

P. P.
1700 Fribourg 1

MINARIA HELVETICA

1986



SGHB
SSHM
SSSM

SCHWEIZERISCHE GESELLSCHAFT FÜR HISTORISCHE BERGBAUFORSCHUNG
SOCIÉTÉ SUISSE D'HISTOIRE DES MINES
SOCIETÀ SVIZZERA DI STORIA DELLE MINIERE

6b

MINARIA HELVETICA

ist das Organ der SGHB und wird den Mitgliedern gratis zugestellt. Jahresbeitrag der Gesellschaft Fr. 20.- (PC 80-27704)

est le bulletin de la SSHM, il sera envoyé à titre gratuite aux membres de la société. Cotisation annuelle Fr. 20.- (CP 80-27704)

Für alle Korrespondenz: Pour toute correspondance:

Prof. S. Graeser
Naturhistorisches Museum, Augustinergasse 2
CH-4001 Basel

Derzeitiger Vorstand der Gesellschaft: Composition du comité:

Präsident/président	Elisabeth Schmid (Basel)
Vizepräsident/vice-président	Paul-Louis Pelet (Lausanne)
Aktuar/secrétaire	Stefan Graeser (Basel)
Kassierer/caissier	Erika Götz (Zürich)
Redaktor/rédacteur	Erwin Nickel (Fribourg)

Beisitzer / membres

Jakob Bill (Luzern)	Hans Krähenbühl (Davos)
Theodor Hügi (Bern)	Pierre Multone (Fribourg)
Viktor Köppel (Zürich)	

Titelblatt / couverture

Kleine Hütte aus dem letzten Jahrhundert auf der Krete bei der Plantorin-Lagerstätte.

MINE DE PLANTORIN

EIN BEISPIEL FUER MINERALBILDENDE PROZESSE
AUF ERZLAGERSTAETTEN

LUKAS SCHMUTZ

Mineralogisches Institut, Bernoullistr. 30, 4056 Basel
Forschungsgruppe für Erzlagerstätten, Basel

Einleitung:

Bei den Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse von Erz-Lagerstätten werden international immer mehr lösungsschemische Modelle in den Vordergrund gestellt (BARNES, 1979). Grundlage dieser Modelle ist die Tatsache, dass Mineralien, die gleichzeitig entstanden sind, normalerweise mit einer bestimmten wässrigen Lösung im Gleichgewicht gestanden sind (HELGESON, 1970). Die Kombination von Mineraparagenesen und koexistierenden Lösungen können ihrerseits wieder Aufschluss geben über die spezifischen Druck- und Temperatur-Verhältnissen. Im Folgenden wurde versucht, diese Erkenntnisse auf eine Schweizer Erzlagerstätte anzuwenden.

Die vorliegende Arbeit zeigt an einem ausgewählten Beispiel, dass das heutige Aussehen einer Lagerstätte einen langen Entwicklungsprozess darstellt. Die Untersuchungen sollten eine ungefähre Rekonstruktion des Abfolgmodells der hydrothermalen Ereignisse auf der Lagerstätte ermöglichen und die einzelnen Umwandlungsprodukte in einen groben zeitlichen Rahmen setzen. Bildungsbedingungen und Zusammensetzung der mit den einzelnen Mineralien koexistierenden Fluids unterscheiden sich mit fortschreitender Lagerstättenbildung charakteristisch von einander (VAUGHAN & CRAIG, 1978).

Die lange und komplizierte Geschichte der Lagerstätten des Val d'Anniviers konnte am übersichtlichsten an der Mine de

Plantorin studiert werden. Zur genauen Erfassung einzelner Probleme mussten immer wieder andere, ähnliche Lagerstätten als Vergleichsobjekte herangezogen werden. Es zeigte sich, dass alle Lagerstätten, die im Bernhard-Kristallin liegen, nach einem gemeinsamen Genesemodell entstanden und alteriert worden sind (SCHMUTZ, 1984).

Besonderes Interesse galt den Oxidationsprodukten der verschiedenen Erze. Ihr Vorkommen wurde schon in früheren Arbeiten eingehend untersucht (SCHMUTZ, 1980; SCHMUTZ & STOECKLIN, 1980; SCHMUTZ et al., 1982a/b; SCHMUTZ et al., 1986). Hier sollen nun die Voraussetzungen für die Bildung der Sekundärerze etwas genauer unter die Lupe genommen werden.

Übersicht über die Lagerstätten des Val d'Anniviers:

Es fällt auf, dass die grosse Lagerstätten-Provinz im Wallis nicht auf alle penninischen Einheiten homogen verteilt ist. Die grösste Anhäufung liegt im Kristallin der Bernhardecke, inkl. Permokarbon. Regional liegt ein klarer Schwerpunkt im Val d'Anniviers. Aber auch im Turtmantal, im Val d'Herens und weiter westlich (Gegend Verbier bis an die italienische Grenze) findet man zahlreiche Vererzungen (HUTTENLOCHER, 1934).

Die Vererzungen des Val d'Anniviers führen ein breites Spektrum von verschiedenen Metallen. Fast die ganze Palette der Buntmetalle (Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Fe, Mn, ±Cd) ist vertreten. Aber auch Edelmetalle (Ag, Au) und Sprödmetalle (As, Sb, Bi) nehmen eine neuralgische Stellung ein. Bereits HUTTENLOCHER (1925) versuchte in diese Vielzahl von Metallen eine gewisse Ordnung zu bringen. Dabei konnte er einige wichtige Punkte über die Genese der Lagerstätten erkennen. Betrachtet man von den verschiedenen Lagerstätten einzelne durchschnittlich zusammengesetzte Handstücke, so können diese recht einfach in verschiedene Kategorien eingeteilt werden. Dies geschieht auf Grund der anwesenden (resp. fehlenden) Haupterze. Betrachtet man aber an Stelle von einzelnen

Handstücken die ganze Lagerstätte, so stellt man resigniert fest, dass es nicht so weit her ist mit dieser Ordnung. Auf den einzelnen Lagerstätten ist nicht nur ein einzelner Erztyp vertreten sondern immer gleich mehrere (Abb. 1). Charakteristische Elemente eines Erztyps können spurenweise oder auch gleich in grösseren Mengen in einem anderen Gangtyp vorkommen.

Sucht man eine Gliederung der Lagerstätten im Val d'Anniviers, so ist das recht problematisch. Nebst einer reinen geographischen Verteilung muss die Lage innerhalb des abgewickelten Deckenstapels berücksichtigt werden. Generell kann gesagt werden, dass praktisch in allen stratigraphischen Lagen des Bernhard-Kristallins Vererzungen gefunden werden. Einzelne Vorkommen besitzen wahrscheinlich einen genetischen Zusammenhang. Folgt man bestimmten stratigraphischen Horizonten, so kann man in der Verlängerung einer Lagerstätte noch auf weitere Vorkommen stossen. Auf diese Art lassen sich aber nur wenige Vorkommen miteinander verbinden. Viele Lagerstätten müssen individuell betrachtet werden. Möglicherweise einen Spezialfall stellt die Gegend zwischen St.Luc und Chandolin dar, wo ein gutes halbes Dutzend Lagerstätten auf engstem Raum angeschürft wurde, ohne dass jedoch eine davon in der Gangverlängerung einer anderen anzusiedeln wäre. Dennoch wäre es denkbar, dass bei der Genese der Lagerstätten die Erz-haltigen Lösungen zwischen den einzelnen Vorkommen zirkulierten.

Eine besonders interessante Frage ist, ob die verschiedenen Typen von Lagerstätten eine regionale Zonierung erkennen lassen (HUTTENLOCHER, 1925). Dies kann hier nicht mit gutem Gewissen bejaht werden. Ein sinnvoller Ansatz zur Beantwortung dieser Frage ergibt sich, wenn man die verschiedenen Lagerstätten-Typen vereinfachend in drei Kategorien einteilt: Co-führende, Cu-führende, und Pb-führende (Abb. 1). Daraus erhält man einen Schwerpunkt der Pb-führenden Lagerstätten in der Gegend um St.Luc. Die Co-führenden Lagerstätten liegen hauptsächlich zwischen Ayer und Gruben im Turtmantal. Cu-Lagerstätten schliesslich können hauptsächlich zwischen Grimentz und Zinal festgestellt werden.

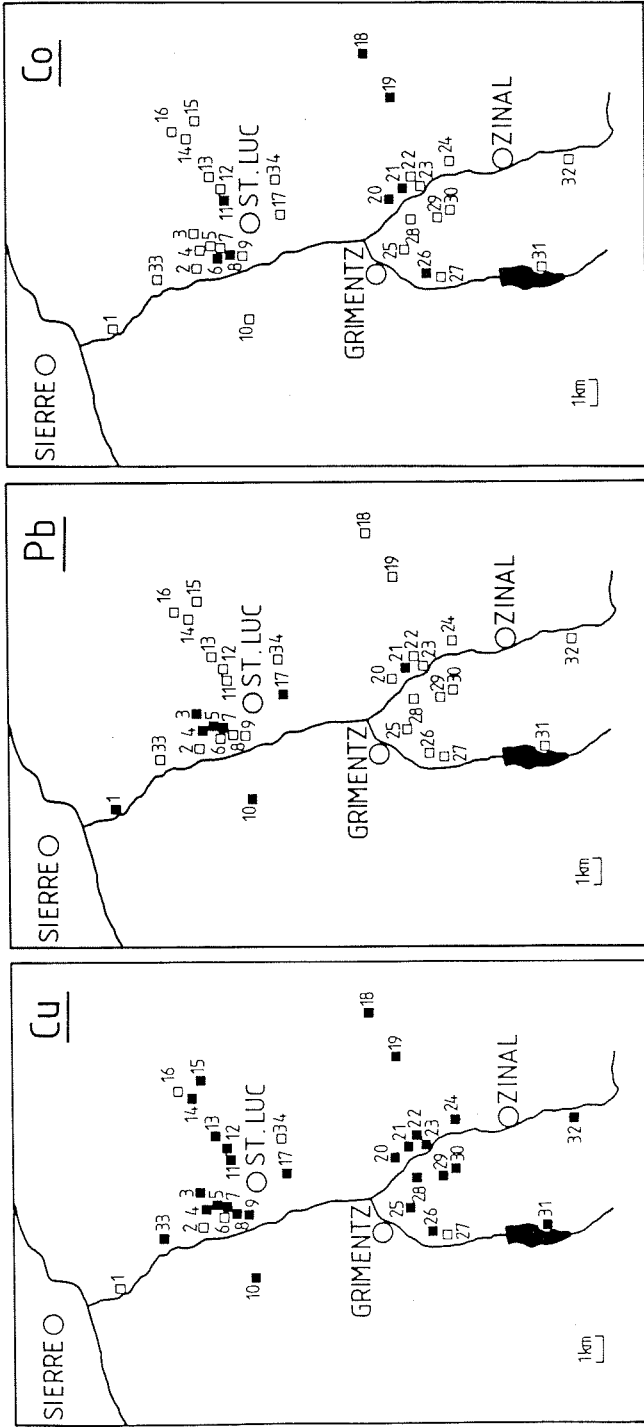


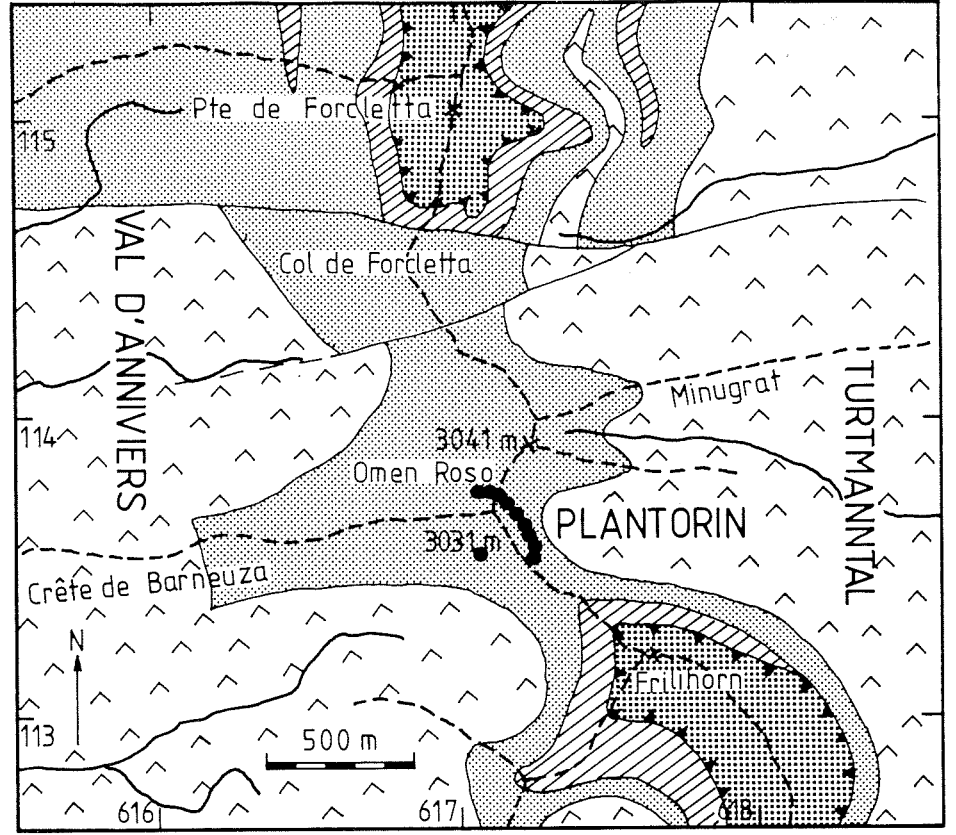
Abb 1: Einteilung der Buntmetall-Lagerstätten des Val d'Anniviers in Cu-, Pb- und Co-führende.

