark zerknittert und feinlamellar. Eine nennenswerte Verdrängung des Quarzes durch diese Zwickelfüllungen scheint nicht stattgefunden zu haben. Als Einschlüsse führen

sie selten winzige Flitterchen von gediegen Antimon, selten etwas Kupferkies, der in den Verwitterungsprodukten des Antimonits etwas häufiger zu sein scheint, und öfters kleine, kaum ankorrodierte Pyrite, die sehr wahrscheinlich gleichzeitig mit ihrem Wirt gebildet wurden. Zwischen dem frischen Antimonit und dem Antimonoxyd schiebt sich oft eine Zone mit Kermesit dazwischen.

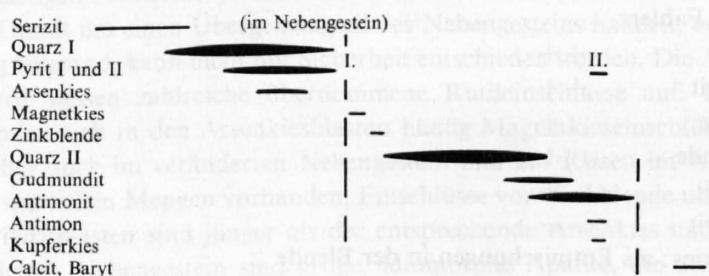
Antimonit wurde hier also zusammen und im Gefolge der Gangquarzbildung ausgeschieden. Vermutlich handelt es sich dabei um die zweite Quarzgeneration.

Calcit und Baryt sind selten. Beide sind jünger als der Quarz II, den sie auf feinen Rissen durchqueren. Gelegentlich werden sie aber durch jüngere Störungszonen wieder versetzt. Ihre gegenseitige Altersstellung konnte nicht ermittelt werden.

Die tektonische Beanspruchung der Gänge ist gering. Lediglich die ältere Pyrit-Arsenkies-Generation zeigt stellenweise intensivere Auswalzungserscheinungen. Die jüngeren Sulfide und die zweite Quarzgeneration sind nur selten von kleinen Mikrotektonisierungszonen etwas beansprucht. Möglicherweise ist der in dieser Beziehung sehr empfindliche Antimonit stellenweise rekristallisiert. Darauf deuten die eher feinkörnigen, normal auslöschenden Partien inmitten grobkörniger beanspruchter. Kleine, freie Quarzdrusen sind in diesen Gängen keine Seltenheit.

Tabelle 8

Ausscheidungsfolge in den Gängen bei Val delle Cantine



5. Miglieglia-Aranno-Novaggio

a) Arsenkies-Fahlerz-Paragenese

(2b)

SE Miglieglia finden sich einige arsenkiesführende Quarzgänge, die sich mindestens teilweise durch einen erhöhten Ag-Au-Gehalt auszeichnen, im Zusammenhang mit dem Auftreten von verschiedenen Sb-Sulfiden; dazu gesellen sich noch etwas Bleiglanz und Zinkblende. Möglicherweise gibt es vier derartige Erzvorkommen. P. KELTERBORN erwähnt u. a. folgende vier benachbarte Vorkommen, ohne auf die Paragenese näher einzugehen.

1. Ein Schurf, Tinevalle genannt, etwa 300 m nördlich des Mte. Pellegrino (Pt. 601,9) folgte einer verquarzten, arsenkiesführenden Zone in NW-Richtung; heute ist er nicht mehr sichtbar.
2. Südlich Miglieglia, auf etwa 680 m Höhe, wurde der Stollen Gattino in NW-Richtung vorgetrieben (Koordinaten: 709,95/97,75); es soll sich um eine schwach vererzte Kluft gehandelt haben. Der Stolleneingang ist jetzt zugeschüttet. Auch dieses Vorkommen konnte nicht untersucht werden.

3. und 4. Am selben Bach wie das zweite Vorkommen befinden sich die Stollen Baglioni und Franz (710,45/97,61 und 710,18/97,59), die wahrscheinlich zwei NW-SE streichende Gänge verfolgt haben. Nach H. FEHLMANN (1919) sind es zwei parallele, seigere Gänge, die etwa N 25 W streichen. Die Gangmächtigkeit variiert zwischen 5–30 cm. Das Untersuchungsmaterial stammt aus dem Naturhistorischen Museum Basel, aus dem Naturhistorischen Museum Bern und von einer kleinen Halde zwischen den beiden Stollen.

Ganginhalt: Serizit: im veränderten Nebengestein

Ankerit: im veränderten Nebengestein

Apatit: im veränderten Nebengestein

Titanit: im veränderten Nebengestein

Rutil: im veränderten Nebengestein

Quarz +++

Ankerit ++

Arsenkies +++

a) Idioblasten im veränderten Nebengestein

b) zusammen mit Gangquarz

c) im Fahlerz

Pyrit ++

a) Xenoblasten im veränderten Nebengestein

b) im Gangquarz zusammen mit Arsenkies

c) im Fahlerz

Fahlerz ++

Jamesonit ++

Bleiglanz +

Zinkblende +

Miargyrit +

Pyrargyrit +

Magnetkies: als Entmischungen in der Blende

Kupferkies

a) als Entmischungen in der Blende

b) im Fahlerz

c) im veränderten Nebengestein

Vallerit: als Entmischungen im Fahlerz

Gold +

Antimon +

Silber: Zerfallsprodukt der Ag-Sb-Sulfide

Bei der Mehrzahl der Proben handelt es sich makroskopisch um eine Arsenkies-Quarz-Paragenese; dazu gesellen sich in einigen Proben isolierte Zinkblende- und Fahlerznester. Gelegentlich macht sich eine undeutlich symmetrische Gangfüllung bemerkbar, indem die an den Sahlbändern zentimeterbreite arsenkiesreiche Zone gegen das Zentrum zu von einer quarzreichen abgelöst wird, in der mehrere Zentimeter große Arsenkies-Quarz-Nester, isolierte Einzelkörner und kleinere, millimeter -bis höchstens zentimetergroße Zinkblende- und Fahlerznester sitzen; Bleiglanz ist makroskopisch nur selten zu erkennen. In relativ fahlerzreichen Proben können auf angeschliffenen Flächen bis millimetergroße Goldflitterchen zusammen mit Fahlerz oder allein im Quarz bereits makroskopisch beobachtet werden. Mehrere Zentimeter große Nebengesteinsbruchstücke, die besonders randlich reichlich mit Arsenkies durchspickt sind, sind in den Gangmassen eher selten. Ankerit ist in den meisten Proben ein untergeordneter Gemengteil, tritt aber in verschiedenen Ausbildungen auf:

1. In Arsenkieslagen parallel verlaufenden millimeter- bis zentimeterbreiten Bändern,
2. in gewissen Bereichen ist Ankerit nesterartig im Quarz verteilt,

3. er bildet sehr schmale und nur über einige Millimeter anhaltende Äderchen, die netzartig miteinander verknüpft sein können,
4. in schmalen, tektonisierten Zonen bildet er relativ langspießige (0,5-1 mm), sternförmig nach allen Richtungen ausstrahlende Individuen, die sich mit Unterbrüchen über größere Bereiche innerhalb solcher Zonen erstrecken.
5. Ankerit in millimeterbreiten Äderchen durchschlägt alle Gangbildungen.

Makroskopisch erkennt man ferner zwei Quarzgenerationen. Die jüngere ist mengenmäßig unbedeutend und beschränkt sich auf millimeterbreite, erlere Adern, die alle Gangbildungen durchqueren. Ihre Stellung zum Ankerit 5 bleibt unklar.

Neben dieser normalen Gangausbildung finden sich auch Proben, in denen der ältere Arsenkies in der Gangmitte sitzt; zu beiden Seiten schließt der Quarz mit den jüngeren Sulfiden an. Solche Arsenkiesstreifen münden jedoch bald wieder in das Salband.

H. HUTTENLOCHER (1934) gibt eine kurze erzmikroskopische Beschreibung des Ganges. Wie er bereits erkannt hat, sind sie die mineralogisch interessantesten Vorkommen des Malcantone. Er erwähnt das reichliche Auftreten von Wismutglanz. Im Verlauf der Untersuchung wurde aber festgestellt, daß es sich dabei um Jamesonit handelt.

Alle Vorkommen liegen im Muskowit-Plagioklas-Gneis. Die hydrothermale Umwandlung des Nebengesteins ist die übliche. In einer äußern Zone fand eine intensive Ankeritisierung statt, in einer innern eine Serizitisierung und schließlich eine Silifizierung. In den beiden äußern Umwandlungsbereichen kam es lokal zur Bildung von skelettartigen Pseudomorphosen von Rutil nach Titanit mit reliktschem Titanit in den Zwickeln. Ob es sich beim Titanit um einen Übergemengteil des Nebengesteins handelt, oder ob er in einer frühen Phase der Gangbildung entstand, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die Arsenkiesidioblasten und der xenoblastische Pyrit weisen zahlreiche übernommene Rutileinschlüsse auf. Neben weiteren Nebengesteinseinschlüssen finden sich in den Arsenkiesblasten häufig Magnetkieseinschlüsse, hie und da begleitet von Kupferkies, der aber auch im veränderten Nebengestein und auf Rissen im Arsenkies auftreten kann. Beide sind aber nur in spärlichen Mengen vorhanden. Einschlüsse von Zinkblende und Fahlerz sind in diesem Arsenkies selten. Die Pyritblasten sind jünger als der entsprechende Arsenkies und bedeutend weniger gut idiomorph. Im veränderten Nebengestein sind große, idiomorphe Apatite, die als Neubildungen gedeutet werden, eher selten.

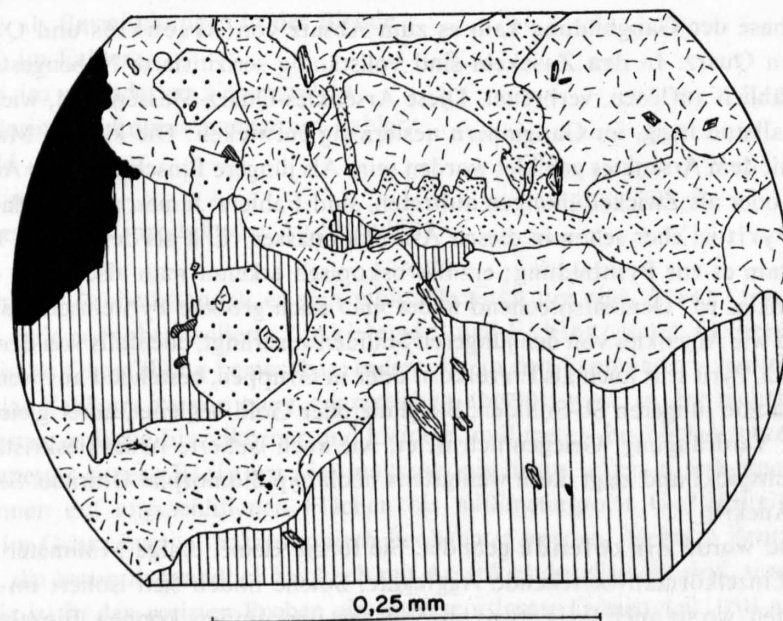
In einer ersten Phase der Gangbildung kam es zum Absatz von Arsenkies und Quarz. Arsenkies ist stets idiomorph gegen Quarz. In den Zwickeln sind vollständig serizitisierte Nebengesteinsrelikte, die sich gegen Quarz zu allmählich auflösen, verbreitet. Diese Arsenkies-Quarz-Massen sind, wie bereits erwähnt, in der Nähe oder am Salband lagig, im Ganginnern nesterartig entwickelt. Die kleinen Magnetkieseinschlüsse dürften gleichzeitig mit dem Arsenkies gebildet worden sein. Als jüngere Einschlüsse, die Arsenkies verdrängen und auch auf Rissen oder als Zwickelfüllungen auftreten, sind Fahlerz, Jamesonit, Bleiglanz, Zinkblende und Gold zu erwähnen. Pyrit ist eher selten in diesen Arsenkiesmassen. Erst als der größte Teil des Arsenkieses ausgeschieden war, kam es zur Pyritbildung; erzmikroskopisch erkennt man also Pyrit, der bald älter, bald auch jünger als Arsenkies ist. Dementsprechend findet man auch größere Pyriteinschlüsse im Arsenkies und umgekehrt. Pyrit wird wie Arsenkies von den jüngeren Sulfiden verdrängt, ebenfalls von den Ag-Sb-Mineralien, die im Arsenkies fehlen. Pyrit tritt auch als Einzelkorn oder in Gruppen, bestehend aus wenigen Individuen, im Quarz auf, hie und da von jüngeren Sb-Sulfiden, Bleiglanz oder Gold begleitet, unter gleichzeitiger mehr oder weniger ausgeprägter Verdrängung. Gelegentlich ist er, wie auch isolierte Arsenkieskristalle, stark von idiomorphem Quarz durchspickt und zeigt dann wenigstens noch hypidiomorphe Umrisse. Selten bildet er kleine isolierte Körner im Anekrit.

Als nächstes Sulfid wurde Zinkblende gebildet. Sie formt kleine, einige Millimeter bis höchstens 1 cm große, aus wenigen Einzelkörnern bestehende Aggregate. Solche finden sich isoliert im Gangquarz oder in arsenkiesreichen Partien, wo sie auch lagig etwas angereichert vorkommen können. Einzelne Nester werden hie und da von Arsenkies umkrustet, d. h. die Arsenkiesbildung hat in abgeschwächter Intensität die Hauptbildungsperiode der Blende überdauert. Besonders im Korninnern zeigt sie oft geregelte Entmischungen von Magnetkies und häufiger von reichlich Kupferkies. Diese sind älter als die nachträgliche Durchädern und Verdrängung der Zinkblende längs kristallographischen Richtungen durch Bleiglanz, Fahlerz und Jamesonit

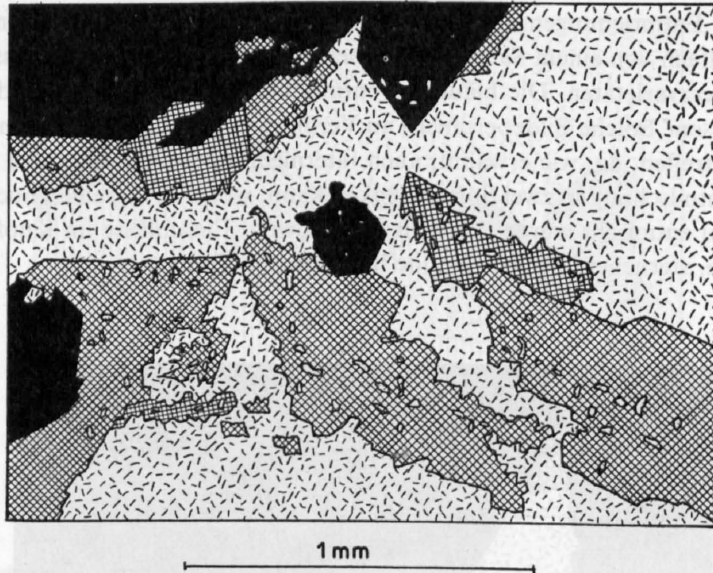
und älter als die Resorption der Blende durch Quarz. Fahlerzäderchen durchqueren solche Entmischungskörperchen, selten haben sie diese übernommen. Quarz bildet in der Blende hypidiomorphe bis idiomorphe Einzelkörner. Man beobachtet auch Quarzäderchen, die oft zu hypidiomorphen Individuen führen. Gelegentlich führt der Quarz noch reliktsche Zinkblendetropfen, die einen zu ihrem Ausmaß noch ungewöhnlich großen Kupferkiesentmischungskörper führen können (etwa gleich viel Kupferkies wie Zinkblende). Die idiomorphen Quarzeinschlüsse werden randlich oft von Bleiglanz oder Fahlerz begleitet, welche die Zinkblende verdrängen. Die Verdrängung der Blende durch Ankerit ist unbedeutend. Im Gefolge einer späteren, sehr schwachen Tektonisierung wurden die Risse der Zinkblende von jüngerem Ankerit und Quarz verheilt, diesmal aber ohne die Blende zu verdrängen. Die Ätzung der Zinkblende zeigt, daß die spärlichen Zwillingslamellen höchstens schwach verbogen sind. Sie zeigt auch im Dünnschliff keinen Zonarbau und ist optisch isotrop. Sie gleicht also der grobkörnigen Zinkblende von Astano. Nach deren Bildung kam es nur noch in sehr bescheidenem Ausmaß zum Absatz von Zinkblende. Sie findet sich als skelettartig hypidiomorphe, 0,1–0,2 mm große Einschlüsse im Fahlerz, als Einschlüsse im Pyrit, der girlandenartige Kränze um Fahlerzaggregate bildet, als kleine, oft zonar angeordnete Tropfen im Quarz und selten als winzige Einschlüsse im Ankerit, hie und da zusammen mit Fahlerz.

Nachdem die Hauptmasse der Zinkblende gebildet war, wurde Ankerit ausgeschieden, der jetzt aber weitgehend von Quarz verdrängt ist, so daß nur noch reliktsche Karbonatnester und über kurze Distanz anhaltende Karbonatzüge erhalten sind (Ankerit 1, 2 und 3 der makroskopischen Beschreibung, Seite 48). Der den Ankerit verdrängenden Quarz (Figur 11) ist bedeutend grobkörniger als der früher in der Arsenkiesphase gebildete, und erreicht oft 0,5–2 mm Länge. Es kam zur Bildung von kleinen Drusen, die mit den nachfolgenden Sulfiden (Fahlerz, Jamesonit, Miargyrit usw.) ausgefüllt wurden, sofern diese keine Gelegenheit hatten, Ankerit zu verdrängen. Selten sind kleine, unausgefüllte Drusen erhalten.

Außer dem bereits erwähnten Auftreten von Fahlerz als Zwickelfüllungen im Arsenkies, als Verdränger von Arsenkies, Pyrit und Zinkblende bildet es, unregelmäßig verteilt, millimetergroße Massen im Quarz und Ankerit. Es handelt sich um ein Cu-Ag-Fe-Zn-Sb-Fahlerz ohne As. Als Spurenelemente treten vor allem Sn und etwas Bi und Ga auf. Mikroskopisch kann man in größeren Körnern oft zwei Varietäten feststellen, eine bräunliche, dunklere ohne Entmischungen und eine hellere, bläulichgraue mit zahlreichen Entmischungen von Kupferkies, hie und da von etwas Vallerit begleitet, der aber auch selbständig im Fahlerz auftreten



Figur 10. Miglieglia. Schwarz: Quarz; ohne Signatur: Gold; punktiert: Pyrit; senkrecht schraffiert: Miargyrit; schräg schraffiert: Pyrrhotit; gestrichelt: Fahlerz ohne Entmischungen; gestrichelt-punktiert: Fahlerz mit Kupferkiesentmischungen; parallel gestrichelt: Jamesonit. Fahlerz verdrängt Pyrit. Miargyrit verdrängt Fahlerz, wie die Verteilung der Bereiche mit und ohne Kupferkiesentmischungen zeigt.



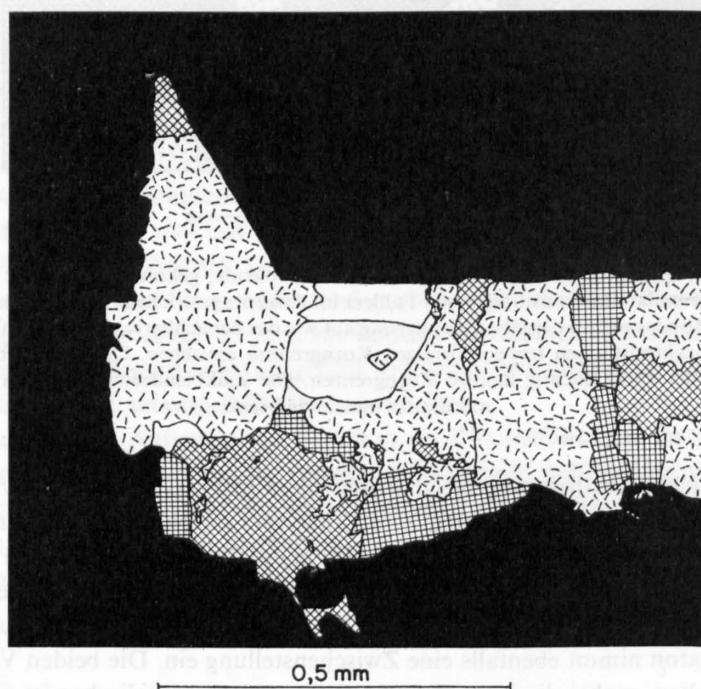
Figur 11. Miglieglia. Schwarz: Quarz; weiße Einschlüsse im Quarz: Zinkblende; gekreuzt schraffiert: Ankerit; weiße Einschlüsse im Ankerit: scheinbare intragranulare Interpositionen von Fahlerz im Ankerit; gestrichelt: Fahlerz. Quarz verdrängt Ankerit. Die drei Ankeritkörner im Quarz (oben) weisen dieselbe Orientierung auf wie das benachbarte untere Korn. Fahlerz verdrängt Ankerit ausgezeichnet, wobei die charakteristischen treppenförmigen Korngrenzen entstehen. Quarz wird bedeutend weniger gut von Fahlerz verdrängt; es entstehen dabei buchtig lappige Korngrenzen. Die Zinkblendeinschlüsse im Quarz dürften gleichzeitig mit diesem entstanden sein.

kann, und einem noch nicht identifizierten, bleiglanzähnlichen Mineral (Figur 10). Wie Untersuchungen mit der Mikroelektronensonde (electron microprobe X-ray analyzer) zeigen, unterscheiden sich die beiden Varietäten nur wenig: der Sb-Gehalt ist derselbe, Cu ist in der bläulichen Varietät weniger vorhanden, dafür sind die Fe- und Ag-Gehalte etwas höher. Verbreiteter als diese Extremfälle sind aber intermediäre Glieder, d. h. Varietäten mit wenig oder überhaupt keinen Kupferkiesentmischungen. Diese zeigen auch mittleres Reflexionsvermögen, und der Reflexton nimmt ebenfalls eine Zwischenstellung ein. Die beiden Varietäten unterscheiden sich auch im Polierverhalten, wobei die bräunliche Varietät schlechter polierbar ist als die bläuliche. Ferner unterscheiden sich die wenig entmischten Fahlerzsorten durch ihr rasches Anlaufen an Luft. Kleine Fahlerz-



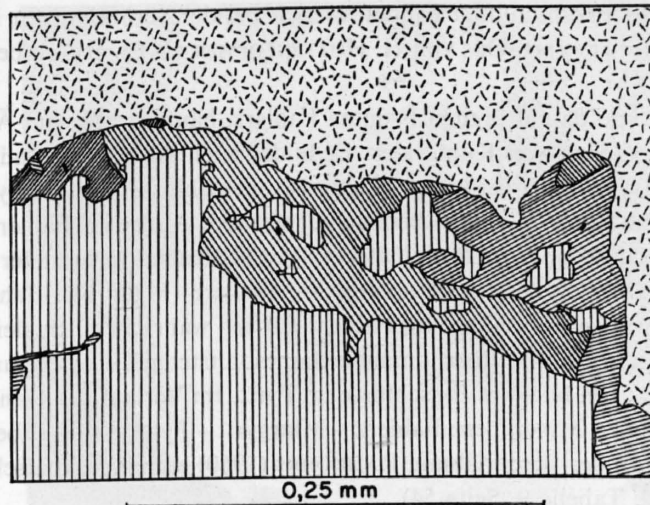
Figur 12. Miglieglia. 80 \times . Weiß: Arsenkies und Pyrit; hellgrau: Jamesonit; schwarz: Quarz und Ankerit. Eine größere, etwas kataklastische Arsenkies-Quarz-Masse mit wenig Pyrit wird gegen das Gangzentrum von Jamesonit begleitet, der vor allem im Ankerit sitzt. Quarz ist ziemlich frei von Jamesoniteinschlüssen.

körner sind oft frei von Entmischungen und auch sonst arm an weiteren Einschlüssen. Größere Partien mit Entmischungen sind vielfach von einem Saum homogenen Fahlerzes umgeben. Interessant sind die Verwachsungen der beiden Fahlerzvarietäten. Die bläuliche, entmischte Varietät durchädert das homogene Fahlerz, oder bildet Nester in diesem. Solche Bilder erinnern an Verdrängungen, doch dürfte eine solche Interpretation in diesem Fall kaum zutreffen, da, wie erwähnt, auch intermediäre Fahlerzvarietäten auftreten, so daß man eher an eine teilweise Entmischung in zwei Sorten denken kann, wobei in der einen noch Kupferkies, Vallerit und ein weiteres Mineral entmischt wurde. Vallerit kann sowohl Einschlüsse im Kupferkies bilden, als auch als größere, selbständige, sternchenförmige Gebilde im Fahlerz auftreten.



Figur 13. Miglieglia. Schwarz: Quarz; gekreuzt schraffiert: Ankerit; gestrichelt: Fahlerz; weiß: Miargyrit. Fahlerz und Miargyrit verdrängen Ankerit, während Quarz nur schlecht von Fahlerz verdrängt wird.

Weitere Einschlüsse im Fahlerz sind: Bleiglanz, Jamesonit, Antimon, Gold, Arsenkies, Pyrit, Zinkblende. Am verbreitetsten ist Jamesonit (vgl. Seite 53). Bleiglanz ist ebenfalls häufig. Die größeren länglichen, seltener rhomboedrischen Körner sind besonders in der Nachbarschaft von Jamesonit zu finden und können, sofern man die Anisotropieeffekte nicht beachtet, mit ihnen verwechselt werden. Wahrscheinlich handelt es sich um verdrängten Jamesonit. Teilweise wenigstens räumlich unabhängig von diesen, sind kleinere Bleiglanzeinschlüsse von der Größe der Kupferkiesentmischungen. Sie treten vor allem in einigermaßen kupferkiesreichen Fahlerzpartien auf. Ob ein Zusammenhang mit den bleiglanzähnlichen, kleineren Entmischungskörperchen besteht, ist noch ungewiß. Antimon ist nicht sehr verbreitet. Es bildet in den intermediären Fahlerzvarietäten kleinere Aggregate. Neben kleinen, regellos verteilten Goldkörnchen treten größere, hie und da makroskopisch bereits erkennbare, randlich um Fahlerz auf und verdrängen dieses (Figur 15). Pyrit und Arsenkies finden sich als ältere, übernommene Relikte, die von Fahlerz korrodiert und verdrängt werden, wobei der Pyrit häufig girlandenförmig im Fahlerz herum angereichert ist. Daneben treten auch kleinere, idiomorphe Einschlüsse der beiden Sulfide im Innern von Fahlerzpartien auf, die offenbar gleichzeitig mit ihm gebildet wurden, analog den Pyrit- und Arsenkieseinschlüssen in der Zinkblende von Astano. Die Blende bildet kleine Einschlüsse und zeigt starke Verdrängungserscheinungen durch Fahlerz bzw. ist skelettartig in diesem entwickelt. Mit dem Absatz von Fahlerz war auch die Bildung von Pyrit, Arsenkies und Zinkblende endgültig beendet.



Figur 14. Miglieglia. Gestrichelt: Fahlerz; senkrecht schraffiert: Miargyrit; schräg schraffiert: Pyrrargyrit. Miargyrit wird von Pyrrargyrit verdrängt. Die Miargyritrelikte im Pyrrargyrit weisen alle dieselbe optische Orientierung auf wie das große untere Korn.

Die Verdrängungsbilder von Fahlerz im Ankerit sind sehr typisch mit ihrem treppenförmigen Verlauf der Korngrenzen, die die Rhomboederformen des Karbonates widerspiegeln (Figur 11). Quarz wurde von Fahlerz bedeutend weniger intensiv verdrängt. Die Korngrenzen sind buchtig-lappig. Apophysen von Fahlerz dringen längs Korngrenzen zwischen die Quarze. Gelegentlich beobachtet man eigenartige Verdrängungsbilder an beidseitig von Fahlerz umgebenen Quarzen, dessen eine Seite nicht angegriffen wurde, dessen andere Seite hingegen von parallelen, schlauchförmigen Gebilden von Fahlerz bis zu einer gewissen Tiefe hin durchsetzt ist. An und für sich sind solche Verwachsungsbilder nicht eindeutig zu interpretieren, doch die entscheidend für eine Verdrängung des Quarzes durch Fahlerz sprechende Tatsache ist die, daß bei derartigen Fällen Fahlerz fast stets einen homogenen, einschlußfreien Saum gegen Quarz aufweist.

Jamesonit ist neben Fahlerz das verbreitetste Sb-Sulfid. Die erzmikroskopische Diagnose wurde durch eine Pulveraufnahme bestätigt. In fahlerzarmen bis -freien Partien bildet er kleine Nadeln, welche besonders den Ankerit verdrängen. Auch Nester an Korngrenzen von Quarz treten auf (Figur 12). Das Vorkommen in Arsenkiesmassen und in der Blende wurde bereits erwähnt. Zur Hauptsache bildet Jamesonit Einschlüsse im Fahlerz, in dem er isolierte, idiomorphe Nadeln bis 1 mm Länge bildet oder in parallel struierten Büscheln auftritt, so daß Fahlerz öfters nur noch als größere Zwickelfüllung vorhanden ist. Solche Aggregate ragen gelegentlich noch in den Quarz hinein. Anzeichen von Verdrängungen des Fahlerzes durch Jamesonit fehlen. Vermutlich ist Jamesonit zum größeren Teil auf Quarz sitzend in freie Hohlräume gewachsen, die anschließend von Fahlerz aufgefüllt wurden. Ein kleinerer Teil hat Ankerit verdrängt und wurde vom Fahlerz, das ebenfalls Karbonat resorbiert, übernommen. Die Jamesonitnadeln im Ankerit sind bedeutend kleiner als die in einstigen Drusen gewachsenen. Jamesonit ist stets frei von Einschlüssen, ist aber selbst als Einschluß in den Ag-Sb-Mineralien und im Bleiglanz verbreitet, selten hingegen im Gold. Die Einschlüsse im Bleiglanz sind stets sehr klein, und es konnte hier keine Verdrängung des Jamesonits beobachtet werden, im Unterschied zu den Beobachtungen im Fahlerz, wo der stengelige Bleiglanz mit rhomboedrischen Querschnitten als verdrängter Jamesonit gedeutet wird.

Bleiglanz begleitet hie und da in größeren, selbständigen Mengen Zinkblende. Wie überall verdrängt er auch hier das Karbonat und die älteren Sulfide (Arsenkies, Pyrit, Zinkblende, Fahlerz) ausgezeichnet, den Quarz dagegen nur schlecht, so daß er in Quarzpartien meist als Intergranularfilm ausgebildet ist. Außer den winzigen, kommaförmigen Jamesoniteinschlüssen führt er keine weiteren Einschlüsse. Er fehlt in den größeren Jamesonitindividuen, in den Ag-Sb-Sulfiden, und im Gold ist er nur in sehr spärlichen Mengen zusammen mit etwas Jamesonit als übernommene Einschlüsse vertreten. Selten führt er Serizitschüppchen als Einschlüsse.

Die Ag-Sb-Sulfide. Es treten zwei erzmikroskopisch nicht eindeutig identifizierte Ag-Sb-Sulfide auf. Eine Untersuchung mit der Elektronensonde ergab die Anwesenheit von Ag, Sb und S als Hauptelemente. Als Spurenelement ist Sn in etwas erhöhter Konzentration als im Fahlerz vorhanden. Auf Grund von Pulver-

aufnahmen von Material aus Erzanschliffen handelt es sich bei der verbreiteteren Komponente um Miargyrit, bei der andern um Pyrargyrit. Das von H. HUTTENLOCHER als Pyrargyrit bezeichnete Mineral dürfte der Miargyrit gewesen sein.

Pyrargyrit verdrängt hie und da auf breiten Fronten Fahlerz, häufiger aber auf Äderchen und übernimmt dabei die Entmischungskörperchen von Kupferkies. Er bildet auch Aggregate randlich oder im Innern von Miargyrit, den er stellenweise deutlich verdrängt (Figur 14). Einschlüsse sind im Pyrargyrit sehr selten; nur Jamesonit und Goldkörnchen konnten in ihm beobachtet werden. Außer im Fahlerz finden sich Pyrargyrit-einschlüsse als jüngere Verdränger noch im Pyrit. Miargyrit ist bedeutend verbreiteter als Pyrargyrit und bildet größere, den Ankerit verdrängende Aggregate analog wie Fahlerz (Figur 13). Fahlerz wird von Miargyrit kaum resorbiert; die nesterartigen Einschlüsse im Fahlerz dürften wahrscheinlich gleichzeitig gebildet worden sein. Als Einschlüsse im Miargyrit sind übernommene Jamesonitstengel, Fahlerz und kleine Goldkörnchen lokal wenigstens verbreitet. Selten bildet er Einschlüsse im Pyrit. Im Verlauf der Gangfüllung kam es also zur Bildung von immer Ag-reicheren Mineralien: Fahlerz – Miargyrit – Pyrargyrit – silberreiches Gold.

Am Miargyrit konnten von der Beschreibung RAMDOHR (1960) erzmikroskopisch abweichende Beobachtungen gemacht werden (vgl. Tabelle 9, Seite 54).

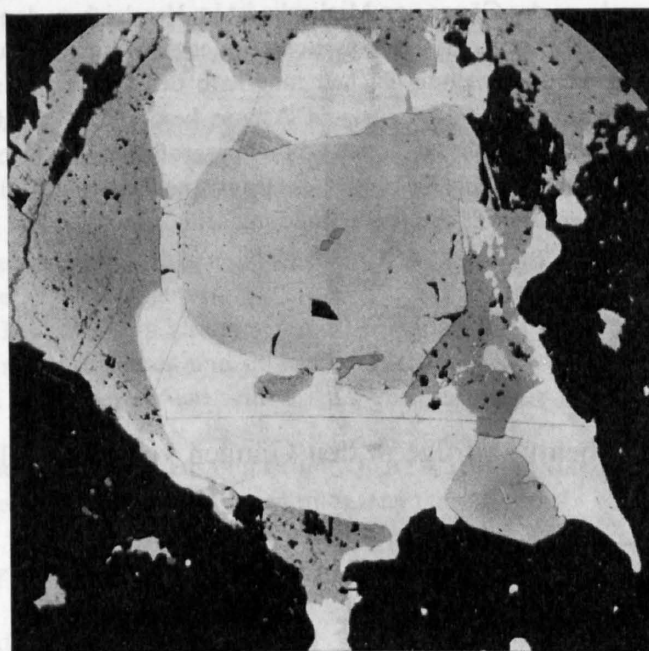
Gold tritt in allen Sulfiden als Einschluß auf, außer in Zinkblende, Bleiglanz und Jamesonit. Neben diesen unbedeutenden Mengen bildet es aber größere Körner randlich von Fahlerz oder selbständig in Gangart, die beide von ihm verdrängt werden (Figur 10, 15). Auch in tektonisch beanspruchten, arsenkiesreichen Partien umhüllt es gelegentlich Arsenkies, ohne ihn aber zu verdrängen. Größere Körner enthalten kleine Einschlüsse von übernommenem Arsenkies, Jamesonit, Fahlerz und Bleiglanz. (Vgl. Abschnitt über Gold, Seite 101.)

Tabelle 9

Erzmikroskopische Beschreibung von Miargyrit und Pyrargyrit

	Miargyrit nach RAMDOHR (1960)	eigene Beobachtungen	Pyrargyrit nach RAMDOHR (1960)	eigene Beobachtungen
Reflexion	weiß, ähnlich Bleiglanz	in Dunkelstellung gegen Fahlerz mit deutlichem Blaustich; in Hellstellung etwa derselbe Farbton (hellgrau-braun)	weiß mit graublauem Unterton	gegen Fahlerz und Miargyrit stets mit deutlichem Blaustich
Reflexionspleochroismus .	abhängig von Schnittlage, sehr schwach bis deutlich	deutlich	deutlich	schwächer als bei Miargyrit
Anisotropieeffekte bei + Nicols	hoch, ohne ausgeprägte Farben; in unorientierten Schnitten keine scharfe Dunkelstellung	hoch; Farben tiefblau- ledergelb; stets scharfe Dunkelstellung; alte Schleifkratzer werden deutlich sichtbar; in Öl fehlen gelbliche Farben	stark; in Luft besser erkennbar als in Öl, da in Öl die IR stören	in Luft schwächer als beim Miargyrit; in Öl stören die IR
Innenreflexe	in Luft selten bei + Nicols	in Luft verbreitet, stören aber die Anisotropieeffekte nicht	sehr zahlreich	häufiger als beim Miargyrit
Reflexionsmessungen mit dem Leitz-Mikroskop-Photometer MPE:				
Miargyrit	Pyrargyrit	Fahlerz		Jamesonit
29–39%	29–32%	bräunliche Varietät 30%	bläuliche Varietät 33,5%	36–46%

Die Reflexionsmessungen wurden mit einem Grünfilter ausgeführt, dessen maximale Durchlässigkeit bei 515 μm liegt; die Halbwertsbreite beträgt etwa 50 μm . Als Standard diente ein Pyrit von Rio Marina (Elba) mit dem Reflexionsvermögen von 54,5%.



Figur 15. Miglieglia. 70 \times . Weiß: Gold; hellgrau: Pyrit; mittleres Grau: Jamesonit; dunkleres Grau: Fahlerz. Gangarten auf der unteren, linken Bildhälfte: Quarz; auf der rechten Bildhälfte: Ankerit. Gold verdrängt vor allem Pyrit, Fahlerz und Ankerit. Im Quarz einige kleine Zinkblendeinschlüsse (Spur heller als Quarz).

Teilanalysen des Erzes von Miglieglia

Von den goldreichen Proben (insgesamt wurde etwa 3 kg Material gesammelt) wurden quantitative Röntgenfluoreszenzanalysen der Schwermetalle ausgeführt. Von etwa 100 g pulverisiertem Material wurden vier Bestimmungen an je 0,5 g ausgeführt. Als Standard dienten Mischungen von Quarz, synthetischem Bleiglanz, Zinkblende und Silberglanz, natürlichem Kupferkies, Antimonit und Arsenkies. Als interner Standard wurde In_2O_3 beigegeben. Eine Ag-Au-Analyse wurde an 600 g Probematerial von der Firma Paul Dubois, Paris, ausgeführt. Weitere Ag-Au-Analysen wurden freundlicherweise von der Mines de Costano S. A. zur Verfügung gestellt (z. T. sind sie in J. BURFORD [1933] bereits publiziert worden). Eine Zusammenstellung von Au-Ag-Analysen von Erzen aus dem Malcantone findet sich Seite 102.

Schwermetallanalyse der Au-reichen Probe:

(in Gew.%)

Sb	0,43	0,48	0,47	0,47
Zn	0,13	0,12	0,14	0,12
Cu	0,55	0,56	0,56	0,56
Ag	2,53	2,43	2,54	2,52
Pb	0,36	0,33	0,35	0,36
As	5,58	5,23	5,42	6,60
Fe	4,04	4,16	3,71	4,05

Au-Ag-Gehalte in ppm:

Au	226*	8,7	5,1	0,7	1,0	12**	80***
Ag	13750	41,0	25,0	n. d.	n. d.	38	5000

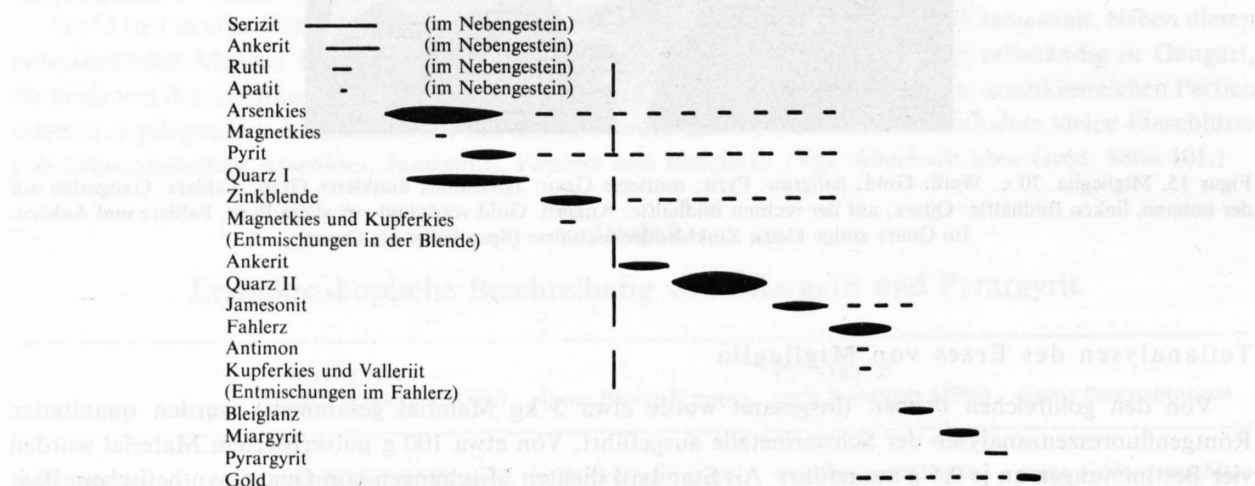
As: 27%

* Au-reiche Probe; ** J. BURFORD, 1933; *** H. FEHLMANN, 1919; n. d.: nicht nachweisbar.

