

# DIE EISENSPATLAGERSTÄTTEN GEBRA BEI KITZBÜHEL, FOIDLING - ALM BEI FIEBERBRUNN UND SCHWADER EISENSTEIN BEI SCHWAZ \*

Inaugural - Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde an der philosophischen  
Fakultät der Leopold - Franzens - Universität Innsbruck

V O N

ELEFThERIOS A. CHATZIDIMITRIADIS

*Summary.* At the site of Gebra near Kitzbuhel (Tyrol) and inside the dunn bass of Silur, a comprehensive study has revealed visible signs of ferro-carbonatic ores which appear in bed-veins in small and large forms. The shape of the bed-veins has guided many researchers to accept the manifestation that the said bed-veins have a syngenetical age with dunn bass that appeared in the above-mentioned area. The ore deposits of the ferro-carbonatic ores of Gebra have been investigated geologically and mineralogically.

In addition to the above-mentioned investigatory methods, paragenetical and geochemical comparisons have shown up in the circumferent area.

At the Gebra area four bed-veins of ferro-carbonatic ores have appeared at the petrological border of the dunn bass and the diabas schist is comparable to a fissure in schist form, thereby acknowledging that there is no syngenetical formation inasmuch as the hydrothermal solution had metamorphosized the dunn bass to sericite. The above, therefore, re-enforce the belief that ferro-carbonatic ores appear in epigenetic formation.

Within the augengneis area of Schwaz, the siderit veins have been studied in an epigenetical nature. Inside the paragenesis of the siderit veins have been found the following minerals: pyrit, chalkopyrit, gray copper, pyrit II, zincblende, galenite and baryte. The general mineralization presented a penetrative structure which becomes clear in cataclastic, mylonite, spectral polarization of harder minerals and the formation of dual lammela of the softer minerals.

The postcrystalline penetrative structure of minerals studied from the above-mentioned do not show any element of recrystallization. As a result it is believed that the penetrative structure is the latest in the general folds of the Alps.

The studied paragenesis of the ferro-carbonatic ores within the augengneis

---

\* ΕΛΕΥΘΕΡΙΟΥ Α. ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗ.— Τὰ κοιτάσματα τοῦ ἀνθρακικοῦ σιδήρου τῶν περιοχῶν Gebra, Foidling καὶ Schwader τῶν ἀνατολικῶν Ἀλπεων.

area is presently being observed to exist in paleozoic dolomites within the circumference area through the appearance of gray copper and baryte, as well as in the mesozoic limestones of the North Tyrols' limestone mountains with the further appearance of zincblende and galenite.

The above-referred to as well as the latest postcrystalline penetrative structure of said minerals does not give any elements of recrystallization but indicates that the genesis is perhaps of the mesozoic age.

## V O R W O R T

In den paläozoischen Gesteinen der nördlichen Grauwackenzone von Tirol findet man Eisenspat-, Sulfid-, Baryt-Erzvorkommen, die im Detail noch nicht untersucht worden sind.

Die Entstehung dieser Lagerstätten ist im grossen Rahmen durch die Untersuchungen von W. PETRASCHECK, K. A. REDLICH, O. FRIEDRICH, H. SCHNEIDERHÖHN, F. POSEPNY, O. SCHMIDEGG, K. VOHRYZKA und anderen geklärt worden.

Die Eisenspatlagerstätten von Gebra bei Kitzbühel, Foidling-Alm bei Fieberbrunn und Schwader Eisenstein bei Schwaz werden in der Literatur nur kurz erwähnt, genauere Beschreibungen mit allen Einzelheiten der Untersuchungen liegen aber nicht vor. Somit schien es angebracht, diese drei Lagerstätten auf ihre Entstehungsweise und Vergleichbarkeit mit den benachbarten Lagerstätten ihrer Umgebung zu untersuchen. Die Anregung zu dieser Untersuchung gab mir Herr Prof. Dr. Oskar SCHULZ.

Die Arbeiten wurden in den Jahren 1966-1968 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. Josef LADURNER, Vorstand des Institutes für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, durchgeführt.

Ich möchte mich bei meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Josef LADURNER für das entgegengebrachte Interesse und Entgegenkommen bei meiner Arbeit bedanken.

Herrn Prof. Dr. Oskar SCHULZ gilt mein Dank für seine wohlwollenden Diskussionen über das Problem der Entstehung der oben genannten Lagerstätten als auch für die fachliche und sprachliche Verbesserung meiner Arbeit.

Herrn Doz. F. PURTSCHELLER danke ich für seine bereitwilligen Antworten auf petrographische Fragen meiner Arbeit.

Herrn Doz. SCHNELL vom Institut der Chemie der Universität Innsbruck danke ich für die röntgenographisch-spektroskopische Untersuchung an den Erzmineralien der drei Lagerstätten.

Weiters möchte ich Herrn H. GRUBER für die Ausführung der Dünnschliffe und Erzpolturen danken.

## I. ALLGEMEINES ÜBER DIE BISHER GEÄUSSERTEN ENTSTEHUNGSTHEORIEN DER SIDERITE DER GRAUWACKENZONE

Nach überlieferten früheren Ansichten von F. POSERNY (1880) hat man die Eisenspatlagerstätten der alpinen Grauwackenzone infolge der im allgemeinen schichtparallel auftretenden Erzkörper als sedimentäre (syngenetische) Bildungen aufgefasst. Spätere Meinungen besagen aber, dass die Lagerungsverhältnisse nur scheinbar die eines Sedimentes seien und dass es sich vielmehr in Wirklichkeit um epigenetische, also mehr oder minder gangartige Erzkörper handle, bei deren Entstehung gewisse komplizierte Wechselwirkungen zwischen den Erzlösungen und dem Nebengestein stattfanden.

Die häufig zu beobachtende lagerähnliche Natur der Siderite der alpinen Grauwackenzone wird von K. A. REDLICH (1930) so erklärt, dass die Erzlösungen im allgemeinen den Schieferungsflächen des durch tektonische Vorgänge zerwalzten Nebengesteins gefolgt sind und auf diese Art konkordante Lagergänge gebildet haben.

Es handelt sich demnach also um eine selektive Platznahme mit Hohlraumfüllungen und Metasomatose.

«Die konkordante Einlagerung wird nach REDLICH, wie gerade aus diesem Beispiel zu ersehen ist, keineswegs durch sedimentäre Bildung, sondern durch die in der Richtung der Schieferung ausgezeichnete Wegsamkeit des Nebengesteins für zirkulierende Lösungen bedingt».

W. PETRASCHECK (1932) in seiner Arbeit über die Magnesite und Siderite der Ostalpen schreibt wie folgt:

«Vergleichende Untersuchungen an den Minerallagerstätten führten mich zur Erkenntnis, dass eine grosse Gruppe jüngerer Lagerstätten von älteren zu unterscheiden ist.

Die jüngeren sind entstanden, als die Faltung, beziehungsweise der Deckenbau zur Hauptsache schon fertig war, während die Regionale Metamorphose der älteren erkennen lässt, dass sie prätektonisch sind.

Zu den jüngeren Lagerstätten gehören die Golderzgänge der Zentralzone, die Magnesit- und Siderit- und die mit ihnen in Verbindung stehenden Kupfer- bzw. Nickellagerstätten, die zur Hauptsache in der Grauwackenzone liegen. Schliesslich zählen noch die Blei-Zinklagerstätten dazu».

Für den Siderit gibt es nach W. PETRASCHECK (Seite 199) keine strenge Niveaubeständigkeit in der Grauwackenzone, sie besteht nur so lange als die Silur-Devondecke auf der Karbondecke liegt. Wo die tektonische Überlagerung aufhöre, gehe die zonare Verteilung auf das Silur über, wodurch klar werde, dass es die Tiefenlage und nicht das stratigraphische Niveau sei, was die zonare Anordnung bedingt. Nach W. PETRASCHECK unterscheidet man in der alpinen Grauwackenzone zwei Sideritarten.

Den grobspätigen Siderit, charakteristisch für Lösungsabsatz als Spaltenfüllung und den feinkristallinen Siderit, der ein Produkt der Metasomatose ist.

Diese Erscheinung tritt angeblich sehr deutlich am Silberpfennig bei Gastein hervor. Die Regel darf natürlich nicht verallgemeinert werden. Es sei nur auf Hüttenberg und Bilbao als Beispiele für grobkristalline Siderite metasomatischer Entstehung hingewiesen.

Nach der Meinung W. PETRASCHECK'S ect. bildet sich Siderit nicht aus deszendente Lösungen.

Als ein Glied in der Paragenese der Sideritlagerstätten wurden die Kupfererze betrachtet.

Antimonfahlerz und Kupferkies sind die primären Erze, die hierbei in Frage kommen.

Es wurde die Frage aufgeworfen, ob diese Erze tatsächlich zu dieser Paragenese gehören, oder ob sie nicht unabhängig und jünger sind und mehr zufällig öfters in die erwähnten Lagerstätten hineingeraten sind.

Überblickt man die karbonspätigen Lagerstätten der ganzen Grauwackenzone, so kann man sagen, dass ein mittlerer Teil, der sich gerade um Eisenerz gruppiert, kupferarm ist, dass etwa von Radstatt gegen Westen und von Neuberg angefangen gegen Osten die Kupferführung deutlich zunimmt, sogar zur Vormacht kommen kann.

Stets sind auch die gangförmigen Lagerstätten kupferreicher als die metasomatischen lagerförmigen Vorkommen.

«Wir können feststellen, schreibt weiter W. PETRASCHECK, dass die Verknüpfung der Siderite und Kupfererze die Regel ist, und müssen also auch für die Alpen darin genetische Zusammengehörigkeit erblicken.»

Nach den Beschreibungen von W. PETRASCHECK wird zugegeben, dass vereinzelt Deformationen an Eisenkarbonaten nachweisbar sind, und sie sollen diese auf jüngere Störungszonen und Klüfte beschränkt sein.

Das Gebiet von Kitzbühel nimmt angeblich hier eine Sonderstellung ein. Am Jochberg sind nämlich alle Erze deformiert, lokal auch an anderen Orten.

TH. OHNESORGE hat gezeigt, dass die Lagerstätten von Kitzbühel bestimmten Überschiebungen folgen.

So sind hier die grössten Linien der Tektonik schon vorgezeichnet. Starke Verstellungen und namentlich intensive, schräge und quere Zerklüftungen folgten laut W. PETRASCHECK nach und bewirkten auch posthume Bewegungen auf die alten Bahnen.

«Der Jochberg mit seinem zerriebenen Quarz, verdrückten Kupferkies und zerdrückten Karbonat zeigt uns den Charakter der Erze in einem mobilen Gebiet. W. PETRASCHECK (S. 222).

Es ist umso beachtenswerter, dass das Gefüge trotzdem lokal wie z. B. auf der Kelchalpe intakt geblieben ist.»

Wir stellen fest, sagt weiter W. PETRASCHECK, dass lokale Deformationen der Erze vorhanden sind, nicht aber solche des Erzes ganzer Lagerstätten. PETRASCHECK W. (1932) diskutiert auch eingehend die Vererzungsverhältnisse am Steirischen Erzberg — die Ansichten sind heute durch neuere Beobachtungen aber nicht mehr zur Gänze haltbar — und kommt schliesslich zu der Auffassung, dass in der gesamten Grauwackenzone die räumliche Verteilung der Siderit- und Magnesitlagerstätten den primären Teufenunterschieden, ohne durch den kretazischen Deckenbau in der Grauwackenzone beeinflusst zu werden, entspreche.

«Die Decken müssen also übereinandergelegen sein, als die Mineralisierung erfolgte». (Seite 232).

W. PETRASCHECK (1932) bringt die Erzbildung mit dem jungen andesitischen Vulkanismus in Zusammenhang.

Im Gegensatz zu den Ansichten PETRASCHECK'S knüpft SCHWINNER (1937) jede Lagerstättengruppe z. B. Magnesit-Siderit, Blei-Zink an ein anderes magmatisches Zentrum und nimmt verschiedene Plutone an. Die Magnesite ordnet er ultrabasischen Gesteinen zu.

TORNQUIST (1923) nimmt mehrere auch zeitlich getrennte und durch erzmikroskopische Kennzeichen sich unterscheidende Vererzungsphasen an. Als erzbringendes Magma soll ein einziges grosses betrachtet werden, das mit dem pannonischen Ergussgestein zusammenhängt. Zu diesem Magma sollen nach dem genannten Autor mehrere Vererzungszyklen gehören.

Jeder Zyklus hat seine eigene zonale Verteilung, die aber nicht mit tektonischen Linien zusammenfällt.

Das heutige Vererzungsbild ist nach TORNQUIST verwirrend, weil mehrere Zyklenphasen übereinanderliegen sollen. CLAR und FRIEDRICH (1933).

Die beiden Autoren haben als Zentren der Vererzung die intensivsten Bereiche der Metamorphose, die sogenannten Kristallisationshöfe, angenommen. Daneben sind aber nach beiden Autoren intrusivmagmatische Zufuhren vorhanden gewesen. Im Gegensatz zu TORNQUIST nahmen die genannten Autoren damals an, dass für die Lagerstätten der Alpen ein einheitliches Alter angenommen werden kann. Die Bildung der Erzlagerstätten ist nach der Meinung von CLAR und FRIEDRICH (1933) am Ende der Hauptgebirgsbildung erfolgt. Es sind nicht alle Lagerstätten direkt aus magmatischen Lösungen entstanden, vielmehr hat die Metamorphose zum Teil zuerst die Peridotite angegriffen, Mag-

nesialösungen daraus freigemacht und so die Magnesit- und Talklagerstätten erzeugt.

CLAR (1945) gibt uns noch einmal ein deutliches Bild von der ostalpinen Vererzung. Er findet einen grossen Zusammenhang zwischen der alpinen Vererzung und Metamorphose. Nach ihm ist der Zentralgranit nicht der Erzbringer, sondern er wurde selbst in die Metamorphose einbezogen, und die Vererzung ist somit nur eine der magmatischen Äusserungen, die die alpidische Hauptbewegungsphase begleitet oder ihr folgt.

Hier meint der Autor, dass die alpinen Lagerstätten nicht rein magmatisch seien. Ein grosser Teil von ihnen gehöre in die Gruppe der sekundär-hydrothermalen und sogar der pseudohydrothermalen, d. h. derjenigen, die zwar unter hydrothermalen Bedingungen, aber in einem metamorphen Zyklus stattfanden.

ANGEL (1939) hat sich mit der Herkunft der Eisenlösungen der ostalpinen Vererzung befasst und ist zu folgendem Schluss gekommen.

Das Eisen wurde im Zuge der Tauernkristallisation und der Diaphthorose des Altkristallins aus Granat, Staurolith und Biotit frei.

Aus den ursprünglichen Peridotiten und Olivinen entstanden Serpentinesteine und durch Verdrängung an den Kalken entstanden aus frei gewordenen Eisenlösungen die gewaltigen Eisenspatstöcke.

G. DAL-PIAZ - A. BIANCHI und D. DI COLBERTALDO zitiert bei SCHNEIDERHÖHN (1952).

Sie nahmen für die ostalpinen Lagerstätten eine grosse tertiäre batholithische Masse an, zu der die verschiedenen Intrusivkörper wie Adamello usw. gehören, die in der tektonischen Pause zwischen Oligozän und Miozän eingedrungen wären.

Zu den bisher erwähnten Entstehungstheorien sagt SCHNEIDERHÖHN (1952) Seite 68 folgendes:

«Es scheint mir heute, dass keine einzige seitherige Hypothese genügt und keine einzige ausschliesslich Anspruch auf Alleinrichtigkeit erheben kann. Vielmehr enthält jede einzelne einen richtigen Kern und es ist, wie ich glaube, möglich alle zusammen zu einer allseitig befriedigenden Synthese zu vereinen». Der Neue Gedankengang nach SCHNEIDERHÖHN (1952) ist dass die Erzlagerstätten der Ostalpen alle primär-variskisch entstanden seien. Sie gehören dem Stoff und Raum nach einer kleineren Anzahl getrennter batholithischer Granitmassen an, die dem syn- bis postvariskischen Magmatismus zugeordnet werden.

Diese alte variskische Erzbildung sei nun im Sinne von H. STILLE durch die alpine Orogenese regeneriert worden.

Die Intensität der Regeneration war in den verschiedenen Versenkungstiefen ganz verschieden.

Bei dieser Regeneration sollen Stoffmobilisierungen mit verschiedenem Umfang stattgefunden haben.

«Im einfachsten Fall waren es Deformationen innerkristalliner und inner-mineralischer Umsetzungen innerhalb des Lagerstätteninhalts, die im Extrem bis zu völliger Lösung des gesamten Lagerstätteninhalts und bis zur Verfrachtung in weit abgelegene höhere Teile gingen, wobei ein selektiver Absatz weit vom Ursprungsort selbst stattfinden konnte.» (SCHNEIDERHÖHN 1952, Seite 72).

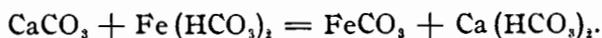
Mit dem Erz wurde aber auch teilweise das Nebengestein mobil. Nach diesen Gesichtspunkten und Annahme der Regeneration ist die Ansicht über das Alter der alpinen Lagerstätten recht vielseitig geworden.

«Denn die Lagerstätten können sich noch an der alten Stelle befinden, wo sie im Unterperm entstanden sind, oder sie können nur wenig aufwärts gewandert sein oder weit weg verfrachtet sein, oder endlich ganz wo anders in irgendeinem triassisch-jurassisch-kretazischen bis mitteltertiären Gestein sein und können endlich auch noch in den jüngsten germanotypen Spalten liegen. Dazu kommt noch, dass mehrmalige fraktionierte Regenerationen und Wiederausfällungen durchaus möglich sind.» (Seite 74).

SCHNEIDERHÖHN vermutet zusammenfassend, dass die Primärerze zu Beginn der alpidischen Hauptbewegungsphase schon existiert haben, sie hätten ursprünglich variszischen Metallzonen angehört, und sie seien dann in mannigfache Weise alpidisch umgelagert und ummineralisiert worden. Aus der neu entstandenen metamorphen Umkristallisation und Diaphtorese werden hauptsächlich nur die Magnesit und Eisenspatlager angenommen.

## II. WELCHE ART VON SIDERIT LIEGT IN DEN BERGBAUGEBIETEN GEBRA UND SCHWADER EISENSTEIN VOR? WIE ERKENNT MAN IHN IM GELÄNDE UND IM LABORATORIUM?

In der Arbeit «Die Magnesite und Siderite der Ostalpen 1945» von W. PETRASCHECK werden zwei Sideritarten unterschieden. Eine Art ist die, welche metasomatisch in den Kalksteinen entsteht, wobei das Calcium durch zweiwertiges Eisen ersetzt wird. Die Verbindungen reagieren wie folgt:



In dieser Reaktion bedeutet  $(\text{CaCO}_3)$  das verdrängte karbonatische Nebengestein und  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$  die hydrothermalen Eisenlösungen, wobei

angenommen wird, dass das Eisen als Eisenhydrogenkarbonat gelöst immigrieren kann.

Bei der Verdrängung müsste es normalerweise zu einem Volumenschwund des vererzten Körpers kommen, aber eine solche Tatsache wird nicht beobachtet.

Die zweite Art von Siderit ist die nicht metasomatische Art. Er setzt sich in Spalten ab, also in Hohlräumen im Gestein, ohne eine wesentliche Verdrängung des Nebengesteins zu verursachen. Man könnte hier wieder annehmen, dass das zweiwertige Eisen in Form von Eisenhydrogenkarbonatlösung in die Spalte kommt und durch das Entweichen des Kohlendioxyds sich als Siderit absetzt.

Diese Annahme widerspricht physikalisch-chemischen Gesetzen, weil ja mit der Temperaturabnahme einer kohlenensäurehaltigen Lösung das CO<sub>2</sub> nicht entweicht, sondern mehr in die Lösung geht.

Das eben genannte physikalische Phänomen zwingt uns anzunehmen, dass der Siderit nicht in Form von Eisenhydrogenkarbonat in die Lösung geht, sondern wahrscheinlich als zweiwertiges Eisenkation und zweimal negativ geladenes Anion in wärmeren Lösungen dissoziiert, die Spalten erreicht und durch Temperatur-Druckabnahme zum Absatz kommt. Die metasomatischen Siderite müssen bei tieferen Temperaturen entstanden sein als die nicht metasomatischen.

Der Grund hierfür liegt darin, dass bei der Metasomatose Wärme verbraucht wird. Durch die Wärme der Metasomatose wird das Calciumhydrogenkarbonat vom Kalk gelöst und an seiner Stelle das zweiwertige Eisenkation eingebaut.

In dem Gebieten von Gebra und Schwader Eisenstein habe ich Siderite gefunden, die nach Berichten und alten Bergwerkskarten in Gebra als Lagergänge, im Schwader Eisenstein als diskordante Gänge vorliegen. Für die beiden Lagerstätten kann man annehmen, dass sie einfache Spaltenfüllungen sind und nicht metasomatische Bildungen.

Siderit erkennt man nicht leicht im Gelände, weil er mit mehreren Karbonaten verwechselt werden kann. Die einzige Möglichkeit Siderit von anderen Karbonaten zu unterscheiden, ist die Reaktion nach Eisen.

Die Durchführung dieser Eisenreaktion ist sehr einfach. Auf eine frische Bruchfläche eines Siderithandstückes tropft man ein paar Milliliter konzentrierte Salzsäure. Das Eisenkarbonat reagiert mit Salzsäure und durch die Einwirkung des molekularen Luftsauerstoffes bildet sich auf der Fläche des Siderithandstückes gelblich-grünes Eisenchlorid (FeCl<sub>3</sub>). Diese Reaktion ist die einzige praktische Methode, die es uns im Gelände ermöglicht, Eisenkarbonate von nicht eisenhaltigen gut zu unterscheiden.

Bei den Ankeriten tritt eine schwach gelbliche Farbe auf. Ausser

dieser Methode, die man im Gelände für die Erkennung der Eisenkarbonate anwendet, kann man im Labor genauere qualitative Eisenreaktionen durchführen. Der Nachweis des Eisens bei den betreffenden Fe-Karbonaten erfolgt mit Salzsäure und Kaliumhexacyanoferrat. Eine Menge von pulverisiertem Eisenkarbonat reagiert bei der Anwesenheit von Salzsäure und roter Blutlaugensalzlösung zu TURNBULS-blauem Eisen (II), Salz der Hexacyano-eisen (III) Säure.

Ich habe diese Reaktion für gleiche abgewogene Mengen von Schwader Eisenstein-Siderit und Gebra-Siderit-Ankerit angewandt. Das Ergebnis war von praktischer Bedeutung. Die durch die Reaktionen entstandenen Niederschlagsmengen waren für jedes der betreffenden Eisenkarbonate verschieden. Das Eisenkarbonat von Schwader Eisenstein hat einen ziemlich grossen Niederschlagsgehalt gezeigt. Im Gegensatz dazu zeigt das Gebra-Eisenkarbonat, es handelt sich hier um «Pistomesit», geringeren Niederschlagsgehalt und der Ankerit von dort noch merklich weniger.

Die Niederschlagsmenge, die bei diesem Eisennachweis von Karbonaten mit der Reaktion von TURNBULS-BLAU entsteht, ist streng von dem vorhandenen Eisengehalt des betreffenden Karbonates abhängig. Nach dem bisher Gesagten ergibt sich, dass der Schwader «Siderit» viel eisenreicher als derjenige von Gebra ist.

Durch eine dritte Färbemethode kann man im Labor mehrere Karbonate, die zusammen vorkommen und miteinander verwachsen sind, unterscheiden. Die Färbung wird mit einer Lösung aus Alizarinrot + Salzsäure und Kaliumhexacyanoferrat durchgeführt. Bei dieser Färbung bleibt Siderit farblos, der Ankerit färbt sich blau und der Kalzit rosarot. Diese Färbemethode wird auch an Dünnschliffen mit Erfolg durchgeführt. Ich habe bei den Sideriten von Gebra und Schwader Eisenstein eine Untersuchung auf Mangan durchgeführt. Es hat sich herausgestellt, dass die Siderite von Schwader Eisenstein und Gebra etwa 1-2 Gew. % Mn als Mangankarbonat führen. Bei dem Ankerit von Gebra habe ich nur Spuren von Mn feststellen können. Aus dieser Feststellung geht klar hervor, dass mit zunehmendem Eisengehalt der Mangangehalt bei einem Karbonat zunimmt. Den Mangangehalt der Eisenkarbonate habe ich durch Oxydationsschmelze nachweisen können. Die Mischkristallbildung wird durch die Ähnlichkeit der Grösse der Ionenradien des zweiwertigen Eisens = 0,83Å und des eben zweiwertigen Mangans = 0,91Å bedingt. Der Mangangehalt bei den Eisenkarbonaten kann uns eine Auskunft über die Bildungstemperatur der Eisenkarbonate geben. Man behauptet eben, dass metasomatische Eisenkarbonate weniger Mn führen als die nicht metasomatischen. Eine besondere Untersuchung auf dem Gebiet gibt es nicht.

