

BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

SITZUNGSBERICHTE

JAHRGANG

1968

MÜNCHEN 1969

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

In Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober- Vererzung in Stockenboi (Kärnten)

Von Oskar Schulz, Innsbruck

*(Herrn Prof. Dr. Dr. h. c. Bruno Sander, Innsbruck,
zur Vollendung seines 85. Lebensjahres am 23. Februar 1969 gewidmet)*

Vorgelegt am 6. Dezember 1968

Mit 21 Abbildungen

Problemlage

Die Quecksilbererzlagerstätte im Buchholzgraben (Stockenboi, Wiederschwing) in Kärnten wird nach der konventionellen Ansicht über die Ostalpenvererzung zusammen mit anderen Quecksilber- bzw. Antimonlagerstätten zu den „alpidischen Lagerstätten“ gezählt. Zuletzt sieht FRIEDRICH (1952 und neuerdings 1968, Seite 15) einen Zusammenhang mit dem Magmenherd des sub-sequenten Magmatismus (Periadriatica).

Nach Ansicht des Verfassers bietet die Zinnoberlagerstätte Stockenboi ein Musterbeispiel einer schichtgebundenen Hg-Metallanreicherung innerhalb einer stratigraphisch exakt abgrenzbaren epizonal-metamorphen, paläozoischen Schichtfolge. Diese Ansicht stützt sich auf Ergebnisse aus Kartierungen im Bergbau, auf tektonische und petrographische Untersuchungen, allgemein des Makro- und Mikrogefüges. Sie deckt sich mit der Ansicht, die A. MAUCHER & R. HÖLL (1968, S. 275) unter Bezugnahme auf die Ergebnisse der noch nicht veröffentlichten Dissertation von L. LAHUSEN vertreten.

Übersicht

Der Bergbau liegt rund 11 km östlich des Weißensee-Ostufers ungefähr zwischen Golsernock und Riednock im Buchholzgraben

in den Gailtaler Alpen. Nach den Angaben von FRIEDRICH und KRAJICEK, von denen zusammen eine ausführliche montangeologische Beschreibung seit 1952 vorliegt, dürfte ein Bergbau schon um 1650 bestanden haben und wurde seither oftmals mit Unterbrechungen betrieben. Vorübergehende Schurfarbeiten im Sommer 1968 ermöglichten die Befahrung des Bergbaues und geologische Untersuchungen.

Das derzeit bekannte Zinnobervorkommen liegt zwischen 760 m (Sebastianistollen) und 900 m ü. d. M. (Ausbisse obertags). Eine Detailkartierung wurde gemeinsam mit Herrn Bergverwalter Dipl. Ing. H. RAINER, Bleiberg, in der Grube in einem rund 240×120 (Grundriß) $\times 100$ m (Teufe) umfassenden Raum durchgeführt. Dieser bietet eine Serie von epimetamorphen *Quarziten*, *Schiefern* und *Phylliten*. ANGEL-KRAJICEK (1939) bezeichneten diese Gesteine als „*Tonschiefer*“ mit fraglichem Karbon-Alter. Nach MAUCHER A. & HÖLL R. (1968) ist die erzführende Serie altpaläozoisch. FRIEDRICH und KRAJICEK (1952) berichten von Tonschiefern mit Tonvormacht bzw. mit Quarzvormacht, Diabasabkömmlingen, Diabasfleckschiefern, Diabastuffiten, quarzreichen Grünschiefern und grünen Quarziten, sowie von den erzführenden gelblich bis grünlich-gelblichen Serizit-Quarziten und -Schiefern, die durch graue Phyllite getrennt sind. Eine genaue Gliederung wurde aber nicht gegeben. Nach der Kartierung von ANGEL-KRAJICEK (1939) liegen die Diabasabkömmlinge südlich und außerhalb des durch den Bergbau erschlossenen Raumes im Talbereich des Weißenbaches und nördlich anschließend. Bezogen auf die zinneroberführenden Gesteine ist dies nahezu 1000 m im Liegenden. Nach mündlicher Mitteilung fand LAHUSEN wenige Meterzehner im Liegenden des Erzlagers feldspat- und chloritführende Schiefer, die er als Diabasabkömmlinge und Tuffite auffaßt. Die paläozoische Gesteinsserie nicht fossilbelegten Alters wird überlagert von Grödner Sandstein und Konglomerat (Perm), darüber folgen in autochthoner Auflagerung Werfener Schichten und Triaskalke, welche mit ihrer stofflichen Grenze der nach WNW verlaufenden Linie Riednock-Golsernock-Spitznock-Staff-Latschur folgen. Der stratigraphische Abstand zwischen Erzlager und permischen Gesteinen dürfte 100 bis 150 m betragen.

Die generelle Streichrichtung der Schieferung im Gebiet Paternion-Zlan-Stockenboi ist mit NW-SE bis WNW-ESE anzugeben, das Einfallen ist südlich des Weißenbaches meist mittelsteil bis steil nach SW, ausnahmsweise auch nach NE gerichtet.

Tektonik

Die bei der Kartierung in der Grube erhaltenen Angaben über das Flächen- und Achsengefüge sind in den Diagrammen Abb. 1-8 zur Übersicht gebracht. Bezüglich der Orientierung der Schieferungsflächen *s* zeigt sich, daß im tagnahen Marienstollen (846 m ü. d. M.) in den bisherigen Ausfahrten nur schwach streuendes NW-Streichen zu verzeichnen ist, während die Streichrichtungen in den tieferen Horizonten (Sebastianistollen 759 m und 5. Lauf ca. 794 m ü. d. M.) stark streuen. Die starke Streuung der *s*-Flächen ergibt im Kartengrundriß einen schlingenförmigen Verlauf derselben und es zeigt sich klar eine Tautozonalität zu geneigten Achsen. Die *s*-Großkreise der Abbildungen 1 und 2 beziehen sich auf Messungen an mehreren Synklinalen und Antiklinalen des Meter- bis Dekameterbereiches. Die auf dem Schmidt'schen Netz konstruierten β -Achsen (Schnittgeraden der Ebenen (*s*) bzw. Schnittpunkte der Großkreise) liegen statistisch mit ca. 30° W-(bis WNW)-Einschieben vor und decken sich mit den auf den *s*-Flächen geprägten Feinfältelungs-B-Achsen, dargestellt im W-Abschnitt der Diagramme Abb. 4-6. Auch die NW-streichenden *s*-Flächen des Marienstollens (Abb. 3) fügen sich in diesen Bauplan ein.

Außer dieser B-Feinlineation ist, makroskopisch sichtbar, besonders in den sehr teilbeweglichen Phylliten auch noch eine andere Achse geprägt. Es ist eine sehr flach nach NW fallende bis horizontale B-Achse. Zu dieser als Feinfältelung nachweisbaren Achse waren gleich orientierte Großfalten in der Lagerstätte nicht zu finden, wohl aber im weiter nördlich anschließenden Gebiet. In den seltenen Fällen, in denen die E-W- und die NW-Achse als Feinlineationen zusammen auftreten, erweist sich die mit den β -Achsen der Großfalten syntektonische E-W-Achse als die jüngere, und im Raume Zlan-Scharnitzen überprägt die flache

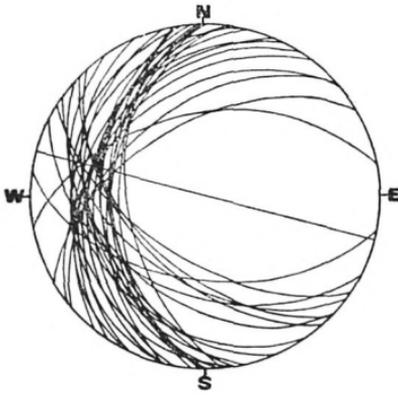


Abb. 1: s-Flächen als Großkreise. Sebastianistollen (759 m ü.d. M.). Sämtliche Diagrammdarstellungen: untere Halbkugel.

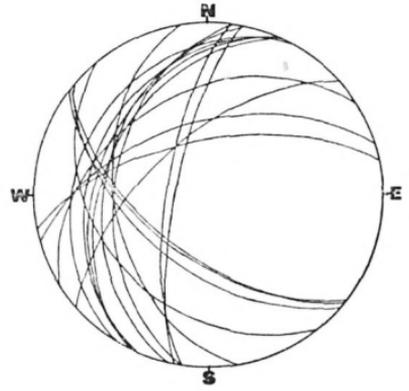


Abb. 2: s-Flächen als Großkreise. Sebastianistollen. 5. Lauf (794 m ü.d. M.).

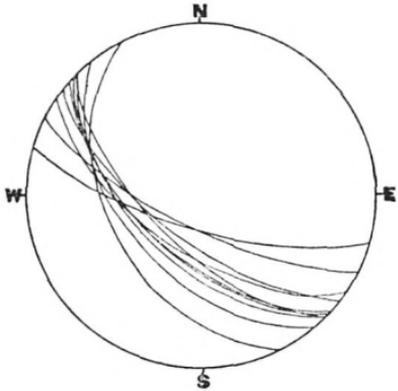


Abb. 3: s-Flächen als Großkreise. Marienstollen (846 m ü.d. M.).

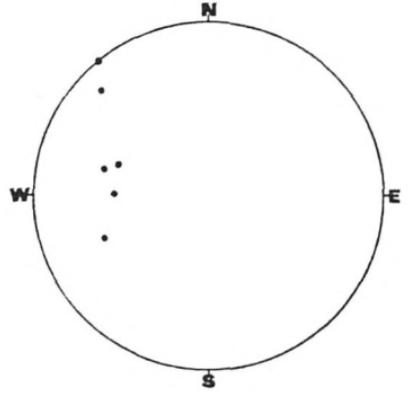


Abb. 4: B-Achsen. Sebastianistollen.

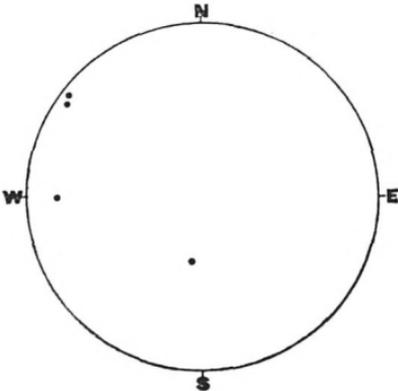


Abb. 5: B-Achsen. 5. Lauf.

