

Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit

von J.G. Haditsch und H. Mostler*)

Zusammenfassung

Der Innsbrucker Quarzphyllit (Unterostalpin) wurde erstmals anhand von 15 Profilen einer detaillierten Seriengliederung unterzogen, die eine Dreigliederung ermöglichte: Die Liegendeinheit, hauptsächlich dem Ordovizium zuordenbar, setzt sich neben monotonen Quarzphylliten aus Grünschiefern (Prasiniten) zusammen, die im Hangenden von sauren Vulkaniten (Porphyroiden) abgelöst werden. Darüber folgt eine Einheit mit Kalk- und Dolomitmar- moren, Serizitquarziten und Serizit-Chlorit-Schiefern, vor allem silurischen Alters, die von einer aus Schwarzschiefern, Kieselschiefern, und Dolomit/ Magnesit zusammengesetzten Serie, die dem oberen Silur bis Mitteldevon zugerechnet werden kann, aufgebaut wird.

Die drei genannten Serien weisen spezifische Mineralisationen auf:

- a) Die liegende Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie zeigt mit hauptsächlich Antimonit, daneben noch Kupferkies, Arsenkies, Pyrit, Magnetkies, Fahlerz, Zinkblende und Calcit, Ferrodolomit und Siderit als Lagerarten eine deutliche Sb-Vormacht;
- b) die mittlere Karbonat-Serizitphyllit-Serie mit Arsenkies, Magnetkies und Pyrit als Hauptmineralen und in geringen Mengen Kupferkies, Markasit, Antimonit, Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende, Ullmannit und Gold eine As-Betonung, wogegen
- c) die hangende Schwarzschiefer-Karbonat-Serie durch eine Scheelitführung gekennzeichnet ist.

Ein Vergleich mit den Mineralisationen in der im Gesteinsaufbau ähnlichen Grauwackenzone (Oberostalpin) zeigt grundsätzliche Unterschiede: Im stratigraphisch Ältesten (Ordoviz) werden alle Mineralisationen vom geosynklinalen Magmatismus kontrolliert, so im Beckenbereich die Fe-Cu-Zn-(Pb-, Au-) Vererzungen, die dem Zyperntypus vergleichbar sind, und auf

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Johann Georg Haditsch, Mariatroster Straße 193, A-8043 Graz; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

den Schwellen die Eisenlagerstätten vom Typus Lahn-Dill. Im Silur gibt es im Becken Kieslager in Schwarzschiefern und randlich, vorwiegend gebunden an eine karbonatische Fazies, Cu-Mineralisationen mit erhöhten Ni- und Co-Gehalten. Das Devon der Grauwackenzone zeigt keine Spur einer W-Vererzung, hingegen ist es nur der Träger einer epigenetischen Fahlerzmineralisation.

Summary

The Innsbruck Quartzphyllite (Lower Austroalpine Unit) has been subdivided into three series, based on investigations on 15 sections. The deepest series, mainly belonging to the Ordovician, consists of monotonous quartzphyllites and greenschists (prasinites), which are overlain by acidic volcanites (porphyroids). In the hanging wall limestone and dolomite marbles, sericite quartzites and sericite-chlorite schists, mainly of Silurian age, occur. The uppermost series is composed by black phyllites, layers of chert, dolomite and magnesite, of Upper Silurian to Middle Devonian age.

These three lithological units host specific mineralizations:

- a) The quartzphyllite-greenschist series shows a distinct antimony predominance with stibnite, chalcopyrite, arsenopyrite, pyrite, pyrrhotite, fahlore, sphalerite, and calcite, ferrodolomite, and siderite as gangue minerals,
- b) the carbonate-sericite phyllite series shows an enrichment of arsenic with arsenopyrite, pyrrhotite, and pyrite as main minerals, and chalcopyrite, marcasite, stibnite, fahlore, galena, sphalerite, ullmannite, and native gold,
- c) the black phyllite-carbonate series hosts a tungsten mineralization.

Between the Grauwackenzone (Upper Austroalpine Unit), which is lithologically similar to the Innsbruck Quartzphyllite, and these mineralizations distinct differences are existing: In the Ordovician of the Grauwackenzone all mineralizations are controlled by the geosyncline magmatism, i.e. the Fe-Cu-Zn(Pb-Au)-metallizations in the basin facies, similar to the Cyprus type deposits, and the iron deposits of Lahn-Dill type on the ridges. In the Silurian kieslager occur within black schists in the basin, whereas copper mineralizations with elevated Ni and Co randomly appear, these mainly bound to a carbonate facies. The Devonian of the Grauwackenzone has no tungsten metallization, but is only bearing an epigenetic fahlore mineralization.

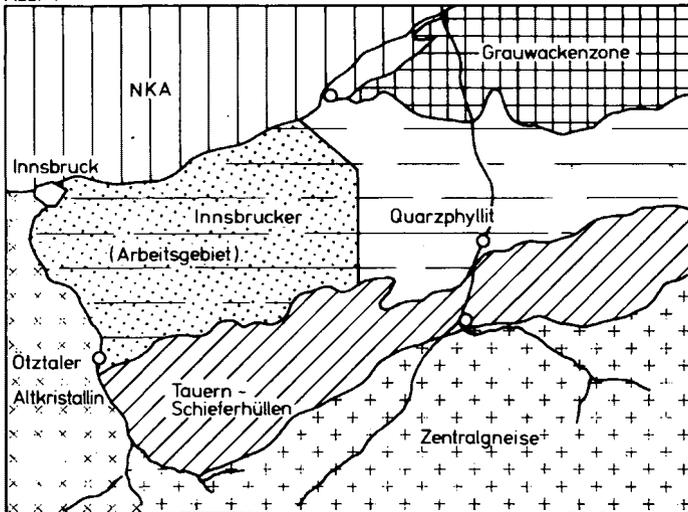
Einleitung und Problemstellung

Wegen der vermeintlichen lithologischen Eintönigkeit wurde der Innsbrucker Quarzphyllit bisher geologisch nur sehr oberflächlich bearbeitet. Dies drückt sich in den geologischen Spezialkarten 1:75 000 Rattenberg bzw. Kitzbühel und Zell am See aus, in denen der Quarzphyllit nur mit einer einzigen Signatur ausgeschieden wurde. Hinsichtlich der Erzmineralisationen gab es zwar, besonders in jüngster Zeit, vereinzelte und auf enge Räume beschränkte Untersuchungen, doch erwies es sich als notwendig, für eine systematische Erfassung der Erzvorkommen zu versuchen, den Quarzphyllit zunächst einer Seriengliederung zu unterziehen. Die ersten Ergebnisse einer derartigen Gliederung, die anhand von 15 Detailprofilen erstellt wurde, sollen im nachstehenden in Verbindung mit der Metallisation gebracht werden.

Die vorliegende Untersuchung fußt zwar auf einem Auftrag der Bundesministerien für Wissenschaft und Forschung sowie für Handel, Gewerbe und Industrie, und der Tiroler Landesregierung zur Erfassung einheimischer mineralischer Rohstoffe, doch wurden die Arbeiten seit der Berichterstattung über die Auftragsforschung (H. MOSTLER, 1979) wesentlich ausgeweitet.

Der behandelte Raum umfaßt das Innsbrucker-Quarzphyllit-Areal zwischen dem Sill- und dem Zillertal (Abb. 1). Ziel der vorliegenden Arbeit

Abb. 1



war es, zunächst alle in dem erwähnten Gebiet auftretenden Erzmineralisationen zu erfassen, zu typisieren, deren Genese zu erklären, um auf diesem Wege die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Vererzungen abzuklären. Darüber hinaus sollten auch jene metallogenetischen Konzepte, die den unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit miteinbeziehen, kritisch überprüft werden. Schließlich war es auch ein Anliegen, die hier auftretenden Mineralisationen mit lithologisch ähnlich aufgebauten, aber anderen tektonischen Stockwerken zugehörigen zu vergleichen. Dieser Vergleich sollte auch dazu dienen, gegebenenfalls eine Kontrolle der Lagerstättenbildung durch überregionale metallogenetische Ereignisse nachzuweisen.

1) Tektonische Übersicht

Der Innsbrucker Quarzphyllit ist ein eigenständig tektonisches Element, das im Gegensatz zu vielfach geäußerten Meinungen nicht progressiv, sondern innerhalb der Grünschieferfazies retrograd metamorph ist. Inwieweit sich auch in dieser Abfolge Gesteine finden, die ursprünglich der Amphibolitfazies angehört haben, läßt sich zur Zeit noch nicht sagen. Sollte es sich jedoch bestätigen, daß Teile des Innsbrucker Quarzphyllits bis in die Amphibolitfazies aufgestiegen sind, dann müßten auch die bisher dem Mittelostalpin zugeordneten Gesteine der Patscherkofel- und Glungezerzone dem Unterostalpin zugerechnet werden.

Die drei später noch eingehender zu behandelnden Gesteinsserien liegen, soweit sie bisher untersucht sind, auf jeden Fall invers. Abgesehen von örtlich intensiven Verfaltungen ist der Innsbrucker Quarzphyllit flachwellig verformt und fällt im untersuchten Gebiet generell nach Norden ein. Das ENE-WSW-Streichen wird von gleich orientierten B-Achsen kontrolliert, die um die Horizontale pendeln bzw. flach gegen W abtauchen. Die kompetenten Gesteine, wie Prasinite, Kalk- und Dolomitmarmore sowie quarzitisches Gesteine, sind sehr oft als B-Tektonite in die stark teilbeweglichen phyllitischen Gesteine eingewickelt.

Als geologisch wirksame tektonische Elemente treten vor allem die bc-Flächen auf, deren Sprunghöhen allerdings 100 m kaum überschreiten dürfen. Da sowohl die ac-Flächen als auch die bc-Flächen auch von einer nach-eiszeitlichen Tektonik genutzt werden, ist es oft schwierig, die alte Bruch- von der jungen Hangtektonik auseinanderzuhalten.

Im Luftbild überwiegen NNE-SSW-Flächen und Flächenscharen um WNW-ESE, die jedoch geologisch kaum oder nicht wirksam sind, wogegen die geologisch bedeutsamen Flächen zurücktreten.

2) Versuch einer lithostratigraphischen Gliederung

Der Innsbrucker Quarzphyllit läßt sich zwanglos in drei Serien aufgliedern (siehe auch Abb. 11):

Schwarzschiefer-Karbonat-Serie (vorwiegend devonischen Alters)

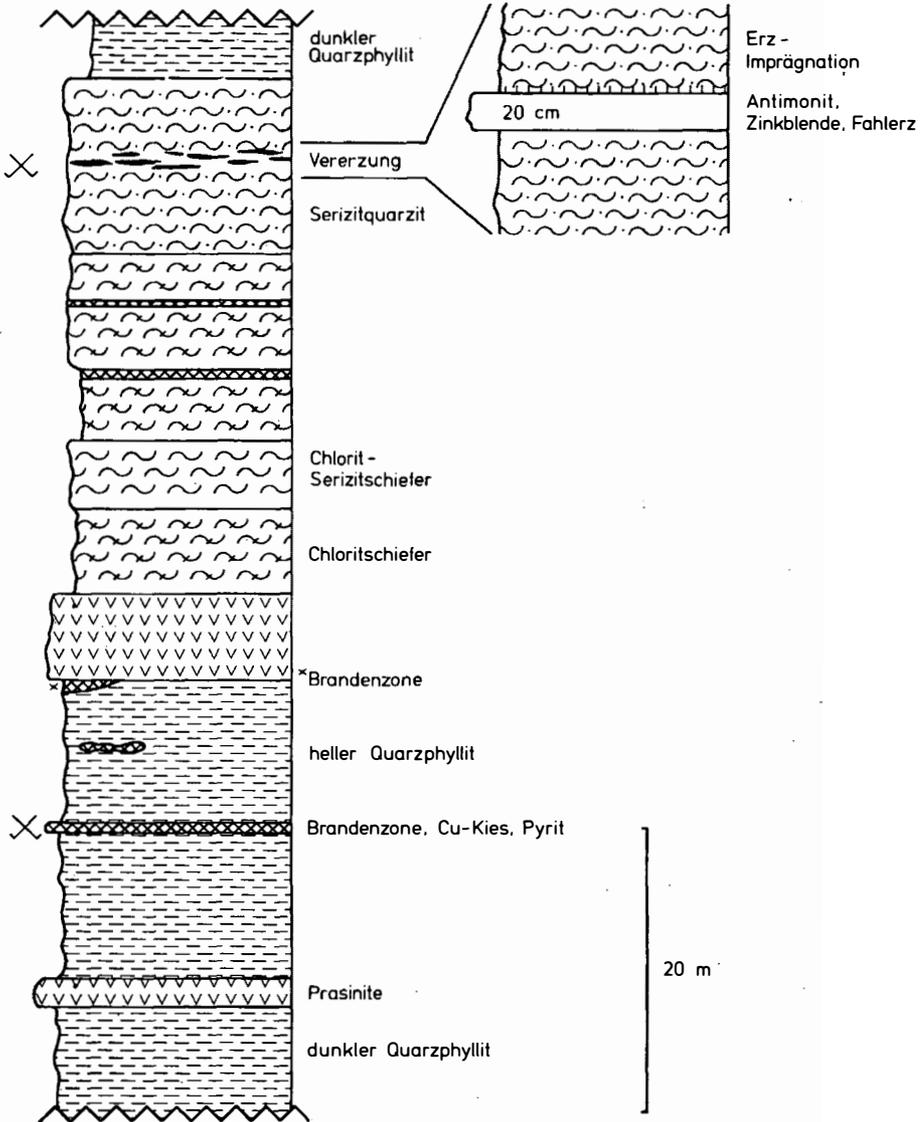
Karbonat-Serizitphyllit-Serie ("Silur")

Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie ("Ordovizium")

Die nähere Umgebung der Vererzungen wurde in Säulenprofilen erfaßt, die im nachstehenden auszugsweise wiedergegeben werden sollen.