## III. EISENSPATLAGERSTÄTTE GEBRA BEI KITZBÜHEL

**A. Frühere Berichte und Untersuchungen in der Lagerstätte Gebra.**

Von dieser Erzlagerstätte berichtet F. POSEPNY (1880 Seite 381/82). Nach KAPPELLER (siehe POSEPNY, 1880) wurde dieser zum Eisenwerk-Pillersee gehörende Bergbau 1613 durch den früheren Silber- und Bleibergbau-Gewerken HANN S MARGUART ROSENBERGER v. ROSENEGG aus Augsburg begründet. Das Werk kam durch Kauf 1670 an KARL v. ASCHAUER, 1696 an die Gebrüder MAYER, 1699 an den Grafen v. PREUSING und die churfürstlich-bayrische Gewerkschaft, und im Jahre 1773 an das österreichische Montan Aerar, wurde dann im Jahre 1774 infolge einer Convention mit den übrigen Eisengewerken Tirols und jenen, welche unter der Siegerschen Gewerkschaft bestanden, vereinigt. Im Jahre 1869 wurden sämtliche ärarischen Eisenwerke Tirols und Salzburg-Tiroler Montangesellschaft übergeben.

Nach F. POSEPNY unterschied man hier vier Lagergänge: Mariahilf, Milchstollner, Josefi und Hochlanner Lagergänge, welche sämtliche ein E-W-Streichen und ein Südfallen von 40 - 60 Grad zeigen. Es wurden Mächtigkeiten von 1 cm bis 4 m gemessen. Diese Lagergänge sind somit nach Berichten und Grubenplänen schieferungsparallel orientiert.

Das Nebengestein besteht nach F. POSEPNY aus einem grünlichen, selten grauen Tonschiefer. Das Erz, vorzüglich Spateisenstein, wird von Ankerit, Kalkspat, Dolomitspat und Quarz begleitet. Als Seltenheiten kommen nach diesem Bericht hier noch «Kupfernickel», Zinnober und gediegen Quecksilber vor. Das Eisensteinvorkommen besteht nach dem genannten Autor aus derbem, blätterigem bis körnigem braunem «Flinz», selten sind innerlich grobkristallinische Kugeln von ca. 3 cm Durchmesser enthalten. Die Erzlagerstätte soll eine der Schichtung entsprechende Lage haben, woraus die Kontemporarität ihrer Bildung mit dem Gesteine gefolgert wurde.

F. POSEPNY kennt diese Lagerstätten allerdings auf eigener Anschauung nicht, glaubt aber, sie mit anderen ihm bekannten in Beziehung bringen zu können. In allerletzter Zeit hat hier VOHRYZKA (1968) gearbeitet: Er beschreibt als Hauptmineral Siderit und als Beimengungen Ankerit, Kalkspat, Dolomitspat und Milchquarz. Die Mineralabfolge ist demnach im allgemeinen von aussen nach innen Quarz, Siderit, Ankerit, Calzit und Dolomit. Nach seiner Meinung ist die Altersstellung der Vererzung ungewiss, «als gesichert kann nur gelten, dass sie jünger als die Schieferung und epizonale Metamorphose des Nebengesteins ist».

Nach J. LACKENSCHWEIGER (1924) liegt die Lagerstätte am petro-

graphischen Kontakt von liegendem Grünschiefer zu einem hangenden Tonschiefer.

### B. Die geologischen Verhältnisse der Lagerstätte und ihre Umgebung.

Die Lagerstätte Gebra liegt ca. 8 km Luftlinie süd-östlich von Kitzbühel und 350 m von Ranken entfernt. Die Höhe der Lagerstätte

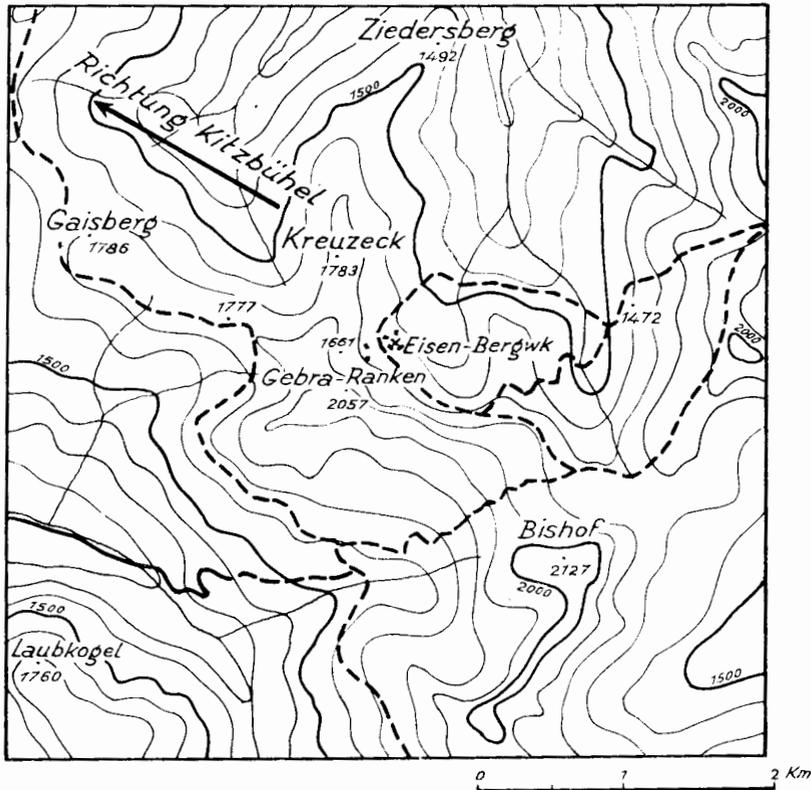


Abb. 1.

beträgt 1670 m über NN (Abb. 1). Man sieht noch heute Berghausruinen und eine Reihe von ausgedehnten unbewachsenen Stollen.

Nach der geologischen Aufnahme der Umgebung der Lagerstätte habe ich feststellen können, dass die Eisenspatlagerstätte von Gebra an zwei Gesteinstypen gebunden ist. Bisher wurden für das betreffende Gebiet keine speziellen petrographisch-paleontologischen Arbeiten durchgeführt. Nach der geologischen Karte OHNESORGES «Kitzbühel und Zell am See» ergibt sich folgendes stratigraphisches Bild im Bereich zwischen

Kitzbübel - Fieberbrunn und Gebrälagerstätte: Im Bereich der Gebrälagerstätte erscheinen die ältesten Gesteine der Kitzbühler Umgebung, und zwar sind es Tonschiefer und geschieferte Diabase. Das Alter dieser Gesteine ist nach OHNESORGE paläozoisch. Diese Gesteine werden als liegendste Glieder zu den Quarzporphyrtuffen betrachtet. Dem Alter nach folgen Porphyroide, Dolomite und Kalke der höheren Wildschönauer Schiefer. Die Tonschiefer sind nach KLEBELSBERG (1935) silurischen Alters. Über den höheren Wildschönauer Schiefen folgen dem Alter nach die jüngeren permotriadischen Gesteine. Nach DEL - NEGRO (1960) kann man in der Umgebung von Kitzbübel stratigraphisch nur Ordoviz finden.

Der eben genannte Autor hält Gabbros, Diabase der Grauwackenzone als unterordovizisch. Dann folgen nach DEL - NEGRO Gesteine wie etwa Quarzporphyr samt Tuffen, Arkosen, Sandsteine und Konglomerate. Die Tonschiefer werden nach DEL - NEGRO zum oberen Ordoviz gestellt. H. MOSTLER (1965) hat im Raume Fieberbrunn (Lachtalgrundalm) auf Grund von Conodonten (III) Unter-Wenlock (von O. H. WALLISCHER 1962) festgestellt. H. MOSTLER (1968) hat zwei stratigraphische Bereiche in der Grauwackenzone unterschieden:

- i) tiefere Wildschönauer Schiefer
- ii) höhere Wildschönauer Schiefer

Die tieferen Wildschönauer Schiefer bestehen aus Tonschiefern (Sandserizitschiefern) mit Einschaltungen von basischen und sauren vulkanischen Gesteinen. Der eben genannte Autor stellt die besprochenen Gesteine zum Ordoviz bzw. Ashgil.

Die höheren Wildschönauer Schiefer werden nach MOSTLER zum Silur bzw. Landoverly eingestuft.

Nach der geologischen Aufnahme der Lagerstättenumgebung wurden hauptsächlich zwei Gesteinstypen erkannt. Tonschiefer und geschieferte Diabase. Diese Gesteine entsprechen nach der Auffassung von H. MOSTLER (1968) den Gesteinen der tieferen Wildschönauer Schiefer.

### **C. Die Petrographie der Lagerstättengesteine.**

In der Eisenspatlagerstätte von Gebra können zwei Gesteinsarten unterschieden werden: vulkanische Gesteine und Sedimentgesteine.

#### **1. Die vulkanischen Gesteine.**

Die vulkanischen Gesteine können wieder gegliedert werden in a) grobkörnige Diabase, b) geschieferte Diabase und c) Quarzporphyrtuffe.

a. Der grobkörnige Diabas steht 300 m. östlich der alten Bergwerkskapelle an. Die Form und Mächtigkeit des Gesteinszuges konnte nicht

festgestellt werden, weil das Gestein nur in ein paar Aufschlüssen zutage tritt, sonst aber von Tonschiefern sowie von Vegetation bedeckt ist.

Das Gestein ist im Handstückbereich ungeschiefert massig, die Farbe liegt zwischen grün und grau.

Mikroskopisch sind primäre und sekundäre Mineralien zu unterscheiden. Von den primären Mineralien ist Plagioklas der vorherrschende Gemengteil. Die Form des Minerals kann nicht so leicht angegeben werden, weil die Plagioklase hier stark zerbrochen sind. Man unterscheidet manchmal schmale Plättchen und z. T. langgestreckte Gebilde, die selten Spaltbarkeit und Zwillingslamellierung erkennen lassen. Nur wenige Körner eignen sich zu Messungen nach der Federoffmethode. Diese ergaben einen Gehalt von 10-15% An. Es handelt sich demnach um saure Plagioklase (Albite) mit einem Achsenwinkel  $2V = 80$  Grad, in einem Fall  $2V = 76$  Grad. Das zweite primäre Mineral ist Augit. Die Kristallform ist isometrisch bis tafelig. Ein weiteres primäres Mineral ist Apatit. Er zeigt eine blass-grünlich-gelbe Farbe im Dünnschliff, die Form des Minerals ist säulig. Man sieht im grobkörnigen Diabas idiomorphe Apatitkristalle, die z. T. von mehr oder weniger serizitisierten Plagioklasen umwachsen sind. Ausserdem wurde noch Zirkon beobachtet.

#### Sekundäre Minerale.

Obwohl die Plagioklase zerbrochen sind, zeigen sich meist keine merklichen Umwandlungen in andere Mineralien, wie es bei geschieferten Diabasen in diesem Gebiet der Fall ist. Die Plagioklase der grobkörnigen Diabase zeigen manchmal eine feine Haut von dunkleren Mineralien mit z. T. nadeliger, z. T. wegen Feinkörnigkeit unfeststellbarer Form. Nur vereinzelte Plagioklaskörner zeigen eine teilweise Umwandlung zu Glimmer. Es dürfte sich hier um Serizit handeln. Wenn man von ein paar kleinen Quarzkörnern, die durch die Zersetzung von Plagioklasen und Augiten entstanden sind, absieht kann man das Gestein als quarzfrei charakterisieren. Die Augite zeigen randlich eine Umwandlung in Chlorit.

#### Primäre Minerale.

Der primäre Erzgehalt besteht aus Titanit und wenig Magnetkies. An sekundären Erzmineralien habe ich Goethit, Anatas und Rutil beobachten können. Der Magnetkies wandelt sich randlich in Goethit um, der Titanit wird zu Anatas und Rutil zersetzt. Die Struktur des grobkörnigen Diabases ist als diabasisch-körnig zu bezeichnen. Die Albite der grobkörnigen Diabase können mit Wahrscheinlichkeit als

Neubildungen betrachtet werden. Das ist auch mit ein Grund, dass sie nicht stark zersetzt sind.

b. Geschieferter Diabase («Diabasporphyritschiefer») Im Gebiet der Lagerstättenumgebung von Gebra treten hauptsächlich geschieferte Diabase auf. Diese können nach ihrem Mineralbestand in zwei Typen gegliedert werden. Die einen (i) sehen mikroskopisch noch nicht ganz zersetzt aus und die (ii) anderen dagegen erscheinen völlig zersetzt.

i) Bei den nicht, völlig zersetzten geschieferten Diabasen besteht der Mineralbestand aus weitgehend serizitisiertem Plagioklas und Uralithornblende. Die Plagioklaskörner sind für



Abb. 2. Pseudomorph in Serizit umgewandelter Plagioklaseinsprengling (hell) in serizitischer erzführender Grundmasse. Natürliche Grösse des Bildausschnittes (0,87 mm). + Nicols.

Messungen nach der Fedoroffmethode infolge der Zersetzung nicht geeignet. In allen Fällen dürfte es sich hier um basische Plagioklase handeln (vgl. II). Weiters sind zu nennen:

Chlorit, der durch die Zersetzung von Uralit gebildet wurde, was durch Übergänge belegbar ist. Ferner Serizit, der wie erwähnt aus Plagioklasen entstanden ist. Als Erz kommt etwas Kupferkies vor sowie «Leukoxen», der sich erzmikroskopisch als ein Gemenge von Rutil und Anatase erweist und vermutlich aus Titanit entstanden ist.

ii) Bei den geschieferten Diabasen die völlig zersetzt sind, unterscheidet man folgende Gemengteile:

In einer mikrokristallinen Grundmasse, die aus feinem Glim-

mer (Serizit) und Erz (Kupferkies und Leukoxen) besteht, findet man als Einsprenglinge Mineralrelikte von Plagioklasen und Augiten. Man sieht tafelige Plagioklaskornquerschnitte, von denen aber nur die Form an Plagioklas erinnert, die ursprüngliche Plagioklasmasse ist völlig in Serizit umgewandelt worden. Es handelt sich hier um Serizitpseudomorphosen nach Plagioklas (Abb. 2).

Die Augitrelikte bilden hauptsächlich isometrische Kornquerschnitte, z. T. rundliche Gebilde, die völlig in Chlorit umgewandelt sind. Ausserdem sind als Nebengemengteile Kalzit und etwas Quarz vorhanden. Der Kalzitgehalt stammt von den zersetzten basischen Plagioklasen. Das Gefüge dieser Diabase ist porphyrisch auf Grund der Einsprenglinge, sowie schieferig (s-Tektonite). OHNESORGE bezeichnete diese Gesteine als «Diabasporphyritschiefer».

Im Verband der geschieferten Diabase habe ich 20 - 30 cm lange, linsenförmige, s-parallele Kalziteinschaltungen beobachtet. Der Kalzit könnte aus basischen Plagioklasen entstanden sein, Chlorit, der in diesen Kalzitlinsen vorkommt, wird von Augiten herzuleiten sein. Die Marmorlinsen sind stark ausgewalzt, die einzelnen Kalzitkörner weisen stark verbogene Zwillingslamellen auf.

#### c. Quarzporphyrschiefer (-tuff?)

Dieses Gestein sieht äusserlich gelblich aus und zeigt deutliche Schieferung. Beim ersten Blick könnte man auf Grund gewisser Ähnlichkeiten an Tonschiefer denken. Das Gestein besteht aus:

i) Einer kryptokristallinen (hyaline) Grundmasse mit mikroskopisch nicht feststellbarem Mineralbestand, möglicherweise handelt es sich um feines vulkanisches und sedimentäres (detritisch-serizitisches) Material.

ii) In dieser kryptokristallinen Grundmasse schwimmen kleine, rundliche, z. T. langgestreckte Quarzkörner, die sich deutlich aus der Grundmasse abheben. Ferner wurden vereinzelt kleine zerbrochene Feldspäte (Orthoklas?) und etwas Glimmer (Serizit) festgestellt.

An opaken Mineralien kommen vor:

Spuren von Pyrit, der randlich zu Goethit umgewandelt ist. Das Gefüge dieses Gesteins kann als porphyrisch aber stark verschiefert charakterisiert werden.

## 2. Sedimentgesteine.

Nach der äusseren Erscheinung und dem Minerabestand konnten hier zwei Tonschieferarten unterschieden werden:

a) Einen dunkelgrauen «Tonschiefer» findet man auf den Halden der Lagerstätte. Er ist in diesem Gebiet der Erzträger. Anstehend habe ich dieses Gestein im Raume Gebra nicht finden kön-

nen, vermutlich auf Grund ungenügender Aufschlüsse oder diese Schichten keilen untertags aus. Es ist möglich, dass die eben erwähnte Tonschieferart das Liegende des zutagetretenden, an der Oberfläche anstehenden Gesteins ist.

Mikroskopisch findet man hauptsächlich Serizit und wenig Muskovit, bereichsweise sehr wenig Quarz.

Erzmikroskopisch ergab sich ein Gehalt von Pyrit, den ich auf Grund der knolligen Kornform für umkristallisierten, s-parallelen Gel-



Abb. 3. Tonschiefer mit rundlichen Pyritkörnern (weiss), ausserdem unterscheidet man idiomorphe Rhomboederquerschnitte von Eisenkarbonat (grau). Polierter Anschliff in II Nicols. Natürliche Grösse (0.27 mm).

pyrit halte. Ausserdem tritt s-parallel auffallend viel Rutil und vermutlich Anatas in Form feinsten Körnchen auf.

Abb. 3. zeigt isometrische Pyritkörner (weiss), hellgraue und mittelgraue Kornaggregate und idiomorphe Kristalle sind Pistomesit, und der Tonschiefer ist grauschwarz. Die Bildung des sedimentären Pyrits kann mit diagenetischen und paradiagenetischen Vorgängen im Zusammenhang stehen. In allen Fällen wird der dunkelgraue Tonschiefer ursprünglich in einem sauerstofffreien Meeresgrund gebildet, wobei die Meeresfauna sich nach dem Absterben zersetzte und durch die Verwesung freien  $H_2S$  bildete, der sich später in der Diagenese mit Eisen verband und Pyrit bildete.

In unmittelbarer Verbindung mit den Spateisenerzen kommt auch noch eine hellgraue bis grüngraue Serizitschiefervariante vor.

b) Die zweite Tonschieferart, die grau bis hellgrau aussieht, ist in der Lagerstättenumgebung sehr weit verbreitet. Mikroskopisch wurden folgende Mineralien festgestellt: Feinserizitisches Material mit grösseren, gerundeten und z. T. undulös auslöschenden Quarzkörnern, die in der Tonschiefermasse eingestreut liegen und die klastisch-sandige Natur derselben verraten. Ausserdem konnten kleine feine Muskowitpartien und Feldspatbruchstücke beobachtet werden. Etwas Chlorit und Graphit, sedimentärer Pyrit sowie Rutil und Leukoxen sind vorhanden.

#### Die Metamorphose der beschriebenen Gesteine.

Es wurde schon gesagt, dass man hier in der Gebraumgebung zwei sehr verschiedene Gesteinstypen unterscheiden kann.

Die erste Gesteinsgruppe besteht aus vulkanischen Gesteinen, bei denen die geschieferten Diabasen vorherrschen.

Die vorherrschenden Mineralien in diesen Gesteinen sind Chlorit, Serizit, Kalzit und wenig Quarz. Beim grobkörnigen Diabas tritt Albit als Neubildung auf. Nach Mineralbestand sind diese Gesteine epizonal metamorphisiert und gehören nach der ESKOLA und WINKLER Skala der Grünschieferfazies an.

Die «Tonschiefer» können nicht auf Grund des Mineralbestandes in eine Fazies der Metamorphose gegliedert werden.

Nach WOLFGANG FRITSCH (1966) kann man die Tonschiefer im allgemeinen auf Grund ihres Mineralbestandes in eine schwachtemperierte Stufe der Grünschieferfazies, nämlich durch Anchimetamorphose verändert, einordnen.

Nach dem genannten Autor bleibt bei den Tonschiefern die detritäre Struktur bei der Anchimetamorphose erhalten. Charakteristische Mineralien der Anchimetamorphose sind demnach Serizit, etwas Chlorit und wenig Quarz; die diesem Mineralbestand entsprechenden Gesteine werden nach dem oben genannten Autor als Chlorit-Serizit-Schiefer bezeichnet.

Bei den Gebra-Tonschiefern konnten Serizit, wenig Chlorit und mehr oder weniger Quarz festgestellt werden. Nach dem eben Gesagten wird man die Gebra-Tonschiefer besser als Serizitschiefer bezeichnen. Man unterscheidet hier also einen Serizitschiefer, der in diesem Gebiet der Erzträger ist, und einen Quarz-Serizitschiefer, der als Hangendes zum ersten beobachtet wird.

Nach verschiedenen Autoren (Fyfe, Turner, Verghogen) und anderen dürfte für die Anchizone eine Temperatur von 200 bis 400 C und ein

Druck von 800 - 4000 Bar angenommen werden. Diese Angaben entsprechen einer Tiefe von 3 - 14 km.

#### D. Die Vererzung.

Im Gegensatz zur Vererzung von Schwader Eisenstein unterscheidet man hier nur zwei Mineralausscheidungsfolgen. Eine milchig-weiße Quarzausscheidung, die als erste Gangfüllung auftritt, und eine zweite karbonatische Ausscheidungsfolge, die eine jüngere Gangfüllung darstellt und aus  $Fe^{++}$  — reichem und  $Fe^{++}$  — ärmerem Karbonat, Dolomitspat und Kalkspat besteht. Sulfidische und sulfatische Erze wurden in keinem Fall beobachtet. F. POSEPNY (1880) erwähnt von dieser Lagerstätte noch Rotnickelkies, Zinnober und gediegen Quecksilber. Bei meiner mikroskopischen Untersuchung konnte ich diese eben genannten Erze nicht finden. Auch VOHRYZKA (1968) hat diese Minerale nicht gefunden. Der milchweiße Quarz ist ein postkristallin durchbewegter, undulös auslöschender Gangquarz. Es dürfte sich um denselben Gangquarz handeln, der in der Eisenspatlagerstätte von Schwader Eisenstein beschrieben wird.

Die karbonatische Folge :

Das Haupterz, das man hier abbaute, war ein  $Fe^{++}$  — reiches Karbonat. Daneben tritt ein  $Fe^{++}$  — ärmeres Karbonat auf. Bereits makroskopisch können auf den ausgedehnten Halden in der Gebra- Umgebung diese zwei verschiedenen Karbonatarten aufgrund ihres verschiedenen Aussehens bedingt durch die verschiedene Verwitterung gut unterschieden werden. Das eine ist rotbraun, das andere sieht gelb aus. Das erst genannte Karbonat ist der Pistomesit, das zweite der Ankerit. In beiden Karbonaten findet man als Einschlüsse Kalkspat, Dolomitspat und etwas Quarz. Die Beobachtung an mehreren Handstücken führte zur Annahme, dass zuerst der milchweiße Quarz im Nebengestein (Serizitschiefer) in ungefähr s-parallelen Spalten wandständig ausgeschieden wurde und dann erst Pistomesit mit Ankerit gefolgt sind (Abb. 4). Der Pistomesit besteht aus derben, blättrigen bis körnigen Aggregaten.

Mikroskopisch unterscheidet man hauptsächlich bei den Pistomesiten heterometrische Kornquerschnitte (Rhomboederquerschnitte) von weniger isometrischen. Die längeren Durchmesser des heterometrischen Kornquerschnittes betragen im Dünnschliff 5,1 mm, die kürzeren 3,7 mm (max 1 cm  $\times$  7 mm). Bei den isometrischen Körnern konnte ein Durchmesser von häufig 4 mm gemessen werden. An Rhomboederkristallen von Ankerit wurden Durchmesser von 4 mm  $\times$  2 mm gemessen.

Erzmikroskopisch unterscheidet man den Pistomesit durch das



Abb. 4. Pistomesit (dunkel) neben Ankerit (hellgrau). Die beiden Karbonate sind stark oxydiert. Natürliche Grösse ca. 6 cm.

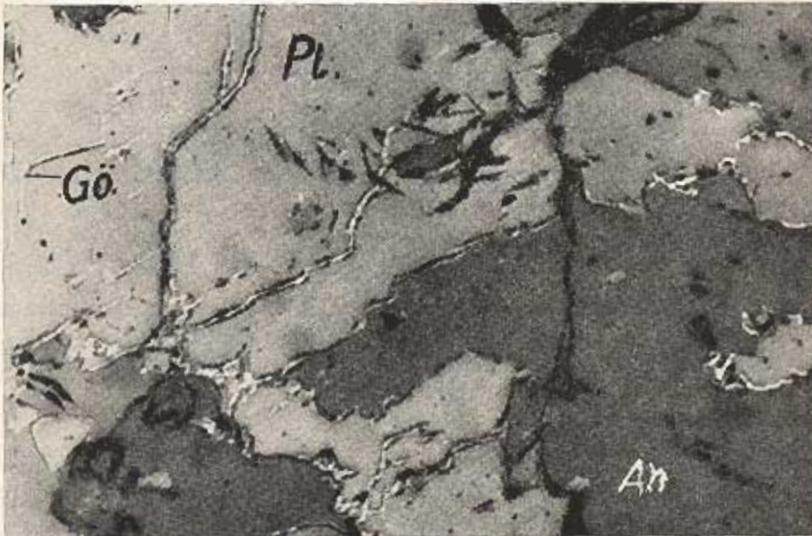


Abb. 5. Pistomesit (hellgrau) mit Goethitausscheidungen in Spalten (weiss) und Ankerit (grau). Löcher schwarz. Polierten Anschliff Nicols + natürliche Grösse des abgebildeten Bereiches (0,185 mm).

höhere Reflexionsvermögen und die häufigen Goethitausscheidungen in den Spaltflächen und anderen Fugen gut vom Ankerit (siehe Abb. 5).