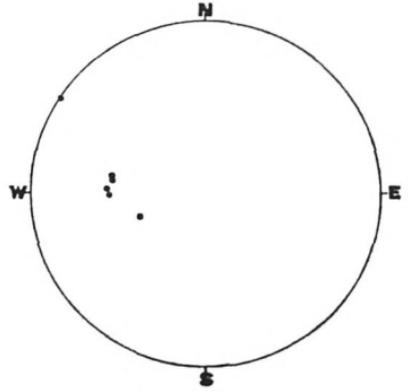


Abb. 6: B-Achsen. Marienstollen.

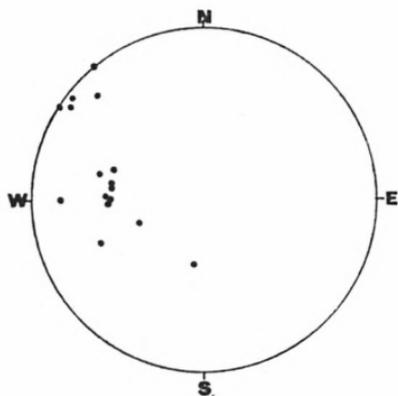


Abb. 7: B-Achsen-Sammeldiagramm aus Abb. 4, 5, 6. Gemessen in der in Abb. 11 dargestellten Gesteinsabfolge (Paläozoikum).

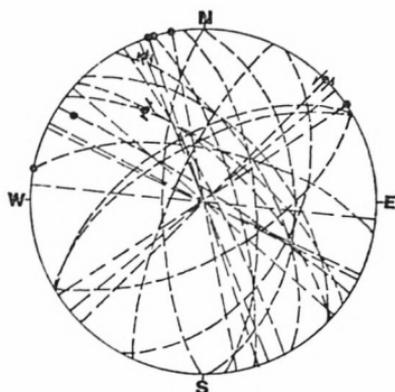


Abb. 8: Scherklüfte-Sammeldiagramm. Flächen als Großkreise. Harnischrilling als Durchstoßpunkte der Linearen durch die Lagenkugel dargestellt. Pfeile geben die Relativbewegung an. Meßbereich wie Abb. 7.

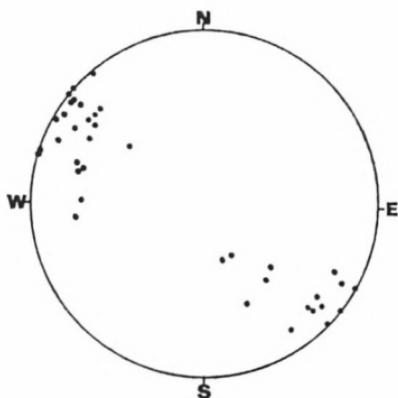


Abb. 9: B-Achsen im Kristallin zwischen Zlan und Scharnitzen (Paläozoikum).

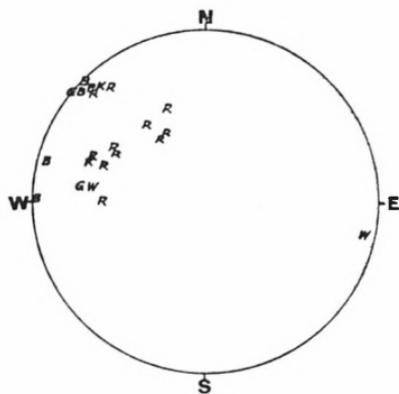


Abb. 10: B-(β)Achsen-Sammeldiagramm. Messungen in der Trias: B = Bleiberg-Kreuth, G = Golsernock, K = Kreuzen-Windische Höhe, R = Rubland, W = Weißenbachtal.

NW-Achse eine noch ältere, steil nach SE fallende B-Achse. Die im B-Achsen-Diagramm Abb. 5 bzw. im Sammeldiagramm Abb. 7 steil nach S fallende Achse stellt nachweislich ein $B' \perp B$ zur flachen NW-Achse dar.

Ein Teil der in Diagramm Abb. 8 dargestellten Scherklüfte ist den genannten Faltungen genetisch zuordenbar, nämlich als Fugen in hOl- und hkO-Lage. Aus der Klufftektonik, nämlich durch die Existenz einiger steiler NW- und NE-Klüfte, kann schließlich noch auf eine S-N-Einengung mit horizontaler E-W-Achse geschlossen werden, wobei die Klüfte als Scherflächenpaar hkO deutbar wären. Diese offenbar jüngsten Scherbewegungen hatten horizontale Verwürfe zur Folge, wobei die NW-Klüfte als Rechtsverwerfer, die NE-Klüfte als Linksverwerfer betätigt wurden. Das geht teils aus Beobachtungen in der Grube, teils aus Geländeaufschlüssen hervor.

Somit ist aus dem Flächen- und Achsengefüge der Lagerstätte auf folgende tektonische Formungen zu schließen:

B = NW-SE \pm horizontal, (älter); B-Feinlineation; (auch als β und B im liegenden Kristallin)

B = E-W (bis WNW-ESE), mittelsteil W-fallend, (jünger); B-Feinlineationen und Falten im Meter- bis Dekameterbereich (β -Achsen); (auch im liegenden Kristallin).

B = E-W, horizontal; (jüngste), aus der Klufftektonik vermutbare Achse.

Die anscheinend älteste, steil nach SE-fallende Achse war hier aus dem Makrogefüge nicht feststellbar.

In diesem Zusammenhang ist ein Vergleich zwischen den hier und den im weiteren Umkreis auftretenden Achsen interessant. So zeigen die Phyllite im Raum Zlan – Scharnitzen (2 km N-lich bis 5 km ESE-lich der HgS-Lagerstätte) horizontale und flach bis mittelsteil nach NW-fallende B-Achsen, sowie flach bis mittelsteil nach W bis WNW fallende Achsen (Abb. 9). Außerdem ist stellenweise eine ältere, überprägte, steil nach SE einschiebende Achse feststellbar.

Die Trias zwischen Windischer Höhe und Kreuzen (8–4 km südlich der Lagerstätte) zeigt rund 30° WNW-fallende und flach nach NW fallende β -Achsen (Abb. 10, Abkürzung „K“).

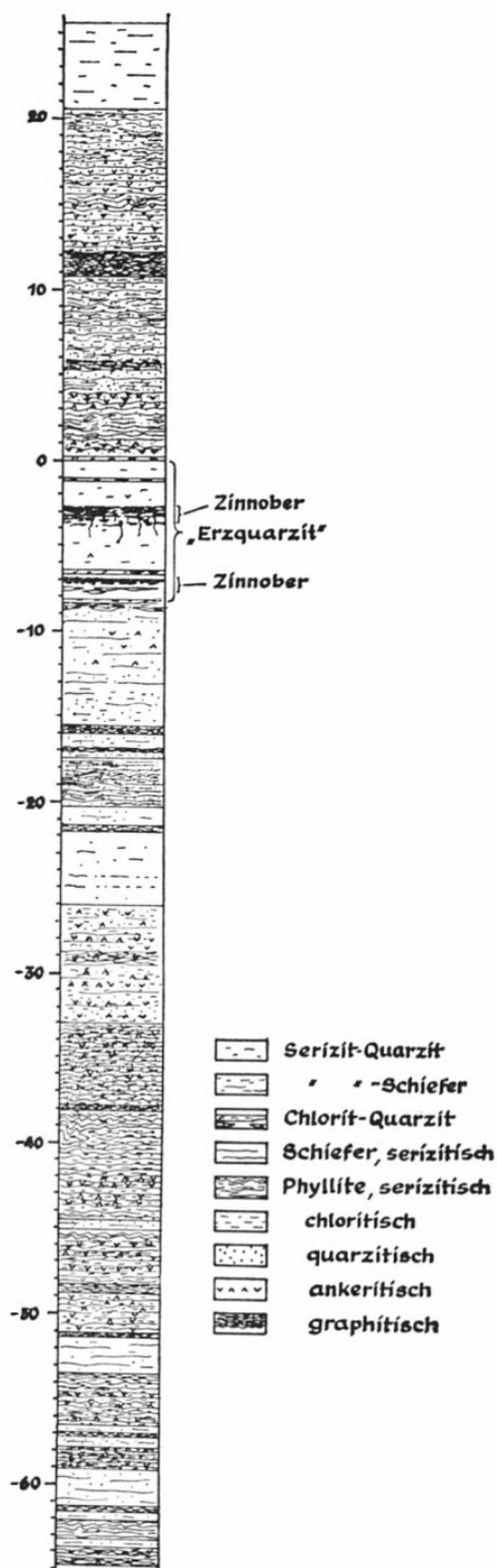


Abb. 11: Die Gesteinsabfolge mit dem an einen Serizit-Quarzit schichtgebundenen Zinnobererz.
Kartierung im Sebastianistollen. Zahlenangaben in Metern.

In der Trias des Weißenbachtals sind (5 km WNW-lich der Lagerstätte) Falten mit fast horizontal und mittelsteil W-fallendem $\beta = B$ entwickelt (Abb. 10, Abkürzung „W“).

Ein mit rund 30° nach W fallendes β ergibt sich aus den s-Flächen des Golsernocks (1–2 km SW-lich des Bergbaues).

In der Pb–Zn-Lagerstätte Rubland (9 km SE-lich des Bergbaues Stockenboi) sind die triadischen Wettersteindolomite und die Raibler Schichten mit zum Teil flach, hauptsächlich aber mittelsteil nach WNW bis NNW fallender Achse intensiv gefaltet (Abb. 10, „R“), während im Raum Bleiberg-Kreuth (10–15 km SE-lich entfernt) in der Trias eine flache NW–SE-Achse zu geringen Faltungen geführt hat und eine flache E–W-Achse hauptsächlich klufftektonisch nachweisbar ist (Abb. 10, „B“).

Es zeigt sich somit, daß die in den paläozoischen Gesteinen der Lagerstätte analysierbaren Formungen fast zur Gänze auch in triadischen Gesteinen der näheren und weiteren Umgebung nachweisbar sind und daß daher mit alpidischen Formungen zu rechnen ist. Eine Ausnahme bildet nur eine Formung mit steil SE-fallendem B in den Phylliten bei Scharnitzen. Es ist nicht auszuschließen, daß es sich hierbei um eine voralpidische Prägung handelt. Zumindest wären andere voralpidische tektonische Formungen meines Erachtens nicht nachweisbar, bzw. von den alpidischen nicht unterscheidbar.