- 1 Niouc
- 2 Fang
- 3 Gosan
- 4 Termino
- 5 Fusette
- 6 Collioux inférieur
- 7 Collioux supérieur
- 8 Barma
- 9 Tsampetroz

- 10 Pinsec
- 11 Tignousa inférieur
- 12 Tignousa supérieur
- 13 Garboulaz
- 14 Ombrintses W
- 15 Ombrintses E
- 16 Le Rotsé
- 17 Moulins de St. Luc
- 18 Kaltenberg

- 19 Plantorin
- 20 Gollyre
- 21 Grand Praz
- 22 Bourrimont
- 23 Lapine Rousse
- 24 Praz Long
- 25 Tsirouc
- 26 Baicolliou
- 27 Grand Couloir

- 28 Rousson
- 29 Biolec
- 30 Pétoliou
- 31 Zatelet Praz
- 32 Alp la Lé
- 33 Pontis
- 34 Tounô



LEGENDE

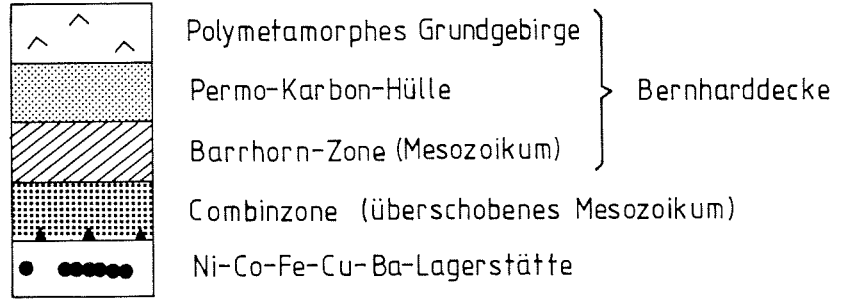


Abb. 2: Uebersichtsskizze der Lagerstätte von Plantorin im geologischen Zusammenhang (Geologie z.T. nach MARTHALER, 1984).

Betrachtet man allerdings die Abbildung 1 genauer, so stellt man fest, dass die Ueberschneidungen deutlich zu gross sind. Zu viele Lagerstätten liegen in einem "falschen Gebiet", um daraus eine Zonierung postulieren zu können. Auch eine andere Komponenten-Wahl ergibt nichts Sinnvolleres. Deshalb muss angenommen werden, dass für die Bildung aller Lagerstätten-Typen wahrscheinlich sehr ähnliche Lösungszusammensetzungen verantwortlich waren. Der Entscheid, welche Mineralien und damit welche Metalle schliesslich ausgefällt wurden, wurde gesteuert durch lokale Effekte (Zusammensetzung des Nebengesteins, Entfernung von der Metall-Quelle, Art und Grösse der Fluid-Wegsamkeit, Art der Interaktionen von Lösungen mit dem Nebengestein und mit schon ausgeschiedenem Gangmaterial, sowie weitere Einflüsse).

Geographische Lage und Aufschlussverhältnisse:

Die zentralen südlichen Seitentäler des Rhonetales sind vielen Alpinisten der Inbegriff für eine grandiose Gebirgswelt mit hohen Gipfeln. Im Vorfeld dieser Berge ist die Lagerstätte von Plantorin zu suchen, ihrerseits auf über 3000 m Höhe gelegen. Sie befindet sich auf der Krete zwischen dem Val d'Anniviers und dem Turtmanntal. Beim Omen Roso quert der Gang wenige Meter vom Gipfel (3031 m) entfernt den Grat. Der Zugang erfolgt am einfachsten vom Turtmanntal aus, indem man von der Alp Kaltenberg zum Col de Forcletta aufsteigt und dann dem Grat nach S folgt (Abb. 2). Dabei kommt man gleich an einigen Kleinstvererzungen mit Eisenhydroxid- und Schwefel-Ausblühungen vorbei.

Auf der Ostseite fällt die Krete etwa 30 - 70 m steil ab. Im wesentlichen handelt es sich um eine sehr brüchige Felswand, stellenweise ist das Gestein aber unter dem Schutt verdeckt ("überhängende Geröllhalde"). Es muss permanent mit Steinschlag gerechnet werden. Dieser Umstand und die Tatsache, dass die Lagerstätte meist bis in den Herbst unterm Schnee (Im Süd-Teil Firn) liegt, machten die Untersuchungen nicht gerade einfach.

Auf der Krete von Plantorin (Name nicht auf Landeskarte) ist nur noch ein kleiner, unbedeutender Gang-Aufschluss vorhanden. Die Spuren des Bergbaus weisen dem Interessenten aber klar den Weg (Abb. 3). Dieser Weg führt in die Ostwand. Hier verläuft der Gang steil nach unten und ist dann über rund 200 m nach Süden verfolgbar (vgl. Abb. 2 und 5). Auf der Westseite des Grates verschwindet die Lagerstätte nach wenigen Metern unter dem Schutt und ist zudem durch Sondierarbeiten an der Oberfläche abgetragen. Ausgehend von einem kleinen Schurf auf der Krete findet man im Schutt auf einer Strecke von rund 200 m viele grosse Gangstücke in einem schmalen Zug von oft kaum mehr als einigen Metern Breite. Falls es sich hierbei um den Aushub aus dem Schurf handelt, dann ergäbe das ein beachtlich grosses Gangvolumen, zumal ja auch noch Material abtransportiert wurde. Es fragt sich, wie so viele Gangstücke aus einem so kleinen Schürfschlitz stammen konnten. Weiter südlich, in den Schutt-bedeckten Abhängen findet man gelegentlich weitere Gangstücke. Sie beweisen, dass der Gang zumindest spurenweise auch auf der W-Seite der Krete vorhanden ist.

Historisches zum Bergbau von Plantorin:

Entsprechend der Armseligkeit des Vorkommens und der hochalpinen Lage der Lagerstätte erlangte Plantorin nie ernsthaftes wirtschaftliches Interesse. Ein verstürzter Schürfschlitz (Abb. 4), zwei Sondierstollen von weniger als 5 m Tiefe und einige Ruinen der Bergarbeiter-Unterkünfte (vgl. Abb. 4 und Titelseite) sind die einzigen Ueberreste. Sie gehen auf diejenige Zeit zurück, in der der Walliser Bergbau die grössten Aktivitäten zu verzeichnen hatte. Ein regelrechter Bergbau-Boom entstand im Val d'Anniviers Mitte des letzten Jahrhunderts. Nicht alle Unternehmen waren aber derart erfolgreich wie beispielsweise dasjenige von Grand Praz bei Ayer, wo im Verlaufe von 9 1/2 Jahren 3284 Ztr. Erz mit 18 - 36 % Ni + Co ausgebeutet wurden, mit einem Nettoerlös von Fr. 176'000.- (SCHMIDT, 1917). In den 1830-er Jahren wurden viele Cu-führende Lagerstätten des Val d'Anniviers durch eine

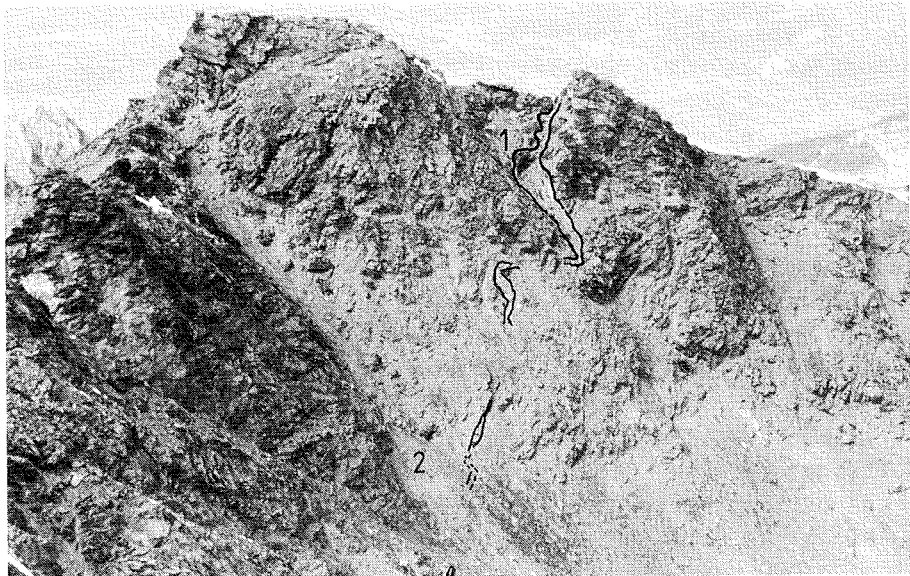


Abb. 3: Blick vom N-Grat des Frilihorns auf die NE-Seite der Plantorin-Lagerstätte (1 = kleiner Stollen im Hauptgang, 2 = Schurfloch in Nebengang).

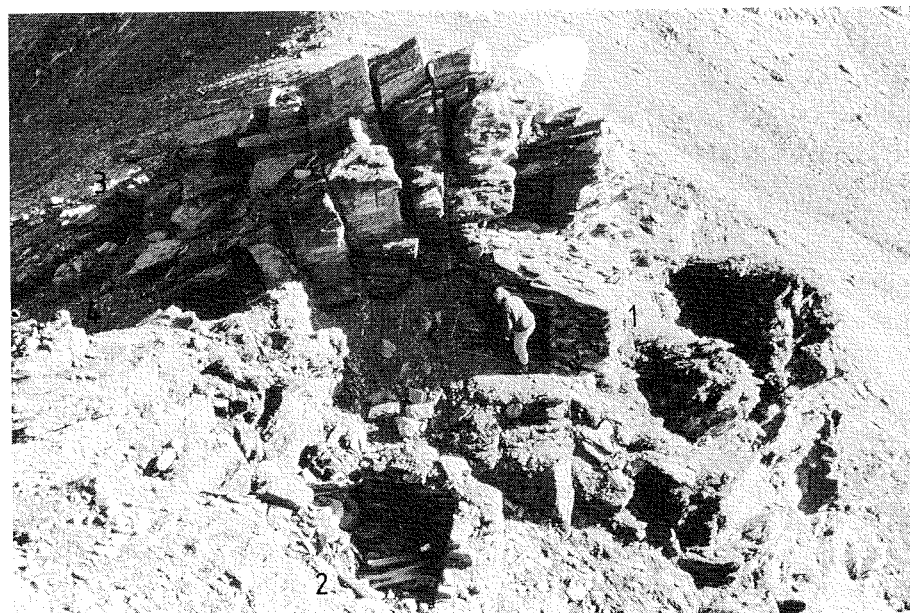


Abb. 4: Uebersicht über die Bergbau-Relikte in Plantorin.
 1 = kleine Hütte (vermutlich Materialdepot)
 2 = Ruine von kleiner Hütte (vermutl. Material)
 3 = Ruine von "grosser" Hütte (Unterkunft)
 4 = Ueberreste des verstürzten Tagbaus

französische Gesellschaft, unter der Leitung von Ingenieur Raby, aufgeschlossen und abgebaut. Diese Gesellschaft war nur kurze Zeit tätig. In den 1850-er Jahren wurde dann der Betrieb in vielen der heute bekannten Minen des Tales wieder aufgenommen. Primär handelte es sich um einige kleinere Gesellschaften, die sich aber bald vereinigten zur "Societe d'Anniviers". 1865 kam auch die Grube Kaltenberg im Turtmantal in die Hände dieser Gesellschaft. Auf den meisten Gruben dauerte der Bergbau weniger als 10 Jahre. Nur in einigen grossen Minen ging der Betrieb bis in die 1880-er Jahre weiter, auf Kaltenberg sogar bis 1898.

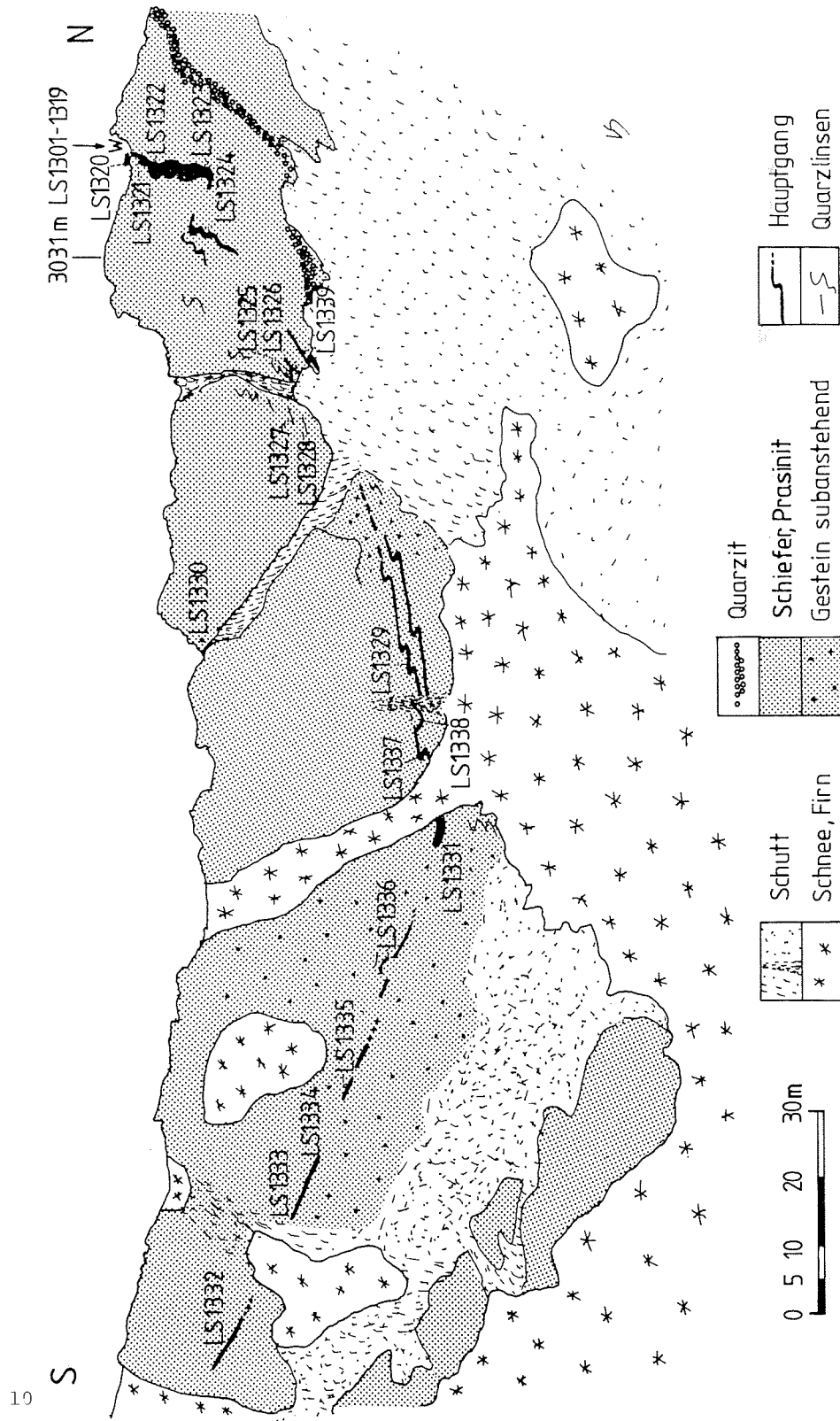
Im Rahmen dieses Bergbau-Booms des 19. Jahrhunderts sind auch die bescheidenen bergbaulichen Aktivitäten von Plantorin zu sehen. Ueber die genaue Jahreszahl liegen widersprüchliche Angaben vor. Entweder 1841 (SCHMIDT, 1917) oder 1849 (GERLACH, 1873) wurde die Lagerstätte entdeckt und unbedeutende Arbeiten ausgeführt. Im Tagbau konnten 5000 Kg Erz gewonnen werden. Wegen der hohen Lage wurden die Arbeiten nicht weitergeführt. Ein zweiter kurzer Versuch wurde 1875 vorgenommen. Abermals konnten 2500 kg Erz mit 10 - 16 % Co + Ni abgebaut werden.

