

I n h a l t s v e r z e i c h n i s

O. M. FRIEDRICH:	Geosynklinalbildung und Lagerstätten	3
H. MAURITSCH	: Paläomagnetische Messungen an west- und oststeirischen Vulkaniten	35
H. J. UNGER	: Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) der Nördlichen Grauwackenzone. Ein Zwischenbericht	59
H. J. UNGER	: Der Lagerstättenraum Zell am See. IV. Der ehemalige Kupfer- und Schwefelkies-Bergbau Klukken, nördlich von Piesendorf (Oberpinzgau/Salzburg)	75
H. J. UNGER -	G. SPITZLBERGER - E. SCHNELL : Der Lagerstättenraum Zell am See. V. Prähistorischer Bergbau und Schürfe auf der Roaner- und Draxl-Alm bei Weikersbach (Mittelpinzgau-Salzburg)	99
H. J. UNGER	: Der Lagerstättenraum Zell am See. VI. Saal-Alm	109
F. H. UCIK	: Lagerstätten und Bergbaue im Gebiet der Sattnitz südlich Klagenfurt/Kärnten. 1. Teil: Die ehemaligen Blei-Silber- und Eisenbergbaue von Plescherken bei Keutschach	113
J. G. HADITSCH	: Notiz zu zwei Erzmineralvorkommen im Katschberg	145
B. GRABNER -	J. G. HADITSCH: Die mineralogische Zusammensetzung der geschlammten Aspanger Weißerde	149

Für Inhalt und Form der Arbeiten sind die Verfasser verantwortlich

GEOSYNKLINALBILDUNG UND LAGERSTÄTTEN

von

O. M. FRIEDRICH (Leoben)

Es werden die in Geosynklinalen ablaufenden Vorgänge besprochen, die Lagerstätten bildend wirken können.

The processes are discussed, which are able to form mineral deposits.

Les processus formant les dépôts et gisements minéraux sont discutés.

Übersicht:

Geosynklinalräume enthalten meist viele und oft auch große Lagerstätten verschiedenster Art. Ihre Entstehung und ihre Umformungen hängen mit der Bildung der Geosynklinalen ursächlich zusammen.

Der Stoffbestand dieser Lagerstätten kann

- A.) aus dem Hinterland stammen und in der Geosynklinale angereichert werden. Die Zufuhr kann dabei
- 1.) entweder rein klastisch erfolgen, wie bei den Seifenlagerstätten. In der nächsten Gruppe bringen
 - 2.) echte oder kolloidale Lösungen die Stoffe ins Geosynklinalbecken, wo sie durch Änderungen der P-T-X Bedingungen ausfallen. Hierher gehören Eisen-, Mangan-, Aluminium (Bauxit-) und ähnliche Lagerstätten, ebenso wie viele Tone usw.
 - 3.) Schließlich können Spurenelemente des Beckens - oft unter Mithilfe von Organismen, also biogen - zu Lagerstätten angereichert werden; dies wird für Kupferschiefer, sowie für bestimmte Lagerstätten von Uran und Vanadium angenommen.

B.) Der Stoffbestand gehört dem Geosynklinalzyklus selbst zu, kann auf verschiedenste Weise chemisch

oder sehr oft unter Mitwirkung von Organismen, also biogen ausgefällt werden: Salzlagerstätten, nutzbare Kalk- oder Dolomit-, Diatomeen- (Kieselgur-) u. a. Lagerstätten, ferner Erdöl, Erdgas, auch gewisse Kohlen und vieles andere.

Die Lagerstätten dieser Gruppen sind so bekannt und allgemein verbreitet, daß Erörterungen hierüber nicht nötig sind.

C.) In sehr großen Mengen werden den Geosynklinalbecken aber Stoffe aus der Tiefe zugeführt, wie Blei, Zink, Barium, Fluor, Eisen, Mangan, Kupfer, Schwefel (Kiese) und viele andere. Diese Stoffe können aus versenkten Gesteinsmassen freigemacht (mobilisiert) worden sein, sie können aus echten oder aus palingenen Magmen stammen oder auch aus der Tiefe (Mantel) hochgedrungen sein.

Als Zufuhrwege dienen Setzungsrisse am Rande der Geosynklinalen und damit zusammenhängende Störungsbereiche, wie Ruscheln, Verwerferspalten, Auflockerungszonen usw. In den unten liegenden Schichten entstehen dabei Ganglagerstätten und metasomatische Bildungen; ein dort nicht ausgefallter Teil wird im Becken sedimentär abgeschieden.

D.) Der in große Tiefen versenkte Untergrund rekrystallisiert dort (Metamorphosen in den verschiedenen Tiefenzonen). Die darin vorhandenen Metalle und anderen Stoffe werden dabei entweder "mobilisiert" und fallen höher oben wie vorstehend angedeutet wieder aus, während "robuste" Lagerstätten, wie solche des Eisens oder Mangans, aber auch Kiese, umgeprägt werden und metamorphe Lagerstätten bilden.

E.) Übersteigerte Metamorphose führt zu Migmatitbildungen, zu Granitisierung, Palingenese usw. Die zugehörigen Vorgänge können wieder Lagerstätten bilden, die sehr oft von echt primärmagmatischen nur schwierig unterscheidbar sind.

1. Einleitung

Der uralte Streit unter den Gesteinskundlern zwischen den "Plutonisten" und den "Neptunisten" verdichtete sich in unserem Fach auf die Frage, ob die Blei-Zink- (Baryt-, Fluorit-) lagerstätten der Kalkalpen hydrothermal, also gangförmig bzw. metasomatisch oder aber sedimentär zusammen mit den umgebenden Gesteinen entstanden seien. 1963 erkannte ich (9), daß beide Möglichkeiten gegeben sind. Der Schlüsselpunkt lag im Zufuhrweg und im Erzspeicher für die betreffenden Stoffe. Als Zubringer wurden für viele Fälle Setzungsrisse, also Tiefenbrüche, die weit in den Untergrund hinabreichen, erkannt.

Die aus der Tiefe zugeführten Stoffe können

1. aus der Sedimenthülle frei gemacht worden sein, teilweise unter den Bedingungen von Metamorphosen.

2. Sie können palingenen Herden entstammen, die durch übersteigerte Metamorphosen zu Pseudomagmen umgeprägt wurden.

3. Sie können echten Magmen zugehören und schließlich

4. aus großen Tiefen, etwa aus den Grenzen zwischen Sial und Sima, aus dem Übergangsbereich zwischen Kruste und Mantel stammen.

2. Zufuhrwege, Kluftbildung

Erzgänge und Gänge von technisch wichtigen Mineralien, wie beispielsweise Flußspat, Schwerspat usw. stellen auch heute noch einen wichtigen Lagerstättentyp dar, wengleich dessen Bedeutung gegenüber anderen in letzter Zeit dadurch etwas zurückgedrängt wurde, daß sich Gangvorkommen schwieriger mechanisiert, d. h. im Großbetrieb maschinell abbauen lassen.