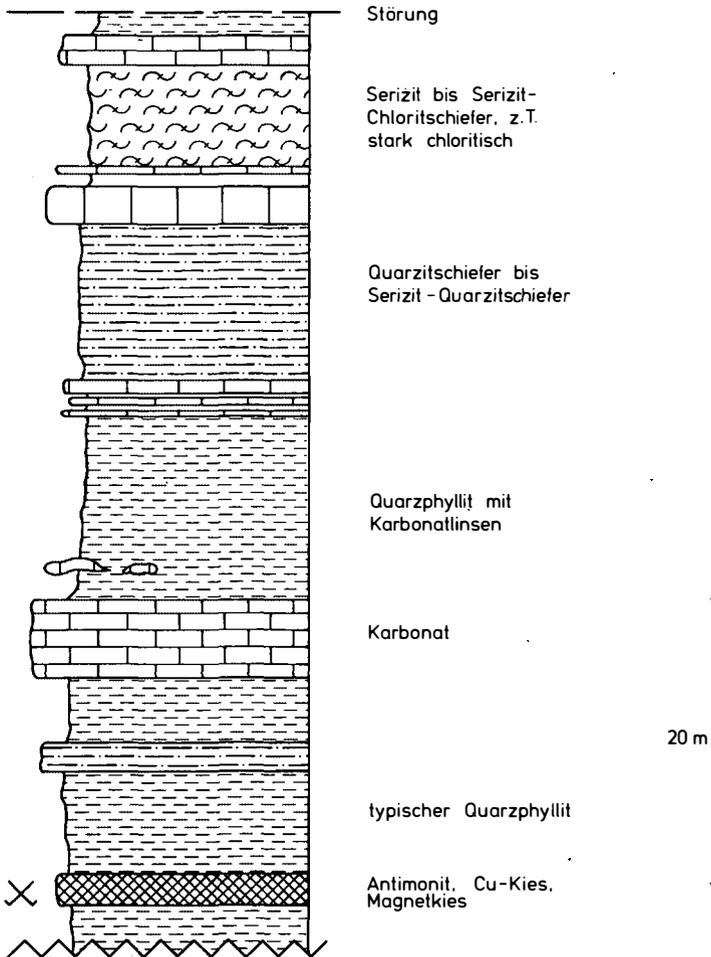
PROFIL: WATTENER HIMMELREICH

Abb. 2



PROFIL: RAUM TULFES - DANNERBAUER

Abb. 3



Profil Wattener-Himmelreich (Abb. 2)

Das Profil liegt ausschließlich im Bereich der Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie. Über dunkelgrauem Quarzphyllit (nicht zu verwechseln mit den Schwarzphylliten der stratigraphisch höchsten Serie) treten Prasinite auf, die Pyrit mit wenig Kupfererzmineralen führen (Kupferkies konnte hier nur in Rissen von Pyrit festgestellt werden).

Auch die darüber einsetzenden typischen (hellen) Quarzphyllite führen im höheren Teil etwas Pyrit und Kupferkies. Darauf folgen massige, 4-5 m mächtige Prasinite, die im Vergleich zu anderen sehr arm an Kiesen sind.

Darüber liegt eine Sequenz von Chlorit- und Chlorit-Serizit-Schiefern, die im Gegensatz zu den eigentlichen Quarzphylliten, die infolge ihres höheren Quarzknauergehalts kompakter wirken, ein ausgeprägtes Schieferungsgefüge aufweisen. Diese Folge schließt im Hangenden mit Serizitquarziten ab, in denen eine reiche Antimonvererzung mit nicht unwesentlichen Gehalten an Zinkblende und Fahlerz auftritt. Im Hangenden dieser Vererzung konnte noch eine Sulfidimprägation nachgewiesen werden.

Profil Tulfes-Dannerbauer (Abb. 3)

Der basale Teil mit einer relativ starken Antimonitvererzung innerhalb der typischen Quarzphyllite ist der Grünschiefer-Quarzphyllit-Serie zuzuordnen. Die nächsthöhere Serie setzt unvermittelt mit einer mächtigen Karbonatlage ein. Diese ist teilweise als ein metasomatisch stark veränderter dolomitischer Kalkmarmor ausgebildet, teilweise auch als Eisendolomit. Andere eisenreiche Magnesiumkarbonatgesteine (mit Mesitinspat, Sideroplesit usw.) finden sich im Hangenden.

Die lithostratigraphische Position dieser Fe- und Mg-reichen Karbonatlagen entspricht ungefähr den von O. SCHULZ (1977) aus der Lagerstätte Eisenkar im Mölstal beschriebenen.

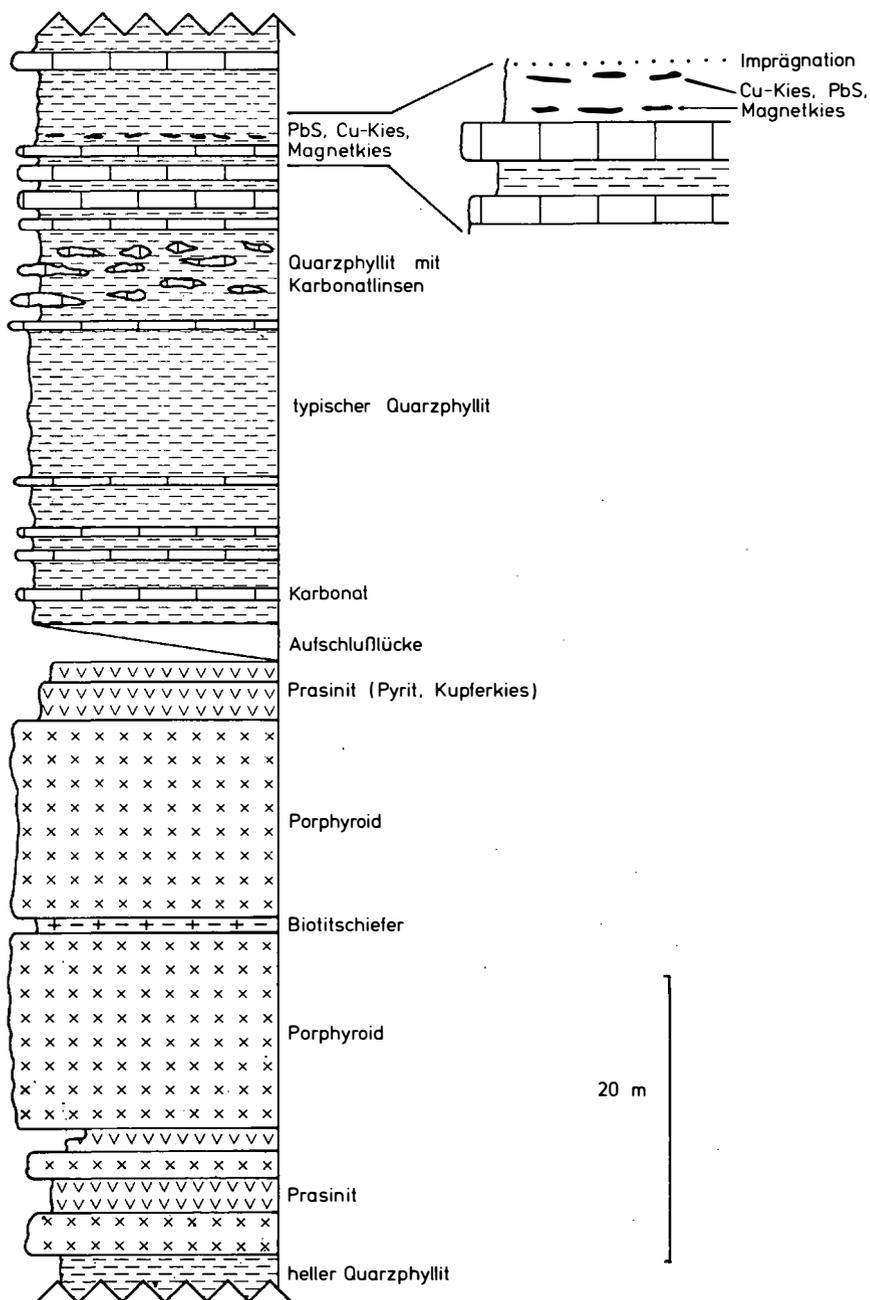
Eisenkarbonate mit unterschiedlichem Mg-Gehalt treten vom Mölstal über das Volder- und Arzetal bis ins Wipptal hinein auf.

Profil Sillschlucht (Abb. 4)

In der Sillschlucht ist nur der Hangendanteil der Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie aufgeschlossen. Über geringmächtigen hellen Quarzphylliten treten zunächst stark verschieferte Porphyroide auf, die von geringmächtigen Prasiniten überlagert werden. Darüber folgen wiederum Porphyroide, die allerdings von einer Biotitschieferlage unterbrochen werden.

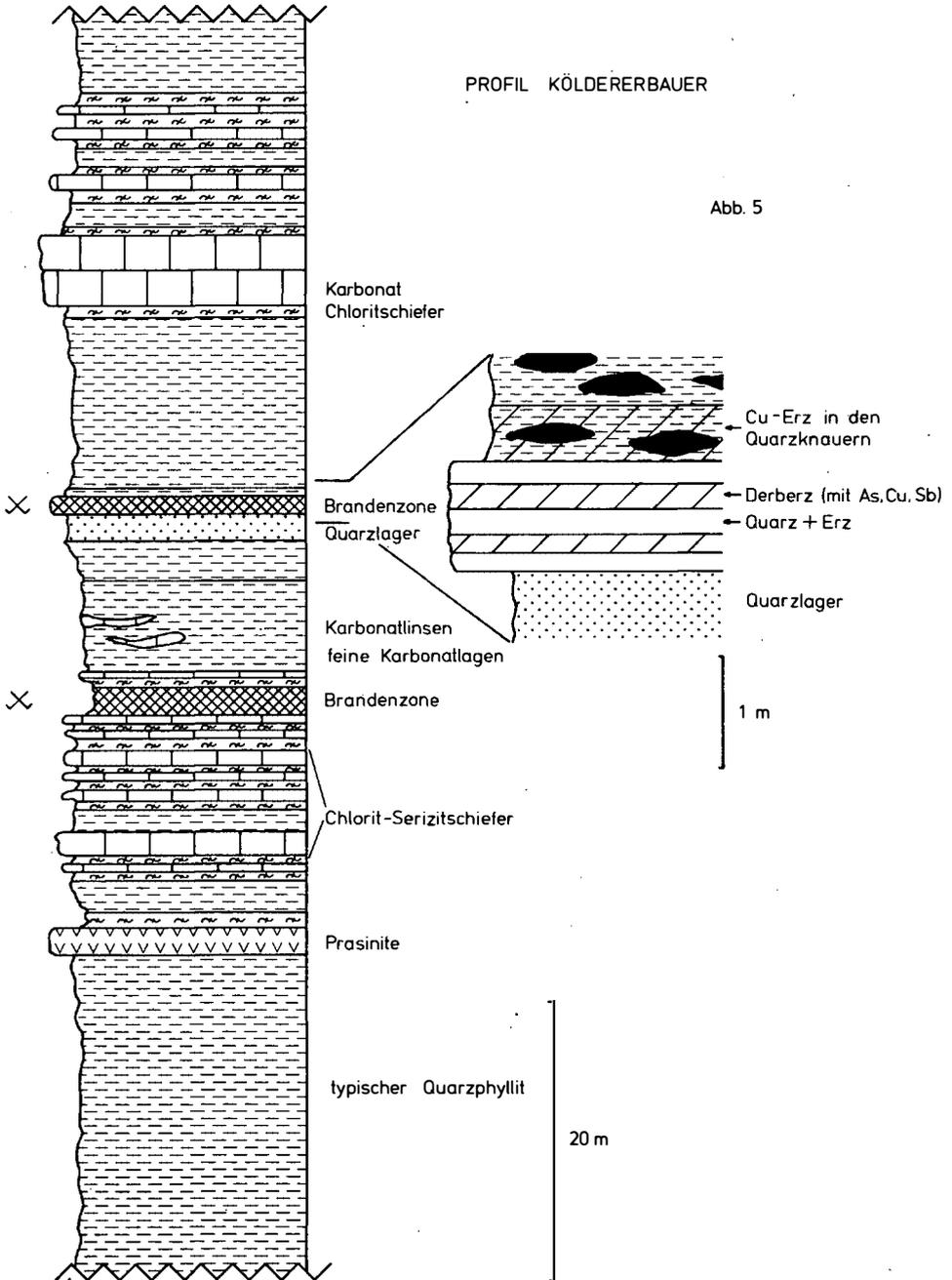
Diese magmatische Folge wird im Hangenden von einem mehrere Meter mächtigen pyritreichen Prasinit abgeschlossen, der abrupt über den Porphyroiden einsetzt.