Die Polituraufnahme zeigt deutlich, dass der Fe-reichere Pistomesit ein beträchtlich höheres Reflexionsvermögen (in der Abb. 5 hellgrau) als der Ankerit (in der Abb. 5 grau) aufweist.

Ausserdem findet man im Pistomesit kleine, von Goethit gefüllte Spältchen. Im Gegensatz zu Pistomesit findet man beim Ankerit keine derartigen Umwandlungserscheinungen. Der Pistomesit wurde mittels Einbettungsmethode bestimmt. Für Pistomesit wurde ein Brechungsindex

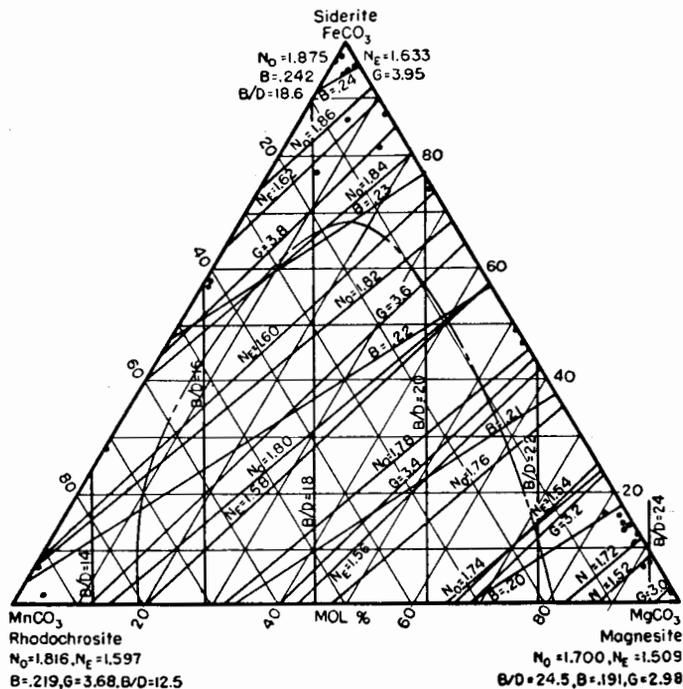


Abb. 6. Aus WINCHELL (1964) Seite 110: Variationsdiagramm des Systems MgCO<sub>3</sub>—FeCO<sub>3</sub>—MnCO<sub>3</sub>; Jeder Punkt repräsentiert eine Analyse. Die gestrichelte Kurve gibt die Grenze der ungefähren Mischbarkeit an.

no = 1,820, für Ankerit no = 1,719 bestimmt. Spektroskopisch und durch Oxydationsschmelze wurde bei den Pistomesiten ein Manganengehalt von mehr als 2 Gw. % festgestellt. Im Gegensatz zum Pistomesit weist der Ankerit nur Spuren von Mangan auf.

Die spektroskopische Untersuchung wurde im Chemischen Institut der Universität Innsbruck bei Herrn Doz. Dr. SCHNELL durchgeführt.

Ausser Mangan wurde bei den Pistomesiten noch Kalzium festgestellt, das allerdings in Ankeriten beträchtlich vorhanden ist. Nach H. MEIXNER (1953) werden die alpinen Spatlagerstätten allgemein von den folgenden Karbonaten gebildet: Kalziumkarbonat, Magnesiumkarbonat und Eisenkarbonat. Das Mangankarbonat dürfte demnach eine unwesentliche Rolle spielen.

Die Magnesite der Alpen sind nach MEIXNER (1953) manganfrei oder sehr arm an Mangan. Die Eisenkarbonate enthalten nach der Meinung desselben Autors 1-3% Mangan als Mangankarbonat. Die Mischkristallbildung zwischen verschiedenen Karbonaten ist sehr stark von der Grösse des Ionenradius des betreffenden Karbonates abhängig.

Die Ionenradien betragen für  $\text{Ca} = 1,08 \text{ \AA}$ ,  $\text{Mn}^{++} = 0,91 \text{ \AA}$ ,  $\text{Fe}^{++} = 0,83 \text{ \AA}$  und  $\text{Mg} = 0,78 \text{ \AA}$ . Der Unterschied der Bausteingrössen zwischen Ca und Mg ist recht beträchtlich. Es wird nicht leicht zwischen den beiden Karbonaten zur Mischkristallbildung kommen.

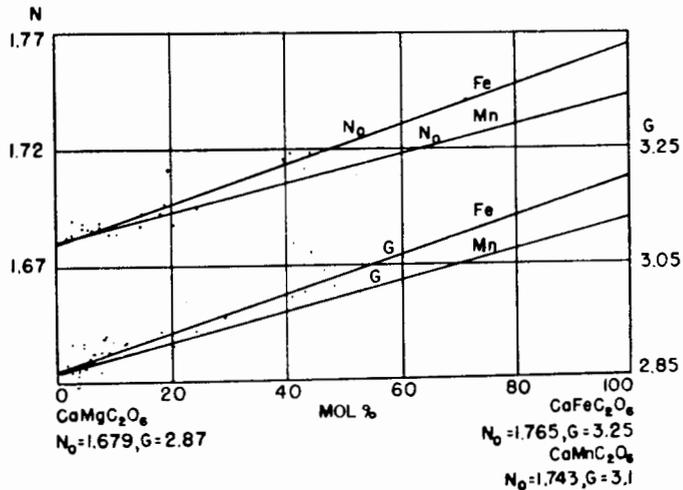
Am nächsten stehen sich die Ionenradien von Eisen und Magnesium, was zu einer unbeschränkten Mischkristallbildung zwischen den beiden Karbonaten führt. Aus dem Brechungsindex des Pistomesits  $n_o = 1,820$  kann man mit ziemlicher Genauigkeit die chemische Zusammensetzung ablesen (siehe Diagramm Abb. 6).

Für  $n_o = 1,820$  des Pistomesits von Gebra liest man vom Diagramm Abb. 6 einen Gehalt von 68 (Gew. %)  $\text{FeCO}_3$  und 32 (Gew. %)  $\text{MgCO}_3$  ab. Der Mangangehalt von 2% kann vernachlässigt werden. Es zeigt sich also, dass man es hier mit einer Mischreihe zwischen Eisenkarbonat und Magnesiumkarbonat zu tun hat. 68 Gew. %  $\text{FeCO}_3$  entspricht einem theoretischen FeO-Gehalt von 43,4%, was zur Bezeichnung «Pistomesit» führt. Eine quantitative chemische Analyse des Gebra-Pistomesits liegt nicht vor. Ausserdem könnte eine solche quantitative Analyse nicht durchgeführt werden, da alle Handstücke stark oxydiert sind, was zu einem falschen Ergebnis führen könnte.

Für den Ankerit von Gebra ergab sich ein Brechungsindex  $n_o = 1,719$ . Ausserdem konnten am Ankerit Ca, Mg und Spuren von Mn qualitativ festgestellt werden. Dass der Ankerit weniger  $\text{Mn}^{++}$  führt, steht mit dem niedrigeren Eisengehalt desselben in Zusammenhang. Dagegen nimmt aber beim Ankerit der Mg- und der Ca-Gehalt erheblich zu. Nach den festgestellten Elementen und nach der Bestimmung des Brechungsindex des Ankerits handelt es sich hier um eine Mischung zwischen  $\text{Ca} \cdot \text{Mg}(\text{CO}_3)_2$  und  $\text{Ca} \cdot \text{Fe}(\text{CO}_3)_2$ . Nach dem Brechungsindex des Gebra-Ankerits mit  $n_o = 1,719$  ergibt sich aus dem Diagramm Abb. 7 (WINCHELL

1964) eine mineralogische Zusammensetzung von 46 Gew. %  $\text{Ca} \cdot \text{Fe}(\text{CO}_3)_2$  und 54 Gew. %  $\text{Ca} \cdot \text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ .

Diese 46 Gew. %  $\text{Ca} \cdot \text{Fe}(\text{CO}_3)_2$  entsprechen einem  $\text{FeO}$ -Gehalt von 15,02 Gew. %.



## E. Auftreten, Form und Deformation der Erzkörper.

Nach Literaturangaben und alten Bergwerkskarten hat man in der Lagerstätte Gebra vier Lagergänge unterschieden, nämlich das Mariahilf-, Milchstollner-, Josefi- und Hochlanner Lager. Diese Lagergänge streichen nach F. POSEPNY (1880) wie das Nebengestein und fallen mit 40-60 Grad nach Süden ein. Die Mächtigkeit beträgt nach POSEPNY einige cm bis 4 m.

Die von VOHRZYKA (1968) erwähnten Autoren LACKENSCHWEIGER (1924) und SRBIK (1929) geben Mächtigkeit von einigen cm bis 9 m an. Nach VOHRZYKA (1968) streichen die Erzgänge ENE-WSW und fallen mit 60-70 Grad nach Süden ein. Die Mächtigkeit der Lagergänge beträgt nach dem genannten Autor maximal 5,7 m. Da keine der Untertagsausfahrten heute befahrbar ist, ist eine Abschätzung der geologischen Verhältnisse nur durch einen Vergleich der Obertagskartierung mit den alten Grubenplänen möglich. Es zeigt sich im Grundriss der alten Karten,

dass die Streichrichtung der Verhaue von 50-65 Grad schwankt. Das ergibt eine Differenz zu der obertags messbaren Streichrichtung der Schieferungsflächen, die mehr ENE liegt. Da immerhin in den Literaturangaben von Lagergängen die Rede ist, könnte man sich die Längserstreckung der Verhaue durch den Abbau mehrfach gleichsinnig verworfener Erzgänge vorstellen.

Es müsste demnach eine Verwerfungstendenz vorliegen, bei welcher Westliches nach Süden und Östliches nach Norden verschoben wurde. Eine andere Erklärungsmöglichkeit wäre die Änderung des Streichens von S-Flächen in die Tiefe zu, vielleicht als Folge einer Schleppung an einer tektonischen Bewegungsbahn, z. B. an der Grenze Diabasschiefer-Serizitschiefer.

Schliesslich könnte auch ein bevorzugtes Einschieben einer erzreichen Zone innerhalb der Schieferrungsflächen vorliegen, was eine entsprechende Richtungsverzerrung der Verhaue im Grundriss zur Folge haben könnte. Das alles kann aber aus den mir zugänglichen Beschreibungen nicht entnommen werden.

Sowohl der Pistomesit als auch der Ankerit sehen im Handstückbereich richtungslos grobkörnig aus. Man beobachtet im Nebengestein (Serizitschiefer) kleine Spältchen mit Pistomesit gefüllt, die teils in der Schieferungsebene liegen, teils -s-spitzwinklig schneiden. Die Mächtigkeiten, die man an Blockstücken auf den Halden messen konnte, schwanken von einigen mm bis 40 cm. Die maximale Pistomesitgangmächtigkeit beträgt, wie schon erwähnt, 9 m.

Wie im Abschnitt Petrographie angedeutet wurde, fällt auf, dass das die Eisenkarbonate unmittelbar begleitende Nebengestein hellgrünlichgrau gefärbt ist. Es handelt sich um einen Serizitschiefer (oder Serizitphyllit) mit äusserst geringem Quarzgehalt und viel Rutil-Anatasmikrolithen. Der makroskopisch fleckig hellgrüne, dicht gefärbte Serizit ist nach dem Brechungsindex  $n_b = 1,582$  ein Fe-armer Typ. Dieses Gestein ist häufig als s-Tektonit mit oft extremer Feinfältelung im cm-bis dm-Bereich ausgebildet. Die Feinglimmerlagen und Titanmineralmikrolithen bilden diese Fältelung deutlich ab. Die geologische Aufnahme der Lagerstättenumgebung zeigt ganz deutlich, dass die Bergwerkshalden an der vermutlichen Grenze sandiger Serizitschiefer («Tonschiefer») zu Diabasporphyritschiefer liegen. Die Gesteingranze ist allerdings ober Tag infolge ungenügender Aufschlüsse nur stellenweise kartierbar.

Auf den Stollenhalden liegen ausser dem Serizitschiefer noch Fallstücke von Diabasporphyritschiefer. Diese Beobachtung führt zur Annahme, dass man beim Ausrichten von Gängen oder Störungen

stellenweise ausser dem Serizitschiefer, in welchem die Vererzung liegt, auch Diabasporphyritschiefer durchörtet hat.

Mit den letztgenannten Beobachtungen möchte ich zum Ausdruck bringen, dass das Auftreten der Erzlager in Gebra an einen dem Diabasporphyritschiefer sehr nahe gelegenen Serizitschieferhorizont gebunden ist.

Unter dem Mikroskop sieht man, dass der Pistomesit tektonisch durchbewegt ist.

Ausserdem beobachtet man bei manchen Pistomesitkörnern Katakklase und undulöse Auslöschungen. Die Katakklase geht an manchen Stel-



Abb. 8. Pistomesit (hellgrau) mit fast parallelen Drucklamellen (dunkel). Die Lamellierung erfolgt nach der (0112) Fläche + Nicols. Natürliche Grösse (0,22 mm).

len bis zur Mylonitisierung. Die genannten Deformationserscheinungen sind auch an den begleitenden Ankeritkörnern zu beobachten. Mylonitisierung wurde beim Ankerit allerdings nicht festgestellt.

#### **F. Die Vererzung der Eisenspatlagerstätte von Gebra in der Oxydationszone.**

Es wurde schon vorher erwähnt, wie die Oxydation des Eisenkarbonates vor sich geht. Hier in den Gebrapistomesiten hat man die gleichen Oxydationsvorgänge, wie sie im Fall «der Schwaderer Sideroplesitoxydation» vorliegt.

In Abb. 9 sieht man eine Polituraufnahme eines durchbewegten Pistomesits, der entlang den Drucklamellen in Goethit umgewandelt wird.

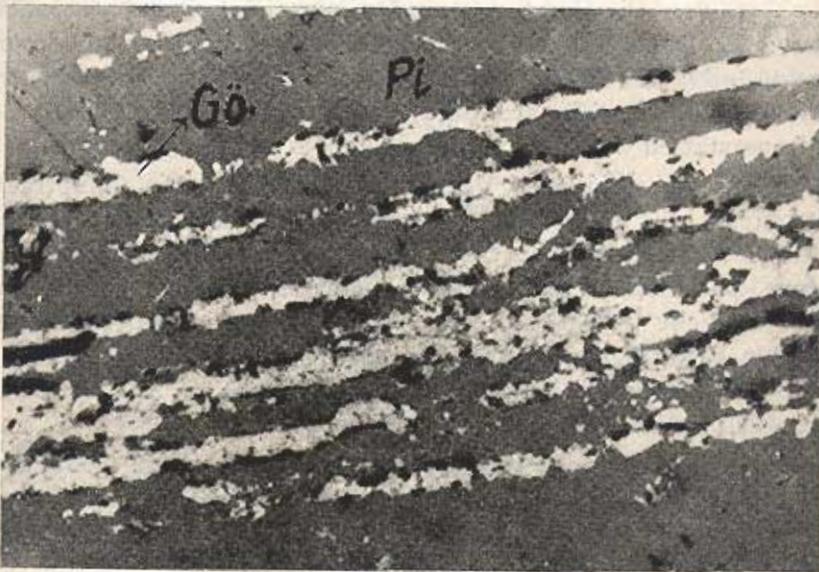


Abb. 9. Durchbewegter Pistomesit (dunkelgrau). Die Durchbewegung erfolgte in parallelen Drucklamellen. Diese Lamellen wurden sekundär von Goethit verdrängt (lichtgrau). Polierter Anschliff in + Nicols. Natürliche Grösse (0,185 mm).

### G. Paragenetische Beziehungen zu den benachbarten Lagerstätten.

Wie schon erwähnt wurde, führt die Gebra Eisenspatlagerstätte Pistomesit als Haupterz, milchigweissen Quarz, Ankerit, Kalkspat und Dolomitspat als Gangarten. Sulfidische und sulfatische Erze konnten nicht festgestellt werden. In der weiteren Folge möchte ich die Namen einer Reihe von Lagerstätten nennen, die paragenetisch mit der Eisenspatlagerstätte Gebra verglichen werden können. Die Lagerstätten Foidling-Hochalm, Wurzalp, Ehrenlehen, Sinnwell und Schattberg, Bachalpe, Krantalp, Röhrebühel, Schöntagweid, Grüntal, Luegge, Götschen, Kelchalpe u.a. sind mir z. T. von Begehungen und teilweise durch die Literatur bekannt. Diese Lagerstätten liegen alle in der Kitzbühler Umgebung.

#### Die Vererzung der genannten Lagerstätten.

Ausser dem Vorkommen von der Foidlingalm, das ähnlich der Gebralagerstätte zu sein scheint und in der weiteren Folge beschrieben

wird, sind alle anderen Lagerstätten paragenetisch mit der Gebralagerstätte z. T. verwandt. Nach VOHRZYKA (1968) findet man bei diessen Lagerstätten folgende Erze: Als Haupterze kommen hier Pyrit, Kupferkies, Fahlerz vor. Die Gangarten sind milchweisser Quarz, Eisenkarbonat und z. T. Baryt. Die sulfidischen Erze sind z. T. an milchweissen Quarz und teilweise an das Eisenkarbonat gebunden. Die Erze treten hier hauptsächlich imprägnationsartig auf. Eisenkarbonat ist bei manchen dieser Lagerstätten wenig, bei anderen wieder reichlich vorhanden.

Das Nebengestein aller genannten Vorkommen ist hauptsächlich Serizitschiefer, der verschiedene Farben aufweist. Die Erzkörper sollten nach Literaturangaben eine der Schieferung des Nebengesteins entsprechende Form haben, also müsste es sich hier mehr oder minder um lagergangähnliche Gebilde handeln, die das Einfallen des Nebengesteins haben. Alle genannten Erze zeigen stark kataklastisches Gefüge und z. T. Mylonitisierungserscheinungen, eine Tatsache, welche eine sichere Durchbewegung bestätigt.

Milchigweisser Quarz und Eisenkarbonat, wie sie in Gebra vorliegen, ist auch bei allen anderen genannten Vorkommen vorhanden. Warum es in Gebra zu keiner sulfidischen Erzbildung gekommen ist, ist unerklärbar. Man glaubt, dass die metasomatischen Erze und besonders die metasomatischen Eisenspatite wenig oder überhaupt keine sulfidischen Erze führen (PETRASCHECK 1932).

## H. Tektonik und Alter der Lagerstätte.

Die Eisenspatitlagerstätte von Gebra liegt in der oberostalpinen Grauwackenzone. Die Anreicherung der Eisenkarbonate liegt nach den Grubenkarten in den Serizitschiefern und nahe der Grenze zu den überlagernden Diabasporphyritschiefern. Im Diagramm Abb. 10 sind die Pole von s-Flächen durch Punkte dargestellt. Die Messungen stammen hauptsächlich aus den «Tonschiefern» (Serizitschiefer-Typen), zum geringeren Teil aus Diabasporphyritschiefern.

B-Achsen dieses Raumes sind in selben Diagramm als kleine Kreise eingetragen. Es handelt sich bei diesen B-Achsen um Feinlineation im Handstückbereich und um Faltenachsen im Meterbereich. Im Diagramm Abb. 11 sieht man die Besetzungsdichte des beschriebenen Diagrammes. Abb. 10 zeigt als Hauptstreichrichtung ENE - WSW, mit einem Fallen von  $40^{\circ}$  gegen SSE. Die B-Achsen streuen mit ihrer Lage von NNE bis EW bei mehr oder weniger flachem NNE - E-Fallen. Ob die streuenden B-Achsen auf mehrere tektonische Durchbewegungen zurückzuführen

sind oder auf mechanische Inhomogenitäten, kann nicht geklärt werden. Tatsache ist aber, dass in den Kleinbereichen immer nur eine Achsenlage festgestellt wurde: Überprägungen durch andere Achsen konnten in meinem Aufnahmebereich nicht gefunden werden.

In einem Umkreis von 1000 m um die Lagerstätte kann also generell ein ENE-WSW Streichen und mittelsteiles SSE-Einfallen beobachtet

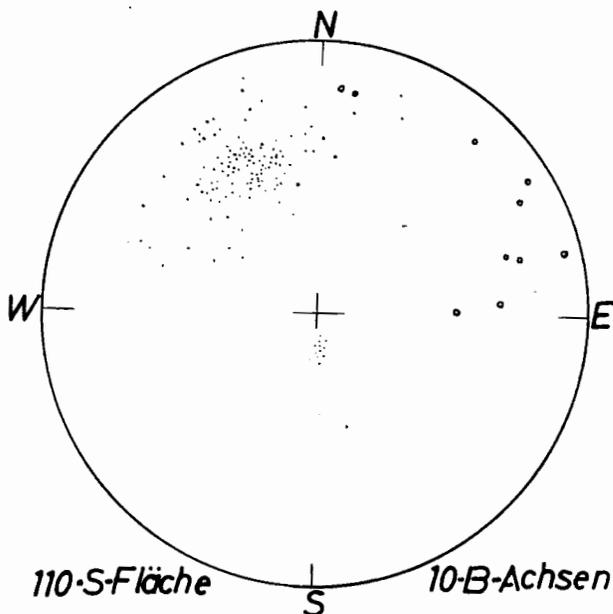
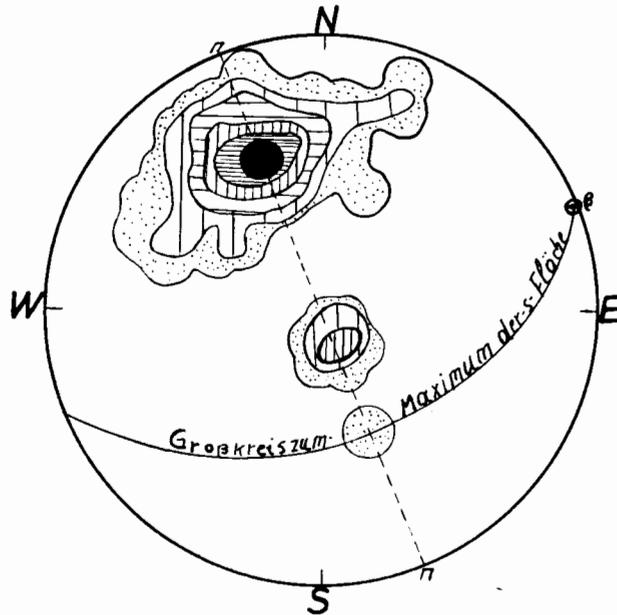


Abb. 10. Polpunktdarstellung von Schieferungsflächen. 110-S-Flächen (Punkte), 10-B-Achsen (kleine Kreise) gemessen im Umkreis (der Lagerstätte Gebra.

werden. Bei den B-Achsen scheint eine bevorzugte Lage mit flachem ENE - EW-Einschieben vorzuliegen. Da in der näheren und weiteren Lagerstättenumgebung keine mesozoischen Gesteine vorhanden sind, ist das relative Alter der oben erwähnten B-Achsen nicht anzugehen. Das konstruktiv ermittelte  $\beta$  (Abb. 11) deckt sich ungefähr mit einigen B-Achsen (Abb. 10). Diese Falten-Achsen B und das  $\beta$  werden auch von FUCHS A. (1954) erwähnt. Dieser Autor schreibt auch, dass an anderen Stellen, wo Buntsandstein das Paläozoikum überlagert, ein ähnliches Achsengefüge gegeben ist. Es ist daraus der Schluss zu ziehen, dass das im Raume Gebra analysierte Achsengefüge alpidisch entstanden ist. Anders konnten nicht beobachtet werden.

Das Einfallen der vier in diesem Gebiet bekannten Lagergänge könnte man mit gleichscharigen hol-Klüften zu einer ENE-streichenden B-Achse in Beziehung bringen. Doch sind exakte Angaben infolge Fehlens heutiger Aufschlüsse nicht zu machen. Die verschiedenen Gesteinsserien liegen mehr oder weniger konkordant gelagert vor. Die steile Wandbildung am N-Abhang des Ranken wird von einer engständi-



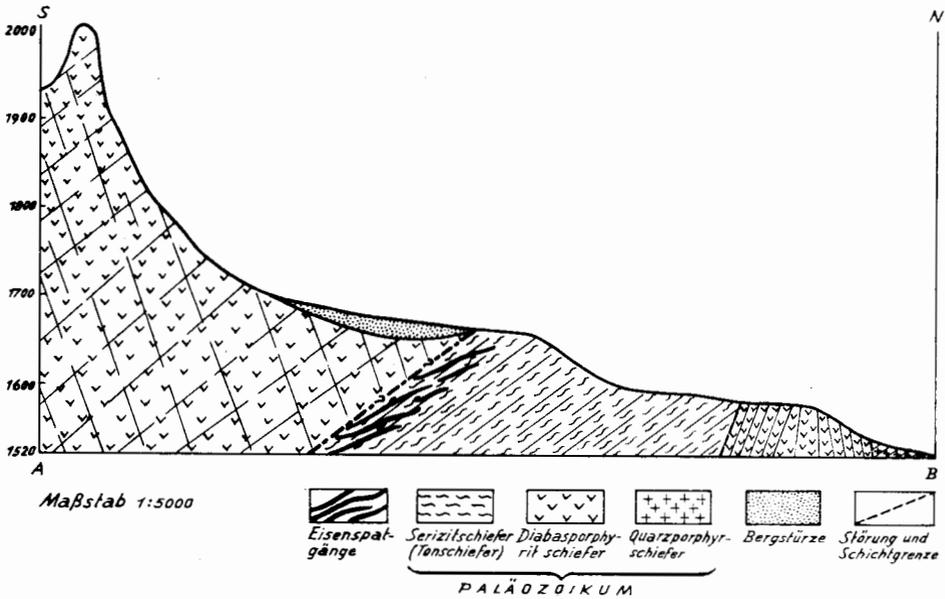
0 %, (2,44 - 2,88) %, (4,88 - 9,76) %, (9,76 - 21,96) %, (21,96 - 48,8) %, (48,8 - 78,08) %, (78,08 - 100) %.