Damit es zu einer Ganglagerstätte kommen kann, muß vorerst eine Kluft, eine Spalte vorhanden sein, die auf recht verschiedene Weise entstanden sein kann.

In Falten, Gewölben oder Antiklinalen entstehen vielfach Scheitelrisse, die auch häufig zur Erklärung von Erzgängen herangezogen werden, aber nicht günstig sind, weil sie nach der Tiefe rasch auskeilen und das Gestein darunter zusammengepreßt, dadurch abgedichtet ist. Kuppelförmig hochbrechendes Magma erzeugt im Deckgebirge ebenfalls ein Kluftsystem, vielfach germanotyper Art, teilweise aus einem Netz sich mehr oder weniger kreuzender Spalten bestehend, oder auch aus Radial- und Tangentialspalten, je nach der Tiefenlage, der Form und der Art des Hochbrechens der Magmenkuppeln und des Deckgebirges. Solche Verhältnisse sind längst hinreichend bekannt.

Nach O. AMPFERER werden Geosynklinalen ausgelöst durch Strömungen im tiefen Untergrund. Neuestens hat H. BORCHERT (3) den Motor für das Absinken eines Geosynklinaltroges noch wesentlich tiefer verlegt. In den Geosynklinaltrögen sinkt der Beckenboden gegenüber dem Vorland ab. Die üblichen Profile durch solche Tröge stellen die Verhältnisse meist sehr stark schematisiert dar, meist als stetiges Abbiegen in Art von Flexuren. Dies ist aber durch die geringe Scher- und Zugfestigkeit der Gesteine in dieser Form nicht möglich, denn es muß dabei zwangsläufig zu Scherrissen kommen, an denen das Beckeninnere gegenüber dem Vorland absinkt und es entsteht ein Bruchsystem, das ich Setzungsrisse genannt habe und das etwa einem Grabenbruch vergleichbar ist, wenn es auch durch eine grundsätzlich andere Bewegungsursache ausgelöst wird: Bei Grabenbrüchen haben wir bekanntlich das Auseinanderklaffen, das Voneinanderstreben zweier Schollenteile als Grundursache, beim geosynklinalen Absinken aber das Abströmen von Massen, einen Massenschwund. Dement-

sprechend wirkt sich bei Grabenbrüchen die geringe Zugfestigkeit der Gesteine aus, die entstehenden Spalten sind also Zerrklüfte, beim geosynklinalen Absinken hingegen vor allem deren geringe Scherfestigkeit. Da auch die Zerrklüfte, die beim Abwandern von Kontinentblöcken entstehen, durch die Kruste bis in den mobilen Unterbau hinabreichen, also echte Tiefenbrüche darstellen, können auf solchen Zerrklüften mineralisierende Lösungen aufsteigen, Metalle und andere Stoffe bringen. Münden solche Zerrspalten in Meeresbecken, so können sie in diesen eine sedimentäre, schichtgebundene Vererzung auslösen. Ich halte dies für die heißen, hydrothermalen, aber sedimentären Metallfällungen des Roten Meeres für durchaus möglich.

Beispiele für Setzungsrisse habe ich mehrfach gebracht, so in (10). Da die Scherrisse nach diesen Vorstellungen durch das Abströmen der Massen im Untergrund ausgelöst werden, reichen diese Risse auch tief hinab; SMIRNOW spricht von Tiefenbrüchen, ich halte aber den Ausdruck Setzungsrisse für zutreffender. Diese Setzungsrisse können im Streichen sehr lange anhalten, theoretisch auf die Länge der Geosynklinale. Die auffallende Häufung von Blei- und Zinklagerstätten im Drauzug vom Gailtal bis zum Ursulaberg, also einen Großteil der kärntner Pb-Zn-Lagerstätten umfassend, läßt sich gut verstehen wenn man annimmt, daß die vererzenden Lösungen aus dem Untergrund an Setzungsrisse aufsteigen, die dieser großen Narbe im Alpenbau zu Grunde liegen. Auch die vor allem von W. POLESNIG (18) aufgefundenen "Wasserwaagen" in Internsedimenten von Bleiberg sind dadurch leicht erklärlich geworden. Auch ist dadurch verständlich, daß einzelne Erzgänge, wie etwa der Mitterberger Hauptgang, kilometerweit streichen können.

In schiefrigen oder tonigen Gesteinen aber oder im plastischen Bereich der Tiefe können solche Setzungs-

risse auch zu feinen Ruschelzonen entarten. Diese lassen sich, ähnlich wie Gangschwärme bzw. -bündel ebenfalls weithin verfolgen. Aber auch sie bilden für die unter hohem Druck stehenden Lösungen den "Weg des geringsten Widerstandes" auf dem sie aufsteigen können. Die Auflockerung des Gefüges auch in solchen schieferholden Gesteinen durch den Massenschwund in der Tiefe, das durch das Abströmen im Sinne AMPFERERS bedingte Massendefizit, hält die Wegsamkeit offen. Dadurch können auch tonige oder plastische Schichten, wie etwa die Partnachsichten an diesen Stellen für die Lösungen durchlässig bleiben.

Eine solche Auflockerung in der Tiefe dieser Risse ist durch den Bergbau mehrfach schön aufgeschlossen worden, beispielsweise in den tiefen Schichten von Mieß (Kärnten), wo schöne Kokardenerze an solche locker gebauten tektonischen Breschen gebunden sind, oder auch in der Magnesitlagerstätte der Inschlagalm bei Leogang. Diese Auflockerung in großer Tiefe ist für den Vererzungsvorgang eine sehr wichtige Voraussetzung, vor allem, wenn man sie mit dem Druckbereich vergleicht, den eine so große Gangspalte wie sie in Mitterberg vorliegt, verlangen würde, wenn sie der Scheitelriß einer Falte oder Antiklinale wäre. Dieser Druck müßte die Gangspalte nach unten gegen vererzende Lösungen abdichten.

Daher unterscheiden sich die Setzungsrisse in ihrem Teufenverhalten grundsätzlich von den Zerrklüften in (h01)-Lagen und (bc)-Klüften im Scheitel einer Falte (Antiklinale). Diese Scheitelklüfte öffnen sich nach oben sehr stark, keilen andererseits in der Teufe sehr bald aus, an die Stelle der Spalte tritt im Faltenkern eine Pressungszone, die jede offene Spalte zudrückt und Lösungen jeden Aufstieg verwehrt. Solche Scheitelklüfte sind also für die Bildung großer, weithin streichender und sich in bedeutende Teufen erstreckender Erz- und Gesteinsgänge weitaus ungeeigneter, als die Setzungsrisse

in Geosynklinalgebieten, deren Wände von oben bis in große Teufen mehr oder weniger parallel hinabsetzen. Scheitelrisse in Falten werden daher vorzugsweise durch Zuwandern von Stoffen aus den Seiten, also durch Lateralsekretion gefüllt.