Die tektonische Beanspruchung der Gänge von Miglieglia ist im Vergleich zu den benachbarten Antimonit- und Zinkblendegängen etwas stärker gewesen. Neben seltenen, quer zum Gang verlaufenden Rutschharnischen bemerkt man auch millimeterbreite Bewegungsflächen innerhalb der Quarz-Arsenkies-Massen, die mikroskopisch analoge Bilder erzeugten, wie sie bereits von Astano beschrieben wurden. Die jüngeren Sulfide zementieren Arsenkies. Da innerhalb solcher Zonen millimetergroße unversehrte Ankerite auftreten (vgl. Seite 49) und da die jüngeren Sb-Sulfide nie Spuren einer Beanspruchung zeigen, dürften solche Bewegungszonen jünger als Zinkblende, aber älter als die Ankeritbildung sein.

Tabelle 10

Ausscheidungsfolge in den Gängen von Miglieglia



b) Ankerit-Quarz-Baryt-Sulfid-Paragenese

(2c)

Am Zusammenfluß der Vinera und der Magliasina, bei Ponte Aranno, befindet sich ein N 30 W/70 N verlaufender Gang, der aus einem Netzwerk von Quarz-Baryt-Ankerit-Äderchen mit Sulfiden und sulfidfreien Ankeritadern in verändertem Nebengestein besteht. Die Gesamtmächtigkeit des Ganges beträgt maximal etwa 4 m. Etwa 50 m vor der Brücke von Novaggio herkommend befand sich unterhalb des Fußweges ein Stollen, dessen Eingang jetzt aber zugestürzt ist. Folgt man der Vinera gegen Westen, so findet man den bei der Brücke nur schlecht aufgeschlossenen Gang auf der rechten Seite wieder. Darauf kreuzt er den Bach und zieht am linken Hang hinauf, wo er auf eine Distanz von etwa 70 m verfolgt werden kann, bevor er unter der Vegetation verschwindet.

Das Nebengestein ist der kalifeldspatführende Biotit-Andesin-Gneis der Sta.-Maria-Cervello-Scholle, die dort in die Mte.-Mondini-Scholle übergeht. Einige schmale Paragneiszüge sind in die N-S streichenden und steil gegen E fallenden Biotitgneise eingelagert. Auch dieser Gang ist ebenso wie die Zinkblendegänge von Aranno nicht an eine Störungszone von irgendwelcher Bedeutung gebunden. P. Kelterborn erwähnt, daß das Vorkommen von Ponte Aranno einer N 40 W streichenden Kluft entspricht.

Ganginhalt: Serizit: im veränderten Nebengestein

Serizit ++ zusammen mit Quarz I

Quarz I +++

a) silifiziert das Nebengestein

b) als Gangquarz zusammen mit Magnetkies, Kupferkies und Pyrit

Quarz II +++ als Gangquarz zusammen mit Ankerit II, Sulfiden und Baryt

Ankerit I +++

a) ankeritisiert das Nebengestein

b) bildet erzleere Adern

Ankerit II ++ zusammen mit Gangquarz II

Anatas: im serizitisierten und silifizierten Nebengestein

Rutil: im serizitisierten und silifizierten Nebengestein

Hämatit: im Rutil

Magnetkies + zusammen mit Quarz I, jetzt in Markasit und Pyrit umgewandelt

Kupferkies I + zusammen mit Gangquarz I

Pyrit I + zusammen mit Gangquarz I

Kupferkies II ++ im Quarz II

Bleiglanz ++ im Quarz II

Zinkblende ++ im Quarz II

Fahlerz + im Bleiglanz

Bournonit + im Bleiglanz

Pyrit II + im Quarz II

Markasit + im Quarz II

Sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch können drei Gangphasen unterschieden werden. In einer ersten Phase kam es zum Aufreißen des Ganges, möglicherweise zu einer wenig ausgeprägten Brekzienbildung. Das Nebengestein wurde serizitisiert und die Risse wurden mit Quarz I ohne nennenswerte Silifizierung des Nebengesteins gefüllt. Die nicht besonders intensive Serizitisierung erfaßte den Plagioklas, während Kalifeldspat auch in unmittelbarer Gangnähe keine mikroskopischen Veränderungen gegenüber Kalifeldspat aus frischen Gneispartien zeigt. Eine Mikroklingitterung ist nur undeutlich zu erkennen. Meist löscht er flammig aus. Reliktische Plagioklaseinschlüsse sind frisch, auch wenn benachbarte gänzlich serizitisiert sind. Quarz- und jüngere Ankeritäderchen durchziehen den Kalifeldspat teilweise unter merklicher Verdrängung. Biotit wurde in einen muskowitzähnlichen Glimmer umgewandelt unter gleichzeitiger Ausscheidung von Rutilnadeln. Apatit wurde auch in unmittelbarer Gangnähe nicht zerstört.

In der ersten Phase kam es zur Bildung von eigentlichen Serizitadern, die eine nachträgliche Verquarzung erkennen lassen. Man findet alle Übergänge von einschlußfreiem Quarz über solchen mit Seriziteinschlüssen zu Partien, die vollständig erfüllt von Serizitschüppchen sind. Erst bei gekreuzten Nicols erkennt man noch ein Quarzpflaster. Schließlich gehen auch diese über zu reinen Serizitmassen. In derartigen Serizit-Quarz-I-Massen und auch in serizitisierten Nebengesteinspartien finden sich in sehr spärlichen Mengen Rutil, entstanden bei der Umwandlung des Biotites, und neugebildeter, idiomorpher Anatas. Diese erste Quarzgeneration ist arm an Sulfiden. Sie enthält in Nestern etwas angereichert millimetergroße, büschelige Magnetkies tafeln, die jetzt vollständig in Pyrit und Markasit umgewandelt sind. Randlich werden sie von etwas jüngerem, idioblastisch gewachsenem Pyrit und sehr wenig Kupferkies begleitet.

In der zweiten Phase wurde der Gang erneut aufgerissen, und es kam diesmal zu einer ausgeprägten Brekzienbildung. Die Nebengesteinskomponenten werden von mehreren Zentimeter breiten Adern von grobkörnigem, erzleerem Ankerit verkittet. Dieser Ankerit I ist auch für die Karbonatisierung des Nebengesteins verantwortlich.

In einer dritten Phase riß der Gang erneut auf, und es bildete sich zuerst feinkörniger Ankerit, der in freie Hohlräume hineinwachsend zierliche, tafelige, z. T. gekrümmte Gebilde formte. Im Schnitt erinnern ihre Zeichnungen an stilisierte Tannen oder skelettartig entwickelte Eisblumen.

Daneben gibt es auch mehrere Zentimeter große, unvollkommen entwickelte rhomboederartige Gebilde, die aus einem mittel- bis feinkörnigen Ankeritaggregat bestehen und die von Quarz II und Baryt ausgefüllt

werden, ohne aber den Ankerit nennenswert zu verdrängen. Baryt ist die jüngste Gangbildung, doch ist die Stellung zum seltenen Calcit unklar, der als jüngste, millimeterbreite Rißfüllungen auftritt und nicht mit der Gangbildung im Zusammenhang zu stehen braucht.

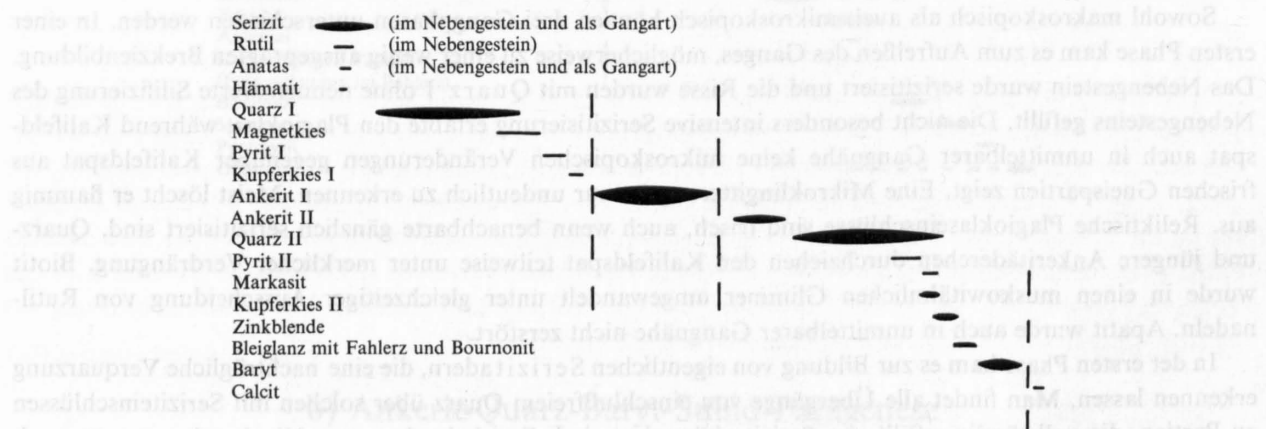
Sämtliche Sulfide wurden zusammen mit dem Quarz II gebildet. Ihre gegenseitige Altersstellung kann aber nicht immer ermittelt werden, da sie meist isolierte, millimetergroße Nester bildet. Der seltene Pyrit II und der primäre Markasit sind wahrscheinlich Erstausscheidungen. Ein Teil des Kupferkieses dürfte älter als Zinkblende sein, die sehr ähnlich derjenigen von Aranno ist, aber einen noch geringeren Fe-Gehalt aufweist (vgl. Abschnitt über Zinkblende, Seite 99). Ein Teil des Kupferkieses ist mit Bleiglanz vergesellschaftet, der zu den jüngsten Sulfiden gehört. Kupferkies ist diesmal nicht mit Pyrit vergesellschaftet wie in den übrigen Kupferkies-Pyrit-Vorkommen des Malcantone. Gewisse Partien zeigen die erwähnte Oleanderblatt-Zwillings-Lamellierung neben der oft leicht verbogenen, intensiven Feinlamellierung (Figur 27). Der Bleiglanz ist arm an Einschlüssen; gelegentlich führt er etwas Fahlerz und Bournonit. Oft sitzt er mit etwas Kupferkies im Kern auf Drusen des Quarzes II, welche in unbeanspruchten Gangpartien verbreitet sind.

Die im Verhältnis zur Gangartmenge sehr bescheidene Sulfidföhrung ist nie an Ankerit gebunden. Wahrscheinlich war der Ankerit II zur Zeit der Sulfidbildung bereits derart von Quarz II umhüllt, daß er nicht mehr in Kontakt mit den Sulfiden treten konnte.

Die mechanische Beanspruchung des Ganges ist gering. Nur an einer Stelle des Aufschlusses bemerkt man intensivere Bewegungserscheinungen. Der Quarz zeigt hier undulöse Auslöschung und Mörtelquarzbildung.

Tabelle 11

Ausscheidungsfolge des Ganges bei Ponte Aranno



c) Antimonit- und Jamesonit-Paragenese

2d)

Im Dreieck Novaggio-Aranno-Migliaglia finden sich sowohl Antimonit- als auch Jamesonitgänge, in denen weitere Sulfide nur in ganz untergeordneten Mengen auftreten. Im Unterschied zu den Vorkommen in der Umgebung von Val delle Cantine (vgl. Seite 45), fehlt hier die ältere Pyrit-Arsenkies-Generation. Mineralogisch gesehen zeigen sie ferner Beziehungen zu den Arsenkies-Quarz-Gängen SE Migliaglia, welche neben Fahlerz Jamesonit als wichtigstes Sb-Sulfid führen und zu den Zinkblendegängen bei Aranno, die wenigstens gelegentlich einmal mikroskopische Anreicherungen von Jamesonit aufweisen.

Da die Art des Auftretens von Jamesonit und Antimonit dieselbe ist, werden diese Gänge gemeinsam besprochen. Folgende Fundpunkte sind bekannt:

1. Mte. Pellegrino, etwa 130 m nördlich Pt. 601,9 (710,20/97,41). Nach P. KELTERBORN, auf dessen Karte ein Stollen eingetragen ist, ist der Gang an eine E-W Kluft gebunden. Heute ist der ehemalige Stolleneingang noch erkennbar, doch der Gang selbst ist nicht mehr aufgeschlossen. In der näheren Umgebung des Stolleneingangs lassen sich aber noch Proben sammeln.
2. Vei. Das Untersuchungsmaterial dieser Fundstelle stammt aus dem Naturhistorischen Museum Basel und wurde von P. KELTERBORN gesammelt. In seiner Arbeit finden sich im Text keine Hinweise auf dieses Vorkommen, hingegen ist auf seiner Karte ein unverritztes Erzvorkommen östlich Miglieglia und nördlich Castello eingetragen, das auf dem Blatt Lugano (1353) östlich Miglieglia zwischen Moro und Vei zu suchen wäre. Es konnte nicht mehr aufgefunden werden.
3. NNW Aranno, am Stollenmundloch eines Zinkblendeganges sind einige Jamesonitäderchen aufgeschlossen (710,65/97,65). Die millimeter- bis zentimeterbreiten Äderchen scheinen ungefähr parallel dem Zinkblendegang, also N 45 W, zu verlaufen, und weisen häufig Verzweigungen ins Nebengestein auf.

Der Antimonitgang am Mte. Pellegrino und die Jamesonitäderchen NNW Aranno liegen im kalifeldspatführenden Biotit-Andesin-Gneis, der Antimonitgang von Vei im Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis. Die Vorkommen am Mte. Pellegrino und Vei befinden sich westlich der Romanino-Novaggio-Störung in der Bedegliora-Breno-Zone, diejenigen NNW Aranno östlich derselben in der Sta.-Maria-Cervello-Scholle. Die Gangmächtigkeiten variieren zwischen 1 und 10 cm.

Ganginhalt Mte. Pellegrino:

Serizit:	im veränderten Nebengestein
Ankerit:	im veränderten Nebengestein
Ankerit	++
Quarz	+++
Antimonit	+++
Antimon	+
Magnetkies	+
Pyrit	+

Ganginhalt Vei:

Serizit:	im veränderten Nebengestein
Ankerit:	im veränderten Nebengestein
Ankerit	++
Quarz	+++
Antimonit	+++
Antimon	+
Zinkblende	+
Kupferkies	+

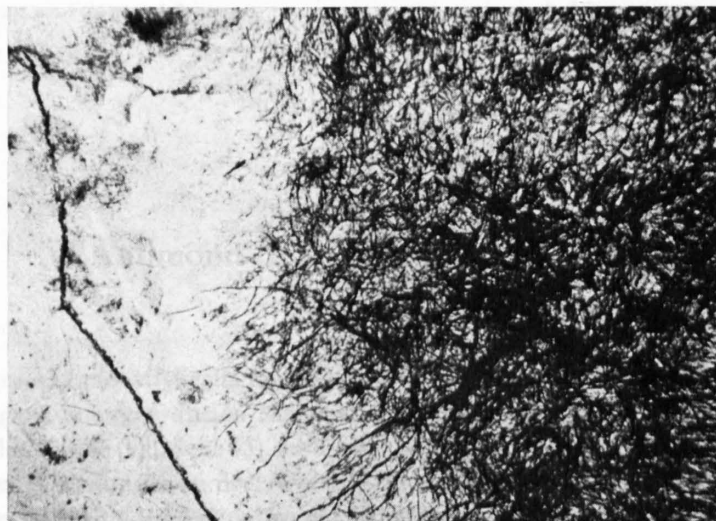
Ganginhalt NNW Aranno:

Serizit:	im veränderten Nebengestein
Ankerit:	im veränderten Nebengestein
Quarz	+++
Chlorit	+
Jamesonit	+++
Antimon	+
Zinkblende	+
Fahlerz	+
Antimonit	+
Pyrit	+
Magnetkies	+

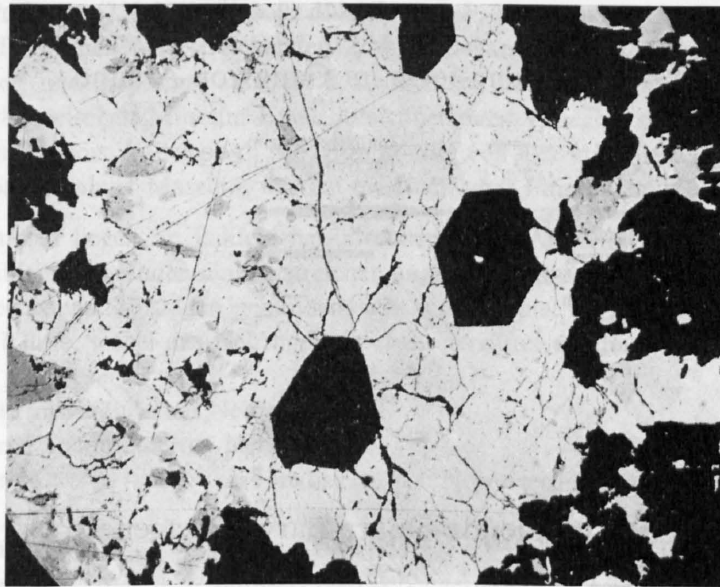
Makroskopisch sind die Gänge ähnlich ausgebildet. Die wenig mächtigen Äderchen bestehen aus einer wolkig, je nach dem Antimonit- bzw. Jamesonitgehalt verschieden intensiv gefärbten, blaugrauen bis schwarzen, feinkörnigen Quarzmasse mit oft zentimetergroßen Nestern von wirr angeordneten, bis mehrere Millimeter langen Antimonit- bzw. Jamesonitnadeln. Darin eingelagert sind im Jamesonitgang NNW Aranno blaßgelbliche bis grünliche, einige Zentimeter große, wolkige Partien, die sich im Dünnschliff als ein Gemenge von feinkörnigem Gangquarz und einem feinstschuppigen Chlorit (?) erweisen, der girlandenartig mehrere Quarzkörner umhüllt, in geringeren Mengen auch als Einschluß im Quarz auftritt. Die mächtigeren Gangpartien (Mte. Pellegrino) zeigen eine intensive Durchädung des Nebengesteins mit Quarz, so daß der Eindruck einer Gangbrekzie entsteht mit ziemlich einheitlich orientierten Komponenten.

Aus der Dünn- und Anschliffuntersuchung ergibt sich folgendes Bild der Vererzung: Die Ankeritisierung des Nebengesteins ist in allen Fällen unbedeutend; in serizitisierten Nebengesteinspartien sind lediglich einige vereinzelte Ankeritindividuen eingestreut. Die serizitisierten Bereiche wurden silifiziert und anschließend kam es zur Gangquarzbildung. Als Zwickelfüllung des Gangquarzes und auf Rissen, die die älteren Bildungen durchziehen, findet sich etwas Ankerit, der aber mengenmäßig ganz unbedeutend ist; in den Jamesonit-äderchen fehlt er.

Von den Sulfiden tritt der seltene Pyrit nur in den umgewandelten Nebengesteinspartien auf. Interessant sind die Verwachsungen von den Sb-Sulfiden mit Quarz und Karbonat. Die Hauptmasse dieser Sulfide konzentriert sich gegen das Gangzentrum der Quarzäderchen zu. Die zuerst gebildeten Gangquarze, die dem veränderten Nebengestein aufsitzen, sind in der Regel frei von Sulfiden (Figur 16). Tritt Ankerit im Gangzentrum auf, so ist er fast stets weitgehend von diesen Sulfiden erfüllt. Wo er fehlt, bilden sie Aggregate zwischen den Korngrenzen von Quarz, den sie etwas zu verdrängen scheinen (Figur 17). Von solchen Aggregaten ausgehend stoßen nadelige Individuen in die Quarze, unbekümmert um dessen Korngrenzen. Auch isolierte Einzelnadeln sind im Gangquarz verbreitet und erstrecken sich durch mehrere Quarzkristalle hindurch. In Quarzäderchen von Zentimeter- und mehr Breite sind sowohl die Quarzkörner als auch die Sulfide deutlich grobkörniger, und die einzelnen Nadeln können mehrere Millimeter lang werden. Wo nur sehr schmale Quarz- oder gar nur Ankeritäderchen Nebengesteinsbruchstücke durchqueren, beobachtet man die Sulfide in geringen Mengen auch in Nebengesteinsquarzen, so daß also eine Verdrängung des Quarzes stattgefunden haben muß. Bei der regelmäßigen Verteilung von Sulfiden in den breiteren Quarzadern scheint aber eine gleichzeitige Bildung mit einem Höhepunkt der Sulfidausscheidung gegen Ende der Gangquarzbildung, doch wahrscheinlicher. Eigenartig sind ferner die Antimonitschnüre, welche oft von reichlich Magnetkies begleitet werden. Bei diesen, höchstens Bruchteilen von Millimeter breiten und mehreren Zentimeter langen Zügen, handelt es sich um jüngste, regellos den Gang durchziehende Kluftfüllungen.



Figur 16. NNW Aranno. 30 \times . Dünnschliff. Links serizitisiertes und silifiziertes Nebengestein, von einem mit Sekundärmineralien ausgefüllten Riß durchzogen. Darauf folgt gegen rechts eine Zone mit erzfreiem Gangquarz, gefolgt von Quarz mit zahlreichen Jamesonitnadeln durchspickt.



Figur 17. Vei. 130 \times . Anschliff. Der Antimonit zeigt den Reflexionspleochroismus. Der Quarz wird nur schlecht von Antimonit verdrängt.

In den Jamesonitäderchen ist Antimonit sehr selten und tritt dort zusammen mit Jamesonit auf, in welchem er kleine Nadeln bildet. Außer dem bereits erwähnten Magnetkies findet sich in geringen Mengen noch eine ältere Generation, deren tafelige Individuen alle Stadien der Verdrängung, nach der Spaltbarkeit des Magnetkieses orientiert, durch Antimonit und Jamesonit zeigen. Gediegen Antimonit ist in geringen Mengen verbreitet in den Verwitterungsprodukten von Jamesonit und Antimonit, bildet aber auch etwa 0,1 mm große Aggregate im Quarz, wo es zweifellos ascendenter Herkunft ist. Zinkblende bildet bis 0,3 mm große, undeutlich idiomorphe Einzelkörner, die durchspickt sind von Antimonit- bzw. Jamesonitnadeln. Hier scheint die Blende jünger zu sein als die Sb-Sulfide, im Gegensatz zu den Zinkblendegängen von Aranno, wo die spärlichen Sb-Sulfide jünger sind. Fahlerz, das nur im Jamesonitgang NNW Aranno beobachtet wurde, tritt als Zwickelfüllungen im Quarz auf und wird scheinbar von Jamesonit verdrängt. Entmischungen im Fahlerz fehlen hier. Kupferkies ist sehr selten; er begleitet die Zinkblende und die Sb-Sulfide randlich.

Den Antimonit- und Jamesonitgängen ist das Fehlen von Anzeichen einer postkristallinen Deformation gemeinsam. Von allen Gangtypen des Malcantone sind diese am wenigsten, d. h. gar nicht beansprucht worden.

Tabelle 12a

Ausscheidungsfolge in den Gängen von Mte. Pellegrino und Vei

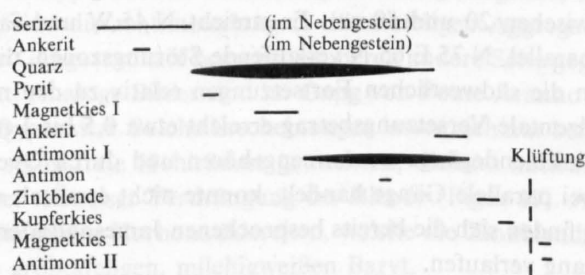


Tabelle 12b

Ausscheidungsfolge im Gang von Aranno

Serizit	—	(im Nebengestein)
Ankerit	-	(im Nebengestein)
Chlorit	—	
Quarz	—	
Magnetkies	—	
Jamesonit	—	
Fahlerz	—	
Antimonit	—	
Antimon	—	
Zinkblende	—	

d) Zinkblende-Quarz-Baryt-Paragenese

(2e)

Südlich, westlich und nordwestlich von Aranno finden sich einige Zinkblendegänge, die nach dem vorliegenden, z. Z. allerdings nur in spärlichen Mengen vorhandenen Untersuchungsmaterial dieselbe mineralogische Zusammensetzung haben. Sie werden deshalb im folgenden gemeinsam besprochen.

Diese Gänge wurden an fünf Lokalitäten beobachtet:

1. Inent (alte Bezeichnung, Blatt Agno 540 bis: Nenti). Nach P. KELTERBORN 400 m NNE der Cima Bedeglia (jetzt Sciaroni benannt) auf 530–540 m Höhe. Die Vererzungen von Inent und diejenigen nördlich von Val delle Cantine sollen nach diesem Autor auf derselben, N 25 E streichenden Störung sitzen. Nach P. GRAETER hingegen liegt sie in, oder mindestens sehr nahe bei der Mte.-Rocchetta-Selva-Störung. Die Fundstelle der Vererzung konnte nicht mehr aufgefunden werden; das von P. KELTERBORN gesammelte Untersuchungsmaterial stammt aus dem Naturhistorischen Museum Basel.
2. «Magliasina, Höhe 460 m, rechtes Ufer» lautet die Fundortsbezeichnung einer von P. GRAETER gesammelten Probe aus einer N 80 E streichenden und 50 gegen N fallenden Mylonitzone.
3. Westlich Aranno (710,43/97,31) findet sich ein kleiner Stollen, der nach P. KELTERBORN eine schwach vererzte, NW–SE streichende Zone verfolgt hat, die aber nicht mehr beobachtet werden kann. Gegenüber, auf der rechten Seite der Magliasina, unterhalb des Castello, befand sich ebenfalls ein Stollen, der nicht mehr aufgefunden werden konnte. P. KELTERBORN erwähnt von dieser Lokalität eine schwach vererzte, N–S streichende Zone, über deren Mineralinhalt aber nichts in Erfahrung gebracht werden konnte.
4. NNW Aranno (710,65/97,65). Der etwa 30–50 cm mächtige Gang streicht und fällt N 40–50 W/80 SW. Der Aufschluß ist weitgehend verwittert, so daß die Verhältnisse des Ganges zum Nebengestein nicht mehr erkennbar sind.

Nicht weit von dieser Fundstelle entfernt befindet sich ein weiterer Zinkblendegang (710,68/97,65). Auf der rechten Flanke einer Bachrunse liegt ein 15–20 m langer Stollen mit guten Aufschlüssen; auf der linken Seite, in der Fortsetzung des Ganges, wurde ein wenig tiefer Schacht abgeteuft. Die Gangmächtigkeit variiert zwischen 20 und 50 cm. Er streicht N 45 W und fällt senkrecht ein. Im Stollen beobachtet man zwei parallel, N 75 E/65 N verlaufende Störungszonen, die den Zinkblendegang derart versetzen, daß jeweils die südwestlichen Fortsetzungen relativ zu den nordwestlichen nach NE versetzt wurden. Der horizontale Versetzungsbetrag erreicht etwa 0,5 bis 1 m.

Ob diese beiden Zinkblendegänge zusammengehören und durch Querstörungen verstellt wurden, oder ob es sich um zwei parallele Gänge handelt, konnte nicht ermittelt werden.

Am Stolleneingang finden sich die bereits besprochenen Jamesonitäderchen, die wahrscheinlich parallel zum Zinkblendegang verlaufen.

5. Nördlich von Prelongo (710,75/98,0) befindet sich nach P. KELTERBORN ein weiterer Stollen, der wahrscheinlich ebenfalls einen NW streichenden Zinkblendegang angefahren hat. Auf der Karte von P. GRAETER fehlt er, und er konnte auch nicht mehr aufgefunden werden. Das Untersuchungsmaterial aus dem Naturhistorischen Museum Basel bezeichnet mit «Valleggio di Maggio, östlich Migliaglia» und mit «Stollen Dubois, Valleggio di Maggio» könnte von hier stammen. Die Probe, bezeichnet mit «Galerie la Monde, Schurf Maselli», dürften eventuell vom Fundpunkt 4 herrühren.

Alle diese Vorkommen liegen im kalifeldspatführenden Biotit-Andesin-Gneis der Sta.-Maria-Cervello-Scholle. Die z. T. hornblendeführenden Gneise streichen ungefähr N-S und fallen steil gegen E ein. Die Gänge sind kaum an ausgesprochene Störungen gebunden, wie zum Beispiel am Mte. Mondini, vielmehr handelt es sich um erweiterte Klüfte, wobei das Nebengestein etwas zerrüttet wurde.

Ganginhalt: Serizit: im veränderten Nebengestein

Ankerit: im veränderten Nebengestein

Ankerit I +++ karbonatisiert das Nebengestein und bildet erste Gangkarbonat-generation

Ankerit II +++ jünger als Blende

Quarz I ++ silifiziert das Nebengestein und bildet erste Gangquarzgeneration, älter als Ankerit II und Blende

Quarz II +++ verdrängt Blende

Baryt +++

Pyrit +

Magnetkies +

Zinkblende +++

Kupferkies +

Fahlerz +

Bleiglanz +

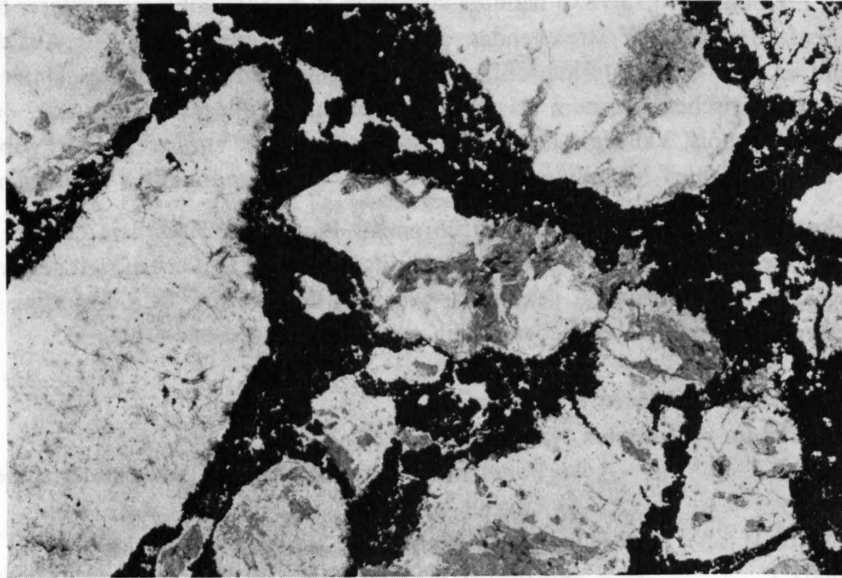
Bournonit +

Jamesonit +

Markasit +

Das makroskopische Bild der Handstücke wechselt stark je nach Fehlen oder Vorherrschen eines der Hauptmineralien:

- Bei stark zurücktretenden Gangarten bildet die Zinkblende millimeter- bis zentimeterbreite Äderchen mit etwas Gangquarz, die ein gänzlich unregelmäßiges Netzwerk im grobflaserigen Gneis bilden.
- Im Brekzienerz werden die einzelnen Komponenten von millimeterbreiten Zinkblendeaggregaten umhüllt, die untereinander zu einem bald engmaschigen, bald weitmaschigen Netz verknüpft sind. Makroskopisch bestehen die Komponenten aus stark veränderten Nebengesteinsbruchstücken, aus reinen, milchig bläulichen Quarzpartien, die z. T. in Nebengesteinsrelikte übergehen und aus dunkelgefärbten Quarzpartien (Figur 18).
- Im sehr karbonatreichen Typ findet sich die Blende meist in höchstens zentimeterbreiten Äderchen zusammen mit Quarz im Zentrum oder randlich der Ankeritmassen. Gelegentlich werden die Äderchen an kleinen Brüchen um einen geringen, zentimetergroßen Betrag verstellt.
- Im zinkblendereichen Erztyp bildet sie zentimeter- bis dezimetergroße, oft von Gangart durchspickte Aggregate. Eigenartig sind die zentimeterlangen, dünntafeligen Aggregate, deren eine Seite leicht gekrümmt und gegen die Gangart scharf begrenzt ist, deren andere Seite gegen den Quarz zu verschwommen begrenzt erscheint. Analoge Bilder sind im Gang von Ponte Aranno zu sehen, wo Ankerit in ähnlicher Ausbildung im Quarz sitzt. Solche Erscheinungen lassen sich nur befriedigend erklären, wenn man annimmt, die Blende sei in freie Hohlräume gewachsen, die erst nachträglich von Quarz vollständig ausgefüllt wurden unter teilweiser Verdrängung der Blende (Figur 19). Als jüngere Bildungen erkennt man makroskopisch die feinen Karbonatäderchen, welche die Zinkblendeaggregate durchkreuzen und den in der Gangmitte grobtafeligen, milchigweißen Baryt.



Figur 18. NNW Aranno. 7x. Dünnschliff. Erztyp b. Nebengesteinskomponenten mit serizitisierten Feldspäten (grau) werden von Zinkblende (schwarz) zementiert. Links eine Hohlräumfüllung (ohne umgewandelte Feldspäte) mit Gangquarz und etwas Jame-sonit.

In all diesen Typen ist die Blende ziemlich gleichkörnig (0,1 bis 2 mm). Ferner fällt makroskopisch das Fehlen von postkristallinen Beanspruchungen auf.

Das mikroskopische Bild wird durch das Auftreten von mehreren Generationen von Quarz und Ankerit oft recht unübersichtlich, zumal die eine oder andere Generation, hie und da auch der Baryt, fehlen kann, was wahrscheinlich eher auf die Auswahl der zur Untersuchung verfügbaren Proben, als auf unterschiedliche Gangausbildung zurückzuführen ist.

Die Veränderung des Nebengesteins besteht im wesentlichen in einer Serizitisierung der Feldspäte, die nachträglich silifiziert wurden und jetzt aus einem feinkörnigen Gemenge von wechselndem Gehalt an Serizit und Quarz bestehen. In den umgewandelten Feldspäten und Biotiten bemerkt man gelegentlich kleine Zinkblendexenoblasten. Seltener hat eine Ankeritisierung des Nebengesteins stattgefunden. Die Veränderung des Nebengesteins beschränkte sich auf gangnahe Bereiche, war also bei weitem nicht so intensiv wie z. B. in der Umgebung der Gänge auf der SW-Seite des Mte. Mondini. Deshalb kann man Relikte des resistenteren Kalifeldspates in serizitisierten und ankeritisierten Nebengesteinspartien finden.

Nach dieser Umwandlung des Nebengesteins und im Anschluß an dessen Silifizierung kam es zur Bildung der ersten Gangquarzgeneration, die aber meist nur sehr spärlich, z. T. sogar lückenhaft entwickelt ist. Der Quarz ist stets sehr feinkörnig (0,02 bis 0,3 mm). Wo er in etwas größeren Mengen vorhanden ist, beobachtet man dünne Magnetkiestafeln, die höchstens wenige Millimeter lang werden und die in diesem Quarz eingebettet sind oder ihm aufsitzend in grobkörnigeren Gangquarz hineinragen. Der Magnetkies ist restlos in Markasit und Pyrit umgewandelt. Seinem Habitus und Auftreten nach, gleicht er demjenigen auf der SW-Seite des Mte. Mondini und bei Ponte Aranno; er ist aber hier bedeutend seltener als am Mte. Mondini.

In einer nächsten Phase kam es zum Absatz einer ersten Ankeritgeneration, die recht grobkörnig entwickelt ist. Die Aggregate sitzen auf dem idiomorphen Quarz I, welcher keinerlei Verdrängungserscheinungen durch den Ankerit aufweist. Wo die Silifizierung des Nebengesteins und die erste Quarzgeneration fehlen, kann der Ankerit I direkt auf dem flachrhomboedrischen Ankerit des karbonatisierten Nebengesteins aufsitzen.

Dieses Karbonat wird von der nachfolgenden Zinkblende verdrängt. Wo es fehlt, sitzt die Blende auf dem Quarz I, unter Umständen aber auch direkt auf dem veränderten Nebengestein (Typ a). Eine zweite Zinkblendegeneration ist nur selten zu beobachten. Ihre Stellung gegenüber den jüngeren Gangarten ist unklar; vermutlich aber dürfte sie unmittelbar nach der ersten Generation gebildet worden sein. Sie heilt Risse in der älteren Blende, ist feinkörniger als jene und zeigt im Dünnschliff gelblichgrüne Innenreflexe an Stelle der

braunroten bis gelblichen der älteren. Feine Schnüre von jüngerer Zinkblende reichen auch in feinkörnige Gangquarzpartien, wo sie sich aber rasch verlieren.

Nach der Ausscheidung der Zinkblende kam es zur erneuten, diesmal aber bedeutsameren Quarz-II-Bildung. Der Quarz II verdrängt sowohl die Blende als auch den Ankerit. Diese zweite Quarzzufuhr erfolgte nicht überall im Gangzentrum, sondern sie benützte als Zufuhrkanäle Risse, die im Gefolge einer schwachen Bewegungsphase in bereits gebildeten Gangabscheidungen entstanden. So kommt es, daß man Zinkblende sowohl vom Gangzentrum her als auch vom Salband her durch Quarz verdrängt beobachten kann.

Wo diese zweite Quarzgeneration ausnahmsweise fehlt, grenzt die Zinkblende einseitig idiomorph gegen das Gangzentrum zu an Ankerit II, der sonst im Zentrum von Quarz-II-Äderchen als Zwickelfüllung auftritt. Selten beobachtet man Risse in der Blende, welche von Ankerit II unter leichter Verdrängung verheilt werden.

Als letzte Gangart erscheint schließlich Baryt, der im Gangzentrum grobkörnige, tafelige Aggregate bildet. Die einzelnen, oft etwas gekrümmten Tafeln können mehrere Zentimeter Ausdehnung erreichen. Baryt verdrängt besonders Ankerit und Zinkblende, weniger gut den Quarz.

Die übrigen Sulfide sind mengenmäßig gänzlich bedeutungslos. Außer den bereits erwähnten Magnetkies-tafeln und den seltenen, idiomorph im veränderten Nebengestein gewachsenen Pyriten, die hie und da von etwas primärem Markasit begleitet werden, sind die übrigen Sulfide sicher jünger als die Blende. Bleiglanz und die Sb-Mineralien verdrängen die Blende, das Karbonat und auch den Quarz etwas. Fahlerz begleitet oft Bleiglanz, ohne daß aber daraus ihre gegenseitigen Altersbeziehungen ersichtlich werden. Der Bleiglanz, das häufigste der späteren Sulfide, führt stellenweise reichlich sehr kleine, anisotrope Einschlüsse eines etwas dunkleren Minerals mit spärlichen, roten Innenreflexen; vielleicht handelt es sich um ein Ag-Sb-Sulfid.

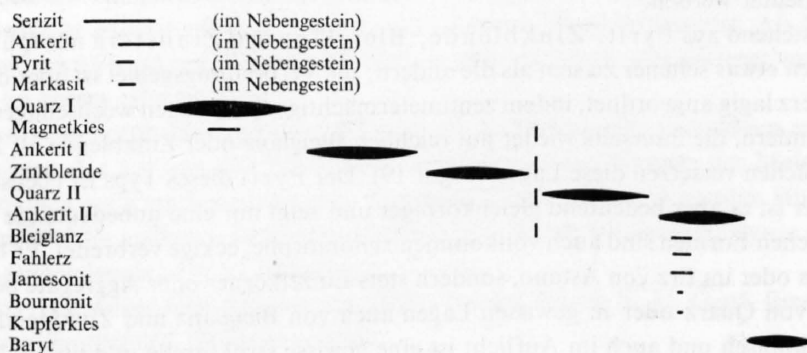
Jamesonit ist ebenfalls noch relativ verbreitet. Selten bildet er massenhaft Einschlüsse in der Blende, die übergehen in kompakte Aggregate. Einzelne Nadeln finden sich auch im Ankerit, ferner im Quarz, wo auch büschelige Aggregate auftreten. Hie und da trifft man Jamesonit auch am Salband, wo er in schmalen, dichten Zügen auftritt und Nadeln in den benachbarten Gangquarz aussendet. Außer im Baryt kann Jamesonit in allen Gangarten auftreten.

Bournonit wurde nur einmal beobachtet, zusammen mit Fahlerz und Bleiglanz. Kupferkies ist ebenfalls selten; man findet ihn auf Rissen in der Zinkblende.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die Zinkblendegänge kaum nachträglichen Deformationen ausgesetzt waren. Während der Gangbildungen haben kaum andere Bewegungen als mehrmaliges Aufreißen stattgefunden. Undulös auslöschende Quarze sind selten, und nur an wenigen Stellen ist die Blende etwas zerbrochen und wird von Quarz, Ankerit oder Baryt verheilt.

Tabelle 13

Ausscheidungsfolge in den Zinkblendegängen



Die erratischen Erzblöcke

P. KELTERBORN, J. BURFORD und P. GRAETER erwähnen Erzblöcke, welche an verschiedenen Stellen im Malcantone an der Basis von verschwemmten Moränen auftreten. Auf der Karte (Tafel I) ist das Verbreitungsgebiet dieser Blöcke eingetragen.

Es lassen sich zwei Erztypen unterscheiden, die sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch deutlich voneinander verschieden sind. M. GRÜNENFELDER (1960) hat einen Typ erzmikroskopisch beschrieben.