Die Gesteine der Lagerstätte

Wie im Säulenprofil Abb. 11 dargestellt ist, besteht die Gesteinsserie im unmittelbar Liegenden und Hangenden der schichtgebundenen HgS-Vererzung aus *Quarziten*, *Schiefeln* und *Phylliten* (Nomenklatur nach Symposium 1962, bzw. WINKLER 1967). Von mehreren aufgenommenen Profilen der Abfolge wird hier nur eines abgebildet. Es ist im Sebastianistollen unter Berücksichtigung der Verfaltungen und zahlreicher Verwürfe vermessen worden.

Im einzelnen handelt es sich um hellgraue und hell-gelblich-grünliche *Serizit-Quarzite*, grüne *Chlorit-Quarzite* und *Chlorit-Serizit-Quarzite*, z. T. auch mit schwach ausgeprägtem schiefri-

gen Gefüge. In mehreren Fällen ist ein beträchtlicher Ankeritgehalt auffallend. Die Zinnobervererzung ist an eine dieser Serizit-Quarzit-Bänke schichtgebunden.

Bei den Schiefen sind vertreten hell-graugrüne *Serizit-Quarzit-Schiefer*, *Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer*, graugrüne und bräunlichgrüne *Ankerit-Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer* und *serizitische Ankerit-Quarzit-Schiefer*.

Bei den Phylliten kann man unterscheiden graue *Serizit-Phyllite*, dunkelgraugrüne *Chlorit-Phyllite*, graugrüne *Chlorit-Serizit-Phyllite*, *Quarz-Serizit-Phyllite*, dunkelgraue *graphitische Phyllite*, gelblichgraue *Ankerit-Serizit-Phyllite*, *Quarz-Ankerit-Serizit-Phyllite* und bräunlich-grüngraue *Ankerit-Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllite*.

Alle diese Typen sind durch Übergänge miteinander verbunden. Die bis einige Dekameter liegend und hangend des Zinnobererzlagere auftretenden Gesteine und die vererzte Quarzitbank selbst enthalten, abgesehen vom Erz, weitgehend dieselben Minerale, aber freilich mit sehr verschiedener Beteiligung. Die Hauptgemengteile, die in manchen Fällen auch stark zurücktreten, sind Quarz, Serizit, Chlorit und Ankerit. Als Nebengemengteile sind, manchmal mehr als nur in Spuren, vertreten Pyrit, Turmalin, Zirkon, Rutil, Anatas, Titanit, serizitisierter Orthoklas, Plagioklas, Apatit, Goethit und Graphit. Es besteht kein Zweifel, daß alle diese Komponenten mit dem ursprünglichen Stoffbestand des Ausgangssedimentes in unmittelbarem oder mittelbarem Zusammenhang stehen.

Um über die Genese des vererzten Serizit-Quarzites zu einer Aussage zu kommen, betrachtet man am besten zuerst die glimmerreichen Gesteine, dann solche mit mehr Quarz und weniger Glimmer und erst dann die Quarzite samt dem zinnoberführenden Serizit-Quarzit. Allgemein fällt der schichtige Wechsel im Stoffbestand auf, wobei sich die heutigen Schieferungsflächen (s) der Metamorphite mit den Schichtflächen (ss) der ursprünglichen Sedimente zumindest im großen gesehen weitgehend decken. Dies trifft besonders bei den Gesteinen im engeren Lagerstättenbereich zu, weniger häufig bei den wesentlich liegenderen Gesteinsserien. Das Schieferungs-s wird durch die exakte Glimmer-einregelung ($\text{Serizit-c} \perp \text{s}$) besonders deutlich (Abb. 16). In den

serizitreichen Gesteinen fallen sehr häufig mm-feinschichtige Wechsellagerungen oder dünnlinsenförmige Einschaltungen von *mikrokristallinem Quarzit* („Feinquarzit“) auf: Die Korngröße der gelenkartig und verzahnt miteinander verwachsenen Körnchen schwankt vielfach zwischen 0,008 und 0,02 mm. Dieser Feinquarzit begleitet oft auch in homogener Verteilung den Serizit. Es gibt auch Wechsellagerung mit serizitreichen und chloritreichen Feinschichten.

Die Länge der *Serizit-* und *Chloritblättchen* („Feinchlorit“) schwankt etwa zwischen 0,008 und 0,02 mm. Tafeliger Hellglimmer (*Muskowit?* 0,4 mm lang) kommt nur selten vor. Serizit und Chlorit sind fast in allen Gesteinstypen mehr oder weniger stark vertreten, wobei aber Serizit weit vorherrscht. In mehreren Fällen wurde der Chlorit als *Pennin* und *Prochlorit*, dieser selten mit Helminthstruktur, bestimmt. Dies deckt sich mit Beobachtungen von FRIEDRICH-KRAJICEK (1952) und ANGEL-KRAJICEK (1939).

In diesem Serizit-(Chlorit)-Feinquarzit-Gefüge treten nun – ebenfalls wieder schichtig wechselnd – einzelne, mehrere oder viele, dichtgepackte *Quarzkörner* mit Korngrößen häufig von 0,04–0,2–0,4–0,9 mm auf. So sind die Phyllite mit den Schiefer- und Quarzitgesteinstypen durch Übergänge verbunden. Die Korngrößen sind weitgehend schichtig konstant. Sofern ein offenes Gefüge bezüglich Quarz vorliegt, ist die Kornform der Quarze rundlich bis kantengerundet, jedoch liegen im Falle eines geschlossenen Quarzgefüges und auch bei Berührung von Quarzkörnern mit Feinquarzit meist verzahnte Kornkonturen vor. Die Quarzkomponenten löschen fast immer undulös aus. Das gilt nicht so sehr für einzeln in Serizit-Chlorit-Umgebung liegende Körner, als vielmehr für die von Feinquarzit umgebenen und für geschlossene Quarzkornareale. In diesen Fällen ist vielfach auch eine Kornlängung in s feststellbar. Die stark undulösen Quarze zeigen häufig auch Böhm'sche Lamellen. Ein Weiterwachsen der Quarze, also eine Kornvergrößerung wird oft durch übernommene randliche Einschlüsse von Chlorit und Serizit deutlich. In Schichten mit reichlich Quarzkörnern, also in den Quarziten, sind Feinquarzit und Glimmerminerale im allgemeinen nur in den Intergranularen enthalten.

Pyrit (0,1–0,4 mm) findet sich, abgesehen von schwacher homogener Verteilung, oft schichtig mit den Glimmern angereichert. Dies gilt zum Teil auch für Schwärme von 0,003–0,02 mm großen Mikrolithen (Stäbchen und Körnchen) von *Rutil*, oft begleitet von *Anatas*. *Rutil* ist außerdem in sämtlichen Gesteinen in Form kantengerundeter isometrischer und heterometrischer Körner mit einer Größe von etwa 0,2 mm längstem Durchmesser vertreten. Zwillingslamellierung ist in diesen Körnern immer, Kataklyse in manchen Fällen zu sehen. Auch an Mikrolithen ist nicht selten die Lamellierung zu beobachten. Als weiteres Titanmineral kommt *Titanit* (z. B. 0,07 mm Querschnitte, aber auch viel kleiner) vor, zum Teil ist Umwandlung in *Anatas* zu beobachten. FRIEDRICH-KRAJICEK erwähnen noch *Perowskit*.

Auffallend ist neben den größeren Rutilkörnern der Gehalt an *Zirkon*, *Turmalin* und etwas *Apatit* in sämtlichen Gesteinen, bemerkenswert aber ist oft deren flächige Anreicherung, so daß man geradezu von Schwermineralhorizonten sprechen könnte. Dies kommt in den Phylliten am besten zur Geltung. Die Korngröße der erwähnten Minerale schwankt im allgemeinen zwischen 0,34–0,1–0,02 mm, die Kornformen sind häufig schwach heterometrisch mit Kantenrundung. Bei einigen Turmalinen, es handelt sich überwiegend um Schörl, ist undulöse Auslöschung feststellbar. Rupturelle Deformation ist an mehreren Turmalinen, einzelnen Zirkonen und Rutilen festgestellt. In einem Fall wurde im Mikrobereich ein divergentstrahliges Turmalinaggregat als Neubildung beobachtet.

Die mehrfache Überprüfung der Karbonate ergab hauptsächlich *Ankerit* (Breunnerit-Mesitit), in seltenen Fällen *Pistomesit* („Siderit“). Das Auftreten des Ankerits ist mehr oder weniger schichtig. Seine Beteiligung beträgt, von Ausnahmen abgesehen, nicht über 15 %, und in gewissen Bänken tritt er bis zum völligen Verschwinden zurück. Die Form der sehr verschiedenen großen Körner (etwa 0,03 bis 3 mm), die oft auch zu Aggregaten zusammentreten, ist sowohl xenomorph und hypidiomorph, als auch idiomorph. Kornlängung in s tritt häufig in Erscheinung, vor allem treten gelängte Aggregate auf. Zwillingslamellierung war nie, undulöse Auslöschung selten zu beobachten.

Plagioklas, und zwar Oligoklas (0,04–0,3 mm) wurde nur ganz vereinzelt beobachtet. Plagioklasähnliche, lamellierte Komponenten in Mylonitzonen von Hangendschiefern über dem Erzlager erwiesen sich durchwegs als zerscherte Quarze. Relativ oft sind mehr oder weniger ausgewalzte Knötchen enthalten, welche Pseudomorphosen von Serizit nach Feldspatkörnchen zu sein scheinen. Tatsächlich sind manchmal mehr oder weniger stark serizitisierte *Orthoklase* enthalten, welche diese Vermutung berechtigt erscheinen lassen.

Fast nur auf gewisse Phyllitschichten beschränkt ist *Graphit*, der in Feinlagen mit max. etwa 0,07 mm langen, in s eingeregelt Blättchen vertreten ist. FRIEDRICH-KRAJICEK vermuten Schungit.

In einigen wenigen Fällen scheint Neubildung von wahrscheinlichem *Chloritoid* vorzuliegen.