Nur auf Setzungsrisen und den großen Zerrklüften von Kontinentdriften kann man ein Anhalten des Erzganges bis in beträchtliche Teufen bei einigermaßen befriedigenden Mächtigkeiten erwarten, wie sie uns in den großen Erzgängen entgegen treten. Die Vererzung ist auf diesen Klüften nach unten nur durch die P- und T- Bedingungen für die Mineralausscheidung ("taube Wurzeln der Gänge") begrenzt, nicht aber durch das Ende der Spalte an sich. In den tiefsten Sohlen von Mieß sehen wir die Vererzung noch 500 m unter den Raibler Schichten, auf der Jauken 400 m über diesen. Da die Raiblerschichten vielfach als Höhenbezug angesehen werden, umfassen die Pb-Zn-Lagerstätten in diesen Triassedimenten einen Höhenbereich von mindestens 900 m.

Diese Tiefenbrüche zapfen dabei den magmatischen oder den Metamorphose erzeugenden Bereich an und ermöglichen es deren fluiden Anteilen aufzusteigen und an geeigneter Stelle ihren Gehalt an mitgeführten Stoffen ausfallen zu lassen und so die Mineral- und Erzlagerstätten zu bilden.

Zumindest zu Beginn der Geosynklinalbildung ist die Verbindung mit tief liegenden Herden durch den basischen Initialmagmatismus und den Gehalten an "basischen Elementen" bezeugt. Neben dem Hauptelement Mg sind hier fast immer Cr, Ti, P, Fe, Cu, Ni und Co zugegen, während die typisch "sauren" Elemente fehlen. Ich führe die erste Magnesiazufuhr, die unsere Spatmagnesitlagerstätten bildete, darauf zurück.

Als Beweis dafür, daß diese Tiefenbrüche magmatische Herde anschneiden, können Ganggesteine gelten,

die auf Erzgängen aufgedrungen sind. Dies hat G. HIESSL-LEITNER (13) als erster erkannt und auf die Bedeutung dieses "Diabaspropylites" sowohl in Mitterberg wie auch in Tösens (Tirol) und Rabant hingewiesen und betont, daß dieser Gangdiabas in Mitterberg jünger als die ältere Erzgeneration, aber älter als die jüngere Erzabfolge sei. Er ist dort seit etwa 1948 bekannt, tritt nur im Westfeld auf und dort auch nur in der Tiefe. Diese Gesteinsgänge halten sich streng an den Bereich des Hauptganges, schneiden die alte Erzführung ab und umschließen Schollen davon. Die Schmelze war dabei vermutlich recht kühl, daher "träge", denn sie bewirkte keine Kontaktmetamorphosen, war aber vermutlich sehr wasserreich (propylitische Umsetzungen!).

Häufiger noch als magmatische Schmelzen, die auf solchen Setzungsrissen Ganggesteine bilden, werden vulkanische Lockermassen gefördert, wenn diese Klüfte solche Herde anzapfen. Sie treten uns im sedimentären Anteil als Tuffe oder Tuffite entgegen (Radnig usw.). Mehrfach ist auf Zusammenhänge zwischen Bleizinkvererzungen und vulkanischen Erscheinungen hingewiesen worden; sie werden durch diese Erkenntnisse leicht verständlich.

3. Ursprung der Stoffe der Lagerstätten

Die magmatischen Äußerungen in Form etwa der Gangdiabase werden dem "Initialen Magmatismus" (STILLE) zugeordnet. Der Vulkanismus ist in diesen Fällen bestenfalls Bringer, wenn nicht nur Begleiter der Vererzung, nicht der Metallspender, den ich für die meisten Fälle in größerer Tiefe vermute.

W. E. PETRASCHECK sprach sich zwar jüngst (17) dagegen aus, daß das Sima Stoffe für Erzlagerstätten abgebe, doch halte ich meine Gründe für hinreichend, um

trotz dieser Einwände meine Vorstellungen für zutreffend zu halten. Weltweit ist ja auch der initiale Magmatismus eindeutig basisch und von der Tiefe herzuleiten, auch der Gangdiabas von Mitterberg ist basisch.

Die den Boden des Geosynklinaltroges bildenden Gesteine, vor allem jene der Sedimenthülle, geben beim Absinken viel Wasser ab, beladen mit allerlei sonstigen Stoffen, wie Bor, Halogene, S-Verbindungen, CO₂ usw., die ihrerseits wieder Metalle lösen und auf den Klüften nach oben fördern können.

Im Verlauf des späteren Geschehens in der Geosynklinale kommt es zu Umbauerscheinungen des Geosynklinalbodens in großem Ausmaße, zu Metamorphosen, Granitisierungen usw., wobei dann selbstverständlich auch Stoffe beweglich werden, die zur Mineral- und Erzlagerstättenbildung beitragen, den umgeprägten Gesteinen entstammen und nicht echten Magmen. Es ist längst hinreichend bekannt, daß bei Metamorphosen jene Stoffe zuerst beweglich (mobil) werden, die bei Magmenerstarrung als letzte fest werden. Dies habe ich in meiner Studie über die Vererzung der Ostalpen (10) klar ausgesprochen und die Lagerstätten des Gefolges der Periadriatika davon hergeleitet.

So weit im Einflußbereich der Setzungsrisse echte, juvenile Magmen vorhanden sein sollten, können auch sie angezapft werden und Stoffe abgeben. Schließlich werden aus großer Tiefe, aus der Grenze Kruste/Mantel bzw. Sial/Sima Stoffe heraufgebracht werden können (1. Magnesia-Mobilisation!).

Zeit und Dauer der Mineralisationen

Die Füllung des (alpidischen) Geosynklinaltroges mit Sedimenten vom Perm bis in die Unterkreide zeigt

an, daß das Absinken der Geosynklinale auch geologisch lange Zeit währt. Damit steht den dabei ablaufenden Vererzungsvorgängen ebenfalls diese Zeitspanne zur Verfügung. Dies läßt auch einfach verstehen, warum Erze in verschiedenen Stufen der Trias abgesetzt wurden und andererseits, eine epigenetische, an Scherzonen und Risse gebundene Vererzung manchmal an bestimmte Schichten geknüpft sein kann, wie in Bleiberg an den Horizont des "Erzkalkes" im Wettersteinkalk. Diese Bindung ist aber kein Beweis für eine deszendente oder eine mobilisierte Erzzufuhr, auch wenn dies von mancher Seite und immer wieder behauptet wird. Die lange anhaltende Vererzung läßt auch verstehen, warum in tieferen kalkigen Schichtgliedern schon metasomatische Verdrängungen ablaufen und Erzschläuche entstehen konnten, als in oberen Schichten sich sedimentäre Erzlagen abschieden.