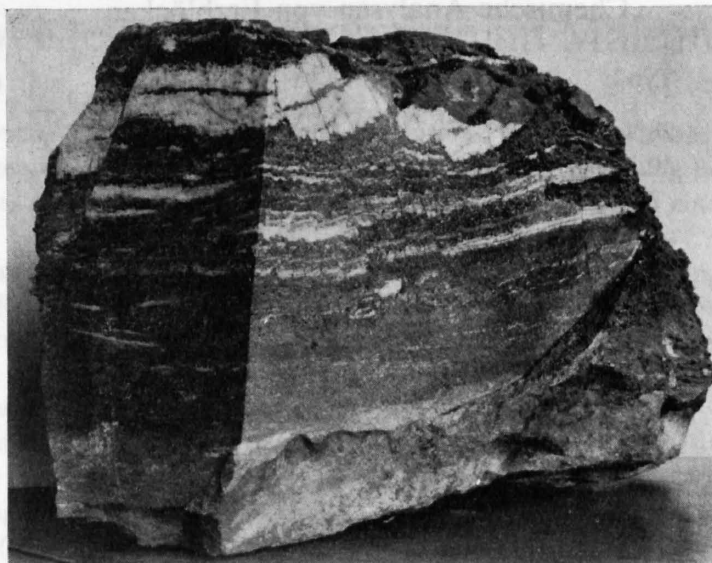
a) Erz bestehend aus Pyrit, Magnetit, Arsenkies, Markasit, Kupferkies, Zinkblende, sehr wenig Bleiglanz und etwas Molybdänglanz. Als Gangarten treten Ankerit und Quarz auf.

Makroskopisch besteht dieses Erz aus einer feinkörnigen Pyritmasse, in der rundliche, 2–3 mm große, kataklastische Pyritkörner schwimmen, so daß man den Eindruck einer starken Beanspruchung gewinnt. Unter dem Mikroskop wird dieser Eindruck aber abgeschwächt, da deutlich zu erkennen ist, daß zwar das Erz von zahlreichen Bewegungsflächen durchzogen ist, die aber nur für einen kleineren Teil der feinkörnigeren Pyritzwischenmasse verantwortlich sind. Neben dem stark dominierenden Pyrit tritt Arsenkies in größeren Einzelindividuen auf, die den gleichen Grad der kataklastischen Zertrümmerung aufweisen wie Pyrit. In einzelnen Proben ist Magnetit ein häufiges Erz. Er bildet größere, rundliche bis idiomorphe Individuen, deren Verwitterung aber weit fortgeschritten ist, besonders längs kataklastischen Rissen. Den Umrissen der Verwitterungsprodukte entsprechend, neben einem Fe-reichen Karbonat tritt auch Limonit auf, ist der Magnetit älter als Arsenkies und Pyrit. Die größeren Pyrite werden hie und da randlich von eingewachsenen, verzwilligten Markasitleisten begleitet, die nichts gemein haben mit dem feinkörnigen Markasit der Zwischenmasse, der aus Magnetkies entstanden sein dürfte. Als Einschlüsse im Pyrit findet sich etwas Magnetkies und zusammen mit diesem oder allein Kupferkies, der den kataklastischen Pyrit auf Rissen auch verdrängen kann. Zinkblende ist nur in sehr bescheidenen Mengen vorhanden. Die von M. Grünenfelder beschriebenen verborgenen Entmischungsflächen der Blende beweisen, daß auch nach ihrer Bildung das Vorkommen tektonisch beansprucht wurde. Qualitativ entsprechen die Entmischungen denjenigen der Blende von Astano und Migliaglia. In beiden Fällen ist aber die Zinkblende bedeutend grobkörniger und die Entmischungen sind entsprechend größer. Kupferkies verdrängt Pyrit, Arsenkies und die Blende. Zur Hauptsache tritt der wenig verbreitete Kupferkies in den Tektonisierungszonen als kleine allotriomorphe Aggregate auf, wo er auch feinkörnigen Pyrit verkittet. Diese Art des Auftretens spricht für eine Platznahme nach der Tektonisierung.

In der Zwischenmasse der grobkörnigeren Pyrite ist Markasit verwachsen mit Pyrit verbreitet. Markasit bildet dünntafelige Einzelindividuen, oder ist mit porigen Massen eines sehr feinkörnigen, etwas dunkleren Pyrites verwachsen, der hie und da auch größere kompakte Massen, von Markasit begleitet, bildet. Da derartige Stellen stets stark verwittert sind, beobachtet man nur selten kleine Bereiche mit ähnlichen Verwachsungen von Pyrit und Markasit wie sie in den Vorkommen bei Purasca verbreitet sind. Wahrscheinlich enthielten diese Pyritblöcke noch beträchtliche Mengen von Magnetkies.

Wie auch aus den Analysen zu entnehmen ist (vgl. Seite 68), spielen Gangarten nur eine ganz untergeordnete Rolle. Einzelne xenomorphe Quarzkörner oder kleine Aggregate sind in der Erzmasse zerstreut eingebettet. Karbonat ist verbreiteter und bildet gelegentlich zentimetergroße, dichte Massen mit eingestreuten, kleinen hypidiomorphen bis xenomorphen Pyriten. Karbonat zementiert auch kataklastischen Pyrit. Quarz scheint jünger als Karbonat zu sein; die zahlreichen winzigen Karbonateinschlüsse im Quarz können als Resorptionsreste gedeutet werden.

b) Erzblöcke bestehend aus Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz und Zinnstein mit Quarz als Gangart. Diese Blöcke scheinen etwas seltener zu sein als die andern; ihr Verbreitungsgebiet ist aber dasselbe. In diesem zweiten Typ ist das Erz lagig angeordnet, indem zentimetermächtige Quarzlagen wechsellagern mit ebenso oder mächtigeren Pyritbändern, die ihrerseits wieder mit reichlich Bleiglanz oder Zinkblende als Zement durchsetzt sind. Kleine Bruchflächen versetzen diese Lagen (Figur 19). Der Pyrit dieses Typs ist ebenso frisch wie in den andern Blöcken. Hier ist er aber bedeutend gleichkörniger und zeigt nur eine unbedeutende Kataklaste. Neben idiomorphen, rundlichen Formen sind auch vollkommen xenomorphe, eckige verbreitet. Er bildet keine derben Massen wie im Typ a oder im Erz von Astano, sondern stets Einzelkörner oder Aggregate bestehend aus wenigen Individuen, die von Quarz oder in gewissen Lagen auch von Bleiglanz und Zinkblende voneinander getrennt sind. Makroskopisch und auch im Auflicht ist eine gewisse strukturelle und textuelle Ähnlichkeit mit



Figur 19. Erzblock vom Typ b aus der Kiesgrube östlich Pura (Gewicht vor dem Zersägen etwa 40 kg). Die Wechsellagerung von Erz- und Quarzbändern ist deutlich erkennbar, ebenso die jüngeren Bruchzonen. Die Erzbänder sind gegenüber den Quarzbändern um etwa 2 cm zurückgewittert.

metamorphen Kieserzen vorhanden. Einschlüsse von Magnetkies, hie und da von Kupferkies begleitet, sind selten, ebenso Bleiglanz, der als jüngerer Verdränger auftritt. Zinnstein findet sich nur ganz vereinzelt im Pyrit. Der leicht kataklastische Pyrit wird von Bleiglanz und Zinkblende verheilt.

Zinkblende ist verbreitet. Sie bildet xenomorphe, grobkörnige Aggregate, die jetzt randlich weitgehend verwittert sind, so daß ihre Beziehungen zum Quarz nicht mehr ermittelt werden können. Geregelte Entmischungskörperchen von Magnetkies sind verbreitet. Sie sind hier etwas grobkörniger als im Typ a. Kupferkies als Entmischung ist nur in ganz spärlichen Mengen vorhanden. Hie und da führt sie kleine, idiomorphe Pyrite und als Seltenheit wurde einmal ein entsprechender Arsenkieskristall beobachtet. Diese Erscheinungen sind aber viel weniger häufig als in der Blende von Astano. Auch Zinnsteineinschlüsse können in der Zinkblende beobachtet werden. Sie verdrängt Pyrit und wird von Bleiglanz verdrängt.

Bleiglanz ist wie die Blende lagig angereichert und bildet dann einen grobkörnigen Zement der Pyritkörner. Winzige Einschlüsse eines bleiglanzähnlichen, anisotropen Minerals sind äußerst selten. Bleiglanz verdrängt Pyrit weniger stark als Zinkblende, die er auf breiter Front, seltener auch längs kristallographischen Richtungen angreift.

Zinnstein wurde von J. BURFORD (1940) als Zirkon beschrieben. Eine Pulveraufnahme ergab aber die Anwesenheit von Zinnstein. Er bildet kleine, höchstens 0,2 mm große, idiomorphe oder rundliche Körner, die gegen alle übrigen Mineralien ihre Eigenform bewahren. Am verbreitetsten tritt er in Gruppen im Quarz auf, seltener im Pyrit oder in der Zinkblende. Im Bleiglanz fehlt er. Irgendwelche Entmischungen, Zonarbau oder besondere Gefügearten fehlen. Zwillingsbildung ist eher selten. Die Innenreflexe sind weiß bis gelb, können aber auch bunt sein. Die Altersstellung des Zinnsteins ist nicht klar. Da der größte Teil sich aber im Quarz befindet, dürfte auch die Hauptausscheidungsphase mit der Quarzbildung zeitlich zusammenfallen.

Molybdänglanz ist äußerst selten und wurde nur einmal im Pyrit beobachtet. Als Sekundärmineral des Bleiglanzes tritt etwas Anglesit auf, stellenweise findet er sich aber auch weit entfernt von Bleiglanz als kleine Zwickelfüllungen im Quarz oder im Pyrit.

Quarz ist meist xenomorph bis hypidiomorph, und die grobkörnigeren Individuen zeigen stark verzahnte Korngrenzen, wie man das nur von den Nebengesteinsquarzen in den Gängen des Malcantone zu sehen gewohnt ist; diese löschen auch stark undulös aus. Die feinkörnigeren Partien werden längs Korngrenzen von Zinkblende durchsetzt, oder auch von flachstengeligen Pyriten. Kleine idiomorphe Pyrite sind häufig in diesem ebenfalls undulös auslöschenden Quarz eingestreut.

Von beiden Erztypen wurde eine Analyse ausgeführt bei der Analix S. A., Genf. Eine Analyse eines zinnsteinfreien Erzes veröffentlichte J. BURFORD (1933).

Chemische Analysen von Erzblöcken

	Typ a	Typ b		(J. BURFORD, 1933)
Fe	44%	28%	Si	0,65%
Zn	0,84%	10,2%	Al	0,30%
Pb	0,05%	3,52%	Ca	0,40%
Sn	0,02%	0,22%	Mg	0,50%
Cu	0,51%	0,006%	Fe	44,35%
Cd	—	0,033%	S	36,15%
Ag	0,002%	0,008%	Cu	0,90%
As	—	0,07%	As	0,06%
Au	0,5 g/T	0,8 g/T	Zn	0,60%
			Pb, Sb	—
			CO ₂	12,00%
			O an Fe ge-	
			bunden	3,83%
			BaSO ₄	—
			Ag	3 g/T
			Au	0,5 g/T

Fe wurde kolorimetrisch bestimmt.

Der Au-Gehalt wurde von der Firma Paul Dubois, Paris, bestimmt.

Die Herkunft der erratischen Erzblöcke

Blöcke beider Erztypen finden sich benachbart in der gleichen Kiesgrube östlich Pura. Nördlich Pura gegen Muriscio, zwischen Pura und Ponte Tresa, in der Umgebung von Neggio und am E-Hang des Bavoggio nördlich Novaggio wurden ebenfalls derartige Blöcke gefunden. Sie liegen stets an der Basis fluvioglazialer Ablagerungen. Die Begleitgesteine stammen alle aus dem Cenerigebiet. Sichere Gesteine aus dem Tessintal finden sich erst in den oberen Partien solcher Ablagerungen, wo aber Erzblöcke fehlen. Gerölle aus dem Gebiet der Mera konnten nie beobachtet werden.

Die Blöcke erreichen die verschiedensten Dimensionen. Neben nußgroßen, gut kantengerundeten sind schlechter gerundete von 20–50 kg Gewicht keine Seltenheit. Der größte ebenfalls nur kantengerundete Block in der Kiesgrube bei Pura dürfte 1–2 Tonnen schwer sein. P. KILTERBORN erwähnt einen Block von etwa 1 m² Inhalt nördlich Ponte Tresa.

Auf Grund dieser Beobachtungen ist anzunehmen, daß der Transportweg relativ kurz war, und daß die Erzblöcke aus dem Cenerigebiet westlich der Vedeggio stammen. Möglich wäre sogar eine Herkunft aus dem obern Malcantone.

Die paragenetischen Verhältnisse erlauben keinen direkten Vergleich mit den bekannten Erzvorkommen des Malcantone und des Cenerigebietes. Gänge mit derart reichlicher Pyritführung wurden nie beobachtet. Im nördlichen Malcantone finden sich zwar Vorkommen gekennzeichnet durch das Auftreten von Pyrit und Magnetkies mit etwas Kupferkies, sie erreichen aber nie die Mächtigkeit der Erzblöcke. Zudem fehlt dort Zinnstein und Molybdänglanz wurde ebenfalls nie gefunden. Weiter im Norden sind Magnetkiesvorkommen verbreitet (vgl. Seite 108), aber ohne nennenswerte Pyritführung. Leider konnte in diesen Blöcken nie Nebengesteinsbruchstücke gefunden werden.

J. BURFORD (1933) nimmt an, daß diese Blöcke aus der Umgebung der Caslano-Taverne-Dislokationszone stammen, was aber im Hinblick auf die Verteilung der Blöcke unwahrscheinlich erscheint. In einer späteren Publikation (1951) ist J. BURFORD überzeugt, daß sie vom Vorkommen bei la Gaeta, am Comersee, her stammen. Auf treibenden Eisschollen wären sie im Quartär an die heutigen Fundpunkte transportiert worden. Als wichtigster Hinweis für diese Theorie werden Bruchstücke von weißem Dolomit im Erz betrachtet. Das Vorkommen la Gaeta befindet sich aber im Servino und beim weißen Dolomit könnte es sich auch um Gangart handeln. Diese Eisschollentheorie stimmt nicht mit dem Auftreten innerhalb verschwemmter Moränen überein. Andere Gerölle aus jener Gegend fehlen. Nach ANNAHEIM (1934) lag das frühere Niveau des Luganersees bei 330 und 300 m Höhe, so daß bei einem derartigen Transport ein anderes Verteilungsbild resultiert hätte.

7. Weitere Erzvorkommen im Malcantone

Zwischen dem Romanino-Novaggio-Bruch und der Lisora-Pazzo-Mugena-Störung finden sich nur unbedeutende Vererzungen, so z. B. östlich Beride mit Pyrit, Arsenkies, sehr wenig Bleiglanz und Kupferkies. Gangarten sind Quarz, Ankerit, Calcit und Graphit. Der Gang zeigt Zeichen einer starken mechanischen Beanspruchung.

Kleinere Vererzungen finden sich ferner im Tal der Lisora im Zusammenhang mit der Lisora-Pazzo-Mugena-Störung. Stellenweise tritt dort etwas Chlorit als Gangart auf.

Nördlich Novaggio, unterhalb der Straße nach Miglieglia, existiert ein Arsenkies-Pyrit-Vorkommen mit etwas Kupferkies. Die einzige Probe, die sich im Naturhistorischen Museum Basel fand, gestattet noch keine genaue Charakterisierung dieser Vererzung.

Am S- und SW-Hang des Mte. Rogoria treten zahlreiche, kleine Pyrit-Arsenkies-Gänge auf mit Quarz als Gangart.

Folgende Vererzungen wurden nicht untersucht:

Nach J. BURFORD (1933) befindet sich zwischen Breno und der Magliasina in der Umgebung von Lem (auf Blatt Tesserete, 1333, Prada genannt) eine an den Romanino-Novaggio-Bruch (oder einem Parallelbruch) gebundene, schwache Vererzung mit Arsenkies, Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz mit etwa 2 g/T Au. In der gleichen Störung soll das Vorkommen von Tinevalle (SE Miglieglia) liegen, welches Arsenkies, Pyrit und Zinkblende enthält.

Mit der Lisora-Pazzo-Mugena-Störung verknüpft ist wahrscheinlich das Vorkommen von Tortoglio, nördlich Miglieglia. Nach J. BURFORD (1933) enthält der etwa metermächtige Gang wenig Pyrit, Arsenkies und 12 g/T Au.

J. BURFORD erwähnt ferner ein Vorkommen mit Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz, Quarz und Ankerit unterhalb Nerocco, das im Zusammenhang steht mit der östlichen Parallelstörung zur Lisora-Pazzo-Mugena-Störung.

Radiometrische Untersuchungen im Malcantone ergaben schwache Anomalien im permischen Sandstein bei Piem, südwestlich Mugena. Es handelt sich um einige kleine Bereiche von höchstens 1 m Ausdehnung, welche einen 3- bis 4mal höheren Wert ergeben als der Untergrund (A. SPICHER, 1958, V. KÖPPEL und W. WEBER, 1962).

IV. Die Veränderungen des Nebengesteins

Das unveränderte Nebengestein

Im Wesentlichen sind es zwei Gneistypen, die das Nebengestein der Erzgänge bilden:

- a) Kalifeldspatführende Biotit-Andesin-Gneise;
- b) schiefrige Muskowit- bis Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise.

Eingehende Beschreibungen der Gneise finden sich in P. KELTERBORN (1923), P. GRAETER (1951) und M. REINHARD (1953).

a) Kalifeldspat führender Biotit-Andesingneis

Hauptgemengteile: Plagioklas	25–65 Vol% An-Gehalt 28–43%
Quarz	15–45 Vol%
Biotit	5–20 Vol%
Kalifeldspat	2–20 Vol%

Mittlerer Korndurchmesser: 0,4–3 mm

Nebengemengteile: Apatit, Myrmekit, Orthit, Zirkon

Übergemengteile: Granat, Muskowit-Serizit, Hornblende, Titanit, Magnetkies, Magnetit, Pyrit

Sekundäre Gemengteile: Chlorit, Prehnit, Hämatit, Karbonat

Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch, hie und da auch poikiloblastisch. Die Textur ist feinflaserig bis parallelschiefrig. Stellenweise ist der Gneis auch grobflaserig und kann bis zentimetermächtige Augen enthalten. Die grobflaserigen Varietäten können in richtungslos körnige übergehen. In den dünnlagigen Varietäten nimmt der Biotitgehalt zu, der Kalifeldspatgehalt ab. Lokal treten auch hornblendeführende Biotit-Andesin-Gneise mit Kalifeldspat auf.

b) Schieferiger Muskowit- bis Zweiglimmer-Plagioklasgneise

Hauptgemengteile: Plagioklas	30–65 Vol% An-Gehalt 21–32%
Quarz	20–40 Vol%
Biotit	10–30 Vol%
Muskowit	0–10 Vol%

Mittlerer Korndurchmesser: 0,2–0,8 mm

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Hämatit, Magnetit, Magnetkies, Pyrit, Arsenkies

Übergemengteile: Granat, Disthen, Hornblende, Kalifeldspat, Staurolith, Sillimanit, Andalusit, Turmalin, Chlorit, Orthit, sekundäres Karbonat

Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch. Zeilenbau ist verbreitet. Wechsellagerung von schiefrigen, glimmerreichen Lagen mit feinkörnigen, hornfelsartigen und quarzreichen Zwischenlagen ist häufig. Kalksilikatführende Einschlüsse sind besonders im nördlichen Malcantone und im Cenerigebiet charakteristisch.

Das veränderte Nebengestein

Das Nebengestein erlitt fünf verschiedene Veränderungen, die z. T. wenigstens nicht unabhängig voneinander sind:

1. eine Serizitisierung,
2. eine Chloritisierung,
3. eine Ankeritisierung,
4. eine Silifizierung,
5. eine Sulfidimprägnation.

Die Veränderung des Nebengesteins von Gängen der Paragenesen 1a–1c erstreckt sich auf eine maximal 1–2 m mächtige Zone beidseitig des Ganges, von Gängen der Paragenesen 2a–2e gleicher Gangmächtigkeit auf eine höchstens 0,5–1 m mächtige Zone. Die Art der Umwandlung ist unabhängig vom Nebengesteinstyp. Sie ist eine Funktion der Zusammensetzung der hydrothermalen Lösungen, der Temperatur, des Druckes und der Zeit, die für die Einwirkung auf das Nebengestein zur Verfügung stand. Dementsprechend zeigt sie eine gewisse, wenn auch nicht sehr ausgeprägte Abhängigkeit vom Gangtyp.

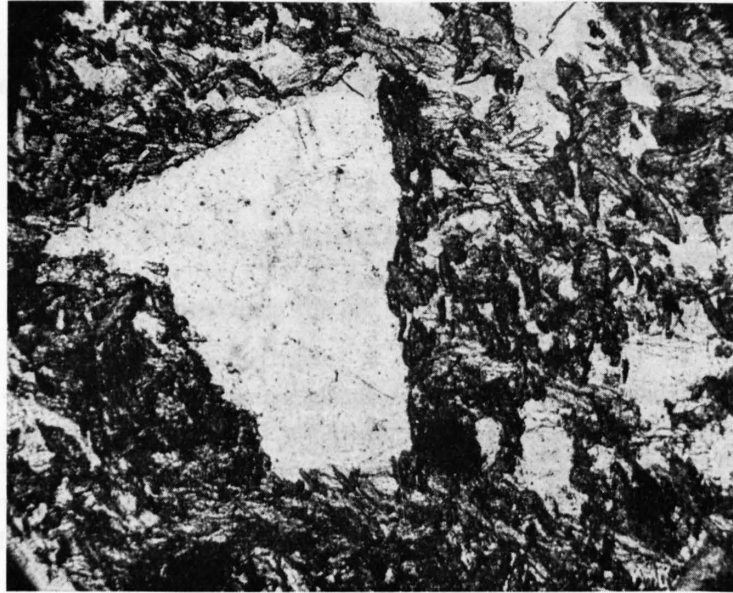
Die Serizitisierung und Ankeritisierung

Die Serizitisierung erfaßt vor allem die Plagioklase; die Kalifeldspäte sind bedeutend resistenter und sind meist erst in unmittelbarer Gangnähe (10–20 cm Abstand) vollständig serizitisiert. Am Kontakt zu Ankeritmassen von Gängen der Paragenesen 2c und 2e wurden frische Kalifeldspäte beobachtet, die von Ankerit- und Gangquarzäderchen durchschwärmt werden; diese zeigen dasselbe optische Verhalten wie die Kalifeldspäte des normalen Nebengesteins, d. h. sie zeigen nur selten eine Mikroklingitterung, meist aber eine flammige Auslöschung.

Die Zersetzung des Plagioklases beginnt längs Gesteinsklüften und nimmt gegen den Gang hin rasch unter Erhaltung des Gefüges zu. Bei beginnender Zersetzung wird vorerst eine Lamellenschar der nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingten Plagioklase bevorzugt. Gleichzeitig wird auch der Biotit unter Rutilausscheidung in einen muskowitähnlichen Glimmer ausgebleicht. In Gangnähe, und vor allem auch in Nebengesteinsrelikten im Gang selbst, hat oft eine Zunahme des Serizitanteiles auf Kosten des Nebengesteinsquarzes stattgefunden. In größeren Serizitmassen, in denen man gelegentlich nach dem zersetzten Plagioklas orientierte Partien beobachtet, schwimmen kleine, xenomorphe Quarzkörner, oder, je nach der Intensität der Umwandlung, auch größere Quarzaggregate mit kleinen poikilitischen Feldspateinschlüssen. Dazwischen finden sich größere Muskowitlamellen, die z. T. primär, z. T. auch aus Biotit entstanden sind. Zirkon und hie und da auch Apatit haben diese Umwandlung meist ohne sichtbare Veränderungen überstanden, ebenso der seltene Granat.

Zusammen mit der Serizitisierung fand oft eine Ankeritisierung statt. Auch sie setzt zuerst beim Plagioklas ein, der längs Spaltrissen und Zwillingsgrenzen von einzelnen, winzigen Ankerit rhomboedern verdrängt wird. In einem weiter fortgeschrittenen Stadium wird das ganze Korn davon erfüllt, bis schließlich in einer dichten, extrem feinkörnigen Karbonatmasse noch einzelne Quarzkörner und Serizit-Muskowit-Schüppchen zusammen mit Rutil und eventuell noch Sulfiden schwimmen. Oft ist auch bei feinkörnigem Nebengestein zu sehen, wie die Ankeritisierung, von feinen Klüften ausgehend, die benachbarten Partien stärker erfaßt hat, oder wie sie, von konkordanten Lagen ausgehend, die dazwischenliegenden Partien mehr oder weniger stark beeinflußt hat. In einigen Fällen (z. B. Aranno) kam es zur Bildung von mittel- bis feinkörnigem, flachrhomboedrischem Ankerit, der das Nebengestein bis auf den Quarz vollkommen verdrängt hat (Figur 20). Solche Partien können allmählich in dichte Ankeritmassen übergehen.

Die relative zeitliche Stellung der Ankeritisierung zur Serizitisierung ist aus den Dünnschliffbildern nicht immer zu ermitteln. Sehr wahrscheinlich dürfte die Ankeritisierung unmittelbar der Serizitisierung gefolgt sein, möglicherweise haben beide Vorgänge gleichzeitig stattgefunden. Quantitative Beziehungen konnten keine gefunden werden, d. h. die Ankeritisierung kann bei starker Serizitisierung weitgehend fehlen und um-



Figur 20. NNW Aranno. 65X. Ankeritisierung von serizitisiertem Nebengestein. Hier ausnahmsweise etwas grobkörnigere, flachrhomboedrische Ankerite, haben die serizitisierten Nebengesteinspartien fast vollständig verdrängt. Nur wenige Serizitrelikte blieben erhalten. Selbst der Nebengesteinsquarz wird randlich von Ankerit verdrängt (Nebengesteinsquarz ist weiß, z. T. etwas bestäubt).

gekehrt. Trotzdem scheinen die beiden Umwandlungsarten eine gemeinsame Ursache zu haben. Möglicherweise haben Wasser und Kohlensäure bei der Zersetzung der Feldspäte die Hauptrolle gespielt. Dabei wurde der Plagioklas in Glimmer umgewandelt (das Na:K-Verhältnis der veränderten Nebengesteine wurde nicht bestimmt, so daß keine Aussagen über eine allfällige K-Zufuhr oder Na-Wegfuhr gemacht werden können), wobei Ca zusammen mit dem Fe und Mg des Biotites in Ankerit übergeführt wurden. Der frei werdende Quarz wurde später wieder als Gangquarz abgeschieden.

Daß es in einigen Fällen zu keiner, oder nur zu einer bescheidenen Ankeritisierung kam, kann durch zu kleine pH-Werte mit entsprechend niedrigem CO_2 -Druck erklärt werden. Da andere Neubildungen von Ca-Mineralien fehlen, muß Ca weggeführt worden sein und dürfte erst in oberflächennäheren Lagen oder eventuell bei tiefer thermalen Bedingungen als Ankerit ausgeschieden worden sein. Dafür spricht auch die Beobachtung, daß die reichlich Baryt führenden Gänge von Aranno und Ponte Aranno bedeutend größere Ankeritmengen aufweisen als die wahrscheinlich bei höheren Temperaturen gebildeten Gänge der Mte.-Lema-Scholle und des SW-Hanges des Mte. Mondini.

Die Chloritisierung

Abgesehen von unbedeutenden Chloritisierungen des Nebengesteins der Vorkommen des Scree und einiger östlich anschließender Gänge, beschränkt sie sich auf das Gebiet von Pirocca-Torri-Firinescio (Arsenkies-Pyrit-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese). Dafür erreicht dort die Ankeritisierung nie einen besonders intensiven Grad. Die Chloritisierung erfaßte den Biotit vollständig und die Feldspäte wenigstens teilweise, die auch serizitisiert wurden. Im Dünnschliff beobachtet man Bereiche, in denen sie vollständig serizitisiert wurden, in andern Bereichen sind Chlorit und Serizit fleckig oder lagig verteilt im selben Feldspat. Nur chloritisierte Feldspäte sind eher selten. In Gangnähe dominiert meist Chlorit, und Serizit findet sich nur untergeordnet, regelmäßig verteilt im Chloritfilz. Im übrigen ist das mikroskopische Bild der Chloritisierung dasselbe wie bei der Serizitisierung. Der Chemismus der Chlorite wurde nicht näher untersucht, so daß über allfällige Zufuhr von Mg und Fe nichts ausgesagt werden kann. Denkbar ist eine Umwandlung des Biotites in Chlorit durch Wasserzufuhr, wobei Si, Fe, Mg und K frei werden, so daß für die Chloritisierung der Feldspäte das Fe und Mg aus dem Biotit stammen könnte.

Die Silifizierung

Silifizierung von Nebengestein ist eine verbreitete Erscheinung in denjenigen Gängen, deren Nebengestein keine Chloritisierung und keine intensive Ankeritisierung aufweist. Sie ist also vor allem in serizitisierten Nebengesteinen ausgeprägt, die als Gangbrekzien oder als brekzienartige Massen zwischen eigentlichen Mylonitzonen auftreten. Das Hangende und Liegende der Gänge wurde im allgemeinen nur wenig verquarzt und umfaßt eine höchstens 5–10 cm breite Zone.

Im Dünnschliff unterscheiden sich derart veränderte Bereiche deutlich von den eigentlichen Quarzgängen. Dieser Quarz ist stets sehr feinkörnig. Die stengelig ausgebildeten, hypidiomorphen bis idiomorphen Individuen werden etwa 0,3 mm lang. Sehr oft sind sie deutlich geregelt, indem die c-Achsen zwei zueinander senkrechte Richtungen in einer Ebene bevorzugen. Je nach dem Grad der erreichten Silifizierung weisen solche Partien zahlreiche oder nur noch spärliche Seriziteinschlüsse in den Zwickeln des Quarzes auf. Waren die vorangehende Serizitisierung und Ankeritisierung nicht derart intensiv, daß auch die Nebengesteinsquarze verdrängt wurden, so finden sich diese wieder als größere, xenomorphe Einsprenglinge in den silifizierten Partien. Auch übernommene Zirkone verraten die Herkunft solcher Partien, in denen auch idiomorphe Rutil, selten Anatase auftreten, deren Material aus dem Biotit herkommen dürfte.

War das zu verdrängende Nebengestein sowohl ankeritisiert als auch serizitiert worden, so griff der Quarz vorerst das Karbonat an, während der bedeutend widerstandsfähigere Serizit unter Erhaltung der ursprünglichen Textur noch über kurze Strecken verfolgbar ist, bevor auch er weitgehend durch Quarz ersetzt ist.

Die Silifizierung geht stets von der ersten Gangquarzgeneration aus. Quarzadern der zweiten Generation können silifizierte und auch sonstwie veränderte Nebengesteinsbereiche durchqueren, ohne daß es im letzteren Fall zu einer Verquarzung kam. Der Übergang von eigentlichem Gangquarz zu silifiziertem Nebengestein vollzieht sich zum Beispiel in Astano in Bereichen von Millimetern, in denen man einen Wechsel der Korngröße und das Auftreten von anfänglich spärlichem Serizit beobachtet, oder er kann auch plötzlich erfolgen.

Diese Erscheinung der Silifizierung hat zur Folge, daß die unbedeutenden Störungszonen jetzt vielfach als vererzte und silifizierte Härterippen in Bachbetten auffallend in Erscheinung treten.

Die Sulfidimprägnation des Nebengesteins

Von den Sulfiden spielen nur Pyrit und Arsenkies eine bedeutende Rolle als Neubildungen im veränderten Nebengestein. Die übrigen, Gold inbegriffen, treten in nur ganz unbedeutenden Mengen im Nebengestein auf.

In der Regel bilden Pyrit und Arsenkies Idioblasten, die je nach dem verdrängten Material arm oder reich an übernommenen Einschlüssen sind. Besonders leicht wird Ankerit verdrängt und ist dementsprechend als Einschuß selten, außer in den skelettartigen Blasten. Auch Quarz ist nicht häufig in diesem Pyrit und Arsenkies anzutreffen. Hingegen sind Serizit und besonders Rutil, der überhaupt keine Korrosionserscheinungen zeigt, verbreitet. Die eher seltenen skelettartigen oder sonst xenomorphen Pyrite sind erst in einer späteren Gangphase gebildet worden. Wo sie auftreten, sind sie jünger als Arsenkies und bilden oft auch eine jüngere Pyritgeneration, die sich von den älteren Idioblasten deutlich unterscheiden. Hie und da sitzen sie diesen auf. Auch die zonar angeordneten Gangarteinschlüsse, die gelegentlich einen Trachtwechsel des angewachsenen Pyrites zum älteren verraten, beweisen, daß die Sulfidimprägnation des Nebengesteins nicht ein einmaliger Akt war. Hie und da, z. B. in Astano, sind diese Idioblasten im Nebengestein lagig oder längs diskordanten Scherzonen angereichert. Offensichtlich dienten gewisse Lagen und Störungszonen als Zufuhrkanäle des S und As; auch Fe wurde wahrscheinlich zugeführt, denn das verdrängte Volumen von Nebengestein konnte kaum den gesamten Fe-Bedarf decken. Nirgends konnte ein Beiseiteschieben des Nebengesteins als Folge dieser Sulfidblastese beobachtet werden.

Neben dieser Pyrit- und Arsenkiesimprägnation, die sicher jünger als die Ankeritisierung, Serizitisierung oder Chloritisierung ist, sind diese beiden Sulfide sehr verbreitet in den silifizierten Gesteinspartien. Die im Malcantone sehr häufigen Mylonitzonen, die durch fein verteiltes Sulfid hellgrau bis grauschwarz verfärbt sind, weisen lediglich diese Arsenkies-Pyrit-Führung des verquarzten Nebengesteins auf. Sie sind stets idiomorph gegen Quarz und ähnlich feinkörnig; selten erreichen sie eine Korngröße von 1 mm oder gar mehr. Bald sind

sie diffus verteilt, bald wolkig angereichert. Der Gehalt eines Ganges an diesen Sulfiden ist stets sehr gering und dürfte einige Prozente kaum übersteigen.

Erreichen die Gangquarzpartien eine bedeutendere Mächtigkeit (10 cm und mehr), so ist in der Regel auch der Quarz der Randzonen des imprägnierten Nebengesteins grobkörniger und dementsprechend auch die Sulfide. So zeigen sich dann Übergänge zu den größeren Arsenkies-Pyrit-Quarz-Massen, die zusammen mit reliktischem Serizit einen bedeutenden Teil des Ganginhaltes von Astano und auch von Miglieglia ausmachen.

Weitere Umwandlungen und Neubildungen im Nebengestein

Eine Graphitbildung im Nebengestein konnte nur in Astano und Beride beobachtet werden. Er findet sich dort vor allem auf Bewegungsflächen, wo er eigentliche Spiegel bildet, ferner als feine Schüppchen im serizitierten Nebengestein, das keinen Ankerit enthält. In durchbewegten Partien kommt Graphit natürlich in Kontakt mit Karbonat.

Titanit reagierte ebenfalls sehr empfindlich auf die hydrothermale Beeinflussung und ist fast immer in Rutil umgewandelt, der jetzt löcherige Pseudomorphosen nach Titanit bildet. In einigen Fällen kam es aber zur Neubildung von Titanit (Riva Sole, Seite 32, möglicherweise auch bei Firinescio, Seite 20, und Miglieglia, Seite 47).

Die Bildung des Rutils bei der Chloritisierung und Ausbleichung des Biotites wurde bereits erwähnt. Anatas ist selten und wurde nur einmal festgestellt (Ponte Aranno, Seite 56), wo er zusammen mit Pyrit und tafeligem Magnetkies im Quarz idiomorphe, kleine Kristalle bildet, in deren Nachbarschaft auch Rutil mit eingelagertem (entmischem?) Hämatit auftritt.

Neubildung von Albit oder Albitisierung von Plagioklas wurde nur im Vorkommen am Romanino (Seite 39) und bei Riva Sole (Seite 32) beobachtet. P. GRAETER beschreibt solche Erscheinungen auch in den Serizitschiefergneisen westlich Bosco-Manno, die er in Zusammenhang mit einer Mylonitisierung bringt.

Turmalinneubildungen im veränderten Nebengestein von Erzgängen sind nicht häufig. Am verbreitetsten ist er im Gebiet von Firinescio-Torri-Pirocca, wo er an chloritisiertes Nebengestein gebunden ist. Im Gang von Astano ist er in den serizitierten Partien bedeutend seltener. Apatit ist noch seltener und sein Verbreitungsgebiet deckt sich ungefähr mit dem des Turmalins; Apatit wurde aber auch im veränderten Nebengestein der Gänge von Miglieglia beobachtet.

Diese beschriebenen Umwandlungserscheinungen der Gneise beschränken sich aber nicht nur auf die nächste Umgebung von Erzgängen. Sie sind sehr verbreitet in den oft über 50 m breiten Störungszonen und deren Umgebung, ohne daß eine nennenswerte Sulfidführung vorhanden ist. In diesen Fällen ist eine Serizitierung, verknüpft mit einer Ankeritisierung oder Chloritisierung, von Bedeutung, während die Silifizierung nie sehr ausgeprägt entwickelt ist. Überall am SW-Hang des Mte. Mondini ist ferner der kalifeldspatführende Biotit-Andesin-Gneis weitgehend ausgebleicht; der Plagioklas ist stark serizitiert und karbonatisiert. Stellenweise beobachtet man auch reichlich Neubildungen von Turmalin. P. GRAETER beschreibt kontaktmetamorphe Erscheinungen am quarzführenden Hornblende-Biotit-Diorit-Stock nördlich Ponte Tresa, die sich in einer Rekristallisation des Quarzes und des Biotites in den Gneisen äußern. Auch die erwähnten Umwandlungen der Gneise am SW-Hang des Mte. Mondini werden von diesem Autor in denselben Zusammenhang gestellt.

V. Spezielle röntgenographische und röntgenspektroskopische Untersuchungen an Sulfiden sowie Einzelbeschreibungen der wichtigeren Gangarten und Erzminerale

Im folgenden werden diejenigen Mineralien näher beschrieben, die in mehreren Gängen und Gangtypen auftreten, oder die sonst für die Genese der Lagerstätten von Bedeutung sind. Für die Beschreibung von Mineralien, die nur in einem Vorkommen von Bedeutung sind, wird auf die Einzelbeschreibung verwiesen.

1. Gangarten

Quarz

Ausgenommen vielleicht in den Zinkblendegängen von Aranno und den ankeritreichen Vorkommen bei Ponte Aranno und westlich Pura, ist Quarz das wichtigste Gangmineral überhaupt.

Abgesehen von den bereits beschriebenen silifizierten Partien, variiert die Korngröße des Gangquarzes stets etwa zwischen 0,1 und 2 mm; zentimetergroße Quarze sind selten. In allen Vorkommen sind sie stets milchig weiß. Nur die Spitzen der in Drusen frei gewachsenen (vor allem bei Ponte Aranno) können etwas durchscheinender sein. In unbeanspruchten Bereichen ist ihre Kornform stets hypidiomorph bis idiomorph.