Goethit tritt in sehr feiner Verteilung vorwiegend belteropor in den Spaltrissen der Ankerite auf und bewirkt, sowie auch fein verteilter Rutil, subtil gelblich-bräunliche Färbung des Gesteins. *Gips* ist als Kleinhöhlenfüllung des Mikrobereiches, als Spaltenfüllung und in Form von faustgroßen Klumpen in manchen Erzbereichen, aber auch in den davon entfernten Gesteinen anzutreffen.

Mit Ausnahme von *Goethit*, *Gips* und den später erwähnten Neubildungen sind sämtliche bisher erwähnten Mineralarten prädeformativ in bezug auf Großfalten- und Feinfältelungsprägende tektonische Formungen. Dies geht aus den durch Biegegleitungen und Scherungen deformierten Feinlagen mit dem oft schichtweise wechselnden Mineralbestand hervor. Die vielen verschiedenen Komponenten haben auf diese tektonischen Formungen sehr verschieden reagiert, nämlich durch Kataklase, durch intragranulare Teilbewegungen mit Kornlängung und durch gestaltliche Einregelung in die s-Flächen. Am auffallendsten ist die Regelung des Feinglimmers und des Feinchlorits (001 || s), wodurch die im Klein- und Großbereich wahrnehmbare Schieferung deutlich wird. Es liegen vorwiegend S-Tektonite, lokal aber auch, vor allem in den Phylliten, ausgesprochene B-Tektonite vor. Von den Nebengemengteilen bilden besonders feinstkörnige Pyrite, Graphite, Rutil- und Anatasmikrolithen die Falten verschiedener Ausmaße bis in den Mikrobereich ab.

Die sandigen Quarzkörner und Schwerminerale sind zweifellos als Detritus des ursprünglichen Sedimentes anzusprechen. Zum synsedimentären Stoffbestand im weiteren Sinne könnte man auch Pyrit und das Eisenkarbonat zählen. Serizit und Chlorit können durch epizonale Metamorphose aus Tonmineralen entstanden sein. Ebenso wäre ein Teil der Titanminerale (nicht die detritisch gedeuteten) von ursprünglichem Ilmenit herzuleiten.

Eine Mehrdeutigkeit ergibt sich zunächst für den Feinquarzit. Der mikrokristalline Quarzit, der teils feinschichtig wechsellagernd, teils mehr homogen verteilt mit Serizit und Chlorit als kieseliges Bindemittel auftritt, könnte umkristallisierten detritischen Quarzschlamm darstellen. Auch kieseliger Biodetritus kommt als Lieferant der Kieselsäure in Betracht. Sie könnte aber auch von zersetzten Feldspäten stammen oder aber auch durch submarin-hydrothermale Belieferung zugeführt worden sein: in der triadischen Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg sind durch submarine, extrusiv-hydrothermale Stoffzufuhren zunächst idiomorphe Kleinquarze und durch Umkristallisation dann ähnliche Feinquarzitgefüge entstanden, wie sie hier vorkommen. Auch an Kristallisationen aus ursprünglich amorpher SiO_2 ist zu denken. Für diese Annahme spricht ein schalig-plattiges Feinquarzitgefüge, das im Bereich der Hg-Erzlager vorkommt (Abb. 19).

Nach der bisherigen Beschreibung des Mineralbestandes und des Gefüges der Phyllite, Schiefer und Quarzite könnten als prämetamorphe Ausgangsgesteine hauptsächlich folgende Sedimente in Betracht kommen: Quarzsandsteine, mit manchmal geringem Feldspat-Gehalt, teils mit kieseligem, teils mit mergeligem und tonigem Bindemittel, ferner Ton-Quarzsandsteine oder Glimmer-Quarzsandsteine, Mergelpelite mit Quarzsand und Tongesteine (? Illittone).

Es besteht demnach einerseits kein zwingender Grund, den Mineralbestand von Diabastuffen und -tuffiten herleiten zu müssen, doch ist andererseits eine Mitbeteiligung von vulkanischen Aschenteilen in manchen Schichten nicht auszuschließen. Von ANGEL-KRAJICEK sind viel weiter im Liegenden, zwischen Weisenbach und Zlan, Grüngesteinszüge als Diabasabkömmlinge und Verwandte kartiert und beschrieben worden: Auf Grund beobachteter Übergänge von sicheren Diabasabkömmlingen mit

entsprechendem Mineralbestand zu tuffigen Mischgesteinen wird glaubhaft gemacht, daß der Gehalt an Chlorit, Albit und Albit-oligoklas durch Umkristallisation und Neubildung aus eingestreuter vulkanischer Asche entstanden ist und nunmehr z. B. in Chloritserizitphylliten mit dem sedimentär zugemengten Quarz, Serizit und Karbonat der „Tonschiefer“ zusammen vorliegt; ursprünglicher Ilmenit kommt als Lieferant einer Reihe von Titanmineralen in Betracht. Die vielfach lagenweise Anordnung von Serizit, Chlorit, Feinquarzit, Ankerit, von feinstkörnigen Titanmineralen und detritischem Quarz könnte also auch bei dieser Deutung auf die ursprünglich inhomogene Verteilung eines, in diesem Fall tuffig-detritischen Stoffbestandes zurückzuführen sein.

Die Beteiligung umgewandelten Aschenmaterials wird in den vorliegenden Gesteinen noch wahrscheinlicher, zumal LAHUSEN (nach mündlicher Mitteilung) wenige Meterzehner im Liegenden des Erzlagers Gesteine mit reichlich neugebildetem Feldspat fand. Die manchmal zu beobachtenden knötchenförmigen, oblongen Serizitfilze, zum Teil auch Chloritschuppen, könnten als, bei der s-parallelen Zergleitung verschont gebliebene, Relikte von basischen Feldspäten bzw. dunklen Gemengteilen bewertet werden.

Eine Klärung der Sachlage ist von den Herren LAHUSEN (München) und POLEGEG (Leoben) zu erwarten, die sich eingehend mit regional-petrographischen Problemen befassen.

Wenn bisher vom vortektonischen Stoffbestand die Rede war, so sind nun aber doch für eine Reihe der vertretenen Minerale auch syn- bis postdeformative Kristallisationen auffallend, nämlich für Quarz, Ankerit, „Siderit“, Chlorit, Pyrit, Spuren von Turmalin und vermutetem Chloritoid. Besonders in den quarzitischen Gesteinen kommen syn- bis posttektonische Quarzkristallite vor. Sie sind teils an Haarrisse und Zerrklüfte des Gesteins gebunden, teils nesterförmig homogen verteilt. Diese meist hypidiomorphkörnigen Aggregate enthalten als Interngefüge Serizit- und Chloritschuppen, Pyrit in Form von Suturen, zum Teil auch idiomorphe Chloritblättchen.

Auch im Feinquarzit und in Randpartien mancher einzeln liegender, größerer Quarzkörner treten Serizit und Feinchlorit als Interngefüge auf; bereichsweise ist ein *si* (internes s-Gefüge) teils

als Parallelgefüge, teils gefaltet enthalten. Das beweist Umkristallisation im mikro-kristallinen Quarzit, sowie Kornvergrößerung durch Weiterwachsen von psammitischen Quarzkörnern.

Gegen die Annahme, daß alle psammitischen Quarzkörner durch Sammelkristallisation aus dem Fein Quarzit entstanden sind, spricht ihr schichtiges Auftreten sowohl in den Serizit- und Chloritlagen, als auch im Fein Quarzit; ferner sprechen dagegen auch die Kornkonturen.

Auffallend ist die Undulierung und die Kornlängung der ursprünglich detritischen Quarzkörner in s. Dies kommt am ausgeprägtesten in geschlossenen Quarzarenalen, besonders in Quarziten, zur Geltung. Hier sind auch die intensivsten Kornverzahnungen anzutreffen.

Eine Deutung des Fein Quarzites als kleinkörniges Rekrystallisationsgefüge oder als mechanische Fragmente etwa einer Deformationsbreccie kommt als allgemeine Deutung – abgesehen von den Ausnahmen – nicht in Betracht.

Mit diesen Kenntnissen über den Mineralbestand und das Gefüge der Begleitgesteine soll der Erz Quarzit mit seiner Mineralisation betrachtet und gedeutet werden.

Die Zinnobervererzung

Für das Herausheben der Zinnobervererzung zu einem eigenen Kapitel bestehen keine genetischen Gründe. Das Auftreten des Hg-Erzes kann nur in gemeinsamer Betrachtung mit den Nebengesteinen und den tektonischen Formungen verstanden werden.

Aus dem Studium des Makro- und Mikrogefüges ergeben sich folgende genetische Merkmale:

- 1) Schichtgebundenheit des Zinnobers ausschließlich an eine bestimmte Serizit-Quarzit-Bank (mit Chlorit-Quarzit-Lagen), („Lagervererzung“). Vgl. Abb. 11.
- 2) Gemeinsame Verfaltung und Zerschierung von Hüllgestein und Erz, und zwar durch mindestens zwei, möglicherweise durch vier tektonische Formungen.
- 3) Syn- bis posttektonische Umkristallisationen und lokale Lösungsmobilisation innerhalb der Erzlager, teilweise mit s-dis-

kordanter Kluffvererzung. Dies betrifft Zinnober, Pyrit, Quarz, Karbonate und das Auftreten von Lepidokrokit.