Innerhalb der großen alpidischen Kettengebirgszüge, wie sie vom Atlas über Pyrenäen, Appennin, die Alpen, den Karpathenbogen und weiterhin bis nach Zentralasien streichen, können bei grundsätzlich gleichsinnigem Ablauf die einzelnen Vererzungsphasen in den einzelnen Trögen zeitlich etwas verschieden von anderen einsetzen. So bildeten sich die Blei-Zinklagerstätten in den Alpen in der mittleren Trias, im Atlasvorland (Bou Beker) im Lias; in den Alpen wurde Mangan vorwiegend im Jura, im Atlas erst in der Kreide ausgeschieden. In den Alpen entstanden die Spatmagnetitlagerstätten zwischen Perm und unterer Mitteltrias, in den Pyrenäen sind sie jünger als Muschelkalk und im Atlasvorland wurde bei El Heimar Malmkalk metasomatisch zu Magnetit umgesetzt. Dabei zeigt dieses Vorkommen prächtige metasomatische Verdrängungsbilder, gleich wie wir solche aus den Alpen kennen. In Spuren wurde hier bei der Metasomatose auch Bleiglanz und Realgar zugeführt.

Solche geringe Altersunterschiede dürften ver-

breiteter sein, als es heute bekannt ist. Sie sind leicht verständlich, weil die Massen im Untergrund sich nur sehr langsam verlagern und manche Stoffe vorzugsweise bei bestimmten, unter sich gleichen oder ähnlichen Zuständen abgegeben werden.

4. Arten der Abscheidung

Die Erze werden von den Setzungsrisen, den Tiefenbrüchen ausgehend, recht verschiedenartig abgeschieden. Ist das Gestein chemisch widerstandsfähig, wie es manche Sandsteine oder Schiefer sind, so wird die Mineralisation vorzugsweise in Gängen oder Gangschwärmen, in einem Adernetz oder als Sonderfall als Kokardenerz erfolgen.

Wenn aber die Erzlösungen auf leicht lösliche, beispielsweise Karbonatgesteine treffen, so lösen sie weit verbreitet Metasomatosen aus. Daß dabei vorzugsweise junge, wenig verfestigte Kalke besonders empfindlich sind, ist leicht verständlich. So erklärt es sich zwanglos, daß Karbonalkalke ganz besonders von der Magnesiame-tasomatose bevorzugt worden sind, denn sie waren zu der Zeit, in der diese einsetzte (Perm bis Anis) noch relativ jung und daher recht reaktionsfreudig.

Dies läßt auch leicht verstehen, warum bestimmte Triasschichten, wie der Erzkalk innerhalb des Wettersteinkalkes so auffallend reich epigenetisch mit Blei, Zink, Fluor, Barium usw. vererzt sein können. Denn als sich der Geosynklinaltrogl weiter mit Triassedimenten füllte, war der Erzkalk schon diagenetisch verfestigt, aber chemisch noch sehr reaktionsfreudig und konnte leicht metasomatisch verdrängt werden. Dabei entstanden die bekannten Erzschläuche, -nester und -stöcke.

Aus dem Gefüge des Metasom. läßt sich auch auf die Tiefenlage schließen, in der der Vorgang ablief: In

großer Tiefe ist das Metasom, also etwa der Magnesit oder Siderit kompakt, Drusenräume treten kaum auf; läuft aber der Vorgang in geringer Tiefe ab, ist der neu gebildete Magnesit voller Drusenräume, wie wir beim Vorkommen im Kaswassergraben sehen. Die höchste Lage hatten wohl die Kalkgerölle in der Brunnsinkbresche, die bei der Metasomatose weitgehend zu den "hohlen Geröllen" mit einer Fülle aus lockeren, sandartigen Magnesitkörnchen umgebildet wurden. Auch die Begleitminerale, wie verschiedene Sulfide und Silikate stimmen damit überein. Kürzlich wurden diese hohlen Gerölle von H.MOSTLER(1970) anders gedeutet (Verwitterung von Dolomit), doch sprechen die bis mehrere Zentimeter dicken und bis zu einem halben Meter langen Spatüderchen für die von mir vorgebrachte Deutung, wobei ein Ablauf nach MOSTLER durchaus stattgefunden haben kann.

Einen interessanten Übergang zwischen echten Gangbildungen und metasomatischen Umsetzungen kennt man vom Mitterberger Kupfererzgang: Hier sind bis einige dm mächtig werdende Lagen aus gut gerundeten, vorwiegend nuß- bis eigroßen Kalkgeröllen in den "grünen Werfener Schiefer" nahe am Erzgang metasomatisch in grobspätige Mesitin- bis Sideritknollen umgesetzt, eingebettet in den kaum metamorphen Schiefer. Sie sind auch als Zeitmarke für den Vererzungsvorgang wichtig.

Ein durch aufsteigende Erzlösungen ausgewaschener Schlot, bauwürdige Erzmugel führend, war in Zelidja bei Oujda aufgeschlossen. Die an Schwefel und Metallen reichen Lösungen vergifteten die Tierwelt des darüber befindlichen Meeres, deren Reste gaben die vielen im Schlot vorhandenen Fossilien(Fische!)und das reichliche Bitumen. Dieser Schlot beweist, daß sich Erzschläuche und -schlote in diagenetisch schon verfestigten Kalken durchaus schon zu Zeiten bilden können, in denen noch das Meer über den betreffenden Kalken vorhanden war und

sich die Erze sowohl im Schlot (Erzschlauch) wie auch sedimentär außerhalb dieses schichtig abschieden.

Das Absacken, Nachsitzen an den Scherrissen bedingt auch die immer wieder beobachtbare "Bodenunruhe" der betreffenden Geosynklinalsedimente, deren Anzeichen man auf diesen Lagerstätten immer wieder trifft. Diese Bodenunruhe läßt auch jene syndiagenetischen Breschen entstehen, wie sie von Unken, aber auch vom Jaukenkalk usw. reichlich bekannt sind, oft von mehrfachen Resedimentationen usf. begleitet.

Sie leiten ohne scharfe Grenze zu jenen Breschen über, die durch untermeerische Rutschungen, Schlammströme, "turbidity currents" usw. entstanden und in diesen Bereichen allgemein verbreitet sind. Wo nämlich diese Setzungsrisse den Meeresboden schneiden, entstehen - oft vielleicht nur geringe - Höhenunterschiede, die im kaum oder nur ganz schwach verfestigten Sediment durch Abgleiten als Trübe- oder Schlammstrom ausgeglichen oder gemildert werden. Solche kaum verfestigte Sedimente gleiten oder fließen noch viel leichter als durchnäßte Böden oder Naßschnee. Dabei entstehen jene Schlammströme, ja auch gewaltige Massen sonst kaum erklärbarer, oft Erze führender klastischer Sedimente mit allen Anzeichen untermeerischer, strandferner Bildung, Olisthostrome (11), auch Gleitdecken, Slumpings usw. Ebenso gehören die "edlen Flächen" von H. HOLLER (14) aus Bleiberg hierher, z. T. auch Resedimentationen und viele andere, oft schwierig deutbare Erscheinungen.

Beim Symposium über schichtgebundene Blei-Zinklagerstätten in Touissit und Zelidja bei Oujda in Marokko waren prächtige Aufschlüsse solcher Bildungen zu sehen, auch wenn man deren Entstehung dort noch anders zu deuten versuchte. Dieses Atlasvorland ist von späteren einengenden Orogenphasen viel weniger verändert worden als etwa die entsprechenden Gebiete der Ostalpen. Daher

sind dort die verschiedenen Erscheinungsformen einer solchen, von Setzungsrissen ausgehenden sedimentären Vererzung viel klarer erhalten geblieben. Dazu gehören nicht nur die Riff- (heute richtiger Algenbank-) vererzungen und die sandig-tonigen Ablagerungen, sondern auch Olisthostrome, Quellschläuche und vieles andere.