Die Quarze der verschiedenen Gangtypen weisen primär keine makroskopischen Unterschiede auf. Entsprechend der stärkeren postkristallinen Beanspruchung der Gänge in der Mte.-Lema-Scholle fehlen Quarzdrusen in der Regel in den Gängen der Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese. Unter dem Mikroskop lassen sich aber auf Grund der Anordnung der Flüssigkeitseinschlüsse zwei Quarztypen unterscheiden, die meist räumlich getrennt in verschiedenen Gangtypen, oder wenigstens zeitlich getrennt während verschiedenen Bildungsphasen im selben Gang auftreten. In der älteren Quarzgeneration sind die Flüssigkeitseinschlüsse regellos verteilt oder in perlschnurartigen Zügen angereichert, die unbekümmert um Korngrenzen sich durch mehrere Individuen erstrecken können. Ganz ähnlich, aber in etwas spärlicherer Menge, sind die Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz des Nebengesteins angeordnet. Dieser Typ ist vor allem in den Gängen der Mte.-Lema-Scholle (Astano, Pirocca, Torri, Firinescio) und am SW-Hang des Mte. Mondini (Purasca, Romanino) sowie in den älteren Arsenkies-Pyrit-Generationen der übrigen Gänge (z. B. Miglieglia) verbreitet. Der zweite Typ zeichnet sich durch zonar angeordnete Einschlußbänder aus, die oft sehr schön verschiedene Wachstumsstadien des Quarzes abbilden. In seltenen Fällen sind sie bereits makroskopisch erkennbar (Ponte Aranno). Sie sind vor allem in der letzten Quarzgeneration verbreitet, die als Spaltenfüllung meist eine Kammtextur aufweist oder auch Drusen bildet. Dieser Typ findet sich vor allem in den Zinkblendegängen von Aranno und in den Sb-führenden Gängen im Gebiet zwischen Miglieglia-Aranno-Novaggio, gelegentlich auch am SW-Hang des Mte. Mondini. In tektonisch beanspruchten Quarzen sind diese Erscheinungen selbstverständlich nicht mehr zu sehen. Leider sind diese Einschlüsse in beiden Typen stets sehr klein, so daß eine nähere Bestimmung ihres Inhalts nicht ohne weiteres möglich ist. Auch konnten keine quantitativen Unterschiede in ihrer Zusammensetzung (z. B. Größe der Gasblase oder das Vorhandensein einer dritten, festen Phase) beobachtet werden, die unter Umständen Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen ermöglichen würden. Auf Grund der Paragenesen kann nicht mit Sicherheit geschlossen werden, daß Quarze mit zonar angeordneten Einschlußbändern einer tiefer thermalen Phase angehören (am Mte. Mondini zusammen mit Magnetkies, Turmalin und Kalifeldspat, im Gebiet von Miglieglia-Aranno-Novaggio zusammen mit Blei-

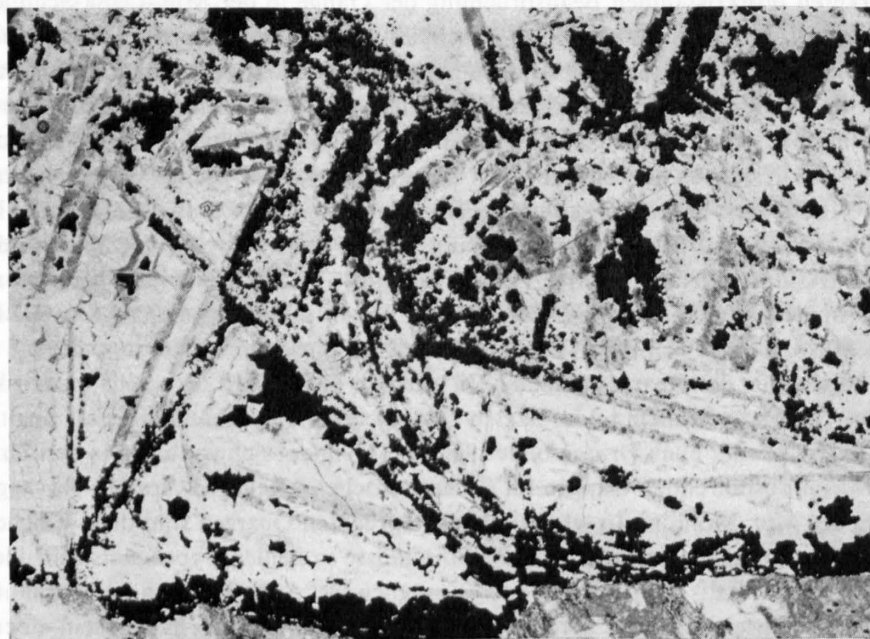
glanz, Zinkblende, Antimonit usw.). Diese Erscheinung deutet eher auf gleichartige Wachstumsbedingungen in bezug auf Wachstumsgeschwindigkeit und auf die Möglichkeit, in freie Hohlräume zu wachsen.

Unbeanspruchte Quarze aller Gangtypen zeigen bei gekreuzten Nicols einen komplizierten Innenbau, der sich in Schnitten parallel der c-Achse in einer flammigen Auslöschung äußert. Schnitte senkrecht c lassen oft einen feinen, diffusen Lamellenbau erkennen, wobei die nur wenige μ breiten Lamellen alle parallel das ganze Korn durchziehen oder wenigstens in gewissen Sektoren vorhanden sind. Gelegentlich sind auch undeutlich zwei Lamellenscharen zu erkennen, die sich in Schnitten senkrecht c unter etwa 60° schneiden. Das Bild erinnert an eine eben erkennbare Mikroklingitterung in Kalifeldspäten. Schnitte senkrecht c von Quarzen der jüngeren Generation, die Spalten füllen, zeigen meist einen Sektorbau, der wohl auf eine Verzwilligung hindeutet. Die einzelnen Sektoren können abwechselnd einachsiger positiv und zweiachsiger positiv sein, mit einem Achsenwinkel von maximal etwa $10-15^\circ$. Gegenüberliegende Sektoren zeigen denselben Achsenwinkel. Es treten aber auch Quarze auf, deren Sektoren alle einachsiger sind; solche mit nur zweiachsigen Sektoren wurden nie gefunden. Die Zweiachsigkeit der Quarze ist aber unabhängig vom Sektorbau. Einheitlich zweiachsige Quarze sind sehr verbreitet, auch in tektonisch ungestörten Partien, wo sie unmittelbar neben optisch einachsigen auftreten. Die Ursache dieser Zweiachsigkeit ist möglicherweise der oben erwähnte Lamellenbau. Alle Quarze, die ihn zeigen, sind optisch zweiachsiger. Daneben gibt es aber auch zweiachsige Quarze, die optisch keinen Lamellenbau zeigen. Die Ein- oder Zweiachsigkeit der Quarze ist also unabhängig von der Paragenese. Der Sektorbau hingegen kann nur in der letzten Quarzgeneration von tiefer thermalen Gängen (Ponte Aranno, Inent) beobachtet werden.

Der Quarz als Verdränger

Die Silifizierung des serizitisierten oder karbonatisierten Nebengesteins wurde bereits Seite 73 beschrieben. Von den älteren Gangbildungen werden nur zwei Mineralien, nämlich Ankerit und Zinkblende, von Quarz verdrängt.

Die Verdrängung des Ankerites geht aus den isolierten, einseitig stark resorbierten Karbonatrelikten in Gangquarzmassen und aus den lokal angereicherten, völlig xenomorphen und einheitlich orientierten Ein-

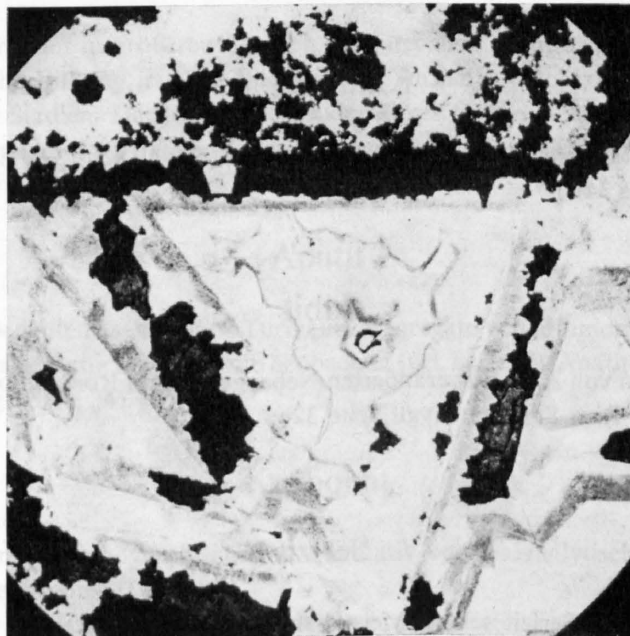


Figur 21. NNW Aranno. Dünnschliff. 7x. Zinkblende (schwarz) sitzt auf verändertem Nebengestein (unten); Quarz I und Ankerit I fehlen. Ursprünglich bildete die Blende tafelige Aggregate, die frei in Hohlräume hineinwachsen konnten. Diese wurden mit Quarz II ausgefüllt, unter starker Verdrängung der Blende. Die verdrängten tafelligen Aggregate erkennt man im Quarz an den breiten einschlußreichen Bändern.

schließen im Quarz hervor (Figur 11). H. HUTTENLOCHER (1934) beschreibt sehr schöne Verdrängungsbilder aus der Galerie Baglioni bei Miglieglia.

Eindrucksvoller aber als die Verdrängung des Ankerites ist die Resorption der Zinkblende durch Quarz, ein Phänomen, das sich besonders schön in den Gängen bei Aranno beobachten läßt. Es ist aber auch in den Vorkommen von Astano, Miglieglia und am Romanino zu verfolgen. Risse werden in der Blende von Quarz verheilt, unter gleichzeitiger Ausweitung derselben. Dabei werden in Astano gleichzeitig mit der Blende gebildete Pyrite und Arsenkiese vom Quarz übernommen (Figur 3, 4), Entmischungen von Magnetkies und Kupferkies hingegen wurden ebenfalls verdrängt, sofern überhaupt die Entmischung vor der Verdrängung stattgefunden hat. Dies ist zumindest in Miglieglia der Fall gewesen, wo man in kleinen Zinkblenderelikten im Quarz unverhältnismäßig große Kupferkiesentmischungströpfchen beobachten kann (Kupferkies:Zinkblende $\cong 1:1$). Idiomorphe bis hypidiomorphe Quarzindividuen sind in der Blende stellenweise verbreitet. Fast überall senden sie kleine Apophysen in die Blende, wo sie sich aber rasch verlieren. Z. JOHAN und J. HAK (1963) haben in einer Arbeit über Quarzmetakristalle in Zinkblende gezeigt, daß bei der Verdrängung die Spaltbarkeit des Wirtes eine wichtige Rolle spielt. Der Winkel der Spaltbarkeit nach (110) der Blende beträgt 135° , so daß an Schnitten senkrecht C durch Quarz auch dieser Prismenwinkel zu erwarten ist, falls die Metasomatose noch nicht vollständig abgelaufen ist. Dieser Winkel wurde auch an Quarzen in Zinkblende (vor allem bei Aranno) beobachtet. Zinkblenderelikte im Quarz sind häufig und nach dem Ätzen zeigen sie oft dieselbe Orientierung der Zwillinge wie in den benachbarten, größeren Partien.

Die Verdrängung der Zinkblende in den Gängen bei Aranno erreichte ein größeres Ausmaß; verglichen mit der maximalen Gangmächtigkeit von etwa 50 cm, umfassen die merklich bis vollständig verdrängten Partien eine Mächtigkeit bis gegen 10 cm, und stellt damit die im Untersuchungsgebiet bedeutendste Gangmetasomatose dar, abgesehen natürlich von den Veränderungen des Nebengesteins. Sie war in hohem Maße begünstigt durch die speziellen Wachstumsbedingungen, die es der Zinkblende erlaubten, in freien Drusen skelett- bis plattenartige Gerüste zu bilden, deren Zwischenräume nicht mehr vollständig ausgefüllt werden konnten. Diese wurden erst nachträglich von Quarz erfüllt (Figur 21, 22). In andern Fällen beobachtet man, daß die jüngere Quarzzufuhr zwischen dem Salband und den massigeren Zinkblendepartien eingesetzt hat



Figur 22. NNW Aranno. Dünnschliff. $16\times$. Detail von Figur 21. Quarz verdrängt Zinkblende (schwarz). Man erkennt jetzt deutlicher die Einschlüßbänder an Stellen, wo Quarz Blende verdrängt hat; sie verlaufen unabhängig von den Korngrenzen des Quarzes. Daneben die zonar angeordneten, einschlüßreichen Bänder im Quarz, wie sie typisch sind für Quarze, die in freie Hohlräume hineinwachsen konnten.

und diese gegen das Ganginnere zu verdrängt. Im allgemeinen ist der die Blende verdrängende Quarz feinkörniger als der in angrenzenden Hohlräumen gebildete.

Die Einschlußbänder (Figur 21, 22) verleihen oft den betreffenden Quarzpartien scheinbar eine niedrigere Lichtbrechung als den einschlußfreien desselben Kornes.

Die mechanische Beanspruchung der Quarze

Die Quarze zeigen sehr oft Spuren mechanischer Beanspruchung wie undulöse Auslöschung, Böhm'sche Streifung, Scherflächenbildung, meist verbunden mit feinen Mörtelquarzzügen, in denen der Quarz unter Umständen bereits wieder rekristallisiert ist, oder einfache Mörtelquarzzüge. Die Beanspruchung der Quarze war sehr selektiv. Selten beobachtet man Partien von mehr als 0,5 mm Breite mit einer starken Beanspruchung. Quarze mit Scharen paralleler Scherflächen können unmittelbar neben solchen mit höchstens schwach undulöser Auslöschung liegen. Die Böhm'sche Streifung beobachtet man eher an kleineren Körnern, bei größeren höchstens an gewissen randlichen Stellen.

Rekristallisierte Quarzpartien sind vor allem in den Gängen der Mte. Lema-Scholle, bei Beride und am Romanino anzutreffen, sind aber im Verhältnis zu den nicht rekristallisierten nicht häufig. Rekristallisierte Quarze zeichnen sich durch ihr grobes Korn (0,5–2 mm), durch ihre Allotriomorphie, ihre etwas verzahnten Korngrenzen und durch ihre fleckig-undulöse Auslöschung, bei der man schemenhaft die Umrisse von Quarzkörnern erkennt, die wahrscheinlich vom Altbestand herrühren.

Die Beziehungen des Quarzes zu den übrigen Mineralien

Gegenüber Pyrit und Arsenkies ist Quarz fast immer xenomorph. Im Gangzentrum beobachtet man selten gegen Quarz xenomorphe Pyrite und Arsenkiese.

Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerz und Magnetkies sind stets xenomorph gegen Quarz und korrodieren ihn z. T. etwas. Die stengeligen Sb-Sulfide sind idiomorph gegen Quarz, ebenso der tafelige Magnetkies von Purasca.

Kalifeldspat

Als Gangart wurde Kalifeldspat nur auf dem Sceree beobachtet (vgl. Seite 32). Er tritt als Hauptgemengteil in Pegmatiten auf (vgl. Seite 34).

Albit

Es wurden Neubildungen von Albit im veränderten Nebengestein am Romanino beobachtet (vgl. Seite 39). Eine Albitisierung fand bei Riva Sole statt (vgl. Seite 32).

Serizit

Als eigentliche Gangart ist Serizit selten. Meist handelt es sich um Relikte von serizitisierten Nebengesteinspartien, die bei der nachfolgenden Silifizierung verändert wurden. Als Gangbildung wurde sehr feinschuppiger Serizit (0,01 mm) nur bei Ponte Aranno in deutlichen Mengen beobachtet, wo er als mehrere Millimeter breite Spaltenfüllung zusammen mit Quarz oder allein auftritt. Seine Identität als Serizit wurde röntgenographisch festgestellt (Pulveraufnahme).

Muskowit

Muskowit ist sehr selten als Gangart anzutreffen und wurde nur in äußerst geringen Mengen im Gang bei Purasca angetroffen. Die Blättchen erreichen höchstens eine Länge von 0,3–0,5 mm und sind mit Gangquarz vergesellschaftet.

Chlorit

Das Auftreten von Chlorit als Gangart beschränkt sich zur Hauptsache auf diejenigen Gänge, deren Nebengestein chloritisiert wurde. Als Gangart tritt stets ein wurmartig ausgebildeter, z. T. aufgeblätterter Chlorit auf. Er bildet größere Nester in Quarzwickeln und ist im umgebenden Quarz als Einschlus verbreitet. Streckenweise bildet er die einzige Gangart in millimeterbreiten Äderchen (Riva Sole). In einem Zinkblendegang bei Aranno findet sich ein chloritähnliches Mineral im Gangquarz, dessen Linien des Pulverdiagramms allerdings mit keiner Chloritvarietät genau übereinstimmen, dessen Aussehen im Dünnschliff an farblosen bis blaßgrünen Chlorit erinnert. Er bildet feinste, zu girlandenartigen Aggregaten vereinigte Gebilde, die mehrere Quarzkörner umhüllen und hie und da auch Einschlüsse im Quarz.

Turmalin

Mit Ausnahme eines Ganges in Val Pirocca ist Turmalin als Gangart selten. In geringen Mengen tritt er am SW-Hang des Mte. Mondini und in den übrigen Gängen der Mte.-Lema-Scholle auf. In allen Vorkommen handelt es sich um einen Turmalin mit einem blaßgelben bis braunen Pleochroismus, was auf Dravit, einem Na-Mg-Turmalin, schließen läßt. Die spärlichen Turmalingehalte finden sich fast stets in Gängen mit chloritisiertem Nebengestein oder in Gebieten, in denen eine Chloritisierung charakteristisch ist (eine unbedeutende Ausnahme bildet der Gang bei Purasca).

Das kleine Vorkommen im Val Pirocca zeigt zwar keine besonders ausgeprägte Chloritisierung des Nebengesteins, dafür eine etwas stärkere Serizitisierung. Der Turmalingehalt des Ganges ist beträchtlich (10–20%). Möglicherweise wurde der größere Teil des Mg zur Turmalinbildung gebraucht, so daß nur noch wenig für die Chloritisierung übrigblieb.

Das Auftreten von Turmalin in größeren Mengen bedeutet nicht, daß dieses Vorkommen notwendigerweise eine pneumatolytische Bildung ist. Die Bildung von Turmalin beschränkt sich nicht auf pneumatolytische und pegmatitische Stadien. Der jüngere Arsenkies dieses Ganges zeigt eine Bildungstemperatur von maximal 360 °C bei 1 atm. an, und die Paragenese des Vorkommens unterscheidet sich sonst nicht von übrigen der Mte.-Lema-Scholle.

Apatit

Apatit als Gangart ist bedeutend seltener als Turmalin. Aggregate von idiomorphem Apatit wurden einmal zusammen mit Quarz in einem Gang bei Firinescio beobachtet (vgl. Seite 20). Apatit ist verbreitet in den Pegmatitbildungen des Sceree (vgl. Seite 34).

Karbonat

Die Karbonate wurden röntgenographisch und qualitativ spektralanalytisch untersucht. Dabei wurde stets Ankerit und Calcit beobachtet.

a) Ankerit

Ankerit wird hier im Sinne J. R. GOLDSMITH (1959) als Bezeichnung eines Dolomites mit mehr als 20% Fe in den Mg-Positionen aufgefaßt. Der untersuchte Ankerit enthält wenig Mn und Sr.

Vom Auftreten im Nebengestein abgesehen, bildet der Ankerit eine, höchstens zwei weitere Generationen. Zwischen der Ankeritisierung des Nebengesteins und der Bildung der ersten Ankeritgeneration als Gangfüllung besteht nicht überall ein Generationenunterschied. Oft leiten ankeritisierte Nebengesteinspartien über zu Ankerit als Gangfüllung, wie dies auch bei Quarz hie und da der Fall ist. Die erste Generation von Gangankerit ist stets jünger als Arsenkies, Pyrit und Quarz I. Die zweite, mengenmäßig stets bescheidenere Generation kam überall im Gefolge eines erneuten Aufreißens der Gänge zum Absatz und wird meist von einer zweiten Quarzgeneration mit wenig Sulfiden gefolgt (z. B. Ponte Aranno, Zinkblendegänge westlich Aranno).

Die Korngröße des Ankerites variiert zwischen Bruchteilen von Millimetern und erreicht maximal einige Zentimeter. Die Kornform des Ankerites ist stumpfrhomboedrisch; nur in einigen karbonatisierten Nebengesteinspartien tritt Ankerit mit flachrhomboedrischem Habitus auf.

Die mechanische Beanspruchung äußert sich im Ankerit in verbogenen Spaltrissen. Die extrem feinkörnigen, rundlichen Ankeritaggregate als Komponenten der Gangbrekzien (z. B. im Mte.-Rocchetta-Selva-Bruch, Seite 41) sind eher karbonatisierte Nebengesteinstrümmer als beanspruchtes Gangkarbonat.

In den Gängen SW Miglieglia (Seite 47) spielt Ankerit eine sehr wichtige Rolle als ein von Fahlerz und andern Sb-Sulfiden verdrängtes Mineral, die ihrerseits wieder für die Goldführung von Bedeutung sind. Auch die Kupferkiesführung der Gänge am SW-Hang des Mte. Mondini ist direkt abhängig vom Vorhandensein von Ankerit; das gleiche gilt wahrscheinlich auch für die Bleiglanz-, Fahlerz- und Kupferkiesführung des Mte.-Rocchetta-Selva-Bruches westlich Pura. Ankerit wird ferner von Quarz und Baryt verdrängt. Als Verdränger spielt er abgesehen vom Nebengestein keine große Rolle. Nur die Zinkblende wird von Ankerit etwas verdrängt.

b) Calcit

Der mikroskopisch einschlußfreie Calcit enthält etwas Fe, Mg, Mn und Sr.

Calcit ist nicht besonders verbreitet. Lokal tritt er in größeren Mengen in den Vorkommen von Firinescio, Astano und Beride als tektonisch unbeanspruchte Letztausscheidung auf. In den übrigen Gängen findet er sich nur als mengenmäßig unbedeutende, letzte Querklüftfüllungen. Die Tatsache, daß sich Calcit in größeren Mengen nur in tektonisch deutlich beanspruchten Gängen als unversehrte Letztausscheidung findet, deutet darauf hin, daß es sich nicht mehr um eine primäre Gangbildung handelt. Calcit ist also erst im Gefolge späterer tektonischer Beanspruchung (vermutlich im Tertiär während der alpinen Orogenese) durch Umlagerung von Ankerit entstanden.

Baryt

Das Auftreten von Baryt in deutlichen Mengen beschränkt sich auf ein enges Gebiet westlich und südlich Aranno (vgl. Tafel I). Ganz untergeordnet (weniger als 0,01% des Ganginhaltes) findet sich etwas Baryt auch bei Purasca und bei Val delle Cantine. In allen Vorkommen ist Baryt die jüngste Bildung, abgesehen vielleicht vom Calcit, der in den barytführenden Gängen nur in äußerst geringen Mengen vorhanden ist. In einigen Baryt-Flußspat-Gängen des Luganeser Porphyrgebietes nimmt er in der zeitlichen Abfolge der Sulfide und Gangarten eine andere Stellung ein. D. DI COLBERTALDO und P. PAGNACCO (1961) beschreiben Baryt von Valvassera im Valganna als Frühbildung im tiefthermalen Bereich, die von höher thermalen Bildungen (Kupferkies, Zinkblende, Fluorit, Quarz, Bleiglanz und Zinkblende II) gefolgt wird. Im Gang SW Brusimpiano bei Marzio, ist Baryt wieder Letztausscheidung (vgl. Seite 107), und bei Serpiano ist Baryt jünger als Karbonat, wahrscheinlich aber älter als Fluorit.

Während der Baryt der Gänge im Luganeser Porphyrgebiet rötlich gefärbt ist, zeigt er im Malcantone immer eine milchigweiße bis durchscheinende Färbung. Er ist tafelig ausgebildet und erreicht eine Korngröße von mehreren Zentimetern.

Quarz wird von Baryt kaum angegriffen, Ankerit zeigt aber deutliche Korrosionserscheinungen. Zinkblende wird ebenfalls von Baryt verdrängt; die übrigen Sulfide konnten nie im Kontakt mit Baryt beobachtet werden.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Baryts fällt nach allgemeiner Ansicht in den tiefthermalen Bereich. Nach H. L. BARNES und G. KULLERUD (1961) und H. L. BARNES (1963) nimmt der SO_4 -Gehalt von hydrothermalen Erzlösungen in oberflächennahen Bereichen zu, infolge der Aufnahme von sauerstoffreichem, auf Klüften und Störungszonen zirkulierendem Oberflächenwasser. Somit deutet die Anwesenheit von Baryt in größeren Mengen auf eine oberflächennahe Bildung.

2. Die Erzminerale

Pyrit

Pyrit ist eines der verbreitetsten Sulfide, besonders in den Gängen am SW-Hang des Mte. Mondini und der Mte.-Lema-Scholle (Paragenesen 1a, 1b und 1c). In untergeordneten Mengen (1% und weniger) tritt er in den übrigen Gängen auf, ausgenommen in den Zinkblendegängen bei Aranno (Paragenese 2e), wo er noch seltener ist (weniger als 0,1%).

Die Korngröße variiert zwischen Bruchteilen von Millimetern und einigen Millimetern. Makroskopisch erkennt man Pentagondodekaeder und Würfel. Nach einiger Zeit der Aufbewahrung zeigen die Pyrite in den Anschliffen eine Ätzung, welche Trachtwechsel während des Wachstums der Pyrite aufdeckt.

Entsprechend ihrem Auftreten lassen sich folgende Pyrittypen unterscheiden:

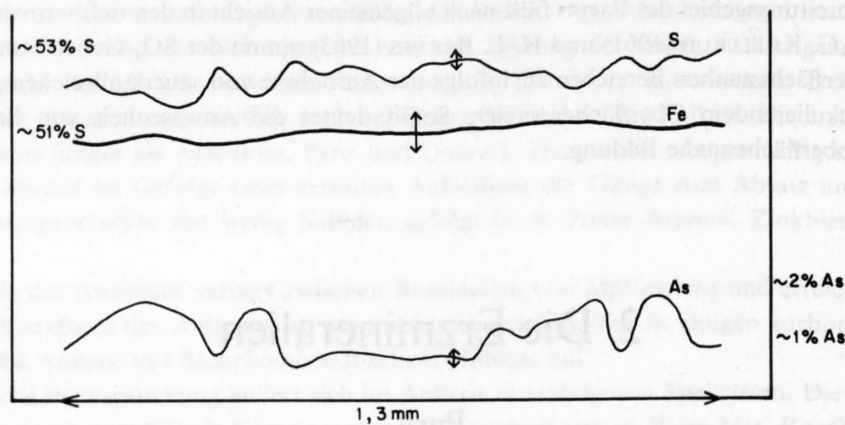
1. Idio- bis Xenoblasten im veränderten Nebengestein (vgl. Seite 73).
2. Idiomorphe, kleine Pyrite im silifizierten Nebengestein mit wechselndem Serizitanteil. Auch diese dürften blastisch gewachsen sein, denn sie fehlen im Gangquarz mit Kammtextrur.
3. Der Pyrittyp 2 leitet über zu diesem Typ, der charakterisiert ist durch größere Aggregate von grobkörnigem Pyrit in grobkörnigem Gangquarz mit reliktschen Serizitnestern und -schüppchen. Dieser Pyrit ist idiomorph gegenüber Quarz; nur die zuletzt gebildeten Pyrite im Gangzentrum (z. B. Miglieglia) sind gelegentlich xenomorph gegen Quarz und zeigen skelettartige Formen.
4. Pyrit tritt als Einschuß in der Blende von Astano, Pradècolo, Cima di Lago (?) und von erratischen Erzblöcken auf, wo er idiomorphe, oft auch skelettartige Einschlüsse bildet, die gleichzeitig mit der Blende gebildet worden sind.
5. Pyrit bildet im Kupferkies große lanzenförmige oder auch extrem kleine, idiomorphe Einschlüsse, die lokal angereichert sind oder girlandenförmige Säume um Kupferkies bilden (vgl. Seite 90).
6. Pyrit, entstanden beim Zerfall des Magnetkieses.

Schwache Anisotropieeffekte sind im Pyrit nach dem Polieren mit Al_2O_3 oder MgO hier und da zu beobachten, besonders auffallend sind sie aber nach der Vorpolitur mit Diamantpaste (Korngröße $1\ \mu$). Sie können derart stark sein, daß bei gekreuzten Nicols die Unterscheidung von Arsenkies und Pyrit schwierig wird. Beim Polieren mit Al_2O_3 oder MgO verschwinden diese Effekte sehr rasch. Die Bemerkung Ramdohrs (1960), wonach die beim Pyrit verbreitete, schwache Anisotropie beim Polieren verwischt wird, trifft sicher zu; ein ähnliches Verhalten zeigen Bleiglanz und Kupferkies.

Gemäß seiner Stellung in der Abfolge der Sulfide und Gangarten spielt Pyrit als Verdränger nur im veränderten Nebengestein eine Rolle. Einzig Markasit (Romanino) und Ankerit werden von Pyrit verdrängt. Pyrit wird von sämtlichen weicheen Sulfiden verdrängt, insbesondere von Bleiglanz, Zinkblende und Fahlerz, weniger deutlich von den übrigen Sb-Sulfiden und nur in sehr geringem Maß von Kupferkies; Magnetkies verdrängt den Pyrit nicht. Eine Verdrängung durch Gangarten konnte nie beobachtet werden.

Entsprechend seiner Altersstellung ist Pyrit oft stärker kataklastisch beansprucht als die jüngeren Sulfide.

In einigen Gängen ist Pyrit älter als Arsenkies (Pyrit idiomorph gegen Arsenkies, Arsenkies bildet Zwickelfüllungen in Pyritaggregaten und Arsenkies führt idiomorphe Pyriteinschlüsse), in andern ist Pyrit jünger als Arsenkies, und z. T. hat sich die Bildung der beiden Sulfide überlappt (idiomorphe Pyriteinschlüsse im Arsen-

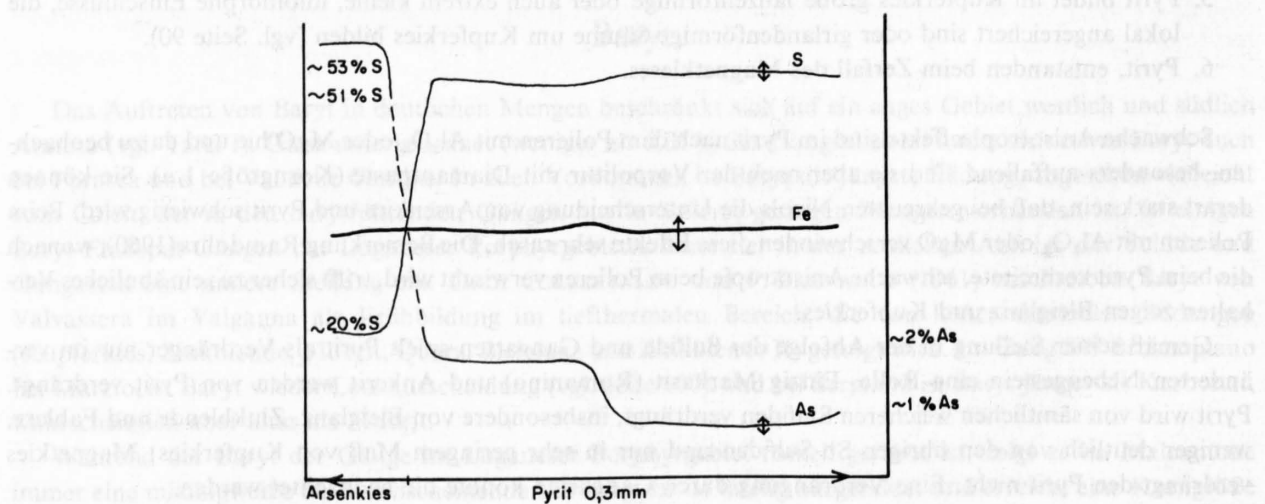


Figur 23. As- und S-Profil durch einen Pyritidioblasten im veränderten Nebengestein. Astano. Die Fe-Verteilung ist innerhalb der Meßgenauigkeit konstant.

kies und umgekehrt). In der Gegend von Pirocca-Torri-Firinescio scheint die Ausscheidungsfolge abhängig vom Mengenverhältnis Pyrit: Arsenkies zu sein; das dominierende Sulfid ist das ältere. In andern Vorkommen stimmt diese Regel nicht. In Astano treten die beiden Sulfide in vergleichbaren Mengen auf, und ein Teil des Pyrites ist älter als Arsenkies. Im Gang bei Riva Sole (Sceree) ist Arsenkies älter als der in vergleichbarer Menge auftretende Pyrit. Westlich Pura ist Pyrit älter als der etwas gleich häufige Arsenkies; gelegentlich findet sich hier noch eine zweite, jüngere Pyritgeneration.

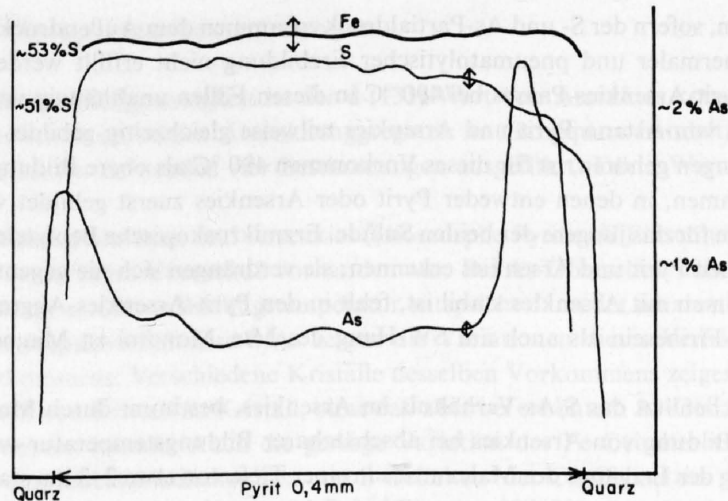
Die aus dem S/As-Verhältnis des Arsenkieses ermittelten Bildungstemperaturen (vgl. Seite 84) lassen keine Abhängigkeit der Ausscheidungsfolge von der Bildungstemperatur erkennen. Die Ausscheidungsfolge scheint abhängig von den jeweils herrschenden S- und As-Konzentrationen der Lösungen gewesen zu sein.

Untersuchungen der As-Verteilung im Pyrit mit der Mikroelektronensonde ergab Anhaltspunkte für wechselnde S- und As-Konzentrationen der Lösungen während der Pyritbildung. Es wurden Pyritidioblasten im veränderten Nebengestein von Astano, Pyrite im Gangquarz von Astano und Pyrite des turmalinreichen Arsenkies-Quarz-Vorkommens im Val Pirocca untersucht. Sie alle weisen einen As-Gehalt zwischen 0,25 und 2% auf. (Die in den Figuren 23–25 angegebenen As- und S-Gehalte wurden auf Grund von Nettoimpulszahlen von Arsenkies und Pyrit abgeschätzt, ohne Korrekturen für Matrix-Effekte zu berücksichtigen.)



Figur 24. As- und S-Profil durch Arsenkies-Pyrit. Astano. Der angrenzende Arsenkies ist jünger als Pyrit. Zusammen mit weiteren Arsenkiesindividuen bildet er einen Kranz um den bedeutend grobkörnigeren Pyrit.

↑ bedeutet Streubereich $\varepsilon_{99,7} = \pm \frac{3 \cdot 100}{\sqrt{N}}$ N = Anzahl Impulse



Figur 25. As- und S-Profil durch einen Pyritkristall im Gangquarz, Astano. Auf der Anschlifffläche fehlt Arsenkies in der näheren Umgebung.

Alle untersuchten Pyrite sind im Zentrum ärmer an As als am Rand, gleichgültig ob sie gegen Gangarten oder andere Sulfide grenzen. Gegen jüngeren Arsenkies zu steigt der As-Gehalt stärker an als gegen Quarz (Figur 24, 25), doch wie Figur 25 zeigt, sind Ausnahmen von dieser Regel nicht selten. Gegen Arsenkies findet oft ein sprunghafter Anstieg um den 2- bis 3fachen Betrag statt, der dann bis zur Korngrenze ziemlich konstant bleibt (Figur 24). Die Idioblasten (Figur 23) zeigen dieselbe As-Verteilung wie die Pyrite im Gangquarz, doch können sie gegen den Rand zu mehr als ein As-Maximum aufweisen.

Der Fe-Gehalt des Pyrites ist innerhalb der Meßgenauigkeit konstant. Die Variation des S-Gehaltes verhält sich umgekehrt zu derjenigen des As. Dieses entgegengesetzte Verhalten zeigt sich beim hohen S-Gehalt des Pyrites erst bei deutlich erhöhtem As-Gehalt.

Interessant ist die Feststellung, daß im Pyrit von Val Pirocca der As-Gehalt gegen Arsenkies in ähnlicher Weise zunimmt wie im Vorkommen bei Astano; hier aber ist Pyrit jünger als Arsenkies, der idiomorphe Einschlüsse im Pyrit bildet und der stets idiomorph gegen den als Zwickelfüllung auftretenden Pyrit ist. Die untersuchten Pyrite des Vorkommens von Astano sind älter als der Arsenkies. Eine nachträgliche Verdrängung des S durch As ist also ausgeschlossen; auch die zwei Maxima am Rand von Pyritidioblasten spricht gegen eine solche Verdrängung. Wahrscheinlich liegt hier ein primärer Ersatz des S durch As vor, bedingt durch wechselnde S- und As-Konzentrationen der Lösungen (zeitlich steigend bei Astano und fallend bei Pirocca) während der Pyritbildung.

L. A. CLARK (1960) vermutet auf Grund seiner experimentellen Untersuchungen des Fe-As-S-Systems, daß Pyrit bei 600 °C ungefähr 0,5% As aufnehmen kann. Gemäß dem vom gleichen Autor entwickelten Arsenkies-Geothermometer kann für das Vorkommen von Astano eine Bildungstemperatur von etwa 300 °C abgeschätzt werden. Somit kann hydrothermal, bei etwa 300 °C gebildeter Pyrit bedeutend mehr As aufnehmen (etwa 2%) als bei 600 °C, im Gleichgewicht mit Arsenkies und im trockenen System hergestellter Pyrit.

Arsenkies

Die Verbreitung des Arsenkieses ist dieselbe wie des Pyrites. Entsprechend ihrem Auftreten lassen sich vier Arsenkiestypen unterscheiden, die den ersten vier Pyrittypen entsprechen (vgl. Seite 81).

Das Arsenkies-Geothermometer

L. A. CLARK (1958, 1959, 1960) hat das System Fe-As-S zwischen 400 und 700 °C untersucht und gezeigt, daß gleichzeitig gebildeter Pyrit und Arsenkies nur unter 490 °C stabil sind; bei etwa 2000 atm können sie bis

etwa 530 °C koexistieren, sofern der S- und As-Partialdruck zusammen dem Außendruck entsprechen. Da diese Bedingung bei hydrothermalen und pneumatolytischen Erzbildungen nicht erfüllt werden kann, ist die obere Stabilitätsgrenze des Pyrit-Arsenkies-Paares bei 490 °C in diesen Fällen unabhängig vom Druck.

Da im Vorkommen von Astano Pyrit und Arsenkies teilweise gleichzeitig gebildet wurden und da sie zu den ältesten Gangbildungen gehören, ist für dieses Vorkommen 490 °C als obere Bildungstemperatur gegeben. Für diejenigen Vorkommen, in denen entweder Pyrit oder Arsenkies zuerst gebildet wurde, gilt diese Temperatur als obere Grenze für das jüngere der beiden Sulfide. Erzmikroskopische Beobachtungen lassen nirgends Reaktionsränder zwischen Pyrit und Arsenkies erkennen; sie verdrängen sich nie gegenseitig. Magnetkies, der oberhalb 490 °C zusammen mit Arsenkies stabil ist, fehlt in den Pyrit-Arsenkies-Aggregaten. Sowohl im Gebiet von Pirocca-Torri-Firinescio als auch am SW-Hang des Mte. Mondini ist Magnetkies jünger als Pyrit und Arsenkies.

L. A. CLARK (1960) benützt das S/As-Verhältnis im Arsenkies, bestimmt durch Messung von $d(131)$, als Geobarometer für die Bildung von Arsenkies bei abschätzbarer Bildungstemperatur und umgekehrt. Nimmt man an, daß die Bildung der Erzgänge des Malcantone in einer Tiefe von etwa 2–3 km stattfand, so kommt man auf einen Überlastungsdruck von 500–800 atm. (Diese Schätzung beruht auf der Annahme, daß die Vererzungen oberkarbonisches bis unterpermisches Alter besitzen und im Zusammenhang mit dem permischen Magmatismus des Seengebirges stehen, dessen Ergußgesteine in etwa 5–10 km Entfernung von den Vererzungen des Malcantone die Oberfläche erreichten.)

An Arsenkies von sieben Vorkommen wurde durch Messung von $d(131)$ das S/As-Verhältnis und daraus die Bildungstemperatur bestimmt (vgl. Tabelle 14).

Da der Fe-Gehalt der Blende von Astano eine Bildungstemperatur > 525 °C (vgl. Seite 96) ergibt, wurde das S/As-Verhältnis im Arsenkies gleichzeitig mit der Blende gebildet (vgl. Seite 93), mit Hilfe der Mikroelektronen-sonde bestimmt. Als Standard dienten die röntgenographisch ermittelten S/As-Verhältnisse von Arsenkies aus vier Vorkommen. In Figur 26 wurden die röntgenographisch und mit der Mikroelektronen-sonde ermittelten Werte für das S/As-Verhältnis korreliert.

Tabelle 14

Temperaturbestimmungen an Arsenkies

Probe	$d(131)$ in Å	Temperatur		S/As aus $d(131)$	$\frac{I_{\text{nettoS}}}{I_{\text{nettoAs}}}$ *
		1 atm	1000 atm		
Astano, FeAsS der 1. Generation.	1,6301	300 °C	360 °C	1,10	0,925
					0,911
					0,919
Astano, FeAsS in ZnS	—	300 °C	360 °C	—	0,907
Riva Sole (Scree)	1,6326	< 440 °C	< 500 °C	1,02	0,765
				1,05	0,757
Val Pirocca	1,6314	< 360 °C	< 440 °C	1,06	0,801
				1,08	0,772
Migliaglia	1,6314	360 °C	440 °C	1,06	0,803
				1,08	
Migliaglia, FeAsS in Fahlerz.	—	330 °C	400 °C	—	0,840
Firinescio	1,6303	< 300 °C	< 370 °C	—	—
Pradecolo	1,6311	350 °C	420 °C	—	—
Cima di Lago (?)	1,6308	330 °C	400 °C	—	—

* $\frac{I_{\text{nettoS}}}{I_{\text{nettoAs}}}$ = Verhältnis der Nettoimpulse von S und As mit der Mikroelektronen-sonde bestimmt. Streubereich $\pm 0,004$.