Geologie:

Die penninischen Einheiten des Wallis streichen im zentralen und östlichen Teil in E-W-Richtung etwa parallel zum Rhonetal. Die nach S abzweigenden Seitentäler, so auch das Val d'Anniviers und das Turtmantal, schneiden diese Einheiten meist in einem steilen Winkel. Von N nach S kommt man meist durch eine ganze Reihe von verschiedenen penninischen Decken und Schuppen.

Dominante Einheit im Val d'Anniviers ist die Bernharddecke. Nach THELIN & AYRTON (1983) handelt es sich um den Uebergangsbereich der "Zone de Mischabel" zur "Zone de Siviez". Diese Einheit ist mit ihrer Stirn überschoben auf die "Zone Houillere". Die Stirn selbst besitzt einen

Abb. 5: Aussicht auf die E-Seite der Plantorin-Lagerstätte.



komplizierten Aufbau mit Falten und komplexen Schuppen (JAECKLI, 1950). Was den internen Aufbau betrifft, besteht die Bernhardecke (Siviez-Mischabel-Zone) aus einem mehrere Kilometer mächtigen kristallinen Sockel und einer, im Allgemeinen geringer mächtigen, mesozoischen Sedimenthülle, der Barrhornzone (nach BEARTH, 1976), respektive der aufgeschobenen Combinzone (ARGAND, 1909, 1911).

Der kristalline Sockel muss zweigeteilt werden in einen polymetamorphen unteren Teil (eigentliche Basis) und einen monometamorphen oberen Teil ("kristalline Hülle") von oberpaläozoischem Alter. Das Kristallin der Bernhardecke besteht hauptsächlich aus Paragesteinen (BEARTH, 1980). THELIN & AYRTON (1983) vermuten erste Ereignisse in der Bernhardecke bereits während dem Kambrium (kaledonische Orogenese). Die stärkste Regionalmetamorphose ist herzynisch (genannte Autoren unterscheiden sogar mehrere herzynische Metamorphose-Ereignisse). Unter amphibolitfazialen Bedingungen entstanden Hornblende, Granat, Biotit, Kalifeldspat und Plagioklas (+ Oligoklas) und wohl etwas tiefer temperiert Muskowit.

Die Geologie im Bereich der Plantorin-Lagerstätte sieht nicht ganz einfach aus. Wie diverse andere Lagerstätten des Val d'Anniviers liegt Plantorin nicht im alten Kristallin der Bernhardecke, sondern in der permokarbonischen Schieferhülle darüber (Abb. 2). Eine Komplikation entstand dadurch, dass "Altkristallin", Schieferhülle und Mesozoikum kompliziert miteinander verfaultet und verschuppt sind (vgl. MARTHALER, 1984). So bilden "Altkristallin" und Karbon im Bereich der Plantorin-Lagerstätte eine flach liegende, N-vergente Falte (Synform). Die unmittelbar darüberliegende Barrhornzone wurde hierbei nicht mit eingefaltet. Die folgenden Betrachtungen beziehen sich ausschliesslich auf die unmittelbare Umgebung der Lagerstätte. Die strukturellen Behandlungen erheben also nicht den Anspruch auf eine vollständige regionale Zusammenstellung. In Wirklichkeit gibt es mehr Phasen als hier behandelt werden (vgl. MARTHALER, 1984). Von Osten her gesehen haben wir zwischen Frilihorn und Minugrat eine seichte Synform vor uns von einigen hundert Metern Erstreckung. Sie hat ihren tiefsten Punkt leicht südlich des Omen Roso, etwa im Bereich des grossen Schnee-Couloirs (Abb. 5).

Eine stratigraphische Abfolge lässt sich auf der Plantorin-Krete nur sehr beschränkt erarbeiten. Dies ergibt sich in Folge der vielen Schuttfelder und der kleinen, nicht zusammenhängenden Aufschlüsse. Zudem wurden laterale Variationen beobachtet. Die kristallinen Chlorit-Serizit-Gneise ("Zone polycyclique" nach THELIN & AYRTON, 1983) sind jeweils nur in den Abhängen des Frilihorns und am Minugrat aufgeschlossen. Die darüber folgenden Serizit-Schiefer und Albit-Calcit-Chlorit-Schiefer müssen wohl bereits zur permokarbonischen Hülle der Bernharddecke gezählt werden. Bei den Albit-Calcit-Chlorit-Schiefern handelt es sich möglicherweise um ehemalige Prasinite. Die Lagerstätte von Plantorin sitzt mehrheitlich in einer braun angewitterten Lage von Karbonat-reichen, oft stark verwitterten "Prasiniten" von 2 - 5 m Mächtigkeit.

Am Minugrat wurden solche "Prasinite" gefunden mit bis über 10 Volumen-% Magnetit, in Form von kleinen Oktaedern, die meist lagig angeordnet sind. An der Basis der kristallinen Hülle sitzt ein schöner Konglomeratgneis mit vielen Karbonatlinsen. Diese Zone ist gut aufgeschlossen am Minugrat. Kurz über und unter dem Kontakt finden sich einige nicht oder nur sehr schwach vererzte Quarz-Gänge. Ein Teil von ihnen wurde vor längerer Zeit einmal leicht angeschürft (Randerscheinung der Prospektion auf Plantorin).

Anordnung und Ausdehnung der Lagerstätte:

Auf weite Strecke (v.a. im Südschenkel der flachen Synform) liegt die Lagerstätte in einem geringen Winkel zur Schieferung im Gestein. Kein Wunder, dass der Gangverlauf entsprechend schon die Synform wiedergibt. Im einfach gebauten S-Schenkel besteht die Lagerstätte auch fast ausnahmslos aus einem einzigen Gang.

Es fällt auf, dass der Gang nicht mehr überall ein konstant durchziehendes Band bildet, sondern dass er vorübergehend etwas ausdünt oder gar vollständig fehlt. Dies hängt

einerseits mit der primären Gangausbildung zusammen. An den Ausdünnungsstellen ist der Gang jeweils charakteristisch anders zusammengesetzt, d.h. hier wurde der Gang primär weniger mächtig ausgeschieden. Daneben gibt es aber noch einen weiteren Grund für die linsige Ausbildung. Während der alpinen Metamorphose (n+2. Faltung) wurde der Gang etwas ausgequetscht.

Etwas komplizierter wird die Lage im N-Schenkel. Schon kurz nach dem Scheitel teilt sich der Gang auf in zwei parallele Züge, die immer wieder gemeinsam erscheinen. Charakteristisches Merkmal dieser mittleren Gangpartie sind viele südvergente Kleinfalten. Ähnlich wie bei der Grossfalte (Synform) zeigen die Faltenachsen dieser Kleinfalten mit Amplituden von 1 bis 2 m nach W bis SW (Abb. 6). Synform und Kleinfalten sind aber nicht auf dasselbe Ereignis zurückzuführen (Abb. 7). Soweit die Aufschlüsse Messungen zulassen fallen die Achsen meist nur schwach (10 - 20 Grad) nach W ein. Diese Kleinfalten lassen die unterschiedlichen Deformationseigenschaften der verschiedenen Gangartmineralien erkennen. Einige s-Falten sind so eng, dass der Mittelschenkel gerade knapp abgeschert wurde (vgl. Abb. 8). In den Faltenscheiteln ist jeweils Baryt sehr stark angereichert. Das spröde Karbonat zeigt v.a. in den Schenkeln ausgeprägte Dehnungsphänomene. Es ist etwa senkrecht zum Schenkel zerrissen, wobei die Spalten mit Quarz und Albit gefüllt wurden.

Ein wichtiges Merkmal dieser verfalteten Zone ist, dass das Nebengestein im Abstand von einem bis höchstens zwei Metern vom Gang keine Spuren der Verfaltung mehr zeigt. Es liegt konstant relativ flach. Im Nahbereich der Falten entsteht dadurch eine erhebliche Diskordanz zwischen Gang und Nebengestein (vgl. Abb. 8).

Besonders krass äussert sich die Verfaltung des Ganges im oberen Bereich des N-Schenkels. Hier ist der Gang sehr stark beansprucht und verfaltet. Dadurch wurde der Baryt lokal abnormal angereichert. Im grössten Aufschluss erreicht der Gang durch Verfaltung und Baryt-Anreicherung eine Mächtigkeit von 2 - 3 m. Reihen sich mehrere Falten aneinander, so sind sie jeweils senkrecht übereinander angeordnet. Die umgebenden

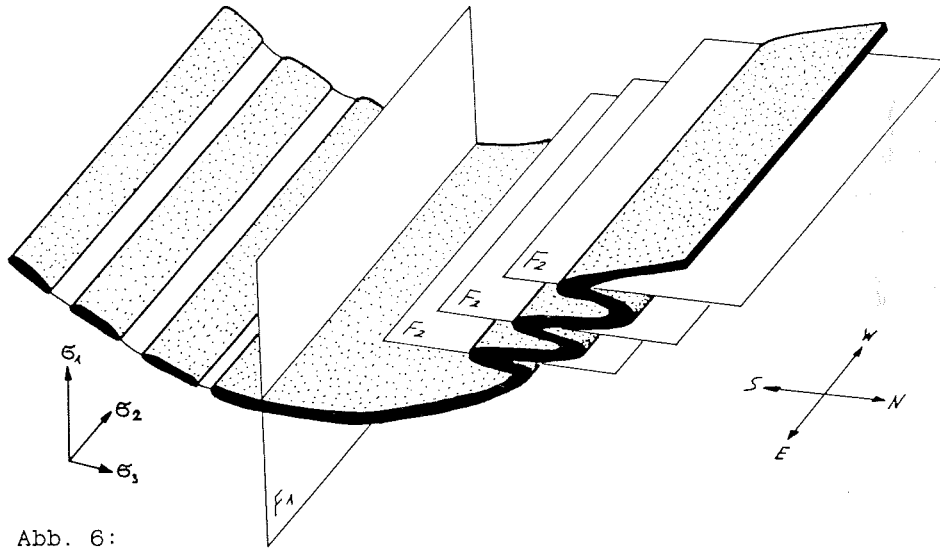


Abb. 6:
Schematisches Blockdiagramm der Plantorin-Lagerstätte mit den beiden alpinen Faltengenerationen. Die erste Generation legte die Lagerstätte in eine seichte Welle (F1). Die zweite Generation verformte den N-Schenkel der Welle in ein nahezu isoklines Kleinfalten-System (F2).

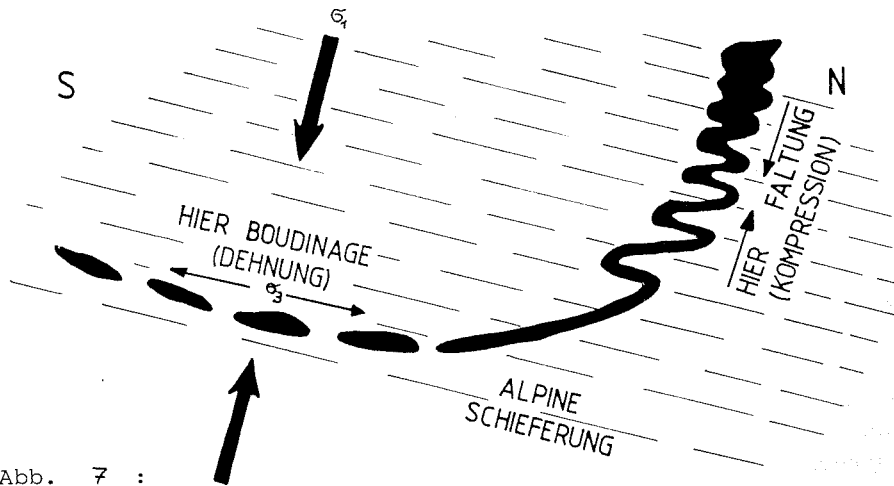
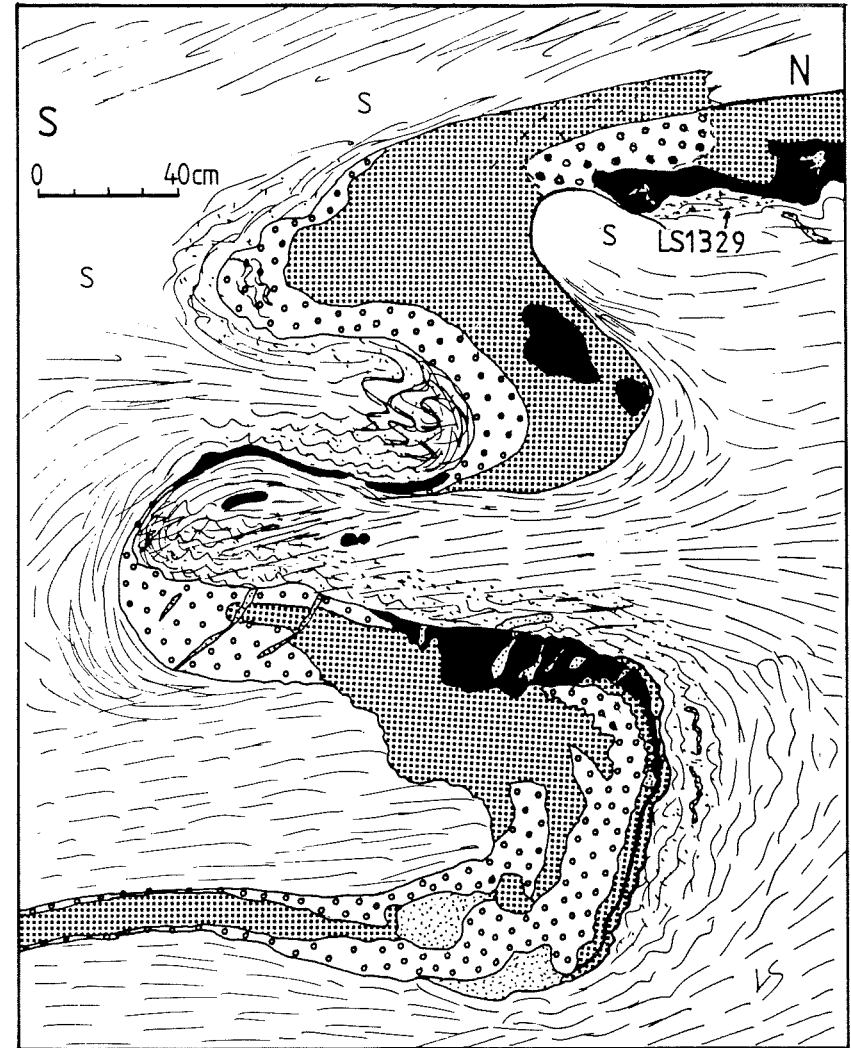