Das sich nach oben bis an die Oberfläche des festen Gesteins (Erdoberfläche bzw. Meeresboden der Geosynklinale) erstreckende Absacken an diesen Setzungsrissen erzeugt jene "Rinnen", auf die besonders in den Arbeiten über die sedimentären Blei-Zinklagerstätten beispielsweise von H. J. SCHNEIDER und TAUPITZ immer wieder hingewiesen wurde.

Auf den Setzungsrissen, den Erzgängen, den Erzschläuchen und metasomatischen Ausscheidungen wird aber nicht der gesamte Stoffgehalt der Hydrothermalen ausgefällt. Die Reste und die "Ablaugen" gelangen in das darüber befindliche Meer der Geosynklinale und können dort sedimentär ausgefällt werden, wie ich dies schon 1963 darlegte. Dabei ergeben sich mehrere Möglichkeiten, je nachdem, ob die Mineralbildung noch in den bodennahen Lockerschichten - allenfalls unter leichter Mitwirkung metasomatischer Vorgänge ausfallen, wie die Magnesitanteile in der Brunnsinkbresche, Eisenspäte im Präbichl-konglomerat am Polster, oder ob die Stoffe ins Meerwasser selbst gelangen, dort in mehr oder weniger geschlossenen Schichten oder Lagen ausfielen, wie in Radnig, wobei sehr häufig ein deutliches Pulsieren der Stoffzufuhr durch den schichtig-rhythmischen Wechsel der Erzlagen angezeigt wird. Gar nicht selten fallen dabei die Erze als gemischtes Sulfid-Karbonat- usw. Gel aus, wobei es zu mannigfachen diagenetischen Umsetzungen oder Entmischungen kommen kann. Nahe der Austrittsstelle von Hydrothermalen ins Meer können auch recht heiß gebildete Mineralgesellschaften durchaus sedimentär gefällt werden .

Auch können in ufernahen Sanden die Quarzkörnchen durch Metallsulfide verkittet werden, wie ich dies schon vor vielen Jahren für einen kupferführenden Perm-sandstein als wahrscheinlich ansah. Ein sehr schönes Beispiel ist auch der Bleisandstein von Zeida in Marokko. Durch Bleiglanz verkittete permotriadische Arkosen liegen hier über Granit als eine vom Untergrund durchgepauste, schichtförmige (stratiforme) Imprägnation.

Die "Grünen Werfener Schiefer von Mitterberg" lassen sich durch reduzierende Ablaugen der dortigen Gangvererzung leicht verstehen. Die vererzenden Lösungen hatten ausgesprochen reduzierende Eigenschaften, wie man daraus ersieht, daß als Gangarten Ferrokarbonate, Ankerit, Sideroplesit bis Siderit vorhanden sind und früher ausgeschiedener Eisenglanz zu Magnetit reduziert wurde. Die Kiesführung der grünen Werfener Schiefer von Mitterberg ist von J.G.HADITSCH schon vor Jahren als wichtige Zeitmarke für die dortige Kupfervererzung erkannt worden.

Jüngst wurde im Südrevier von Mitterberg, also nicht im Bereiche des Mitterberger Kupfererzerganges ein anscheinend sedimentär gebildeter Lagerstättenteil aufgefunden (21). Da diese Vererzung in älteren Schichten des Paläozoikums auftritt und nicht in den "Grünen Werfener Schichten", könnte sie zu einer alten schichtigen Kupfervererzung im Sinne von O. SCHULZ gehören, die durchaus nicht mit der Mitterberger Gangvererzung zusammenhängen braucht. Dann wäre aber zu erwarten, daß der nicht im Erzgang ausgeschiedene Kupfer- und Eisenanteil vorhanden, aber noch nicht aufgefunden ist.

Es ist durchaus möglich und sogar wahrscheinlich, daß die bei Spätvererzungen (Magnesit, Siderit, Kupfererzgänge) frei gewordenen Ca- und Mg-reichen Ablaugen die weit verbreiteten Dolomitierungen der betreffenden Triassedimente ausgelöst oder wenigstens beeinflusst haben. Allerdings würde für solche Dolomitisie-

rungen auch bloße Zufuhr von Ca und CO_2 ausreichen, denn Magnesia ist ja bekanntlich im Meerwasser in sehr großen Mengen zugegen. Meist reicht aber die CO_2 -Menge nur aus, um das wenige, biologisch angereicherte Ca abzusättigen, sodaß sich das Mg in den Restlaugen der Salzabscheidung ansammelt und in die Abraumsalze geht.

Da sich entlang der Setzungsrisse der Meeresboden langsam und rhythmisch senkt, können bei entsprechenden klimatischen Bedingungen Algenbänke und Korallenriffe entstehen. Treten aus den Setzungsrisse dabei mineralische Stoffe aus wie F, Ba, Pb, Zn usw., so können diese die Lebewesen vergiften; auf und in die Algenbänke als "Erzfallen" setzen sich die betreffenden Minerale, wie Flußspat, Schwerspat, Dolomit, Ankerit, Quarz, Bleiglanz, Zinkblende, Markasit usw. Da sowohl das Absinken des Meeresbodens wie auch die Stoffzufuhren ausgesprochen rhythmisch erfolgen, können Algenbänke und Erzlagen im cm-, aber auch mm- und sogar im Meterrhythmus vielfach wechseln. Ein sehr schönes Beispiel dafür bilden die "Rifferte" der Bleizinkgruben Touissit und Zelidja/Bou Beker bei Oujda in Marokko. Hierüber liegen ja sehr eingehende Unterlagen vor.

Eine sehr typische, hierher gehörige Blei-Zink-Barytlagerstätte wurde 1971 von W. PAAR am Breithornsüdgrat in den Wernerbergen Ostgrönlands aufgefunden und bearbeitet. Von einer im Nordteil der Lagerstätte gut aufgeschlossenen Ganglagerstätte ausgehend, ergossen sich Blei-, Ba- und Zn- und etwas Cu-Lösungen in eine permische Meeresbucht. Das Bioherm wirkte dabei ausfällend, sodaß es zu einer recht ansehnlichen Baryt-Bleilagerstätte kam mit sehr auffallenden rhythmischen Absätzen (Veröffentlichung im Druck).

Zu vielen gangartigen oder metasomatischen Lagerstätten an Setzungsrisse in Geosynklinalen gibt es also zugehörige sedimentäre Lagerstätten (-teile). Weder

die Deutung dieser Lagerstätten als Gang, noch jene als metasomatische oder rein sedimentäre Bildung allein können die auftretenden Vorgänge erklären, sondern erst zusammen ergeben sie das wechselvolle Bild dieser Lagerstätten in den Geosynklinalen.