Über einer Aufschlußlücke von rund 2 m baut sich eine Schichtfolge auf, die zur Karbonat-Serizitphyllit-Serie überleitet. Bedingt dadurch, daß geringmächtige Karbonateinschaltungen bereits im Hangendabschnitt der Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie auftreten, ist örtlich eine scharfe Abgrenzung gegenüber der Karbonat-Serizitphyllit-Serie nicht möglich. Ein Beispiel stellt das vorhin genannte Profil der Sillschlucht in seinem Hangendteil dar. Hier sind in typische Quarzphyllite zuunterst noch vereinzelt, im höheren Teil jedoch schon häufig Karbonatlagen eingeschaltet. Es handelt



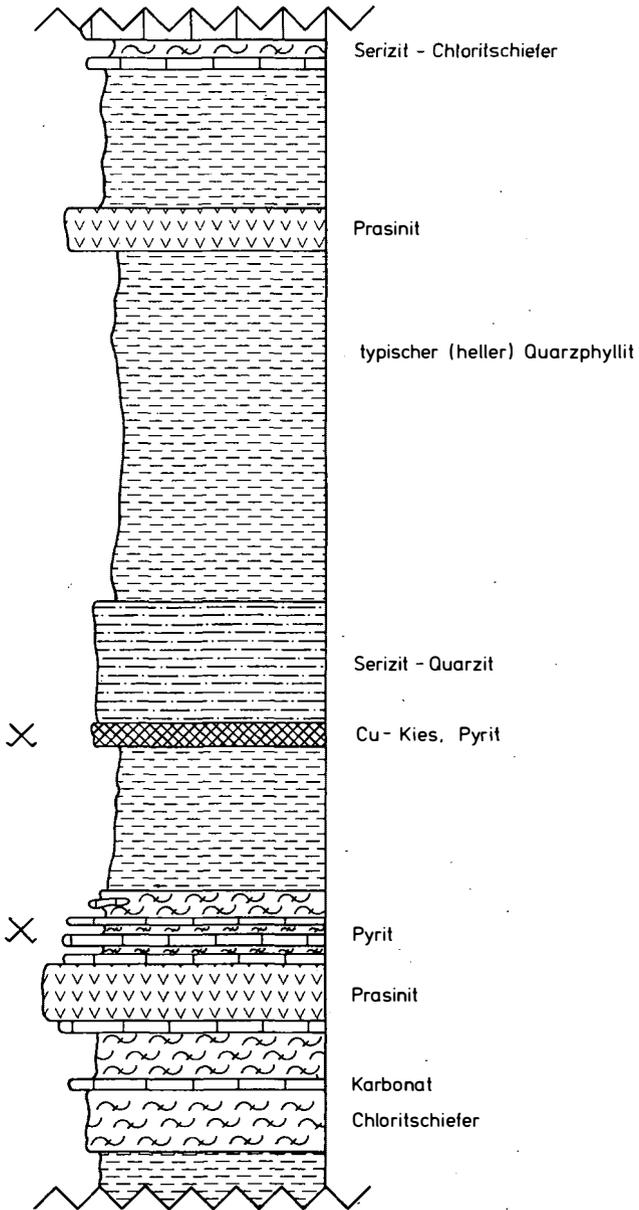
PROFIL KÖLDERERBAUER

Abb. 5



PROFIL: RAUM TULFES-HEISSANGER

Abb. 6



sich bei diesen ausschließlich um Kalkmarmore, in denen eine Kupferkies-Magnetkies-Vererzung mit etwas Bleiglanz auftritt.

Profil Köldererbauer (Abb. 5)

Im Gegensatz zum gerade erwähnten unscharfen Übergang setzt in diesem Profil über eintönig ausgebildeten Quarzphylliten mit einer eingeschalteten massigen Prasinitlage abrupt die Karbonat-Serizitphyllit-Serie mit einer Wechsellagerung von Kalken und Chlorit-Serizit-Schiefern ein, die im Hangenden eine Brandzone führen. Darüber tritt über einem geringmächtigen Quarzlager eine arsenbetonte Vererzung auf, die im Hangenden von Kupfererzen begleitet wird. Hierauf setzt wiederum eine analog zum Liegenden ausgebildete Wechselfolge ein, die von einer Quarzphyllitsequenz abgeschlossen wird.

Profil Tulfes-Heißanger (Abb. 6)

Im liegendsten Bereich dieses Profils, der der Karbonat-Serizitphyllit-Serie zuzuordnen ist, treten detritär stark verunreinigte Karbonatlagen auf. Die stärker-sandige Zufuhr äußert sich durch die Einschaltung von Serizitquarziten. Auffallend sind auch zwei Prasinitkörper, die generell die obere Hälfte dieser Serie kennzeichnen. Die Vererzungen führen hauptsächlich Kupferkies und Pyrit.

Profil Volderer Wildbad (Abb. 7)

Diese Schichtsäule setzt unmittelbar die Abfolge vom Köldererbauer fort. Über einer Wechsellagerung der Karbonatgesteine mit den Chlorit-Serizit-Schiefern treten mächtige typische Quarzphyllite auf, die sehr gut die Faziesdifferenzierung innerhalb der mittleren Serie des Innsbrucker Quarzphyllits widerspiegeln. In den hellen Quarzphylliten setzt auch die stärkste, ober-tags weit verfolgbare Vererzung dieses Raumes mit Arsenkies und Gold auf (Antoniusstollen).

Profil Wattental-Sagwirt (Abb. 8)

Über etwa 80 m mächtigen Dolomitmarmoren, die seinerzeit auch als Bausteine hereingewonnen wurden und in deren hangendstem Bereich bereits eine lagenkonkordante Antimonit-Pyrit-Kupferkies-Vererzung auftritt, setzen normale, eintönig entwickelte Quarzphyllite ein. Sie sind im Liegenden von mehreren Brandzonen durchsetzt. Darüber folgen rund 40 m mächtige Quarzphyllite.

Profil Ampaß (Abb. 9)

Aus einer Quarzphyllitserie mit geringmächtigen Einschaltungen von Karbonatlagen entwickelt sich zunächst ein Karbonatgesteinskomplex aus gebänderten, graublauen, mittel- bis grobkörnigen Kalkmarmoren, der nach oben hin in reinweiße Kalk- bis Dolomitmarmore überleitet. Im höheren Teil dieser Marmorfolge wurde eine 20 cm mächtige Vererzung mit vorwiegend Bleiglanz und etwas Zinkblende entdeckt.

Die über den genannten Marmoren auftretenden Quarzphyllite sind durch eine Brandzone gekennzeichnet, die im Grenzbereich zwischen den Marmoren und dem Quarzphyllit eine Vererzung mit Arsenkies, Zinkblende und Bleiglanz führt. Eine weitere Mineralisation mit Magnetkies, Kupferkies und Pyrit tritt darüber, d.h. in den brandigen Quarzphylliten, auf.

PROFIL: VOLDERER
WILDBAD

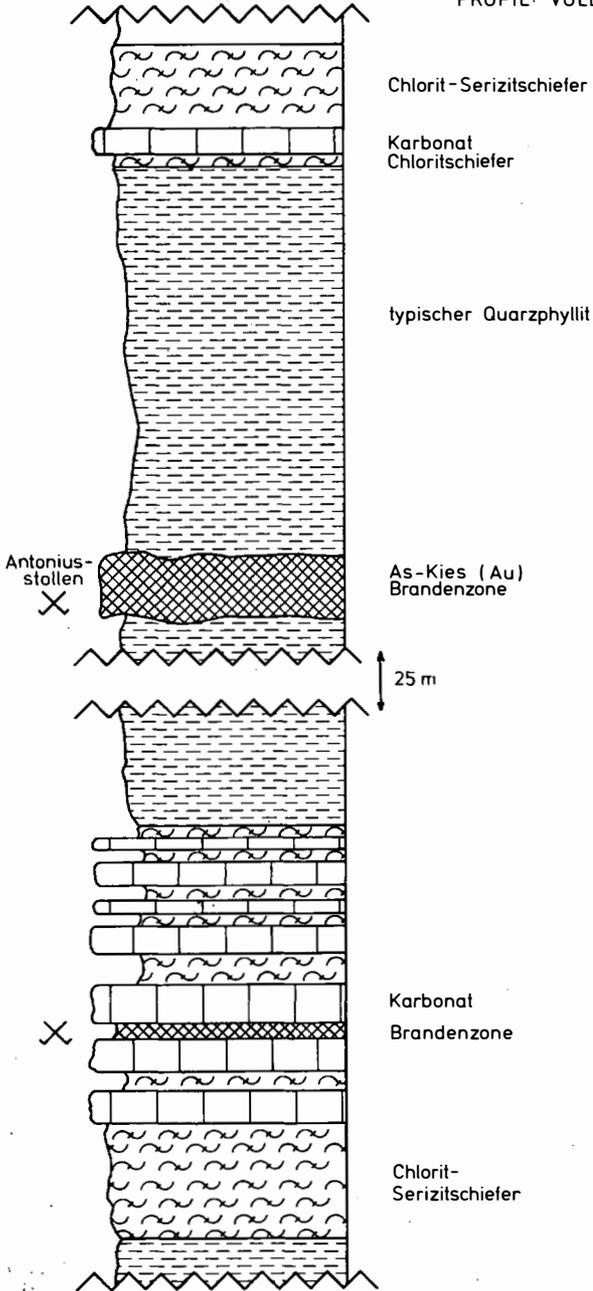
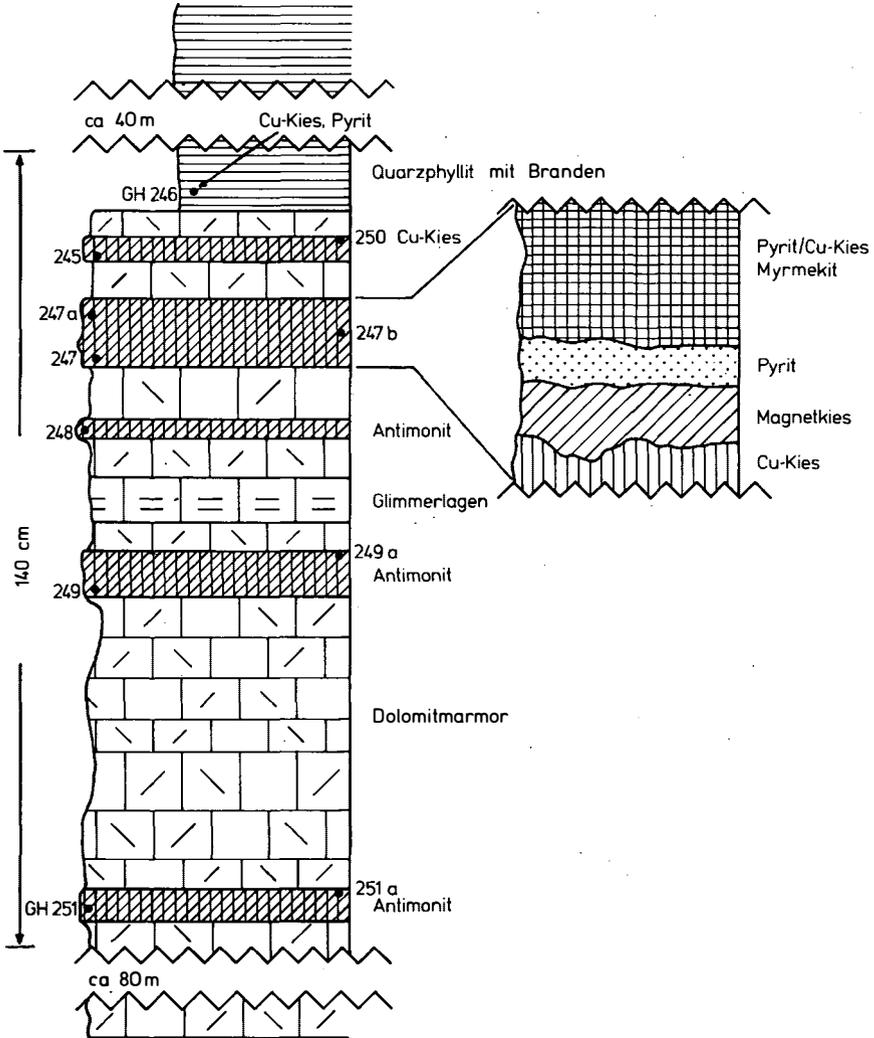


Abb. 7

VERERZUNG: WATTENTAL (SAGWIRT)

Abb. 8



Die Hangendserie des Innsbrucker Quarzphyllits (Schwarzschiefer-Karbonat-Serie) setzt sich aus einer alternierenden Folge von meist dunklen Karbonatgesteinen und dunkelgrauen bis schwarzen Schiefen, die örtlich reich an Kieselschiefer einschaltungen sind, zusammen (z.B. Hennensteigen an der Basis der Tarntaler Serie). Im Zusammenhang mit dieser Studie ist aber nur der vererzte Anteil dieser Abfolge von Belang. Darüber informieren die beiden folgenden Profile.