Abb. 7 :
Schematische Darstellung der Wirkungsweise der alpinen F2-Deformation. Im S-Schenkel lag der Gang praktisch senkrecht zur stärksten Druck-Einwirkung. Dadurch wurde er in σ_3 -Richtung boudiniert. Im N-Schenkel stand der Gang durch die F1-Welle sehr viel flacher zu σ_1 . Deshalb kam es hier zur Faltung (F2).









- | | | | |
|---|--------------|---|---------------------------------|
|  | Baryt |  | Mischzone (Ba, Karb, Qz, Ab) |
|  | Karbonat |  | Schieferung im Serizit-Schiefer |
|  | Quarz, Albit |  | Schutt |

Abb. 8 :
Charakteristisches Aussehen der Kleinfalten im Bereich von LS 1329. In den Faltenscheiteln wurde Baryt angereichert. Der mittlere Schenkel wurde völlig ausgepresst.

Schiefer liegen in diesem Fall (v.a. gegen die Krete zu) flach (Einfallen maximal 20 Grad in wechselnde Richtung). Dadurch erscheint der Gang ausserordentlich diskordant. Aus der Tatsache, dass der Gang im N gefaltet (gestaucht) und im S boudiniert (gedehnt) ist, kann für die dafür verantwortliche Deformation die Lage der damals wirksamen Hauptspannungstrajektorien abgeschätzt werden (Abb. 7).

Der Hauptgang (Inhalt: Baryt mit Karbonat-Linsen und etwas Quarz) ist im N-Schenkel aufgeteilt in zwei parallele Gänge. Im Abstand von bis zu 10 m über und seltener unter dem Hauptgang finden sich noch weitere Gänge. Sie bestehen praktisch vollständig aus Quarz und gelegentlich etwas Karbonat und sind kaum vererzt. Selten enthalten sie man etwas Cu (LS1326). Im Gegensatz zum Hauptgang sind die Nebengänge viel stärker linsig ausgebildet. Sie erreichen kaum mehr als 5 m Länge (meist sogar deutlich weniger) und sind gelegentlich bis 40 cm mächtig (LS1327/LS1328). Eine direkte Beziehung zum Hauptgang lässt sich nirgends nachweisen. Die Quarzgänge laufen stets parallel zum Hauptgang. Im N-Teil, wo der Hauptgang verfaltet ist, sind die Nebengänge auf identische Weise verfaltet.

Wie auch auf anderen Lagerstätten des Val d'Anniviers (Baicolliou, Collioux inferieur) immer wieder festzustellen ist, liegt die primäre Stoffbänderung (Schichtung) in einem flachen Winkel zur ungestörten Schieferung. Bei LS1335 konnten Handstücke gefunden werden, in denen am Rand des Lagerstätten-Karbonates ein fast monomineralischer Albit-Saum im Nebengestein entstand. In diesem Saum konnten Spuren der alten Stoffbänderung konserviert werden als schwache Pigmentstriemung. Diese liegt etwa 10 Grad schief zur Schieferung.

Effektiv handelt es sich um einen diskordant zur primären Schichtung So liegenden Gang. Dazu passt der häufige Wechsel des Nebengesteins gut. Abwechslungsweise wird der Gang umgeben von Serizitschiefern und "Prasiniten".

Diese Diskordanz zwischen Gang und Stoffbänderung zeigt, dass es sich um einen postsedimentären Gang handelt. Im weiteren sprechen mineralogische Indizien dafür, dass nicht nur ein

post-sedimentärer Gang vorliegt, sondern dass es sich um einen hydrothermalen Gang handelt, der unter erhöhten Temperaturen entstand (Nebengesteinsveränderungen).

Die Erzmineraleien:

Folgende Erzmineraleien konnten auf Plantorin sicher nachgewiesen werden:

Nickelin	Cobaltin
Gersdorffit	Violarit
Millerit	Pyrit
Chalcopyrit	Fahlerz
Arsenopyrit	Magnetit

Im Rahmen seiner Dissertation über Co-Ni-Lagerstätten im Turtmantal und Val d'Anniviers widmete GILLIERON (1946) auch eine Seite dem Vorkommen von Plantorin. Er schreibt allerdings, dass er kein Ni-Erz gefunden habe. Dies ist sehr bezeichnend für Plantorin. Einerseits ist das Erz auf allen angewitterten Flächen völlig unkenntlich, andererseits erwies sich das Erz auch tatsächlich als recht spärlich vorhanden, worin wohl ein wesentlicher Grund liegt, weshalb dieser bis zu 3 m mächtige Baryt-Karbonat-Quarz-Gang auch heute noch seine Berechtigung in der Landschaft hat. Für den Schweizer Bergbau eine eher ausserordentliche Tatsache.

a) Nickel (NiAs):

Das sehr reichhaltige Erz vom Synform-Scheitel enthält nebst Arsensulfiden auch das Ni-Arsenid Nickelin. Im frisch angeschlagenen Handstück fällt Nickelin sofort auf Grund seines bronzefarbenen Aussehens und des leichten Glanzes auf. Etwas grössere Nickelin-Körner enthalten oft feine Risse. Sie

sind gefüllt mit einer nicht identifizierbaren feinen schwarzen Haut. Die einzelnen Körner erreichen kaum mehr als 5 - 8 mm. Ursprünglich bildeten sie einmal Aggregate von einigen cm Durchmesser, wobei allerdings offen ist, ob sie wirklich die ganze Fläche ausfüllten.

Nickelin ist im Allgemeinen nur in grossen Erzaggregaten erhalten geblieben. In schmalen Bändern wurde er völlig verdrängt. Innerhalb der verästelten Gersdorffit-Nester sitzt Nickelin meist im Zentrum und scheint vom Arsensulfid etwas verdrängt worden zu sein. Von den ursprünglich einmal recht grossflächigen Nickelin-Aggregaten ist eine Vielzahl von kleinen, meist eckigen Relikten übrig geblieben. Sie sind vollständig umgeben von Gersdorffit. Vom Chemismus her ist Nickelin ausserordentlich rein.

b) Cobaltin - Gersdorffit (CoAsS - NiAsS) :

In Plantorin werden verschiedene Vertreter der Arsensulfid-Mischkristall-Reihe vorgefunden. Sie reichen vom fast reinen Ni-Endglied (Gersdorffit; Tabelle 1) bis zu einem deutlich weniger reinen Co-Glied (Cobaltin; Tabelle 2). Dazwischen finden wir ein breites Spektrum von Mischkristallen. Die verschiedenen Zusammensetzungen beruhen darauf, dass jedes Mineralkorn oder Subkorn etwas anders zusammengesetzt ist. Nur vereinzelt gibt es auch starke Schwankungen innerhalb eines Kornes. Ob es sich dabei um eine chemische Zonierung handelt ist nicht sicher. Optisch deutete sich eine schwache Zonierung an. Sie liess sich chemisch aber nicht eindeutig auskartieren. Möglicherweise sind einige chemische Analysen verfälscht durch eine sehr feine Entmischung in eine Co-reiche und eine Ni-reiche Komponente. Optisch konnte dieses schon von HUTTENLOCHER (1925) erwähnte Phänomen nur unbefriedigend geklärt werden. Der Durchmesser der einzelnen Entmischungs-Lamellen scheint im Bereich von wenigen μm zu liegen.

Die mengenmässige Verteilung von Cobaltin ist recht unterschiedlich. In einigen Handstücken von der Ostseite stellt Cobaltin das Haupterz dar. Die rundlichen,

TABELLE 1 : CHEMISMUS DER GERSDORFFITE VON PLANTORIN

=====

ALLE ANALYSEN IN GEW-%

ANALYSE	712	713	715	716	609	610
Cu	0.00	0.10	0.00	0.07	0.00	0.00
Fe	1.91	1.38	1.38	1.43	7.79	3.69
Co	3.90	1.88	2.39	1.82	18.33	22.55
Ni	30.03	32.64	31.92	32.30	14.33	10.31
Mn	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	45.64	45.89	45.78	45.48	32.85	41.59
S	19.86	19.89	20.01	19.94	25.62	21.26
Summe	101.36	101.78	101.48	101.04	98.92	99.40

MINERALFORMEL: NORMIERT AUF: As + S = 2.000

Cu	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe	0.056	0.040	0.040	0.042	0.226	0.108
Co	0.108	0.052	0.066	0.050	0.503	0.628
Ni	0.832	0.902	0.880	0.896	0.394	0.288
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
As	0.992	0.994	0.990	0.988	0.709	0.912
S	1.008	1.006	1.010	1.012	1.291	1.088
Summe	2.997	2.996	2.986	2.990	3.123	3.024

TABELLE 2 : CHEMISMUS DER COBALTINE VON PLANTORIN

=====

ALLE ANALYSEN IN GEW-%

ANALYSE	700	701	702	703	612	613
Cu	0.10	0.06	0.10	0.09	0.00	0.00
Fe	2.40	1.17	1.93	3.03	4.33	4.25
Co	22.89	27.25	20.45	19.03	22.78	21.21
Ni	10.89	7.76	13.70	13.59	8.93	9.98
Mn	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
As	47.13	47.84	47.16	46.91	40.26	40.87
S	19.83	19.49	19.90	20.04	21.58	21.54
Summe	103.24	103.57	103.24	102.71	97.88	97.85

MINERALFORMEL: NORMIERT AUF: As + S = 2.000

Cu	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000
Fe	0.034	0.087	0.068	0.077	0.127	0.125
Co	0.742	0.516	0.592	0.700	0.638	0.594
Ni	0.212	0.370	0.322	0.209	0.251	0.281
Mn	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
As	1.024	1.001	1.010	1.050	0.888	0.901
S	0.976	0.999	0.990	0.950	1.112	1.109
Summe	2.990	2.976	2.985	2.987	3.016	3.010

subidiomorphen Körner sitzen dann in grosser Zahl im Karbonat. Die betreffenden Stücke sind schon von weitem erkennbar an den intensiv rosa Ausblühungen von Erythrin. Oft stellt Cobaltin aber auch eine unscheinbare Nebenkomponente dar. In As-armen Erzpartien sitzt er als kleine Einschlüsse im Violarit und im Millerit. Seine Zusammensetzung ist in diesem Fall recht konstant im Bereich eines intermediären Mischkristalls.

Gersdorffit steckt normalerweise in fast monomineralischen Linsen und Bündeln. Nur sporadisch gesellt sich etwas Violarit oder Nickelin hinzu. Auffälligerweise enthält Gersdorffit häufig kleine Einschlüsse von Chalcopyrit. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine Entmischung.

c) Violarit (Ni_2FeS_4) :

An Handstücken aus dem obersten N-Schenkel (speziell auch von der W-Seite der Krete) konnte ein Vertreter der Thiospinelle gefunden werden: Violarit. Violarit gehört mit zu den besonders leicht verwitterbaren Erzen. Frische Körner sind deshalb nur selten zu finden. Charakteristisches Kennzeichen sind seine ausgeprägten Spaltflächen. Falls Violarit von späteren Umwandlungsreaktionen verschont blieb, bildet er unregelmässig verfigerte, nestartige Aggregate. Durch sekundäre Ueberprägung (vgl. weiter unten) wurden aber meist die dünnen fingerförmigen Fortsätze umgewandelt, so dass Violarit heute oft nur noch als ovaler Zentralkörper vorliegt. Zudem befinden sich entlang der Spaltrisse meist feine Eisenhydroxid-Schichten, die den Violarit verdecken.

Interessanterweise haben die chemischen Analysen (Tabelle 3) trotz einer möglichen Fe-Entmischung immer noch sehr hohe Fe-Werte (bis 22 Gew.-%) ergeben gegenüber der stöchiometrischen Zusammensetzung mit 18.5 Gew.-% Fe. CRAIG (1968) erreichte derartig hohe Fe-Werte im Experiment nur im Temperatur-Bereich von 300 Grad C und darunter. Das ergäbe für Plantorin eine durchaus plausible Entstehungstemperatur im Rahmen eines spätherzynischen hydrothermalen Systems.