Entfernt von der Eintrittsstelle ins Meer kann der Metallgehalt so verdünnt sein, daß vereinzelt nur ganz dünne Erzlagen oder gar nur einzelne Knoten oder Knollen ausfielen, wie dies beispielsweise von der Bleiglanzbank der mitteldeutschen Trias bekannt ist.

Kieslager, Baryt-, Eisen- und Manganlagerstätten sind als "exhalativ-sedimentäre Gruppe" schon lange bekannt. Durch die Vergiftung der Kleinlebewelt in abgeschnürten Meeresbecken durch die aufdringenden Stoffe (F, S, Pb, Ba usw.) kann es im Verein mit den reduzierenden Eigenschaften der Hydrothermen in abgeschnürten Becken zu "reduzierendem Milieu" mit der bekannten Schwarzschieferbildung kommen, die ihrerseits weiter dazu beitragen kann, daß Metalle, auch solche die aus dem Hinterland etwa aus Verwitterungslösungen ins betreffende Becken gelangen, ebenfalls ausgefällt werden. Diese Möglichkeit ist neben der herkömmlichen Deutung solcher Schwarzschieferbildungen durchaus gegeben.

5. Lagerstätten der Orogenese

Das Absinken der Geosynklinale übersteigert sich schließlich derart, daß es zu großen Gleitungen einzelner Decken, zu Orogenesen mit allen ihren Begleiterscheinungen kommt. Dabei werden ältere, z. B. sedimentäre Lagerstätten metamorph umgeprägt und neue entstehen.

a.) Mg-Mobilisation aus Ultrabasiten und Basiten: Zunächst werden durch diese Bewegungen basische und

ultrabasische Magmenteile aus der Tiefe hoch geschleppt. Die Ultrabasite dringen während dieser Bewegungsphasen in die wassergesättigten Sedimente ein, nehmen Wasser auf und werden zu Serpentin umgewandelt. Sie geben aber auch Magnesia an die Umgebung ab, wobei es zu allerlei Wechselreaktionen kommt, aus denen einerseits der jüngere Spatmagnetit, andererseits die Serpentinhofgesteine hervorgehen, beispielsweise Soapstone- und verbreitet Talklagerstätten, aber auch solche von Hornblendeasbest usw. Durch sehr eingehende Grubenaufnahmen konnte am Rabenwald gezeigt werden (7), daß diese Mg-Mobilisation der Talkbildung synorogen ablief in P- und T-Bereichen, die der Epi-/Mesozone entsprechen.

Bei den Wechselreaktionen zwischen den Ultrabasiten und den wasserreichen Hüllgesteinen, die unter den Bedingungen einer epizonalen Metamorphose ablaufen, wird ein Teil der Magnesia zur Talkbildung verbraucht, ein großer Teil aber auch für die final-retrograde Metamorphose der Gesteine verfügbar. Bei dieser wird, wie F. ANGEL (1) zeigte, in eisenhaltigen Mineralien das Fe durch Mg weitgehend verdrängt. Dieses überreiche Mg-Angebot halte ich, vereint mit den großen in diesen Gesteinsfolgen verfügbaren Wassermengen neben den entsprechenden P- und T-Bedingungen für die Hauptursache dieser Umbildungen. Aus den Ultrabasiten werden dabei auch geringe Mengen an Cr, PO_4 , Ti usw. mobilisiert, die uns als Fuchsit, Chromdiopsid, Apatit, Titanit, Anatas usw. entgegentreten.

b.) Lagergänge: Die im Untergrund der Geosynklinale in die Tiefe gebrachten Massen rekristallisieren, werden teilweise auch zu palingenen Graniten, Tonaliten usw. umgeformt. Diese Massen steigen als synorogene Granite hoch und erzeugen einen Hof metamorpher Gesteine. Dabei werden wieder metallführende Lösungen mit hochgebracht, zum Teil aus den versenkten Gesteinen freige-

macht. Sie bilden, wenn sie in der Tiefe während der Orogenese abgeschieden werden, die typischen Lagergänge, also mehr oder minder in die Schieferung des Nebengesteins eingeschichtete Erze. Sie zeigen durch ihr Gefüge, daß sie syntektonisch abgeschieden worden sind unter den Bedingungen der Metamorphose des betreffenden Gebietes. Diese ist auch ein Maß für die Tiefenlage dieses Vorganges. Deshalb werden diese Lagergänge vielfach zu den metamorphen Lagerstätten gestellt, doch halte ich es für richtiger, wenigstens teilweise - also so weit nachweisbar - von Lagerstätten zu sprechen, die auf Bewegungsflächen unter den P- und T-Bedingungen einer Metamorphose gebildet worden, also nicht nur passiv umkristallisiert sind. E. CLAR hat sich in (4) eingehend damit auseinandergesetzt.

Das schönste, mir bekannte Beispiel für eine Lagerstättenbildung auf Überschiebungsbahnen unter den Bedingungen einer erststufigen Metamorphose stellen die Talklagerstätten des Rabenwaldes dar. (7). Die von der liegenden und der überfahrenden Decke abgescherten Teile, vom feinsten Zerreibsel bis zu viele Meter große Schollen sind als "tektonische Gerölle", "Knödel", "Walzen" in die Talkmasse eingeknetet, diese selbst ist wild verfalltet, gestaucht, bald angeschopt, dann wieder ausgequetscht worden. Es wäre jedem Tektoniker zu wünschen, eine solche Überschiebungsbahn sehen zu können. Wenn diese Möglichkeit einer Mineralisation geleugnet wird, zeigt dies nur die Unkenntnis des Betreffenden.

Auch die Eisenerzlagerstätten von Innerkrems nach Turrach sind an eine ausgesprochene Überschiebungsbahn gebunden, davon kann man sich leicht am Steinbachtal überzeugen.

Es ist aber auch möglich, daß ursprünglich sedimentäre Lagerstätten durch die anderen Festigkeitsverhältnisse der Erzlager bei der Tektonik zu Bewegungs-

flächen werden und dabei metamorphes Gefüge aufgeprägt erhielten. In manchen Fällen kann etwa eine Bindung an bestimmte Gesteinslagen, wie Serizitquarzite, Hinweise auf eine ursprünglich schichtgebundene Lagerstätte geben.

Daß große Deckenüberschiebungen die Vererzung ursächlich beeinflussen, sieht man deutlich an den Lagerstätten um das Engadiner Fenster. Ihr Gefüge weist auf synorogene Bildung.

c.) Mobilisation an älteren Lagerstätten: Erzlagerstätten, die mit ihren Nebengesteinen in Bereiche metamorpher Umprägungen gelangen, können aber auch ohne starke Durchbewegungen mobilisiert werden, wobei das ursprüngliche Gefüge, etwa der Lagenbau schichtiger Bildungen teilweise erhalten bleiben kann. Unmittelbar daneben kann es aber zu pegmatoiden Umformungen sowie zu ausgedehnten Zufuhren kommen und dadurch die Erkennung der Genese sehr erschwert sein. Dies trifft höchstwahrscheinlich für die Goldlagerstätten des Typus Schellgaden zu: Schichtparallele Quarzlagen mit Scheelit, Pyrit, Kupferkies, Magnetkies zeigen Übergänge zu pegmatitischen Anschoppungen mit viel Scheelit, Albit, Ankerit und sind mit den Tauernhüllgesteinen metamorph verschweißt (6).