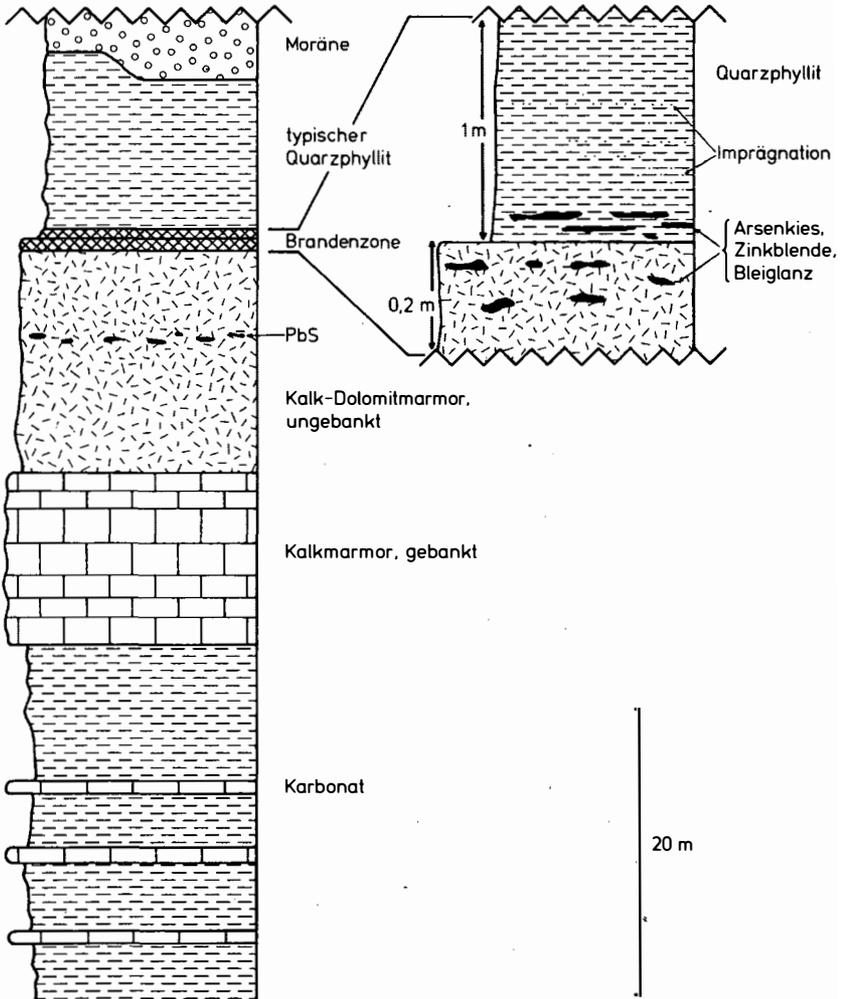
Profile Tux und Klammalm (Abb. 10)

Über einer Folge von typischen (hellen) Quarzphylliten, denen selten auch Prasinite eingeschaltet sind, setzen Schwarzschiefer mit einer schieferungsgebundenen Scheelitführung ein. Im Profil Tux folgen darüber mächtige Dolomit-Magnesit-Körper mit stark absetziger Scheelitführung. Diese wurde in der Vergangenheit bergmännisch bebaut. Im Profil Klammalm liegen über den Schwarzschiefern dunkle Kalke mit mobilisiertem Scheelit in saiger stehenden Klüften. In der weiteren Folge alternieren Schwarzschiefer und die oben erwähnten dunklen Kalke, die örtlich in Eisendolomite umgewandelt wurden. Diese führen Scheelitlager (frdl. Mitteilung von Dr. H. NEINAVIAIE), die dem Vererzungstypus in der Lagerstätte Tux entsprechen.

Zusammenfassend ergibt sich über die Innsbrucker Quarzphyllitabfolge das in der Abb. 11 dargestellte Bild: Während die Liegendserie kaum eine Faziesdifferenzierung aufweist, ist eine solche in den beiden hangenden Serien augenfällig. Die Karbonat-Serizitphyllit-Serie läßt sich in drei Teilfaziesbereiche aufgliedern, deren einer im wesentlichen auf Karbonatgesteinen aufgebaut ist, denen eine tonige und eine sandige Fazies gegenüberstehen. In der Schwarzschiefer-Karbonatserie läßt sich eine Beckenfazies, bestehend aus kieselschieferführenden Schwarzschiefern, und eine Karbonatplattformentwicklung unterscheiden. Ausgehend von der höchsten Serie, die mittels Conodonten in das höchste Silur (siluricus-Zone) und Unter- bis Mitteldevon eingestuft werden konnte (H. MOSTLER, 1973), darf gefolgert werden, daß in ungestörten Abfolgen Teile der nächsttieferen Serie naturgemäß dem Silur zuzurechnen sind. Aufgrund vieler lithologischer Parallelen mit der gut datierten Entwicklung in der Grauwackenzone kann die Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie zum größten Teil dem Ordoviz zugeordnet werden. Als besondere stratigraphische Marke sind die Porphyroide hervorzuheben, die ein überregionales magmatisches Ereignis im höheren Ordoviz darstellen. Ungestörte Profile, wie z.B. das der Siltschlucht, lassen aus diesem Grund die tieferen Teile der Karbonat-Serizitphyllit-Serie als bereits dem Silur angehörend annehmen.

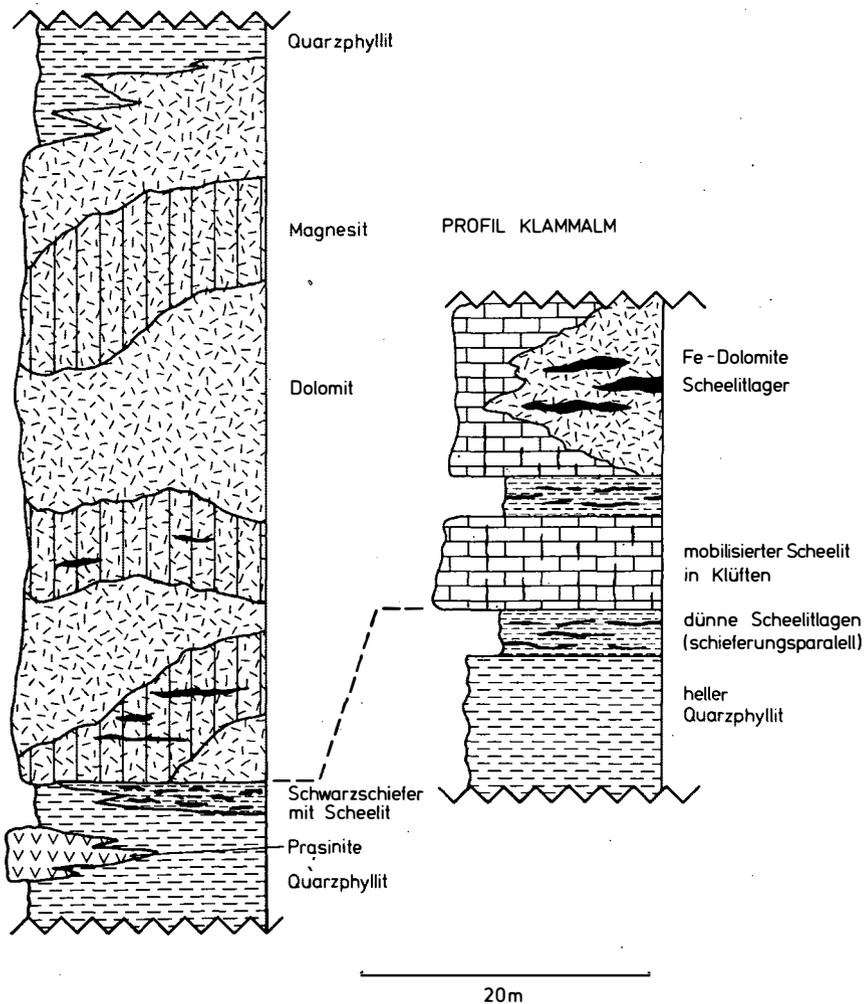
PROFIL: AMPASS

Abb. 9



PROFIL: SCHEELIT - MAGNESITLAGERSTÄTTE TUX

Abb. 10



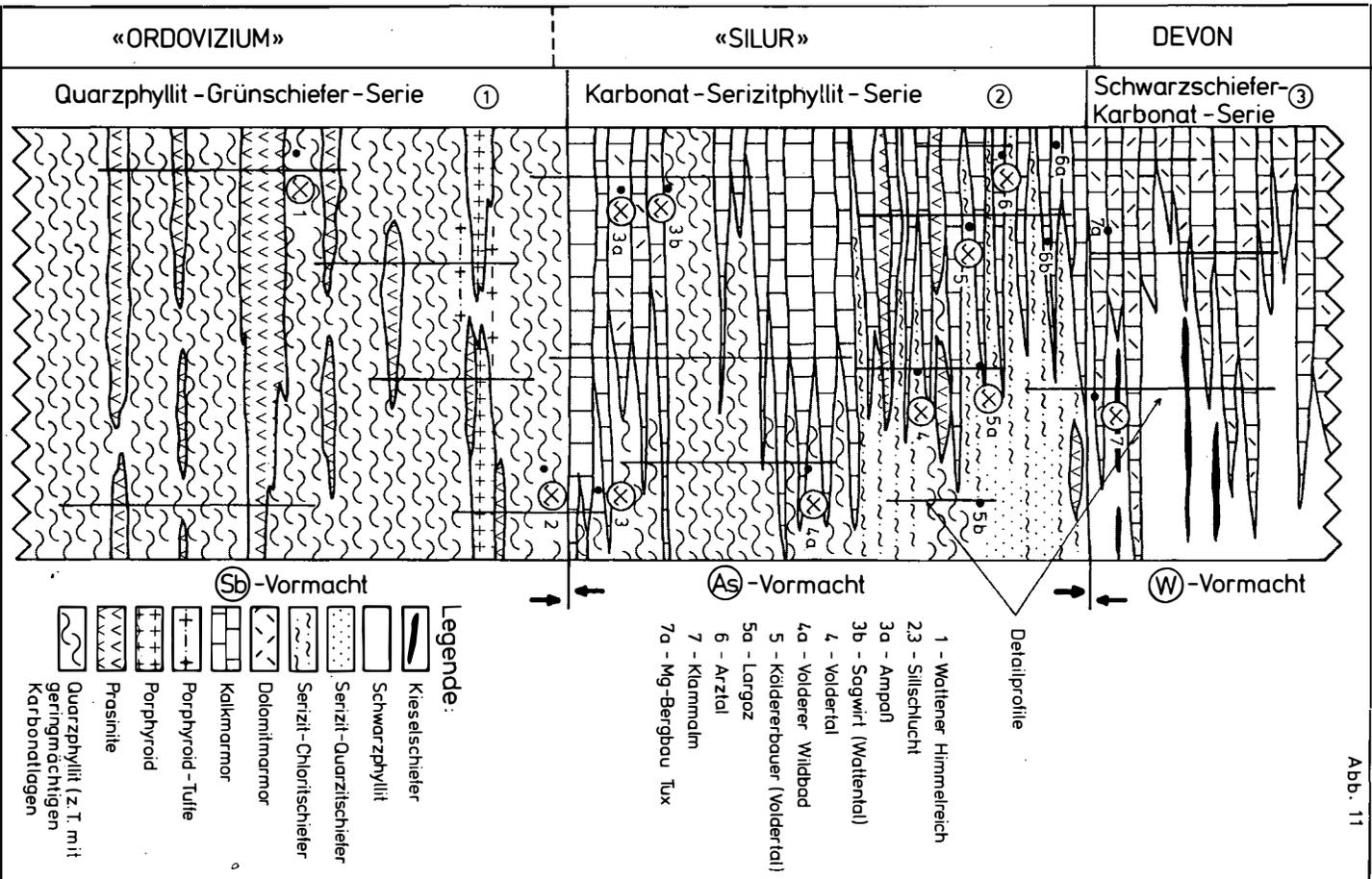


Abb. 11

3) Beschreibung der Vererzung

Obwohl in der Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie aufgrund von Angaben im Schrifttum mehrere Erzvorkommen bekannt sind, war es wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und wegen des fortgeschrittenen Abbaus in den Steinbrüchen (Ampaß) nicht möglich, alle zu erfassen. Deshalb können im nachstehenden nur wenige bedeutendere Vererzungen behandelt werden.

Die Vererzung von Tulfes-Dannerbauer, die nur untertägig verfolgt werden konnte, liegt in hellen Quarzphylliten (siehe Abb. 3). Sie besteht hauptsächlich aus Antimonit, untergeordnet auch aus Kupferkies, schwach anisotropem Pyrit, Magnetkies, Arsenkies und Zinkblende. Als Lagerart sind Calcit, Ferrodolomit und Siderit zu nennen. Wegen seiner Bedeutung sei hier nur der Antimonit kurz besprochen, der einerseits als feinste Durchstäubung in der karbonatischen Lagerart auftritt, andererseits in größeren Kristallen idioblastisch im Karbonat, oder dieses entlang der Korngrenzen und Spaltrisse verdrängend (Taf. 1, Fig. 1-3). Zum Teil wird der Antimonit auch längs jüngerer Rupturen mobilisiert, wobei in diesen Fällen die Umgebung derartiger Risse deutlich an Antimonit verarmt.

Aufgrund der mikroskopischen Analyse ergibt sich das folgende Bild der Mineralisationsabfolge:

Auf eine Pyrit + (Arsenkies +) Quarz-Phase folgt eine Karbonat (= Siderit) + Antimonit-Phase, darauf eine Karbonat (= Ferrodolomit) + Antimonit + Kupferkies + Zinkblende-Phase. Den Abschluß bildet eine Kupferkies-Magnetkies-Calcit-Paragenese.

Im Wattener Himmelreich tritt die Vererzung in Serizitquarziten auf (Abb. 2). In ihrer Mitte gibt es ein 20 cm mächtiges Derberz, hauptsächlich aus Antimonit, Zinkblende und Pyrit, daneben auch aus Fahlerz und Kupferkies bestehend. Hangend zum Derberz tritt eine stärker imprägnierte Zone auf.

Das Derberz zeigt eine Abfolge, beginnend mit einer Zinkblende mit feinsten Kupferkiesmischungströpfchen, der eine reine Zinkblende, Kupferkies und etwas Fahlerz folgen (Taf. 2, Fig. 1). Die älteste Mineralisation stellt wahrscheinlich ein reliktsch erhaltener Pyrit dar, der örtlich das alte Gefüge abzubilden scheint (Taf. 2, Fig. 2). Diese Phase wird von einer jüngeren mit Zinkblende, Antimonit, Kupferkies und Bleiglanz überholt (Taf. 1, Fig. 4-6; Taf. 2, Fig. 3, 4). Eine hierauf folgende tektonische Durchbewegung führte zur Bildung eines Antimonitschweifs (Taf. 2, Fig. 2).