Abb. 11. Ausgezähltes s-Pol-Diagramm mit Grosskreis des s-Pol-Maximumkreises sowie mit  $\pi$ -Kreis und  $\beta$ .

gen Kluftchar mit der Lage 265'75 N hervorgerufen. Nachdem man die Untertagsausfahrten auf der geologischen Grundrisskarte der Gebralagerstätte eingetragen hat, kommt man zur Annahme, dass die Erzbildung entlang der Gesteinsgrenze der beiden Gesteine an der vermutlichen Störung liegt. Die Beobachtung ist an zwei Stellen der Gebralagerstättenumgebung (siehe geol. Karte) festzustellen. Diese Beobachtung lässt annehmen, dass die Vererzung jünger als das Alter der beiden Gesteinsserien, nämlich Diabasporphyritschiefer und Sandserizitschiefer, ist. Die Vererzung muss bei Richtigkeit dieser Annahme

also jünger als Ordoviz sein. Ausserdem wurde beobachtet, dass die Vererzung jünger als die Schieferung und epizonale Metamorphose der beiden Nebengesteine ist, weil keine Anzeichen der Parageneseänderung durch Temperatur und Druck bei den Eisenkarbonaten zu bemerken ist. Die Schieferung des Nebengesteins wird von kleinen diskordanten

EIN PROFIL ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER GEBRAEISENSPATLAGERSTÄTTE



Dieses Profil ist ein masstabmässig verkleinertes, von dem Originalprofil 1 : 2000.

Spältchen durchsetzt und von diesen ausgehend scheint die Vererzung entlang der Schieferung vorgedrungen zu sein. Derartige s-parallele Erzfürungen sind anscheinend sehr geringmächtig. Damit möchte ich sagen, dass die Spaltenbildung und Vererzung jünger als die Schieferung des Nebengesteins ist. Das bisher Gesagte zwingt zur Annahme, dass die Diabasporphyritschiefer nicht als Erzbringer in dieser Lagerstätte in Frage kommen. Die Durchbewegung der einzelnen Mineralien in Gängen verschiedener Orientierung ist deutlich und besonders an Gangquarz und Pistomesit zu beobachten. Der milchweisse Gangquarz und Pistomesit zeigen Kataklyse bis Mylonitisierung mit undulöser Auslöschung sowie Zwillingslamellierung bei den Pistomesiten. Der Ankerit zeigt teilweise Kataklyse mit undulöser Auslöschung, selten Zwillingslamellen. Diese Feststellung der Durchbewegung der einzelnen Körner

ist ein Beweis dafür, dass eine nachkristalline Deformation stattfand. Rekrystallisationserscheinungen wurden nicht beobachtet. Da aber keine Veränderungen durch die Metamorphose, wie etwa ein Auftreten neuer Mineralien oder eine Regeneration im Sinne SCHNEIDERHÖHNS (1952), zu beobachten ist, ist anzunehmen, dass die Vererzung weder von der variskischen noch von der alpidischen Metamorphose erfasst wurde.

Es hat vermutlich lediglich eine mechanische Durchbewegung stattgefunden, deren Alter alpidisch zu vermuten ist. Die alpidische Metamorphose war zu schwach, um eine Änderung in der Erzparagenese zu verursachen. Die Vererzung fand anscheinend in den Tonschiefern in kleinen Spältchen statt, die sich zu konkordanten Hohlräumen parallel der Schieferung ausweiteten. Die Diabasporphyritschiefer müssen die Vererzung der Serizitschiefer beeinflusst haben, insofern sie als Permeabilitätsgrenze gedient haben. Nachdem man aber Eisenkarbonat und Gangquarz in allen Lagerstätten der Gebraumegebung und besonders von Kitzbühel findet, ist eine Affinität zwischen allen genannten Lagerstätten anzunehmen und an eine gleiche Vererzungsphase zu denken. Nach K. VOHRZYKA (1968) erfasste die Eisenkarbonatvererzung noch Gesteine der Trias (Sinnwell - Schattberg). Es kann vermutet werden, dass die Vererzung jedoch von der alpidischen Gebirgsbildung erfasst wurde und am Ende der variskischen Gebirgsbildung stattfand. Da sie aber noch Gesteine der Trias vererzt hat, ist zu vermuten, dass die Vererzung noch in der Trias stattgefunden haben könnte.

#### IV. DIE EISENSPATLAGERSTÄTTE FOIDLING - HOCHALM

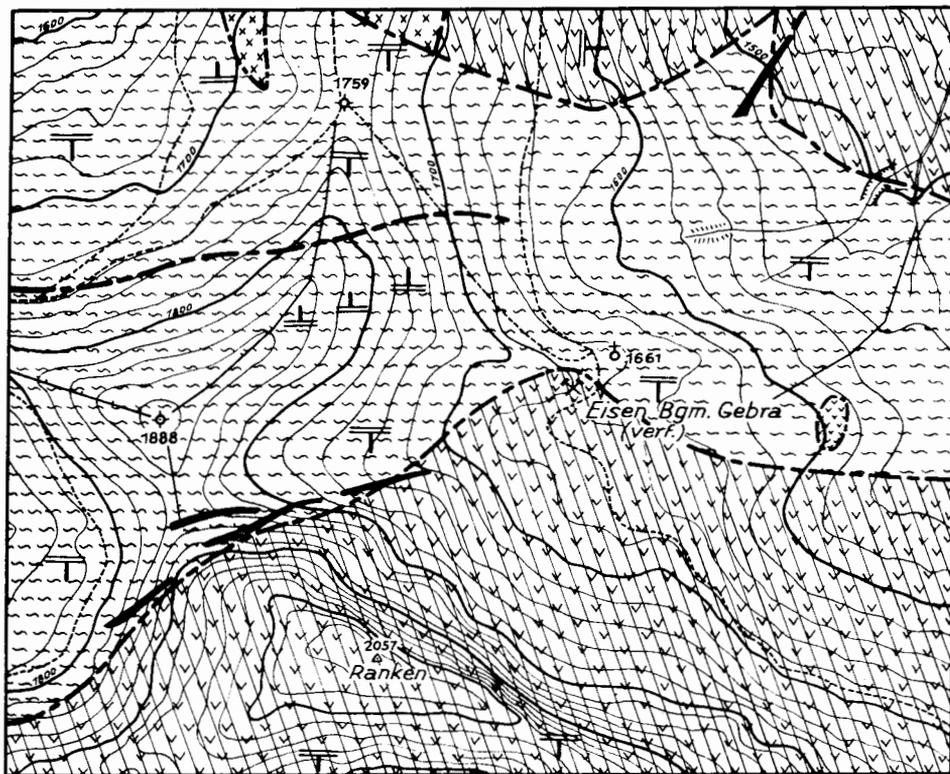
Geographisch gesehen liegt die Lagerstätte 7,5 km Luftlinie SSE von Fieberbrunn entfernt, und zwar auf dem rechten Gehänge der Foidling-Grundalpe. Die Höhe der Lagerstätte über NN beträgt 1277 m, das ist etwa 100 m höher als der Schwarzachbach. Sie liegt 5 km östlich der Gebralagerstätte.

F. POSEPNY (1880) spricht von einer «Foierling-Gebralagerstätte», die an der Salzburger-Tiroler Grenze liegt. Das Foierling-Revier reicht nach dem eben erwähnten Autor in das Tal der «Schwarzen Aache», heute Schwarzach-Bach-Tal.

Nach F. POSEPNY (1880) sollen die Foidling-Hochalmlagerstätte und die Gebralagerstätte aus parallelen Lagergängen bestehen, die hauptsächlich E-W streichen und ein Südfallen und selten ein Nordfallen zeigen.

K. VOHRZYKA (1968) erwähnt von derselben Lagerstätte E-W Streichen und ein mit 45 Grad mittelsteiles Südfallen. Nach seinen

GEOLOGISCHE SKIZZE DES EISENSPATBERGBAUES GEBRA - LANERN,  
 AUS DER ORIGINALKARTE 1 : 2000



Masstab 1 : 8300

LEGENDE ZUR GEOLOGISCHEN SKIZZE DES EISENSPATBERGBAUES  
 GEBRA - LANERN (KITZBÜHEL)

<i>Tonschiefer Wildschönauer S.</i>	<i>Geschieferter Diabasporphyrite</i>	<i>Grobkörniger Diabas</i>	<i>Quarzporphyr- Schiefer</i>	<i>Eisenspat- gänge</i>	<i>Schieferung der Gesteine</i>	<i>Vermutete Schicht- grenze und Störungen</i>

Die vorgezeichneten Daten wurden von der Originalkarte des 1 : 2000  
 aufgenommenen Eisenspatbergbaugesbietes Gebra-Lanern übernommen.

Angaben führt die Lagerstätte spätigen Siderit, Ankerit, Quarz und Kalkspat. Geologisch gesehen liegen in Foidling ähnliche Verhältnisse wie in Gebra vor. Nach der Karte von OHNESORGE «Kitzbühel-Zell am See» sind die Nebengesteine der Lagerstätte Foidling-Hochalm Tonschiefer und Diabasporphyritschiefer, die nach H. MOSTLER (1968) dem tieferen Wildschönauer Schiefer bzw. dem Ordoviz (Ashgil) angehören. Das Nebengestein, in dem die Vererzung liegt, ist ein grauer Tonschiefer, der sehr viel Serizit und wenig Quarz führt. In diesem Tonschiefer findet man idiomorphe Pyrite, die sich deutlich im grauen, feinkörnigen Kalzit und Fe-Kalzit auch bemerkbar machen. Ausserdem ist ein hoher Rutilgehalt und fragliche Magnetitspuren zu verzeichnen. Ausser dem grauen Tonschiefer, der die Vererzung führt, sieht man noch auf der Bergwerkshalde verschieden gefärbte Tonschiefer und geschieferte Diabase, an denen keine Vererzung beobachtet wurde.

### 1. Die Vererzung.

Die Beobachtung der Handstücke auf der Bergwerkshalde führt zu der Annahme, dass die Lagerstätte sehr arm an Erz ist, weil man in den betreffenden Bergwerkshalden selten Handstücke oder Blockstücke aus Erz finden kann. Das Erz ist ein derbes spätiges Eisenkarbonat, dessen Korndurchmesser häufig  $5 \times 3$  mm beträgt. Nach dem Brechungsindex  $n_0 =$  zwischen 1,815 - 1,825 dürfte es sich um denselben Pistomesit handeln, der von Gebra beschrieben wurde. Als Gangarten kommen hier grauer Kalzit mit grobkörnigem Fe-Kalzit und Gangquarz vor. In den Kalziten wurde idiomorpher Pyrit festgestellt. Es dürfte folgende Altersstufe der Gangmineralien bestehen: Pistomesit, grauer Kalzit, Fe-Kalzit und Quarz. Der Foidling-Pistomesit führt Mn als Mangankarbonat. Im Gegensatz dazu findet man beim Fe-Kalzit nur Spuren von Mn. Da mir keine Grubenkarte der betreffenden Lagerstätte vorliegt, können die spärlichen Literaturangaben nicht überprüft werden. Wegen Mangel an Aufschlüssen wurde keine geologische Kartierung in dem genannten Lagerstättenraum durchgeführt. Nach F. POSEPNY (1880) dürfte es sich hier um einen nicht immer s-parallelen Lagergang handeln, der keine Fortsetzung von Gebra ist, sondern als Parallelgang dazu aufzufassen ist. Die Vererzung, also der Pistomesit und Pyrit, zeigen Oxydationserscheinungen. Der Pistomesit wird in Goethit und der Pyrit in Rubinglimmer umgewandelt. Abb. 12 zeigt einen polierten Anschliff eines Pyritidioplasten, der randlich in Rubinglimmer übergeht. S. SMIRNOW (1954) demonstriert die Oxydation des Pyrits folgendermassen: In einer ersten Oxydationsstufe entsteht aus Pyrit Eisensulfat und Schwefelsäure.



In der zweiten Oxydationsstufe wird aus Pyrit Eisenpolysulfat und Eisenhydroxyd gebildet.  $12 \text{FeSO}_4 + 6\text{H}_2\text{O} + 3\text{O}_2 = 4\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 4\text{Fe}(\text{OH})_3$ .

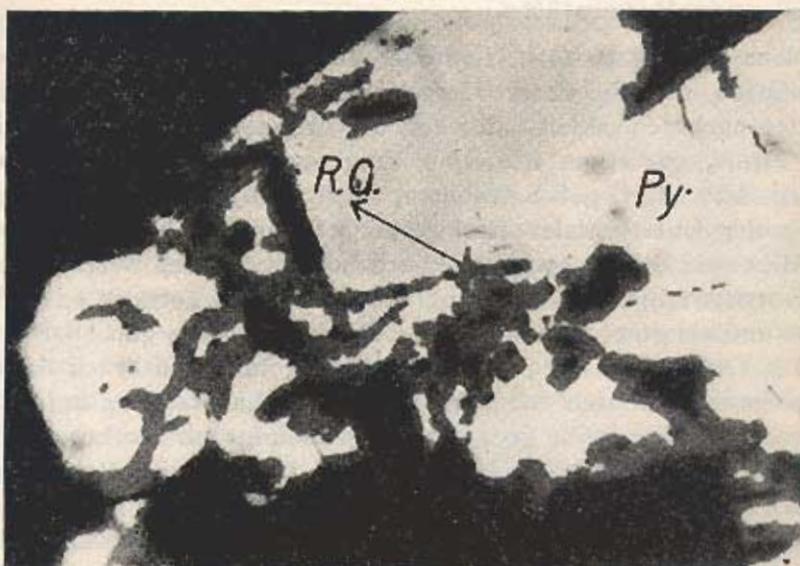


Abb. 12. Umwandlung von Pyrit (weiss) randlich in Rubinglimmer (grau) dunklere Teile im Bilde Kalzit und Quarz. Polierter Anschliff + Nicols. Natürliche Grösse (0,185 mm).

Das Eisenhydroxyd wird entwässert und es bildet sich Goethit und Rubinglimmer. Im Rahmen der Regionalmetamorphose oder Kontaktmetamorphose bildet sich aus Eisenhydroxyd Hämatit bis Magnetit (BETECHTIN 1954).

## 2. Tektonik der Lagerstätte.

Nach der Karte von OHNESORGE «Kitzbühel und Zell am See» ist im Foidling-Hochalmbereich hauptsächlich E-W Streichen und Südfallen gegeben, stellenweise kommt E-W Streichen und flaches Nordfallen auch vor. In einer Stelle könnte ich ein N-S Streichen und 10 Grad flaches Einfallen nach Westen messen. Eine B-Achse, die hier ermittelt wurde, streicht N 60 E und taucht mit 6 Grad flach nach NE ein. Nachdem der Pistomesit Drucklamellen und undulöse Auslöschung aufweist und die Karbonate undulös auslöschten und zahlreiche Zwillingslamellen, die z. T. gebogen sind, aufweisen, ist auch hier eine Durchbewegung anzunehmen. Das Alter der Lagerstätte dürfte wahrscheinlich mit dem der Gebrälerstätte in Zusammenhang stehen.

## V. DIE EISENSPATLAGERSTÄTTE SCHWADER EISENSTEIN

**A. Frühere Berichte und Untersuchungen an der Schwader Eisenspatlagerstätte.**

Nach O. SCHMIDEGG (1951) ist nur wenig wesentliches über die Lagerstätten der Schwazer Umgebung bekannt. Genauere Angaben enthalten nach demselben Autor erst die Erläuterungen zur geologischen Karte Tirols, vor allem über die Erzgänge im Gneis. Nach Angaben SCHMIDEGGS (1951) gab Sektionsrat A. R. SCHMIDT (1968) eine Beschreibung der Unterinntaler Erzlagerstätten und der Schwazer Vorkommen, die zwar nicht genau studiert, aber trotzdem wertvoll sind, da A. R. SCHMIDT die damals zugänglichen Erzbergbaue noch selbst befahren hat und als guter Kenner des Schwazer Bergbaues galt.

TH. OHNESORGE (1903) hat das Kartenblatt «Innsbruck-Achensee» aufgenommen und sich dabei näher mit den Lagerstätten befasst. Von ihm erschien leider keine genauere Beschreibung, nur ein kurzer Aufsatz (Österr. Ztschr. für Berg- und Hüttenwesen 1911), der aber einige grundlegende Ergebnisse seiner Arbeiten enthält. Eine alte Bergwerkskarte aus dem Jahre 1844, die in der Innsbrucker Berghauptmannschaft vorhanden ist, gibt Auskunft über das Bergbaugesamt von Schwader Eisenstein. Durch diese Bergwerkskarte weiss man nun, wie die Erzgänge im Verhältnis zum Nebengestein ungefähr liegen müssen. In der Eisenspatlagerstätte von Schwader Eisenstein findet man heute keine zugänglichen Stollen. Das einzige was auf das damalige Vorhandensein einer Lagerstätte hinweist, sind die Ruinen und Bergwerkshalden. Aus der alten Bergwerkskarte lassen sich folgende Angaben herauslesen: Hauptstreichen des Schwader Haupt- oder Neufundganges im Ursulaunterbau Stollen von «Stund 2,2 Grad in Stund 14,2 Grad mit 45 Grad Verflachen in SE». Streichen des Burgunderganges im Michaelstollen «Stund 12,9 Grad und dasselbe im Burgunder oder Stubstollen Stund 14 mit verschiedenem Verflachen in SE». M. ISSER (1905) hat genauere Angaben über die Lagerstätte Schwader Eisenstein gemacht. Er hat vier Erzgänge in diesem Bergbau unterschieden. Es sind dies vom Hangenden zum Liegenden der Hochschwader-, der Karrer-, der Neufund- und der Burgundergang. Der Neufundgang, auf welchem der Eisenspatbergbau hauptsächlich betrieben wurde, führt Spateisenstein in einer Mächtigkeit von 0,20 bis 4 m. Die Durchschnittmächtigkeit beträgt aber nur 1,5 m. Der hier vorkommende Eisenspat enthält 28-30 Gew. % Eisen. Ausserdem kommen hier noch Pyrit und Kupferkies sowie sporadische Fahlerzimpregnationen vor. Der eben erwähnte Eisenspatgang streicht nach VOHRZYKA (1968) 20-30 Grad NE und fällt 45 Grad nach SE ein. Ältere Angaben sind unklar (ISSER 1905), teilweise auch unri-

chtig (SCHMIDEGG 1951). Der Burgundergang liegt nach ISSER in einer Entfernung von etwa 800 m vom Neufundgang gegen Nordwesten. Die Mächtigkeit beträgt hier 1,2 - 1,5 m. Vorherrschendes Erz ist hier nach demselben Autor Eisenspat mit absätzigen Gebilden von Baryt, Kupferkies, Pyrit, Fahlerz und Bleiglanz. Als Lage des Ganges kann der Literatur entnommen werden  $10^\circ$  Streichen nach NNE und  $65^\circ$  E-Fallen, womit ungefähr ein Parallelismus zum Neufundgang gegeben ist. Der Karrergang liegt in einer Entfernung von 200 m vom Neufundgang. Er streicht nach alten Angaben  $50^\circ$  und fällt mit  $30^\circ$  nach SE ein. Hier ist auch Eisenspat als Erz mit Quarz und Baryt als Gangart vorhanden. Die Mächtigkeit des genannten Ganges beträgt 1,5 - 2 m. Der Hochschwadergang liegt etwa 240 m im Hangenden des Karrerganges und südlich. Er beisst fast auf der Höhe des Schwaderjoches aus. Die Mächtigkeit des Erzganges beträgt etwa 1,5 - 2 m. Man findet hier wieder Eisenspat ohne nennenswerte fremde Beimengungen. Sein Streichen und Fallen ist parallel dem Karrergang gerichtet. Nach Angaben von ISSER ist die erste Beschürfung zu Anfang des 17. Jahrhunderts zur Erschließung neuer Kupferlagerstätten erfolgt. Da aber die Schwadergänge sehr arm an Kupferkies waren, wurden die ersten Arbeitsversuche bald wieder aufgegeben. In der Tabelle (236) der Arbeit von M. ISSER (1905) werden folgende Angaben über die Schwader Erzvorräte gemacht: Vom Jahre 1719 bis zum Jahre 1904 wurden 396 000 t Erz abgebaut. Nach O. SCHMIDEGG (1951) befinden sich die Eisenspatgänge im Quellgebiet des Bucherbaches unterhalb und östlich der Schwaderaple. Die Gänge setzen nach SCHMIDEGG an der Grenze Wildschönauer Tonschiefer zu Gneis auf und dringen mit NNE-Streichen in den Gneis ein, wobei sie allmählich schmäller und erzärmer werden. Das Erz liegt aber nach meinen Untersuchungen (Proben von Halden) im Augengneis. Das Gestein wird in der Literatur als phyllonitisierter Augengneis bezeichnet. Die Bildung dieser Erzgänge von Schwader dürfte nach SCHMIDEGG mit den Schlingenbildungen des Augengneises im Zusammenhang stehen. Die jüngste Kurzbeschreibung der Eisenspatlagerstätte von Schwader Eisenstein liegt von K. VOHRYZKA (1968) vor. Er erwähnt hier stark verwittertes Eisenkarbonat, das Kupferkies und Fahlerz enthält. Als Gangarten nennt er Quarz und Baryt. Das Nebengestein wird als ein phyllonitisierter Augengneis angegeben. Die Meinung von VOHRYZKA steht im Gegensatz zur Erklärung SCHMIDEGGS. Er erkennt die Deutung von SCHMIDEGG, wonach die Erzgänge durch Zerrungen am Aussenrand von Gneisschlingen entstanden sein sollen, nicht an und bringt zwei das ganze Gneismassiv durchziehende Dislokationszonen mit etwa demselben Streichen wie die Erzgänge (1968 Seite 38) mit der Eisenspatmineralisation in Zusammenhang.

## B. Die geologischen Verhältnisse der Lagerstätte.

Die Eisenspatlagerstätte von Schwader Eisenstein liegt 5 km östlich von Schwaz. Die Gänge liegen im Quellgebiet des Buch-Baches (Abb 1) nordöstlich der Schwader Alpe. Die Lagerstätte liegt in einer Höhe von etwa 1450 m über NN.

Die Lagerstätte liegt in Schollen von mittelostalpinem Kristallin, zwischen Phylliten und der Schiefer-Dolomitserie der Grauwackenzone.

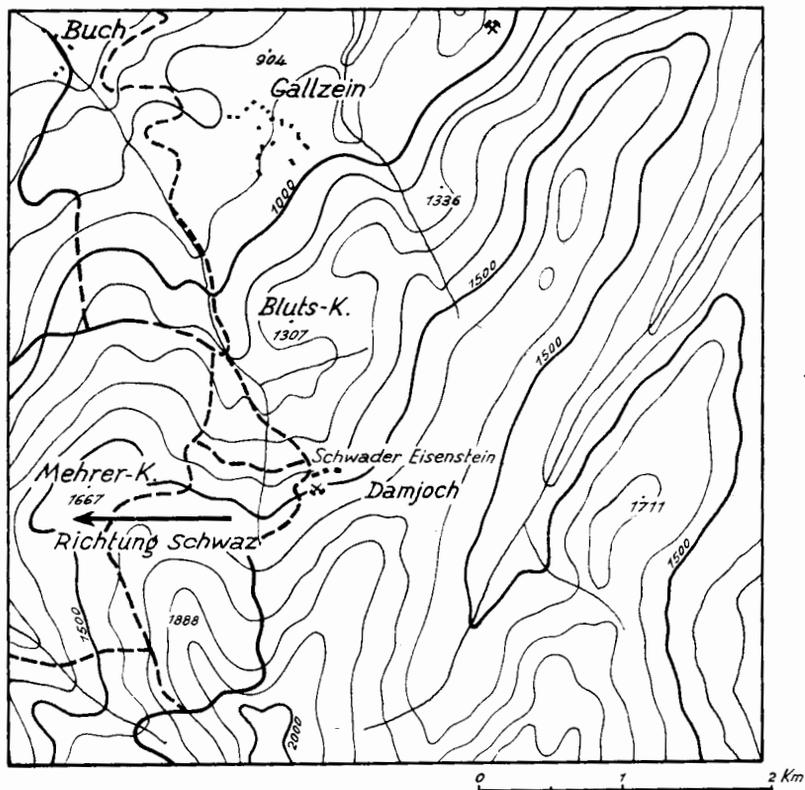


Abb. 13.