Fehlergrenze von $d(131) \pm 0,0003$ Å entspricht einer Fehlergrenze der Temperaturbestimmung von ± 15 °C.

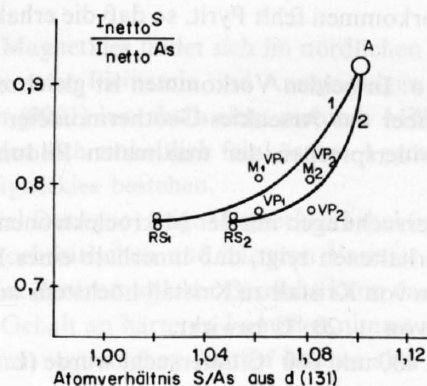
Diskussion der Temperaturbestimmungen

Astano: Innerhalb der Meßgenauigkeit ist der $d(131)$ -Wert von Arsenkies konstant, gleichgültig, ob es sich um Arsenkies aus isolierten, reinen Arsenkiesaggregaten im Gangquarz handelt, oder ob der Arsenkies mit Pyrit vergesellschaftet ist. Es wurden vier Bestimmungen ausgeführt. Der d -Wert ergibt eine Zusammensetzung von $As_{95}S_{105}$.

Die gleichzeitige Bildung von Pyrit und Arsenkies (idiomorphe Pyrite als Einschluß im Arsenkies und umgekehrt) zeigt an, daß As nicht im Überschuß vorhanden war. Bei As-Überschuß nähert man sich dem Arsenkies-Löllingit-Feld, und die erhaltene Bildungstemperatur entspricht dann der maximalen Bildungstemperatur.

Die drei Werte der Impulsverhältnisse S/As zeigen die Variationen dieses Verhältnisses von Kristall zu Kristall desselben Vorkommens. Verschiedene Kristalle desselben Vorkommens zeigen leichte Schwankungen im Fe-, As- und S-Gehalt von Kristall zu Kristall, ohne daß aber bei erhöhtem As-Gehalt immer ein niedrigerer S-Gehalt beobachtet werden konnte. Auch die geringe Variation des Fe-Gehaltes von Korn zu Korn zeigt keine Beziehungen zu den unterschiedlichen As- und S-Gehalten (der Co-Gehalt des Arsenkieses wurde nicht systematisch untersucht). Innerhalb der Meßgenauigkeit ist aber der As-, S- und Fe-Gehalt in einem Arsenkieskristall konstant.

Das Impulsverhältnis von S/As des Arsenkieses in der Blende ergibt dieselbe Bildungstemperatur wie Arsenkies der ersten Generation ($300^{\circ}C$ bei 1 atm) (vgl. Seite 84).



Figur 26. Korrelation der $\frac{I_{\text{netto S}}}{I_{\text{netto As}}}$ und der S/As -Verhältnisse aus $d(131)$. Die S/As -Verhältnisse der Kurve 1 sind aus den Werten $d(131)$ für $Fe_{100}As_{110}S_{90} = 1,6372$ und für $Fe_{100}As_{95}S_{105} = 1,6307$ interpoliert. In der Kurve 2 ist der von L. A. Clark geschätzte Wert für $Fe_{100}As_{100}S_{100} = 1,6335-1,6340$ mitberücksichtigt.

A = Astano; VP = Val Pirocca; M = Migliaglia; RS = Riva Sole.

Riva Sole (Scree): Arsenkies ist älter als Pyrit, der stets xenomorph gegen Arsenkies ist und als Zwickelfüllung in Arsenkiesaggregaten auftritt. Arsenkies bildet idiomorphe Einschlüsse im Pyrit, enthält selbst aber keine Pyriteinschlüsse. Da also keine Angaben über allfälliges Gleichgewicht mit Pyrit während der Arsenkiesbildung gemacht werden können, kann ein As-Überschuß geherrscht haben, der aber noch nicht zur Löllingitbildung ausreichte. Demnach sind die erhaltenen Bildungstemperaturen Maximalwerte.

Aus $d(131)$ ergeben sich Zusammensetzungen von $As_{99}S_{101}$ oder $As_{97,5}S_{102,5}$ und entsprechende S/As -Atomverhältnisse von 1,02 oder 1,05 (vgl. Figur 26).

Val Pirocca: Bezüglich Arsenkies und Pyrit gelten hier dieselben Bemerkungen wie für das Vorkommen von Riva Sole. Die Bildungstemperaturen sind ebenfalls Maximalwerte.

Aus d (131) ergeben sich Zusammensetzungen von $As_{97}S_{103}$, oder $As_{96}S_{104}$ und entsprechende S/As-Atomverhältnisse von 1,06 oder 1,08. Die Impulsverhältnisse von S/As zeigen von Kristall zu Kristall deutliche Schwankungen (0,801 und 0,757), welche in der Kurve 1 der Figur 39 einem S/As-Atomverhältnis von 1,04 bis 1,07 ($As_{98}S_{102}$ – $As_{96,5}S_{103,5}$), in der Kurve 2 von 1,07–1,09 ($As_{96,5}S_{103,5}$ – $As_{95,5}S_{104,5}$) entsprechen.

Migliaglia: Arsenkies ist das älteste Sulfid. Erst in einiger Entfernung vom Salband gegen das Gangzentrum zu finden sich spärliche Mengen von gleichzeitig gebildetem Pyrit in Arsenkiesaggregaten, so daß sich also, nach erzmikroskopischen Kriterien beurteilt, das Arsenkies-Pyrit-Gleichgewicht noch während der Arsenkiesbildung eingestellt hat. Der röntgenographisch untersuchte Arsenkies stammt aus solchen Bereichen mit etwas Pyrit.

Die aus dem d (131)-Wert erhaltenen S/As-Atomverhältnisse sind dieselben wie im Arsenkies von Val Pirocca.

Um Temperaturänderungen während der Gangbildung zu erfassen, wurde das S/As-Verhältnis im Arsenkies mit Hilfe der Mikroelektronensonde bestimmt. Dieser Arsenkies bildet unregelmäßig verteilt idiomorphe Einschlüsse im Fahlerz, das bei symmetrischer Gangfüllung ausschließlich im Gangzentrum auftritt. Im Gegensatz zum älteren Arsenkies wird dieser feinkörnige Arsenkies von Fahlerz nicht verdrängt. Er findet sich auch oft zwischen Fahlerz und Quarz angereichert. Dieser Arsenkies wurde also gleichzeitig oder unmittelbar vor Fahlerz gebildet und ist somit jünger als Zinkblende, Ankerit, Quarz und Jamesonit (vgl. Seite 52). Gegenüber älterem Arsenkies ergibt das S/As-Verhältnis dieses Arsenkieses eine etwas niedrigere Bildungstemperatur. Diese geringe Abnahme von 30 °C (1 atm) zeigt, daß während der Hauptphase der Gangbildung (älterer Arsenkies, Pyrit, Quarz, Ankerit und Zinkblende machen mehr als 90 Vol% des Ganges aus) kein starkes Temperaturgefälle geherrscht hat.

Firinescio: Im untersuchten Vorkommen fehlt Pyrit, so daß die erhaltenen Temperaturen Maximalwerte sind.

Pradècolo und Cima di Lago: In beiden Vorkommen ist gleichzeitig gebildeter Pyrit verbreitet.

Zusammenfassend läßt sich über das Arsenkies-Geothermometer folgendes sagen:

Die erhaltenen Temperaturen widersprechen der maximalen Bildungstemperatur des Arsenkies-Pyrit-Paares nicht.

Die Korrelation der aus den Untersuchungen mit der Mikroelektronensonde erhaltenen S/As-Verhältnisse mit denen aus den d (131)-Werten erhaltenen zeigt, daß innerhalb eines Vorkommens der As- und S-Gehalt des Arsenkieses derselben Generation von Kristall zu Kristall höchstens um ± 1 Atom% schwankt, was einen Fehler der Temperaturbestimmung von ± 20 °C bewirkt.

Da das Fe-As-S-System zwischen 400 und 660 °C untersucht wurde (L. A. CLARK interpoliert die Resultate seiner Untersuchungen bis 300 °C), können die daraus erhaltenen Temperaturen nur mit Vorbehalt mit solchen von Mineralien mit niedrigeren Bildungstemperaturen verglichen werden (monokliner Magnetkies unter 300 °C, Vallerit zwischen 200–250 °C).

Markasit

Markasit tritt sowohl als primäres als auch als sekundäres Sulfid, entstanden bei der Umwandlung von Magnetkies, auf. Primärer Markasit ist eher selten. Am verbreitetsten ist er in einem Vorkommen am Romanino, in sehr geringen Mengen findet er sich auch bei Astano, Ponte Aranno und westlich Pura. Er tritt meist zusammen mit Pyrit im Gangquarz auf, seltener auch im Ankerit. Beim Vorkommen am Romanino wird er von Pyrit ausgezeichnet verdrängt (vgl. Seite 39). Er ist sicher azendent entstanden und unterscheidet sich deutlich in der Textur seiner Aggregate vom aus Magnetkies entstandenen Markasit. Nach P. RAMDOHR (1960) braucht die Verdrängung des Markasits durch Pyrit nicht unbedingt auf eine Temperaturerhöhung zurückzuführen sein, die den im Laboratorium nötigen Betrag erreichen mußte. Möglicherweise können auch pH-Veränderungen dafür verantwortlich sein. Aus der Umwandlungstemperatur des Markasits in Pyrit ergibt sich als Maximaltemperatur 350 °C, die nach dem Absatz des Markasits nicht mehr überschritten wurde.

Magnetkies

Magnetkies tritt in verschiedenen Typen auf:

1. Er bildet tafelige, idiomorphe Kristalle bis Zentimetergröße in Gangquarz der Vorkommen am SW-Hang des Mte. Mondini. Er ist jetzt aber vollständig zerfallen in Pyrit und Markasit. Zudem wurde er längs der Spaltbarkeit von (0001) von Kupferkies verdrängt, so daß jetzt eine feine Wechsellagerung von Pyrit, Markasit und Kupferkies vorliegt, die einander auch seitlich ablösen können. Die Pyrit-Markasit-Pseudomorphosen zeigen das charakteristische Aufblättern, ferner undeutlicher auch die Spaltbarkeit nach (11 $\bar{2}$ 0). Daß der Magnetkies hier vollständig in Pyrit und Markasit umgewandelt ist, daß Zwischenprodukt und Bird's-eye-Pyrite fehlen (beide sind verbreitet im Magnetkies der Vorkommen im nördlichen Malcantone und im Cenerigebiet), ist vielleicht darauf zurückzuführen, daß die Umwandlung bereits im Gefolge der Verdrängung durch Kupferkies stattgefunden hat. Auch die lanzenförmigen Pyrite im Kupferkies (z. B. im Val Pirocca), die gelegentlich noch deutlich aufgeblätterte Magnetkiesbüschel abbilden, häufiger aber doch isoliert auftreten und nie mit Markasit vergesellschaftet sind, sprechen für eine Umwandlung des Magnetkieses bei der Verdrängung durch Kupferkies.

Nach RAMDOHR sind idiomorph ausgebildete Magnetkieskristalle eher selten. Es läßt sich nicht entscheiden, ob der Grund für die idiomorphe Ausbildung am SW-Hang des Mte. Mondini und der allotriomorph körnigen im nördlichen Malcantone in unterschiedlichen P-T-Bedingungen zu suchen ist, oder ob der Grund einfach der war, daß die idiomorphen Magnetkiese in ursprünglich freie Hohlräume hineingewachsen sind. Nach den Beobachtungen im Dünnschliff wäre dies sehr gut möglich gewesen, da die Tafeln stets auf der älteren Quarzgeneration aufsitzen und in die jüngere hineinragen. Idioblastisches Wachstum im veränderten Nebengestein ist wenig verbreitet. Solche Magnetkiestafeln finden sich im Vorkommen von Val delle Cantine, wo sie aber höchstens 0,05 mm lang werden. Am SW-Hang des Mte. Mondini wurden nie Magnetkiestafeln im veränderten Nebengestein angetroffen.

2. Der allotriomorph körnige Magnetkies findet sich im nördlichen Malcantone und vor allem im Cenerigebiet. Magnetkies der Vorkommen von Firinescio und Anzigo zeigen Spuren mechanischer Beanspruchung in Form von Translationslamellen (0001) innerhalb einst mehrere Millimeter großer Kristalle. Bei stärkerer Beanspruchung (Cenerigebiet) bilden sich einheitlich feinkörnige Aggregate (0,1–0,3 mm) ohne Lamellen, die offenbar aus rekristallisiertem Magnetkies bestehen.

In einigen Vorkommen (z. B. Val Duragno) zeigt Magnetkies lokal (in Millimeter- bis Zentimeterbereichen) Lamellen der helleren, stärker pleochroitischen und härteren Varietät im dunkleren, weicheren und in Luft rascher anlaufenden Magnetkies. Im Zentrum solcher Bereiche kann das Verhältnis von härteren zu weicheren Lamellen etwa 1:1 betragen. Der Gehalt an härteren Lamellen nimmt nach allen Seiten rasch ab und verliert sich allmählich. In Pulveraufnahmen von solchen Partien konnte aber das Auftreten von zwei Phasen nicht beobachtet werden.

Das Magnetkies-Geothermometer

R. G. ARNOLD (1956, 1957, 1958, 1959, 1962) entwickelte ein Magnetkies-Pyrit-Thermometer, indem er das System Magnetkies-Pyrit experimentell zwischen 300 und 700 °C untersuchte und eine Temperaturabhängigkeit des Fe-Gehaltes des hexagonalen Magnetkieses beobachtete, der im Gleichgewicht mit Pyrit gebildet wurde. Der Einfluß des Druckes auf den Fe-Gehalt ist bei Temperaturen um 300 °C zu vernachlässigen. Durch Messen von $d(10\bar{1}2)$ läßt sich der Fe-Gehalt bestimmen, sofern der Gehalt an Ni, Co, Cu und Mn nicht zu groß ist. Mit Hilfe der Mikroelektronensonde wurde der Gehalt des Magnetkieses an Fremdelementen überprüft. Es konnte nur Cu nachgewiesen werden, dessen Konzentration im Magnetkies unter 2% liegt und die Fe-Bestimmung im Pulverdiagramm nicht stört. Als Standard diente Kupferkies.

Die Unterscheidung von hexagonalem und monoklinem Magnetkies wurde nach G. KULLERUD (1963) vorgenommen. Auf keinem Pulverdiagramm konnten die Linien beider Phasen gleichzeitig beobachtet werden. Das im Auflicht beobachtete Auftreten von zwei Magnetkiesvarietäten konnte in Pulveraufnahmen solcher Partien nicht bestätigt werden.

Tabelle 15

Der Fe-Gehalt und die Bildungstemperaturen von Magnetkies

Fundort	Erhitzung	d (1012)	Atom% Fe	Temperatur
Ceneritunnel, hexagonal	—	2,068	47,5	etwa 300 °C
Ceneritunnel	350 °C; 10 Min.	2,066	47,3	
Medeglia, hexagonal	—	2,068	47,5	etwa 300 °C
Medeglia	375 °C; 5 Min.	2,066	47,3	
Val Trodo, hexagonal	—	2,069	47,6	unter 300 °C
Val Trodo	380 °C; 5 Min.	2,066	47,3	
Firinescio, monoklin	350 °C; 5 Min.	2,057	46,5	
Val Duragno, monoklin	375 °C; 5 Min.	2,060	46,8	
Anzigo, monoklin	375 °C; 5 Min.	2,060	46,8	
Valletta (Val Morobbia), monoklin	380 °C; 5 Min.	2,057	46,5	

Diskussion der Temperaturbestimmung

Ceneritunnel, Medeglia, Val Trodo: Primärer Pyrit ist in diesen Vorkommen selten; nur im Ceneritunnel ist er etwas häufiger. Magnetkies verdrängt den Pyrit nicht, so daß Gleichgewicht zwischen Pyrit und Magnetkies bei der Magnetkiesbildung angenommen werden darf.

Alle Vorkommen mit hexagonalem Magnetkies zeigen Spuren starker Beanspruchung verknüpft mit einer Rekristallisation des Magnetkieses, die zu granoblastischem Gefüge führte, im Val Trodo aber auch zu einem feinkörnig parallelstruiertem. Die Werte von 300 °C entsprechen deshalb nicht unbedingt der Bildungstemperatur; denkbar ist eine Neueinstellung des Magnetkies-Pyrit-Gleichgewichtes während der Rekristallisation des Magnetkieses.

Firinescio, Val Duragno, Anzigo, Valletta: Diesen Vorkommen gemeinsam ist das Fehlen einer stärkeren mechanischen Beanspruchung; eine Ausnahme davon scheint lediglich das Vorkommen von Valletta zu machen, doch das spärliche Untersuchungsmaterial läßt keine endgültigen Aussagen in dieser Beziehung zu. Lokal beobachtet man in allen Vorkommen Auswülbungserscheinungen, doch konnte nie eine Rekristallisation des Magnetkieses festgestellt werden.

In den Vorkommen von Firinescio, Val Duragno und Anzigo ist nach erzmikroskopischen Gesichtspunkten beurteilt Magnetkies im Gleichgewicht mit Pyrit. In Anzigo ist älterer, nicht verdrängter Pyrit als Einschluß im Magnetkies verbreitet. In den übrigen Vorkommen sind sehr kleine Pyrite zwischen Korngrenzen, seltener auch im Innern von Magnetkies, nicht sehr häufig, können aber stellenweise angereichert auftreten. Wahrscheinlich wurden diese Pyrite gleichzeitig mit Magnetkies gebildet.

Der Fe-Gehalt dieser Magnetkiese stimmt mit den von G. KULLERUD und Mitarbeitern (1963) gefundenen Werten von monoklinem Magnetkies verschiedener Lokalitäten einigermaßen überein. Diese, nach erzmikroskopischen Beobachtungen im Gleichgewicht mit Pyrit gebildeten Magnetkiese, weisen einen Fe-Gehalt zwischen 46,45 und 46,70 Atom% auf. Der Autor vermutet, daß der Fe-Gehalt von monoklinem Magnetkies im Gleichgewicht mit Pyrit nur innerhalb enger Grenzen schwankt. Auf Grund dieser Übereinstimmung kann vermutet werden, daß der untersuchte Magnetkies bereits monoklin gebildet wurde. Damit wäre auch eine obere Temperaturgrenze bei seinem Absatz gegeben, da monokliner Magnetkies oberhalb 250–300 °C nicht mehr stabil ist (bei 260 °C wandelt er sich in einem Jahr in hexagonalen um, G. KULLERUD, 1963). Eine untere Temperaturgrenze ist für das Vorkommen von Firinescio durch das Auftreten von Vallerit (200 bis 250 °C) gegeben.

Die aus dem Magnetkies erhaltenen Werte stehen nicht im Widerspruch mit den aus dem S-As-Verhältnis in Arsenkies bestimmten Temperaturen (vgl. Seite 84). Dagegen steht dieser Wert in deutlichem Widerspruch mit dem von jüngerer Zinkblende von Anzigo erhaltenen, welche entsprechend ihrem FeS-Gehalt von 25 Mol% bei mindestens 700 °C gebildet worden sein müßte.

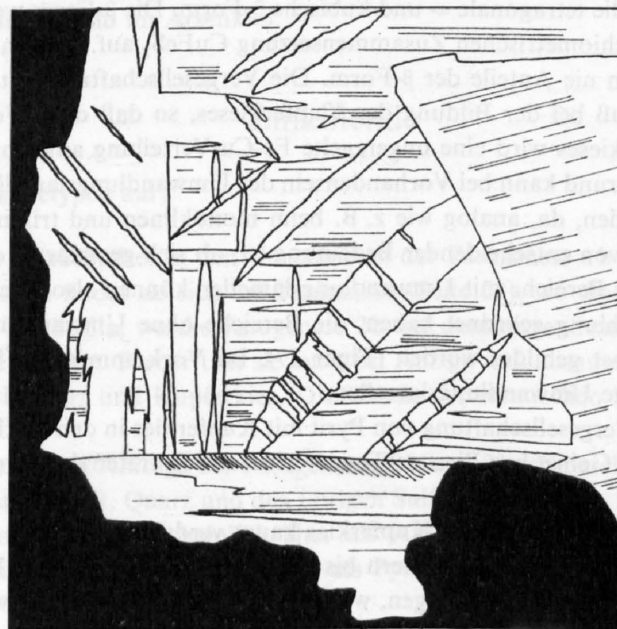
3. Magnetkies als Entmischungen in der Zinkblende wurde in Astano, Miglieglia, Anzigo, Pradecolo und Cima di Lago beobachtet, ferner in einem Vorkommen am Romanino und in der Blende von erratischen Erzblöcken.

4. Etwas Magnetkies findet sich auch in den Quarz-Antimonit-Gängen. Er bildet dort kleine, idiomorphe tafelige Kristalle, die von Antimonit verdrängt werden. Auf feinsten Querklüften tritt er zusammen mit Antimonit als jüngste Bildung auf.

Kupferkies und Vallerit

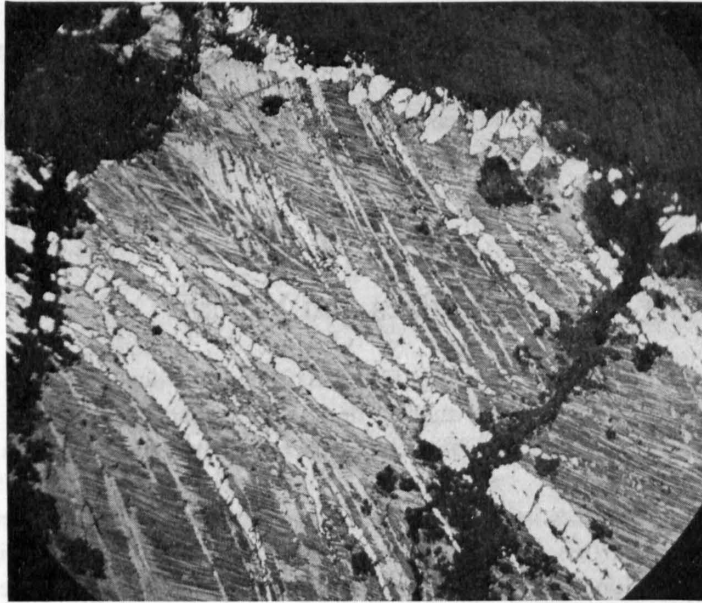
Das Hauptverbreitungsgebiet von Kupferkies fällt zusammen mit der Arsenkies-Pyrit-Magnetkies-Paragenese. In geringeren Mengen findet er sich auch in den ankeritreichen Gängen mit Bleiglanz, Fahlerz und Zinkblende (westlich Pura, Ponte Aranno). Gänzlich untergeordnet tritt er auch in den Antimonit-, Jamesonit- und Zinkblende-Baryt-Gängen auf.

Die Ausbildung des Kupferkieses ist in den beiden erstgenannten Gangtypen stets dieselbe. Er bildet in nicht zu stark beanspruchten Partien grobkörnige (bis millimetergroße) Individuen, die stets einen ausgeprägten Lamellenbau aufweisen. Eine gröbere Verzwillingung ist bereits bei gekreuzten Nicols zu erkennen. Wahrscheinlich handelt es sich um Wachstumszwillinge. Nach dem Ätzen erkennt man eine weitere Feinlamellierung, die oft verbogen ist, auch wenn der angrenzende, ältere Quarz keine Spuren einer mechanischen Beanspruchung zeigt. In diesem Falle sind sie vielleicht infolge Platzmangel beim Wachstum des Kupferkieses oder der ihn umgebenden jüngeren Mineralien (Bleiglanz, Quarz bei Ponte Aranno) entstanden. Größere Aggregate zeigen ferner in kleinen Bereichen (bis etwa 0,5 mm) typische Oleanderblatt-Zwillingslamellen, die nach P. RAMDOHR (1960) auf eine Umwandlung eines Hochtemperatur-Kupferkieses hindeuten. J. E. HILLER und K. PROBSTHAIN (1957) haben Kupferkies thermisch und röntgenographisch untersucht. Bei 550 °C geht α -Kupferkies in eine Hochtemperatur-Mischkristallphase (γ) über mit kubischer Symmetrie (die Um-



0,1 mm

Figur 27. Ponte Aranno. Schwarz: Quarz; weiß: Kupferkies. Das mittlere Korn zeigt die oleanderblattartigen Lamellen in zwei zueinander senkrechten Richtungen mit scharfer Begrenzung. Ein zweites Lamellensystem mit buchtig-zackigen Rändern ist um 45° gedreht zum ersten. Neben diesen beiden groben Systemen wird nach dem Ätzen ein drittes, feines sichtbar (angedeutet durch die parallelen Striche). Im untern Korn ist eine Schar kurzer, etwas verbogener Lamellen sichtbar, die die Folge einer geringen mechanischen Beanspruchung sein dürften.



Figur 28. Val Pirocca. $65\times$. Weiß: Pyrit; grau: Kupferkies (geätzt); schwarz: Quarz und Limonit. Die Pyritlamellen zeigen deutlich die Querrisse und sind wohl aus Magnetkies entstanden. In der oberen Bildhälfte wird Kupferkies durch einen Pyritsaum vom Quarz getrennt. Dieser Pyrit gehört zum Typ 3, der gleichzeitig mit Kupferkies entstanden ist. Der Kupferkies zeigt die verbogene, primäre Lamellierung in NW- bis NNW-Richtung und die sekundäre, bei der Deformation entstandene Feinlamellierung in WNW-Richtung.

wandlungstemperatur ist aber abhängig von der Zusammensetzung des Kupferkieses, G. KULLERUD, 1956). Die schwefelärmsten sind sogar einige Zeit bei Raumtemperatur noch kubisch, wandeln sich aber nach einigen Tagen auch in die stabile, kubische β -Form um. Zwischen $550\text{--}720\text{ }^{\circ}\text{C}$ erhitzte, schwefelreichere Kupferkiese zerfallen beim Abkühlen in die tetragonale α - und kubische β -Form. Die β -Form weist ein Schwefeldefizit von etwa 9% gegenüber der stöchiometrischen Zusammensetzung CuFeS_2 auf. Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Kupferkiese zeigen nie Anteile der β -Form. Die Vergesellschaftung mit Pyrit (siehe weiter unten) deutet auf Schwefelüberschuß bei der Bildung des Kupferkieses, so daß diese Form nicht zu erwarten ist. Für die γ -Form des Kupferkieses wird eine unregelmäßige Fe-Cu-Verteilung angenommen, für die tetragonale eine geregelte. Aus diesem Grund kann bei Vorhandensein der Umwandlungslamellen nicht auf eine Bildungstemperatur geschlossen werden, da, analog wie z. B. beim monoklinen und triklinen Kalifeldspat, auch die Wachstumsgeschwindigkeit von entscheidender Bedeutung ist, ob sich geordneter oder ungeordneter Kupferkies primär bilden kann. Die Bereiche mit Umwandlungslamellen können also solche mit raschem Wachstum sein, die sich bei der Abkühlung geordnet haben, die Bereiche ohne Umwandlungslamellen sind vielleicht bereits einigermaßen geordnet gebildet worden (Figur 27). Im Vorkommen bei Marzio (SW Brusimpiano) zeigt Kupferkies nie derartige Umwandlungslamellen.

Charakteristisch ist die Vergesellschaftung von Pyrit mit Kupferkies in den Vorkommen am Mte. Mondini (SW- und NE-Hang) und im Gebiet von Pirocca-Torri-Firinescio. Es treten drei Pyrittypen im Kupferkies auf:

1. Ältere, übernommene Pyrite, die von Kupferkies kaum verdrängt werden.
2. Lanzenförmige, Bruchteile von Millimetern bis höchstens millimetergroße Pyrite bzw. Pyritaggregate. Diese sind oft von Querrissen durchzogen, welche von Kupferkies verheilt werden; hie und da sind sie auch nur durch kleine, gegen den Pyrit zu spitz verlaufende Einbuchtungen angedeutet. Diese Pyritlamellen treten entweder einzeln oder in aufgeblättern Bündeln ohne Beziehung zum Lamellensystem des Kupferkieses auf (Figur 28). Diese Bilder erinnern stark an den durch Kupferkies verdrängten Magnetkies von Purasca (SW-Hang des Mte. Mondini), wo neben Pyrit allerdings noch reichlich Markasit auftritt. Wahrscheinlich hat die Umwandlung von Magnetkies zu Pyrit bereits während der Kupferkiesbildung stattgefunden, begünstigt durch den S-Überschuß, der auch zur Bildung von Pyrit 3 führte.

3. Xenomorphe, sehr kleine (0,01 bis 0,1 mm) Pyrite bilden regellos zerstreute Einschlußgruppen im Kupferkies, häufiger aber sind sie randlich an der Korngrenze gegen Gangart angereichert, wo sie girlandenartige Einschlußreihen bilden (Figur 28). Sie finden sich neben dem Typ 2 oder auch ohne diesen (NE-Seite des Mte. Mondini). Es handelt sich nicht um Verdrängungsrelikte, denn sie sind auch neben grobkörnigerem, älterem Pyrit anzutreffen, der von Kupferkies nicht verdrängt wird. Es handelt sich also um gleichzeitig mit Kupferkies gebildeten Pyrit.

Kupferkies reagiert empfindlich auf tektonische Beanspruchung. Nach dem Ätzen mit Kaliumpermanganat und Kalihydroxyd ist überall eine polysynthetische Feinlamellierung zu sehen, die je nach dem Grad der Beanspruchung nur vereinzelt vorhanden ist oder das ganze Korn ausfüllt. Hie und da werden solche Zonen von Bruchteilen von Millimetern breiten Bändern von feinkörnigem, nicht lamelliertem Kupferkies durchzogen. Offensichtlich handelt es sich um Zonen mit rekristallisiertem Kupferkies.

Kupferkies tritt in der Zinkblende von Astano, Miglieglia, Pradècolo und von erratischen Erzblöcken auf, wo er zusammen mit Magnetkies Entmischungen bildet. Kupferkiesentmischungen sind sehr verbreitet in einer Fahlerzsorte von Miglieglia (vgl. Seite 50).

Valleriit ist im Kupferkies sehr selten und findet sich nur in kleinen Kupferkieseinschlüssen im Magnetkies. Etwas häufiger findet er sich in den Kupferkiesentmischungen des Fahlerzes von Miglieglia. Selten beobachtet man in diesem Fahlerz auch selbständige Valleriitsternchen. Nach H. BORCHERT (1930) liegt der Bildungsbereich von Valleriit im Cu-Fe-S-System zwischen 200–250 °C, nach R. A. YUND und G. KULLERUD (1961) wahrscheinlich unter 200 °C.

Wismut und Wismutglanz

Gediegen Wismut tritt in sehr kleinen Mengen vor allem im Kupferkies, weniger häufig im Arsenkies oder Pyrit der Vorkommen von Pirocca-Torri-Firinescio (Paragenese 1a) auf. Wismutglanz ist noch seltener und bildet einen feinen Saum um die spärlichen Wismutkörnchen im Quarz. Bei Firinescio findet sich in noch geringerer Menge als Wismut Gold im Arsenkies.

Zinkblende

Es treten zwei Zinkblendetypen auf:

Typ 1: Diese Blende ist verbreitet in den Vorkommen der Paragenese 1b (Astano, Pradecolo, Cima di Lago?). In kleineren Mengen findet sie sich am Romanino (Seite 39), wo die Paragenese 1c Ähnlichkeiten mit 1b aufweist, und bei Miglieglia, wo die Paragenese 2b mit dominierendem Arsenkies ebenfalls Ähnlichkeiten mit der Paragenese 1b zeigt. Ferner tritt sie auch bei Anzigo auf, zusammen mit reichlich Magnetkies, etwas Pyrit, Arsenkies, Bleiglanz und Kupferkies. Die Blende der erratischen Erzblöcke gehört ebenfalls zu diesem Typ.

Ihre Stellung in der zeitlichen Abfolge der Paragenesen 1b und 2b ist dieselbe, sie schließt sich Pyrit und Arsenkies an und wird von Ankerit, Quarz und den übrigen Sulfiden gefolgt. In Anzigo ist sie sicher jünger als Pyrit und Magnetkies und sehr wahrscheinlich älter als Ankerit, Quarz, Kupferkies und Bleiglanz (vgl. Seite 109). In den erratischen Erzblöcken ist sie jünger als Pyrit, Magnetit, Arsenkies und Zinnstein, aber älter als Bleiglanz.

Stellenweise ist die Blende einheitlich feinkörnig (0,1–0,02 mm), stellenweise grobkörnig (1–3 mm). Die feinkörnige Blende zeigt Zwillingslamellen, in der grobkörnigen sind sie selten (Figur 2). Zonarbau wurde weder im Dünnschliff noch im geätzten Anschliff festgestellt. Die Zinkblende ist optisch isotrop, nur als große Ausnahme bemerkt man hie und da ein anisotropes Korn umgeben von isotroper Blende.

Magnetkiesentmischungen sind in dieser Blende verbreitet. Folgende erzmikroskopische Beobachtungen liefern Hinweise, daß es sich dabei um Entmischungen und nicht um übernommenen, gleichzeitig gebildeten oder eingewanderten Magnetkies handelt:

1. Älterer Magnetkies fehlt in der Paragenese 1b und 2b (Astano, Pradècolo und Miglieglia).
2. Die Entmischungen finden sich im Innern der Zinkblendeaggregate; gegen den Rand der Aggregate fehlen sie, sofern die Blende nicht von Quarz verdrängt wurde.
3. In der grobkörnigen Blende treten sie orientiert nach drei kristallographischen Richtungen auf, die sich im Einzelkorn überschneiden (Figur 2, 29), so daß eine gleichzeitige Bildung ausgeschlossen ist.
4. Jüngerer Magnetkies fehlt in diesen Paragenesen, so daß eine Einwanderung unmöglich ist.

In der feinkörnigen Blende finden sich die Entmischungen an Korn- oder Zwillingsgrenzen, seltener im Innern von Zinkblendekristallen.

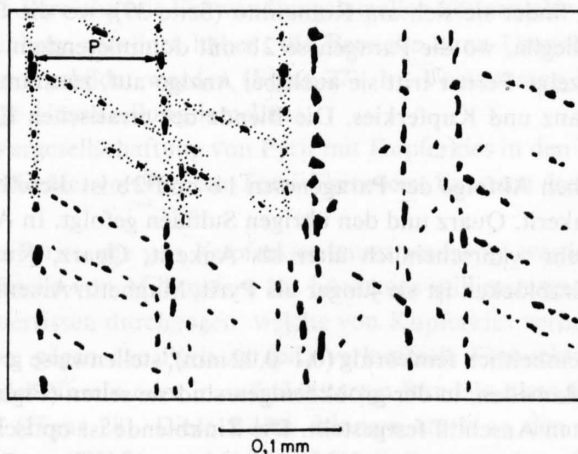
Die Verteilung der Entmischungskörperchen in der Blende ist ziemlich unregelmäßig, doch sind Bereiche ohne Entmischungen selten (vgl. Tabelle 16a, Seite 96).

Lokal treten Kupferkieseinschlüsse in der Blende auf, die in derselben Art und Weise wie die Magnetkieseinschlüsse in der Blende verteilt sind und ebenfalls als Entmischungen aufzufassen sind.

Da die aus dem FeS-Gehalt der Blende (die Bestimmung erfolgte kolorimetrisch und mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz-Analysen, vgl. Seite 96) erhaltenen Bildungstemperaturen denjenigen aus dem S/As-Verhältnis des Arsenkieses desselben Vorkommens widersprechen, wurde die Fe-Verteilung in der Blende mit Magnetkieseinschlüssen mit der Mikroelektronensonde untersucht, um weitere Kriterien für die Entmischungsnatur der FeS-Einschlüsse zu erhalten.

Der mit Hilfe der Mikroelektronensonde ermittelte unentmischte FeS-Gehalt der Blende mit geregelten Magnetkieseinschlüssen beträgt im Mittel 12,5 Mol%, die Extremwerte betragen 12,0 bzw. 13,0 Mol%. Der durch Auszählen desselben Bereiches ermittelte, entmischte FeS-Gehalt beträgt etwa 6,5 Mol% (vgl. Seite 96). Die mit der Mikroelektronensonde aufgenommenen Fe-Profile von Magnetkieseinschlüssen einer Interpositionsreihe zu solchen der nächsten (z. B. P der Figur 29) zeigen in Bereichen von 5–10 μ vor den Einschlüssen oft einen geringen Abfall des FeS-Gehaltes von höchstens 0,5 Mol%. Eine ziemlich regelmäßige Abnahme von 0,5–2 Mol% FeS zeigen die Bereiche zwischen den Einschlüssen derselben Reihe. Dieser Abfall entspricht etwa 5–15% des durchschnittlichen Gehaltes von 12,5 Mol% FeS der einschluffreien Bereiche. Bei einer Eindringtiefe von 1–3 μ des Elektronenstrahles stören gelegentlich unter der Schliffoberfläche liegende Einschlüsse.

Nach P. RAMDOHR (1960) treten Entmischungen in der Blende an Korn- oder Zwillingsgrenzen auf oder sind nach der Spaltbarkeit orientiert. Da die grobkörnige Blende selten verzwilligt ist, sind die Einschlüsse wahrscheinlich nach der Spaltbarkeit geregelt.



Figur 29. Zinkblende (weiß) mit geregelten Entmischungen von Magnetkies (schwarz) von Astano. Die Bereiche zwischen den Entmischungsreihen weisen einen FeS-Gehalt von 12–13 Mol% auf. Oben links sind punktiert die Bereiche der Blende markiert, innerhalb welcher man eine Abnahme des FeS-Gehaltes um 0,5–2 Mol% feststellt.

Aus dieser Fe-Verteilung in der Blende und aus dem gesamten FeS-Gehalt von etwa 18–19 Mol% geht folgendes hervor:

- a) Die beobachtete Abnahme des FeS-Gehaltes von 0,5–2 Mol% in der Blende zwischen den Einschlüssen derselben Reihe und innerhalb einer schmalen Zone um die Einschlüsse herum deutet auf eine Fe-Diffusion gegen diese Einschlüsse zu, bei denen es sich also um Entmischungen handelt. Die Bereiche, innerhalb welcher diese Abnahme beobachtet wird, sind aber zu klein, um dem entmischten FeS-Gehalt von 6–7 Mol% zu entsprechen. Es muß auch eine Fe-Diffusion von den Bereichen zwischen den Entmischungsebenen zu den Entmischungen hin angenommen werden.
- b) Vermutlich erleichterte das längs der Spaltbarkeit gestörte Zinkblendegitter die Diffusion des Eisens. Die Bereiche der Blende mit geringerem Fe-Gehalt zwischen den Entmischungen derselben Spaltebene können als solche mit größerer Fe-Diffusion pro Zeiteinheit im Vergleich mit Partien ohne Spaltrisse während der Abkühlung gedeutet werden. Die erzmikroskopischen Beobachtungen zeigen, daß während der Gangfüllung Bewegungen stattfanden (vgl. Seite 25), so daß die Entstehung feinsten Spaltrisse in der Blende noch während der Abkühlung wahrscheinlich ist.
- c) Die beobachtete Fe-Verteilung um die Entmischungen herum spricht gegen eine nachträgliche Einwanderung von Magnetkies. Bei einer bevorzugten Verdrängung von Zinkblende durch Magnetkies längs Spaltrissen, Korngrenzen und Zwillingsgrenzen, d. h. längs Bereichen mit gestörtem Gitterbau, wäre ein erhöhter FeS-Gehalt um die Magnetkieseinschlüsse herum zu erwarten.

Die feinkörnige Blende enthält nur 1–2 Entmischungen pro Korn, so daß im ungeätzten Anschliff ihre Beziehungen zu Korngrenzen oder Spaltbarkeit nicht ersichtlich sind. Bei den verschiedenen Schnittlagen in einem feinkörnigen Blendeaggregat, lassen sich kaum Gesetzmäßigkeiten der Fe-Verteilung um die Entmischungen herum erkennen. Da der Ätzeffekt auf unterschiedliche Angreifbarkeit von Korngrenzen und Kornflächen beruht, kann geätzte Blende für solche Untersuchungen vermutlich nicht verwendet werden.

In der Blende des Typs 1 sind Einschlüsse von Arsenkies und Pyrit verbreitet. Folgende erzmikroskopische Beobachtungen sprechen für gleichzeitige Bildung dieser Einschlüsse mit der Blende:

1. Sie sind bedeutend kleiner als die Pyrite und Arsenkiese der älteren Generation. Ihre Korngröße variiert zwischen 0,02–0,1 mm, selten erreichen sie 0,3 mm.
2. Sie sind idiomorph oder skelettartig ausgebildet. Die ältere Pyrit- und Arsenkiesgeneration wird oft von der Blende verdrängt und ist nie skelettartig ausgebildet (Figur 1).
3. Sie treten unregelmäßig zerstreut in der Blende auf, oder treten angereichert in geraden oder gekrümmten Zügen in ihr auf. Geätzte Zinkblende mit solchen Pyrit-Arsenkies-Zügen zeigt keine Spuren einer Beanspruchung, so daß eine nachträgliche Einwalzung dieser Sulfide unmöglich ist.
4. Kleine Pyritkristalle finden sich in der Blende, die unter leichter Verdrängung breite kataklastische Risse des älteren Arsenkieses verheilt. Auch in solchen Fällen ist eine nachträgliche mechanische Einschleppung des Pyrits unmöglich.
5. Da eine Verdrängung eines älteren Minerals in Bereichen größer als 1 mm durch Zinkblende nie beobachtet werden kann, handelt es sich bei diesen Pyrit-Arsenkies-Einschlüssen nicht um übernommene Einschlüsse.
6. Die Verteilung dieser Einschlüsse in der Blende (vgl. 3) spricht gegen eine Verdrängung der Blende durch Arsenkies und Pyrit.
7. Wo solche Einschlüsse vereinzelt auftreten, fehlen Magnetkiesentmischungen in einem Umkreis von etwa 0,05–0,1 mm. Treten sie in größerer Zahl auf, so nimmt der Gehalt an Entmischungen stark ab (vgl. Tabelle 16a, Seite 96).