TABELLE 3 : CHEMISMUS DER VIOLARITE VON PLANTORIN

=====

ANALYSE	32	33	34	67	5	16
Cu	0.00	0.00	0.10	0.00	0.16	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.11	0.19	0.23
Fe	18.60	18.67	18.70	21.24	21.15	22.47
Co	4.41	4.39	4.22	4.12	4.28	4.30
Ni	34.81	34.83	33.68	30.14	30.85	29.42
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.00	0.55	0.00	0.00
S	41.69	41.58	40.29	43.14	43.04	42.96
Summe	99.51	99.47	97.99	99.30	99.67	99.38

MINERALFORMEL: NORMIERT AUF 4 S + As

Cu	0.000	0.000	0.005	0.000	0.008	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.006	0.009	0.011
Fe	1.025	1.031	1.066	1.119	1.120	1.191
Co	0.230	0.230	0.228	0.206	0.215	0.216
Ni	1.824	1.830	1.826	1.511	1.555	1.483
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
As	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000
S	4.000	4.000	4.000	3.979	4.000	4.000
Summe	7.079	7.091	7.125	6.842	6.907	6.901

TABELLE 4 : CHEMISMUS DER MILLERITE VON PLANTORIN

=====

ANALYSE	2	3	4	8	14	40
Cu	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
Zn	0.00	0.00	0.00	0.11	0.17	0.00
Fe	2.47	2.19	2.21	2.70	2.20	2.49
Co	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.44
Ni	61.55	62.02	62.01	61.84	62.21	62.76
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.29	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00
S	34.91	34.81	34.93	34.64	34.90	34.29
Summe	99.38	99.26	99.15	99.29	99.68	100.11

MINERALFORMEL: NORMIERT AUF 1 SCHWEFEL

Cu	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Zn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000
Fe	0.040	0.036	0.036	0.044	0.036	0.042
Co	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.007
Ni	0.963	0.973	0.970	0.976	0.973	1.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
As	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
S	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Summe	2.009	2.013	2.006	2.022	2.013	2.051

d) Millerit (NiS) :

An frisch angeschlagenen Erzstücken von der Krete (N-Schenkel) fällt primär einmal der leuchtend goldgelbe Millerit auf. Da das Mineral aber nicht in der charakteristisch nadeligen Ausbildungsform vorliegt, sondern derbe Aggregate bildet, muss darauf geachtet werden, dass man es nicht für Pyrit oder Chalcopyrit hält. Millerit bildet oft schmale Bändlein um Quarz und Violarit.

Gelegentlich ist Millerit verästelt. Es finden sich Stücke, auf denen die Ni-führenden Lösungen einige Zentimeter tief ins Karbonat eingedrungen sind, indem sie feinen Rissen oder Korngrenzen gefolgt sind. Dadurch entstand ein netzartiges Gefüge. Millerit sitzt in diesem Fall aber nicht nur im ursprünglichen Poren-Hohlraum, sondern dieser wurde deutlich erweitert (bis 0.2 mm).

Beim vorliegenden Millerit handelt es sich um die b-Form, also die Tieftemperatur-Modifikation ($T < 282$ Grad C). Vom Chemismus her ist Millerit beachtlich rein (Tabelle 4). Dies fällt insofern auf, als Violarit und Cobaltin deutliche Mengen Fe und Co führen. Auch diese Tatsache kann als Hinweis für die tief-temperierte Entstehung des Millerits gedeutet werden.

e) Pyrit (FeS₂) :

Pyrit kann in zwei Ausbildungsformen beobachtet werden. Isoliert von den anderen Sulfiden sitzt Pyrit in würfelförmiger Form und oberflächlich meist stark oxidiert im Karbonat. Diese Ausbildungsform kann besonders im S-Teil der Vererzung in flach liegenden Bändern und Linsen angetroffen werden. Oft wird er begleitet von Chalcopyrit und Magnetit.

Die zweite Ausbildungsform besteht aus Oktaedern und seltener Pentagondodekaedern, die im Millerit sitzen. Sie zeigen kaum Oxidationserscheinungen. Die hoch glänzenden Kristalle sind stets in kleinen Gruppen oder Reihen am Rande der Millerit-Nester angeordnet (Chemismus siehe Tabelle 5).

TABELLE 5 : CHEMISMUS DER PYRITE VON PLANTORIN

ALLE ANALYSEN IN GEW-%

ANALYSE	1	6	7	9	22	23
Cu	0.00	0.00	0.00	0.12	0.01	0.11
Zn	0.19	0.15	0.00	0.16	0.00	0.00
Fe	43.69	43.53	42.28	42.88	44.12	44.24
Co	1.35	1.60	2.41	1.78	2.24	1.97
Ni	1.60	1.42	1.49	1.83	0.66	0.65
As	0.00	0.34	0.30	0.00	0.00	0.00
S	53.08	52.91	53.00	53.12	52.79	53.02
Summe	99.91	99.95	99.48	99.89	99.82	99.99

MINERALFORMEL: NORMIERT AUF 2 SCHWEFEL

Cu	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002
Zn	0.004	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000
Fe	0.945	0.945	0.916	0.926	0.960	0.958
Co	0.028	0.033	0.049	0.036	0.046	0.040
Ni	0.033	0.029	0.031	0.038	0.014	0.013
As	0.000	0.005	0.005	0.000	0.000	0.000
S	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Summe	3.010	3.015	3.001	3.005	3.020	3.013

TABELLE 6 : CHEMISMUS DER CHALCOPYRITE VON PLANTORIN

ALLE ANALYSEN IN GEW-%

ANALYSE	24	25	26	27	28	29
Cu	34.67	34.66	34.57	34.85	34.36	34.17
Fe	29.75	30.36	30.50	30.63	30.43	30.21
Co	0.16	0.11	0.06	0.00	0.00	0.14
Ni	0.79	0.52	0.40	0.00	0.51	0.90
Mn	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04
As	0.09	0.00	0.07	0.00	0.00	0.11
S	34.78	35.23	35.16	34.60	34.66	34.50
Summe	100.24	100.88	100.76	100.11	99.96	100.07

MINERALFORMEL: NORMIERT AUF: AS + S = 2.000

Cu	1.006	0.993	0.992	1.016	0.999	0.997
Fe	0.982	0.990	0.996	1.017	1.006	1.002
Co	0.005	0.003	0.002	0.000	0.000	0.004
Ni	0.025	0.016	0.013	0.000	0.016	0.026
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
As	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003
S	1.998	2.000	1.998	2.000	2.000	1.997
Summe	4.018	4.002	4.003	4.034	4.021	4.030

f) Chalcopyrit (CuFeS_2) :

Meist nur in geringen Mengen vertreten ist Chalcopyrit. Dennoch zeigt er eine weite Verbreitung in Plantorin. Er konnte in allen Gangabschnitten gefunden werden. Sein Auftreten ist vielseitig.

Im Südschenkel ist Chalcopyrit am regelmässigsten anzutreffen. Er bildet kleine linsenförmige Körner von einigen Millimetern. Sie sind vergesellschaftet mit Pyrit und gelegentlich mit Magnetit.

Das konzentrierteste Chalcopyrit-Vorkommen liegt bei LS1331. Hier konnte Chalcopyrit zusammen mit Pyrit und Fahlerz in einem eigentlichen Cu-Erzband von einigen cm Mächtigkeit gefunden werden. Dieses Vorkommen ist weitestgehend an grosse Karbonat-Linsen gebunden. Eine gewisse Anreicherung besteht am Rand zum umgebenden Quarz und Baryt. Speziell in letzterem wird aber kein Chalcopyrit mehr angetroffen. Entlang von Korngrenzen und Spaltflächen drang Chalcopyrit ins Karbonat ein und bildete die typischen verästelten Strukturen.

Im oberen Teil des N-Schenkels findet man Chalcopyrit in zwei verschiedenen Lagen. In As-reichen Partien sitzt er in Form von winzigen Einschlüssen in Gersdorffit und im vereinzelt vorkommenden Millerit und Violarit. Teilweise sind es rundliche Körner, die oft perlschnurartig aufgereiht sind, teilweise sind es feine Rissfüllungen. Wahrscheinlich handelt es sich in beiden Fällen um Entmischungskörper des Gersdorffits. Dieser kann primär etwas Cu einbauen, das dann beim Abkühlen entmischt und aus dem Gitter ausgeschieden wird (Chemismus siehe Tabelle 6).

g) Fahlerz ($\text{Cu}_{12}(\text{Sb,As})_4\text{S}_{13}$):

Fahlerz konnte nur gerade beim Aufschluss LS1331 gefunden werden. Das hochglänzende grauschwarze Erz sitzt linsig bis nesterartig im Karbonat. Meist ist es dicht verwachsen mit Chalcopyrit und Pyrit, mit denen es regelrechte Erzbänder

bildet. Unter den drei Sulfiden Fahlerz, Chalcopyrit, Pyrit lässt sich keine Abfolge erkennen. Sie scheinen praktisch gleichzeitig ausgefällt worden zu sein. Dementsprechend sind sie intensiv verwachsen. Ähnlich wie Chalcopyrit, oder gelegentlich auch zusammen mit diesem drang Fahlerz entlang von Rissen und Spaltflächen fingerförmig ins Karbonat ein.

Von der Zusammensetzung her handelt es sich beim Fahlerz von Plantorin um einen intermediären Vertreter ($A_o = 10.28 - 10.32$). Eine qualitativ-chemische Untersuchung mit dem EDS des REM zeigte, dass das Fahlerz von Plantorin praktisch Bi-frei ist, im Gegensatz zu diversen anderen Fahlerz-Vorkommen des Val d'Anniviers (SCHMUTZ, 1980). Interessant ist der recht hohe Sb-Gehalt, der auf Grund der Gitterparameter abgeschätzt werden konnte (über 50 Mol-% Tetraedrit-Komponente). Tetraedrit ist das einzige Sb-Mineral, das auf Plantorin festgestellt werden konnte. Auch die Arsensulfide sind praktisch Sb-frei.

h) Arsenopyrit (FeAsS):

Nebst den beiden Mineralien Gersdorffit und Cobaltin konnte auch das dritte Arsensulfid, der Arsenopyrit auf Plantorin gefunden werden. Er bildet bis mm grosse Körner, die oft vollständig von Chalcopyrit umwachsen sind. Stets handelt es sich aber nur um einzelne Körner in sehr Fe-reichen Karbonat-Zonen. Sie sind stets idiomorph ausgebildet und können einerseits isometrisch und andererseits stengelig gefunden werden. Selten sind zwei bis drei Körner miteinander verwachsen.

Auf den gefundenen Stücken hatte es in der Nähe des Arsenopyrits stets auch Fahlerz, wobei die beiden Erze jeweils gut voneinander getrennt sind. Da es sich zudem um ein Sb-reiches Fahlerz (Tetraedrit) handelt, dürfte kaum eine genetische Beziehung zwischen den beiden Erzen bestehen. Die von SUGAKI (1957) vorgeschlagene Abkühlungsreaktion Tennantit + Pyrit = Arsenopyrit + Chalcopyrit (400 ± 50 Grad C) sagt wohl für Plantorin kaum etwas aus.

i) Magnetit (Fe₃O₄) :

Im S-Schenkels der Synform kann etwas Magnetit gefunden werden (LS1335 - LS1331). Dieses Vorkommen ist insofern von Bedeutung, als es mithilft, die O₂-Aktivität während der Erz-Bildung abzuschätzen. Im N-Schenkel und an den Stücken von der W-Seite der Krete konnte Magnetit nicht festgestellt werden.

Vom Vorkommen her ist Magnetit weitgehend gebunden an einen bestimmten Gangtyp. Er ist gekennzeichnet durch das Fehlen von Baryt (zumindest in der direkten Umgebung). Vorzugsweise sitzt Magnetit im Fe-reichen Karbonat. Daneben kann er aber auch im Fe-armen Karbonat, im Albit und im Quarz angetroffen werden, ist dort aber meist kleiner ausgebildet.

Genetische Betrachtungen:

Die Lagerstätten des Val d'Anniviers weisen eine lange und komplizierte Geschichte auf. Diese konnte am übersichtlichsten an der Mine de Plantorin studiert werden. Zur genauen Erfassung einzelner Probleme mussten immer wieder andere, ähnliche Lagerstätten als Vergleichsobjekte herangezogen werden.

Genese der primären Ni-Fe-Lagerstätte:

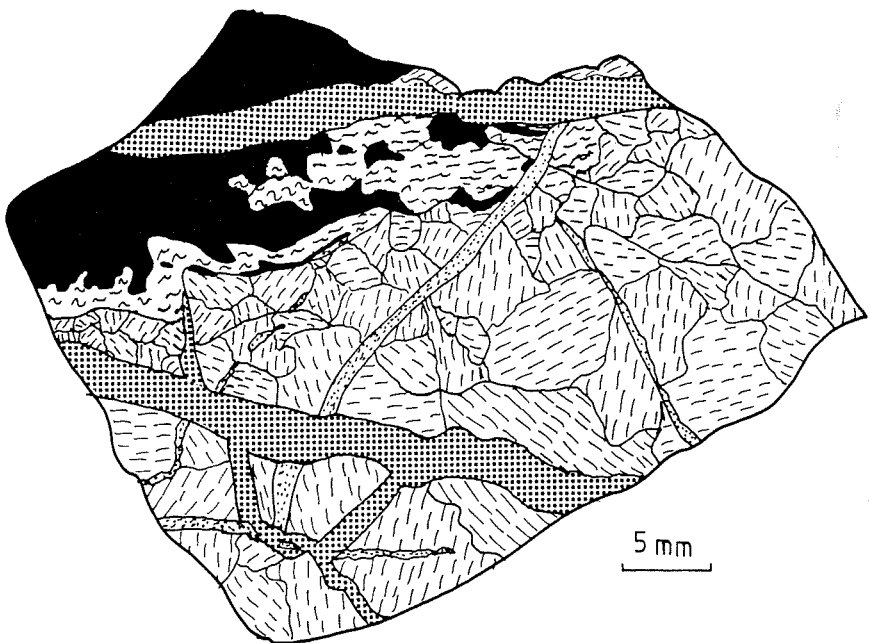
Alle hydrothermalen Ereignisse auf Plantorin laufen unter Anwesenheit einer wässrigen Phase ab. Lässt sich die Genese in mehrere Schritte gliedern, so variiert die Zusammensetzung von Schritt zu Schritt, verursacht durch Interaktion der Lösungen mit den umgebenden Mineralien und möglicherweise mit anderen Lösungen. Die Lagerstätte von Plantorin und das

umgebende Nebengestein können sicher nicht als geschlossenes System betrachtet werden (Zufuhr von grossen Mengen Ba). Entsprechend haben Zufuhr und Wegtransport von Lagerstätten-spezifischen Lösungspartnern einen grossen Einfluss auf die Zusammensetzung der fluiden Phase (HOLLAND & MALININ, 1979).