Es fällt auf, daß das Zinnobererz fast ausschließlich in einer, in der Mächtigkeit zwischen 1 und 8 m schwankenden, Serizit-Quarzitbank auftritt (Abb. 11). Das Gestein ist infolge starker Durchbewegung stellenweise besser als Serizit-Quarzit-Schiefer zu bezeichnen. Es liegt praktisch derselbe qualitative Mineralbestand wie in den anderen Begleitgesteinen vor. Mit der Vererzung treten Spuren von *Baryt* auf. FRIEDRICH-KRAJICEK erwähnen noch *Calcit* und *Dolomit*. Innerhalb des Serizit-Quarzites ist das teils ausgesprochen schichtige, teils mehr linsenförmige Auftreten eines fast smaragdgrünen, glasig aussehenden Chlorit-Quarzites (mit etwas Serizit) auffallend. Dieser ist stellenweise auch selbst schwach erzführend. Die erzhöflichen Quarzitgesteine sind nach bisherigen Aufschlüssen am mächtigsten und deutlichsten im Sebastianistollen und am 5. Lauf ausgebildet, wo innerhalb der dort 8 bis 5 m mächtigen hell-gelblichgrünlichen Serizit-Quarzitbank zwei voneinander getrennte Chlorit-Quarzit-horizonte auftreten: nämlich einer im Liegenden, bestehend aus s-parallelen, linsenförmigen Körpern, sowie einer 0,1- bis 0,2 m mächtigen, durchlaufenden Bank, mit einer Gesamtmächtigkeit der Partie von rund 1 m; der andere Horizont im Hangenden, mit ebenfalls 0,1–0,2 m Mächtigkeit, zum Teil als exakt schichtige Hangendgrenze des Quarzites ausgebildet. Stellenweise enthält die Serizit-Quarzitbank aber auch zusätzlich noch meist flächige, immer wieder auskeilende Chlorit-Quarzitkörper. Anstelle des Chlorit-Quarzites tritt bereichsweise ein hellgrauer, „glasiger“, chloritarmer oder chloritfreier Quarzit auf, z. B. im Marienstollen.

Zu vermuten ist eine verstärkte Quarzanlagerung während der Bildung von Quarzsandbänken. Vor allem für die „glasigen“ Quarzite könnte mit Silifizierung durch verstärkte Lösungszufuhr zusätzlich zum Detritus gerechnet werden. Das gelegentliche Auftreten von schichtig-krustenförmigem, reinem Feinquarzit (Abb. 19) könnte als Weiterentwicklung mit erhaltenen Zügen aus einem SiO_2 -Gelstadium betrachtet werden und könnte damit ein Hinweis für hydrothermale Belieferung sein. Und zwar muß es sich um eine submarin chemische Anlagerung gehandelt haben,

denn die Krusten liegen s-parallel und sind gemeinsam mit dem Serizit-Quarzit tektonisch durchbewegt.

Die im Erzquarzit oft bis zu millimetermächtigen Feinlagen und Suturen gehäuften Mineralfilze wurden mit der Einbettungsmethode und durch Röntgendiffraktionsanalyse¹ überprüft und als Serizit bestimmt. Gering ist die Beteiligung von Feinchlorit, doch finden sich lagenweise relativ viel Rutilmikrolithen.

Das Auftreten des Zinner außerhalb der Quarzitgesteine ist eine Seltenheit. So sind im Marienstollen im unmittelbar Liegenden des Erzquarzites in ankeritischem Quarz-Serizit-Phyllit Erzspuren zu beobachten. Im unmittelbaren Hangenden des Erzquarzites im Sebastianistollen sind Zinner Spuren in Quarz-Serizit-Phyllit zu sehen. Eine weitere Ausnahme bildet das Vorkommen von s-parallelen Erzquarzitlinsen (mehrere dm lang, einige cm dick) samt Zinner im Quarz-Serizit-Phyllit im Marienstollen. Diese vererzten Quarzitlinsen treten wenige Dezimeter über dem eigentlichen Erzquarzit auf und sind dem Gefüge nach zweifellos tektonisch abgeschert und mechanisch in den Phyllit transportiert worden.

Stellenweise sind innerhalb der Erzquarzitbank zentimeter- bis 1 dm-mächtige Serizit-Phyllit-Zwischenlagen enthalten.

Obwohl bei 20–25 m und bei ca. 50 m im Liegenden des Erzquarzites, sowie auch rund 20 m im Hangenden desselben, ganz ähnliche Serizit-Quarzit-Gesteine auftreten, im zuletzt genannten Fall sogar von grünen, „glasigen“ Chlorit-Quarzitlinsen begleitet, ist das Zinnererz ausschließlich auf die Quarzitbank („Erzquarzit“) beschränkt, also schichtgebunden (Abb. 11).

Wo die Serizit-Quarzitbank nur 1–3 m mächtig ist, erscheint der Zinner wohl auf die ganze Schichte verteilt, wenngleich eine Inhomogenität durch bevorzugte Anreicherung in s-Flächen mehr oder weniger deutlich zum Ausdruck kommt (Abb. 12, 13). Ist die Mächtigkeit der Serizit-Quarzitbank aber größer, so kann man zwei voneinander getrennte, schichtige Zinneranreicherungen

¹ Herrn Univ.-Doz. Dr. E. SCHNELL (Institut für Anorganische Chemie der Universität Innsbruck) wird für die Anfertigung von Röntgendiagrammen gedankt.

sehen, die allerdings verschiedene Vererzungsintensität aufweisen. Eine liegende scheint i. a. nicht bauwürdig zu sein. Wohl aber ist etwa im Mittelabschnitt des Erzquarzites eine intensivere und unter Umständen abbauwürdige Vererzung vorhanden.

Wenn auch eine bevorzugte Erzverteilung in s erkennbar ist (Abb. 12, 13), so kann bei näherer Betrachtung allerdings nicht von einer Schichtvererzung etwa mit exakt feinschichtiger Wechsellagerung von Zinnober und Quarz die Rede sein. Wohl aber ist die schichtige Horizontgebundenheit hervorzuheben. Sowohl im Falle nur eines Erzhorizontes, als auch im Falle zweier getrennter Zinnoberhorizonte gilt, daß trotz Bevorzugung von s-Flächen im dm- bis m-Bereich zusätzlich der Zinnober vielfach auch in Fugen diskordant zu s auftritt. Außerdem ist er in anscheinend unregelmäßigen, mm-großen Nestern als „Imprägnation“ im Quarzit enthalten (Abb. 13).

Bevorzugt an den s-parallelen Zinnoberfeinlagen ablesbar ist der wesentliche Befund, daß eine nachkristalline Deformation in bezug auf die Hauptkomponenten Zinnober, Quarz, Serizit usw., aber auch in bezug auf die Nebengemengteile (kataklastische Zirkone, Turmalin usw.), genau so wie für die Liegend- und Hangendgesteine beschrieben, erfolgt ist. Gerade an den im hellen Quarzit immer auffallend rot hervortretenden Zinnoberlagen ist eine b-achsiale Feinfältelung und hOl-Zerschering ablesbar (Abb. 14), wobei diese Formungen homotaktisch zum Serizit- und Quarzteilgefüge sind. Die Quarze (vorherrschend 0,2–0,3 mm) sind stark undulös, rupturrell, in s gelängt und weisen oft auch Böhm'sche Lamellen auf. Sie liegen in meist nur spärlicher fein-quarzitischer und serizitischer Zwischenmasse oder berühren sich gegenseitig mit intensiv verzahnten Konturen. Hier treten auch kleine Rekristallisationskörnerchen in Erscheinung.

Die deformierten Zinnoberareale bestehen aus, in s deutlich gelängten, xenomorphen Körnern mit meist einfacher Kornbindung. Viele der oblongen Körner sind durch die Deformation auffallend stark lamelliert. Zum Teil wird plastische Biegegleitung als intragranulare Teilbewegung an wellig verbogenen Lamellen deutlich. Die Lamellenebenen nach (0001) bzw. die geplätteten Körner des Zinnobers sind, soweit bei zweidimensionaler Betrachtung erkennbar, statistisch ziemlich deutlich \parallel s eingere-

gelt (Abb. 21). In diesen gefältelten und ausgewalzten Zinnoberaggregaten schwanken die Kornquerschnitte zwischen $0,75 \times 0,3$ und $0,3 \times 0,06$ mm. Der oft mitvergesellschaftete idiomorphe Pyrit zeigt meist Kataklyse, vor allem innerhalb von Quarz. Dagegen ist er, umgeben von Zinnober, zum Teil unversehrt geblieben. In Spuren ist *Kupferkies* und noch seltener *Magnetkies* feststellbar. Baryt weist Deformationsspuren auf.

Außer diesem nachkristallin sehr stark verformten Zinnober-Teilgefüge kommen ebensohäufig auch nicht deformierte Areale vor. Im Falle extremer Auswalzung dünner HgS-Häute zu Zinnobermylonit scheint es stellenweise zu Rekristallisation gekommen zu sein. Es liegen dann nämlich kleinere Körnchen (häufig $0,07$ – $0,14$ mm Querschnitt) mit isometrischer Kornform und ohne Lamellen vor. Noch kleinere Zinnoberkörnchen (um $0,01$ mm) füllen z. B. zusammen mit Quarz Rupturen in kataklastischen Pyrit. Sie sind auch in Intergranularen im mylonitischen Quarzgefüge enthalten.

Nicht deformierte Zinnoberkornaggregate finden sich auch in feinen, verschieden orientierten Rupturen, sowie in kleinen Nestern im Quarzit. Die häufig isometrischen Körner von vielfach $0,07$ – $0,5$ mm Größe bilden ein einfaches Kornpflaster. Sie sind xenomorph bis hypidiomorph entwickelt. In solchen Teilbereichen, die übrigens mit den deformierten Zinnobermyloniten auch in unmittelbarer Nachbarschaft liegen, fällt neben Quarzmylonit das Vorhandensein von hypidiomorphkörnigem, glatt konturierter Quarzgefüge, zum Teil begleitet von Ankerit auf. Das Zinnobererz füllt meist Lücken, verdrängt lokal Quarz, Ankerit und Pyrit. Es fällt auf, daß Teilbereiche mit größeren unversehrten Zinnoberaggregaten von grobkörnigeren Quarzen (bis 2 mm) begleitet werden. Wahrscheinlich handelt es sich bei derlei Quarz-Zinnober-Gefügen um jüngere, postdeformative Kristallisationen im Zuge von lokalen Stoffmobilisationen. In Intergranularen findet sich stellenweise noch Fein Quarzit als Relikt. Nachdeformative Kristallisation ist auch noch teilweise für Ankerit, Chlorit, Serizit, Pyrit und Titanit nachweisbar. Nicht selten findet man umkristallisierte Quarze mit Zinnoberintergefüge (Abb. 18). Noch häufiger aber bilden suturenförmige Zinnoberfeinlagen intergranulare Häute im umkristallisierten Erz Quarzit (Abb. 17).

Sie wurden stellenweise auch von Feinquarzit überwachsen und als si übernommen.