Da der nach erzmikroskopischen Kriterien mit der Blende gebildete Arsenkies dasselbe S/As-Verhältnis wie die ältere Arsenkiesgeneration aufweist und somit ebenfalls eine Bildungstemperatur von etwa 300 °C (1 atm) anzeigt (vgl. Seite 84), die FeS-Gehalte der Blende aber weit höhere Temperaturen ergeben (vgl.

Seite 96), wurde die Fe- und As-Verteilung in der Blende und die Zn-Verteilung im Pyrit und Arsenkies mit der Mikroelektronen-sonde untersucht, um weitere Kriterien für gleichzeitige Bildung dieser Sulfide zu erhalten.

Die Fe-Verteilung in der Blende um Pyrit und Arsenkies: Untersuchungen mit der Mikroelektronen-sonde zeigten, daß der FeS-Gehalt der Blende gegen vereinzelte, Pyrit- oder Arsenkiesindividuen allseitig um 0,5–2 Mol% abnimmt. Selten bleibt der FeS-Gehalt konstant oder nimmt gar zu. Blende mit wenig Pyrit und Arsenkies enthält etwa 10–13 Mol% nicht entmisches FeS, maximal etwa 16 Mol%, minimal etwa 7 Mol% am Rand der Blendeaggregate.

Diese Abnahme gegen vereinzelte Pyrite und Arsenkiese ist aber kein Kriterium für gleichzeitige Bildung, denn oft zeigt sich eine ähnliche Abnahme gegen älteren, nicht verdrängten Pyrit und Arsenkies. In Bereichen, wo die Blende älteren Pyrit oder Arsenkies verdrängt, bleibt ihr FeS-Gehalt entweder konstant oder steigt an (vgl. Seite 97).

In zentimetergroßen Bereichen der Blende mit viel gleichzeitigem Pyrit und etwas Arsenkies, aber ohne Entmischungen, beträgt ihr FeS-Gehalt 6–7 Mol%. Aus der Auszählung der Pyrite und Arsenkiese ergibt sich ein FeS-Gehalt von etwa 7 Mol% (vgl. Tabelle 16a, Seite 96). Gegen Pyrit zu nimmt der FeS-Gehalt etwa 0,5 Mol% ab.

Dieser niedrigere FeS-Gehalt der Blende im Vergleich zu solcher mit wenig Pyrit und Arsenkies spricht für Gleichzeitigkeit der Pyrit-Arsenkies-Zinkblendebildung.

Die As-Verteilung in der Zinkblende: Die As-Verteilung in der Blende liefert keine Hinweise für oder gegen gleichzeitige Bildung von Arsenkies und Blende. In Bereichen von 0,1 bis höchstens 0,2 mm um gleichzeitigen Arsenkies steigt der As-Gehalt der Blende allseitig von 0 auf höchstens 1% gegen Arsenkies. Denselben Anstieg beobachtet man auch in Blende, die gegen älteren Arsenkies grenzt, gleichgültig ob sie Arsenkies verdrängt oder nicht.

Die Zn-Verteilung in Pyrit und Arsenkies: Der Zn-Gehalt von 0,2–2% in gleichzeitig gebildetem Pyrit und Arsenkies liefert keinen sicheren Hinweis für gleichzeitige Bildung, denn im älteren Pyrit und Arsenkies beobachtet man randlich gegen Blende zu, in Bereichen von 0,05 mm, eine Zunahme von 0 bis höchstens 1% Zn. Bei Verdrängung des Arsenkieses durch Blende beträgt der maximale Zn-Gehalt im Arsenkies etwa 2% und sinkt in Bereichen von 0,05 bis 0,1 mm gegen das Innere von Arsenkies auf 0% ab.

(Die Zn-Gehalte in Pyrit und Arsenkies und die As-Gehalte der Blende wurden durch Vergleich der Nettoimpulszahlen der drei Sulfide abgeschätzt.)

Typ 2: Diese Blende findet sich ausschließlich in den Sb-Paragenesen. Ihre zeitliche Stellung innerhalb dieser Paragenesen ist verschieden. Stets ist sie jünger als die erste Quarz- und erste Ankeritgeneration. In der Mte.-Rocchetta-Selva-Störung westlich Pura (Seite 41) wird sie von Bleiglanz gefolgt, westlich Aranno (Paragenese 2e) von einer zweiten Quarz- und Ankeritgeneration, ferner von Bleiglanz und Jamesonit (Seite 62). In den Antimonit- und Jamesonitgängen (Paragenese 2d) ist sie jünger als die Sb-Sulfide (Seite 58). Bei Ponte Aranno (Paragenese 2c) fällt ihr Absatz zusammen mit Bleiglanz und Kupferkies in die letzte Phase der Gangbildung (Seite 56).

Abgesehen von wenigen Ausnahmen (Mte.-Rocchetta-Selva-Störung) ist sie einheitlich grobkörnig (1 bis 2 mm). Im Dünnschliff und im geätzten Anschliff zeigt sie einen ausgeprägten Zonarbau; eine Ausnahme bildet lediglich die Blende von Ponte Aranno. Zwillingsbildung ist weniger verbreitet als in der feinkörnigen Blende des Typs 1. Entmischungen und Einschlüsse von gleichzeitigem Pyrit und Arsenkies fehlen. Sie kommt nie in Kontakt mit älterem Pyrit oder Arsenkies. Ankerit ist das einzige Fe-Mineral, das von ihr verdrängt wird.

Diese Blende ist sowohl im Durchlicht als auch im Auflicht stets anisotrop. Pulveraufnahmen mit einer Belichtungszeit von 15 h zeigen keine Wurzitlinien. Präzessionsaufnahmen zeigen keine zusätzlichen Reflexe, die auf einen hexagonalen Gitteranteil schließen lassen. Die Reflexe sind nach allen Richtungen unscharf, was auf einen Mosaikbau hinweist, die optische Anisotropie aber nicht erklärt.

Die beiden Typen unterscheiden sich in ihrem Gehalt an Spurenelementen nur wenig. Ge konnte spektralanalytisch nur in der Blende des Typs 2 nur in sehr geringen Mengen nachgewiesen werden. Hg ist in der Blende von Aranno und Inent (Typ 2) in ebenfalls sehr geringen Mengen (einige ppm) vorhanden; in der Blende der übrigen Vorkommen fehlt Hg. Hg wurde mit P-Dimethylaminobenzylidenerhodanin nachgewiesen, in Pb-armen Proben zusätzlich mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse.

Das Zinkblende-Geothermometer

Auf Grund der ausgeprägten Temperaturabhängigkeit des Fe-Gehaltes in der Zinkblende stellte G. KULLERUD (1953) ein Zinkblende-Geothermometer auf. Der Fe-Gehalt der Blende im Gleichgewicht mit Magnetkies wurde experimentell zwischen 400 °C und 894 °C untersucht. Der Fe-Gehalt von 140 °C bis 400 °C wurde aus bei höheren Temperaturen erhaltenen thermodynamischen Daten berechnet. Mit steigendem Fe-Gehalt nimmt die Gitterkonstante der Blende etwas zu, so daß bei konstanter Temperatur und steigendem Druck ihr Fe-Gehalt abnimmt. Die Temperaturkorrekturen sind aber gering und betragen bei 1000 atm +25 °C. Der Einfluß kleiner Cu-, Cd- und Mn-Gehalte auf den Fe-Gehalt kann vernachlässigt werden.

Bis jetzt wurde die Abhängigkeit des Fe-Gehaltes vom Gitterbau der Zinkblende nicht untersucht; neben einem vorherrschenden kubischen Anteil weist die Blende vieler Vorkommen einen variablen, hexagonalen Gitteranteil auf (F. G. SMITH, 1955).

Der Fe-Gehalt wurde mit folgenden Methoden bestimmt:

1. Kolorimetrisch. Die Blende wurde in heißer Salzsäure aufgelöst, so daß Pyrit und Arsenkies nicht zerstört wurden. Der so erhaltene FeS-Gehalt umfaßt also den nicht entmischten und den zu Magnetkies und Kupferkies entmischten. Cu wurde ebenfalls kolorimetrisch bestimmt, ebenso Mn, dessen Gehalte in allen Blenden unter 100 ppm liegen.
2. Mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse. Als Standard dienten Mischungen von synthetischem ZnS, CdS und FeS mit einer Reinheit von mehr als 99%. Der so erhaltene FeS-Gehalt umfaßt den entmischten und nicht entmischten Anteil und den FeS-Anteil des gleichzeitig gebildeten Pyrites und Arsenkieses. Cd wurde ebenfalls mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz bestimmt.
3. Mit Hilfe der Mikroelektronen-sonde wurde der nicht entmischte FeS-Anteil bestimmt. Als Standard diente Zinkblende von Ponte Aranno (5–5,3 Mol% FeS) und aus einem Stollen bei Sedrun (14,7 Mol% FeS, vgl. M. WEIBEL und V. KÖPPEL, 1963). Die Zinkblende von Ponte Aranno ist einschlußfrei. Die Variation des FeS-Gehaltes beträgt etwa 2 Mol% innerhalb eines Gebietes von etwa 15 mm². Die Blende von Sedrun ist sehr arm an Kupferkieseinschlüssen, ihr Anteil am kolorimetrisch bestimmten Fe-Gehalt macht weniger als 0,1% aus. In einem Bereich von 25 mm² variiert ihr FeS-Gehalt 1 Mol%.
4. Durch Auszählen wurde der zu Magnetkies und Kupferkies entmischte FeS-Gehalt und der dem gleichzeitig gebildeten Pyrit und Arsenkies entsprechende FeS-Anteil bestimmt, und zwar in Bereichen, deren unentmischter FeS-Gehalt mit der Mikroelektronen-sonde bestimmt worden war.

In allen Fällen konnte eine gute Übereinstimmung der mit der Methode 1 und 2 bestimmten FeS-Gehalte mit denen der Summe aus Methoden 3 und 4 erhaltenen Werte festgestellt werden (vgl. Tabelle 16a, 16c, 16d).

Der Fe-Gehalt der Blende konnte nicht mit Hilfe von Pulveraufnahmen bestimmt werden, da für eine genaue Bestimmung der Gitterkonstante die Linien der Blende von Aranno und von Astano wahrscheinlich infolge Gitterstörungen zu breit waren.

Diskussion der FeS-Gehalte und der Temperaturbestimmungen

Astano (vgl. Tabelle 16a, Seite 96): Die Resultate der mit der Mikroelektronen-sonde (durch Auszählen des Pyrites und der Magnetkiesentmischungen ergänzt) untersuchten Proben 3 und 4 stimmen gut mit den Resultaten der kolorimetrischen und Röntgenfluoreszenzanalysen überein. Die Proben 1 und 2 zeigen, daß die kolorimetrischen und die Röntgenfluoreszenzanalysen nicht die ganze Variationsbreite des FeS-Gehaltes der Blende erfassen.

Der FeS-Anteil des Pyrites beträgt etwa 0,5 bis 2 Mol%, in extremen Fällen kann er bei vergleichbarer untersuchter Zinkblendeoberfläche (20–30 mm²) 6–7 Mol% betragen. (Der Anteil des Arsenkieses, und auch des Kupferkieses, ist gering und beträgt etwa 5% des Pyritanteiles bzw. des entmischten Magnetkiesanteiles. Der Arsenkiesanteil ist im Pyritanteil, der Kupferkiesanteil im Magnetkiesanteil enthalten.)

Für die Temperaturbestimmungen wurde die Kurve von P. B. BARTON und G. KULLERUD (1958) benützt. Sie ergibt Minimaltemperaturen für Zinkblende im Gleichgewicht mit Pyrit. Die Anwesenheit von Pyrit und Arsenkies in der Blende deutet auf erhöhten S- bzw. As-Druck, so daß Pyrit und Arsenkies vielleicht auf Kosten des in der Blende eingebauten Fe gebildet wurden. Für die Temperaturbestimmung ist also der entmischte und unentmischte FeS-Anteil der Blende maßgebend.

Mit Ausnahme der Probe 2 geben sämtliche FeS-Gehalte der Zinkblende bedeutend höhere Bildungstemperaturen als die S/As-Verhältnisse des Arsenkieses (300 °C bei 1 atm, 360 °C bei 1000 atm, Seite 84). Alle kolorimetrischen und Röntgenfluoreszenzbestimmungen des FeS-Gehaltes und Probe 3 und 4, deren FeS-Gehalte mit der Mikroelektronen-sonde und durch Auszählen bestimmt wurden, ergeben Temperaturen, die über der Koexistenzgrenze des Pyrit-Arsenkies-Paares liegen (490 °C, Seite 83).

Tabelle 16a

Der FeS-Gehalt der Zinkblende von Astano

Methode	Mol% FeS	Mol% CdS	Mol% CuFeS ₂	Temperatur
Röntgenfluoreszenz	17,3	0,80		540 °C
	18,0	0,70		550 °C
	18,7	0,74		565 °C
	19,0	0,63		570 °C
Kolorimetrisch	16,9		0,06	530 °C
	17,8		0,02	545 °C

Mit Hilfe der Mikroelektronen-sonde bestimmter, nicht entmischter FeS-Gehalt der Blende		Durch Auszählen bestimmter Gehalt an:		Summe aus nicht entmischtem und entmischem FeS-Gehalt		Totaler FeS-Gehalt (inkl. Pyrit und Arsenkies)	
	Mol% FeS (Temperatur)	FeS-Entmischungen Mol% FeS	FeS- und FeAsS-Einschlüssen Mol% FeS	Mol%	Bildungs-temperatur	Mol%	Temperatur
1 Mittel:	12,0	1,6	1,4	13,6	440 °C	15,0	470 °C
	Maximum: 16,2						
	Minimum: 6,5						
2 Mittel:	6,5	0,6	6,4	7,1	250 °C	13,5	430 °C
	Maximum: 8,5						
	Minimum: 4,5						
3 Mittel:	11,0	7,0	0,5	18,0	550 °C	18,5	560 °C
	Maximum: 12,0						
	Minimum: 10,0						
4 Mittel:	12,5	5,0	1,5	17,5	545 °C	19,0	570 °C
	Maximum: 13,0						
	Minimum: 11,0						

Der Fehler des mit der Mikroelektronen-sonde bestimmten, nicht entmischten FeS-Gehaltes beträgt etwa $\pm 0,2$ Mol%.

Nach L. A. CLARK (1959) beginnt sich das Gleichgewicht im System Pyrit-Arsenkies \rightarrow Magnetkies-Arsenkies erst bei 510° C und nach 7 Tagen neu einzustellen. Somit müßte man eine ganz kurzfristige Temperaturerhöhung und ein entsprechend raschen Absatz der Blende annehmen, denn die Verwachsungen von älterem Pyrit mit Arsenkies in unmittelbarer Nähe (0,1–0,5 mm) der Blende konnten eine Temperaturerhöhung über längere Zeit nicht ohne Beeinflussung überstehen. Eine derartige Erklärung kann aber schon aus dem Grunde

nicht befriedigen, weil gleichzeitiger Arsenkies und Pyrit in der Blende miteinander in Kontakt kommen, ohne Reaktionssäume zu zeigen und weil das S/As-Verhältnis im gleichzeitigen Arsenkies ebenfalls eine Bildungstemperatur von 300 °C anzeigt.

Um Übereinstimmung mit dem Arsenkiesthermometer zu erhalten, müßte die Blende einen FeS-Gehalt von etwa 8–10 Mol% aufweisen. Dies ist in drei Fällen verwirklicht:

1. In der Probe 2 (vgl. Tabelle 16a) enthält die Blende maximal 8,5 Mol% FeS. Sie weist regelmäßig verteilt viel gleichzeitig gebildeten Pyrit auf. Der Anteil an Entmischungen (hier handelt es sich ausnahmsweise nur um Kupferkies) ist gering (0,6 Mol%).
2. In Bereichen, wo die Blende ohne Verdrängung an älteren Pyrit und Arsenkies grenzt, enthält sie meist 9–10 Mol% FeS, maximal 11 Mol%, minimal 7,5 Mol%. In diesen Bereichen fehlen Entmischungen.
3. Der FeS-Gehalt der Blende, welche älteren Arsenkies oder Pyrit verdrängt, steigt gegen diese Sulfide zu von 6 auf 7 Mol%, selten auf 9 Mol%. Einmal wurde auch eine Zunahme von 8 auf 11 Mol% festgestellt. In einem Falle wurde im Bereich von verdrängtem Arsenkies ein Gehalt von 8–8,5 Mol% und außerhalb des verdrängten Bereiches von 9–10 Mol% beobachtet. An der Grenze des verdrängten Bereiches (noch in diesen hineinragend) fand sich gleichzeitig gebildeter Pyrit. Entmischungen fehlen in den verdrängten Pyrit- und Arsenkiesbereichen.

Es scheint, als wäre die Verdrängungsmöglichkeit von Pyrit und Arsenkies direkt oder indirekt abhängig vom FeS-Gehalt der Blende. Die Zunahme des FeS-Gehaltes in verdrängender Blende geht so weit, bis Gehalte erreicht werden, die in der Blende beobachtet werden, welche ohne Verdrängung an älteren Pyrit und Arsenkies grenzt. Dieser Grenzwert von 7–11 Mol% entspricht dem Wert, den die Blende gemäß dem Arsenkiesthermometer im Gleichgewicht ZnS-FeS enthalten dürfte.

Migliaglia: Es treten zwei Zinkblendetypen auf, deren FeS-Gehalt mit der Mikroelektronen-sonde untersucht wurde, da eine Separation von den übrigen Sulfiden und von den Gangarten unmöglich war.

Die eine Zinkblende entspricht dem Typ 1. Sie enthält aber keine gleichzeitig gebildeten Pyrite und Arsenkiese. Kupferkiesentmischungen sind verbreiteter als in der Blende von Astano. Sie ist ebenfalls jünger als Pyrit und Arsenkies, die nur selten und in unbedeutendem Maße von der Blende verdrängt werden. Die Blende wird von Sb-Sulfiden und von Bleiglanz, ferner auch von Quarz und Ankerit verdrängt.

Tabelle 16b

Der FeS-Gehalt der Blende von Migliaglia

	Nicht entmischter, mit der Elektronen-sonde bestimmter FeS-Gehalt Mol%	(Temperatur)	Durch Auszählen bestimmter FeS-Gehalt (FeS + CuFeS ₂) Mol%	Totaler FeS-Gehalt Mol%	Temperatur
Typ 1:					
Mittel:	17,0	(530 °C)	2	19,0	570 °C
Maximum:	19,0	(570 °C)			
Minimum:	11,5	(375 °C)			
Zinkblende im Fahlerz:					
Mittel:	8,0		—	—	> 280–300 °C
Maximum:	8,5				
Minimum:	6,5				

Die Fe-Verteilung in der Blende Typ 1 ist sehr unregelmäßig. Im Dünnschliff oder im geätzten Anschliff ist ein Zonarbau nicht festzustellen.

Der FeS-Gehalt ergibt eine Temperatur, die weit über derjenigen aus dem S/As-Verhältnis von Arsenkies liegt (360 °C bei 1 atm, 440 °C bei 1000 atm, Seite 84). Die Temperatur liegt auch über der Koexistenzgrenze

des Pyrit-Arsenkies-Paares bei 490 °C (Seite 83). Pyrit und Arsenkies wurden z. T. gleichzeitig gebildet (vgl. Seite 49). Wo sie aneinander grenzen, zeigen sie keine Reaktionssäume, so daß man auch hier wie im Vorkommen von Astano eine sehr kurzfristige Temperaturerhöhung annehmen muß, während der der größere Teil der Blende gebildet wurde.

Neben dieser älteren Zinkblende des Typs 1 findet sich Blende in kleinen Mengen im Fahlerz, wo sie hypidiomorphe, skelettartig entwickelte Einschlüsse bildet. Da sie sich nur im Fahlerz als Einschuß findet und selbst stets einschlußfrei ist, handelt es sich wohl um eine Blende, die zusammen mit Fahlerz gebildet wurde, und somit jünger ist als die Blende Typ 1. Da Fe-Überschuß bei ihrer Bildung nicht nachgewiesen werden kann, sind die erhaltenen Temperaturen Minimalwerte. Sie widersprechen der Bildungstemperatur nicht, welche das S/As-Verhältnis des Arsenkieses im Fahlerz liefert (330 °C bei 1 atm, 400 °C bei 1000 atm, Seite 84). Dieser Arsenkies ist ebenfalls jünger als die Hauptmasse von Arsenkies in den Vorkommen von Migliaglia. Sein Auftreten im Fahlerz spricht ebenfalls für eine ungefähr gleichzeitige Bildung mit Fahlerz (vgl. Seite 52).

Anzigo (Val Cavargna): Die Blende kommt selten in Kontakt mit Magnetkies, den sie dann etwas verdrängt. Der unentmischte FeS-Gehalt in den verdrängten Magnetkiesbereichen unterscheidet sich nicht vom FeS-Gehalt der übrigen Partien. Nach kristallographischen Richtungen orientierte Magnetkiesentmischungen treten überall gleichmäßig verteilt auf; nur in den Randpartien der Aggregate treten sie mengenmäßig zurück oder fehlen ganz. Die Entmischungen sind etwas feinkörniger als in der Blende von Astano.

Kupferkies ist wahrscheinlich jünger als die Blende; er tritt in geringen Mengen als Zwickelfüllung in Blendeaggregaten auf.

Tabelle 16c

Der FeS-Gehalt der Blende von Anzigo

Bestimmung mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz			Mol% FeS	Mol% CdS	Temperatur
Nicht entmischter FeS-Gehalt			25,2	0,25	675 °C
	Mol%	(Temperatur)	Durch Auszählen bestimmter FeS-Gehalt	Totaler FeS-Gehalt	
			Mol%	Mol%	Temperatur
Mittel:	11,5	(375 °C)	14	25,5	680 °C
Maximum:	12,5	(410 °C)			
Minimum:	11,0	(370 °C)			

Der totale FeS-Gehalt (entmischter Anteil + unentmischter Anteil) stimmt gut mit dem Ergebnis der Röntgenfluoreszenzanalyse überein. Die sehr hohe Bildungstemperatur liegt über dem Stabilitätsbereich des älteren monoklinen Magnetkieses (< 300 °C, Seite 88). Selbst der nicht entmischte FeS-Gehalt ergibt eine höhere Bildungstemperatur. Auch hier muß man also eine Temperaturerhöhung während der Zinkblende-bildung annehmen. Falls der Magnetkies primär monoklin gebildet wurde (vgl. Seite 88), wurde er oberhalb 300–350 °C in hexagonalen umgewandelt und wäre dann bei der Abkühlung wieder monoklin geworden. Würde es sich um primär hexagonalen Magnetkies handeln, so ergäbe sein Fe-Gehalt (Seite 88) eine Bildungstemperatur von etwa 450 °C.

Stollen NNW Aranno, Ponte Aranno, Inent: Diese Blende gehört zum Typ 2 und enthält keine Fe-Mineralien als Einschlüsse (vgl. Seite 34).

Die Blende aus dem Stollen NNW Aranno zeigt im Dünnschliff und im geätzten Anschliff einen ausgeprägten Zonarbau. Wie die Untersuchungen mit der Mikroelektronensonde zeigten, beruht dieser Zonarbau auf unterschiedlichem Fe-Gehalt. Bereiche mit hellen Innenreflexen enthalten weniger Fe als solche mit dunklen Innenreflexen.

Tabelle 16d

Der FeS-Gehalt der Blende von Aranno, Ponte Aranno und Inent

Herkunft der Probe	Methode	Mol% FeS	Mol% CdS	Mol% CuFeS ₂	Temperatur
Stollen NNW Aranno	Röntgenfluoreszenz	7,7	0,29		
		7,0	0,28		
		7,0	0,31		> 200–250 °C
	Kolorimetrisch	6,0		0,4	
	Mikroelektronen-sonde	Mittel:			> 260 °C
		Maximum:			> 410 °C
		Minimum:			> 200 °C
Ponte Aranno	Röntgenfluoreszenz	5,3	0,20		
	Kolorimetrisch	5,0		0,1	> 200 °C
Inent	Röntgenfluoreszenz	4,8	0,26		
	Kolorimetrisch	4,7		0,05	> 200 °C

Das Mittel der mit der Mikroelektronen-sonde bestimmten FeS-Gehalte der Blende von Aranno stimmt mit den Ergebnissen der kolorimetrischen und Röntgenfluoreszenzanalysen überein. Die dem maximalen FeS-Gehalt entsprechende Temperatur ist eine Minimaltemperatur, da keine Anzeichen eines Fe-Überschusses während des Absatzes der Blende vorliegen.

Kolorimetrische Bestimmungen und die Röntgenfluoreszenzanalysen ergeben mittlere FeS-Gehalte, die bei ausgeprägtem Zonarbau der Blende Minimaltemperaturen entsprechen, welche im Falle der Blende von Aranno 150–200 °C tiefer liegen als die Minimaltemperatur des maximalen FeS-Gehaltes.

Zusammenfassend läßt sich folgendes über das Zinkblende-Geothermometer sagen:

Durchschnittsanalysen des Fe-Gehaltes in Zinkblende vom Typ 1 ergeben in allen Fällen eine höhere Bildungstemperatur als das Arsenkies- und Magnetkies-Geothermometer. Die Annahme von Temperaturerhöhungen von 200 °C und mehr während einiger Stunden bis wenigen Tagen, ohne Neueinstellung des Pyrit-Arsenkies-Gleichgewichtes, ist unbefriedigend.

In diesem Zusammenhang ist das Verhalten von Thermalquellen aufschlußreich. Selbst in Vulkangebieten mit ihrem ausgeprägten Temperaturgradienten zeichnen sich die Thermalquellen durch Temperaturkonstanz während längerer Zeiträume aus.

Mögliche Erklärungen für den zu hohen Fe-Gehalt sind:

- Das Gleichgewicht ZnS-FeS wurde während des Wachstums der Blende gestört. Daß zu Beginn der Zinkblendeausscheidung das Gleichgewicht bewahrt wurde, geht aus der Beobachtung hervor, daß der FeS-Gehalt der Pyrit und Arsenkies verdrängenden Blende in den Verdrängungsbereichen auf einen Grenzwert ansteigt, der demjenigen solcher Blende entspricht, welche ohne Verdrängung an Pyrit oder Arsenkies grenzt. Dieser Wert von 7–10 Mol% ergibt Temperaturen von 280–350 °C, welche mit dem Arsenkies-Geothermometer übereinstimmen.
- Der zu hohe FeS-Gehalt ist auf gleichzeitige Bildung von submikroskopischen Magnetkieseinschlüssen in der Blende zurückzuführen, die einen zu hohen nicht entmischten FeS-Anteil vortäuschen. Die mikroskopisch erkennbaren Magnetkiesentmischungen wären dann infolge ihrer bevorzugten Lage an Korn- und Zwillingsgrenzen oder an Spaltflächen durch Fe-Diffusion während der Abkühlung weitergewachsene, primäre Magnetkieseinschlüsse der Blende.

Durchschnittsanalysen von Zinkblende mit deutlichem Zonarbau ergeben FeS-Gehalte, die viel zu niedrige Bildungstemperaturen anzeigen.

Bleiglanz

Bleiglanz ist verbreitet in den Arsenkies-Pyrit-Zinkblende-Gängen (Paragenese 1 b) von Astano, Pradecolo und Cima di Lago (?) und in den reichlich Ankerit führenden Gängen westlich Pura und bei Ponte Aranno (Paragenesen 2a und 2b). In größeren Mengen findet er sich in den erratischen Erzblöcken zusammen mit Pyrit, Zinkblende, Quarz und wenig Zinnstein. In einigen Baryt-Flußspat-Gängen des Luganeser Porphyrgebietes tritt er in beträchtlichen Mengen auf.

Er ist stets jünger als Zinkblende und Fahlerz; in Valganna ist er jünger als Blende I und etwa gleich alt wie Fahlerz (D. DI COLBERTALDO und P. PAGNACCO, 1961). Teilweise ist er auch jünger als Kupferkies (westlich Pura), teilweise aber gleich alt (Ponte Aranno).

Bei der Verdrängung von Arsenkies und Pyrit durch Bleiglanz entstehen buchtig-lappige Korngrenzen. Oft wird kataklastischer Pyrit und Arsenkies ohne Verdrängung von Bleiglanz zementiert. Grobkörnige Zinkblende, Kupferkies und Karbonat werden bevorzugt längs kristallographischen Richtungen verdrängt (Figur 3). Feinkörnige Blende wird auf breiter Front verdrängt, wobei die Blende gegen Bleiglanz zu immer reicher an Bleiglanzeinschlüssen wird (Figur 2). Im Gegensatz zum Fahlerz von Miglieglia wird dasjenige der Mte.-Rocchetta-Selva-Störung deutlich von Bleiglanz verdrängt (vgl. Seite 43). Quarz wird nur wenig von Bleiglanz verdrängt.

Die Korngröße des Bleiglanzes variiert von einigen Millimetern bis zu etwa 0,05 mm. Die Aggregate bestehen meist aus einem feinkörnigen Außenrand und aus einer grobkörnigen zentralen Partie. Die Kornbindung innerhalb der Aggregate ist einfach, eine Verzahnung wurde nie festgestellt.

In mechanisch deformierten Partien ist Bleiglanz stets rekristallisiert. Die Aggregate bestehen aus länglichen, in der Bewegungsrichtung ausgezogenen Körnern.

Bleiglanz, auch rekristallisierter, zeigt stets schwache Anisotropieeffekte, die nach längerem Polieren verschwinden. Diese farblosen Anisotropieeffekte genügen, um das Gefüge zu erkennen. Nach einiger Zeit der Aufbewahrung der Anschliffe waren die meisten Bleiglanze erst bunt, später schwarz angelaufen. Nach kurzem Aufpolieren war das Gefüge deutlich an einer schwachen Korngrenzenätzung erkennbar.

Der Bleiglanz der Paragenese 1b zeichnet sich durch seine Armut an Einschlüssen aus. Außer den sehr seltenen, jamesonitähnlichen Einschlüssen weist er nie irgendwelche Einschlüsse anderer Art als die bei der Verdrängung von Pyrit, Arsenkies und Zinkblende übernommenen auf. Im Bleiglanz der Paragenesen 2a–2e sind Einschlüsse von Sb-Sulfiden verbreitet. Z. T. handelt es sich um Verdrängungsrelikte von Fahlerz, z. T. aber sind es wahrscheinlich gleichzeitig gebildete Einschlüsse von Jamesonit (Miglieglia) und eines Ag-Sb-Sulfides (Zinkblendegänge bei Aranno). Diese Einschlüsse treten aber immer in sehr geringen Mengen auf.

Qualitative Spektralanalysen des Bleiglanzes verschiedener Paragenesen erbrachten den Nachweis von Ag, Sb, Cu und Bi. Quantitative Voruntersuchungen mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz zeigten, daß Ag und Sb stets in beträchtlich höheren Konzentrationen auftreten als Bi und Cu, die sich quantitativ nicht mehr erfassen ließen (weniger als 0,02%).

Tabelle 17

Der Ag- und Sb-Gehalt des Bleiglanzes

Probe	Einschlüsse	Mol% Sb_2S_3	Mol% Ag_2S	Gew% Ag
Pradecolo	—	0,28	0,32	0,28
Astano	—	0,15	0,14	0,13
Astano	—	0,25	0,25	0,22
Astano	—	0,20	0,25	0,22
Astano (rekristallisiert)	—	0,16	0,11	0,09
Valganna	Fahlerz, selten	0,15	0,065	0,05
Valganna	Fahlerz, selten	0,18	0,095	0,08
Mte.-Rocchetta-Selva-Störung, westlich Pura	Fahlerz, häufig	0,28	0,23	0,20
Mte.-Rocchetta-Selva-Störung, westlich Pura	Fahlerz, häufig	0,43	0,27	0,24
Mte.-Rocchetta-Selva-Störung, westlich Pura	Fahlerz, häufig	0,43	0,25	0,22
Ponte Aranno	Fahlerz, selten	0,40	0,30	0,26

Diskussion des Ag- und Sb-Gehaltes

Astano und Pradècolo: Der Silbergehalt geht ungefähr parallel dem Sb-Gehalt. Unbeanspruchter und infolge tektonischer Beanspruchung rekristallisierter Bleiglanz unterscheiden sich nicht im Ag- und Sb-Gehalt.

Mte.-Rocchetta-Selva-Störung und Ponte Aranno: Trotz sehr unterschiedlichen Mengen von Fahlerzeinschlüssen sind die Sb- und Ag-Gehalte etwa gleich. Im Vergleich zum Bleiglanz von Astano ist der Sb-Gehalt erhöht bei ungefähr gleichem Ag-Gehalt.

Valganna: Obwohl Fahlerzeinschlüsse im Bleiglanz auftreten, ist der Sb- und Ag-Gehalt deutlich niedriger als in den übrigen Vorkommen mit Fahlerzeinschlüssen.

Die Ag- und Sb-Gehalte von Bleiglanz der Paragenesen 1a-1c unterscheiden sich nicht von denjenigen des Bleiglanzes der Sb-Paragenesen, sind jedoch verschieden vom Bleiglanz von Valganna, der in einem Baryt-Flußspat-Gang des permischen Granophyrs auftritt.

In der Literatur konnten keine Angaben über das System Pb-Ag-Sb-S gefunden werden. H. J. VAN HOOK (1960) hat das System $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Bi}_2\text{S}_3-\text{PbS}$ untersucht. Die Mischbarkeit von Ag_2S in PbS ist beschränkt (maximal 0,4 Mol% Ag_2S bei 700 °C), wird aber beträchtlich erhöht, sobald Bi_2S_3 anwesend ist (maximal 10 Mol% AgBiS_2 bei 170 °C). Der Autor vermutet, daß die Verhältnisse im System $\text{Ag}_2\text{S}-\text{Sb}_2\text{S}_3-\text{PbS}$ ähnlich sind.

Fahlerz

Im engeren Untersuchungsgebiet tritt Fahlerz nur bei Miglieglia und in der Mte.-Rocchetta-Selva-Störung in größeren Mengen auf. Es handelt sich um ein Cu-Fe-Zn-Ag-Sb-Fahlerz, wobei dasjenige von Miglieglia Ag-reicher, dafür etwas ärmer an Cu, Fe und Zn ist. Fahlerz findet sich auch im Baryt-Flußspat-Gang SW Brusimpiano. Es handelt sich um ein Cu-Fe-Zn-Ag-Sb-As-Fahlerz, das optisch deutlich anisotrop ist.

Gold

Aus der Beschreibung der Einzelvorkommen geht hervor, daß die Anwesenheit von Gold mikroskopisch in mehreren Vorkommen nachgewiesen werden konnte (Astano, Miglieglia, Purasca, Pradècolo, Firinescio und Mte. Beglio). In den meisten Vererzungen des Malcantone läßt sich chemisch etwas Gold nachweisen. Die nachstehenden Au-Ag-Werte verdanke ich zum größten Teil der Mines de Costano S. A., zum Teil wurden sie auch BURFORD (1933) entnommen.

Tabelle 18

Gold- und Silberbestimmungen an Erzproben aus dem Malcantone

	Ag g/T	Au g/T
Astano: Costa und Alle Bolle (Analysen aus J. BURFORD, 1933)		
Pyrit, Arsenkies usw.	16	39
Arsenkies (As 37,2%)	4	19
Arsenkies, Quarz usw.	24	14
Arsenkies, Quarz usw.	8	6
Arsenkies	29	8
Arsenkies, Quarz	30	11
Arsenkies, Quarz	48	7
Quarz und Pyrit	10	22
Mischerz	113	82
Mischerz und Quarz	1	6
Mischerz und Quarz	210	26
Mischerz und Quarz	35	16
Mischerz und Quarz	164	32
Mischerz und Quarz	28	26
Mischerz und Quarz	128	86
Mischerz und Quarz	53	22
Mischerz und Quarz	6	8
Mischerz und Quarz	14	18
Vererzter Gneis	40	5
Graphitischer Schiefer	9	2
Graphitischer Schiefer	4	2
Pyrit und Arsenkies 81%, Bleiglanz 0,15%, Quarz 14,5%, Karbonat 3,4%	6	22
Pyrit und Arsenkies 64%, Bleiglanz 4,5%, Zinkblende 17%, Quarz 13%, Karbonat 1%	77	25
Pyrit und Arsenkies 54%, Bleiglanz 2%, Zinkblende 5%, Quarz 30%, Karbonat 7%	60	38
Pyrit und Arsenkies 43%, Bleiglanz 5,4%, Zinkblende 5,6%, Quarz 40,6%, Karbonat 4% (J. DU BOIS, 1931)	526	34
Miglieglia		
Arsenkies (27% As) (J. BURFORD, 1933)	38	12
Arsenkies	41	9
Arsenkies, Pyrit und Quarz	25	5
Arsenkies, Pyrit und Quarz	—	1
Arsenkies, Pyrit und Quarz	—	1
(I. SCHNEIDERFRANKEN, 1943)	1800	15
(H. FEHLMANN, 1919)	5000	80
Quarz, Arsenkies, Fahlerz	13750	226
Quarz, Arsenkies, Fahlerz	25000	n. b.*
Veränderter Porphyrit	—	1
Scerree (ohne Costa und Alle Bolle)		
Arsenkies von Suino	—	7
Arsenkies, Quarz von Riva Sole	—	8
Mischerz, etwa 80 m westlich Alle Bolle	45	12
Mischerz, etwa 80 m westlich Alle Bolle	93	53
Quarz, Pyrit, Arsenkies, etwa 500 m westlich Alle Bolle	3	2
Quarz, Pyrit, Arsenkies, etwa 500 m westlich Alle Bolle	—	6
Quarz, Pyrit, Arsenkies, etwa 500 m westlich Alle Bolle	—	3
Arsenkies, Pyrit von Laghetto, westlich Astano	1	4
Arsenkies, Pyrit von Laghetto, westlich Astano	5	3
Arsenkies, Pyrit von Laghetto, westlich Astano	36	15
Dunkler Mylonit bei Laghetto	8	—
Lisora-Pazzo-Mugena-Störung (östliche Parallelstörung = Faille de Beride, J. BURFORD, 1933)		
Mylonit mit Quarz, Ankerit, Pyrit unterhalb Banco-Nerocco	30,7	3,3
Mylonit mit Quarz, Ankerit, Pyrit unterhalb Banco-Nerocco	10	3
Mylonit mit Quarz, Ankerit, Pyrit unterhalb Banco-Nerocco	61	5
Mylonit mit Quarz, Ankerit, Pyrit unterhalb Banco-Nerocco	10	2
Probe mit 2,6% Cu	785	4
Probe mit Arsenkies	11	4
Mylonit	5,5	—
Probe mit Pyrit	7,8	0,4

	Ag g/T	Au g/T
Westliche Parallelstörung (= Faille de Beredino-Bombinasco-Tortoglio-Lot, J. BURFORD, 1933)		
Mylonit mit Pyrit NNE Beredino	5	4
Mylonit mit Pyrit NNE Beredino	10	2
Quarz und Chlorit zwischen Beride und Sessa	6,7	2,8
Quarz, Pyrit von der Lisora auf der Höhe von Monteggio	8,2	3,5
Ponte Aranno		
Quarz, Baryt, Bleiglanz, Kupferkies	170	1,5
Tortoglio (nördlich Miglieglia)		
Arsenkies, Pyrit, Quarz, Karbonat.	6	12
Pirocca-Torri-Firinescio		
Arsenkies (33% As), Pirocca (J. BURFORD, 1933)	2	3
Pyrit, Quarz, Torri (J. BURFORD, 1933)	6	3
Quarz, Pyrit, Kupferkies, Torri (J. BURFORD, 1933)	56	4
Quarz, Arsenkies, Pyrit, Torri	50	7,5
Quarz, Pyrit, Kupferkies, Torri	17,6	3,4
Quarz, Pyrit, Torri	5,2	1,3
Pyrit, Pirocca	12	2,4
Pyrit, Breno	9,2	4,3
Pyrit, Breno	7,8	1,7
Quarz, Magnetkies (Vallone)	10	—
Pyrit, Calcit, Breno	1,5	2
Pyrit, Kupferkies, Quarz, Breno	7	1
Pyrit, Breno	5	13
Pyrit, Kupferkies, Quarz, Breno	8,5	4
Pyrit, Quarz, Breno	15	1,5
Erratische Blöcke		
Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende, Zinnstein, Quarz	80	0,8
Pyrit, Magnetit, Zinkblende, Kupferkies	20	0,5
Pyrit, Magnetit, Zinkblende, Kupferkies	3	0,5
Medeglia		
Magnetkies (H. FEHLMANN, 1919)	—	—
Permische Sedimente (z. T. vielleicht auch Karbon, vgl. Seite 120)		
Monteggio	—	—
Roter Sandstein, Manno	5	3
Roter Sandstein, Manno	7	2
Quarz, Manno	8	2

* n. b.: nicht bestimmt

Aus den Anschliffuntersuchungen geht hervor, daß vor allem zwei Erztypen eine nennenswerte Goldführung aufweisen:

1. Typ von Astano mit Arsenkies, Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz (derselbe Typ findet sich bei Pradècolo, westlich des Mte. Lema und evtl. am Mte. Beglio), Paragenese 1b.
2. Typ von Miglieglia mit Arsenkies, Ag-Fahlerz und weiteren Ag-Sb-Sulfiden, Paragenese 2b.