Kurz nach der Ablagerung der "permokarbonischen" Sedimente (wahrscheinlich noch im Karbon) drangen vulkanogene oder allenfalls magmatische Restlösungen in die Gesteine der späteren Bernharddecke ein (vgl. Abb. 10). Entlang von tektonischen Flächen und Zonen mit erhöhter Permeabilität (poröse Sedimente und Metasedimente) konnten diese hydrothermalen Fluids durchs Gestein zirkulieren. Noch während dieser Zeit wurden die Gesteine im Bereich der Plantorin-Lagerstätte auch von einer spätherzynischen Metamorphose erfasst (SCHMUTZ, 1985). Dabei kam es zu einer Erwärmung auf mindestens 300 - 400 Grad C.

Der wichtigste Mechanismus für die Entstehung des primären Ganges beruhte darauf, dass Lösungen, die mit dem umgebenden Mineralbestand nicht im Gleichgewicht stehen, mit diesem reagieren. Dabei können einerseits Kationen ausgetauscht werden, andererseits aber auch ganze Mineralien ersetzt werden. Bevor es zur Ausfällung der Gangmineralien kam wurden meist grössere Mengen Stoffe zwischen Lösung und Nebengestein ausgetauscht. Dadurch konnte die Lösung bezüglich einzelner Metalle übersättigt werden und es wurde Erze ausgefällt (HELGESON, 1970). Die Produkte der Nebengesteinsveränderung sind heute erkennbar an einer starken Anreicherung von Albit um den Gang oder auf anderen Lagerstätten des Val d'Anniviers an einer überdurchschnittlichen Verquarzung oder Serizitisierung.

Der erste Schritt bei der Entstehung der Plantorin-Lagerstätte ist die Bildung eines Karbonatganges (vgl. Abb. 10). Dies geschah in zwei Schritten (vgl. Abb. 9 und 12). Zuerst wurde ein Mg-Siderit gebildet mit einem X(Fe) von 0.35 - 0.45 (vgl. Tab. 7). Deutlich getrennt von diesem ersten Ereignis erfolgte die Bildung der jüngeren Komponenten des Karbonatganges, die viel Ca-reicher sind. Es handelt sich um einen Fe-Dolomit (Ankerit) mit einem X(Fe) von gegen 0.2 (vgl.



LEGENDE:

- Erz (Violarit + randlich Millerit und Pyrit)
- Fe-Karbonat (v.a. Siderit)
- Alteriertes Karbonat (v.a. Fe-Dolomit)
- Fe-armer Dolomit
- Quarz

Abb. 9:
 Das Erz von LS1312 besteht weitestgehend aus Violarit und ist dicht verwachsen mit Quarz. Diese Verwachsung ist zu feinkörnig, um in obiger Zeichnung dargestellt zu werden. Beim Eindringen der Erz-bildenden Lösungen wurde der grobkörnige Siderit offenbar metasomatisch verändert. Rund ums Erz findet man einen Saum von Fe-Dolomit. Als jüngste Bildung sind die schneeweißen, Fe-armen Dolomit-Adern zu betrachten. Sie durchschlagen alle Erz- und Gangart-Mineralien.

Abb. 10: GENESE DER PRIMAEREN LAGERSTÄTTE

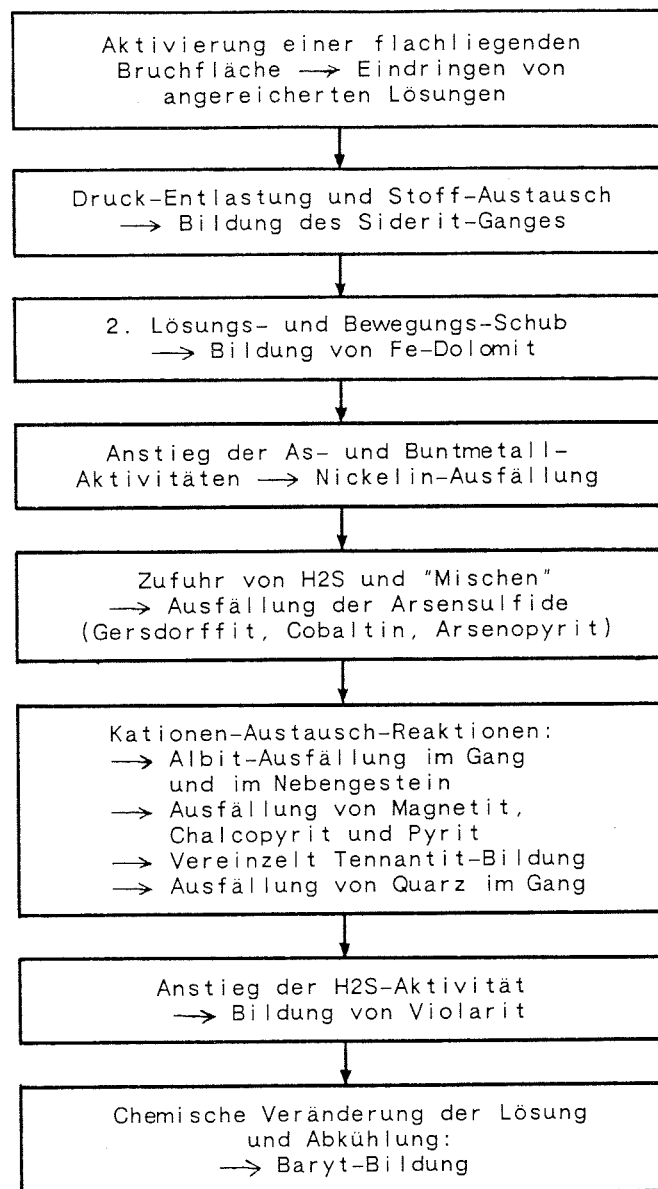


Abb. 11:
Zusammensetzung der drei
Karbonat-Generationen.

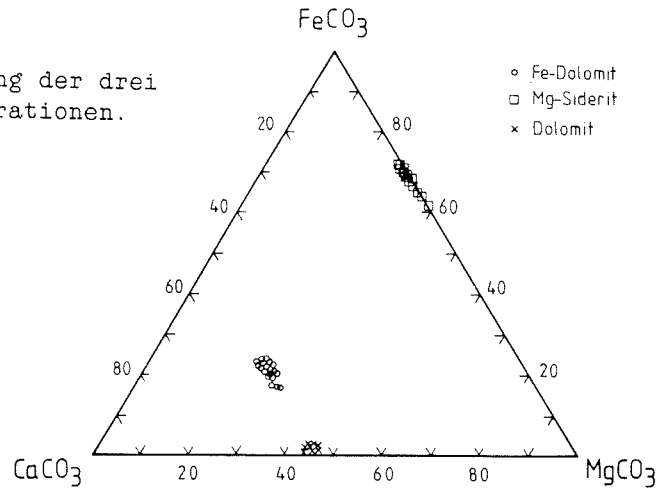


TABELLE 7: DURCHSCHNITTSZUSAMMENSETZUNG DER MG-SIDERITE

	GEW-%	SIGMA	FORMEL	SIGMA
CaCO ₃	0.30	0.14	0.006	0.003
MgCO ₃	28.13	2.85	0.732	0.061
FeCO ₃	64.12	2.44	1.164	0.060
MnCO ₃	4.33	0.51	0.079	0.010
SrCO ₃	1.32	1.21	0.019	0.017
Total	98.20	1.54	2.000	-

TABELLE 8 : DURCHSCHNITTSZUSAMMENSETZUNG DER FE-DOLOMITE

	GEW-%	SIGMA	FORMEL	SIGMA
CaCO ₃	50.21	0.46	0.984	0.009
MgCO ₃	25.09	1.29	0.610	0.032
FeCO ₃	20.62	1.80	0.349	0.030
MnCO ₃	1.96	0.18	0.034	0.003
SrCO ₃	1.71	0.84	0.023	0.011
Total	99.59	0.81	2.000	-

TABELLE 9: DURCHSCHNITTSZUSAMMENSETZUNG DER FE-ARMEN DOLOMITE

	GEW-%	SIGMA	FORMEL	SIGMA
CaCO ₃	51.52	0.71	0.949	0.012
MgCO ₃	43.30	0.53	0.993	0.012
FeCO ₃	1.74	0.43	0.028	0.007
MnCO ₃	1.19	0.26	0.019	0.004
SrCO ₃	0.90	0.21	0.011	0.003
Total	98.65	0.46	2.000	-

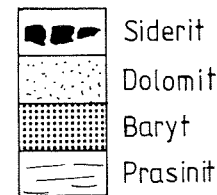
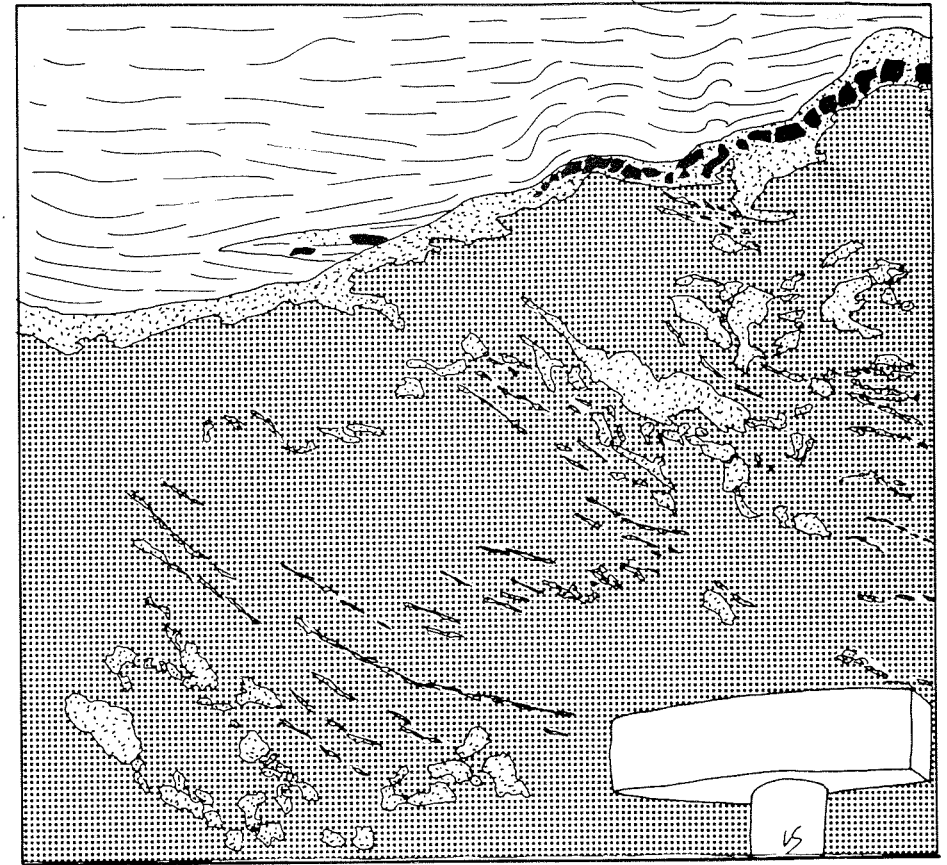


Abb. 12:
Charakteristischer Aufbau eines Ba-reichen Ganges (LS1334). Im Baryt schwimmen z.T. striemenartig angeordnete Dolomit-Körner. Der Rand zum Nebengestein wird gebildet von einem 1 - 2 cm mächtigen Karbonat-Saum, der hauptsächlich aus Dolomit besteht und im Zentrum zerbrochene Linsen von Siderit enthält.

Tab. 8, sowie Abb. 11).

Die Ni-Erze von Plantorin zeigen eine schwache Zonierung. Sie äussert sich räumlich in der Anordnung der Arsenide und Sulfide. Im unteren, zentralen Teil (LS 1331) kommt Nickelin (NiAs) als As-reichste Phase vor. Er wird verdrängt von den Arsensulfiden Gersdorffit (NiAsS) und Cobaltin (CoAsS), die im angrenzenden Schenkel der Synform dominieren. In den äusseren, oberen Teilen der Synformschenkel findet man kaum mehr As-haltige Mineralien sondern nur noch Sulfide. Beim Ni-Erz handelt es sich um Violarit (Ni₂FeS₄), der ausschliesslich in den obersten Partien des N-Schenkels vorkommt. Diese Zonierung ist ein Produkt der Lösungsveränderung und stellt somit auch eine zeitliche Sukzession dar.

Die Ausfällung der Erze lässt sich somit in mehrere Schritte einteilen. Am ältesten ist das Ni-Arsenid Nickelin. Es kann nur vereinzelt als Relikt im Gersdorffit gefunden werden. Offensichtlich wurde Nickelin später von Gersdorffit und Cobaltin verdrängt, respektive durch eine As-S-Substitution umgewandelt zu Gersdorffit. Die beiden Arsensulfide bildeten fleckenförmige Ansammlungen im Karbonat und weisen oft subidiomorphe rundliche Formen auf. Vom Gefüge her handelt es sich nicht um Spaltenfüllungen, sondern um eine Verdrängung des Karbonates.

Möglicherweise schon während oder kurz nach der Ausfällung der Arsensulfide wurde die Cu-Konzentration relativ zu derjenigen von Ni und Co heraufgesetzt und etwas Sb zugeführt. Dadurch kam es zur Bildung eines intermediären Fahlerzes mit etwas weniger As als Sb. Da diese Fahlerzbildung ebenfalls As verbrauchte, wäre es denkbar, dass dadurch das Ende der Arsensulfid-Bildung eingeleitet wurde. Die Verbreitung des Tetraedrits ist allerdings ausserordentlich gering. Er ist nur gerade im tiefsten Punkt (LS1331) zu finden. Offenbar erreichten die Konzentrationen der wässrigen Sb-Spezien nur sehr kurz und lokal die für die Ausfällung von Tetraedrit kritische Grössen. Zusammen mit dem Tetraedrit setzte auch lokal die Bildung von Chalcopyrit ein. In den übrigen Gangpartien kam es erst später zur Chalcopyrit-Bildung.