Unter Mittelostalpin versteht man Altkristallin in Amphibolitfazies (VOHRZYKA 1968) und eine lückenhafte Auflagerung von Mesozoikum, das sich vor allem durch einen gut entwickelten Verrucanohorizont auszeichnet. Nach Ansicht von VOHRZYKA (1968) tritt östlich vom Brenner das Mittelostalpin in Form von Deckschollen (z. B. Patscherkofel) oder als Diaphthorit (Kellerjoch-Schwazer Augengneis) an der Basis der oberostalpinen Grauwackenzone auf. Eine geologische Aufnahme des Bergbaugesbietes von Schwaz liegt von O. SCHMIDEGG (1940) vor. Dem-

nach unterscheidet man im Schwazer Lagerstättengebiet paläozoische und mesozoische Gesteinsgruppen. Die erste Gruppe, die paläozoische oder z. T. noch ältere Gesteine führt, besteht aus basischem Eruptivgestein, Quarzphyllit, Augengneis, Porphyroidschiefer, Wildschönauer Schiefer, Schwazer Dolomit sowie Konglomeraten und Breccien an der Basis des Buntsandsteins. Für Quarzphyllit und Augengneis wird von KLEBELSBERG (1935) ein vorpäläozoisches Alter vermutet. Die zweite mesozoische Gesteinsgruppe besteht aus Gesteinsserien vom Skyt und Anis. Nach dem bisher Gesagten kann man sich im Gebiet des Schwazer Bergbaues folgendes stratigraphisches Bild der hier vorhandenen Gesteine machen: Als ältestes Gestein wird hier der Quarzphyllit aufgefasst, der als Einschaltung ein basisches Eruptivgestein (geschieferter Diabas) führt. Dann folgen der Augengneis, die Wildschönauer Schiefer mit den Porphyroiden, der Schwazer Dolomit, permotriadische grobklastische Gesteine und Gesteine der Trias. Bemerkenswert ist das Fehlen von basischen und sauren Ergussgesteinen, welche in der Kitzbühler Umgebung häufig sind. Stratigraphische Untersuchungen im Bereich der Schwader Eisenspatlagerstätte gibt es nicht. H. MOSTLER (1966) hat den Schwazer Dolomit auf Grund der Orthoceren (*Icriodus Woschmidtii*) führenden grauen bis dunkelgrauen Dolomite in das tiefste Gedinnium (Unteres-Unterdevon) eingestuft. 1961 hat PIRKL den Schwazer Dolomit in Emsium (Unterdevon) eingestuft.

Über das Alter des Augengneises, in dem die Vererzung liegt, ist näheres nicht bekannt. OHNESORGE (1906) stellt den Schwazer Augengneis in das Hangende des Quarzphyllites. VOHRZYKA (1968) glaubt, dass der Schwazer Augengneis nach dem nachgosaubischen Abgleiten des Oberostalpins von der Tauernachse weiter nach Norden vorgeprellt wäre und Teile des Oberostalpins überfähre.

### C. Die Petrographie der Begleitsteine der Lagerstätte.

Die Vererzung der Schwader Eisenspatlagerstätte ist nach VOHRZYKA und nach meiner Meinung an phyllonitisierten Augengneis gebunden. Die Entstehung des phyllonitisierten Augengneises ist sehr problematisch. Die von TH. OHNESORGE (1903) genannten Autoren A. PICHLER, F. S. SUES, F. BECKE, G. STACHE, die sich mit der Entstehung des Schwazer Augengneises befasst haben, meinen folgendes: A. PICHLER ordnet den Augengneis dem Tonglimmerschiefer zu. Dieser Gneis ist nach A. PICHLER ein Tonglimmerschiefer mit Orthoklas. G. STACHE glaubt, dass der Augengneis älter als seine Hülle wäre. Er vermutet, dass der Gneis von Schwaz durch eine Auffaltung zum Vorschein gekommen wäre, die vielleicht eine Parallelfalte zum Ziller-

taler Hauptgneiszug darstelle. F. E. SUES hält den Augengneis von Schwaz als ein merkwürdiges Sediment und nimmt an, dass die Orthoklasse und Quarzindividuen desselben klastischer Natur wären. Die Auffassung von F. BECKE ist anders als diejenige der bisher genannten Autoren. Westlich von Schwaz besteht das Grundgebirge aus steilgestelltem, stark gefaltetem Phyllitgneis, welcher sich durch Reichtum an Serizit und Quarz auszeichnet. Das Auftreten des Gneises als Kern in einer steilstehenden Antiklinale, das Vorkommen deutlich erhaltener Varietäten, die sicher den Granitgneischarakter des Gesteins tragen, machen es hier wahrscheinlich, dass ein stark dynamometamorphes Eruptivgestein vorliegt. Nach F. BECKE ist der Schwazer Augengneis zu den drei Gneismassiven, nämlich der Antholzermasse, der Tonalitgneismasse des Zillertaler Hauptkammes und der Granitgneismasse des Tuxer Kammes als eine vierte zu zählen ist. Nach TH. OHNESORGE (1903) ist das Lagerungsverhältnis des Schwazer Augengneisses zu seiner Phyllit-Wildschönauerchiefer-Hülle ein derartiges, dass von einer konkordanten Einlagerung desselben in letztere nicht die Rede sein kann. OHNESORGE (1903) diskutiert weiters:

Der Augengneis bildet vielmehr ein Relief in der Schieferhülle. Die Form der Kellerjoch-Gneisinsel ist eine ganz unregelmässige. Ihre Ausdehnung in NW-SE-Richtung ist ebenso gross wie in der NE-SW-Richtung. Hier wird nun die Frage gestellt, ob der Gneis älter als die Phyllite und Wildschönauerschiefer sei oder wie BECKE vermutet, intrusiv entstanden wäre. Nach Th. OHNESORGE sprechen eine Anzahl von wichtigen Momenten gegen die intrusive Natur des Gneises. Der Mangel an Kontakterscheinungen: 2 cm vom Gneis entfernt findet man beim Schiefer denselben petrographischen Charakter wie Kilometer weit vom Gneis entfernt. Der Mangel an Apophysen: Aus Dünnschliffuntersuchungen des Schwazer Augengneises geht hervor, dass eine stark chemisch und mechanisch veränderte Granitmasse mit einer sekundären Schieferung vorliegt (OHNESORGE 1903). Diese sekundäre Schieferung widerspricht nach dem selben Autor weiter dem intrusiven Charakter des Gneises. «Auch weist die, die ganze Gneismasse beherrschende Durchschieferung auf so gewaltige Pressungen und tektonische Störungen hin, dass weit näher liegt, dem Gneis eine passive als eine aktive Rolle zuzuschreiben». In keinem Falle habe ich an der Grenze der zwei Gesteinstypen Kontakterscheinungen beobachten können. Dann kann man hier die Frage stellen, ob nach vielen Durchbewegungen und Diaphthoresen die Kontakterscheinungen noch erhalten sein können. OHNESORGE nannte das Gestein, das die Vererzung trägt, Serizitschiefer, der als eine Einschaltung zwischen dem Tonschiefer und Augengneis vorliege. Diese Serizitschiefer kann man nach der Auffassung OHNE-

SORGES infolge des makro- und mikroskopisch unzweifelhaft klastischen Charakters nur als feinen granitischen Detritus auffassen, der als metamorpher Granitgruss vorliegt. Dieses Gestein bezeichnet K. VOHRZYKA als phyllonitisierten Augengneis. Unter phyllonitisiertem Augengneis versteht man einen ehemaligen Gneis, der durch eine starke Durchbewegung ohne wesentliche Erwärmung das Erscheinungsbild eines Phyllonites bekommt. Das Gestein sieht makroskopisch gelbgrau bis braungelb aus. Die gelbbraune Farbe des betreffenden Gesteins wird durch die Oxydation eisenhaltiger Mineralien bedingt. Es kann hier nur der Pyrit dafür in Frage kommen. Makroskopisch sieht man schon, dass der Augengneis eine deutliche Schieferung zeigt. Mikroskopisch konnten folgende Mineralien unterschieden werden:

**F e l d s p a t :** bis 1 cm grosse Mikroklinkristalle. Ausserdem kommen **P l a g i o k l a s**-Einsprenglinge derselben Grösse vor, wobei die Zwillingslamellierung häufig infolge antiperthitischer Entmischungen nicht deutlich zu erkennen ist. **O r t h o k l a s** tritt nur spärlich in Erscheinung. Er ist meist durchsichtig klar mit einem Brechungsindex  $n = 1,522$ . Die Quarzkörner sind isometrisch und auch hederometrisch bis 2 mm gross. Die Korngrösse schwankt allerdings lagenweise ausserordentlich. So wechsellagern z. B. Quarzlagen mit isometrischen, 0,02 mm grossen Körnchen, die nicht undulös sind mit Serizitlagen. Plagioklase sind in diesem Feinlager nur spärlich mitbeteiligt. Neben feinschuppigerem Serizit tritt auch grobtafeliger Hellglimmer auf. Biotit fehlt. Die grösseren Quarzindividuen sind randlich teilweise zertrümmert und teilweise undulös. Bei der Dünnschliffuntersuchung fällt eine perthitische Entmischung in Mikroklinen auf. Feine gelblich-braune Lagen aus hydroxydischem Eisenerz ziehen entlang den s-parallelen Muskowitpartien, allerdings nur im Bereich der Verwitterungsrinden dieses Gesteins. Diese Eisenhydroxyde sind nach meinen Untersuchungen vom Pyrit abzuleiten. OHNESORGE beschreibt im Schwazer Augengneis Schriftgranitgefüge. Ich habe eine derartige Beobachtung nur an einem Augengneis vom Proxenstand machen können. Der Augengneis führt nach meiner Bestimmung auch spärlich **Z i r k o n**. An Erzminerale fand ich **P y r i t**, der in idiomorpher Gestalt auftritt und **R u t i l**, der Kataklase zeigt. Der Pyrit geht randlich in Goethit über. Aus dem Gesagten geht hervor, dass es sich hier um einen nachkristallin durchbewegten, vielfach diaphthoretischen Muskowitaugengneis handelt. Diese Ansicht wird auch von VOHRZYKA vertreten. OHNESORGE vermutet, dass die Schwader Vererzung, also die Eisenspatgänge, die an die Serizitschiefer (phyllonitisierter Augengneis) gebunden sind, epigenetisch entstanden sind. Er behauptet, dass die Kohlensäurelösungen aus Ther-

malquellen stammen, ebenso wie die Sulfide, aber das zweiwertige Eisen, das die Eisenspatite bildet, von Gneis sich ableiten lässt.

## D. Die Vererzung.

### 1) Die Mineralabfolge :

Nach der erzmikroskopischen Untersuchung konnte die Erzparagenese von Schwader Eisenstein in vier Altersfolgen gegliedert werden.

a) Eine Quarz-Eisenkarbonatausscheidungsfolge, die aus einem älteren Quarz- und einem jüngeren Eisenkarbonat als Gangfüllung besteht. In der hypidiomorph grobspätigen Masse des Eisenkarbonates sind schöne idiomorphe Rhomboederquerschnitte aus Dolomit zu finden, die sich wahrscheinlich gleichzeitig mit dem Eisenkarbonat bildeten. In der Karbonatmasse ist etwas Quarz als Gangart vorhanden.

b) Eine sulfidische Ausscheidungsfolge, die eine nächstjüngere Gangfüllung darstellt und aus Pyrit (I), Kupferkies, Zinkblende, Arsenkies und Fahlerz besteht.

c) Eine noch jüngere Gangfüllung, ist eine sulfatische Ausscheidungsfolge, die aus Baryt besteht.

d) Die jüngste sulfidische Ausscheidungsfolge besteht nur aus Pyrit II.

### 2) Beschreibung der Einzelminerale.

Die erste Quarz-Eisenkarbonatausscheidungsfolge als älteste Gangfüllung :

#### a) Der Gangquarz.

Der milchweisse Quarz, der als Gangart in den Eisenspatgängen von Schwader Eisenstein auftritt, ist als älteste Gangfüllung zu betrachten, wie bereits VOHRZYKA (1968) erwähnt.

Es lässt sich beobachten, dass in Fällen, in denen zerbrochener Milchquarz vorliegt, das Eisenkarbonat als Füllmasse in diesen Rissen auftritt. Quarz tritt meist zusammen mit dem Eisenkarbonat auf. Er dürfte stellenweise gar nicht zur Ausscheidung gekommen sein. Die milchweisse Quarzfüllung erscheint zunächst als dicht, mikroskopisch sind aber deutlich Körner zu sehen. Die Korngrösse der meist heterometrischen Körner liegt häufig im Grössenbereich von  $3 \times 6$  mm. In grösseren Quarzkörnern habe ich eine Art von Streifung, Lamellierung, z. T. Zerbrechung beobachtet mit einem Winkel von  $0^\circ - 26^\circ$  zur C-Achse der Quarzkornes. Die meisten Quarze löschen undulös aus. Diese Mikrorupturen stellen starke Durchbewegungserscheinungen dar und verursachen wahrscheinlich die milchweisse Farbe des Gangquarzes.

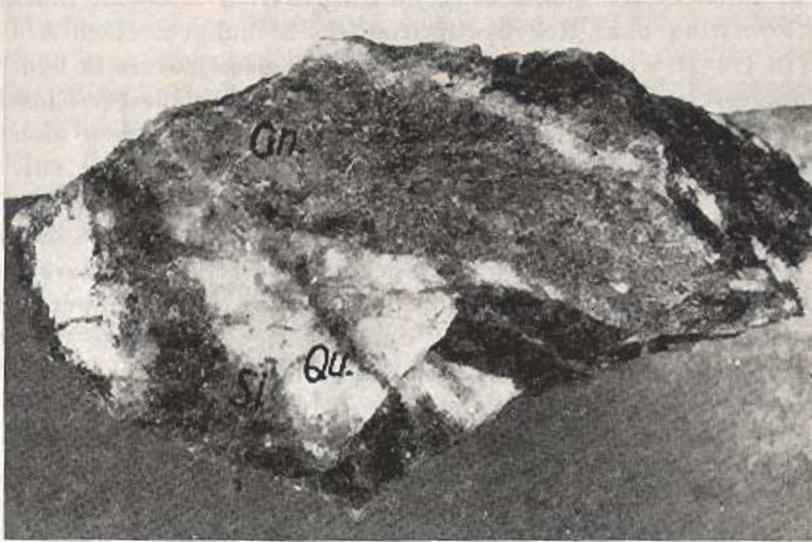


Abb. 14. Handstück aus der Eisenspaltlagerstätte Schwader-Eisenstein. Grauweißer Teil (Nebengestein). Weißer Teil (Gangquartz). Dunklerer Teil (Sideroplesit). Natürliche Grösse ca. 12 cm.

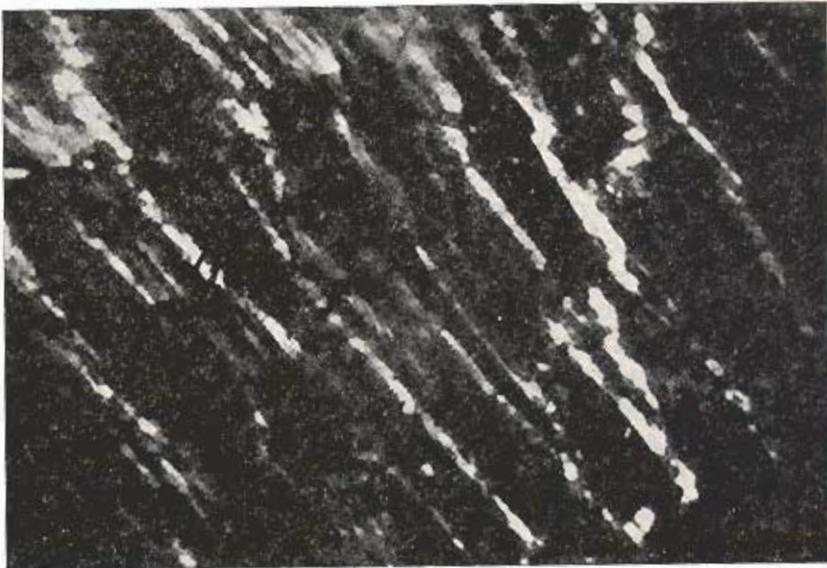


Abb. 15. Dünnschliffaufnahme eines Quarzkornteiles, der deutliche Mylonitisierung zeigt, die in fast parallelen Streifen bemerkbar wird (helle Streifen im Bilde). + Nicols Natürliche Grösse (1,145 mm).

Der milchweisse Quarz zeigt im Kornbereich also eine postkristalline Deformation ohne Rekrystallisationserscheinungen. Nach A. G. BETECHTIN (1954) wird die milchweisse Farbe des Quarzes in hydrothermalen Lagerstätten häufig durch eine grosse Menge winziger Einschlüsse von Flüssigkeiten und Gas bedingt. Beim Erhitzen lösen sich diese Kriställcheneinschlüsse bei einer bestimmten Temperatur auf, dann verschwinden die Gasbläschen und es bildet sich eine homogene flüssige Phase. Bei der Abkühlung wird diese wieder heterogen. Nach demselben Autor wird in anderen Fällen die milchweisse Farbe des Quarzes durch zahlreiche Risse bewirkt, die durch dynamische Einwirkungen entstanden sind. Ebenso wie vollkommen durchsichtiges Eis beim Schlag mit einem Hammer an der beschädigten Stelle milchweiss wird. Durch die mikroskopische Untersuchung habe ich beim milchweissen Quarz von Schwader Eisenstein keine Gas- und Mineraleinschlüsse feststellen können. Eine abgewogene Menge von einem Gramm feinpulverisiertem Quarz wurde bis auf 350°C erhitzt. Bei dieser Temperatur müssten die Kohlendioxyd und Natriumchlorideinschlüsse sublimieren, dadurch müsste es zu einer Gewichtabnahme des Quarzpulvers kommen. Nach dem Versuch wurde keine Gewichtabnahme des Quarzpulvers beobachtet. Für die milchigweisse Färbung des vorliegenden Quarzes kommt also die zweite Deutung in Betracht und es liegen auch tatsächlich reichlich Durchbewegungsrisse im Quarz vor.

#### b) Das Eisenkarbonat.

Das Eisenkarbonat ist die zweite ältere Gangfüllung in den Eisenspatgängen von Schwader Eisenstein. Man findet ihn reichlich auf den Halden der Schwader Umgebung und erkennt ihn äusserlich durch die tiefbraune bis rotbraune Oxydationsfarbe. Im frischen Zustand ist es lichtgelb. Das Eisenkarbonat enthält sulfidische und sulfatische Erze. Im Gegensatz zum Eisenkarbonat führt der milchigweisse Quarz keine Spuren von sulfidischen und sulfatischen Erzen. Die Beobachtung, dass Pyrit I, Kupferkies, Zinkblende, Fahlerz und Arsenkies sowie Baryt als belteropore Spaltenfüllung und z. T. als Verdrängung im Eisenkarbonat auftreten, ist ein Beweis für eine jüngere Platznahme dieser gegenüber dem älteren Eisenkarbonat. Im Dünnschliff sind die Eisenkarbonat-kornquerschnitte hauptsächlich heterometrisch. Bei den heterometrischen Kornquerschnitten betragen die Dimensionen häufig etwa  $4,2 \times 2$  mm. Im Handstückbereich sieht das Eisenkarbonat massig aus. Es tritt in dünnen, zum Nebengestein hauptsächlich diskordanten Gängchen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit auf. Das sind allerdings

nur Beobachtungen, die in den Haldenstücken zu machen sind. Die maximale Mächtigkeit der Erzkörper soll ja, wie erwähnt, 4 m betragen haben. Nach geochemischen Untersuchungen hat man feststellen können, dass reine Eisenkarbonate bei 450°C in Magnetit und Kohlendioxyd übergeht (TRÖGER 1967). Bei einer Temperatur von 282°C und 1 Atmosphäre Druck dissoziiert das Eisenkarbonat in das  $\text{Fe}^{++}$  Kation und das  $\text{CO}_3^{-2}$  Anion. Die bisher gemachten Angaben betreffen das reine Eisenkarbonat (Siderit), das genau der Formel  $\text{FeCO}_3$  entspricht. Das reine Eisenkarbonat hat einen Brechungsindex für  $n_o = 1,875$  und einen FeO Gehalt von 62,1 Gew. %. Diesem 62,1 Gew. % - Eisenoxyd-gehalt entsprechen 48,3 Gew. % Fe. Für das Eisenkarbonat der Schwader Eisenspatgänge wurde ein Brechungsindex  $n_o = 1,858 - 1,860$  gefunden. Dem niedrigeren Brechungsindex des Eisenkarbonats von Schwader Eisenstein entspricht demnach ein geringerer Eisengehalt als der des reinen Siderits. Wie schon vorher erwähnt, wurden beim Eisenkarbonat von Schwader Eisenstein 1 - 2 Gew. % Mangan als  $\text{MnCO}_3$  durch Oxydationsschmelze festgestellt. Diese Feststellung wurde durch spektroskopische Untersuchung im Institut für Chemie der Universität Innsbruck von Doz. Dr. SCHNELL bestätigt. Ausser dem Mangangehalt wurde im Eisenkarbonat wenig Ca, Ba, Sr und etwas mehr Mg nachgewiesen. Die Barium- und Strontiumgehalte liegen in Form von Sulfaten vor. Der niedrigere Brechungsindex und die nachgewiesenen Nebengemengteile des Eisenkarbonates von Schwader Eisenstein bedeuten, dass es sich wahrscheinlich um Mischkristalle handelt, die ungefähr der chemischen Formel  $(\text{Fe-Mg-Mn})(\text{CO}_3)_2$  entsprechen. Nach Angaben von ISSER (1903) wurde beim Eisenkarbonat von Schwader Eisenstein ein Fe-Gehalt (28 - 30) Gew. % festgestellt. Dieser Fe-Gehalt steht mit dem festgestellten Brechungsindex des Minerals und den nachgewiesenen Nebengemengteilen im Zusammenhang. Nach dem Diagramm von WINCHELL (vergl. Abb. 6/1) in dem die Mischkristallbildung von Eisen-Magnesium-Mangan-Karbonaten dargestellt ist, handelt es sich nach der Brechungsindexbestimmung  $n_o = 1,860$  um einen Sideroplesit. Dieser müsste theoretisch eine Zusammensetzung von 90 Gew. %  $\text{FeCO}_3$  und 10 Gew. %  $\text{MgCO}_3$  aufweisen. Wenn man natürlich von den Mn-Ba-Sr-Gehalten des betreffenden Karbonates absieht, dann liegt eine Mischung von  $\text{FeCO}_3 + \text{MgCO}_3$  vor. WINCHELL hat schon in der vorher erwähnten Arbeit Mischkristallbildungen zwischen Eisenkarbonat und Magnesiumkarbonat beschrieben, die verschiedene chemische Zusammensetzung und spezielle Formeln aufweisen.

Nach MEIXNER (1953) unterscheidet man folgende Mischkristallbildungen zwischen dem Eisenkarbonat und Magnesiumkarbonat :

Siderit	= (Fe <sup>90-100</sup> , Mg <sup>10-0</sup> ) CO <sub>3</sub> und 57,4 bis 62,2 Gew. % FeO.
Sideroplesit	= (Fe <sup>70-90</sup> , Mg <sup>30-10</sup> ) CO <sub>3</sub> und 47,1 bis 57,4 Gew. % FeO.
Pistomesit	= (Fe <sup>50-70</sup> , Mg <sup>30-50</sup> ) CO <sub>3</sub> und 35,9—47,1 Gew. % FeO.
Mesitit	= (Fe <sup>30-50</sup> , Mg <sup>70-50</sup> ) CO <sub>3</sub> und 22,9—35,9 Gew. % FeO.
Breunnerit	= (Fe <sup>10-30</sup> , Mg <sup>90-70</sup> ) CO <sub>3</sub> und 8,2—22,9 Gew. % FeO.
Magnesit	= (Fe <sup>0-10</sup> , Mg <sup>100-90</sup> ) CO <sub>3</sub> und 0—8,2 Gew. % FeO.

Die Hochzahlen der Formeln geben Formeleinheiten in % an. Die Abgrenzung ist nach MEIXNER (1953) wie in allen derartigen Fällen mehr oder minder willkürlich und für praktische Zwecke geeignet. Das Eisenkarbonat der Schwader Eisenspatgänge hat also einen FeCO<sub>3</sub> - Ge-



Abb. 16. Zwillingslamellen in Sideroplesit (dunkle und helle Streifen). Eine zweite Schar von Zwillingslamellen schneidet die ersten spitzwinklig. Dünnschliffaufnahme in II Nicols. (Natürliche Grösse 0,145 mm).

halt von 90 Gew. %, was 55,98 Gew. % FeO entspricht. Dieser 55,98 Gew. % FeO - Gehalt zeigt, dass das Schwader Eisensteinkarbonat zwischen Siderit und Sideroplesit liegt. Nach meiner Feststellung liegt das Eisenkarbonat von Schwader Eisenstein praktisch als Sideroplesit vor.

H. MEIXNER erwähnt «Sideroplesit» von den folgenden Lokalitäten der Ostalpen. GOLLRAD (Josefistollen), Schneeberg (i. Tirol), Dienten, Seckar, Kupferbengbau Mitterberg, Neuberg.