Vor 40 Jahren hatte ich diese Lagerstätten als eigenen Typus erkannt, von den Tauerngoldgängen abgetrennt und gezeigt, wie eine schichtige Erzführung plötzlich in Gangquarzmugel, oft große Turmalinsonnen enthaltend, übergeht, wie andererseits die Schiefer durch die Gangquarzmassen aufgespalten werden, wobei Sulfide sich an die Glimmerlagen ansetzen.

In der Zusammenfassung betonte ich: "Tatsächlich erwecken einige Vorkommen, besonders jenes im Radlgraben durch die bänderige Anordnung der Erze, durch ihre flache, fast söhlige Lagerung und der kondordanten

Einschaltung in die Nebengesteine sehr lebhaft den Eindruck einer syngenetischen Quarzlagermasse."

Inzwischen ist von MAUCHER und HÖLL gezeigt worden, daß Scheelit führende Quarzite sedimentär angelegt sein können und weit verbreitet sind. Auch im Stübelbau zu Schellgaden kommen solche Lagen vor und es ist möglich, daß die mächtigen, an pegmatoide Ausweitungen gebundenen, bis kopfgroßen Scheelite des Südfeldes daraus mobilisiert sein können, daß also Mobilisationen hier in wesentlichem Umfange stattgefunden haben.

Die von mir eingehend behandelten Aufspaltungen des Nebengesteins mit dem Eindringen von Kupferkies, Zinkblende, Turmalin, Albit und vielen anderen Mineralien sprechen wohl dafür, daß sehr bedeutende Anteile der Lagerstättenmasse vom Zentralgneis zugebracht sind, zumal ja das Nebengestein tauernmetamorph ist, wie die geologischen Aufnahmen von Ch. EXNER zeigen.

Es kann daher Schellgaden als Musterbeispiel dafür gelten, daß trotz Metamorphose und weitgehender Stoffzufuhr im Gefolge der Zentralgneisintrusion der ursprüngliche Charakter der sedimentären Lagerstättenteile erhalten bleiben und schon früh (1935!) erkannt werden konnte.

d.) Metamorphe Lagerstätten: Die im Untergrund der Geosynklinale vorhandenen (alten) Lagerstätten werden in der Tiefe gemeinsam mit den Gesteinen umgeprägt, metamorph. Dabei können Stoffe in wesentlichen Mengen ab(weniger zu-)geführt werden und treten an anderer Stelle wieder auf. Wie bei den Gesteinen lassen sich auch hier verschiedene Stufen der Umprägung unterscheiden. Auch sieht man mehrfach, daß die Erze kristallisationsfördernd, gewissermaßen wie Kristallisatoren wirkten, daß also der unmittelbare Erzbereich größer kristallisiert sein kann, als davon entferntere Gesteinsbereiche (Rammingstein, Schneeberg i. T.).

In metamorphem Kleide treten uns einerseits "robuste" Lagerstätten entgegen, mit Hämatit, Magnetit, Manganerzen, manchmal aus den entsprechenden Hydraten (Limonit) hervorgegangen. Es können aber auch Sulfidlagerstätten in den metamorphen Zustand übergehen ("Kieslager"), dies vor allem dann, wenn sie "trocken" rekristallisieren, d. h. wenn kein Herd benachbart ist, der viel Wasser oder Restlaugen abgibt. Zu erwähnen sind hier aber auch jene Lagerstätten, die unter den Bedingungen einer Metamorphose entstanden sind, wie beispielsweise die Talklagerstätten.

e.) Regenerierte Lagerstätten: Wie bei der Metamorphose von Gesteinen ist auch bei Lagerstätten zu erwarten, daß der Stoffbestand von Lagerstätten in solchen abgesunkenen Krustenteilen ebenfalls leicht umgeformt, verfrachtet und an anderer Stelle (meist höher oben) wieder abgesetzt wird. H. SCHNEIDERHÖHN hat diesen Gedanken zuerst ausgesprochen (20) und vertreten. Er mag für viele alte Lagerstätten zutreffen und für solche, die während der Orogenese und später entstanden sind, also vor allem für die Lagerstätten der syntektonischen und der subsequenter Vererzung. Der Nachweis aber, daß eine Lagerstätte so entstanden ist, läßt sich kaum erbringen, weil die Gesteine und noch viel leichter die Erze dabei völlig umgebaut werden und nicht einmal radiometrische Altersbestimmungen zutreffende Werte geben. Höchstens können durch verarmte Mineralgesellschaften, durch Relikte, Elementspuren, Isotope oder ähnliche Erscheinungen indirekte Hinweise aufgefunden werden. Da aber zu den mobilisierten Stoffen noch neue aus der Tiefe hinzutreten können, erhöhen sich die Schwierigkeiten beträchtlich. Gleich schwierig lassen sich derartige Behauptungen, wie sie in letzter Zeit mehrfach aufgestellt werden sind widerlegen.

Von diesen von Tiefenbereichen ausgehenden Um-

lagerungen sind jene abzutrennen, die z. B. schichtige Bleizinklagerstättenanteile zu den Erzschläuchen, -stöcken umlagern sollen. Solche Umlagerungen werden zwar vielfach behauptet, aber nicht irgendwie belegt. Sie dienen den "unitaristischen Sedimentaristen" dazu, diese Lagerstättenformen zu erklären, weil sie diese nicht als Zufuhrwege anerkennen. In kleinem Ausmaß können solche Umlagerungen wohl stattfinden, die großen Erzstücke etwa von Raibl oder Bleiberg so zu deuten, halte ich für abwegig. Selbstverständlich sind die Umlagerungen der Oxydations- und der Zementationszone hierbei nicht gemeint.

H. SCHNEIDERHÖHN hatte darauf hingewiesen, daß Lagerstätten der Tiefe durch Umlagerungen nach oben verlegt, dort als "durchgepauste" Lagerstätten wieder auftreten können. In orogenetisch stark verformten Geosynklinalen, wie eine solche in den Ostalpen vorliegt, halte ich es für sehr unwahrscheinlich, daß sich solche durchgepauste Lagerstätten finden lassen, weil der Deckenbau die höher liegenden Lagerstätten längst von ihren "Wurzeln" als den Matrizen der Pause entfernt hat. In weniger orogenetisch beanspruchten Geosynklinalen mag dies aber möglich sein, wie Zeida (Marokko) zeigt.