Einen entscheidenden Einfluss auf die Erzausfällung übten die Reaktionen im direkt umgebenden Nebengestein aus. In Plantorin ist v.a. die Bildung von Albit von Bedeutung. Albit wuchs hierbei auf Kosten aller anwesenden Mineralien. Das Ausmass dieser Albitisierung im Nebengestein ist schwer abzuschätzen. Am Kontakt zum Gang erreichte sie stellenweise fast 100 Volumen-%. Die Abnahme mit zunehmender Distanz vom Gang scheint nicht ganz linear zu verlaufen. Optisch erkennbar liegen die letzten Auswirkungen etwa 50 cm vom Gang entfernt. Nicht auf der ganzen Länge des Ganges findet sich eine Albitisierungszone. Oft fehlt sie auf einigen Metern vollständig oder ist zumindest stark reduziert. Wie weit hier auch noch die alpine Tektonik mit im Spiel war bleibt offen.

Zur Quarz-Ausscheidung muss eine interessante Beobachtung angefügt werden. Innerhalb des Ganges findet man überall Quarz. Er bildet Adern im Karbonat oder baut zusammen mit Albit Bänder von einigen cm auf, die parallel zum Karbonat und zur Gangwand verlaufen. Dem gegenüber fehlt der Quarz in der Alterationszone (Albit-Saum).

Ungefähr gleichzeitig mit der Quarz-Ausfällung wurde sowohl im Gang als auch im umgebenden Nebengestein (bis 1 m vom Gang entfernt) die Sättigung für Pyrit, Magnetit und Chalcopyrit erreicht. Die in diesem Stadium gebildeten Erz-Mineralien lassen sich in folgende lokal beobachtete Paragenesen unterteilen: Pyrit-Magnetit-Chalcopyrit, Pyrit-Chalcopyrit, Magnetit-Chalcopyrit und Pyrit-Magnetit.

Mehr als die Hälfte des Kupfers wanderte ab in die Alterationszonen und in kleine Nebengänge. Durch die Chalcopyrit-Ausfällung senkte sich die Cu-Konzentration stark. Im Bereich der Ni-Erze, wo weitere Sulfide Fe⁺⁺ und H₂S aus der Lösung konsumierten, war dies das Ende der Cu-Erzbildung. Im Randbereich und in den Nebengängen wurde die Pyrit-Sättigung erreicht und es bildete sich die Paragenese Chalcopyrit und Pyrit. Durch weitere Abnahme der Cu-Konzentration wurde schliesslich nur noch Pyrit gebildet. Dieser weist im Gegensatz zum früher gebildeten eine kuboktaedrische oder seltener eine oktaedrische Form auf.

Im oberen Teil des N-Schenkels finden sich immer wieder Linsen

mit Violarit. Er wurde offenbar zusammen mit Quarz ausgeschieden. Von verschiedenen Adern aus drangen Erzlösungen entlang von Korngrenzen und Spaltrissen oft mehrere cm ins Karbonat ein. Die Förderkanäle sind heute noch als deutliche Linien im Karbonat erkennbar, z.T. aber wieder verheilt. Stellenweise enthalten sie Spuren von Ni-grün, also ein amorphes Ni-Oxidationsprodukt. Sehr selten sind winzige Erzkörner darin zu finden (heute Millerit, ± Pyrit).

Die letzte Phase der herzynischen Lagerstättenbildung besteht aus dem Ausfällen von Baryt. Stellenweise geschah dies nur in geringer Menge und in diffuser Form zwischen Karbonat und Quarz. Häufig macht Baryt aber über 50 % des Gangvolumens aus, im oberen Teil des N-Schenkels sogar über 80 %. Zu beachten ist allerdings, dass v.a. im Bereich von Falten, die Baryt-Verteilung durch tektonische Ereignisse während der alpinen Metamorphose stark verlagert wurde. Die Baryt-Ausfällung füllte oft ein derartig grosses Gangvolumen aus, dass das ursprüngliche Ganggefüge stark verändert wurde. Deshalb schwimmen ältere Gangkomponenten (v.a. Karbonat) nur noch in Form von grossen und kleinen Linsen und Schollen im Baryt (Abb. 12). Entlang von Rissen drang Baryt oft auch in diese Linsen ein und bildete Adern von 1 - 3 mm Dicke. Zusammen mit Baryt können keine neuen Erzbildungen mehr beobachtet werden.

Gang-Veränderungen während der alpinen Metamorphose:

Während der alpinen Metamorphose wurde die Lagerstätte abermals auf ähnliche p-T-Verhältnisse gebracht wie bei der primären Genese (ca. 300 °C, 3 - 4 kb). Diesmal fehlte aber die Zufuhr von angereicherten Lösungen. Dementsprechend wurden praktisch nur bestehende Mineralien ± isochemisch ungewandelt. Der Stoffaustausch beschränkte sich auf die gesteinsbildenden Mineralien. Die Erzminerale wurden zu einem geringen Teil remobilisiert und in der Umgebung des Ganges neu ausgeschieden. Dies entspricht der allgemeinen Annahme, dass eine Metamorphose auf Lagerstätten eher

zerstörend als anreichernd wirkt. Eine Zusammenstellung über die Ereignisse während der alpinen Metamorphose liefert Abb. 13.

Sulfidminerale sind z.T. recht anfällig auf sich ändernde Umgebungsparameter. Entsprechend reagierten einige Sulfid-Paragenesen mit Anpassungsreaktionen auf die langfristig recht warmen Bedingungen während der alpinen Metamorphose. Drei Reaktionstypen lassen sich unterscheiden. Der erste Typ beruht darauf, dass viele Sulfide in der Lage sind, Fremdatome im Gitter einzubauen. Bei der Abkühlung wirken diese als Fremdkörper und können ausgeschieden werden. Als Beispiel dafür finden wir Chalcopyrit-Entmischungskörper in Gersdorffit (Abb. 14B). Beim zweiten Typ wurde die Zonierung von verschiedenen Mischkristallen des Systems Gersdorffit - Cobaltin nachträglich verwischt. Dies ist die Folge der relativ lange anhaltenden konstanten Erwärmung während der Metamorphose.

Der dritte Reaktionstyp ist der am tiefsten greifende Prozess. Violarit, ein Fe-Ni-Sulfid, zerfiel dabei in eine Ni-Phase (Millerit) und eine Fe-Phase (Pyrit) (Abb. 14A). Diese Reaktion wurde mit besonderem Interesse untersucht, da sie in der Literatur bis jetzt noch nie aus natürlichen Systemen beschrieben wurde. Begünstigend auf den Reaktionsverlauf wirkte sich die Tatsache aus, dass zwischen Violarit und Millerit eine gewisse Verwandtschaft im Gitterbau besteht. Das Fe-Sulfid wurde an den Rand der in Umwandlung begriffenen Aggregate verdrängt. Als Transportweg dafür dienten ehemalige Spaltrisse des Violarites, die im neuen Millerit-Gefüge erhalten blieben (vgl. Abb. 16).

Tief-temperierte Prozesse auf der Lagerstätte:

Sowohl nach dem Abklingen der hydrothermalen Tätigkeit während der Lagerstättenbildung als auch im Anschluss an die alpine Metamorphose zirkulierten immer noch Restlösungen durch die Lagerstätte. Sie wurden immer stärker verdünnt durch die

Abb. 13: EREIGNISSE WAEHREND DER ALPINEN METAMORPHOSE

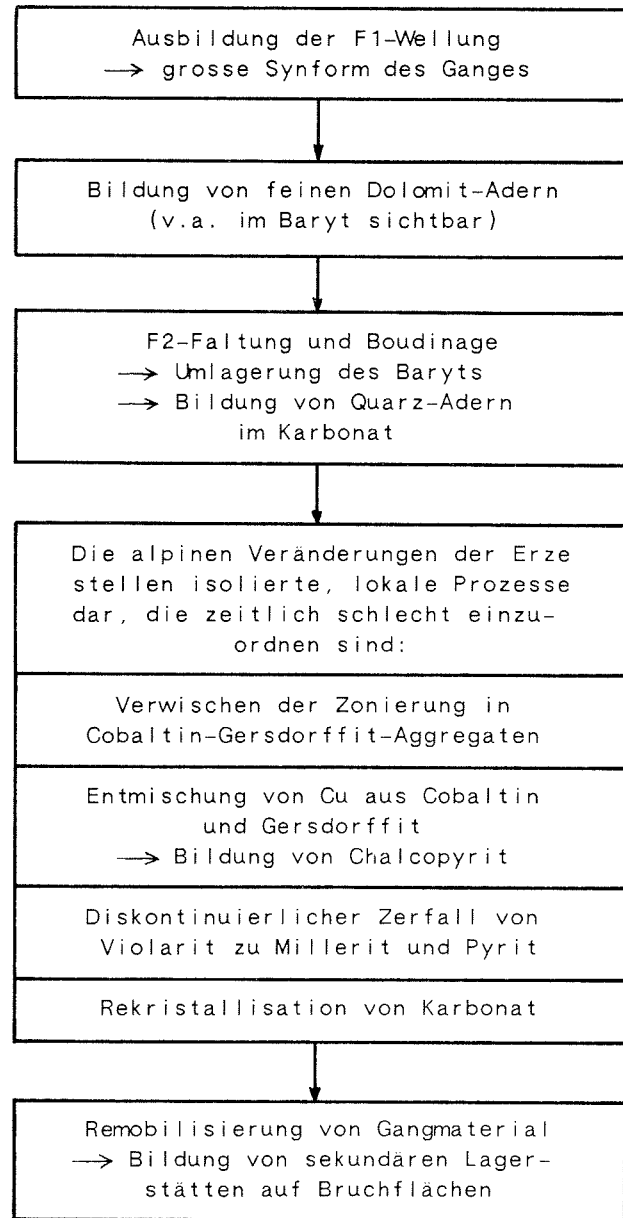
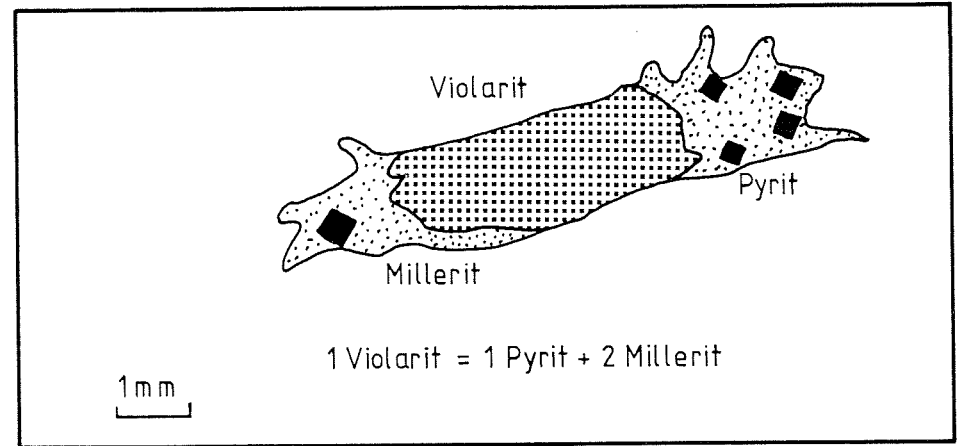


Abb. 14: Entmischung der Erze im Zusammenhang mit der alpinen Metamorphose.

A. Das Fe-Ni-Sulfid Violarit wird bei der erneuten Aufheizung instabil und zerfällt in eine Fe- und eine Ni-Phase.



B. Entmischen von Cu und Fe aus dem Co-freien Gersdorffit führt zur Bildung von Chalcopyrit-Entmischungskörpern. Sie liegen auf Korn-internen Unstetigkeiten und Rissen. Sehr vereinzelt wird Chalcopyrit remobilisiert und bildet winzige Nester im nahe gelegenen Baryt.

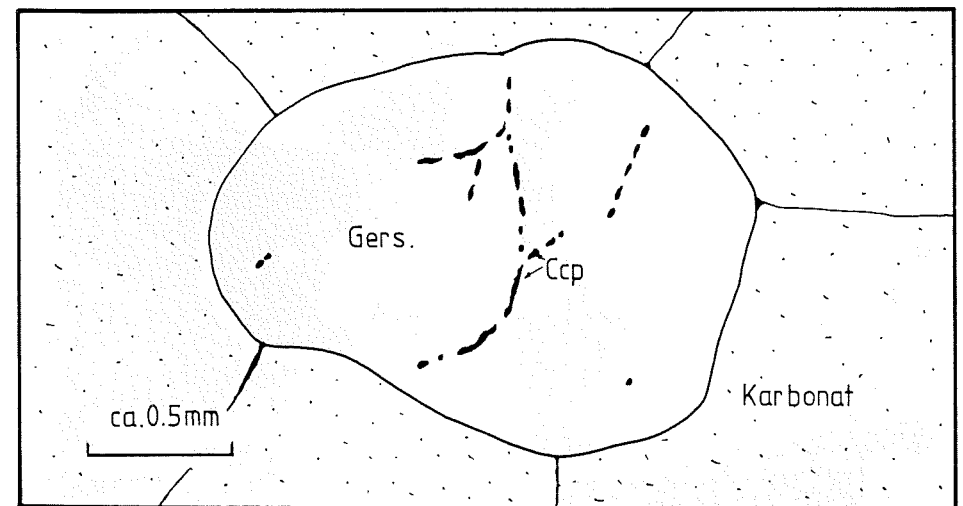


Abb. 15: EREIGNISSE NACH DER ALPINEN METAMORPHOSE

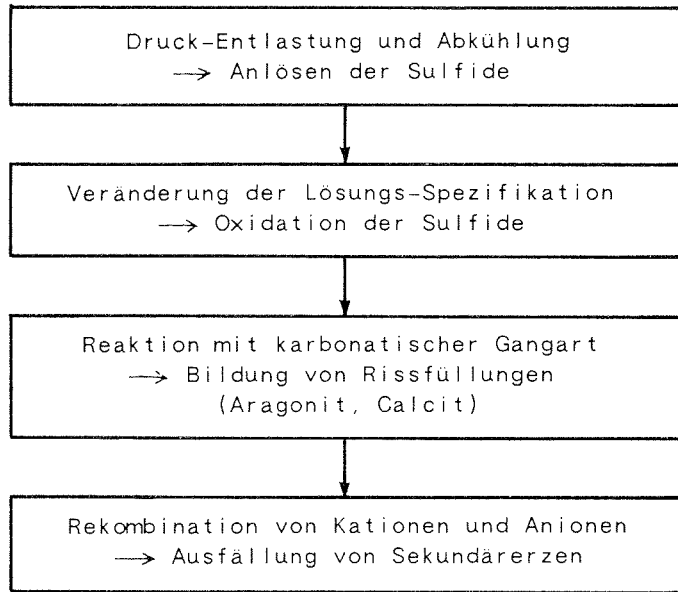
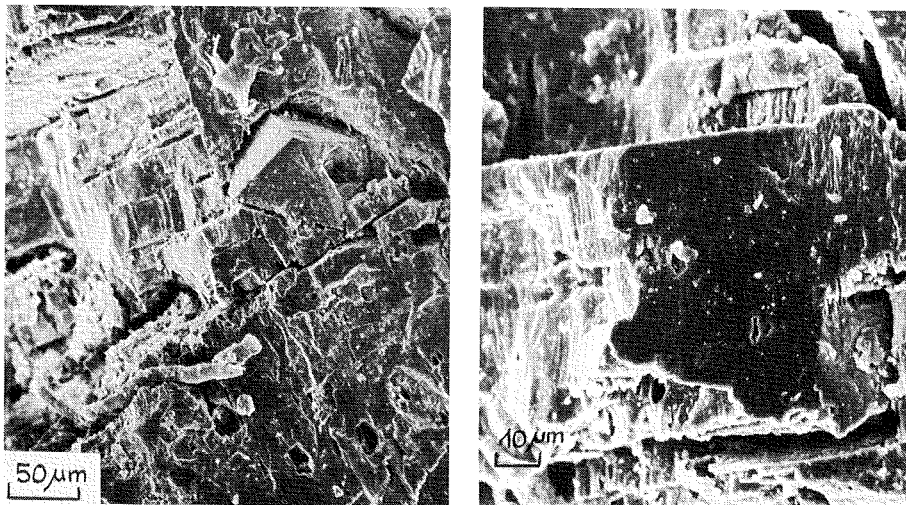