Im Kornbereich zeigt der Sideroplesit von Schwader Eisenstein z. T. ein kataklastisches Gefüge, also Bruch- und Zerspaltungserschei-

nungen, z. T. bruchlose Verformung der einzelnen Körner. In Abb. 4 sieht man einen Teil eines Sideroplesitkornes mit Drucklamellen (Dünnschliff). Nach TRÖGER erfolgt diese Drucklamellenbildung nach der (0112) Fläche. Die eine Schar paralleler Drucklamellen wird von einer zweiten Schar paralleler Drucklamellen geschnitten. Kataklyse an Sideroplesitkörnern ist intensiver dort, wo Sideroplesitkörner sich zwischen milchweissen Quarzkörnern befinden. Weder beim milchweissen Quarz noch beim Sideroplesit habe ich Rekrystallisationserscheinungen beobachten können. Undulöse Auslöschung ist zu beobachten.

### 3. Die Sulfidischen Erzminerale.

#### a) Pyrit I.

Pyrit I ist im Sideroplesit hauptsächlich intragranular zu finden. Sulfidische Erze finden sich am häufigsten dort, wo Sideroplesitmasse von kleinen Bruchrissen und Spältchen durchsetzt werden.

Die erzmikroskopische Untersuchung ergab, dass bei der Erzparagenese der Schwader Eisenspatgänge ein Pyrit I von einem Pyrit II zu



Abb. 17. Durchbewegter Pyrit (weiss), der an Spältchen und Brüchen durch Kupferkies (hellgrau) und Zinkblende (grau) verheilt wird. Dunklere Stellen Sideroplesit. Polierter Anschliff II Nicols. Natürliche Grösse (0,116 mm).

unterscheiden ist. Der Pyrit I scheint nach meiner Beobachtung das älteste sulfidische Erz in der Erzparagenese der Schwader Eisenspatgänge zu sein. Er tritt zusammen mit Kupferkies und Zinkblende auf.

Die Abb. 17 zeigt einen Teil eines kataklastischen Pyritkornes I, das an kleinen Bruch- und Spaltrissen durch Kupferkies und Zinkblende verheilt wird.

Die weissen Stellen im Bilde bestehen aus kataklastischem Pyrit. Hellgraue Stellen innerhalb der Pyritmasse bestehen aus Kupferkies. Auf der rechten Seite des Bildes sieht man zwei kleine Spältchen, die mit Zinkblende (grau) gefüllt sind. Die idiomorphe Natur des Pyrits ist durch die Deformation verloren gegangen, aber trotzdem sieht man teilweise Stellen im Bilde, die auf eine Idiomorphie für Pyrit hinweisen. Die erzmikroskopische Untersuchung ergab, dass hier weder zonare noch konkretionsartige Pyrite vorliegen. Die Pyritkörner erscheinen unter dem Erzmikroskop durchwegs isotrop. Anomalien sind nicht vorhanden.

#### b) Der Kupferkies $\text{CuFeS}_2$ .

Der Kupferkies kommt in den Schwader Eisenspatgängen in Form von derben und dichten Aggeraten sowie in unregelmässig eingespreng-

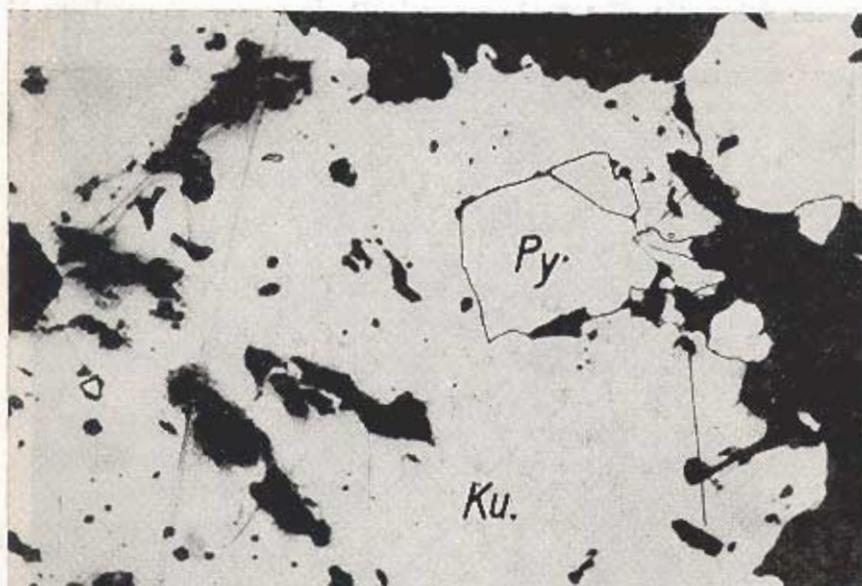


Abb. 18. Kupferkies (weiss) verdrängt Sideroplesit (grau). Ein idiomorphes Pyritkorn (weiss) wird von Kupferkies übernommen. Dunkelgraue Stellen = Quarz. Ausbrüche und Poren (schwarz). Polierter Anschliff mit II Nicols. Natürliche Grösse (0,116 mm).

ten Körnern im Eisenspat vor. Zum Teil tritt er intergranular in der Sideroplesitmasse auf. Einschlüsse und Entmischungerscheinungen, die bei sinkender Temperatur durch Verminderung der Löslichkeit allmäh-

lich oder bei Eintritt einer Modifikationsänderung spontan eintreten, sind hier nicht zu beobachten. Der Kupferkies ist in der Erzparagenese der Schwader Eisenspatgänge nach dem Pyrit I das zweitälteste sulfidische Erzmineral. Abb. 18 zeigt eine Polituraufnahme, bei der älterer Sideroplesit (grau) durch jüngeren allotriomorphen Kupferkies (weiss) verdrängt wird. Bei der Verdrängung des Sideroplesits durch den Kupferkies wurde auch ein älterer Pyritidioplast von Kupferkies verdrängt und dabei randlich aufgelöst.

Der Kupferkies von Schwader Eisenstein zeigt keinerlei Einschlüsse oder Entmischungen etwa von Magnetkies und Cubanit. Nach P. RAHMDOHR (1954) zeigt Kupferkies, der unter  $250^{\circ}\text{C}$  entsteht, keine Entmischungen oder Einschlüsse und entspricht genau der chemischen Formel  $\text{CuFeS}_2$ . Diese Angabe kann für den Schwader Kupferkies angewendet werden, d. h. also, dass er unter  $250^{\circ}\text{C}$  entstanden ist. Deformationserscheinungen wurden bei dem betreffenden Erz nicht beobachtet.

#### c) Z i n k b l e n d e $\text{ZnS}$ .

Zinkblende ist das drittälteste sulfidische Erz in den Schwader Eisenspatgängen und kommt nur in kleinen, mikroskopisch feststellbaren Mengen vor. Abb. 17 zeigt wie kataklastischer Pyrit durch Zinkblende und Kupferkies verdrängt wird. Die Zinkblende durchsetzt dabei kleine Spältchen von älterem Kupferkies, der seinerseits den Pyrit schon vorher an Bruchstellen verdrängt hatte. Bekanntlich hat hochthermaler Sphalerit einen hohen, niedrigthermaler einen niedrigen Eisengehalt. Jedoch ist die Temperaturempfindlichkeit so gering, dass sich der Eisengehalt in dem Sphalerit nicht zur Konstruktion von Isothermalfäche in einem Lagerstättenbezirk benutzen lässt (OELSNER 1961). Ausserdem kann der hochtemperierte Sphalerit in sein Gitter Fremdstoffe einbauen, die bei sinkender Temperatur wieder entmischt werden. Hierzu gehört in erster Linie Kupferkies. Auch der Einbau von Kupferkies in Zinkblende vermag mehr Kupferkies aufzunehmen als niedrigthermale. Die Zinkblende der Schwader Eisenspatgänge wurde erzmikroskopisch nach inneren Reflexen, die einen Eisengehalt in der betreffenden Zinkblende abschätzen lassen, untersucht. Es konnten aber keine inneren Reflexe und keine Entmischungserscheinungen festgestellt werden, was also für eine niedrigtemperierte Zinkblende spricht.

#### d) A r s e n k i e s $\text{FeAsS}$ .

Ausser den bisherigen Erzmineralien wurde Arsenkies als ein für diese Lagerstätte neues Mineral gefunden. Es tritt nur spurenweise auf

und ist nach bisherigen Beobachtungen ausschliesslich im Eisenkarbonat vorhanden.

Abb. 19 zeigt einen komplexen Vielling von Arsenkies in Sideroplesit neben anderen idiomorphen und allotriomorphen weissen Körnern, die auch als Arsenkies bestimmt wurden.

Arsenkies ist in der Erzparagenese der Schwader Eisenspatgänge anscheinend ausschliesslich mit dem Sideroplesit verbunden, doch fehlen genügend Beispiele. Ich vermute, dass er jünger als die bisher beschrie-

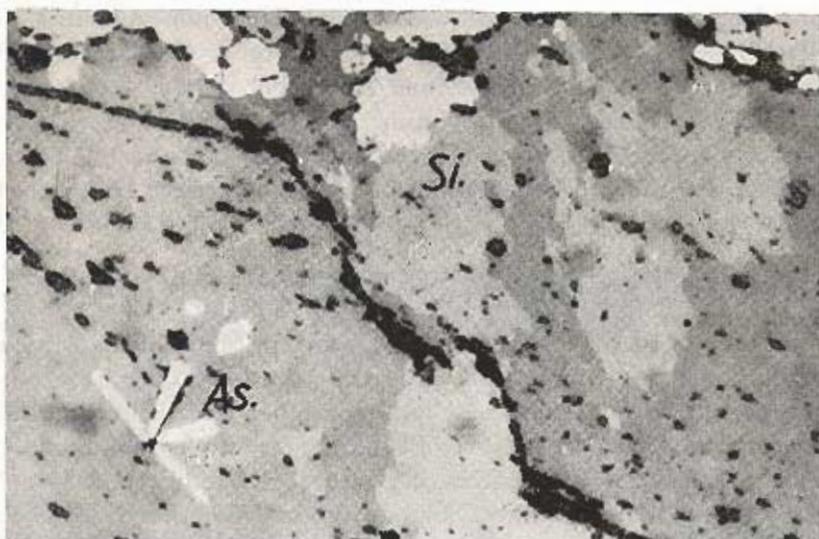


Abb. 19. Komplexer Vielling von Arsenkies (weiss) in Sideroplesit (grau). Die anderen weissen Körner sind ebenfalls Arsenkies. Polierter Anschliff in II Nicols. Natürliche Grösse (0,116 mm).

benen sulfidischen Erzmineralien ist. Er scheint mehr dem Ag-Fahlerz, das sich in der Schwader Erzparagenese auch bemerkbar macht, nahezustehen. Diese Annahme kann damit begründet werden, dass der Arsenkies  $\text{FeAsS}(\text{Co})$  auch aus Elementen besteht, welche man in Fahlerz findet. Nach R. RAHMDOHR (1960) bildet sich Arsenkies hauptsächlich in einer späteren, pegmatitisch-pneumatolytischen Phase, aber auch noch in sehr hochtemperierten Bereichen hydrothormaler Lagerstätten.

#### e) Das Fahlerz.

In der Erzparagenese der Schwader Eisenspatgänge konnte Fahlerz festgestellt werden. Es tritt in Form von z. T. gestreckten Gebilden oder massig in kleinen Bruchstellen des Sideroplesits auf.

Abb. 20 zeigt, dass anscheinend Fahlerz (weiss) den Gangquarz (dunkelgrau) und Sideroplesit (grau) frontal verdrängt. Das Schwader Fahlerz zeigt ein relativ hohes Reflexionsvermögen, welches hauptsächlich für Ag-haltiges Cu-Sb-Fahlerz charakteristisch ist. Eine chemische Analyse der Spurenelemente des Fahlerzes liegt aber nicht vor. Das Fahlerz ist an den Sideroplesit gebunden. Im Nebengestein wurde es nicht beobachtet. Das Fahlerz und der noch zu beschreibende Baryt

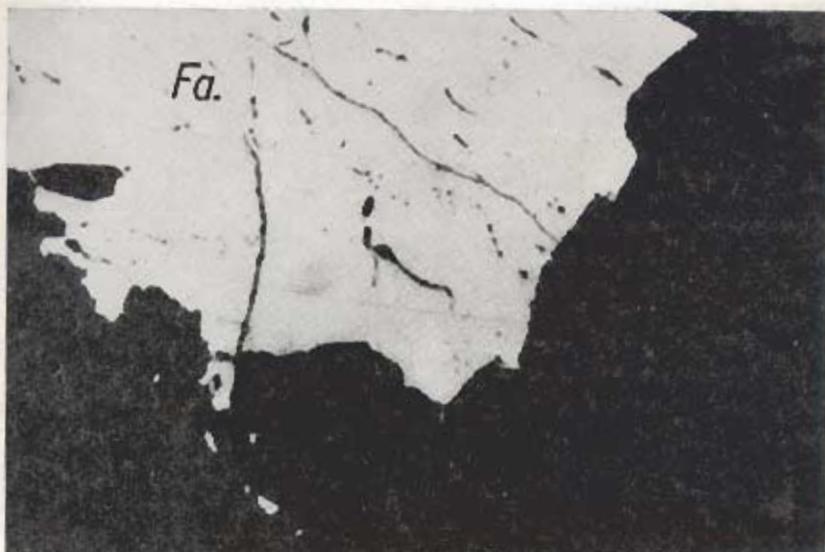


Abb. 20. Ag-Fahlerz (weiss) verdrängt Gangquarz (grau) und Sideroplesit (hellgrau). Polierter Anschliff in II Nicols. Natürliche Grösse (0,175 mm).

kann vermutlich als das jüngste Erz in der Paragenese der Schwader Eisensteinlagerstätte betrachtet werden. Fahlerz und Baryt sind aber auch im Schwazer Dolomit beobachtet worden.

#### f) B a r y t ( $BaSO_4$ ).

Von sulfatischen Erzmineralien konnte nur Baryt in der Schwader Erzparagenese festgestellt werden. Nach ISSER (1905) kommt Baryt im Burgundergang der Schwader Eisenspatlagerstätte vor. Der Baryt ist das jüngste Gangartmineral. Er kommt in dichten bis massigen Aggregaten vor, seine Farbe ist weiss bis bläulichweiss.

Abb. 21 zeigt ein Baryt-Sideroplesit Handstück. Der durchbewegte Sideroplesit wird im Handstückbereich von dichtem Baryt, der selbst auch durchbewegt ist, verkittet. Aus Abb. 21 geht hervor, dass der Baryt sich an ziemlich breiten Spältchen und Rissen der Sideroplesit-

masse absetzte. An den Grenzflächen zwischen Sideroplesit und Baryt ist Pyrit II zu sehen. Durch die spektralanalytische Untersuchung wurde beim Baryt mehr als 2 Gew. % Strontium, das etwa 4 Gew. %  $\text{SrSO}_4$  nach TUFAR (1971) entspricht, sowie Spuren von Ca und K festgestellt. Das Strontium liegt im Baryt in Form von  $\text{SrSO}_4$  vor. Ausser den genannten Elementen konnte im Baryt noch Na festgestellt werden. Ba als Baryt sowie Sr, Na, K ist in Spuren auch beim Sideroplesit fest-



Abb. 21. Durchbewegter Gangartbaryt (weiss) verbittet den durchbewegten Sideroplesit (dunkel) an ziemlich breiten Bruchspältchen. Handstück aus der Eisenspatlagerstätte Schwader Eisenstein. Natürliche Grösse ca. 5 cm.

stellbar. Die Form der Barytkristalle ist tafelig, sie sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Der Baryt verdrängt auch stellenweise das Nebengestein (phyllonitisierter Augengneis), wobei aber der Baryt nur zusammen mit Sideroplesit auftritt. Deformation ist am Baryt durch Dünnschliffuntersuchung nachweisbar, und zwar zeigt er undulöse Auslöschung.

#### g) Pyrit II.

Pyrit II ist hier das jüngste Erzmineral. Pyrit II hat dieselbe Charakteristika wie Pyrit I. Anisotropieeffekte und Zonarbau wurden nicht beobachtet. Pyrit II ist ebenfalls stark kataklastisch zerbrochen wie Pyrit I, doch sind die Risse und Spältchen nicht von Kupferkies und Zinkblende verheilt. Abb. 22 zeigt stark kataklastischen Pyrit (weiss), dessen feine Bruchrisse, die deutlich hervortreten, keine Ver-

heilung zeigen. Auffallend ist jedenfalls, dass die junge Pyritlösung einer anscheinend bevorzugten Wegsamkeit folgt, im vorliegenden Fall der Grenze Sideroplesit zu Baryt und Quarz.

#### h) Auftreten, form und deformation der erzkörper.

Es wurde schon gesagt, dass die Vererzung der Schwader Eisenspatgänge an phyllonitisierten Augengneis gebunden ist. Ausserdem tritt

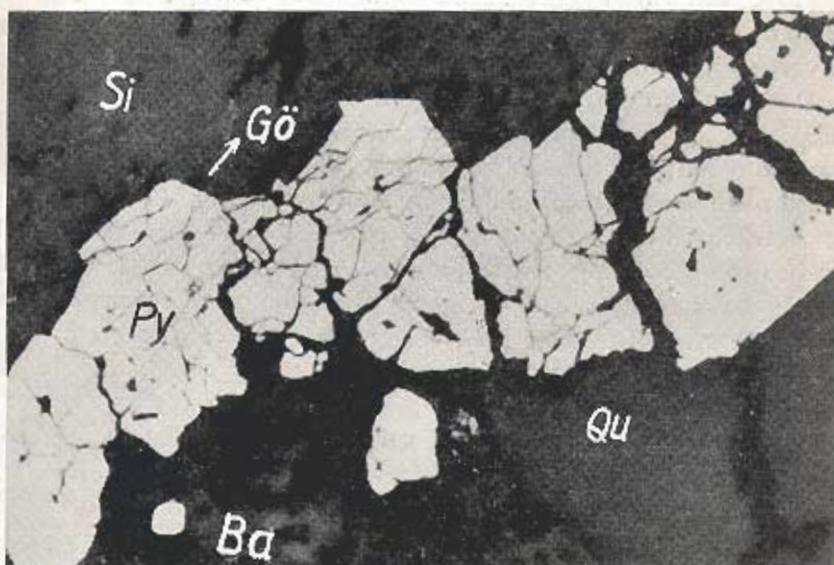


Abb. 22. Kataklastische idiomorphe Pyritkörner (weiss) verdrängen älteren Gangquarz (dunkelgrau-glatt) und Sideroplesit (hellgrau) mit Goethitausscheidungen und noch jüngeren Baryt (grau-porös). Der Pyrit wurde an der Grenze von Sideroplesit zu Baryt und Quarz ausgeschieden. Polierter Anschliff II Nicols. Natürliche Grösse (0,175 mm).

in der Nähe der Lagerstätte noch ein Tonschiefer auf, in dem aber keine Vererzung beobachtet wurde und dessen Grenze zum Augengneis infolge Bewaldung ungenugend aufgeschlossen ist.

Die Kartierung der Lagerstättenumgebung hat ergeben, dass das Nebengestein hier hauptsächlich WNW-ESE streicht und mit 50-60° nach SSW einfällt. Diese Streichrichtung des Nebengesteins zeigt von Ort zu Ort eine Änderung: Oberhalb des «Carl Stollens» (siehe geol. Karte) ist beim Augengneis ein NW-SE-Streichen festzustellen, das weiter östlich im Bereich des «Feuerrinner Stollens» NNW-SSE wird. Dieses eben erwähnte Streichen geht noch weiter östlich allmählich in W-E bzw. WNW-ESE-Streichen über. Diese Änderung des Streichens in der Lagerstättenumgebung ist als eine Folge der Schlingentektonik

zu betrachten, die im Schwazer Augengneis vorliegt und von SCHMIDEGG (1943) beschrieben wurde. ISSER (1905), SCHMIDEGG (1951) und VOHRZYKA (1968) sprechen in der Lagerstätte Schwader Eisenstein von vier Gängen, deren Namen und Richtungen in der Literatur beschrieben sind. Nachdem aber die verschiedenen Angaben teilweise ungenau sind, kann jetzt nur ein Vergleich des aufgenommenen Obertagegebietes mit den alten Grubenplänen gemacht werden. Vom alten Grubenplan «Hauptkarte von Eisensteinbergbau in der Schwader, Ende 1844» kann entnommen werden, dass in der Schwader Eisenspatlagerstätte zwei Gänge vorhanden sind, nämlich der «Schwader Haupt- oder Neufundgang». Der Neufundgang streicht N 32 E und fällt mit 45 Grad nach ESE ein. Er ist nach der Karte auf 1010 m Länge im Streichen und 230 m im Fallen aufgeschlossen. Als liegender Gang zum Neufundgang wird nach dem erwähnten alten Grubenplan der Burgundergang betrachtet. Er streicht N 9 E und fällt mit verschiedenen Neigungen in ost-südöstlicher Richtung ein. Dieser Gang ist auf eine Länge von 430 m im Streichen und 80 m im Einfallen aufgeschlossen. Nach ISSER und VOHRZYKA führt der Burgundergang viel Baryt, die Mächtigkeit desselben beträgt 1,2 - 1,5 m. Die Mächtigkeit des Neufundganges beträgt nach denselben Autoren 0,2 - 5 m. Bei ISSER, später bei SCHMIDEGG und VOHRZYKA werden noch zwei weitere Gänge genannt, nämlich der Hochschwader- und der Karergang, die N 50 E streichen und mit 30 Grad nach SE einfallen. Die Mächtigkeit derselben beträgt 1,5 - 2 m. Dem alten Grubenplan ist zu entnehmen, dass eine Zunahme der Erzanreicherung in nördlicher Richtung gegeben zu sein scheint. Der Neufundgang zeigt in der Nähe des Mundloches flaches Einfallen, das in südöstlicher Richtung steiler wird. Diese Beobachtung beim Neufundgang und das verschiedene Einfallen des Burgunderganges in südöstlicher Richtung könnte mit tektonischen Vertikalbewegungen im Zusammenhang stehen. Vermutlich hatten die genannten Gänge vorher konstantes Einfallen. Bei der Beschreibung der einzelnen Mineralien wurde festgestellt, dass sowohl die Gangartmineralien als auch die Erzmineralien Durchbewegung ohne Rekristallisationserscheinungen deutlich zeigen (siehe Abb. 15, 16, 17, 18, 21 und 23). Die Deformation des ganzen Ganginhaltes weist darauf hin, dass dieser Mineralbestand vortektonisch ist. Meine Beobachtungen stützen sich allerdings auf die Probestücke der Halden. Die B-Achsen, die in der Lagerstättenumgebung gemessen wurden, streichen NE-SW, andere annähernd E-W. Die Eisenspatgänge der Schwader Eisenstein streichen NNE-SSW bis NE-SW und sie fallen nach SE ein. Die genannten Erzgänge könnten daher als (hOl) Flächen zur NE-SW-Achse aufgefasst werden.

### E. Die Erzparagenese der Schwader Eisensteingänge in der Oxydationszone.

Wie schon im Kapitel «Vererzung» erwähnt wurde, ist der Sideroplesit äusserlich an der braunen bis gelbbraunen Farbe der Handstücke zu erkennen. Es ist bekannt dass der Sideroplesit sich unter reduzierenden chemischen Bedingungen, also unter Sauerstoffabschluss bildet. Falls aber das Eisenkarbonat von diesen Bildungsbedingungen abweicht

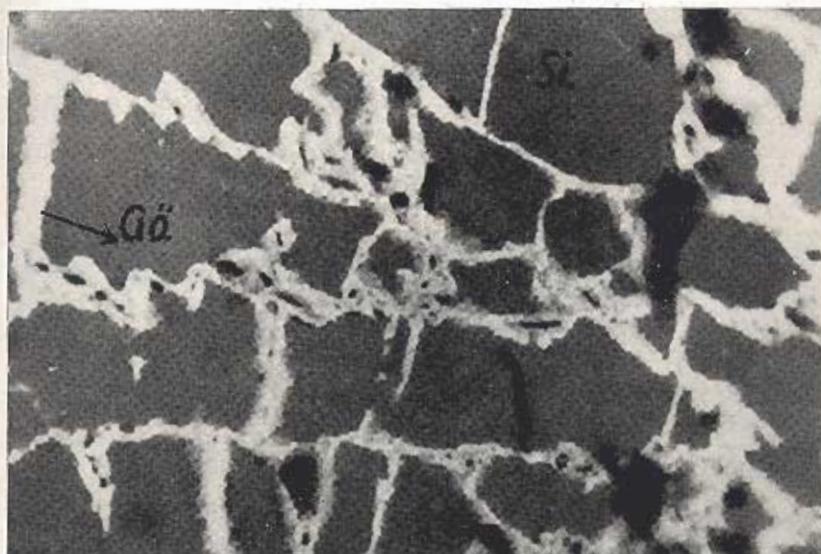
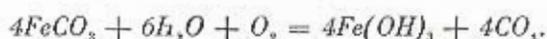


Abb. 23. Pseudomorphe Verdrängung von Sideroplesit durch Goethit entlang von Spalt- und Bruchrissen. Polierter Anschliff in II Nicols. Natürliche Grösse (0,116 mm).

und in eine andere gerät, dann ist er natürlich unbeständig. In der Oxydationszone sieht man entlang von Brüchen und Spaltrissen beginnende pseudomorphe Umwandlung von Sideroplesit in Goethit (siehe Abb 23).