Die Vererzung beim Köldererbauer tritt in typischen Quarzphylliten der Karbonat-Serizitphyllit-Serie über einem etwa 1 m mächtigen Quarzlager auf (Abb. 5). Die Hauptminerale sind Arsenkies, Magnetkies und Pyrit. Daneben können hier noch Kupferkies, Markasit und sehr wenig Antimonit erwähnt werden.

Die Abfolge beginnt mit Magnetkies und Arsenkies (Taf. 2, Fig. 5, 6; Taf. 3, Fig. 1-3; Taf. 4, Fig. 1). Der Arsenkies bildet Lagen (z.B. Taf. 3, Fig. 1), enthält oft Magnetkieseinschlüsse (z.B. Taf. 2, Fig. 5) und ist zonar ausgebildet (Taf. 4, Fig. 1). Eine Besonderheit stellen hohle Arsenkieskristalle dar, die zumindest zum Teil einerseits auf die Verwitterung von Magnetkieseinschlüssen oder auf deren Verdrängung durch Quarz zurückgehen. Die elektronenstrahlmikroanalytischen Untersuchungen an derartigen Arsenkiesen zeigen die Fig. 1-3 der Taf. 11.

Die nächste Mineralisationsphase brachte zonare Pyrite, Markasit und etwas Antimonit (Taf. 3, Fig. 6; Taf. 4, Fig. 4). Als jüngste Minerale können Kupferkies (Taf. 4, Fig. 3) und Magnetkies (Taf. 4, Fig. 2) die Zwickel füllen oder von Korngrenzen und Spaltrissen aus Karbonatkörner verdrängen. Durch Umsetzung des Magnetkieses entsteht ein feinkörniges Pyritaggregat (Taf. 4, Fig. 5). Die Zonarität der Pyrite ist durch zonar eingelagerte Albite bedingt. Einen Ausschnitt aus einem derartigen Lagenbau zeigen die Fig. 4-7 der Taf. 11.

Die durch den Antoniusstollen aufgeschlossene Lagerstätte am Volderer Wildbad liegt, wie der Einbau beim Köldererbauer, in typischen Quarzphylliten der Karbonat-Serizitphyllit-Serie (Abb. 7). Jüngst wurde durch H. WENGER (1977) eine kurze Beschreibung dieser Lagerstätte gegeben. Daher können wir uns hier im wesentlichen auf neue Erkenntnisse beschränken.

Die primäre Vererzung ist im Antoniusstollen durch Pyrit- und Arsenkieszeilen gegeben (Taf. 4, Fig. 6; Taf. 6, Fig. 1). Der Arsenkies herrscht mit Pyrit (Taf. 5, Fig. 2, 3) und Magnetkies bei weitem vor. An Nebengemengteilen sind Markasit, Kupferkies, Fahlerz und Gold zu erwähnen. Nach der oben erwähnten primären Phase folgen Kupferkies und Magnetkies, denen Markasit (Taf. 5, Fig. 1) und ein zonarer und anisotroper Pyrit (Taf. 6, Fig. 6) nachfolgen. Im weiteren Verlauf der Mineralisation entstehen Magnetkies mit Fahlerz und Kupferkies. Örtlich tritt auch eine myrmekitische Verwachsung von Ullmannit mit Magnetkies auf (Taf. 5, Fig. 4-6). An diesen Magnetkies ist stets auch Gold gebunden (Taf. 6, Fig. 2-5). Magnetkies und Kupferkies kommen stets zusammen mit einem jüngeren Karbonat vor, in dessen Spaltrisse beide Sulfide vordringen (Taf. 7, Fig. 1, 2).

Um die Natur der Myrmekite aufzuklären, wurde eine Untersuchung mit der Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführt*). Sie zeigte (Taf. 12, Fig. 1-6) eine enge Verwachsung von Ullmannit und Magnetkies in einer Grundmasse von Magnetkies und Kupferkies. In Fig. 1 der Taf. 12 sind auch noch Quarz und Chlorit zu erkennen. Aufbauend auf diesem ersten Hinweis auf Ullmannit (Taf. 12) wurde eine quantitative Analyse durchgeführt (Analysepunkt: Taf. 11, Fig. 4). Diese ergab:

	Gew.-%	Atom-%
Ni	30.25	36.22
Sb	54.12	31.25
S	12.16	26.67

Bei dem von O. SCHULZ & H. WENGER (1980: 129) als fraglich erwähnten Ullmannit aus der in ähnlicher stratigraphischer Position liegenden Goldlagerstätte Zell am Ziller könnte es sich tatsächlich um einen solchen handeln.

*)Für diese Untersuchung sei an dieser Stelle Herrn Dr. R. TESSADRI (Mineralogisches Institut der Universität Innsbruck) der beste Dank ausgesprochen.

Im Wattental setzt beim Sagwirt im Hangendsten der etwa 80 m mächtigen Kalk-Dolomit-Marmore eine schichtige Vererzung auf (Lage und Umfang der Auffahrungen gehen aus der Arbeit von H. WENGER (1977) hervor). Diese setzt sich aus Pyrit-Antimonit-Lagen in den Dolomitmarmoren und einer jüngeren Pyrit-Kupferkies-Magnetkies-Mineralisation in den darüberliegenden hellen Quarzphylliten zusammen.

Die ältere Vererzung beginnt mit feinkörnigem Pyrit, der von gröberkörnigem gefolgt wird. Dieser ist mit Kupferkies und Antimonit vergesellschaftet. Antimonit und Kupferkies zeigen bereits deutliche Anzeichen einer Mobilisation (Taf. 8, Fig. 1-3, 6).

Jünger als der Antimonit ist eine Phase mit Fahlerz, Kupferkies, Magnetkies und Ullmannit (Taf. 10, Fig. 4), welche einander auch teilweise myrmekitisch durchdringen (Taf. 9, Fig. 1-6). Elementverteilungsanalysen ergaben im wesentlichen eine mikrographische Verwachsung von Ullmannit und Magnetkies. Diese Minerale enthalten feinste Körnchen von Zinkblende und Kupferkies (Taf. 11, Fig. 9-12; Taf. 13, Fig. 1-6). Deutlich von diesen Phasen abgesetzt folgen zwei weitere, die ältere davon mit einem anisotropen Pyrit (Taf. 8, Fig. 4, 5), die jüngere in Form einer Mobilisation von Antimonit (Taf. 10, Fig. 3) und Kupferkies (Taf. 10, Fig. 1, 2).

In der hangenden Vererzung, die unmittelbar über der eben besprochenen einsetzt, beginnt die Mineralisation mit Pyrit (Taf. 7, Fig. 3), Kupferkies und Magnetkies, gefolgt von Kupferkies mit Blattsilikaten (Taf. 7, Fig. 4). Abgeschlossen wird diese Mineralisation mit einem anisotropen Pyrit, Kupferkies und Zinkblende (Taf. 7, Fig. 5, 6).

Im Marmorsteinbruch Ampaß treten innerhalb der ungebankten Kalk-Dolomit-Marmore einige Bleiglanzester auf. Im hangendsten Abschnitt der Marmore, am Übergang zu den hellen Quarzphylliten, gibt es eine Magnetkies-Arsenkies-Kupferkies-Vererzung. In ihr treten untergeordnet auch Markasit, Pyrit, Bleiglanz und Zinkblende auf. Arsenkies und Magnetkies können als die ältesten Erzminerale angesprochen werden. Ihnen folgen Markasit, Pyrit, Kupferkies und Zinkblende (Taf. 10, Fig. 5, 6). Den Abschluß bilden auch hier ein mobilisierter Kupferkies und anisotroper Pyrit sowie Bleiglanz.

Fast allen Erzmineralisationen der drei Serien des Innsbrucker Quarzphyllits ist ein primärer, reliktsch erhaltener Mineralbestand (Pyrit, z.T. Arsenkies und Magnetkies) gemeinsam. Die anderen Erzminerale (und Lagerarten) beweisen durch ihr Gefüge Mobilisationen und Sammelkristallisationen. Derartige Erscheinungen werden allgemein auf Metamorphosen zurückgeführt. Dies, auf die Erzmineralisationen im Innsbrucker Quarzphyllit bezogen, bedeutet Umformungen des mineralischen Stoffbestandes in variszischer und alpidischer Zeit. In den Erzmineralen aufgesproßte Blattsilikate sowie orientiert eingewachsene Albite in den zonaren Pyriten sind Beweise dafür, daß die betreffenden Erzminerale unter den Bedingungen der Grünschieferfazies entstanden sind. Dies steht in völliger Übereinstimmung mit den Ergebnissen von G. HOSCHEK et al. (1980), die für den Innsbrucker Quarzphyllit dieser Gegend die Metamorphose der mittleren Grünschieferfazies nachwiesen.

Aus dem Gesagten kann zwanglos geschlossen werden, daß der lithostratigraphischen Seriengliederung des Innsbrucker Quarzphyllits eine deutliche metallogenetische Abfolge entspricht (Abb. 11), bei der es sich keineswegs nur um eine lokale Erscheinung handelt, sondern die sich hori-

zontbeständig im Streichen auf zumindest 30 km erstreckt:

- a) In der basalen (= Grünschiefer-Quarzphyllit-) Serie tritt eine Sb-betonte Metallisation auf,
- b) die Karbonat-Serizitphyllit-Serie ist durch eine As-Vormacht gekennzeichnet,
- c) die hangende (= Karbonat-Schwarzschiefer-) Serie zeigt fast ausschließlich eine W-Vererzung.

Während zwar Sb-Mineralie auch in der mittleren Serie festgestellt werden können, fällt das völlige Fehlen einer W-Mineralisation in den beiden tieferen Serien auf. Der von R. HÖLL (1975) vom Volderer Wildbad angegebene Scheelit stammt, wie wir feststellen konnten, aus den Schwarzschiefern des Kammereichs zwischen Largo und Hanneburger, d.h. vom Kamm, der das Voldertal vom Wattental trennt. Dies ist auch der Grund für das vergebliche Suchen H. WENGERs (1977) nach Scheelit im Volderer Wildbad. Wolfram ist damit im wesentlichen an devonische Sedimente gebunden, während Antimon und Arsen in ordovizischen und silurischen Abfolgen auftreten. Damit ist eine zeitgleiche Sb-W-Hg-Formation im Sinne von A. MAUCHER (1965) zumindest für den Bereich der Innsbrucker Quarzphyllite nicht haltbar.

4) Vergleich mit anderen Vererzungen der Ostalpen

Die mit der Grauwackenzone ähnlich lithologische Entwicklung legt einen Vergleich der Erzmineralisationen der beiden tektonischen Einheiten nahe. Während im Ordovizium der Grauwackenzone in der Beckenfazies Fe-Cu-Zn-(Pb-Au-)Vererzungen, gebunden an Pillow-Laven von Riffrückensystemen, sowie Kieslager in den Sedimenten darüber, und in den Hochschwellenbereichen Eisenlagerstätten vom Lahn-Dill-Typ bzw. Sideritvorkommen vom Teluc-Ghelar-Typ gebildet wurden (H. MOSTLER, 1981), gibt es im Quarzphyllit zur selben Zeit nur eine monotone Sb-Mineralisation. Während die Vererzungen des Ordoviziums in der Grauwackenzone völlig durch den eugeosynklinalen (basischen) Magmatismus kontrolliert werden, ist eine direkte Bindung der Metallisation des Quarzphyllits an seinen ebenfalls geosynklinalen (basischen) Magmatismus nicht nachzuweisen. Alle ordovizischen Erzvorkommen der Grauwackenzone treten im Liegenden saurer Vulkanite (Porphyroide = Rhyolithe bis Rhyodazite) auf, die aber weder erzbringend noch mobilisierend wirkten. Dies trifft auch für den eher bescheidenen sauren Vulkanismus des Innsbrucker Quarzphyllits zu.

Vielfach wird das gehäufte Auftreten von Titanmineralen, insbesondere von Rutil, in Sedimenten des Innsbrucker Quarzphyllits als Beweis für eine Herkunft dieser Minerale aus basischen Magmatiten angesehen. So deutete z.B. H. WENGER (1980: 182) die Rutilite im Trägergestein der Lagerstätten als aus Ilmeniten hervorgegangen und betrachtete diese Sedimente des Innsbrucker Quarzphyllits als vulkanogen beeinflusst. Demgegenüber muß festgestellt werden, daß Rutil in tonigen Sedimenten häufig auftritt, durch metamorphe Vorgänge leicht konzentriert werden kann und somit in metamorphisierten Gesteinen von der Art der eigentlichen Quarzphyllite a priori zu erwarten ist.

Aufgrund der lateralen Ausdehnung der Erzführung und deren starker Bindung an die ordovizische Grünschiefer-Quarzphyllit-Serie steht eine intra-ordovizische Metallisation außer Zweifel. Eine direkte Verbindung zum örtlichen basischen und sauren Vulkanismus ist nicht belegbar. Trotzdem erscheint angesichts des bedeutenden magmatischen Ereignisses innerhalb des ostalpinen Altpaläozoikums eine Ableitung der erzführenden Lösungen aus Magmatiten möglich.

Im Silur kam es in der Grauwackenzone im Becken zur Bildung von Kieslagern in Schwarzschiefern und randlich (d.h. auf Schwellen) zur Entwicklung von Kupferlagerstätten mit erhöhten Ni- und Co-Gehalten. Im Gegensatz dazu finden sich im Innsbrucker Quarzphyllit arsenbetonte Paragenesen, die teilweise sogar zu einem florierenden Goldbergbau führten (Heinzenberg bei Zell am Ziller; O. SCHULZ & H. WENGER, 1980).