Stoffumsätze werden noch deutlicher und auch im Aufschluß sichtbar durch Kristallisationen in diskordant zu s verlaufenden Klüften (Abb. 15). Besonders an einer Lokalität im Sebastianistollen tritt eine diskordante Gangmineralisation in Erscheinung. Wenn auch die Bezeichnung „Gang“ eine Übertreibung darstellt und diese Vererzung kaum abbauwürdig ist, so kommt dieser abweichenden Form der Mineralanlagerung doch genetische Bedeutung zu. Das innerhalb der mächtigen Serizit-Quarzitbank vorhandene s-konkordante Zinnerlager wird von einigen, annähernd bankrecht orientierten „Gangln“ gequert. Diese maximal etwa 5 cm breiten, z. T. wandständig symmetrisch mit Pyrit, Lepidokrokit, Zinner und Quarz ausgefüllten Spalten reichen von der Lagererzbank sichtbar nur etwa 1,5 m in das Liegende des Quarzites. Im Streichen sind sie etwa 15 m weit zu verfolgen und sind dann an jüngsten Fugen abgeschert. Die diskordanten, mineralisierten Fugen liegen teils in bc-, teils in ac-Stellung zu einer \pm horizontalen, E-W-streichenden B-Achse, scheinen ihrer Anlage nach Zerrfugen zu sein und sind nachkristallin nur minimal nachbewegt worden. Im allgemeinen weisen die spaltenfüllenden Minerale keine oder nur geringe Deformationen auf, nur am Spaltenrand ist am Konturenverlauf zum Nebengestein (Serizit-Quarzit) eine schwache Scherbewegung nachweisbar. Die Gangquarze löschen zum Teil zwar undulös aus, was auf mechanische Beanspruchung deutet, andernfalls liegen aber auch unversehrte Bergkristalle in teilweise offenen Spalten vor.

Das Gefüge der gangfüllenden Minerale unterscheidet sich von dem der s-parallel auftretenden, durchbewegten Areale. Es weist aber Ähnlichkeit mit dem in Haarrissen und Nestern der konkordanten Erzlager vorkommenden Typ auf. Die Pyrite der diskordanten Gänge sind zu einem Teil pseudomorph in Lepidokrokit umgewandelt. Lepidokrokittäfelchen finden sich allerdings auch feinst verteilt als nachdeformativer Intergranularfilm im Quarz-Zinnergefüge der Spalten.

Bemerkenswert ist, daß die diskordanten Spaltenfüllungen nicht die für den Erzquarzit charakteristische, gelblich-grünliche

Färbung aufweisen. Das beruht auf dem Fehlen der färbenden Bestandteile von feinstem Rutil und Serizit.

FRIEDRICH-KRAJICEK erwähnten das Vorkommen von Bergkristallrasen mit darauf angelagerten Zinnoberkriställchen in zum Teil noch offenen Spalten, „daneben, teilweise auch über den HgS-Kriställchen“ auch noch „flache, stark geriefte Eisenspatrhomboeder, in denen Zinnoberkörnchen eingewachsen sind und auch aufsitzen“ (1952, Seite 146/147).

Als Umsetzungsprodukte sind schließlich noch anzuführen die an den Zinnober gebundenen kleinen Tröpfchen von *Quecksilber*, sowie *Gips*, der aber nicht nur auf das Erzlager beschränkt ist.

Von den hier besprochenen diskordanten Gangvererzungen wohl zu unterscheiden sind rein mechanische Schlep-pungen des Lagererzes zusammen mit dem Nebengestein an Scherklüften. Dies führt lokal natürlich auch zu Kluffvererzungen. Ein Beispiel hierfür ist die sogenannte „Josefkluff“. Sie bietet übrigens nicht den geringsten Anhaltspunkt für diskordant-belteropore, aszendente Lösungszufuhr.

Zur Genese

Die auffällig schichtgebundene Position des Zinnobererzes spricht offenbar für synsedimentäre Erzanlagerung. Zufuhrspalten, die für aszendenten, belteroporen Lösungstransport in Betracht kämen, lassen sich nach den bisherigen Aufschlüssen für diese Lagerstätte nicht nachweisen. Das gilt sowohl in bezug auf eine synsedimentär-paläozoische, als auch für eine von manchen Autoren angenommene epigenetisch-alpidische Entstehung. Die einfache Mineralparagenese umfaßt Zinnober, Pyrit, Quarz und Baryt mit Spuren von Kupferkies und Magnetkies. Es ist wahrscheinlich, daß nach Eintreten niedrig temperierter Hydrothermen mit Hg, Fe, S und Si in das Meerwasser, sich Zinnober, Pyrit und Kieselsäure teils als Gel, teils kristallin, extern schichtig und intern in den Intergranularen des detritischen Quarzsandes chemisch anlagerten. Die vererzten Quarzite weisen außerdem einen höheren Gehalt an Titanmineralen als die weiter entfernten Phyllite und Schiefer auf. Eine verstärkte SiO_2 -Zufuhr zur Zeit der

HgS-Mineralisation kommt auch in der Bildung glasig aussehender Quarzite, zum Teil durch Feinchlorit grün gefärbt, zum Ausdruck, die eine kennzeichnende Einlagerung im Erzquarzit darstellen. Allerdings treten sie nochmals einige Meterzehner hangender ebenfalls in einem Serizitquarzit auf, wo bis jetzt keine Zinnobervererzung nachweisbar war. Dem gelblichen bis gelblichgrünlichen Serizit, der den eigentlichen Erzquarzit charakteristisch färbt („gebleichter Quarzit“ der Literatur) wird genetisch (etwa in bezug auf eine epigenetisch-selektive Metasomatose) keine Bedeutung zugemessen. Für die von ANGEL-KRAJICEK (1939) mit Wahrscheinlichkeit in das Karbon gestellten Gesteine (in der weiteren Überlagerung treten unweit permische Sedimente auf) nimmt LAHUSEN (vgl. MAUCHER, A. & HÖLL, R., 1968) nach einem Serienvergleich altpaläozoisches Alter an. Alle Gesteine liegen aber in regionaler metamorpher Fazies vor. Auf Grund der Mineralparagenese handelt es sich mit Wahrscheinlichkeit um die Grünschieferfazies (WINKLER), und zwar um die niedrigsttemperierte Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies. Mindestens 1 km im Liegenden der Erzlager auftretende Metamorphite werden nach ANGEL-KRAJICEK in die Chloritschieferfazies (nach ANGEL), Grünschieferfazies (ESKOLA) und in die Prasinitfazies (ANGEL) gestellt.

Der leichten Beweglichkeit des Quecksilbers dürfte es zuzuschreiben sein, daß das wahrscheinlich schon während der Diagenese veränderte Anlagerungsgefüge durch die Metamorphose weitgehend verwischt wurde. Nur sehr vereinzelt lassen sich andeutungsweise Gefüge finden, die an ein ehemaliges Quarz-Zinnober-Ton-Sediment erinnern. Es sind die im dm- und cm-Bereich feinschichtig auftretenden und achsial gefalteten Quarz-Serizit-Zinnober-Pyrit-Lagen, deren Faltengefüge auch im Aufschluß freisichtig wahrnehmbar ist. Die Beobachtung des Mikrobereiches bestätigt die Verformungen und läßt auch intergranulare und intragranulare Deformationen im mm-Bereich an Zinnober, Quarz, Serizit, Pyrit und am oft begleitenden Karbonat erkennen (Abb. 20–21).

Der Erzquarzit samt dem Erz wurde gemeinsam mit den anderen Begleitgesteinen gefaltet und zerschert. Diese Formungen sind alpidisch, sie sind nämlich auch in den

triadischen Sedimenten der näheren und weiteren Umgebung feststellbar.

Das Wechselspiel mechanischer Deformation, Rekristallisation und Stoffumlagerung wird besonders im Zinnober-Quarz-Gefüge des s-konkordanten Erzlagere deutlich. Das hat teils nur den Quarz, teils nur den Zinnober, teils beide gemeinsam betroffen. So sind beispielsweise suturenförmige Zinnoberkonturen als Relikte eines vorangegangenen Gefüges sowohl im Feinquarzit, als auch in größeren Quarzkristallen als Interngefüge enthalten (Abb. 17, 18). Stoffbewegungen mit Neukristallisationen haben aber nicht nur zur Verwischung von primär sedimentären Gefügen, sowie von syndeformativem, lokalen Mylonit geführt, sondern sie haben auch belteropore Gefüge in Form von schichtdiskordanten Gangmineralisationen geschaffen. Diese belteropore syn- bis postdeformative Kristallisation, die in ac-Zerrfugen und in bc-Fugen stattfand, wird augenfällig durch die wandständige Anlagerung von Zinnober, Pyrit, Lepidokrokit, Quarz und stellenweise auch von Eisenkarbonat (Abb. 15).

Die jüngsten Kristallisationen im Lagererzkörper und in den diskordanten Zerrfugen haben keine oder nur schwache nachkristalline mechanische Beanspruchung erfahren. Sie sind somit als alpidisch zu bezeichnen. Da sie, ausschließlich der Erzgänge, einen beträchtlichen Anteil in der Zinnoberlagerstätte ausmachen, dürfte wohl die Vererzung von Stockenboi bisher im Gesamten für alpidisch-tertiär gehalten worden sein.

Der Verfasser glaubt durch Beobachtung verschiedener Bereichsgrößen genügend Argumente gefunden und aufgezeigt zu haben, die für ein erstmaliges schicht- und zeitgebundenes Auftreten des Zinnobers in einer paläozoischen Schichtfolge sprechen. Die Erzzufuhr wird auf extrusive, niedrig temperierte Hydrothermen zurückgeführt. Hinweise für submarin vulkanische Tätigkeit könnte man im Mineralbestand der Begleitgesteine sehen.

Das vorliegende Arbeitsergebnis steht weitgehend im Einklang mit der Vermutung MAUCHERS (1965), daß es eine „großartige altpaläozoische Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation“ gibt.

Zusammenfassung

Die Zinnerlagerstätte von Stockenboi östlich des Weißensees in den Gailtaler Alpen (Kärnten) wurde vom Gruben- und Feldaufschluß bis zum Mikrobereich untersucht. Die hier vorgelegten Neuergebnisse stehen im Widerspruch zu den bisherigen Ansichten über die Genese dieser Lagerstätte.