SS. SMIRNOW (1936) demonstriert die Oxydation des Eisenkarbonates mit der folgenden chemischen Reaktion.



Diese Reaktion zeigt, dass der Sideroplesit an der Erdoberfläche nicht beständig sein kann, weil er sich in das beständigere Eisenhydroxyd und das entweichende Kohlendioxyd absplattet. Das Eisenhydroxyd verliert mit der Zeit das Wasser und geht in die beständigere Modifikation des Goethits über.

Beim Pyrit I und II, die in Verbindung mit Sideroplesit auftreten, habe ich keine Oxydationserscheinung beobachten können, wohl aber bei Pyriten im Nebengestein. Der Kupferkies und das Fahlerz zeigen in manchen Handstücken Oxydationserscheinungen, welche hauptsächlich aus grünem Malachit und blauem Azurit bestehen. Nach einer Beobachtung wird der Kupferkies direkt in Goethit umgewandelt.

*Wie es aber zu einer direkten Umwandlung des Kupferkieses in Goethit kommt, ohne dass die ersteren Oxydationsstufen durchlaufen werden, ist noch unbekannt. Man stellt sich hier aber die Frage, was eigentlich mit dem Kupfer des Kupferkieses bei einer direkten Umwandlung derselben nach Goethit wird? Die Erscheinung wäre nach SMIRNOW (1953) wahrscheinlich so zu erklären, dass das Kupfer des Kupferkieses bei der Oxydation von oxydierenden Lösungen wie Wasser, Sauerstoff und Kohlendioxyd weggeführt wird und nur das unlösliche Eisenhydroxyd an seiner Stelle bleibt.*

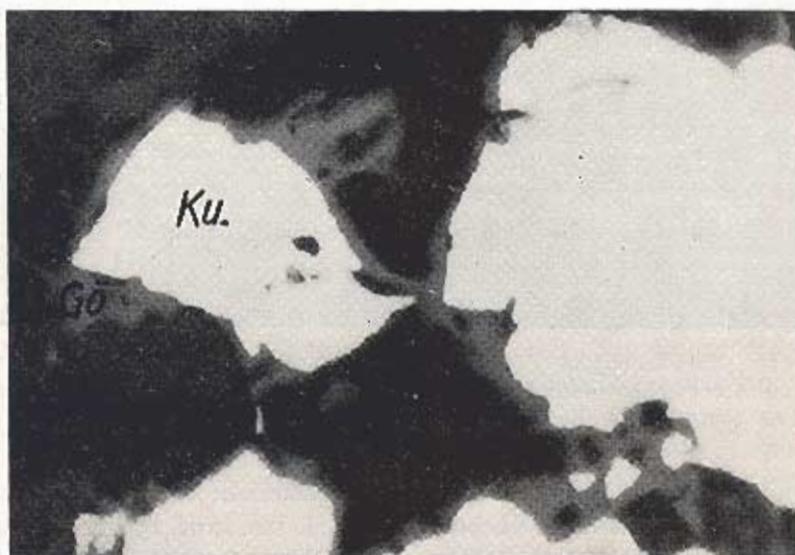


Abb. 24. Kupferkies (weiss) geht randlich in Goethit über (hellgrau). Sideroplesit (grau). Schwarze Stellen Brüche. Polierter Anschliff II Nicols. Natürliche Grösse (0,116 mm).

#### F. Die Geochemie der Eisenspatgänge von Schwader Eisenstein.

Die Geochemie der Gangminerale der Schwader Eisenstein ist bisher gar nicht bearbeitet worden, zumal Analysen fehlen. Entsprechend der Armut an Mineralien kann man bei dem Gengerzvorkommen im Schwader Eisenstein auch von einer Armut der Elemente sprechen. Das Eisen erscheint hier in folgenden Mineralien: Sideroplesit,

Pyrit, Kupferkies, Fahlerz, Arsenkies. Dann folgen der Menge nach die Schwermetalle Kupfer und Mangan. Von den Leichtmetallen herrschen die Erdalkalimetalle Mg, Ba, Sr, Ca vor. Die Alkalimetalle K, Na machen sich hier auch bemerkbar. Ausser den genannten Schwer- und Leichtmetallen wurden noch folgende Halb- (Amphotere) und Nichtmetalle unterschieden. Von den amphoteren Elementen sind hier Sb und As vertreten. Die Nichtmetalle O, Si, S, C sind hier häufiger. Von der geochemischen Tafel der Elemente nach FERSMAN (1933-39) Abb. 25 kann man die folgenden geochemischen Gesetzmässigkeiten der Erzparagenese der Schwader Eisenstein ableiten. Die Schwermetalle Fe, Mn (Co) und das Halbmetall Mg werden nach Abb. 25 dem ultrabasischen Magma zugeordnet. Die Leichtmetalle Ba, Sr, Ca, Na und das Nichtmetall C werden dem neutralen Magma zugeordnet. Das Si findet man sowohl in saurem als auch im neutralen Magma. Die Elemente O, K gehören dem sauren Magma an. Die amphoteren Elemente Sb, As werden den Sulfidlagerstätten zugeordnet. Das Nichtmetall S ist dem neutralen Magma und zugleich den Sulfidlagerstätten zugehörig. Man kann hier ganz deutlich sehen, dass den Elementen des ultrabasischen Magmas diejenigen des neutralen und denen wieder die des sauren Magmas folgen.

Nach SAUKOW erfolgt die Abspaltung der Lagerstättenbildenden Elemente nicht nur aus einem sauren Magma, sondern auch von dem ultrabasischen allmählich. Es ist deutlich, dass die Elemente  $Fe^{++}$ ,  $Mn^{++}$ , Co, Mg nicht von einem granitischen Magma abzuleiten sind, sondern von einem basischen. Die Leichtmetalle Ba, Sr, Ca, Na gehören dem neutralen Magma an. Es wird der Eindruck gewonnen, dass bei den Elementen der Lagerstätte von Schwader Eisenstein viel wahrscheinlicher an ein Magma zu denken ist, das zunächst basischen Charakter hatte und allmählich neutralisiert wurde. Die Eisenspatgänge von Schwader Eisenstein sind ausschliesslich mit dem Schwazer Augengneis verbunden. Nach OHNESORGE (1903) ist die Eisenmenge, die die Sideroplesite gebildet haben soll, vom Augengneis abzuleiten. Diese Annahme kann eben nicht zutreffen, weil ja ausser dem zweiwertigen Eisen beträchtliche Mengen von Magnesium und Mangan hier vorkommen, die nicht vom Augengneis abzuleiten sind. In der Erzparagenese der Schwader Eisenstein findet man sulfidische Erze und sulfatische Mineralien, die chemisch überhaupt nicht mit dem Schwazer Augengneis in Zusammenhang gebracht werden können. Dann sollte man weiters an die Kohlensäure denken, die bei der Bildung der Sideroplesite nicht vom Augengneis bezogen werden kann, sondern vielmehr aus einer Hydrotherme. Wie schon vorher gesagt wurde, führt der Baryt von Schwader Eisenstein mehr als 2 Gew. % Sr als  $SrSO_4$  und dieser Sr-Gehalt entspricht

Gr. P.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1	—	—	—	—	—	—	(H)	(He)	(Li)	(Be)	—	—	—	—	—	—
2	—	—	(B)	(C)	(N)	(O)	(F)	(Ne)	(Na)	(Mg)	—	—	—	—	—	—
3	—	—	(Al)	(Si)	(P)	(S)	(Cl)	(Ar)	(K)	(Ca)	(Sc)	(Ti)	(V)	(Cr)	(Mn)	(Fe) (Co) (Ni)
5	(Cu)	(Zn)	(Ga)	(Ge)	(As)	(Se)	(Br)	(Kr)	(Rb)	(Sr)	(Y)	(Zr)	(Nb)	(Mo)	* (Ma)	(Ru) (Rh) (Pd)
7	(Ag)	(Cd)	(In)	(Sn)	(Sb)	(Te)	(I)	(Xe)	(Cs)	(Ba)	(La)	(Hf)	(Ta)	(W)	(Re)	(Os) (Ir) (Pt)
9	(Au)	(Hg)	(Tl)	(Pb)	(Bi)	(Po)	(At)	(Rn)	(Fr)	(Ra)	(Ac)	(Th)	(Pa)	(U)	—	—

Elemente  
 ○ des sauren Magmas  
 ○ des neutralen Magmas  
 ○ des ultrabasischen Magmas  
 ○ der Sulfidlagerstellen  
 \* Ma heute unter Tc (Technetium) bekannt  
 \* heute als Astarin (At) bekannt  
 \*\* heute als Francium (Fr) bekannt

Abb. 25.

nach TUFAR (1965) 4 Gew. %  $\text{SrSO}_4$  und charakterisiert anscheinend primär hydrothermale Lagerstätten. Ausserdem wurde im Sideroplesit Barium und Strontium nachgewiesen. Diese Tatsache führt zur Annahme, dass bei den Schwader Eisenspatgängen eine primäre Stoffzufuhr stattgefunden hat, die die Baryte und auch wahrscheinlich damit zusammen das Fahlerz lieferte. Diese Annahme könnte mit der niedrigthermalen Erzlagerstättenbildung eines Magmas in Zusammenhang stehen. Nach SAUKOW (1953 S. 242 - 43) ändern sich selbstverständlich die chemischen Eigenschaften der hydrothermalen Lösungen im Verlauf des Ausscheidungsprozesses. Die Änderung des Charakters der Lösungen tritt im «Ablösen» der einen Erzminerale durch die anderen ein. In den Schwader Eisenspatgängen wird Pyrit I von jüngerem Kupferkies und Zinkblende verdrängt (abgelöst). Ich vermute, dass der Arsenkies  $\text{FeAsS}$  infolge des Chemismus dem Fahlerz näher steht als einem anderen sulfidischen Mineral. Das Fahlerz ist das jüngste Erzmineral, wenn man vom Pyrit II absieht. Fahlerz und Baryt wurden oft zusammen beobachtet. Nach SAUKOW (1953) tritt die Änderung des Charakters der Lösungen nicht nur im Ablösen der einen Erzminerale durch die anderen, sondern auch in der Ablösung der Gangminerale in Erscheinung. Dies kann auch für die Schwader Eisenspatgänge vermutet werden. Milchweisser Gangquarz wird von Sideroplesit und der Sideroplesit von jüngerem Baryt verdrängt «abgelöst». Alle Beobachtungen sprechen dafür, dass die Erzbildung in den Schwader Eisenspatgängen mit der allmählichen Abkühlung einer Wärmequelle in Verbindung stehen muss, die vermutlich magmatischen Ursprungs ist. Man beobachtet manchmal, dass meso bis epithermale Gangminerale von mesothermalen sulfidischen Erzen verdrängt werden. So wird Baryt von Pyrit II, Pyrit I und Kupferkies von Zinkblende verdrängt. Eine andere Beobachtung ist die, dass Spuren von Fahlerz in der Schwader Paragenese erzmikroskopisch festzustellen sind, im Gegensatz dazu kann man in dem in der Nähe befindlichen Schwader Dolomit beträchtliche Mengen von Fahlerz feststellen. SCHMIDEGG (1953). SAUKOW (1953) Seite 246 erklärt alle diese Erscheinungen als ein Ergebnis der Pulsation des Magmas. Nach diesem Autor wird angenommen, «dass im Verlauf des Abkühlungsprozesses des magmatischen Herdes und bei der mit der Abkühlung in Zusammenhang stehenden Differentiation eine pulsierende Absonderung ihrer Zusammensetzung nach unterschiedlicher flüchtiger Destillate erfolgt, und dass eine jede neue Pulsation einen neuen Schub einer Lösung verschiedener Zusammensetzung liefert.» Hier soll noch betont werden, dass die chemische Affinität zwischen den Elementen einer Lösung, die von einem magmatischen Schub heraufkommt, bei der Erzbildung eine ganz grosse Rolle spielt. Nach geochemischer Feststellung kann das Fahlerz nur aus

basischen Lösungen ausfallen. Im Schwazer Dolomit wurden die Erzlösungen schneller basisch als in dem Schwazer Augengneis.

Das ist wahrscheinlich ein Grund dafür, dass man im Schwazer Dolomit mehr Fahlerz findet als im Schwazer Augengneis, Hier kommt noch folgendes zum Ausdruck: die Erzlösungen im Augengneis mussten einen längeren Weg zurücklegen bis sie neutralisiert werden, um schliesslich aus einer basischen Lösung in kleinen Mengen auszufallen.

### **G. Paragenetische und geochemische Beziehung zu den benachbarten Lagerstätten.**

Hier kann man alle jene Lagerstätten erwähnen, die mit der schon Beschriebenen genetisch im Zusammenhang stehen. Ausserdem werden hier die primären Teufenunterschiede und die Paragenesezugehörigkeit der betreffenden Lagerstätte besprochen. Primäre Teufenunterschiede wurden in der Lagerstätte von Schwader Eisenstein in der Literatur nicht beschrieben, und auch aus den alten Bergwerkskarten der Schwazer Umgebung ist es nicht möglich, eine solche Erscheinung abzulesen. Nach Literaturangaben wurde der erste Gang von Schwader Eisenstein (Neufundgang) in 1010 m Streichen und 230 m. Tiefe aufgeschlossen. In dieser Tiefe von 230 m, in der die Lagerstätte abgebaut wurde, wurden keine Angaben über primäre Teufenunterschiede gemacht. Man kann hier fragen, ob eigentlich mit zunehmender Tiefe in der Schwader Erzparagenese eine Änderung eintritt; ob z. B. sulfidische Erze mit zunehmender Tiefe im Gange zu- und der Sideroplesit abnimmt. Nach meiner Beobachtung könnte hier der Kupferkies- und Zinkblendegehalt mit zunehmender Tiefe beträchtlich zunehmen. Diese Annahme geht von der folgenden Überlegung aus: Die Berthagrube, die 200 m SE vom bischöflichen Seminar an der SW-Ausfahrt von Schwaz liegt, führt Sideroplesit mit einer beträchtlichen Menge von Kupferkies und Pyrit, wenig Zinkblende und Bleiglanz und weniger Fahlerz. SRBIK (1929), KLEBELSBERG (1935), VOHRUZKA (1968). Die Berthagrube zeigt paragenetisch eine Ähnlichkeit mit den Schwader Eisenspatgängen. Beide Lagerstätten sind an phyllonitisiertem Augengneis gebunden. Die Berthagrube führt vielmehr Kupferkies als der Schwader Eisenstein. Es ist dies eine Erscheinung, die mit einem primären Teufenunterschied in engem Zusammenhang stehen könnte. Die Berthagrube liegt viel tiefer als die Lagerstätte von Schwader Eisenstein.

*Nach OELSNER (1961) spricht die Mineralführung der Vererzung der Schwazer Umgebung für hydrothermale Chalkopyrit - Tetraedrit - Tennantit - Karbonspat - Paragenese. Durch das Zurücktreten des Kupferkieses und Vorherrschen einer sideritischen Gangart können einerseits Sideritgänge vom Typ Siegerland ents-*

*tehen, andererseits kann durch Hinzutreten von Baryt häufig in solchen Lagerstätten, die als Fahlerz Schwazit führen, ein Übergang in die Baryt-Sideroplesitparagenese stattfinden.*

Man könnte meines Erachtens im allgemeinen hier von einer Sideroplesit-Schwazit-Barytparagenese sprechen. Die Herkunft der Lösungen ist nach OELSNER bei dieser Erzparagenese unbekannt. Für das Auftreten dieser Erzparagenese sagt derselbe Autor weiter: «Im Anschluss an Schollenbewegungen oder schwachen Faltungen in mehr oder minder durch ältere Orogenese kratonisierten Gebieten tritt diese Erzparagenese von Sideroplesit-Schwazit-Baryt auf». (S. 997). Die Erzparagenese von Schwader Eisenstein kann man als hydrothermale Erzlagerstättenbildung bezeichnen, und zwar mit meso- bis epithermaler Bildungstemperatur. Die auftretenden Erzminerale Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Arsenkies und Fahlerz können unter 250°C entstehen. Der Baryt mit mehr als 2 Gew. % Sr, der einem 4 Gew. % SrSO<sub>4</sub>-Gehalt entspricht, ist nur für primäre hydrothermale Lagerstätten charakteristisch und stellt das epithermale Erzmineral in dieser Erzparagenese dar. Ausser der Lagerstätte Schwader Eisenstein sind mit dem Schwazer Augengneis noch andere Erzvorkommen verbunden, die paragenetisch mit diesen sehr ähnlich sind, wie etwa: Alte Zeche, Bertha-Stollen, Zapfenschuh, Schwazer Eisenstein, Hl. Kreuz-Zeche (alle südwestlich von Schwaz). Dann folgen: Brei-laub, Bruderwalt (alle östlich über Schwaz). Alle diese Lagerstätten führen hauptsächlich folgende Erze: Quarz als Gangart, Sideroplesit als Haupterz mit sulfidischen Erzen, die als eingesprenzte Körner und Imprägnationen im Sideroplesit auftreten. Ausser den schon vorher beschriebenen sulfidischen Erzen von Schwader Eisenstein werden in den erwähnten Nachbarlagerstätten noch Bleiglanz und Hämatit erwähnt (ISSER, 1905). Die Erze der Eisenspatlagerstätte von Schwader sind im Schwazer Dolomit ebenfalls deutlich bemerkbar. Im Schwazer Dolomit werden nach SCHMIDEGG folgende Minerale erwähnt: Fahlerz, reichlich, wenig Kupferkies, Bleiglanz, Pyrit und Baryt. Der Schwazer Dolomit, der die Fahlerze führt, zieht in einer Länge von 8 km von Schwaz ohne Unterbrechung bis zum Zillertal. Es ist klar, dass man hier in der Schwazer Umgebung ein und dieselbe Erzphase hat, die im Augengneis viel Eisenkarbonat und weniger sulfidische Erze, im Gegensatz dazu im Schwazer Dolomit viel Fahlerz und Kupferkies, Baryt brachte. Der Weg, den die Erzlösungen nahmen und die verschiedenen Gesteine, die die Erzlösungen passierten, müssen diese Schwankungen der Vererzung in beiden Gesteinstypen verursacht haben. Dass das Fahlerz im Augengneis viel

seltener auftritt, hat seine Ursache vermutlich darin, dass die Erzlösungen im Augengneis nicht so leicht neutralisiert werden konnten. Man sieht deutlich, dass drei verschiedene Gesteinstypen, nämlich phyllonitisierter Augengneis, Schwazer Dolomit und Tonschiefer, fast ein und dieselbe Erzparagenese führen. Diese Tatsache bekräftigt die Annahme, dass der Chemismus der Erzbildung gar nicht von dem Chemismus der drei Gesteinstypen abhängig ist. Man kann hier nur an einen telemagmatischen Erzlieferant denken, der in der Schwazer Umgebung viel Eisenspat, Fahlerz und Baryt lieferte.

### **H. Die Tektonik und das relative Alter der Lagerstätte.**

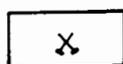
Man hat hier in der Umgebung der Lagerstätte ein Hauptstreichen von -S- mit WNW-ESE und ein Einfallen mit  $40^\circ$  nach SSW in den phyllonitisierten Augengneisen festgestellt, die sich mit den ebenfalls nach SSW einfallenden Tonschiefern (Wildschönauer Schiefer) verzahnen. Es wurde schon vorher gesagt, dass das Nebengestein eine deutliche Änderung des Streichens von Ort zu Ort zeigt und dass diese mit der schlingenartigen Biegung im Zusammenhang steht. Diese Erscheinung wird von SCHMIDEGG (1943) folgendermassen formuliert: «Im Augengneis des Kellerjoches liegt eine steilachsige, schlingenartige Biegung der ganzen Masse vor, die im Streichen deutlich zu verfolgen war. Vom Arbeser zieht der Augengneis mit NE Streichen zum Proxenstand, dreht dann mit steilen s-Flächen nach E-W (Schwader Alpe), und weiter nach SE (Gratzengrat), um weiter über das Kellerjoch wieder in SW umzubiegen». (Seite 189). Diese Beobachtung SCHMIDEGGS wurde von mir nur im kleinen Bereich der Lagerstätte gemacht. Bezüglich der Lage der beiden eben erwähnten Gesteinstypen scheint mir, dass der phyllonitisierte Augengneis auf den Tonschiefer im Lagerstättenbereich überschoben wäre (?). Diese Störungslinie, welche die zwei Gesteinsarten, nämlich Gneise und Tonschiefer, trennt, verläuft ungefähr SE-NW und ist in der geologischen Karte von OHNESORGE (Innsbruck - Achensee) schon als Dislokationszone bezeichnet. Ausser den s-Flächen wurden auch B-Achsen-Messungen durchgeführt. Die B-Achsen streichen annähernd E-W und fallen  $5-10^\circ$  flach nach E ein. Ausser der genannten Streichrichtung der B-Achsen kommen noch B-Achsen vor, die NE-SW bzw. NW-SE streichen. Die ersteren B-Achsen haben mittelsteiles ( $50^\circ$ ) NE-Einfallen. Bei den NE-SW streichenden B-Achsen wurde ein Einfallen mit  $20-30^\circ$  nach Westen gemessen. Die B-Achsen-Richtungen werden auch von SCHMIDEGG (1943) genannt. Über das relative Alter der Lagerstätte von Schwader Eisenstein ist in der bisherigen Literatur nicht viel geschrieben worden. Nach SCHMIDEGG (1942 Seite 192) ist

die Lagerstätte «nach den hauptsächlichlichen Vorgängen der Tektonik gebildet worden, aber sie ist noch mehrfach von jüngeren Bewegungen ergriffen worden». Nach VOHRZYKA (1968 Seite 38) zeigen die Erzgänge keine Durchbewegung: «sie müssen ihre heutige Lage nach der ersten Hauptdeckenüberschiebung eingenommen haben». Durchbewegungsprobleme im Grossbereich (Aufschluss) können ohne zugänglichen Stollen nicht befriedigend gedeutet werden. Nach SCHMIDEGG (1951) dürften die Gänge durch Zerrungen am Aussenrand von Gneisschlingen entstanden sein. Diese Tatsache zeigt, dass die Schlingen sehr tief reichen müssten, wodurch die Erzlösungen den Weg finden konnten, um sich in den Gängen als Erze abzusetzen. Die vermutete Dislokationszone kommt meines Erachtens in der Schwader Eisenspatlagerstätte als Weg für die Erzlösungen eher in Betracht. Wenn man die geologische Karte des Kellerjochgebietes bei Schwaz betrachtet (OHNESORGE-Karte 1903) sieht man, dass alle Eisenspatgänge, die an phyllonitisierten Augengneis gebunden sind, annähernd an der Grenze Tonschiefer zu Augengneis und Quarzphyllit zu Augengneis liegen. Diese Betrachtung führt uns zur Annahme, dass die Erzlösungen durch die Störungen im Bereich der Gesteinsgrenzen den Weg nach oben fanden und die Spalten im Augengneis vermutlich vererzten. Die postkristallinen Durchbewegungen, die von VOHRZYKA nicht erkannt wurden, sind ganz deutlich zu sehen. Der milchweisse Gangquarz mit Mylonitisierung und stark undulöser Auslöschung, der Sideroplesit mit Drucklamellen und Kataklyse mit undulöser Auslöschung zeigen, dass sie eine starke Durchbewegung nach der Kristallisation mitgemacht haben (Abb. 15, 16). Durchbewegung zeigen auch Pyrit I und II (Abb. 17, 18, 21 und 22). Ferner ist Deformation auch an den Baryttafeln feststellbar. Die tektonischen Bewegungen machen sich in der Schwazer Umgebung durch zweierlei bemerkbar: einmal, dass sie bei den härteren Gesteinen, Augengneis und Dolomit, mehr Spaltenbildung als in den weicheren Tonschiefern verursachten. Zweitens, dass sie innerhalb der Erzgänge nur an den härteren Mineralien Quarz, Pyrit, Sideroplesit deutlich bemerkbar werden. Daraus geht also sicher hervor, dass eine Durchbewegung der Erzgänge stattfand. Es wurde schon erwähnt, dass die Vererzung des Schwazer Dolomits und Augengneises der gleichen Erzphase angehören könnte. So kann man sagen, dass die Vererzung der Schwader Eisenspatlagerstätte jünger als Unter Devon (das Alter d. Schw. Dolomits) ist (PIRKL, MOSTLER). Die Bruchtektonik des Schwazer Dolomits und die starke Durchbewegung und Diaphthorese des phyllonitisierten Augengneises ist älter als die Vererzung. Die Diaphthorese der Augengneise und die Bruchtektonik des Dolomits dürfte eher der variskischen als der alpidischen Orogenese zuzuschreiben sein (?). Die Vererzung zeigt keine Metamorphose-Erschei-

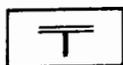
nungen wie z. B. Hämatitbildung von Sideroplesit durch die zunehmende Wärme bei der Regionalmetamorphose TRÖGER (1967).