Daneben können aber auch selten einmal Pyrit-Arsenkies-Gänge (Paragenese 1a) einen erhöhten Goldgehalt aufweisen (Purasca, Firinescio). Die Verteilung des Goldes in den zwei Typen ist deutlich verschieden voneinander. 54 Anschliffe von Astano (25 von Costa und 29 von Alle Bolle), sieben von goldreichen Proben von Miglieglia und 13 von goldarmen Proben wurden systematisch durchgemustert, um das Auftreten des Goldes näher zu charakterisieren.

Tabelle 19

Die Art des Auftretens und die Vergesellschaftung des Goldes mit den übrigen Sulfiden und Gangarten im Erz von Astano und Miglieglia

	Costa	Alle Bolle	Miglieglia	
	Paragenese 1 b	Paragenese 1 b	Au-reiche Proben Paragenese 2 b	Au-arme Proben Paragenese 2 b
Anzahl der erfaßten Au-Körner	197	473	372	218
Durchschnittliche Oberfläche eines Kornes (μ^2)	145	125	10000	90
1. Au im Pyrit als Einschluß oder auf Rissen (Figur 7) in Vol%*	65	45	< 1	< 1
2. Au in Arsenkies als Einschluß oder auf Rissen (Figur 8) in Vol%*	10	20	< 1	25
3. Au an Korngrenzen zwischen Pyrit und Arsenkies (Figur 7) in Vol%*	5	30	—	20**
4. Au in Zinkblende und an Korngrenzen zwischen Pyrit und Blende (Figur 1) in Vol%*	15	5	—	—
5. Au mit Pyrit vergesellschaftet (entspricht ungefähr der Summe von 1, 3 und 4) Vol%*	80–90	75–85	< 1	20
6. Au mit Arsenkies vergesellschaftet (Summe von 2 und 3) Vol%*	10–20	45–55	< 1	40–50
7. Au mit Sulfiden und Gangart vergesellschaftet (Figur 21) Vol%*	5	10	100	60
Sulfide: Pyrit FeAsS, PbS, ZnS Sulfide: Fahlerz, Jamesonit, Miargyrit und Pyrargyrit				
8. Au im Fahlerz (Figur 15) Vol%*	—	—	< 1	20

* Vol% des Goldes geschätzt auf Grund des prozentualen Oberflächenanteiles

** Zwischen Pyrit, Arsenkies und Gangarten (Quarz, Ankerit)

Die Hinweise auf die Figuren vermitteln nicht die ganze Variationsbreite der in die sieben Typen zusammengefaßten Art des Auftretens des Goldes. Teilweise ist die Zuordnung zum einen oder andern Typ willkürlich (vgl. Figur 15).

Im Vorkommen von Astano fällt auf, daß das Gold Arsenkies ausgesprochen meidet und dafür den Pyrit bevorzugt. Die Analysen bestätigen diese Beobachtung allerdings nicht in dem Maße wie der erzmikroskopische Befund; insbesondere die Analysen der verschiedenen Erzkonzentrate widersprechen dieser Beobachtung (J. DU BOIS, 1931):

Tabelle 20

Au-Gehalt der Konzentrate des Erzes von Astano

		Ag g/T	Au g/T
Quarkonzentrat:			
Gangarten	91%	Spuren	Spuren
Sulfide	9%		
Pyritkonzentrat:			
Gangarten	5%	29	12
Arsenkies	20%		
Pyrit	75%		
Arsenkieskonzentrat:			
Gangarten	24%	23	30
Pyrit	31%		
Arsenkies	55%		
Zinkblendekonzentrat:			
Gangarten	17%	134	6
Pyrit und Arsenkies	21%		
Zinkblende	62%		
Bleiglanzkonzentrat:			
Gangarten	15%	327	15
Pyrit und Arsenkies	55%		
Bleiglanz	30%		
Graphitische Schiefer mit Sulfiden		60	36

Ein Zusammengehen von Gold und Graphit konnte nie beobachtet werden. Interessant ist aber, daß das Arsenkieskonzentrat einen deutlich höheren Au-Gehalt aufweist als das Pyritkonzentrat. In diesem Zusammenhang ist die Arbeit von L. A. CLARK (1960) bemerkenswert, der festgestellt hat, daß Gold im festen Zustand sehr leicht in Arsenkies hineindiffundiert, vermutlich längs Korngrenzen. Ungefähr millimeterdicke Arsenkiesaggregate enthielten nach vier Stunden bei 600 °C z. T. mehr als fünf Oberflächenprozent (im Anschliff ausgemessen) Gold in Form von kleinen Körnchen. Ob zusätzlich Gold in Arsenkies löslich ist, oder submikroskopische Einschlüsse bildet, wurde nicht untersucht. Entsprechende Untersuchungen am Pyrit fehlen. Möglich wäre es also, daß Gold in mikroskopisch nicht erfaßbarer Form im Arsenkies von Astano sitzt.

Im Vorkommen von Miglieglia ist die Übereinstimmung der erzmikroskopischen Untersuchung und der Analysenresultate gut, so daß angenommen werden kann, der Arsenkies sei frei von Gold. Dies dürfte mit der Beobachtung im Zusammenhang stehen, daß das Gold erst in einer späten Phase der Gangbildung, zur Hauptsache nach der Bildung des Fahlerzes, zum Absatz kam und, wie auch das ältere Fahlerz, kaum je mit Arsenkies in Kontakt kam, der zum größten Teil bereits von Quarz umgeben war.

In den Vorkommen von Pradècolo und Mte. Beglio wurde das Auftreten von Gold nicht systematisch verfolgt, da das vorliegende Untersuchungsmaterial dazu nicht ausreichte. Im fraglichen Vorkommen von Mte. Beglio aber gewinnt man den Eindruck, als sei das Gold vorwiegend an Arsenkies gebunden (an Korngrenzen im Arsenkies und zwischen Arsenkies und Pyrit).

Die Korngröße und Kornform des Goldes ist abhängig von der Art des Auftretens. Einschlüsse im Pyrit, Arsenkies usw. zeigen rundliche Formen mit durchschnittlichen Dimensionen von 5–15 μ . Auf Rissen oder an Korngrenzen handelt es sich eher um Bleche von etwa 5 μ Breite und etwa 30 μ Länge. Das größte in Astano beobachtete Korn hat eine größte Ausdehnung von etwa 0,3 mm (Figur 7). In den goldreichen Proben von Miglieglia erreichen die meist rundlichen Körner maximal 1–2 mm in ihrer größten Ausdehnung.

Der Ag-Gehalt des Goldes wurde nicht bestimmt; er dürfte aber in Miglieglia beträchtlich sein, da die polierten Körner nach einigen Monaten etwas anlaufen.

Weitere Erzminerale

Antimonit: Val delle Cantine (vgl. Seite 45), Mte. Pellegrino und Vei (vgl. Seite 58).

Jamesonit: Miglieglia (vgl. Seite 47) und NNW Aranno (vgl. Seite 58).

Gudmundit: Val delle Cantine (vgl. Seite 45).

Miargyrit und Pyrargyrit: Miglieglia (vgl. Seite 47).

Gediegen Antimon: Miglieglia (Seite 47), Val delle Cantine (Seite 45), Mte. Pellegrino, Vei und NNW Aranno (Seite 58).

Gediegen Silber: Miglieglia (Seite 47).

Bournonit: Mte.-Rocchetta-Selva-Störung, westlich Pura (Seite 43), in den Baryt-Zinkblende-Gängen bei Aranno (Seite 56).

Magnetit, Zinnstein, Molybdänglanz: in den erratischen Erzblöcken (Seite 66).

Rutil: verbreitet im veränderten Nebengestein.

Anatas: selten im veränderten Nebengestein, Ponte Aranno (Seite 56).

VI. Erzvorkommen außerhalb des Malcantone

1. Die Baryt-Flußspatgänge in den permischen Ergußgesteinen

0,2 bis 2 m mächtige Baryt-Flußspat-Gänge mit wechselndem, oft fehlendem Sulfidgehalt (Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerz, Zinkblende usw.) sind im Luganeser Porphyrgbiet verbreitet. Sie sind an Störungszonen von lokaler Bedeutung gebunden und treten stets in den permischen Ergußgesteinen auf. Nach A. SENN (1924) sind nicht alle Barytgänge genau gleich alt; es gibt neben solchen, die vom darüberliegenden Servino (Werfenien) abgeschnitten werden, auch andere, welche bis in den Servino reichen. L. U. DE SITTER (1925) erwähnt das gelegentliche Auftreten von Baryt als Zement des Servino. Alle Bearbeiter des Luganeser Porphyrgbietes sind der Auffassung, daß diese Gänge im Gefolge des permischen Magmatismus entstanden sind. Auf der Karte (Tafel I) sind die wichtigeren Baryt-Flußspat-Gänge eingetragen.

Unklar ist die Stellung des Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommens von Bisuschio (G. SCAINI, 1950) im triasischen Dolomit (Ladin). Es handelt sich um zwei kleine benachbarte Vorkommen. Das eine führt nur Bleiglanz und Zinkblende, die den Dolomit imprägnieren, das zweite führt dazu noch etwas Baryt auf kleinen Äderchen. Vielleicht handelt es sich hier um westliche Ausläufer der ostalpinen triasischen Blei-Zink-Vererzungen, die mindestens bis an den Comersee verfolgt werden kann (vgl. E. TRÜMPY, 1926, G. L. HOFSTEENGE, 1934).

Ebenfalls ungeklärt ist die Stellung eines kleinen Bleiglanzvorkommens im Dolomit des Profils der Mte.-Bré-Bahn (O. SEITZ, 1917). Es findet sich am sehr stark tektonisch gestörten Kontakt Kristallin-Dolomit.

a) Valganna

D. DI COLBERTALDO und P. PAGNACCO (1961) haben das Baryt-Bleiglanz-Vorkommen von Valvassera im Valganna beschrieben (vgl. Tabelle 22).

b) Brusimpiano

Ein sulfidführender Baryt-Flußspat-Gang findet sich bei Marzio, SW Brusimpiano, im Granophyr.

Ganginhalt: Quarz

Fluorit

Baryt

Karbonat (Ankerit)

Pyrit

Markasit

Fahlerz

Kupferkies

Zinkblende

Bleiglanz

Das Nebengestein des Ganges, des Granophyr, ist intensiv serizitisiert, ankeritisiert und silifiziert. Quarz, der das Nebengestein silifiziert, wird allmählich grobkörniger und geht in eigentlichen Gangquarz über. Die Sulfide sind jünger als Quarz und wurden z. T. gleichzeitig ausgeschieden. Das optisch deutlich anisotrope

Fahlerz besteht aus Cu, Fe, Zn, Ag, Sb und As. Daß es sich um ein Fahlerz handelt, wurde durch eine Pulveraufnahme bestätigt. Kupferkies tritt stets zusammen mit Fahlerz auf und bildet in Bereichen von etwa 0,05 mm schöne Myrmekite. Zinkblende ist ebenfalls meist mit Fahlerz vergesellschaftet. Der etwas jüngere Bleiglanz weist oft einen Kupferkiessaum auf. Kleine Fahlerzeinschlüsse sind im Bleiglanz nicht selten. Die Beziehungen von Pyrit und Markasit zu den übrigen Sulfiden konnten nicht ermittelt werden, da sie nicht im Kontakt zueinander beobachtet werden konnten. Nach der Sulfidbildung kam es zum Absatz von Fluorit, Ankerit und schließlich Baryt. Das Vorkommen zeigt keine Spur einer tektonischen Beanspruchung.

2. Die Magnetkiesvorkommen des Cenergebietes

(Val Trodo, Ceneritunnel, Medeglia, Val Morobbia)

Die Vorkommen wurden von M. REINHARD (1942) erzmikroskopisch untersucht. Die kurze Beschreibung stützt sich vor allem auf diesen unveröffentlichten Bericht und auf einige eigene Beobachtungen an Anschliffen von Proben aus dem Ceneritunnel und von Medeglia.

Nach M. REINHARD treten diese Magnetkiesvorkommen stets in stark mylonitisierten Zonen der Paragneise (Gneise ohne Kalifeldspat) auf. Solche Mylonitzonen sind besonders parallel der Jorio-Tonale-Linie häufig. Meist sind sie aber nur von etwas Pyritstaub durchsetzt. Die Misch- bis Orthogneise (kalifeldspatführende Gneise) weisen in der Regel keine vererzten Mylonitzonen auf. In einer Peridotitlinse SE Medeglia findet sich diffus verteilter Magnetkies.

Die mit Mylonitzonen verknüpften Magnetkiesvorkommen liegen teils konkordant (Medeglia), teils diskordant (Val Trodo, Val Morobbia) zum Nebengestein. Rutschharnische und Brekzienbildung begleiten die Erzlinen. Die wichtigste Gangart ist Quarz, der in derben, z. T. brekziösen Massen auftritt, in welchen der ebenfalls derbe Magnetkies 0,1 bis 1 m breite, bis mehrere Meter hohe und bis 4 m lange Linen bildet. Dazwischen sind auch Gneispakete eingelagert. Die Mächtigkeit der erzführenden Zonen in Medeglia schwankt zwischen 1–2 m, erreicht hier und da auch 3–4 m, maximal etwa 10 m. Die Länge der vererzten Quarzlinen beträgt etwa 25 m. Östlich der Faiana wird die Erzführung sehr spärlich und beschränkt sich auf eine unbedeutende Pyritimprägation der verquarzten Mylonitzone.

Im Val Trodo ist die Linse auf 7–8 m × 30 m aufgeschlossen (H. FEHLMANN, 1919). Die gänzlich unbedeutenden Vererzungen im Val Morobbia und Valletta beschränken sich auf etwas Pyrit und Magnetkies. Als Gangart tritt zusätzlich zum Quarz etwas Karbonat auf (E. ESCHER, 1941). J. STAUFFACHER (1917) beschreibt ein Magnetkiesfahlband auf der Alpe di Piscerotto (Val Morobbia-Val Valletta), das konkordant im Gneis, beidseitig von Brüchen begrenzt, eine Gesamtmächtigkeit von 6–8 m erreicht. Magnetkies findet sich im Gestein imprägniert und in derben Massen in Schnüren und Bändern von maximal 8 cm Mächtigkeit.

Die Vorkommen von Val Trodo und Medeglia zeichnen sich durch ihren geringen Cu-Gehalt aus (0,6 bis 1,7% im Val Trodo und 0,3% bei Medeglia, H. FEHLMANN, 1919). Im Val Trodo fehlt Ni «fast vollständig», in Medeglia konnte Ni nicht nachgewiesen werden, As ist dort in Spuren vorhanden, Au und Ag fehlen. Diese Verhältnisse dürften auch für das Vorkommen im Ceneritunnel gelten, deren Mineralbestand etwa derselbe ist.

An Erzminerale treten auf: Magnetkies, Pyrit, Kupferkies und im Ceneritunnel und im Val Morobbia (Valletta) zusätzlich Fahlerz in sehr spärlicher Menge.

Der Magnetkies zeigt überall Spuren starker Beanspruchung (Translationsstreifung und undulöse Auslöschung) und Rekristallisation (feinkörniges, granoblastisches Gefüge). Kupferkies und das viel seltenere Fahlerz ist lokal hier und da etwas angereichert. Kupferkies kann mehrere Millimeter große Aggregate bilden und zeigt typische Oleanderblattlamellen. Quarz zeigt ebenfalls Anzeichen starker Tektonisierung (Böhm'sche Streifung und Mörtelstruktur). Randlich des Magnetkiesvorkommens in der Vedeggiashlucht bei Medeglia tritt primär Pyrit und Quarz in zentimetermächtigen Fahlbändern randlich des Magnetkiesvorkommens auf. Hier zeigen weder Pyrit noch Quarz Spuren mechanischer Deformationen außer den gelegentlich makroskopisch erkennbaren Rutschharnischen. (Über das Pyrit-Magnetkies-Thermometer vgl. Seite 87.)

3. Val Duragno

(NNE Mezzovico)

Dieses bereits von R. BÄCHLIN (1937) erwähnte Vorkommen im Val Duragno auf 830 m Höhe ist ebenfalls an eine Störungszone gebunden. Mineralogisch zeigt es Ähnlichkeiten mit den Erzvorkommen von Pirocca-Torri-Firinescio. Neben dem Quarz als Gangart treten Pyrit und Magnetkies als die wichtigsten Sulfide auf. Sie können mehrere Zentimeter mächtige, derbe Massen bilden. Kupferkies ist nur in spärlichen Mengen vorhanden. Es lassen sich drei Pyrittypen unterscheiden:

- a) Primärer Pyrit in normaler, isometrischer Ausbildung (Würfel, Pentagondodekaeder) bildet lockere Aggregate im Gangquarz.
- b) Die makroskopisch dichten Pyritmassen bestehen aus stengelig (verzerrten Würfeln) ausgebildetem Pyrit mit massenhaft orientierten Gangarteinschlüssen, die auf eine Pyritblastese hindeuten. Kupferkies als Einschlüsse und als Zwickelfüllungen ist verbreitet.
- c) Pyrit als Umwandlungsprodukt von Magnetkies zusammen mit Markasit und dem markasitähnlichen Zwischenprodukt.

Das optisch festgestellte Auftreten von zwei Magnetkiesvarietäten konnte in Pulveraufnahmen nicht bestätigt werden. Die mechanische Beanspruchung dieses Vorkommens ist gering und äußert sich in einigen kataklastischen Zonen im Pyrit.

4. Anzigo

(Val Cavargna, östlich Lugano)

Dieses Vorkommen liegt in einem Seitental des Val Cavargna, etwa 2 km nördlich San Bartolomeo. P. PEDROZZI (1961) erwähnt in seiner unveröffentlichten Diplomarbeit diese Lagerstätte. Dem Autor verdanke ich die zur Untersuchung überlassenen Proben. Das Vorkommen ist das einzige, in welchem Magnetkies zusammen mit Zinkblende und Ankerit in größeren Mengen auftritt.

Ganginhalt: Serizit: im veränderten Nebengestein

Ankerit

Quarz

Pyrit

Arsenkies

Magnetkies

Zinkblende

Kupferkies

Bleiglanz

Bei der Umwandlung von Magnetkies entstanden: Pyrit, Markasit und Magnetit

Die Veränderungen des Nebengesteins konnten nicht genauer verfolgt werden. Neben der Serizitisierung dürfte auch eine Ankeritisierung stattgefunden haben, da Ankerit die hauptsächliche Gangart bildet.

Magnetkies tritt in zentimetergroßen, derben Massen auf. Hie und da glaubt man, zwei Typen unterscheiden zu können. Magnetkies wird häufig von idiomorphen, hie und da leicht gerundeten Pyriten begleitet, die in einem nur ganz unbedeutenden Maße von Magnetkies korrodiert werden. In den älteren Pyriten füllt Magnetkies die Zwickel. Der gleichzeitig mit dem Magnetkies gebildete Pyrit ist feinkörniger und tritt randlich oder im Innern von Magnetkies in Schnüren zwischen Korngrenzen angereichert auf. Arsenkies ist nur in spärlichen Mengen vorhanden. Er bildet meist isoliert Einzelkörner im Ankerit. Wo er einmal an Magnetkies grenzt, wird er von diesem verdrängt.

Ankerit scheint älter als Bleiglanz und Kupferkies zu sein. Er scheint die Blende zu verdrängen, doch konnten keine eindeutigen Kriterien dafür gefunden werden. Zinkblende ist jünger als Magnetkies, den sie etwas verdrängt. Sie bildet millimeter- bis mehrere Zentimeter große Nester im Ankerit. Sie ist überall ganz gleichmäßig durchsetzt von gut geregelten, tafeligen Magnetkiesentmischungen, die zeigen, daß es sich um eine recht grobkörnige Blende handelt (0,5 bis 1 mm). Stellenweise sind sie auf gekrümmten Flächen angeordnet, wohl infolge späterer tektonischer Bewegungen. Selten führt die Blende auch gleichzeitig gebildeten Pyrit. Der Fe-Gehalt der Blende ist beträchtlich und beträgt etwa 25 Mol% FeS (vgl. Seite 98). Kupferkies ist jünger als die Blende. Er tritt als Zwickelfüllungen in ihr auf. Er ist oft randlich von Magnetkies angereichert, den er etwas verdrängt. Er bildet auch größere (0,2–0,5 mm) Massen im Ankerit. Bleiglanz ist selten. Kleine Tröpfchen (0,01–0,05 mm) davon befinden sich im Ankerit und in der Blende, die beide von ihm verdrängt werden; in der Blende hat er die Magnetkiesentmischungen übernommen.

Die Stellung des Quarzes zu den jüngeren Sulfiden (Kupferkies, Bleiglanz) ist unklar. Sicher ist er jünger als die Blende, welche er, wie auch im Malcantone, resorbiert.

Die mechanische Beanspruchung äußert sich im undulös auslöschenden Quarz, in den verbogenen Spalt-rissen des Ankerites und in der Translationsstreifung des Magnetkieses, der keine Zeichen einer Rekristallisation aufweist. Die mechanische Beanspruchung ist in diesem Vorkommen also deutlich geringer als in den übrigen Magnetkiesvorkommen des Cenergebietes.

5. San Bartolomeo

(Val Cavargna)

Diese Lagerstätte wird in der Diplomarbeit von P. PEDROZZI (1961) kurz erwähnt. Die untersuchten Proben stammen von diesem Autor.

Ganginhalt: Serizit: im veränderten Nebengestein

Quarz

Pyrit

Arsenkies

Antimonit

gediegen Antimon

D. FIORETTI und L. MAGLIA (1943) erwähnen weiter noch:

Magnetkies im Quarz (sehr selten)

Zinkblende im Quarz mit Pyrit und Antimonit (selten)

Bleiglanz im Quarz mit Blende (sehr selten)

Kermesit (Sekundärmineral)

Fahlerz im Quarz, ausnahmsweise auch im Calcit (selten)

Kupferkies im Quarz (sehr selten)

Calcit und Dolomit (sehr selten)

ferner Sekundärmineralien

Pyrit und Arsenkies wurden etwa gleichzeitig gebildet; beide sind stets idiomorph gegen Quarz. Antimonit ist jünger und tritt als Zwickelfüllungen im Quarz auf, oder bildet Nadeln in ihm. Sein Auftreten ist ganz analog demjenigen des Antimonits oder Jamesonits im Malcantone. Gelegentlich zementiert er auch kataklastischen Pyrit unter leichter Verdrängung desselben. Größere Massen führen auch Arsenkieseinschlüsse, die keine Spur einer Verdrängung durch Antimonit zeigen. Mengenmäßig dominiert Antimonit etwas über Pyrit und Arsenkies. Gegenüber Quarz treten die Sulfide aber stark zurück.

Dieser Gang ist deutlich stärker beansprucht als die entsprechenden Gänge des Malcantone. Der undulös auslöschende Quarz zeigt häufig Mörtelquarzzüge. Die millimetergroßen Antimonitmassen sind stark zerknittert und löschen ebenfalls undulös aus.

6. Cima di Lago

(nördlich Tesserete)

H. HUTTENLOCHER (1934) führt auf seiner Karte ein Vorkommen am Mte. Beglio an (auf Blatt 1333, Tesserete, Cima di Lago genannt). J. BURFORD (1933) erwähnt Störungszonen im Val Meraggia (auf Blatt Tesserete Val di Bogh genannt) SW des Mte. Bigorio und NE der Cima di Lago, die etwas Pyrit und Arsenkies führen. Der Goldgehalt liegt unter 1 g/T.

Von Herrn G. BALLI, Locarno, erhielt ich eine Probe mit der Herkunftsbezeichnung «Lugaggia bei Tesserete». Da in der Literatur kein Erzvorkommen zwischen Tesserete und Lugaggia erwähnt wird, dieser Name sich aber im obersten Val Capriasca, nördlich Tesserete und östlich der Cima di Lago wieder findet, stammt diese Probe möglicherweise aus dem von H. HUTTENLOCHER erwähnten Vorkommen.

Ganginhalt: Serizit: veränderte Nebengesteinsrelikte

Quarz (zwei Generationen)

Karbonat

Pyrit

Arsenkies

Zinkblende

Magnetkies als Entmischungen der Blende

Bleiglanz

Gold

Der Mineralbestand und das Gefüge ist sehr ähnlich dem Erz von Astano. Die Hauptmasse des Pyrites ist älter als Arsenkies, dessen Bildung aber noch vor dem Abschluß des Pyritabsatzes einsetzte. Zinkblende verdrängt Pyrit und Arsenkies. Sie weist Entmischungen von Magnetkies und Kupferkies auf, die aber spärlicher und vor allem kleiner sind als in der Blende von Astano. Selten beobachtet man auch größere Magnetkiestropfen, die kaum als Entmischungen gedeutet werden können. Gleichzeitig gebildete Pyrite sind in der Blende lokal reichlich vorhanden. Bleiglanz ist einschlußfrei und verdrängt die übrigen Sulfide.

Auffallend ist, daß im Gegensatz zum Erz von Astano Gold die Umgebung von Arsenkies vorzieht, obwohl Pyrit mengenmäßig über Arsenkies dominiert. Meist sitzt es an Korngrenzen zwischen Pyrit und Arsenkies, selten in der Blende oder im Pyrit, ohne von Arsenkies begleitet zu werden.

Ein weiterer Unterschied besteht im kleineren S/As-Verhältnis des Arsenkieses im Vergleich zum Arsenkies von Astano (vgl. Seite 84).

Eine nennenswerte tektonische Beanspruchung fehlt.

Das Naturhistorische Museum Basel hat mir freundlicherweise Erzproben zur Verfügung gestellt, die von C. SCHMIDT am E-Hang der Cima di Lago gesammelt wurden. Im Anschliff konnte nur Pyrit mit mäßiger Kataklyse beobachtet werden.

7. Pradècolo

(westlich des Mte. Lema)

Zur Untersuchung stand eine Probe zur Verfügung. Es treten dieselben Mineralien auf wie im Gang von Astano (Pyrit, Arsenkies, Zinkblende, Bleiglanz und Quarz, Ankerit konnte nicht beobachtet werden); auch in struktureller und textueller Hinsicht lassen sich keine Unterschiede zum Erz von Astano feststellen.

VII. Genese der Vererzungen des Malcantone

Sowohl die Erzvorkommen im Kristallin des Grundgebirges zwischen Lago Maggiore und Comersee als auch diejenigen im Luganeser Porphyrgbiet sind an Störungszonen oder erweiterte Klüfte gebunden.

Die zonale Anordnung der Erzgänge

Wie aus den beiliegenden Karten (Tafel I und II) ersichtlich ist, lassen sich im Malcantone zwei Zonen unterscheiden, eine äußere Zone mit der Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies- oder Pyrit-Arsenkies-Zinkblende-Bleiglanz-Paragenese (1a–1c) und eine innere Zone, charakterisiert durch das Auftreten von Sb-Mineralien und gelegentlich von Baryt in größeren Mengen (Paragenesen 2a–2e). In der innern Zone tritt die Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies- oder Zinkblende-Bleiglanz-Paragenese nie selbständig auf. In einigen Gängen der Paragenesen 2a–2e ist sie unvollständig entwickelt und tritt mengenmäßig gegenüber den jüngeren Paragenesen 2a–2e zurück, in andern fehlt sie vollständig. Eine Ausnahme bildet das Vorkommen von Miglieglia (Paragenese 2b), wo Arsenkies in reichlichen Mengen vorhanden ist.

Nördlich des Malcantone sind Störungszonen nicht mehr so häufig und dementsprechend nimmt auch die Zahl der Vererzungen gegen N ab. Die Vorkommen im Val Cavargna, Val Duragno und das fragliche Vorkommen in der Umgebung der Cima di Lago deuten darauf hin, daß sich die Vererzungserscheinungen des Malcantone weiter gegen N und NE fortsetzen, ohne aber eine zonale Gliederung zu zeigen. Die Frage, ob die Magnetkiesvorkommen des Cenergebietes genetisch mit den magnetkiesführenden Gängen der Paragenesen 1a und 1c verwandt sind und eine nördliche Fortsetzung derselben bilden, bleibt unbeantwortet.

Bildungsbedingungen

Anhaltspunkte für die Bildungstemperaturen von Sulfiden liefern das S/As-Verhältnis in Arsenkies (vgl. Seite 83), der Fe-Gehalt von hexagonalem Magnetkies (Seite 87), das Auftreten von monoklinem Magnetkies (Seite 88), von Valleriit (Seite 91) und Markasit (Seite 86). Das reichliche Auftreten von Baryt gibt ebenfalls Anhaltspunkte für die Bildungsbedingungen des Ganges (Seite 80).

Die an den oben erwähnten Sulfiden bestimmten Bildungstemperaturen entsprechender Sulfidparagenesen sind widerspruchsfrei (vgl. Tabelle 21, Seite 113). Die Bildungstemperatur von Arsenkies der Paragenesen 1a, 1b und 2b war ungefähr dieselbe (300–360 °C bei 1 atm). Großräumige Temperaturgradienten konnten nicht beobachtet werden. Lokale Temperaturgradienten scheinen auf dem Sceree (Astano) vorhanden gewesen zu sein; Arsenkies von Costa und Alle Bolle ergibt eine Bildungstemperatur von 300 °C (bei 1 atm), von Riva Sole (1500 m westlich Alle Bolle) eine solche von maximal 440 °C (bei 1 atm). Weniger ausgeprägte, lokale Temperaturgradienten scheinen im Gebiet von Pirocca-Torri-Firinescio vorhanden gewesen zu sein; Arsenkies von Val Pirocca ergibt eine maximale Bildungstemperatur von 360 °C (bei 1 atm) und von Firinescio (2 km nördlich von Val Pirocca) 300 °C (bei 1 atm) als maximale Bildungstemperatur.

Zeitliche Temperaturgradienten werden in den Gängen der Paragenese 1a durch das Auftreten von Valleriit (200–250 °C) angedeutet. Im Gang von Astano blieb die Temperatur mindestens während der Bildung von Arsenkies und Zinkblende konstant (300 °C bei 1 atm). Arsenkies von Miglieglia ergibt eine Bildungstemperatur von 360 °C (1 atm), die während der Ausscheidung von Zinkblende, Ankerit, Quarz, Jamesonit, Fahlerz und Miargyrit auf höchstens etwa 250 °C absank wie die Kupferkiesentmischungen begleitet von Valleriit im Fahlerz zeigen. Erst die Letztausscheidungen von Pyrargyrit und Gold, die mengenmäßig weniger als 1% der gesamten Gangfüllung ausmachen, sind bei tieferen Temperaturen gebildet worden (wahrscheinlich unterhalb 200 °C), wie die bei der Verdrängung des Fahlerzes durch Pyrargyrit von ihm übernommenen Kupferkiesentmischungen des Fahlerzes zeigen.

Das Auftreten von Sb-Sulfiden ist also nicht bedingt durch eine im Vergleich zur Arsenkies-Pyrit-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese tieferen Bildungstemperatur.

Tabelle 21

Zusammenstellung der durch die Paragenesen und Sulfide gegebenen Temperaturgrenzen und der durch den Chemismus bestimmten Bildungstemperaturen von Sulfiden

Vorkommen	Paragenese (in der Reihenfolge ihrer Ausscheidung)	Temperatur	Bemerkungen
Val Trodo	Magnetkies (hexagonal)	~ 300 °C	Primäre Ausscheidungsfolge nicht erkennbar infolge Durchbewegung
Ceneritunnel	Kupferkies (spärlich)		
	Pyrit (spärlich)		
Medeglia	Fahlerz (selten)		
	Quarz		
Firinescio	Arsenkies, Pyrit	< 490 °C	S/As im FeAsS
	Quarz	300 °C	
	Magnetkies (monoklin)	< 300 °C	
	Kupferkies	200–250 °C	
	Vallerit		
Pirocca	Turmalin		
	Arsenkies	< 360 °C	
	Pyrit	< 490 °C	
	Quarz		
Anzigo	Pyrit	< 740 °C	(12 atm)
	Magnetkies (monoklin)	< 300 °C	FeS in ZnS
	Zinkblende	700 °C	
	Ankerit		
	Quarz		
	Kupferkies		
	Bleiglanz		
Astano	Pyrit, Arsenkies	< 490 °C	S/As im FeAsS
		300 °C	
	Markasit (sehr selten im Pyrit)	< 350 °C	FeS in ZnS
	Zinkblende	500–550 °C	
		300 °C	S/As im FeAsS gleichzeitig mit ZnS gebildet
	Ankerit		
	Quarz		
	Bleiglanz		
Riva Sole	Arsenkies	< 440 °C	S/As im FeAsS
	Pyrit	< 490 °C	
	Markasit (sehr selten im Pyrit)	< 350 °C	
	Quarz		
	Kalifeldspat		
Miglieglia	Arsenkies, Pyrit	< 490 °C	S/As im FeAsS
		360 °C	
	Zinkblende	570 °C	
	Ankerit		
	Quarz		
	Jamesonit		
	Fahlerz, Miargyrit mit Entmischungen	330 °C	S/As im FeAsS
	von Kupferkies und	300 °C	FeS in ZnS
	Vallerit im Fahlerz	200–250 °C	
	Pyrargyrit		
	Gold		

Die angegebenen Temperaturen enthalten keine Druckkorrekturen.

Eine mögliche Erklärung für das Auftreten von Sb-Sulfiden im Malcantone ergeben die reichlich Baryt führenden Gänge. Baryt in größeren Mengen wird als eine oberflächennahe, tiefthermale Bildung gedeutet (vgl. Seite 81). Die Barytgänge des Luganeser Porphyrgebietes werden aus geologischen Gründen als oberflächennahe Bildung aufgefaßt. Da Baryt im Malcantone als Letztausscheidung nach einer sulfidarmen Ankerit- und Quarzgeneration auftritt, ist eine Deutung als oberflächennähere Bildung im Vergleich zu den Gängen der Paragenesen 1a-1c zulässig.

Das Verbreitungsgebiet des Baryts fällt in das der Sb-Paragenesen, welches sich auf zwei benachbarte, durch eine Störungszone getrennte Schollen beschränkt (eine Ausnahme bildet das Vorkommen SW Banco). Baryt findet sich nur in der östlichen der beiden Schollen (vgl. Tafel I). Diese räumliche Verteilung deutet auf eine oberflächennähere Bildung der Sb-Paragenesen als der Arsenkies-Pyrit-Magnetkies-Kupferkies-Paragenesen.

Daraus kann geschlossen werden, daß die Bildung der Sb-Paragenesen einen längeren Aufstiegsweg der Lösungen in einer Gangspalte zur Voraussetzung hatte, der es den Lösungen erlaubte, durch Ausscheidung von Pyrit, Magnetkies, Arsenkies und Kupferkies sich relativ an Sb anzureichern. Das Fehlen von Sb in den Paragenesen 1a-1c kann durch Erosion der oberflächennahen Gangpartien erklärt werden.

Hinweise, daß die Ausscheidungsfolge der Sulfide u. a. eine Funktion der wechselnden Konzentrationen der entsprechenden Metalle in den Lösungen ist, liefern die Beobachtungen, daß der spärliche Jamesonit bei vorherrschendem Zinkblendegehalt jünger als die Blende ist, daß aber bei dominierendem Jamesonit- oder Antimonitgehalt die Blende jünger ist. In der Gegend von Pirocca-Torri-Firinescio ist Arsenkies älter als Pyrit, sofern Arsenkies mengenmäßig vorherrscht und umgekehrt (vgl. H. P. TAYLOR JR., 1963).

Die Herkunft der Schwermetalle, des S, des CO₂ und des H₂O wurde nicht untersucht. Bei der Beschreibung der Veränderungen des Nebengesteins wurde darauf hingewiesen, daß man auf Grund mikroskopischer Beobachtungen annehmen kann, ein Teil des Ganginhaltes (Fe der Sulfide, Ca, Mg, Fe der Carbonate und der Gangquarz) stamme aus umgewandelten Feldspäten und Biotit. Das Ba des Baryts kann aus serizitisierten Feldspäten tieferer Gangpartien herkommen.

VIII. Das Alter der Vererzungen im Malcantone

Feldbeobachtungen und mikroskopische Untersuchungen ergeben folgende Anhaltspunkte für das Alter der Vererzungen:

1. Die Vererzungen sind jünger als die Störungszonen, in denen sie auftreten. Die Bildung der tektonischen Brekzien (Gangbrekzie) und teilweise der Mylonitzonen innerhalb der Störungen ist älter als die sulfidische Vererzung.
2. Die Vererzungen sind älter als die letzte in diesem Gebiet wirksame alpine Bewegungsphase.
3. Der Magnetkies-Kupferkies-Gang bei Purasca superiore ist jünger als der ihn dort begleitende Quarz-Porphyrangang. Aus diesem Einzelfall darf geschlossen werden, daß die Erzgänge dieses Typs jünger sind als die sauren Ganggesteine. Da auf Grund erzmikroskopischer Beobachtungen die Sb-Paragenese aber jünger ist als die Pyrit-Arsenkies-Magnetkies-Kupferkies-Paragenese, sind wohl sämtliche Vererzungen des Malcantone jünger als die sauren Ganggesteine.

Das sind die einzigen direkt über das Alter der Vererzungen etwas aussagenden Beobachtungen aus dem Untersuchungsgebiet. Um nähere Auskunft über das Alter zu erhalten, muß eine Reihe von weiteren Problemen kurz erörtert werden; deshalb wird im folgenden öfters das engere Untersuchungsgebiet verlassen, damit die Zusammenhänge in einem größeren Rahmen betrachtet werden können. Folgende Punkte verdienen dabei besondere Beachtung:

1. Das Alter der Störungszonen im Malcantone.
2. Das Alter der Ganggesteine.
3. Die bleiglanzführenden Baryt-Flußspat-Gänge des Luganeser Porphyrgebietes.
4. Die Epochen magmatischer Aktivitäten im weiteren Untersuchungsgebiet.
5. Der Goldgehalt der permischen (?) Sedimente im nördlichen Malcantone.
6. Die Goldgänge des Mte.-Rosa-Gebietes.

1. Das Alter der Störungszonen im Malcantone

P. KELTERBORN (1923) betrachtet die Störungszonen als eine Folge der alpinen Orogenese. J. BURFORD (1933) nimmt für mindestens einen Teil der Brüche herzynisches Alter an. P. GRAETER (1951) hingegen betrachtet sie wieder mehrheitlich als eine alpine Bildung. Folgende Beobachtungen sind Hinweise für die eine oder andere Auffassung:

1. Die N-S verlaufende Lisora-Pazzo-Mugena-Störung geht bei Arosio in eine flachliegende, mehr E-W streichende Überschiebungszone über, mit einer gegen S gerichteten Aufschiebung der nördlichen Massen. Dabei wurde die permische Sedimentplatte gegen N abgeschnitten, so daß für diese Aufschiebung alpines Alter feststeht. Eine ähnliche Aufschiebungszone findet sich südlich des Tamaro, welche ebenfalls flach gegen N einfällt. Westlich des Tamaro biegt sie gegen SW um und fällt steiler gegen NW ein. Auch für diese Zone wird alpines Alter angenommen. Aus dem Verlauf der Lisora-Pazzo-Mugena-Störung im nördlichen Teil des Malcantone schließt P. GRAETER auch für die übrigen N-S gerichteten Störungszonen auf alpines Alter.

2. Nach P. GRAETER (1951) ist die im Malcantone N-S verlaufende Caslano-Taverne-Dislokationszone herzynisch, da sie am Mte. Caslano von den permotriadischen Vulkaniten und Sedimenten überlagert wird, ohne daß sie sich in diesen Serien noch bemerkbar macht. M. REINHARD (1953) datiert die Aufschiebung der Val-Colla-Zone auf die Cenerizone längs dieser Caslano-Taverne-Dislokationszone mit Hilfe von unbeanspruchten Gneisgeröllen (aplitischer Muskowit-Alkalifeldspat-Gneis) im Karbon von Manno (Westphal) und beanspruchten desselben Typs im Veruccano-Servino-Konglomerat (permotriadisch). Die Aufschiebung ist demnach spätkarbon und vorpermisch.
3. Weitere Anzeichen von alten, N-S verlaufenden Störungen finden wir in der Luganeser Verwerfung. Um die Faziesunterschiede des untern Lias östlich und westlich derselben zu erklären, wird auch für sie voralpines Alter angenommen (R. TRÜMPY, 1960).
4. Neben diesen N-S gerichteten Brüchen gibt es noch zahlreiche E-W bis NW-SE verlaufende Störungszonen. Diejenigen im Tresatal sind während der alpinen Orogenese mindestens wiederbelebt worden, denn das Perm von Fornasette und vom Mte. la Nave sind heute um 600 m vertikal verstellt. J. BURFORD (1951) erwähnt Faziesunterschiede im Perm dieser beiden Vorkommen und schließt deshalb die Möglichkeit nicht aus, daß sie bereits während der Permsedimentation eine Rolle gespielt haben.