Der Zinner ist schicht- und stoffkonkordant in einer 1–8 m mächtigen Serizit-Quarzitbank enthalten, die von Schiefen und Phylliten mit Quarz, Serizit, Chlorit, Ankerit als Hauptgemengteile begleitet wird. Die als epizonale Metamorphite (wahrscheinlich niedrigsttemperierte Grünschieferfazies) vorliegenden Gesteine sind paläozoischen Alters.

Tektonische Formungen, die auch in der überlagernden Trias feststellbar und somit als alpidisch aufzufassen sind, haben zu intensiven Faltungen und Zerschörungen der paläozoischen Gesteinsserien samt dem Zinnerstoffbestand geführt. Intergranulare und intragranulare Teilbewegungen sind besonders an Zinner und Quarz auffällig, aber auch an den anderen Begleitmineralen nachweisbar. Es ist zur Quarzundulierung, sowie zur Zerschörung, Verbiegung und Kornlängung des Zinner gekommen. Jüngere syn- bis posttektonische Umkristallisationen und Stoffverschiebungen haben zu teilweiser Änderung vorangegangener Tektonitkorngefüge im Schichterzkörper und auch lokal zu diskordanten Spaltenmineralisationen geführt. Diese jüngsten Kristallisationen sind als alpidisch zu betrachten.

Der gesamte Stoffbestand der Lagerstätte ist jedoch schicht- und zeitgebunden paläozoisch. Es wird mit niedrigthermaler submariner Stoffzufuhr und ursprünglich syndimentär-externer und -interner, chemischer Anlagerung von Zinner, Pyrit und Quarz zusammen mit einem quarzsandigen, schwach tonigen Sediment gerechnet. Syndiagenetische und vor allem metamorphe Umkristallisationen und lokale Stoffumsätze haben zur Verwischung primärer Gefüge, sowie zur Bildung von s-diskordanten Mineralanlagerungen, in diesem Fall alpidischen Alters, geführt.

Summary

Strata-bound and Time-bound Paleozoic Cinnabar-Mineralization in Stockenboi (Carinthia)

The cinnabar deposit of Stockenboi, east of Weissensee in the Gailtal Alps (Carinthia), was investigated in the mine, in the outcrop, and microscopically in the laboratory. The new results presented here are in contradiction to the opinion that has hitherto been expressed concerning the genesis of this ore-deposit.

The cinnabar is a stratified, conformable constituent of a 1–8 m thick sericite-quartzite bed, which is accompanied by schists and phyllites. Quartz, sericite, chlorite and ankerite are other major constituent minerals. The rocks are epizonal metamorphites – probably of the very low temperature greenschist facies – and they are of Paleozoic age.

The tectonic deformations of the overlying Triassic as well as of the Paleozoic basement must certainly be regarded as Alpidian. The cinnabar and the other mineral constituents of the Paleozoic rock-sequence were deformed by intense Alpidian folding and shearing. As a result, striking intergranular and intragranular component-movements occurred especially in the case of cinnabar and quartz, causing undulatory extinction in quartz, shearing torsion, and grain elongation in cinnabar. More recent Alpidian and post-Alpidian crystallization and material transport have led to partial fabric-modification of the previously existing tectonites including the stratified ore-bodies and discordant vein mineralization therein.

The investigation indicates that the entire cinnabar content was originally strata-bound and time-bound and is of Paleozoic age. A low-thermal submarine inflow of substance is thought to have initiated external and internal symsedimentary chemical deposition of cinnabar and quartz contemporaneously with the mechanical deposition of argillaceous and quartz sediment. Syndiagenetic crystallizations and, above all, metamorphic crystallizations as well as local tectonic movement caused a blurring of primary fabrics and the formation of discordant mineral accretions which in this case are of Alpidian age.

Literatur

- ANGEL, F., KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. Carinthia II, 49. Jg., Klagenfurt 1939, Seite 26–57.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern, Jb. Geol. B. A., 101. Bd., Heft 3, Wien 1958.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. RADEX-Rundschau Heft 7/8, Radenthein 1953.
- FRIEDRICH, O. M.: Die mikroskopische Untersuchung der Erze des Eisens und der wichtigsten Stahlmetalle. In H. FREUND: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. II, Teil 2, S. 165–242. Umschau-Verlag, Frankfurt a. M.
- FRIEDRICH, O. M., KRAJICEK, E.: Die Kärntner Erzlagerstätten, 1. Teil: Kärntner Quecksilberlagerstätten. I. Der ehemalige Zinnerbergbau im Buchholzgraben bei Stockenboi. Carinthia II, 62. Jg., 1. Heft, Klagenfurt 1952, S. 133–149.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. Der Karinthin, Fg. 58, Seite 6–17, Klagenfurt 1968.
- HÖLL, R.: Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Natw. Kl., Abh., N. F. 127, München 1966.
- HÖLL, R., MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux, Bayer. Akad. Wiss., Math.-Natw. Kl., Sitzungsberichte. Verl. d. Bayr. Akad. Wissensch. München 1967.
- KARL, F.: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Teil I. Tektonische Hefte 5. Verlag Ellen Pilger, Clausthal-Zellerfeld 1964.
- KARL, F., SCHMIDEGG, O.: Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich (Stoffbestand, Alter und Tektonik der zentralen Granite und der Schieferhüllgesteine im weiteren Bereich des Großvenedigers). Mitt. Geol. Ges., 57. Bd., Heft 1, Wien 1964.
- MAUCHER, A.: Die Antimon-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. Freib. Forschungs. H., C 186, 173–188, Leipzig 1965.
- MAUCHER, A. & HÖLL, R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. Mineral. Deposita (Berl) 3, 272–285. 1968.
- MAUCHER, A., SAUPÉ, F.: Sedimentärer Pyrit aus der Zinnerberg-Lagerstätte Almadén (Provinz Ciudad Real, Spanien). Mineralium Deposita 2, 312–317, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1967.
- PETRASCHECK, W. E.: Lagerstättenlehre, Springer-Verlag, Wien 1961.
- PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese, Jb. d. Geol. B. A., 90, 129–149, Wien 1945.

- PETRASCHECK, W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, 175. Bd., 1.-3. Heft, Wien 1966.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I und II. Springer-Verlag, Wien 1948, 1950.
- WENGER, H.: Die Scheelitlagerstätte Tux. RADEX Rundschau, 1964, S. 109 bis 132, Radenthein 1964.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1967.
- SYMPOSIUM: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. N. Jb. Miner. Mh. 7/8, 163-172, Stuttgart 1962.

TAFELN

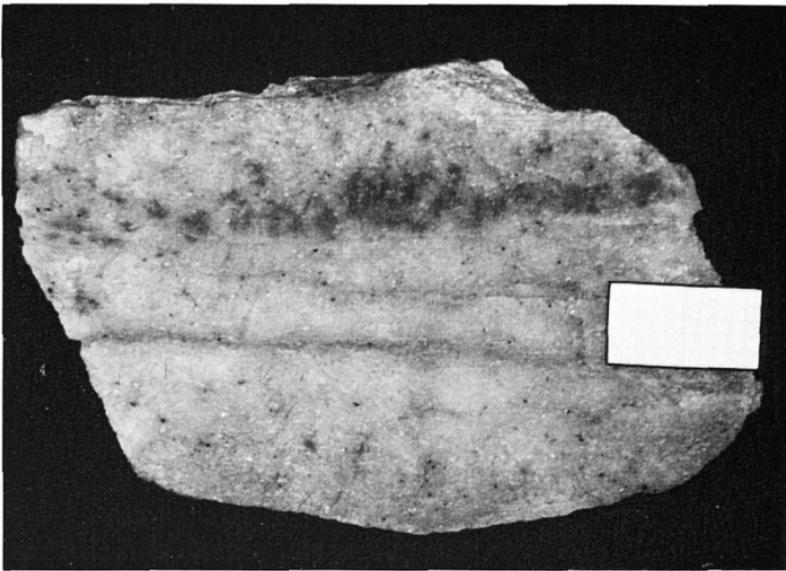


Abb. 12: Großanschliff eines Serizit-Quarzits mit primär schichtig angeordnetem Zinnober. s-Parallelgefüge durch Zinnober (dunkelgrau) und fein verteilten Serizit (grauweiß) wahrnehmbar. Quarz grau. Marke 10×5 mm.

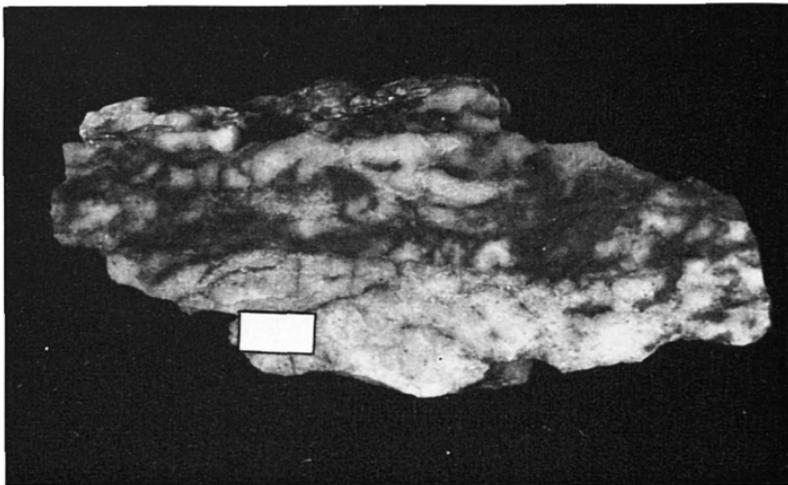
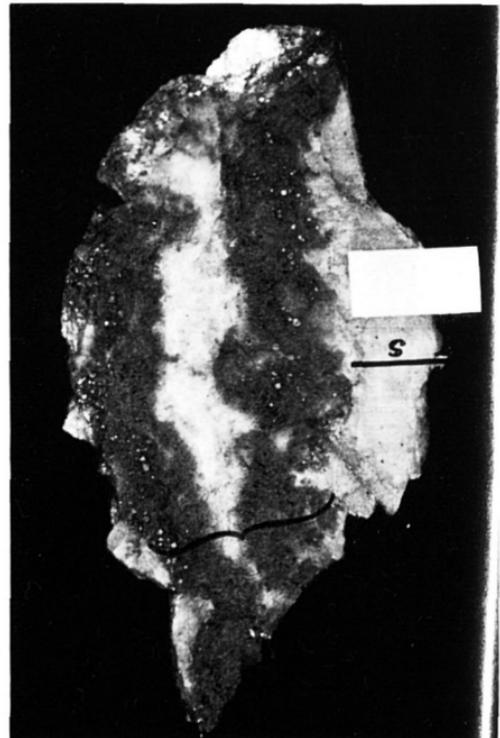


Abb. 13: Ausschnitt aus generell primär schichtig Zinnober-führendem Serizit-Quarzit. s durch Serizithäute und Zinnober angedeutet. Verteilung des Quecksilbererzes (dunkelgrau) auch in Haarrissen und Nestern im Quarzit. Großanschliff; Marke 10×5 mm.