Diese Beobachtung lässt vermuten, dass die Vererzung von der variskischen Metamorphose und Gebirgsbildung nicht erfasst wurde, weil sie ja noch gar nicht gebildet war. Nachdem nun aber Fahlerz, Baryt und Kupferkies ausser im Schwazer Dolomit und Augengneis noch in mesozoischen Gesteinen der Brixlegger Umgebund auftreten (SHMIDEGG 1951 und H. PIRKL 1961) und die typische mesozoische Vererzung mit Zinkblende und Bleiglanz spurenhafte auch im Schwazer Augengneis gefunden wurde, ist zu vermuten, dass die Erzbildung vom Perm, also vom Ende der variskischen Orogenese bis in die Trias reichen könnte (alpidisches Geosynkinalstadium). Da aber die Erze eine Durchbewegung zeigen ist zu vermuten, dass sie von der alpidischen Orogenese erfasst wurden.

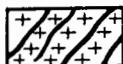
LEGENDE ZUR GEOLOGISCHEN SKIZZE DES EISENSPATBERGBAUS  
SCHWADER EISENSTEIN



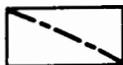
*Eisenspatgänge Außer Betrieb.*



*Schieferungsfläche*



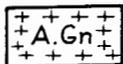
*Epigenetische Eisenspatgänge im Augengneis*



*Vermutete tektonische, und Schichtgrenze*



*Schwazer Dolomit des Devons mit Fahlerzen*



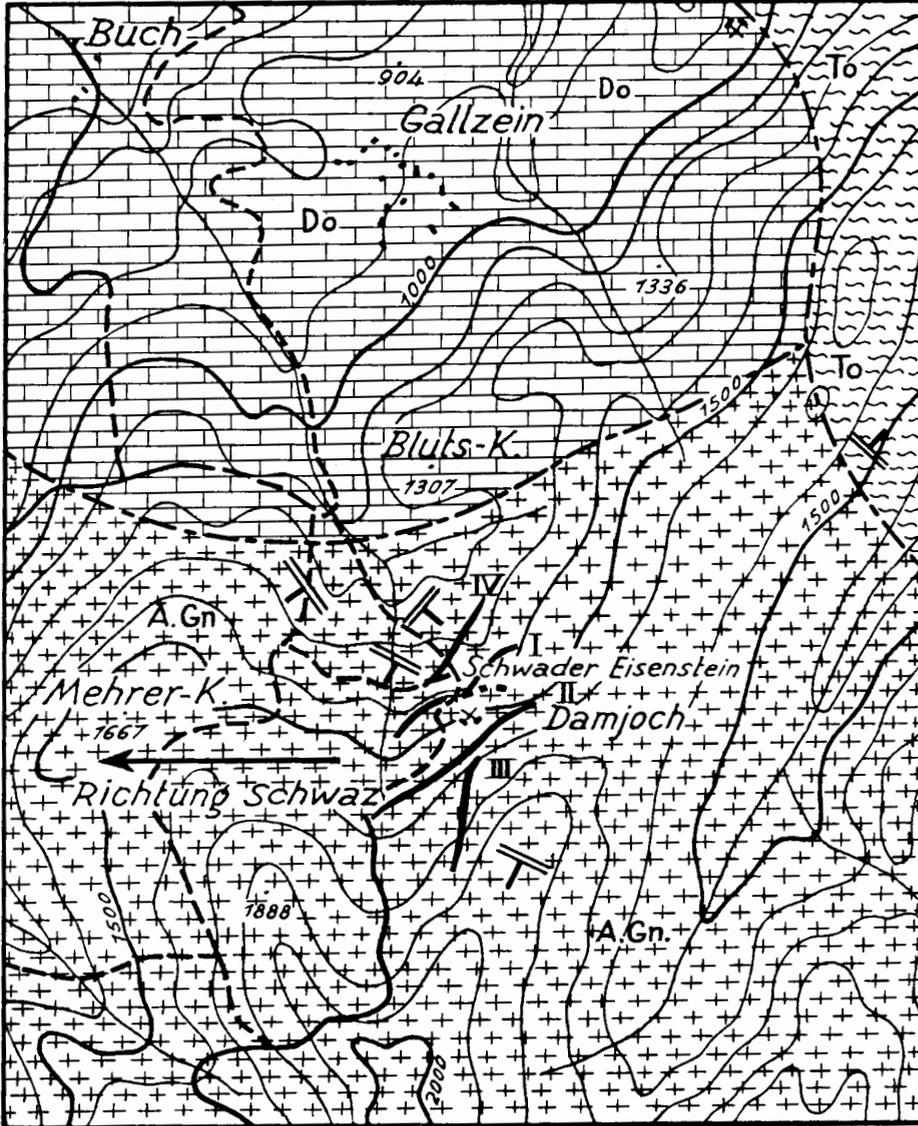
*Schwazer Augengneis mit Schlingentektonik (Fernüberschiebung).*



*Tonschiefer, Wildschönauer Schiefer des Silurs.*

Die vorgezeichneten Daten gehören zur geologischen Skizze 1:16.000 und wurden von der Originalkarte 1:2000 des aufgenommenen Gebietes übernommen.

GEOLOGISCHE SKIZZE DES EISENSPATBERGBAUGEBIETES SCHWADER EISENSTEIN  
 (AUS DER ORIGINALKARTE 1 : 2000



Masstab 1 : 16.000.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Eisenspatlagerstätten von Gebra bei Kitzbühel, Foidling-Alm bei Fieberbrunn und Schwader Eisenstein bei Schwaz sind alle im Verhältnis zum Nebengestein epigenetisch entstandene Lagerstätten.

Bei den erstgenannten zwei Lagerstätten handelt es sich nach Literaturangaben und alten Bergwerkskarten um lagergangähnliche Erzkörper, die an zwei Gesteinstypen, an den liegenden grünlichgrauen Tonschiefer (Serizitschiefer) und an den hangenden Diabasporphyritschiefer gebunden sind. Obwohl die Diabasporphyritschiefer in den erwähnten Lagerstättenbereichen nicht vererzt sind, haben sie ihre eigene Rolle als «Permeabilitätsgrenze» bei der Vererzung der Tonschiefer gespielt. Die Schichtlagerung ist in der Lagerstättenumgebung mehr oder weniger konkordant. Meiner Beobachtung nach könnte es sich hier um kleine S-N Überschiebungen handeln, die an den stofflichen Grenzen (Gesteinsgrenzen) zwischen den Tonschiefern und deren basischen und sauren Einschaltungen zu beobachten sind. Das Alter der genannten Gesteine ist auf Grund eines Vergleiches mit den von H. MOSTLER (1968) untersuchten Gesteinsserien in der westlichen Grauwackenzone als ordovizisch zu bezeichnen.

Die Lagerstätte von Schwader Eisenstein liegt in phyllonitisertem Augengneis. Hier handelt es sich nach alten Berichten und Zeichnungen um diskordante, SE einfallende Gänge bei mehr oder weniger SW Einfallen des Nebengesteins. Über das Alter des Schwazer Augengneises ist näheres nicht bekannt. Ich konnte nur in der Lagerstättenumgebung beobachten, dass anscheinend der phyllonitisierte Augengneis auf den Tonschiefer überschoben ist.

Bei den Lagerstätten von Gebra und Foidling-Alm findet man als Haupterz ein spätiges Eisenkarbonat, das eine Mischung zwischen  $\text{FeCO}_3$  und  $\text{MgCO}_3$  darstellt und als Pistomesit bezeichnet wird. Ausserdem kommen in Gebra noch Ankerit mit Dolomit-, Kalkspat und Quarz als Gangarten vor. In Foidling-Alm findet man ausser Pistomesit noch Ferrocaltit, Calcit, Gangquarz und idiomorphe Pyrit-Körner.

Die Lagerstätte von Schwader Eisenstein führt Sideroplesit als Haupterz, der einen Mischkristall zwischen  $\text{FeCO}_3$  und  $\text{MgCO}_3$  darstellt, aber im Verhältnis zum Pistomesit eisenreicher ist. In derselben Paragenese treten noch Pyrit I, Kupferkies, Zinkblende, Arsenkies, Fahlerz, Baryt, Pyrit II und Gangquarz auf. Sowohl der Pistomesit von Gebra und Foidling-Alm als

auch der Sideroplesit von Schwader Eisenstein sind schwach manganhaltig. Der M a n g a n g e h a l t muss bei den betreffenden Eisenkarbonaten in Form von Mangankarbonat (Rhodochrosit) vorliegen. Beim Ankerit von Gebra und Fe-Calcit von Foidling-Alm wurden nur Spuren von Mangan festgestellt.

Der Sideroplesit von Schwader Eisenstein enthält ausser dem schon erwähnten Mangangehalt noch Ba und Sr, die spektroskopisch nachgewiesen wurden und in Form von Sulfaten bei dem betreffenden Eisenkarbonat vorliegen müssen. — Der Baryt von Schwader Eisenstein wurde ebenfalls spektroskopisch untersucht. Die Untersuchung ergab, dass beim Baryt mehr als 1 % Sr in Form von  $\text{SrSO}_4$  vorliegt.

Die letztgenannte Lagerstätte wurde auf Grund erzmikroskopisch-geochemischer Untersuchungen ihrer Erzparagenese nach als eine primär-magmatische, mesothermale Lagerstätte erkannt. In der Gebra-Lagerstätte konnten sulfidische Erzminerale nicht festgestellt werden. Im Gegensatz zu Gebra führt die in der Nähe liegende Kelchalpe-Lagerstätte viel Kupferkies und Pyrit und merklich weniger Eisenkarbonat als Gangart. Es wäre natürlich möglich, dass es in der Gebra-Eisenspatlagerstätte metasomatische Erze (Eisenkarbonate) gibt, ein möglicherweise vorhandener sulfidischer Erzbestand aber nicht zum Absatz kam.

Meiner Beobachtung nach haben die Erzlösungen durch die Störungen in allen drei genannten Lagerstätten den Weg nach oben gefunden und die schon vorhandenen Spalten oder Hohlräume vererzt. Die Vererzung in allen drei Lagerstätten ist jünger als die Schieferung und Metamorphose der Nebengesteine: eine post-kristalline Deformation ist an allen Erzen der drei genannten Lagerstätten festzustellen. Diese Deformation ist meiner Auffassung nach eher der alpidischen Orogenese zuzuschreiben. Die Erzlösungen haben sowohl in der Umgebung von Gebra als auch in derjenigen von Schwaz ausser den paläozoischen Gesteinen auch triadische Gesteine vererzt.

Auf Grund dieser Beobachtungen und der geochemischen Untersuchungen über die Zugehörigkeit in dieselbe Erzphase — dies gilt für jede der drei Lagerstätten — wurde für die untersuchten Gebiete von Gebra, Foidling-Alm und Schwader Eisenstein ein triadisches Alter für die Erzbildung angenommen.

## Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Ι Σ

Εἰς τὴν τοποθεσίαν Gebra τῆς περιοχῆς Kirzbübel τοῦ Τυρόλου καὶ ἐντὸς τῶν ἀργιλικῶν σχιστολίθων τοῦ Σιλουρίου ἐμελετήθησαν ἐμφανίσεις ἀνθρακικοῦ σιδήρου, αἵτινες ἀπαντῶνται ὑπὸ μορφὴν μικρῶν καὶ μεγάλων κοιτῶν.

Ἡ κοιτοειδὴς μορφὴ τῶν ἀναφερθεισῶν ἐμφανίσεων ὠδήγησε πολλοὺς μελετητὰς εἰς τὴν παραδοχὴν, ὅτι αὗται δύνανται νὰ ἔχωσι συγγενετικὴν ἡλικίαν μὲ τοὺς ἀρχιλικοὺς σχιστολίθους τῆς ὡς ἄνω περιοχῆς. Τὰ κοιτάσματα ἀνθρακικοῦ σιδήρου τῆς Gebra ἠρευνήθησαν γεωλογικῶς, ὄρυκτολογικῶς καὶ κοιτασματολογικῶς. Ἐμελετήθη ἐπίσης ἡ παραγένεσις των καὶ ἐγένοντο γεωχημικαὶ συγκρίσεις μεθ' ἐτέρων ἐμφανίσεων τῆς ἐγγυτέρας περιοχῆς. Εἰς τὴν ὡς ἄνω περιοχὴν διεκρίθησαν τέσσαρες κοιτὰ ἀνθρακικοῦ σιδήρου, αἵτινες ἀπαντῶνται εἰς τὸ πετρολογικὸν ὄριον τῶν ἀργιλικῶν σχιστολίθων καὶ τοῦ σχιστοποιημένου μεταδιαβάση. Τοιουτοτρόπως ἐξηγεῖται ὁ μὴ συγγενετικὸς των σχηματισμὸς. Ἐπὶ πλέον τὰ ὑδροθερμικὰ διαλύματα ἠλλοίωσαν τὰ φιλοξενούντα τὴν μεταλλοφορίαν μητρικὰ πετρώματα εἰς σειρικήτην. Οὕτω ἐνισχύεται ἔτι περισσότερον ἡ ἐκδοχὴ τοῦ ἐπιγενετικοῦ σχηματισμοῦ, τῶν ἐμφανίσεων ἀνθρακικοῦ σιδήρου.

Ἐντὸς τῶν ὀφθαλμογενεσίων τῆς περιοχῆς Schwaz ἐμελετήθησαν ἐπιγενετικῆς φύσεως φλέβες σιδηρίτου, εἰς τοῦ ὁποίου τὴν παραγένεσιν εὐρέθησαν σιδηροπυρίτης I, χαλκοπυρίτης, ἀρσеноπυρίτης, τετραεδρίτης, σιδηροπυρίτης II, θειοῦχος ψευδάργυρος, γαληνίτης καὶ βαρύτης. Ἡ ἐν γένει μεταλλοφορία παρουσιάζει ἰσχυρὰν τεκτονικὴν καταπόνησιν, ἣτις καθίσταται ἔκδηλος εἰς κατακλάσεις, μιλωνιτώσεις, κυματοειδεῖς κατασβέσεις τῶν σκληροτέρων ὄρυκτῶν καὶ σχηματισμὸν διδυμιῶν πιέσεως τῶν ἐχόντων μικροτέραν σκληρότητα.

Ἡ μετακρυσταλλικὴ τεκτονικὴ καταπόνησις τῶν ὄρυκτῶν τῶν μελετηθεισῶν ἐμφανίσεων δὲν παρουσιάζει οὐδὲν στοιχεῖον ἀνακρυσταλλώσεως καὶ ὡς ἐκ τούτου ὑποτίθεται ὅτι αὕτη εἶναι ἡ νεωτέρα τεκτονικὴ καταπόνησις εἰς τὰ γενικὰ πλαίσια τῆς πτυχώσεως τῶν Ἄλπεων. Ἡ μελετηθεῖσα παραγένεσις τοῦ ἀνθρακικοῦ σιδήρου τῶν ὀφθαλμογενεσίων παρατηρεῖται καὶ ἐντὸς τῶν παλαιοζωικῶν δολομιτῶν τῆς ἐγγυτάτης περιοχῆς μὲ τὴν παρουσίαν τετραεδρίτου καὶ βαρύτου ὡς ἐπίσης καὶ ἐντὸς τῶν μεσοζωικῶν ἀσβεστολίθων τῆς ἀσβεστολιθικῆς ὄροσειρᾶς τοῦ βορείου Τυρόλου μὲ τὴν παρουσίαν θειοῦχου ψευδαργύρου καὶ γαληνίτου. Ἡ ὡς ἄνω ἐκδήλωσις, ὡς ἐπίσης καὶ ἡ νεωτάτη τεκτονικὴ μετακρυσταλλικὴ καταπόνησις τῶν ὄρυκτῶν τῆς μελετηθείσης μεταλλοφορίας, ἅτινα δὲν δεικνύουν σημεῖα ἀνακρυσταλλώσεως, ἀποδεικνύουν σαφῶς ὅτι αἱ ἀναφερθεῖσαι ἐμφανίσεις θὰ ἠδύναντο νὰ θεωρηθοῦν ὡς μεσοζωϊκῆς ἡλικίας.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ANGEL, F., 1939.— Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg. *Fortschr. Miner.*, **23**, LIX - LXXVI.
- BEARTH, A., 1932.— Die Diabasgänge der Silvretta. *Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitteilungen*, **III**, H. 1.
- BERNHARD, J. 1966.— Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte. Erzführung und Tektonik. *Jb. Geol. B. A.*, **109**, S. 1-90, Wien.
- BETECHTIN, A. G. 1954.— Lehrbuch der speziellen Mineralogie.— 3. Aufl., *Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie*, Leipzig.
- BIERTHER, W. 1954.— Zur Bildung von Gangspalten eine Einführung in die Untersuchung der Siegerländer Eisenerzgänge. *Geol. Rdsch.*
- CLAR, E. 1945.— Ostalpine Vererzung und Metamorphose. *Verh. Geol. B. A.*, Wien.  
 ——— 1953.— Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. *Geol. Rdsch.*, **41**, S. 107-126.
- CLAR-FRIEDRICH, 1953.— Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. *Zeitschr. für prakt. Geol.*, **41**. Jahrgang, H. 5.
- DEL-NEGRO, 1960.— Geologie der Österreichischen Bundesländer. *H. Salzburg, G. B. A.*, Wien.
- DOELTER, C., 1912.— Handbuch der Mineralchemie **1**, S. 123-124, 127-128, 433-436. Dresden und Leipzig, Verlag von Theodor Steinkopff.
- FERSMAN, A. E., 1933-39.— Geochemie, **I-IV**, Verlag Natur und Technik ONTI.
- FRIEDRICH, O. M., 1937.— Die ostalpine Vererzung und ihre magmatischen Beziehungen. *Berg- und Hüttenmänn. Mh.*, Jb. **85**.  
 ——— 1948.— Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. *Berg- und Hüttenmann. Mh.* **93**, S. 14-18, Wien.  
 ——— 1968.— Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. Der Karinhin Folge **58** (Klagenfurt).  
 ——— 1968.— Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Band **8**, Leoben.
- FRITZ, W., 1966.— Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamorphose. *N. Jb. Min. Abh.* **105**, Stuttgart.
- FUCHS, A., 1954.— Vorläufige Ergebnisse von Gefügenntersuchungen in den Kitzbühler Alpen. *Tscher. M. u. Petr. Mitt.*, Wien.
- GRANNIGG, B., 1912.— Über die Erzführung in den Ostalpen. *Mitt. Geol. Ges.*, S. 344-367, Wien.
- ISSER, M., 1905.— Schwazer Bergwerksgeschichte. *Eine Monographie über die Schwazer Erzbergbaue*, Privatdruck, S. 228-253.
- JANDER-BLASIUS, 1964.— Einführung in das anorganisch-chemische Practicum. 6. Aufl., S. Hirzel Verlag Stuttgart.



- KARL, F., 1953.— Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues, Kupferbergbau Mitterberg. *Neues Jb. d. Min. Abh.*, **85**.
- 1954.— Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalyse in den Ostalpen. Sonderdruck aus d. *JB. d. Geol. B. A.*
- KLEBELSBERG, R., 1935.— Geologie von Tirol. Verlag Bornträger Berlin, S. 118-133.
- LADURNER, J., 1955.— Über ein geregeltes Sideritgefüge.— Sonderdruck aus d. *Jb. d. Geol. B. A.*, H. 1.
- 1955.— Zum Verhalten von Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn. *Tscherm. Min. Petrogr. Mitt.*, **6**.
- LEITMEIER H., 1950.— Einführung in die Gesteinkunde. Springer Verlag Wien.
- MEIXNER, H., 1953.— Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit und Eisenspatlagerstätten in den Ostalpen. Sonderdruck aus *Radex Rdsch.*, H. 7/8.
- MOHR, H., 1932.— Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. *Deutsche Geologische Gesellschaft in München*, 4. August.
- MOSTLER, H., 1964.— Conodonten in der westlichem Grauwackenzone. *Verh. Geol. B. A.*, Wien.
- 1965.— Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbühler Alpen. *Geol. B. A.*, Wien.
- 1966.— Das Silur (Gotlandium) der Lachtalgrundalm, Fieberbrunn in Tirol. *O.A.W. Sitzung der mathem. naturw. Klasse*, **13**, Jänner.
- 1966.— Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauerschiefer in Grauwackenzone. *O.A.W. Sitzung der mathem. naturw. Klasse*, **13**, Jänner.
- 1967.— Das Silur im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone (Tirol - Salzburg). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudent*, **18**, S. 84-150, Wien, Juli.
- OELSNER, O., 1961.— Atlas der wichtigsten Mineralparagenesen im mikroskopischen Bild. *Beutscher Verlag der Wissenschaften*, Berlin.
- OHNESORGE, TH., 1903.— Über das Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. *Verh. Geol. R. A.*
- 1903.— Der Schwazer Augengneis. *Jb. d. K. K. geol. R. A.*, **53**, H. 3.
- PETRASCHECK, W. E., 1932.— Die Magnesite und Siderite der Alpen. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss., naturw. Kl.* **1/141**, Wien.
- 1945.— Die Alpine Metalogenese. *Jb. d. Geol. B. A.*, **90**, Wien.
- 1961.— Lagerstättenlehre. 2. Auflage, Springer Verlag, Wien.
- 1968.— Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metalogenese. *Sitzber. d. österr. Akad. d. Wiss. mathem. - naturw. Kl. Abt. I*, **175**, 1-3 H., Wien.
- PIRKL, H., 1961.— Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). *Jb. d. geol. B. A.*, **104**, Wien.
- PILGER, A. 1961.— Übersicht über die Gangvererzung des Ruhrgebietes. *Reih. geol. Jb.*, Hannover.

- POSERNY, F. 1880.— Die Erzlagerstätten von Kitzbühel in Tirol und den angrenzenden Teilen Salzburgs. Separatdruck aus dem *Archiv für prakt. Geol. I.*, Wien.
- RAHMDOHR, P. 1959.— Die Erzminerale und ihre Verwachsungen Akad. Verlag Berlin.
- REDLICH, K. A. 1930.— Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätte. Wien, Berlin.
- SAUKOW, A. A. 1953.— Geochemie. Verlag Technik Berlin.
- SCHMIDEGG, O. 1943.— Der geologische Bau des Bergbaugesbietes von Schwaz in Tirol. Sonderdruck aus dem *Jb. d. R. für Bodenkultur*, **63**, Berlin.
- Die Erzlagerstätten am Reiterkopf und Reiterkogel. Sonderdruck aus *Schlernschriften*, **101**, Jenbacher Buch.
- Die Erzlagerstätten des Schwazer Bergbaugesbietes, besonders der Falkenstein. Sonderdruck aus «*Schwazer-Buch*», *Schlernschriften*, **85**.
- 1949.— Über die geologischen und lagerstättenkundlichen Aufnahmen. Gebra bei Kitzbühel, Sonderdruck aus *Verh. d. Geol. B. A.* Wien, H. 1.
- SCHNEIDERHÖHN, H. 1952.— Erzmikroskopisches Praktikum. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- 1952.— Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonische Grundlage. *N. Jb. d. Min.*, S. 68-75.
- 1962.— Erzlagerstätten (Kurzvorlesungen). Gustav - Fischer - Verlag, Stuttgart, 4. Auflage.
- SCHULZ, O. 1960.— Beispiele für synsedimentäre Vererzungen und paradiagenetische Formungen im älteren Wettersteindolomit von Bleiberg Kreuth. [*Berg- und Hüttenm., Mh.* **1**, Springer Verlag Wien.
- 1960.— Die Pb-Zn Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg Kreuth (Grube Max) als Beispiel Submariner Lagerstättenbildung. *Carinthia II*, **22**, Sonderheft, Klagenfurt.
- 1966.— Pseudomorphe Verdrängungen von Baryt durch Calcit. *N. Jb. d. Min.* Stuttgart, November.
- SCHWINNER 1937.— Die Lagerstätten krist. Magnesits und ihre Verteilung im Gebirgsbau der Ostalpen. *Berg-Hüttenmänn. Jb.*, Leoben **85**.
- SMIRNOW, S. S. 1936.— Oxydationszone der Sulfidlagerstätten. Verlag für Natur und Technik, ONTI.
- SPITZ, A. 1909.— Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen. *Tscher. Min. Petr. Mitt.* **28**.
- SPRENGLER, E. 1926.— Warum liegt die weitaus grösste Sideritlagerstätte der steirischen Grauwackenzone gerade am Erzberg? *Zeitschrift für prakt. Geol.* **34**.
- SRBIK, R. 1929.— Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. Sonderdruck aus den *Berichten des Naturwiss. medicin. Vereins Innsbruck*, **41** B.

- THIENHAUS, R. 1952.— Das Problem der Entstehung und Altersstellung der Siegerländer Spateisengänge. *Geol. Rdsch.*
- 1952.— Prä- und synsideritische Tektonik auf Grube Pfannenberger Eignigkeit, Siegerland. *Geol. Rdsch.* **41**.
- TRÖGER, W. E. 1967.— Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien Teil 2 Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- TUFAR, W. 1965.— Geochemische Untersuchungen an österr. Baryten. *Tscherm. mineral u. Petrogra. Mitt.* 3. Folge **9**, H. 3, S. 242 - 251 Wien.
- VOHRYZKA, K. 1968.— Die Erzlagerstätten Tirols und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. *Jb. d. Geol. B. A.* **111**.
- WINCHELL, A. 1927.— Elements of optical Mineralogy. John Wiley and Sons, New York - London.
- WINKLER, H. G. F. 1967.— Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 2. Auflage.