Auch hier ist eine direkte Ableitung der erzbringenden Lösungen aus den örtlich eingeschalteten basischen Vulkaniten nicht beweisbar, wohl aber erscheinen Sb-Vererzungen an Karbonat/Tonschiefer-Grenzen (z.B. beim Sagwirt) aus teilweisen Mobilisationen tieferliegender Metallisationen erklärbar.

Im Devon des Innsbrucker Quarzphyllits (z.T. schon im höchsten Silur) tritt in den Schwarzschiefern eine horizontgebundene Scheelitvererzung auf. Während die Vererzung monomineralisch ist, ist jene in den zwischengeschalteten Karbonatgesteinen infolge Mobilisation polymetallisch. Das Devon der Grauwackenzone führt im Gegensatz dazu, wie überhaupt die gesamte Grauwackenzone, keine Spur einer W-Mineralisation. Dagegen sind Fahlerze recht häufig (z.B. P. GSTREIN, 1979), doch sind diese epigenetischer Natur.

Zusammenfassend ergibt sich somit das Bild einer vom Ordovizium bis ins Devon reichenden Cu-Fe-Vormacht in der Grauwackenzone, der im Innsbrucker Quarzphyllit eine von den Serien kontrollierte Differenzierung der Metallisation (As, Sb, W) gegenübersteht.

R. HÖLL & A. MAUCHER (1976) versuchten die Unterschiede der Metallisation in den einzelnen tektonischen Stockwerken zur Zeit des Ordoviziums durch eine nach Norden einfallende Benioff-Zone zu erklären. Für das Unterostalpin wurden Mo-freie Scheelitvorkommen angegeben, die relativ weit von der Subduktionszone entfernt entstanden sein sollen. Eine Verbindung einer solchen Vererzung mit einer ordovizischen Subduktionszone ist, wie zuvor ausführlich abgehandelt, nicht möglich, da die Scheelite erst im Devon (und höchsten Silur) gebildet wurden. Im übrigen sprechen auch sowohl die magmatische Abfolge (tholeiitische Rückenbasalte) als auch die damit verknüpfte Metallisation (Fe, Cu, Zn) der Grauwackenzone gegen eine Subduktion im Ordovizium.

Wenngleich also die Autoren nicht mit dem Subduktionsmodell bzw. mit der Anordnung der Tröge, wie sie R. HÖLL & A. MAUCHER anführen, übereinstimmen, so tun sie dies doch im Hinblick auf das Alter der W-Mineralisation der Lagerstätte Tux. Allerdings muß hier auch angemerkt werden, daß hinsichtlich des Magnesits der erwähnten Lagerstätte weder in bezug auf das Alter noch bezüglich der genetischen Deutung (über eine Salinarfazies) zugestimmt werden kann.

Als Belege für die syngenetische Bildung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit können die ausgedehnte flächige Verbreitung, die Bindung an bestimmte Schichtglieder innerhalb gewisser Serien und schließlich relictisch erhaltene Gefüge angeführt werden. Die variszische und alpidische Metamorphose führten einerseits zu einer Umkristallisation der prämetamorphen Erzschlämme, zu einer Deformation der Kristallite und zu einer teilweisen Mobilisation bestimmter Metalle. Als Beweis für die Erhaltung des prämetamorphen Stoffbestandes wären in den Erzen anzuführen: Biotit, Chlorit, Albit, Epidot, Zoisit, Quarz, Fe- und Mg-Karbonate. Diese Mineralassoziation entspricht völlig dem Mineralbestand des metamorphen Nebengesteins, d.h. des Innsbrucker Quarzphyllits (G. HOSCHEK et al., 1980).

Gewisse Erzminerale, wie z.B. zonar gebaute Pyrite mit eingewachsenen Albiten und Phyllosilikaten, und Erzmyrmekite, wie die beschriebenen, sind ebenso metamorph entstanden.

Literaturverzeichnis

- GSTREIN, P. (1979): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerrstätte Schwaz (Tirol). - Mineral. Deposita, 14, 185-194.
- HÖLL, R. & A. MAUCHER (1976): The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. - Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 1-36.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E.Ch., MOSTLER, H. & J.-M. SCHRAMM (1980): Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) - A synopsis. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 335-341.
- MAUCHER, A. (1965): Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. - Freiburger Forschungsh., C 186, 173-188.
- MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). - Veröff. Univ. Innsbruck, 86 (Festschrift Heißel), 237-266.
- MOSTLER, H. (1979): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. - Unveröff. Bericht.
- MOSTLER, H. (1981): Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone. - In Druck.
- SCHULZ, O. (1977): Synsedimentäre Fe-Anreicherung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone am Beispiel der Sideritlagerstätte Eisenkar, Mölstal (Tuxer Voralpen). - Veröff. Landesmuseum Ferdinandeum, 57, 103-117.
- SCHULZ, O. & H. WENGER (1980): Die Goldlagerstätte Zell am Ziller, Tirol. - Jb. Geol. B.-A., 123, 1, 113-141.
- WENGER, H. (1977): Horizontgebundene Eisen-Kupferkies-Vererzung in der Innsbrucker Quarzphyllitzone. - Veröff. Landesmuseum Ferdinandeum, 57, 171-184.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1: Tulfes: Antimonit-Idioblasten in Karbonat. Daneben geringfügige Verdrängungen. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: Stärker durchgreifende Verdrängung, von den Korngrenzen des Karbonats ausgehend. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 3: Verdrängung des Karbonats durch Antimonit, von Korngrenzen und jüngeren Rissen ausgehend. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 4: Wattener Himmelreich: Zinkblende (grau) mit eingeschlossenem idiomorphem Blattsilikat (dunkelgrau). Die Zinkblende enthält

einerseits nicht orientierte Antimoniteinschlüsse (Tröpfchen), andererseits solche in bevorzugten Richtungen. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

Fig. 5: Zinkblende (grau) mit wolkigen, manchmal streifenförmig angeordneten Antimonittröpfchen. Der Antimonglanz heilt auch Risse der Zinkblende aus. Am unteren Bildrand im Antimonit ein rundliches Bleiglanz Korn (weiß). 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

Fig. 6: Zinkblende (grau) und Antimonit (weiß). 1 Pol., 45 x.

TAFEL 2

Fig. 1: Wattener Himmelreich: Fahlerz, umgeben von einem Antimonitsaum mit Kupferkiestropfchen an der Grenze zwischen Antimonit und Fahlerz. 1 Pol., 45 x.

Fig. 2: Fahlerz (links, grau) in tektonisiertem streifigem Antimonitgefüge. Anscheinend bilden reliktsche Pyritkörner das vorbestandene Lagengefüge ab. 1 Pol., 45 x.

Fig. 3: Fahlerz (mittelgrau), Zinkblende (kleine, dunkelgraue, rundliche Körner) und silikatische Lagerart in Antimonit. Fahlerz z.T. mit charakteristischem Kupferkiessaum. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

Fig. 4: Kupferkies mit Fahlerz, zusammen mit Antimonglanz. Der Kupferkies greift besonders längs der Spaltrisse in die Silikate ein. 1 Pol., 45 x.

Fig. 5: Volderbach: Arsenkiesidioblasten mit resorbiertem Magnetkies. 1 Pol., 115 x.

Fig. 6: Jüngerer (angewitterter) Magnetkies umschließt Bruchstücke und Idioblasten von Arsenkies. 1 Pol., 115 x.

TAFEL 3

Fig. 1: Volderbach: Schichtige Anordnung von teilweise hohlen Arsenkiesidioblasten. Einzelne Idioblasten zeigen Magnetkieseinschlüsse (z.B. Bildmitte). 1 Pol., 45 x.

Fig. 2: Zonarer Arsenkies mit dünnem Magnetkiesgürtel. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.

Fig. 3: Arsenkies in verwittertem Magnetkies mit einem gepanzerten Relikt von Magnetkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

Fig. 4: Idiomorpher Pyrit und Markasitaggregate mit jüngerem Kupferkies. 1 Pol., 45 x.

Fig. 5: Markasit (links unten) und zonate Pyritidioblasten. 1 Pol., 45 x.

Fig. 6: Zonarer Pyrit. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

TAFEL 4

Fig. 1: Volderbach: Zonarer Arsenkies. + Pol. (87°), 115 x, Ölimmersion.

Fig. 2: Magnetkies als Zwickel- und Spaltrißfüller. 1 Pol., 115 x.

Fig. 3: Von Korngrenzen aus verdrängt Kupferkies das Paläosom. 1 Pol., 115 x.

- Fig. 4: Magnetkies und Antimonglanzpfaster, in der linken unteren Ecke wenig Kupferkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Magnetkies, von "grießigem" Pyrit umgeben. 1 Pol., 115 x.
- Fig. 6: Antoniusstollen: Eine arsenkiesreiche Lage, darüber noch etwas Magnetkies. 1 Pol., 45 x.

TAFEL 5

- Fig. 1: Antoniusstollen: Ausschnitt aus einer markasitreichen Lage. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: Zerbrochener anisotroper Pyrit mit fraglichen Rekrystallisaten. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 3: Anisotroper, z.T. resorbierter Pyrit., 1 Pol., 45 x.
- Fig. 4: Myrmekit in Kupferkies, hauptsächlich bestehend aus Magnetkies und Ullmannit. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Myrmekit gleicher Zusammensetzung in Magnetkies und Kupferkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 6: Myrmekit in Kupferkies bzw. in diesen vorgreifend aus Magnetkies und Ullmannit. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

TAFEL 6

- Fig. 1: Antoniusstollen: Stratiforme Arsenmineralisation. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2-5: Gold in Magnetkies. 1 Pol., Fig. 2, 4, 5: 115 x, Ölimmersion; Fig. 3: 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 6: Anisotroper zonarer Pyrit und Arsenkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.

TAFEL 7

- Fig. 1: Antoniusstollen: Älteres Karbonat FeS-frei, jüngeres Karbonat mit Magnetkies, der das Karbonat von Korngrenzen und Spaltrissen aus verdrängt. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: Magnetkies verdrängt jüngeres Karbonat von Spaltrissen aus, an der metasomatischen Front Kupferkies. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 3: Wattental: Lage von porigem Pyrit. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 4: Kupferkies mit frisch aufgesproßten Blattsilikaten. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Anisotroper, poriger Pyrit und Kupferkies mit einem Zinkblendekorn, das eine feine Kupferkiesentmischung aufweist. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 6: Kataklastischer anisotroper Pyrit in Lagerart. 1 Pol., 45 x.

TAFEL 8

- Fig. 1: Wattental: Stark deformiertes Karbonat mit einer Lage aus Antimonit und idiomorphem Quarz. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: In weißes Calcitpfaster (mit etwas xenomorphem Quarz) vorgreifender Antimonit (und frisch aufgesproßtes Blattsilikat). 1 Pol., 45 x.

- Fig. 3: Im Paläosom feinkörniger Kupferkies; mobilisierter Kupferkies gröber. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 4: Im Paläosom feinkörniger Kupferkies, der auch von jüngerem idiomorphem Pyrit umwachsen wird. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 5: Auf Kupferkies aufsitzender idiomorpher Pyrit. Darüber Calcit. 1 Pol., 45 x.
- Fig. 6: Quarz verdrängt weißen, antimonglanzführenden Calcit. 1 Pol., 45 x.

TAFEL 9

- Fig. 1: Wattental: Komplexer Myrmekit (Übersichtsaufnahme). 1 Pol., 45 x.
- Fig. 2: Zwischen Magnetkies (in der linken unteren Ecke) und Kupferkies entwickelter Myrmekit, aus Magnetkies und Ullmannit bestehend. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 3: Magnetkies und Kupferkies-Ullmannit-Myrmekit. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 4: Kupferkies-Ullmannit-Myrmekit. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Fahlerz-Kupferkies-Myrmekit. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 6: Fahlerz, Kupferkiesringel mit Kupferglanz (innen). 86°, 287 x, Ölimmersion.

TAFEL 10

- Fig. 1: Wattental: Zonarer; weißer Dolomit mit Kupferkies und Quarz. 1 Pol., 45 x, 20 sec. mit 30%-iger Aluminiumnitratlösung geätzt.
- Fig. 2: Zonarer, weißer Dolomit mit Kupferkies und Quarz. 1 Pol., 45 x, 20 sec. mit 30%-iger Aluminiumnitratlösung geätzt.
- Fig. 3: Antimonit am Schnitt von Calcitwillingslamellen. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 4: Verwachsung von Fahlerz mit Kupferkies und Bleiglanz. 1 Pol., 287 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Ampaß: Ausschnitt aus einer lagigen Mineralisation: Arsenkies, anisotroper Pyrit, Markasit und Kupferkies. 1 Pol., 115 x, Ölimmersion.
- Fig. 6: Kupferkies, Magnetkies, Zinkblende und Karbonatidioblasten. 1 Pol., 45 x.

TAFEL 11

- Fig. 1-3: Voldertal (Köldererbauer): ESMA-Aufnahme eines Arsenkieskristalls in einer Magnetkies-Grundmasse und mit einem FeS-Einschluß. Fig. 1: As; Fig. 2: Fe; Fig. 3: S. 670 x.
- Fig. 4: Wattental (Sagwirt): Myrmekit-Ullmannit/Magnetkies. Ort der Punktanalyse (Kreuz). 670 x.
- Fig. 5-8: Voldertal (Köldererbauer): ESMA-Aufnahmen eines zonaren Pyrits mit eingelagerten Albiten. Fig. 5: Fe; Fig. 6: Si; Fig. 7: Na;

Fig. 8: Al; 960 x.

Fig. 9-12: Wattental (Sagwirt): Ausschnitt aus einem Myrmekit. Fig. 9: Übersichtsaufnahme: Ullmannit (ul), Zinkblende (zn), Kupferkies (cu) und Magnetkies (mk); Fig. 10: Cu; Fig. 11: Sb; Fig. 12: Zn. 2300 x.