Abb. 16: REM-Aufnahmen von Millerit mit postalpinen Spalten-Erweiterungen und Kanälen. Links sehen wir feine parallele Spalten geradlinig auf einen oktaedrischen Pyrit zulaufen. Links ist die überlieferte kubische Anordnung der Risse erkennbar.



Zufuhr von neutralen, untersättigten Oberflächenwässern. Obwohl sie nicht vollständig im Gleichgewicht standen mit den Mineralparagenesen, war ihr Einfluss offensichtlich gering. Es können keine Phänomene beobachtet werden, deren Entstehung der Abkühlungsperiode nach der Lagerstättenbildung zugeordnet werden können. Es ist allerdings sehr gut möglich, dass die entsprechenden Produkte von der alpinen Metamorphose wieder zum Verschwinden gebracht wurden oder dass die Erscheinungen in einem Teil der Lagerstätte auftraten, der heute abgetragen ist.

Anders steht es mit der Abkühlungsgeschichte nach der alpinen Metamorphose. In einzelnen Erzmineraleinlagerungen stößt man auf Lösungserscheinungen, die der späten Abkühlungsgeschichte zuzuordnen sind. Wahrscheinlich bereits während der Abkühlung kam es zur Erosion über der Lagerstätte. Das erleichterte den Zufluss von Oberflächenwässern zur Lagerstätte. Eine Zusammenstellung über die Prozesse nach der alpinen Metamorphose liefert Abb. 15.

Erstmals in der Geschichte der Plantorin-Lagerstätte führte das Weglösen eines Minerals zur Bildung von Hohlräumen. Bei Drucken in der Umgebung der Dampfdruckkurve ist es möglich, dass Mineral-interne Hohlräume durch den Umgebungsdruck nicht mehr geschlossen werden sondern als Löcher erhalten bleiben. Derartige Erscheinungen lassen sich auf Plantorin v.a. im Millerit beobachten.

Die Anordnung der Hohlräume gehorcht verschiedenen Gesetzmässigkeiten. Millerit besitzt die vom Violarit ererbten feinen Spaltrisse. Da beim Violarit-Zerfall die Neuordnung der Produkte nach kristallographischen Gesichtspunkten erfolgte, war es leicht möglich, dass diese Spaltrisse als Schwächezonen konserviert wurden (vgl. Abb. 16).

Der zweite Typ von Hohlräumen, der beobachtet werden kann, besteht aus länglichen, meist abgeflachten Kanälen mitten im Millerit. Auch sie sind kristallographisch orientiert.

Eine dritte Lösungsform finden wir an der Oberfläche einiger Erzkörner als rundliche Flecken. An diesen Stellen wurde das

Erz einige μm tief weggelöst. Gelegentlich sind einige solcher Flecken zusammengewachsen. Oft greifen sie quer über Lösungskanäle und Spalten. Dieser Lochfrass dürfte deutlich jünger sein als die Entstehung der Kanäle und Spalten und zumindest teilweise mit den Oxidationserscheinungen im Zusammenhang stehen.

Die Abkühlung führte dazu, dass sich die Stabilitätsfelder bei fixen chemischen Randbedingungen sukzessive verschoben. Alle anwesenden Mineralien waren aber ausreichend stabil. Anders stand es bei den Lösungsspezies. Im Bereich um 100 Grad C erreichte schliesslich die Obergrenze des Stabilitätsfeldes für H_2S , bei konstant gehaltener O_2 -Aktivität, eine kritische Grösse. Somit wurde SO_4^{--} zur dominanten S-Spezies. In kurzer Folge wurden dadurch die oxidierten Formen der Sekundärerze anstelle der Sulfide zu den stabilen Metall-Phasen.

Im Bereich um 100 Grad C wurden in Plantorin erstmals die Voraussetzungen geschaffen, bei denen eine Oxidation der Erze denkbar gewesen wäre. Dennoch kann in Plantorin, wie auch auf allen andern Vererzungen des Val d'Anniviers keine richtige Oxidationszone gefunden werden. Erreichen Oxidationszonen im Ausland Tiefen von einigen Metern bis einigen hundert Metern, so handelt es sich in Plantorin lediglich um einige Millimeter bis höchstens einen Dezimeter (nur noch partielle Oxidation). Die Beobachtungen zeigen sogar, dass die Oxidationsprodukte weitgehend an die heutige Erdoberfläche gebunden sind.

Die Beobachtungen zeigen klar, dass die heute sichtbaren oxidierten Sekundärerze sehr jung sind (wenige Jahre bis Jahrhunderte). Noch haben die Oxidationsvorgänge kein Ende gefunden. Rezent gebildete Oxidationskrusten an Stollenwänden, etc. sind Zeugen davon.

Die Entstehung der Sekundärerze stellt nicht in jedem Fall eine reine in situ-Oxidation dar. Es mussten zusätzlich Stoffe zu- oder weggeführt werden. Schritt 1 besteht aus dem Aufoxidieren des S^{--} zu S_6^{+} (bzw. SO_4^{--}) und dem Freisetzen der Metallionen. In einigen Fällen, z.B. beim Cu, wurde das Metallion zusätzlich mit einem Anion versehen, da die dominante Lösungsspezies nicht das Metallion sondern ein

Hydroxid ist. Schritt 2 beinhaltet den Transport. In gewissen Fällen wurde das Metall nur einige Zehntelsmillimeter weit transportiert und quasi in situ umgewandelt zu Sekundärerzen. So wurden die Sekundärerze meist ausgeschieden bevor die Metallionen weit vom Erz weg waren. Nur bei günstigen Verhältnissen (hohe Wasserzirkulation) konnten die Ionen einige cm bis dm weit wandern. Der dritte Schritt, die Ausfällung erfolgte im Allgemeinen sehr schnell. Aus diesem Grund sind viele Sekundärminerale mikrokristallin bis amorph. Bemerkenswert ist ferner der sehr hohe Gehalt an Hydrat- und Hydroxid-Gruppen. Sie sind typisch für Buntmetall-Komplexe bei niedrigen Temperaturen. Andererseits sind sie dafür verantwortlich, dass die betreffenden Mineralien recht instabil sind und zu amorphen Massen zerfallen können (vgl. Ni-Grün).

Die Ni-Sekundärerze am Rande der Ni-Sulfid-Aggregate besitzen einen Chemismus, der geprägt wurde durch die Reaktion des Erzes mit der umgebenden Gangart. Da diese im Normalfall aus Fe-Dolomit oder Mg-Siderit besteht, spielen Karbonate eine grosse Rolle. Daneben sind aber auch noch Sulfat- und Arsenat-Ionen vorhanden. Etwas grössere Oxidationszonen zeigen entsprechend eine Zonierung bezüglich den Anionen.

Verdankungen:

Dem Schweizerischen Nationalfonds danke ich für die gewährte finanzielle Unterstützung, ohne die meine Arbeiten nicht möglich gewesen wären (Projekt: 2.604-0.80). Mein Doktorvater, Herr Prof. S. Graeser, half mir manche röntgenographische und mineralogische Knacknuss bewältigen. Herr Prof. K. Bucher-Nurminen zeichnete mir den harten aber verheissungsvollen Weg auf, wie ich die Mineral-bildenden Vorgänge von der chemischen und thermodynamischen Seite her angehen konnte. Meine Studien-Kollegen ermöglichten mir eine kritische Beurteilung meiner Arbeiten. Insbesondere half mir L. Baumgartner alle "unlösbaren" Probleme zu bewältigen. Herr Prof. T. Labhart half mir im Feld bei der richtigen

Interpretation meiner komplizierten Feldbefunde. Insbesondere danke ich ihm für die Preisgabe von unpublizierten Daten. Herr PD Dr. R. Guggenheim ermöglichte mir bei der Erarbeitung der Reaktionsmechanismen auf Grund von morphologischen Erscheinungsformen mittels REM-Untersuchungen uneingeschränkte Arbeiten. Seine versierten Laboranten M. Düggelein und G. Lüönd waren bei technischen Problemen stets zur Hand. Bei der Durchführung meiner RMS-Analysen konnte ich auf die Hilfe der Herren Dr. R. Oberhänsli (Bern) und Prof. H. Schwander (Basel) zurückgreifen.

Meine umfangreichen Feldarbeiten in den Stollen der ehemaligen Bergwerke waren mit grossen Gefahren und technischen Problemen verbunden. Die Durchführung war nur möglich durch die intensive Unterstützung und Mitarbeit meiner Kollegen von der "Forschungsgruppe für Erzlagerstätten": Brigitte Eichin, Rolf Eichin, Werner Bellwald, Dominik Stoecklin, Hansruedi Rüegg, Caspar Vogel und Albin Bachmann.

Literatur-Verzeichnis:

-
- ARGAND E. (1909): L'exploration geologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 45.
- ARGAND E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 31, 26 S.
- BARNES H.L. (1979): Solubilities of ore minerals. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed. (H.L. Barnes, Ed.), New York, S. 404-460.
- BEARTH P. (1976): Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. Eclogae geol. Helv., 69, S.149-161.
- BEARTH P. (1980): Erläuterungen zum Atlasblatt 78 (St. Niklaus). Geol. Atlas der Schweiz 1:25000. Geol. Komm. Schweiz.

- CRAIG J.R. (1968): The Fe-Ni-S system: Violarite stability relations. Carnegie Inst. Wash. Year Book, 66, S. 434-436.
- GERLACH H. (1873): Die Bergwerke des Kantons Wallis. Sitten, 107 S.
- GILLIERON F. (1946): Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni-Co-Lagerstätte Kaltenberg. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 25. Lfg., 56 S.
- HELGESON H.C. (1970): A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems. Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap. 3, S. 155-186.
- HOLLAND H.D. & MALININ S.D. (1979): The solubility and occurrence of non-ore Minerals. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed. (H.C. Barnes, Ed.), New York, S. 461-567.
- HUTTENLOCHER H. (1925): Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose. Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt., 5, S. 181-229.
- HUTTENLOCHER H. (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt., 14, S. 22-149.
- JÄCKLI R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Rechy, Val d'Anniviers, und Visp (Wallis). Eclogae geol. Helv., 43, S. 31-93.
- MARTHALER M. (1984): Geologie des unites penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). Eclogae geol. Helv., 77, S. 395-448.
- SCHMIDT C. (1917): Die Erzlager des Val d'Anniviers und des Turtmanntales im Wallis. Unpubl. Akte, SGD Bern, 29 S.
- SCHMUTZ L. (1980): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an der Pte. de Tsirouc (hinteres Val d'Anniviers). Diplomarbeit Uni Basel, 210 S.

- SCHMUTZ L. (1984): Mineralbildende Prozesse an einer Erzlagersstätte im Val d'Anniviers (Wallis, Schweiz). Diss. Uni. Basel, 276 S.
- SCHMUTZ L. (1985): Genesis of hydrothermal ore deposits in penninic nappes of Valais Alps. SMPM, 65, S. 126.
- SCHMUTZ L., EICHIN R., RÜEGG H.-R., VOGEL C., BACHMANN A., STOECKLIN D. (1986): Antimon-Mineralien aus dem Malcantone - Vorkommen und Ausbildung. Schweiz. Strahler. (in press).
- SCHMUTZ L., GRAESER S., EICHIN R., STOECKLIN D., RÜEGG H.-R. (1982a): Kupfer-Sekundärminerale aus der Schweiz. Teil I. Mineralienfreund, Heft 1, S. 1 - 24.
- SCHMUTZ L., GRAESER S., EICHIN R., STOECKLIN D., RÜEGG H.-R. (1982b): Kupfer-Sekundärminerale aus der Schweiz. Teil II. Mineralienfreund, Heft 2, S. 29 - 56.
- SCHMUTZ L. & STOECKLIN D. (1980): Blei- und Zink-Sekundärminerale aus der Schweiz. Urner Mineralienfreund, 18, S. 1-48.
- SUGAKI A. (1957): Thermal studies on the diffusion between some sulfide minerals in the solid phase. Sci. Repts. Tohoku Univ., Ser. 3, 5, S. 95-112.
- THELIN P. & AYRTON S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle ante-triasique dans le domaine penninien (Valais). SMPM, 63, S. 393-420.
- VAUGHAN D.J. & CRAIG J.R. (1978): Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge Uni. press., 493 p.