2. Das Alter der Ganggesteine

P. BEARTH (1932) beschreibt als erster die Ganggesteine des Malcantone. Er unterscheidet eine jüngere, tertiäre Gruppe von Olivindiabasen, Diabasen, Camptoniten, Dioritporphyriten und sauren Quarzporphyriten von einer älteren, permischen Gruppe von Olivindiabasen, Diabasen und Diabasporphyriten. Die Gründe, die für eine Zweiteilung zu sprechen scheinen, sind allerdings nicht stichhaltig. Der Grad der Zersetzung (Serizitisierung und Karbonatisierung) der Ganggesteine ist kein Alterskriterium, denn, wie im Falle von Purasca (Seite 38) gezeigt werden konnte, ist diese Erscheinung eine Folge derselben hydrothermalen Tätigkeit, die auch für die Entstehung der Erzgänge verantwortlich war. Daß gewisse Ganggesteine weitgehend zersetzt, andere wiederum sehr frisch sind, war abhängig von den Zufuhrmöglichkeiten der hydrothermalen Lösungen. Auch das Auftreten von unzersetzten, massigen Ganggesteinen in Störungszonen ist kein Kriterium für junges Alter der Ganggesteine. In zwei Fällen, wo diese Erscheinung beobachtet werden kann, sind die Ganggesteine stark zerbrochen und auseinandergerissen, da die weniger kompetenten Gneise und Schiefer die Bewegungen weitgehend aufgefangen haben. Die Ganggesteine sind also mindestens älter als die letzten Bewegungsphasen der Störungszonen.

Nach P. BEARTH steht die tertiäre Gruppe in einem genetischen Zusammenhang mit der Tonale-Intrusion. Da die Ganggesteine gegen N zu immer spärlicher werden, gegen S, d. h. gegen das Luganeser Porphyrygebiet zu immer häufiger werden, ist der Zusammenhang mit der Tonale-Intrusion nicht so offensichtlich. Der Chemismus der Gesteine beider Epochen magmatischer Aktivität (tertiäre Bergeller- und Tonale-Intrusionen und permische Ergußgesteine des Luganeser Porphyrygebietes) ist dem Charakter nach pazifisch (J. CADISCH, 1953), so daß er nicht als Beweis für das eine oder andere Alter der Ganggesteine herangezogen werden kann.

J. BURFORD (1951) nimmt sogar eine Dreiteilung der Ganggesteine vor, in eine permische, liasische und früh-tertiäre Gruppe, ohne aber eine Begründung dafür zu geben.

Über die Altersfolge der Ganggesteine liegen nur spärliche Beobachtungen vor. Nördlich Ponte Tresa findet sich ein Hornblende-Biotit-Dioritstock (eventuell ein holokristallin gleichkörniges Äquivalent der Porphyrite), der von Diabasgängen durchschlagen wird. Vielleicht sind also alle basischen Gänge etwas jünger als die sauren.

3. Vergleich mit den Bleiglanz führenden Baryt-Flußspatgängen des Luganeser Porphyrygebietes

Die permischen bis untertriadischen Gänge zeigen keine mineralogischen Beziehungen zu den Gängen im Kristallin des Grundgebirges (vgl. Seite 107). Sie zeichnen sich durch das reichliche Auftreten von Baryt und Flußspat aus (vgl. Tabelle 22). Sowohl diese Baryt-Flußspat-Gänge als auch die Gänge der Paragenesen 2a-2e

und 1c (am SW-Hang des Mte. Mondini) zeichnen sich durch die geringe nachträgliche tektonische Beanspruchung aus. Somit können die Gänge dieser Paragenesen des Malcantone nicht viel älter sein als die Baryt-Flußspat-Gänge, d. h. nicht älter als die letzte ausgeprägte Bewegungsphase vor der Bildung der Baryt-Flußspat-Gänge. Diese letzte Bewegungsphase dürfte mit der Aufschiebung der Val-Colla-Zone auf die Cenerizone zusammenfallen.

Nur die E-W streichenden Gänge der Paragenesen 1a und 1b in der Mte.-Lema-Scholle zeigen Spuren stärkerer tektonischer Beanspruchung, die die Folge der tertiären alpinen Orogenese sein dürften; die tertiären Störungen im Kristallin des Grundgebirges weisen vorwiegend E-W Streichen auf (vgl. Seite 115).

4. Die Epochen magmatischer Aktivitäten im weiteren Untersuchungsgebiet

Aus dem Kapitel über die Genese der Vererzungen des Malcantone geht hervor, daß für ihre Entstehung irgendeine Form einer magmatischen Aktivität verantwortlich war, oder eine Metamorphose, die zur Bildung von metallführenden, hydrothermalen Lösungen führte.

Die Bildung der Erzlagerstätten könnte somit mit folgenden drei Ereignissen im Zusammenhang stehen:

a) Mit der Granitisierung der Gesteine des kristallinen Grundgebirges (P. GRAETER, 1951, R. BÄCHLIN, 1937, M. REINHARD, 1953). K. R. MEHNERT (1960) diskutiert die Möglichkeiten der Erzbildung im Zusammenhang mit der Granitisierung durch selektive Mobilisation und kommt zum Schluß, daß bei Anwesenheit von freiem H_2O und beim Vorhandensein tektonisch vorgezeichneter Bewegungsbahnen (Klüfte, Störungszonen) eine Erzbildung möglich ist bei fallenden p-T-Bedingungen im Gefolge einer anatektischen oder magmatischen Granitentstehung. Eine metasomatische Feldspatblastese führt zu keiner Erzbildung.

Bestünde ein genetischer Zusammenhang zwischen den Vererzungen und der Granitisierung der Gesteine des Grundgebirges, so wären die Vererzungen älter als Westphal, da diese Gneise im Karbon von Manno als Komponenten des Konglomerates auftreten. Die Vererzungen wären in diesem Fall auch älter als die Aufschiebung der Val-Colla-Zone auf die Cenerizone (vgl. Seite 116). Mit dieser Annahme steht aber die Beobachtung im Widerspruch, daß die dieser Aufschiebung am nächsten gelegenen Erzvorkommen (Zinkblendegänge bei Aranno, etwa 2,5 km von der Aufschiebung entfernt) keine nennenswerten Beanspruchungen zeigen, und daß sie von allen untersuchten Vorkommen die tektonisch unversehrtesten sind.

b) Mit der magmatischen Aktivität im Perm. Folgende Beobachtungen deuten auf einen Zusammenhang mit dem permischen Magmatismus:

Abgesehen von unbedeutenden Bleiglanzvererzungen im Dolomit der Trias (vgl. Seite 107) fehlen Vererzungen in den mesozoischen Sedimenten.

Gebiete, in denen Erzgänge der Paragenesen 1a, 1b und 1c verbreitet sind (Pirocca-Torri-Firinescio, Scerre, SW-Hang des Mte. Mondini), sind reich an Ganggesteinen. Umgekehrt sind aber Gebiete reich an Ganggesteinen nicht immer reich an Erzvorkommen (Vererzungen fehlen in der Gegend von Neggio-Vernate). Ganggesteine fehlen weitgehend im Verbreitungsgebiet der Sb-Paragenesen; eine Ausnahme bildet das Vorkommen SW Banco. SW Migliaglia treten ebenfalls Ganggesteine auf, und Arsenkies dominiert in den Gängen der Sb-Paragenesen jenes Gebietes. Von den Bearbeitern der Ganggesteine wird permisches Alter für mindestens einen Teil dieser Gesteine angenommen (vgl. Seite 116).

c) Mit der magmatischen Aktivität im Tertiär. Sichere Hinweise eines tertiären Magmatismus fehlen im Seengebirge zwischen Lago Maggiore und Lago di Como. Erst nördlich der Jorio-Tonale-Linie finden sich tertiäre Tonalitintrusionen, die aber ebenso wie der östlich davon gelegene Bergellergranit keine Vererzungserscheinungen aufweisen.

Einige Kilometer östlich des Lago di Como treten auf Klüften, nahe am tektonischen Kontakt zwischen Kristallin und permo-triadischem Servino, Zinnobervorkommen auf (J. CADISCH, 1942). Dieser Autor nimmt an, daß es sich dabei um die westlichsten Ausläufer der südalpiner und dinarischen «Quecksilberregion» handelt. Im Malcantone konnte Hg als Spurenelement in der Blende von Aranno nachgewiesen werden, doch ist dies noch kein Hinweis für tertiäres Alter der Vererzungen des Malcantone.

Rezente hydrothermale Bildungen im Untersuchungsgebiet sind einzig die Aragonittuffe, welche an verschiedenen Stellen der Caslano-Taverne-Dislokationszone Gehängeschutt verkitten (P. GRAETER, 1951). Vererzungsanzeichen konnten in diesen Tuffen nie beobachtet werden.

Tabelle 22

Übersicht über die Mineralparagenesen der Erzvorkommen im kristallinen und Lago di Como und einiger

Vorkommen	Nebengestein		Umwandlungen des Nebengesteins			Gangarten				Übrige Gangarten	Sulfide	
	1	2	Serizit.	Ankerit.	Chlorit.	SiO ₂	Karb.	Chlorit	Baryt		Pyrit	FeAsS
Pirocca, Torri, Firinescio	+	+	++	+	+++	+++	++	++		Turmalin (Apatit)	+++	+++
Astano, Pradècolo, Cima di Lago (?)	+	+	+++	++	+	+++	+	(+)		(Turmalin) (Kalifeldspat) Graphit	+++	+++
Beride, Lisora	+		++	+	(+)	+++	++	+		Graphit	+	+
Romanino	+		++	+		+++	++			Albit	+++	+++
SW-Hang Mte. Mondini	+		+++	+		+++	++			(Turmalin, Kalifeldspat, Muskowit)	+++	++
NE-Hang Mte. Mondini	+	+	+++	+		+++	++				+++	++
Val delle Cantine	+		+++			+++					+++	+++
Migliaglia		+	+++	++		+++	+				++	+++
Ponte Aranno	+		+	+++		++	+++		+++	Serizit	++	
Mte. Pellegrino, Vei, NNW Aranno	+	+	++	+		+++	+				(+)	
Aranno	+		++	++		++	+++		+++		(+)	
Erratiker 1	—	—	—	—	—	+	++				+++	+
Erratiker 2	—	—	—	—	—	++					+++	Zinnstein
Weitere Vorkommen zwischen Lago Maggiore und Lago di Como:												
Medeglia, Ceneri-tunnel, V. Trodo, V. Morobbia		+	—	—	—	+++	+			Graphit	+	
Anzigo	+	—	—	—	—	++	+++				++	+
S. Bartolomeo	+	—	—	—	—	+++					+	++
Brusimpiano	Granophyr		++	++		++	++		+++	Fluorit	+	+
Valganna	Granophyr		++	++		++	++		+++	Fluorit	++	+
Mte.-Rosa-Gebiet:												
Pestarena	Mte.-Rosa-Decke		—	—	—	+++	+				+++	+++
Miniera dei Cani, V. Bianca	St.-Bernhard-Decke, Mte.-Rosa-Decke		—	—	—	+++				Albit	+++	+++
Gondo, Alp Formazzolo	Tessinerdecke		—	—	—	+++					+++	
Nebengestein 1 = kalifeldspatführende Gneise						+++	in großen Mengen					
2 = plagioklasführende Gneise						++	in deutlichen Mengen					
— nicht untersucht						+	in spärlichen Mengen					
						(+)	selten bis sehr selten					

Grundgebirge und in den permischen Ergußgesteinen zwischen Lago Maggiore Erzvorkommen des Mte. Rosa-Gebietes

Sulfide		Mar- kasit	Au	ZnS	PbS	CuFeS ₂	Fahlerz	Bi	Jame- sonit	Sb ₂ S ₃	Ag-Sb- S	Jüngere tekto- nische Bean- spruchung	Schwermetalle in Sulfid- form, ausgenommen Au, Sn und Bi teilweise
++			(+)			++	+					+++	Fe, As, Cu, Bi, (Au)
			+	++	++							+++	Fe, As, Zn, Pb, Au
					+	+						+++	Fe, As, Cu, Pb
++	++			+	(+)	+	(+)					+	Fe, As, Cu, Zn, Pb, (Sb)
+++			(+)		(+)	++						+	Fe, As, Cu, (Au), (Pb)
				++	+++	++	++					++	Pb, Fe, As, Sb, Cu, Zn
+				+		(+)				++		++	Fe, As, Sb, Zn, (Cu)
			+	+	+		++		++		++	++	Fe, As, Sb, Cu, Ag, Pb, Zn, Au
+	+			++	++	++	(+)					(+)	Fe, Cu, Pb, Zn, Sb
+				+		+	+		+++	+++			Sb, Pb, Fe
(+)				+++	+	+	+		+				Zn, Fe, Pb, Cu, Sb
++	Magnetit			+	(+)	+	(Molybdänglanz)					++	Fe, As, Cu, Zn, (Mo)
				++	++		(Molybdänglanz)					(+)	Fe, Zn, Pb, Sn, (Mo)
+++						+	(+)					+++	Fe, Cu, (Sb)
+++				+++	+	++						+	Fe, Zn, Cu, Pb, As
										+++		+	Sb, Fe, As
	+			++	++	++	++	++					Cu, Sb, Pb, Zn, Fe
(+)	+			++	+++	+	+						Pb, Zn, Fe, Sb, As
			+			+	+					+++	Fe, As, Cu, Bi, Au
+++			+	++	++	++	+	+				+++	Fe, As, Pb, Zn, Cu, Sb, Bi, Au
			+	+	++	++		+	(Telluride, Molybdänglanz)			+	Fe, Zn, Pb, Cu, Sb, Bi, Au, (Te), (Mo)

Tektonische Beanspruchung:

- +++ starke Beanspruchung, Rekristallisation von PbS, ZnS, Kupferkies, Quarz
- ++ starke kataklastische Beanspruchung, ohne Rekristallisation
- + schwache Kataklaste

Hauptelement: Fe

- in deutlichen Mengen: Fe
- in spärlichen Mengen: Fe
- Sehr selten: (Fe)

Die tektonische Beanspruchung beschränkt sich stets auf gewisse Gangpartien.

5. Der Goldgehalt der permischen (?) Sedimente im nördlichen Malcantone

Für die Abklärung der Altersfrage der Vererzungen ist die Goldführung der Sedimente im Untersuchungsgebiet von Bedeutung. Die permischen Sedimente von Fornasette, Monteggio und Arosio, sowie das Karbonkonglomerat von Manno enthalten keine gangartigen Vererzungen.

Analysen der Mines de Costano S. A. von «eisenschüssigem Sandstein von Manno» und von «Quarz von Manno» ergaben einen Au-Gehalt von 2–3 g/T und einen Ag-Gehalt von 5–8 g/T; «roter Sandstein von Monteggio» enthält weder Au noch Ag. Die Herkunftsangaben und die Beschreibung des Analysenmaterials der Au-Ag-Bestimmungen sind immer allgemein gehalten (vgl. Tabelle 18, Seite 102), so daß im Falle der Au-Ag-führenden Proben nicht ersichtlich ist, ob sie aus dem Perm von Arosio oder aus dem Karbon von Manno stammen. Im Karbon treten rostig anwitternde Sandsteinbänke auf. Das Perm von Arosio kann aber fast durchwegs als «eisenschüssiger Sandstein» bezeichnet werden. Da es sich auf alle Fälle um Seifengold handelt, ist anzunehmen, daß die gangförmigen Vererzungen des Malcantone mindestens älter als das Perm von Arosio sind, dessen genaue stratigraphische Stellung unbekannt ist.

6. Vergleich mit den Goldgängen des Mte. Rosa-Gebietes

H. HUTTENLOCHER (1934) hat die Gänge von Astano und Miglieglia als die östlichsten Ausläufer des Mte.-Rosa-Goldgebietes betrachtet. Diese zweifellos tertiären Gänge treten in den penninischen Decken (Tessiner Decken bis Mte.-Rosa-Decke) und in deren mesozoischen Hüllgesteinen auf, ferner in der Sesiazone und am nördlichen Rand der Ivreazone westlich des Lago Maggiore. Am verbreitetsten sind sie im Val Anzasca und Val Antrona (A. STELLA, 1943). Es handelt sich um Lager- und Transversalgänge, deren Ganginhalt z. T. stark beansprucht wurde. Die mineralogische Ähnlichkeit mit den Vorkommen von Astano und Pradecolo ist mindestens teilweise sehr groß (vgl. Tabelle 22). In den goldführenden Gängen des Malcantone fehlen aber Bi-Sulfide und Albit. In Astano fehlen weiter Fahlerz und selbständig auftretender Kupferkies, die z. B. in der Miniera dei Cani (Val Bianca) verbreitet sind.

Die mineralogische Ähnlichkeit von Gängen, die in derart tektonisch verschiedenen Einheiten auftreten, kann bei der weltweiten Verbreitung solcher Paragenesen nicht als Kriterium für gleiches Alter herangezogen werden. Ferner ist zu berücksichtigen, daß nur zwei, eventuell drei Gänge des Malcantone eine mineralogische Ähnlichkeit aufweisen mit den zahlreichen Gangzügen (mehr als 15) des Mte.-Rosa-Gebietes und daß diese drei Gänge nach der vorliegenden Untersuchung eine genetische Einheit mit den übrigen Vorkommen des Malcantone bilden.

Zusammenfassend läßt sich folgendes über das Alter der Vererzungen aussagen:

1. Auf Grund von makroskopischen und mikroskopischen Beobachtungen sind sie älter als die letzte, tertiäre Bewegungsphase der alpinen Orogenese, die im Kristallin des Seengebirges wirksam war. Sie sind jünger als die Störungszonen, in denen sie auftreten, und sie sind jünger als die sauren Ganggesteine.
2. Verschiedene Hinweise gestatten, ein wahrscheinliches, relatives Alter der Vererzungen anzugeben. Wahrscheinlich sind sie jünger als die Aufschiebung der Val-Colla-Zone auf die Cenerizone, welche sich zwischen Westphal und Perm vollzog. Vermutlich sind sie älter als das Perm von Arosio. Die Vergesellschaftung mit permischen Ganggesteinen deutet auf einen genetischen Zusammenhang mit dem permischen Magmatismus der Südalpen.

Literaturverzeichnis

- ANNAHEIM, H. (1934): Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano. *Ecl. Geol. Helvet.* 27, p. 463.
- ARNOLD, R. G. (1956): The pyrrhotite-pyrite relationship. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 55, p. 177.
- ARNOLD, R. G. (1957): The FeS-S join. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 56, p. 191.
- ARNOLD, R. G. (1958): The Fe-S system. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 57, p. 218.
- ARNOLD, R. G., R. G. COLEMAN, and G. C. FRYKLUND (1959) Temperature of formation of coexisting pyrrhotite, sphalerite and pyrite from Highland Surprise Mine, Idaho. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 58, p. 156.
- ARNOLD, R. G., and L. REICHEN (1959): Application of the pyrrhotite X-ray determinative curve to natural pyrrhotites. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 58, p. 155.
- ARNOLD, R. G. (1962): Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite. *Economic Geol.* 57, p. 72.
- BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 17, p. 1.
- BAGGIO, P., und L. DE MARCO (1960): La serie basale tardo-paleozoica del Varesotto e le mineralizzazione ad uranio delle Valganna. *Comitato nazionale per le ricerche nucleari, Studi e Ricerche Divisione geomineraria, Vol. III, Rom*, p. 15.
- BARNES, H. L., and G. KULLERUD (1961): Equilibria in sulfur containing aqueous solutions in the system Fe-S-O and their correlation during ore deposition. *Economic Geol.* 56, p. 648.
- BARNES, H. L. (1963): Chemistry of ore transport in epithermal and telethermal deposits. *Symposium, Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Prag, Vol. I*, p. 369.
- BARTON, P. B., and G. KULLERUD (1958): The Fe-Zn-S system. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 57, p. 227.
- BEARTH, P. (1932): Die Ganggesteine des Malcantone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 12, p. 180.
- BIRKS, L. S. (1963): *Electron Probe Microanalysis*. Interscience Publishers, New York.
- DU BOIS, J. (1931): Les gisements de mispickel aurifères d'Astano. *Mat. pour la Géol. de la Suisse, Sér. géotechn.* 16, fasc. 2.
- BORCHERT, H. (1930): Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologisches Thermometer. *Chemie der Erde* 9, p. 145.
- BURFORD, J. (1933): Faille et minerais du Malcantone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 13, p. 435.
- BURFORD, J. (1940): Les formations cristallines de la région luganaise. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 20, p. 253.
- BURFORD, J. (1951): Les grandes lignes tectoniques du Tessin méridional. *Boll. d. Soc. Ticinese di Sc. Nat.* 45/46, p. 19.
- BURFORD, J. (1952): A propos de la géologie du Malcantone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 32, p. 351.
- CADISCH, J. (1942): Zur Geologie des Zinnobervorkommens von Margno (Valsassina, Provincia di Como). *Ecl. Geol. Helvet.* 35, p. 149.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. Wepf & Co., Basel.
- CAMERON, E. N. (1961): *Ore microscopy*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- CEVALES, G. (1959): Erzmikroskopische Untersuchungen der Erze aus «La Promise», La Thuille, Aostatal. *N. Jb. Min. Abh.* 93/2, p. 209.
- CEVALES, G. (1961): I giacimenti minerari del Gran Paradiso. *Rendiconti S. M. I.* 17, p. 193.
- CLARK, L. A. (1958): The Fe-As-S system. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 57, p. 229.
- CLARK, L. A. (1959): The Fe-As-S system: the upper stability curve of the pyrite-arsenopyrite assemblage. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 58, p. 145.
- CLARK, L. A. (1960): Variations of arsenopyrite composition as functions of T and P. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 59, p. 127.
- CLARK, L. A. (1960): The Fe-As-S system: phase relations and applications. *Economic Geol.* 55, p. 1345-81 und 1631-52.
- COLBERTALDO, D. DI, e P. PAGNACCO (1961): Il giacimento di galeno argentifera di Valvassera in Valganna. *Rendiconti S. M. I.* 17, p. 279.
- CURIONI, G. (1877): *Descrizione ragionata delle sostanze estrattive utili metalliche e terre raccolta nella provincia Lombarda*.
- ESCHER, E. (1941): Genereller Bericht über den Besuch der Kiesvorkommen im Val Morobbia. *Büro für Bergbau des Eidg. K. I. A. A., Bern*; unveröffentlicht.
- FEHLMANN, H. (1919): *Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges*, Bern.
- FEHLMANN, H. (1947): *Der schweizerische Bergbau während des Zweiten Weltkrieges*. Büro für Bergbau des Eidg. K. I. A. A., Bern.
- FIORETTI, D., und L. MAGLIA (1943): *Itinerari mineralogici, Vol. I, Pavia*, p. 29 (Estratto dalla Rivista «Natura» della Soc. It. di Scienze Naturali, Milano).
- FRAUENFELDER, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. *Ecl. Geol. Helvet.* 14, p. 247.
- GEHLEN, K. v., and G. KULLERUD (1962): Pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite relations. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 61, p. 154.
- GEHLEN, K. v. (1963): Pyrrhotite phase relations at low temperatures. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 62, p. 213.
- GLAUSER, A. (1946): Zusammenfassender Bericht über die Blei-Zink-Golderzgrube von Astano, Malcantone, Tessin. *Büro für Bergbau des Eidg. K. I. A. A., Bern*; unveröffentlicht.

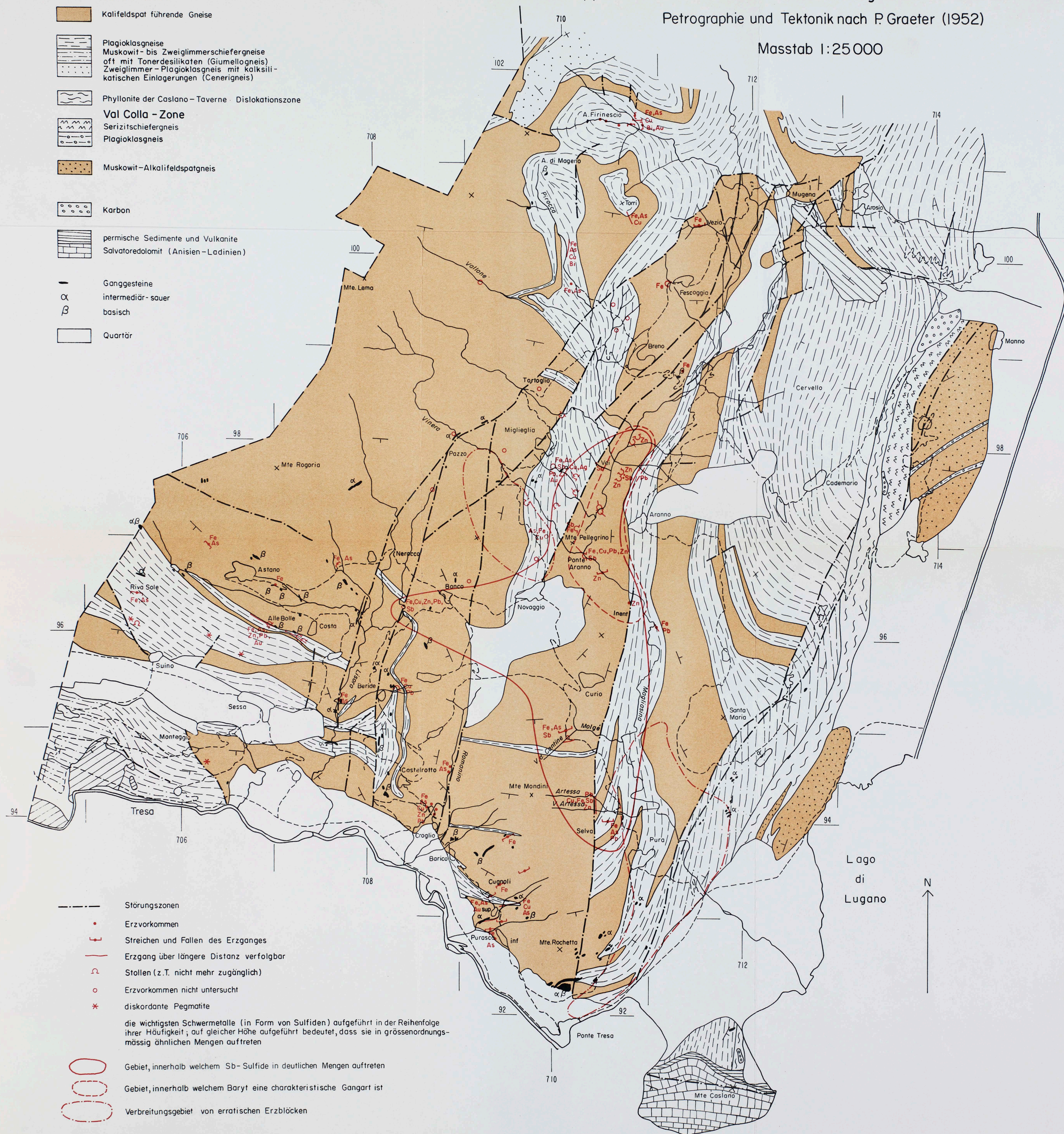
- GOLDSMITH, J. R. (1959) in P. H. ABELSON (1959): *Researches in Geochemistry*, New York.
- GRAETER, P. (1951): *Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31, p. 361.
- GRÜNENFELDER, M. (1957): *Erzmikroskopische Beobachtungen an den Goldquarzgängen von Gondo (Simplon, Wallis) und Alpe Formazzolo (Val Calneggia, Tessin)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37, p. 1.
- GRÜNENFELDER, M. (1960): *Erzmikroskopische Untersuchungen der glazialen, erzführenden Ablagerungen zwischen Pura, Neggio und Ponte Tresa (Malcantone, Tessin)*. N. Jb. Min. Abh. 94, p. 620.
- HARLOFF, CH. E. A. (1927): *The geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino*. Leid. Geol. Meded. Deel 2, p. 117.
- HILLER, J. E., und K. PROBSTHAIN (1957): *Thermische und röntgenographische Untersuchungen am Kupferkies*. Z. f. Krist. 108, p. 108.
- HOFSTEENGE, G. L. (1934): *Mineragraphisch onderzoek der loodzinkertsen uit de Bergamasker Alpen*. Leid. Geol. Meded. Deel 8, p. 60.
- VAN HOOK, H. J. (1960): *The ternary system Ag_2S - Bi_2S_3 - PbS* . Economic Geol. 55, p. 759.
- HUTTENLOCHER, H. (1925): *Zur Kenntnisse verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 5, p. 181.
- HUTTENLOCHER, H. (1931): *Die Blei-Zink-Lagerstätten von Goppenstein (Wallis)*. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Serie. XVI. Lief., Heft 2.
- HUTTENLOCHER, H. (1934): *Erzlagerstättenzonen der Westalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14, p. 22.
- HUTTENLOCHER, H. (1954): *Die Vererzungen der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung*. Geol. Rundschau 42, p. 93.
- JERVIS, G. (1873): *I tesori sotterranei dell'Italia. Parte prima: Regione delle Alpi*. Turin.
- JOHAN, Z., und J. HAK (1963): *Über den Mechanismus der Entstehung von Quarzmetakristallen im Sphalerit. Problems of post-magmatic ore deposition. Symposium, Prag*, p. 533.
- KELTERBORN, P. (1923): *Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone*. Verh. Nat. Ges. Basel, Bd. 34, p. 128.
- KÖPPEL, V., und W. WEBER (1962): *Bericht über die Radioaktivitätsmessungen im Malcantone. Arbeitsausschuß für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atom-Brennstoffe und seltene Elemente; unveröffentlicht*.
- KUENEN, PH. H. (1925): *The porphyry district of Lugano W of the Valganna*. Leid. Geol. Meded. Deel 9, p. 126.
- KULLERUD, G. (1953): *The FeS-ZnS system, a geological thermometer*. Norsk Geol. Tidsskrift 32, p. 61.
- KULLERUD, G., and H. S. YODER (1956): *The upper stability curve of pyrite*. Carnegie Institution of Washington, Year Book 55, p. 181.
- KULLERUD, G. (1956): *CuFeS₂-ZnS*. Carnegie Institution of Washington, Year Book 55, p. 180.
- KULLERUD, G., and H. S. YODER (1957): *Stability relations of pyrite*. Carnegie Institution of Washington, Year Book 56, p. 187.
- KULLERUD, G., B. R. DOE and P. F. TRÖFTEN (1963): *Heating experiments on monoclinic pyrrhotites*. Carnegie Institution of Washington, Year Book, 62, p. 210.
- KUTINA, J., and J. SEDLACKOVA (1961): *The role of replacement in the origin of some cockade textures*. Economic Geol. 56, p. 149.
- LAVES, F. (1960): *Die Feldspäte, ihre polysynthetische Verzwillingung und Phasenbeziehungen*. Rendiconti S. M. I. 16, p. 37.
- LAVIZZARI, L. (1863): *Escursioni nel cantone Ticino*. Lugano.
- MARFUNIN, A. S. (1961): *The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars*. Cursos y conferencias, Fasc. VIII, p. 97, Madrid.
- MEHNERT, K. R. (1960): *Über endogene Erzbildung und ihre Beziehung zur Granitenstehung durch selektive Mobilisation*. N. Jb. Min. Abh. 94, p. 49.
- PEDROZZI, P. C. (1961): *Geologia della media Val Cavargna*. Diplomarbeit, Zürich; unveröffentlicht.
- RAMDOHR, P. (1960): *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. 3. Auflage. Berlin.
- REINHARD, M. (1942): *Die Magnetkiesvorkommen von Medeglia und Val Morobbia (Tessin)*. Bergbaubüro des Eidg. K. I. A. A.; unveröffentlicht.
- REINHARD, M. (1945): *Die Barytvorkommen der Morcote-Halbinsel im südlichen Tessin*. Bergbaubüro des Eidg. K. I. A. A.; unveröffentlicht.
- REINHARD, M. (1952): *Zur Geologie des Malcantone*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 32, p. 353.
- REINHARD, M. (1953): *Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin*. Ecl. Geol. Helvet. 46/2, p. 214.
- SCAINI, G., und L. SPINELLI (1950): *Itinerari mineralogici*, Vol. 11, Pavia, p. 21, aus: «Natura» Soc. It. di scienze naturali.
- SCAINI, G. (1950): *Itinerari mineralogici*, Vol. 11, Pavia, p. 8, 10, 17 und 32, aus: «Natura» Soc. It. di scienze naturali.
- SCHNEIDERFRANKEN, I. (1943): *Ricchezza del suolo ticinese*. Ist. Ed. Ticinese Bellinzona.
- SCHWARZ, G. M. (1959): *Hydrothermal alteration*. Economic Geol. 54, p. 161.
- SEITZ, O. (1917): *Über die Tektonik der Luganeralpen*. Verh. natf. Verein Heidelberg, N. F. Bd. 13.
- SENN, A. (1924): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdlandes zwischen Mendrisio und Varese*. Ecl. Geol. Helvet. 18, p. 551.
- DE SITTER, L. U. (1925): *Les porphyres Luganais entre le lac de Lugano et de Valganna*. Leid. Geol. Meded. Deel 1, p. 187.
- DE SITTER, L. U. (1939): *Les porphyres luganais et leurs enveloppes*. Leid. Geol. Meded. Deel 11, p. 1.
- SMITH, F. G. (1955): *Structure of zincsulfide minerals*. Am. Min. 40, p. 658.
- SPICHER, A. (1958): *Radioaktivitätsmessungen im Luganenser Porphyrgbiet. Arbeitsausschuß für die Untersuchung schweiz. Mineralien und Gesteine auf Atom-Brennstoffe und seltene Elemente; unveröffentlicht*.

- STAUFFACHER, J. (1917): Das Magnetkiesfahlband auf der Alpe di Pischerotto und die Brauneisenvorkommen auf der Alpe Valetta und im Val Morobbia (Tessin). *Ecl. Geol. Helvet.* 14, p. 515.
- STELLA, A. (1943): I giacimenti auriferi delle Alpi italiane. *Mem. desc. Carta geol. d'Italia*, Vol. 27, Roma.
- TAYLOR, Jr., H. P. (1963): Importance of chalcophile element abundances in determining the sequence of sulfide mineral deposition from monoascendant ore-forming solutions. *Symposium, Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Prag*, Vol. I, p. 267.
- TAYLOR, Jr., H. P. (1963): Evolution of chemical composition of ore-bearing solutions dependant on the same source. *Symposium, Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Prag*, Vol. I, p. 307.
- TRÜMPY, E. (1926): Beiträge zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). *Ecl. Geol. Helvet.* 23/2, p. 379.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. geol. Soc. Am.* 71, p. 843.
- WEIBEL, M., und V. KÖPPEL (1963): Bleiglanz von der Grimsel und Zinkblende von Sedrun. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 43, p. 339.
- DE WEISSE, G. (1945): Rapport final sur l'exploitation du gisement de barytine et fluorine de Serpiano. *Bergbaubüro des Eidg. K. I. A. A., Bern*; unveröffentlicht.
- YUND, R. A., and G. KULLERUD (1961): The system Cu-Fe-S. *Carnegie Institution of Washington, Year Book* 60, p. 180.

V. Köppel: Übersichtskarte der Vererzungen im Malcantone

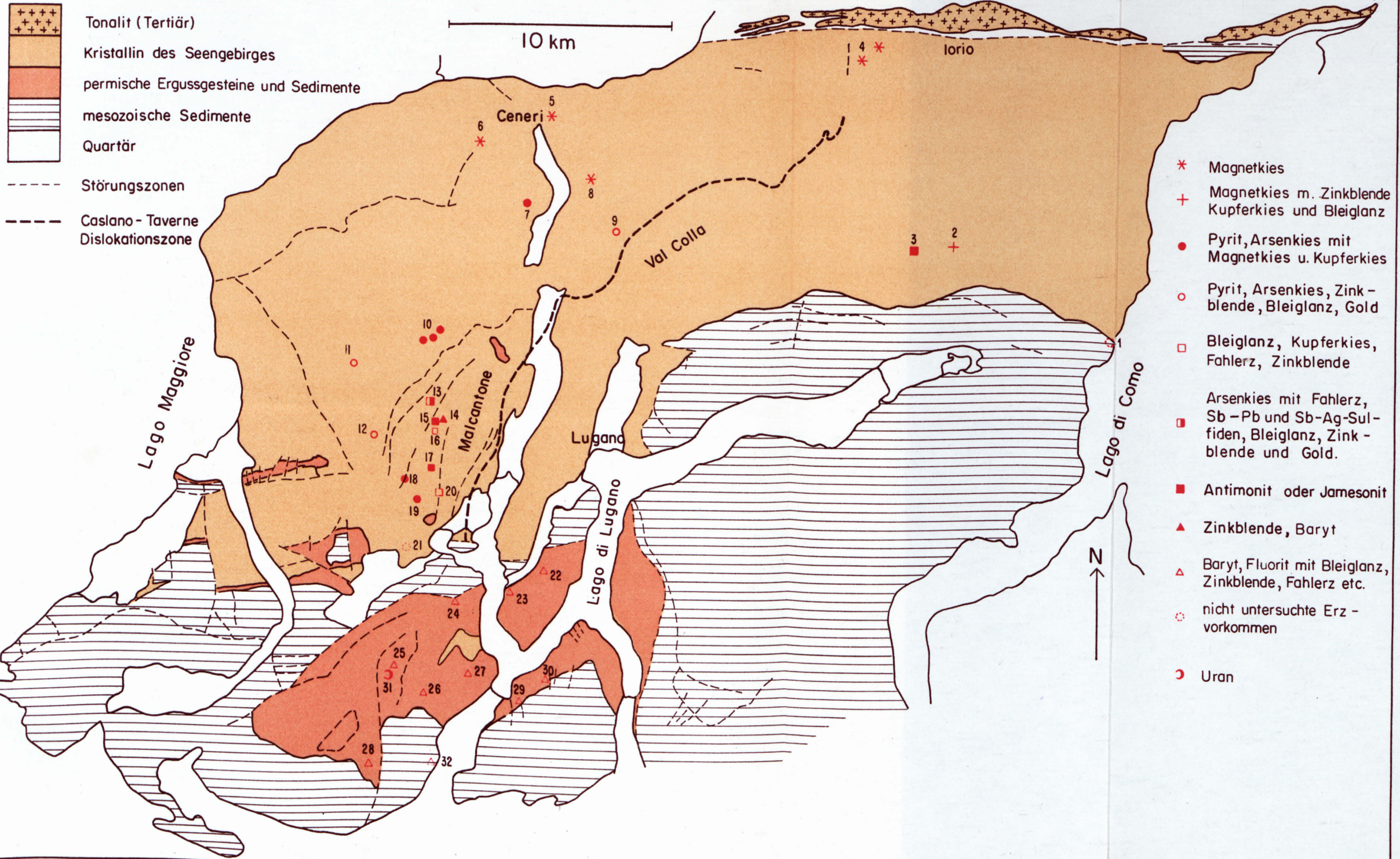
Petrographie und Tektonik nach P. Graeter (1952)

Masstab 1:25 000



Übersichtskarte der Vererzungen zwischen Lago Maggiore und Lago di Como

zusammengestellt von V. Köppel



1. Gaeta ; G. Curioni (1877)
2. Anzigo, Val Cavargna ; D. Fioretti (1950)
3. S. Bartolomeo, Val Cavargna ; D. Fioretti (1950)
4. V. Morobbia ; M. Reinhard (1942)
5. Ceneritunnel ; M. Reinhard (1942)
6. V. Trodo ; M. Reinhard (1942)
7. V. Duragno
8. Medeglia ; M. Reinhard
9. Cima di Lago (?)
10. Pirocca, Torri, Firinescio
11. Bradècole

12. Astano
13. Miglieglia
14. Aranno
15. Mte. Pellegrino u. Vei.
16. Ponte Aranno
17. V. d. Cantine, NE-Hang Mte. Mondini
18. Romanino, SW-Hang Mte. Mondini
19. Purasca, SW-Hang Mte. Mondini
20. Pura, NE-Hang Mte. Mondini
21. Viconago ; G. Jervis (1873)
22. Carona ; M. Reinhard (1945)

23. Figino ; M. Reinhard (1945)
24. Brusimpiano
25. Boarezzo ; G. Scaini, L. Spinelli (1950)
26. V. Cavalizza ; L. U. de Sitter (1925)
27. Borgnana
28. Valganna ; D. di Colbertaldo, P. Pagnacco (1961)
29. Vignazza ; Vallone und Min. di Piodè ; G. Scaini (1950)
30. Serpiano ; G. de Weisse (1945)
31. Valganna ; P. Baggio, L. de Marco (1960)
32. Bisuschio ; G. Scaini (1950)