Abb. 14: Nachkristalline Faltung des im Serizit-Quarzit schichtig enthaltenen Zinnobers (dunkelgrau) mit lokaler Schleppung an Scherfläche. Großanschliff; Marke 10×5 mm.

Abb. 15: Großanschliff aus diskordant zu s verlaufender, sekundärer Gangvererzung (Klammer) im Serizit-Quarzit. Wandständige Anlagerung von Zinnober (dunkelgrau) mit Pyrit (lichtgraue Punkte im Zinnober) und Quarz (grauweiß, Spaltenmitte). Serizit-Quarzit (hellgrau) beidseits der Spaltenfüllung mit eingezeichneter s-Orientierung. Marke 10×5 mm.



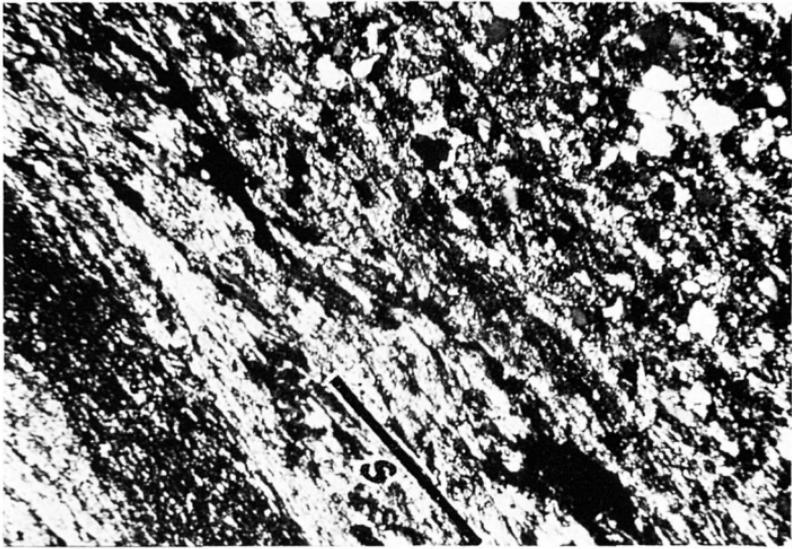


Abb. 16: Eines der phyllitischen und schiefrigen Begleitgesteine des Erzquarzits. Von links unten nach rechts oben: Wechsellagerung serizitischer (hell), feinquarzitischer (dunkel), serizitischer (hell) und serizitisch-feinquarzitischer Feinlagen, im zuletztgenannten Fall mit detritischem Quarz (recht oben). Dünnschliff, Nicols +. Natürliche Größe des Bildausschnittes $2,3 \times 1,5$ mm.

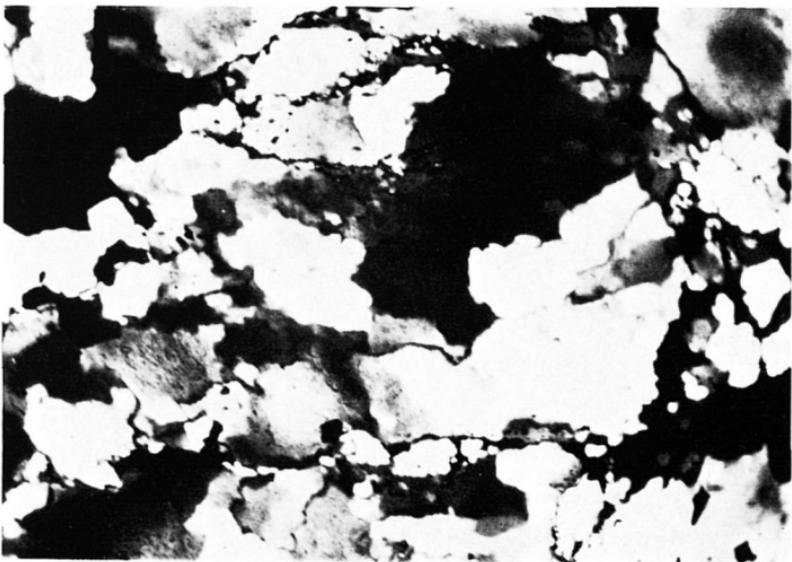


Abb. 17: Dünnschliffbild des Erzquarzits (Serizit-Quarzit). Nicols +, daher Quarze weiß bis grauschwarz (z.T. erkennbar undulös). Zinnobers (schwarz) teils fein verteilt in den Intergranularen und suturähnlich, teils als Kornaggregat. Natürliche Größe des Bildausschnittes $0,87 \times 0,58$ mm.



Abb. 18: Annähernd s-parallele Zinnobereicherung (Pfeile) im Erzquarzit als Interngefüge si. Quarzkörner (weiß bis grauschwarz, z. T. erkennbar undulös) umwachsen älteren, flächig verteilten Zinnobereicherung (schwarz). Dünnschliff, Nicols +. Natürliche Größe des Bildausschnittes $0,87 \times 0,58$ mm.



Abb. 19: Dünnschliff-Ausschnitt (Nicols+) aus einem, vermutlich ursprünglich als SiO_2 -Gel angelagerten Feinquarzit. Die Diskordanz ist, wie außerhalb des im Bild gezeigten Feinquarzits erkennbar ist, durch Zerschering (und Faltung) der feinschichtig plattenförmigen Gebilde zustande gekommen. Feinquarzit weiß bis grauschwarz. Ausbrüche in Bildmitte und rechts Mitte schwarz. Natürliche Größe des Bildausschnittes $2,3 \times 1,5$ mm.

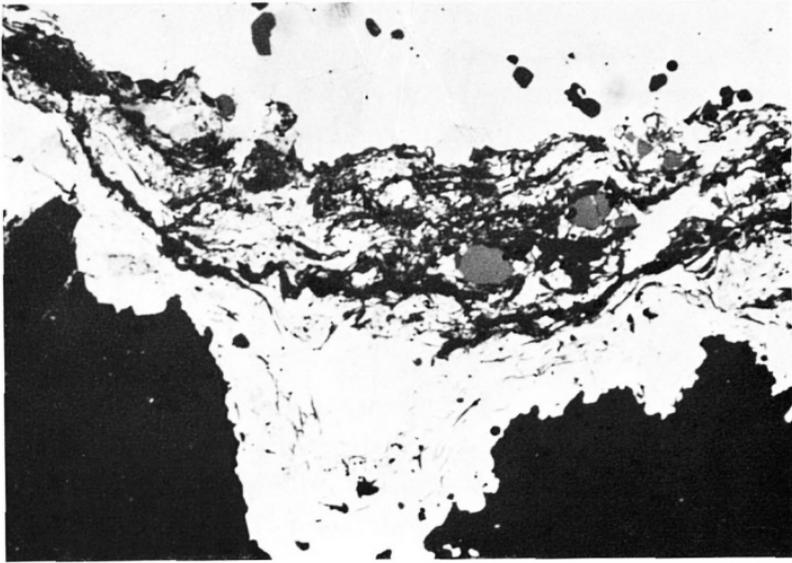


Abb. 20: Weitere und engere Faltung von Zinnober (weiß, grauweiß) und Serizit (graue bis schwarzgraue Fasern und Bänder) im Quarzit (schwarzgrau). Einige Turmalinkörner grau. ac-Schnitt durch die Falte. Die Faltung und Fältelung wird abgebildet durch die feinen Serizitlagen, auch innerhalb des taschenförmig eingefalteten Zinnobers. Polierter Anschliff, Nicol —. Natürliche Größe des Bildausschnittes $0,47 \times 0,32$ mm.

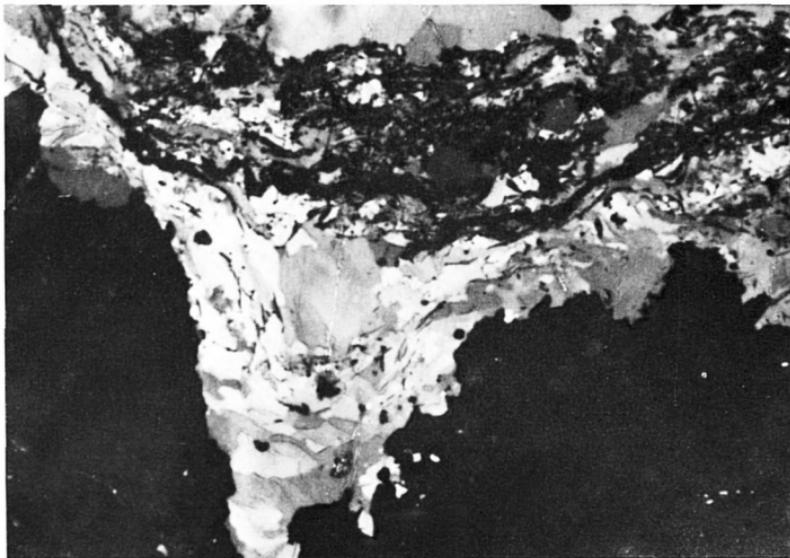


Abb. 21: Wie Abb. 20, jedoch mit \times Nicols. Durch die Anisotropieeffekte wird die Kornlängung und Verbiegung im nachkristallin verformten Zinnoberaggregat deutlich. (Zinnober weiß, weißgrau, hellgrau, grau; Serizit und Quarz schwarzgrau). Polierter Anschliff. Natürliche Größe des Bildausschnittes $0,47 \times 0,32$ mm.