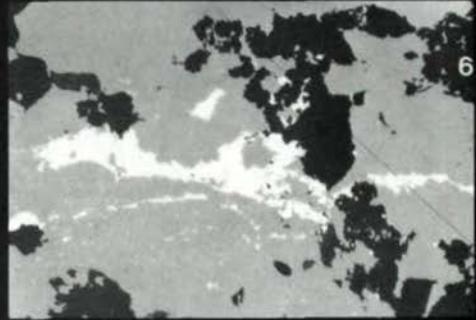
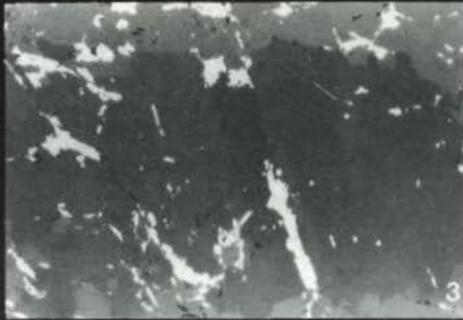
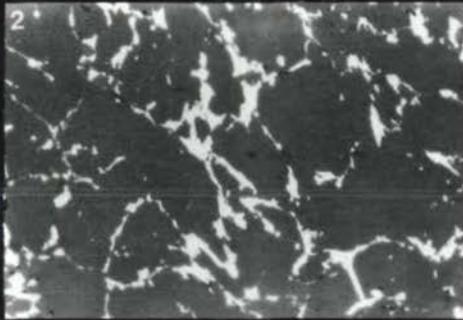
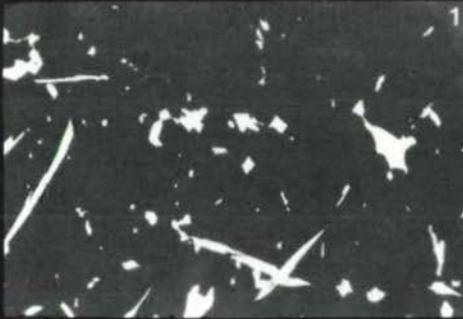
TAFEL 12

Fig. 1-6: Voldertal (Antoniusstollen): ESMA-Aufnahmen eines Magnetkies (mk)-Ullmannit (ul)-Myrmekits, umgeben von Kupferkies (cu), einem Fe-reichen Chlorit (cl) und Quarz (qu). Fig. 1: Übersichtsaufnahme; Fig. 2: Ni; Fig. 3: Sb; Fig. 4: Fe; Fig. 5: Cu; Fig. 6: S. 1300 x.

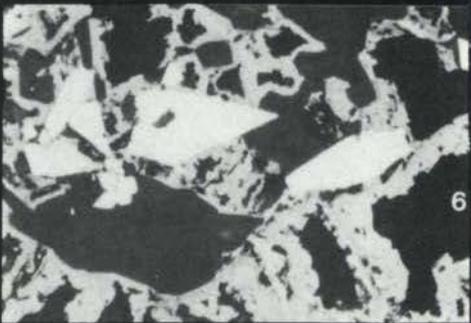
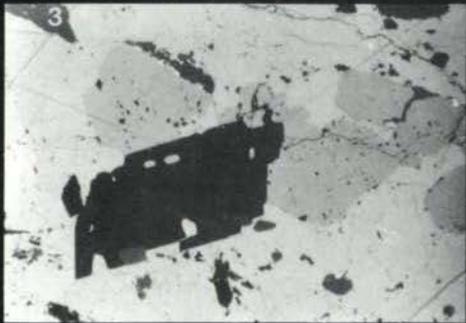
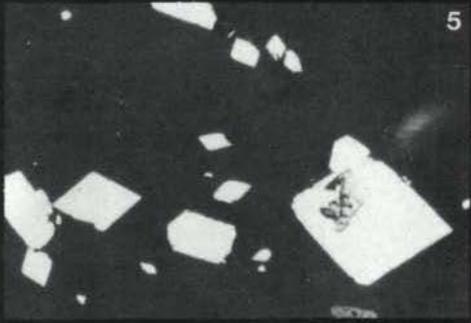
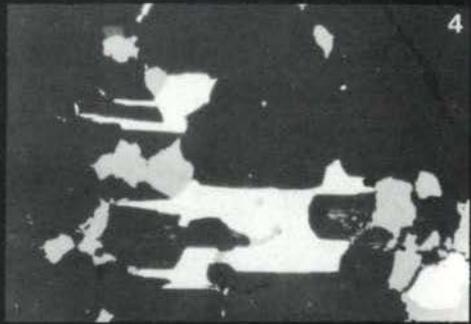
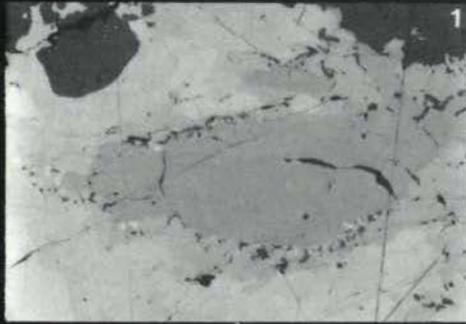
TAFEL 13

Fig. 1-6: Wattental (Sagwirt): ESMA-Aufnahme eines Myrmekits. Fig. 1: Übersichtsaufnahme: Kupferkies (cu), Magnetkies (mk), Ullmannit (ul), Zinkblende (zn), zinkhaltiges Sb-Fahlerz (fa); Fig. 2: Sb; Fig. 3: Zn; Fig. 4: Ni; Fig. 5: Fe; Fig. 6: Cu. 555 x.

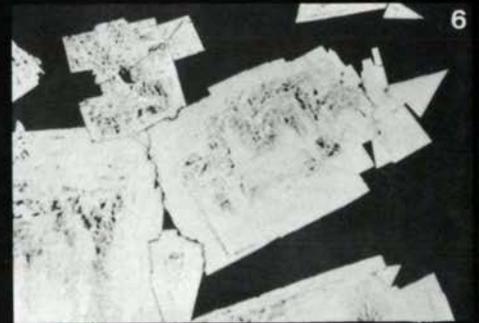
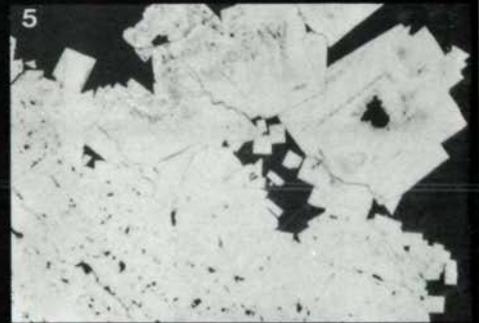
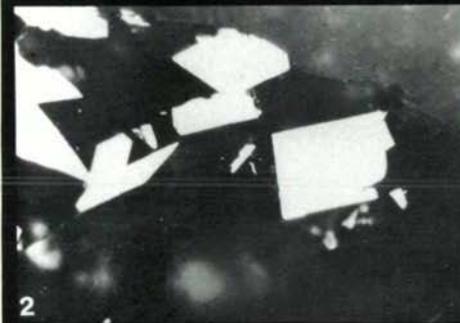
Tafel I



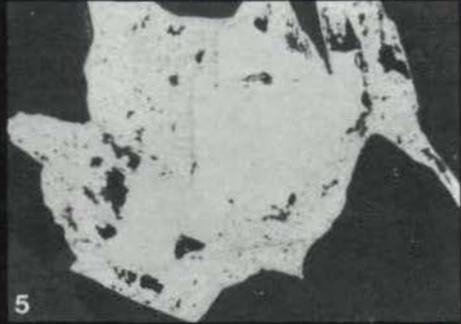
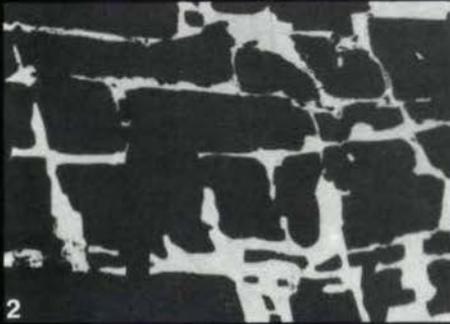
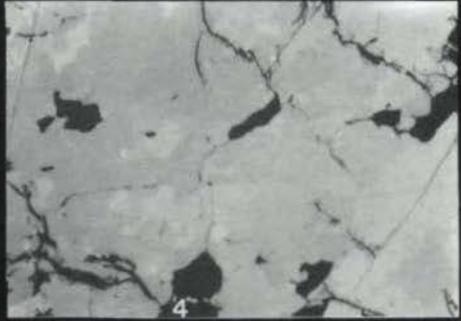
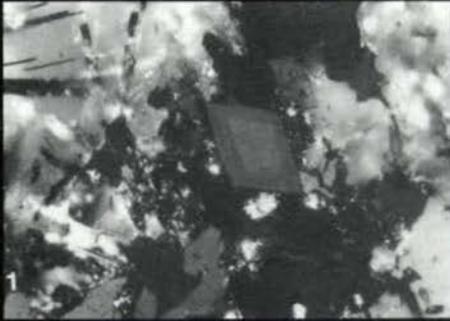
Tafel II



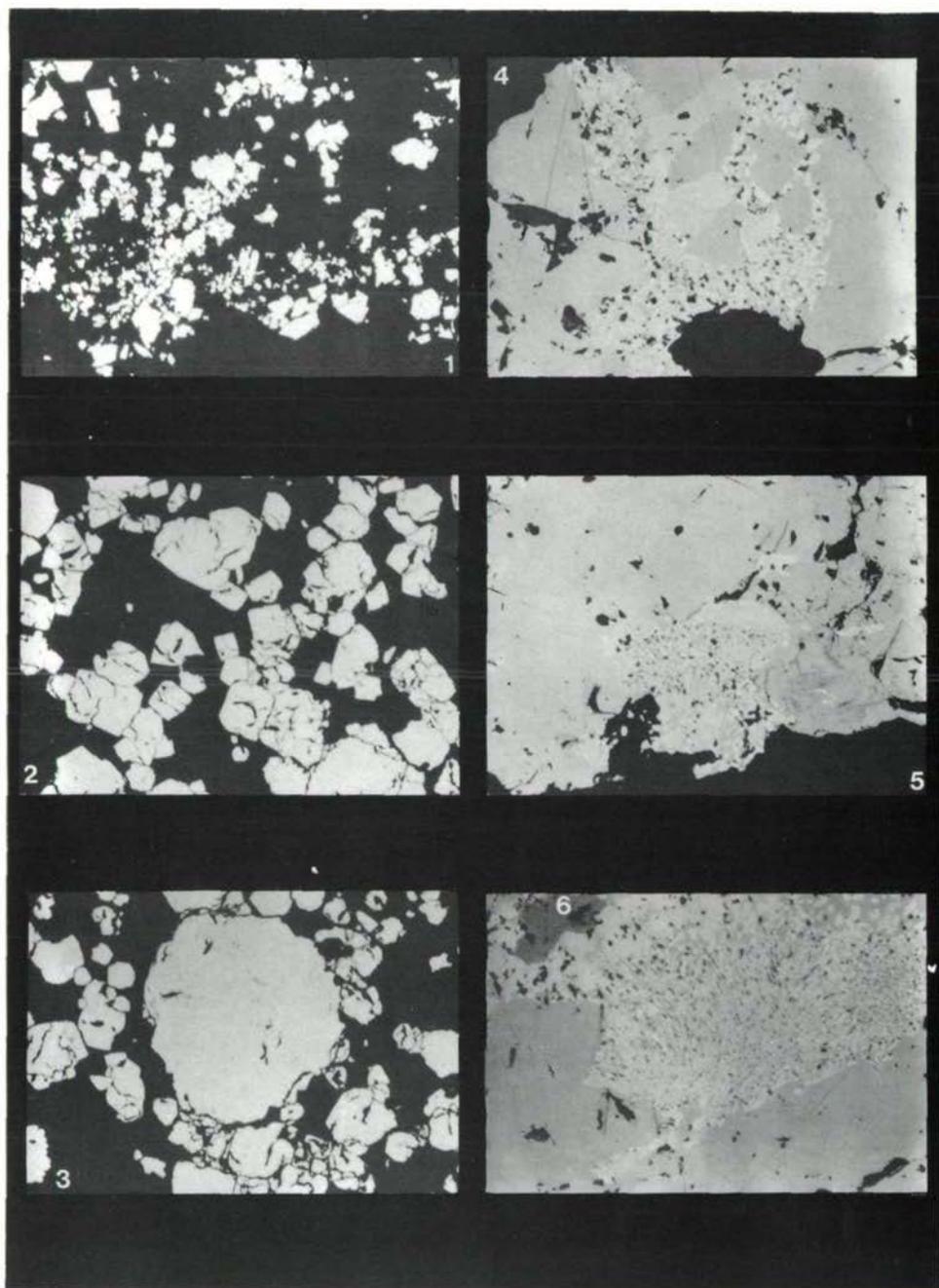
Tafel III



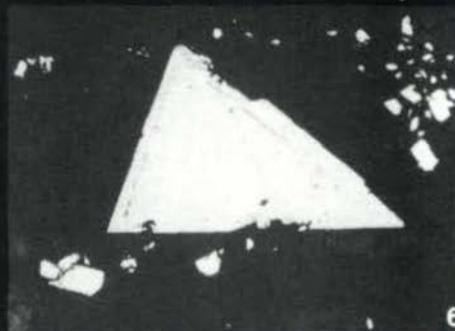
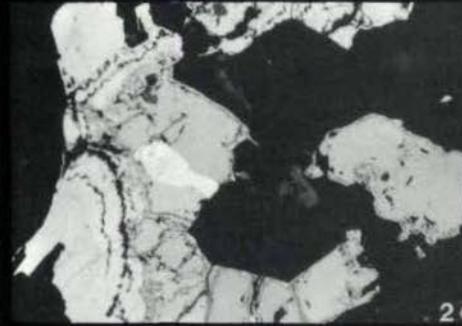
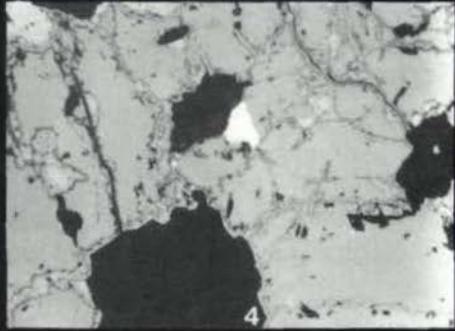
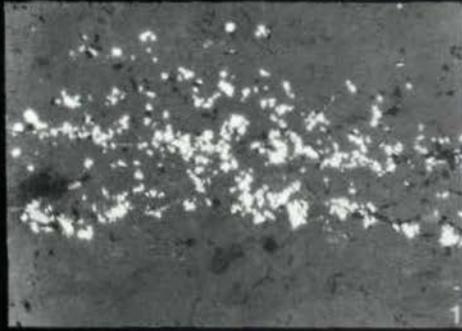
Tafel IV



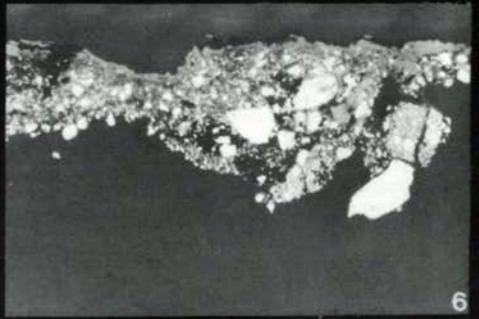
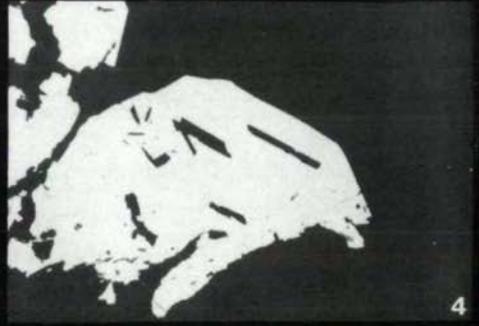
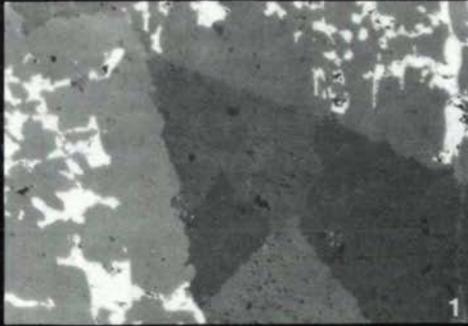
Tafel V



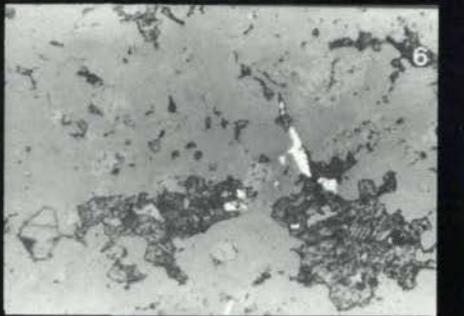
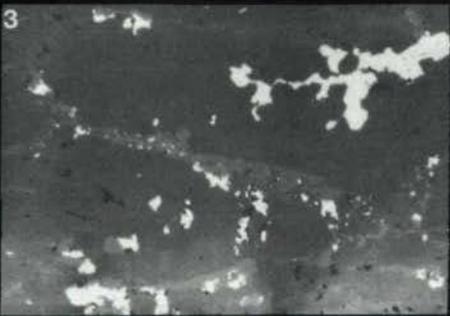
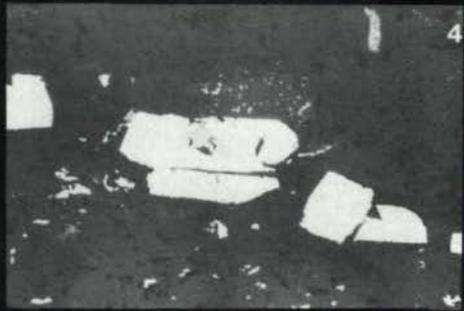
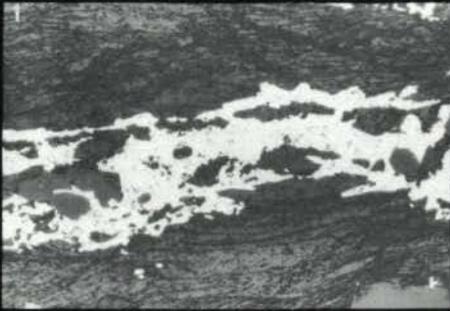
Tafel VI



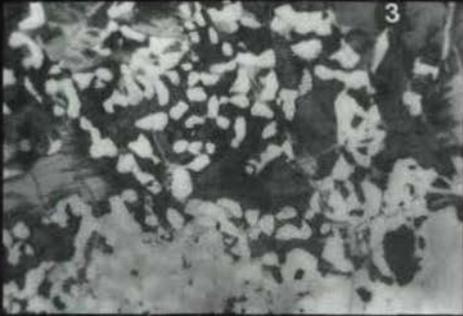
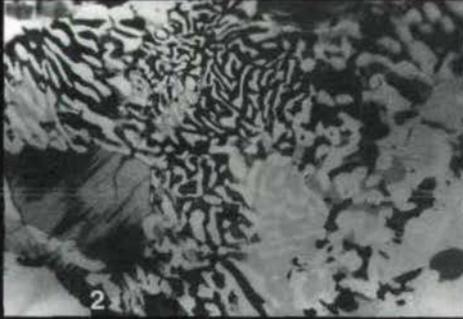
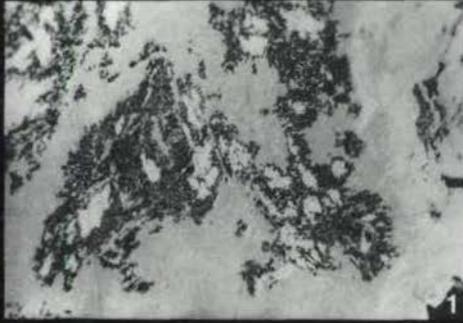
Tafel VII



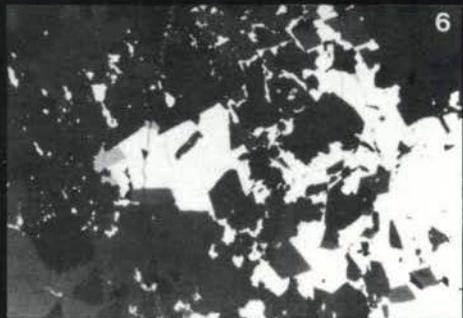
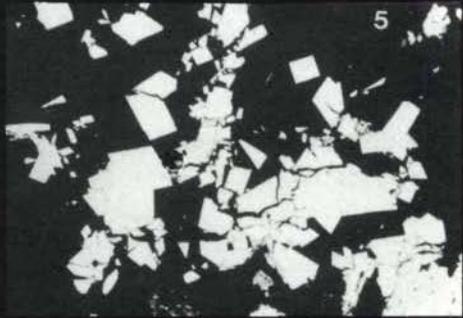
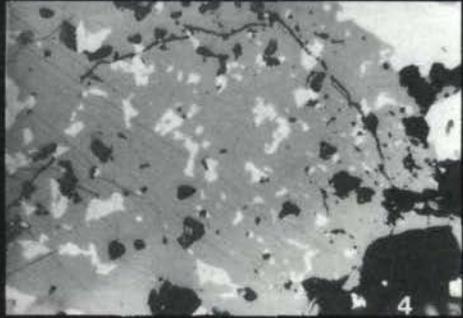
Tafel VIII

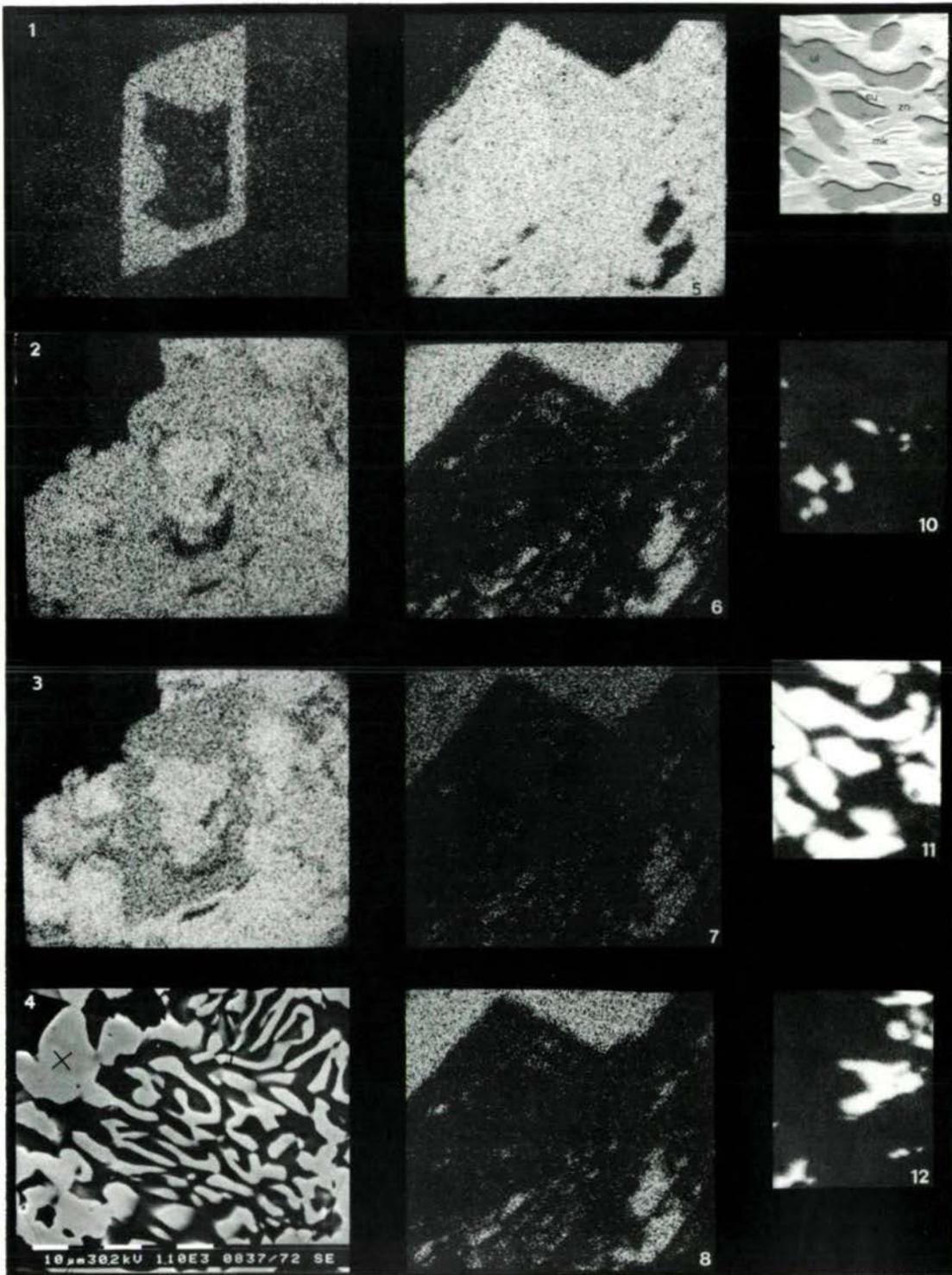


Tafel IX

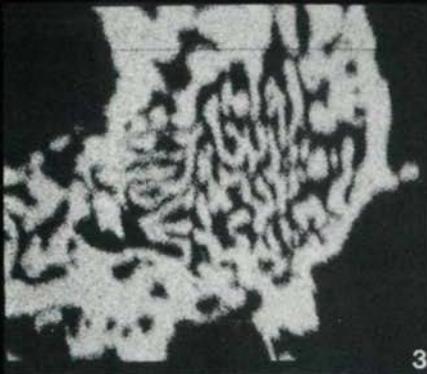
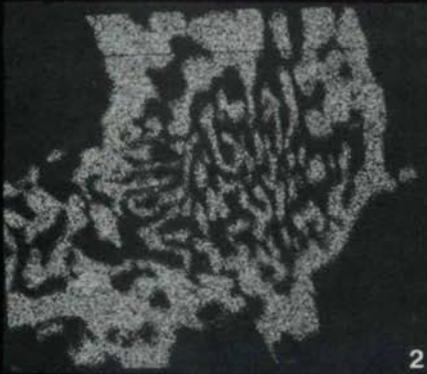
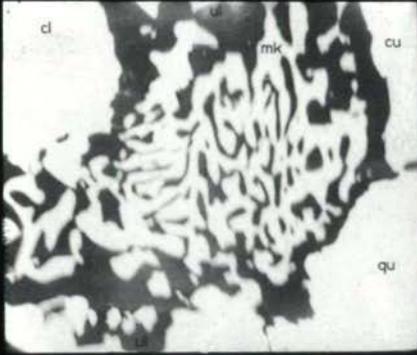


Tafel X





Tafel XII



Tafel XIII