Mit Umlagerungen alter, variskischer Lagerstätten der Slowakei durch alpidische Metamorphosen befassten sich neuerdings ILAVKSY und NOVAK (15). Derartige Vorgänge dürften in jungen Kettengebirgen, also den "alpidischen" unseres Sprachgebrauches, auch in den Alpen selbst mehrfach abgelaufen sein und sich bei eingehender Bearbeitung größerer Gebiete erkennen lassen. Erst, wenn diese Fragen geklärt sein werden hat es einen Sinn, von metallogenetischen Epochen und dergleichen zu sprechen. In der Slowakei (15) oder in Rumänien (16) hat man schon viel mehr erarbeitet, als dies in den Alpen bisher möglich war.

6. Abfolgen, Stoffherleitungen

Die Quellen, von denen die in geosynklinalen Lagerstätten vorhandenen Stoffe letzten Endes stammen, sind noch weitgehend unbekannt oder umstritten. Das gilt vor allem für jene alten Lagerstättenteile, die vor dem initialen Magmatismus vorhanden waren und durch die Ereignisse der Geosynklinale weitgehend umgeformt worden sind. Für die alpidische Geosynklinale habe ich versucht (10), den Inhalt der Lagerstätten den einzelnen magmatischen Ereignissen zuzuordnen, darauf sei verwiesen. Ähnliches gilt wohl auch für andere Geosynklinalen, selbstverständlich mit jeweils eigenen Zügen.

Ich habe bewußt offen gelassen, ob und wie weit die Metalle der Geosynklinal-Lagerstätten tiefen Schichten der Erdkruste oder dem Boden der Geosynklinale entstammen, bei den metamorphen Vorgängen frei gemacht und an anderer Stelle wieder abgesetzt wurden, oder der Mantel als Metallspender anzusehen ist. Wahrscheinlich wirken beide Vorgänge mit, denn die mobilisierten Erze sprechen für die eine Möglichkeit, während die Spatmagnesite m. E. eher aus dem Mantel herzuleiten sind. Ob dies auch für die "Kieslager" gilt, die oft von Grünschiefern begleitet werden, ist möglich, aber noch nicht bewiesen. Ein großer Teil dürfte beiden Quellen entstammen, in der Form, das 1. Magmen durch ihren Wärmeverrat in den Sedimenten Metalle frei machen und diese mit den magmatischen Reststoffen gemeinsam wandern. Oder 2. daß bei einem mobilisierten Stoffbestand weitere Stoffe aus dem Mantel dazu treten, wobei beide auf den gleichen Aufstiegswegen hoch wanderten. Dies könnte etwa für den Mitterberger Gang mit seinen beträchtlichen Gehalten an Mg, Fe, Ni, und P der Fall sein. W. E. PETRASCHECK (17) hat sich mit solchen Fragen beschäftigt.

Sehr eingehend hat sich W. J. SMIRNOW (19) mit

solchen Herleitungen befaßt und darauf hingewiesen, daß sich häufig bestimmte Metalle vererben, wenn ein Gebiet nacheinander von mehreren Geosynklinalzyklen erfaßt wird. Dies spricht sehr für ein jeweiliges Beweglichwerden und Wiederausfallen eines einmal vorhandenen Metallinhaltes.

Wie vorstehend ausgeführt, sind viele Lagerstätten ursächlich an die Geosynklinale gebunden. Erst seitdem deren Werden einigermaßen bekannt ist, können die Zusammenhänge von Lagerstätten mit dem Großraum verstanden werden. Ähnlich, wie die Alpen im Bau der großen Kettengebirge eine Sonderstellung einnehmen, sind auch die alpinen Lagerstätten sehr verwickelt entstanden und gebaut; dies behindert den Hergbau oft sehr. Immerhin werden die in den Alpen gesammelten Erfahrungen sich für einfacher gebaute Geosynklinalen als nutzbringend erweisen, denn in den Grundzügen wiederholt sich der Bau von so großen Einheiten, wie es die Geosynklinalen sind, immer wieder in seinen Grundzügen.

Es ist selbstverständlich, daß sich der Charakter der vererzenden Lösungen in den langen Zeiten des geosynklinalen Geschehens wesentlich ändern kann. Zunächst sind, dem basischen initialen Magmatismus entsprechend, sehr Mg-reiche Lösungen aufgedrungen, die die Magnesia-Metasomatose unserer Spatmagnesitlagerstätten auslöste. Allmählich nimmt der Eisengehalt dieser Lösungen zu, sodaß eisenhaltige Magnesite, später Breunnerit, Mesitin gebildet werden. Wie verschiedene Lagerstätten zeigen, tritt dabei schon etwas Kupfer in den Lösungen auf, das dann in den Kupferkiesgängen von Mitterberg vorherrscht, wobei als Gangart schon Pistomesit entsteht, der dann zu den "Siderit"-Lagerstätten überleitet, in denen ebenfalls Pistomesit und Sideroplesit gegenüber Siderit vielfach vorherrschen.

In den späteren Abfolgen treten mit den eisenreichen Karbonaten teilweise störende Blei- und Zinkge-

halte auf (Teltschen), die zu den Blei-Zinklagerstätten überleiten, die in der Mitteltrias entstanden.

Dadurch ergeben sich die großen Altersfolgen in den verschiedenen Lagerstättengruppen solcher Geosynklinalegebiete. In den Ostalpen ist es die Folge Spatmagnetit, Kupfererzgänge, Eisenspat, Blei-Zinkerze, Mangan, als Bildung des ruhigen Geosynkinalstadiums. Sie werden überlagert von Lagerstättenbildungen der Bewegungsphasen (synorogener Magmatismus) mit ihren vielfach mobilisierten Inhalten und enden mit den letzten Äußerungen des finalen Magmatismus (Kluftminerale).

Deshalb ist es für die jüngeren Abfolgen, angefangen von den Blei-Zinkerzen bis zu den jüngsten, nachtektonischen Golderzgängen schwierig, sie sicher den einzelnen magmatischen Ereignissen zuzuordnen. Geochemisch zeigen diese vielfach einen Mischtyp aus basischen, dem Sima entstammenden Anteilen und sauren, durch Granitisation der Sialkruste mobilisierten Stoffen.

Aber auch kleine Änderungen im Stoffbestand lassen sich immer wieder feststellen. Sie erzeugen die verschiedenen "Erzgenerationen" wie sie schon seit langem von vielen Gängen bekannt sind. Zwischen solchen Generationen kann, wie in Mitterberg, auch Gesteinsschmelze aufdringen, Ganggesteine, wie den "Gangdiabas" bildend. Schließlich endet die ganze Mineralisation mit tauben Mineralklüften, den alpinen Zerrkluftmineralien entsprechend.

Abbildungen der Belege für die hier kurz zusammengefaßten Angaben finden sich in verschiedenen Aufsätzen des Verfassers, sodaß hier darauf verzichtet werden kann, sie neuerdings zu bringen. Ich verweise vor allem auf die Nummern 6 bis 10 des nachfolgenden Schriftenverzeichnisses.

Der Aufsatz gibt im wesentlichen einen Vortrag wieder, der auf der Tagung der Geologischen Vereinigung am 3.3.1973 in Salzburg gehalten worden war.

Schrifttum

- (1) ANGEL, Fr.: Retrograde Metamorphose und Diaphthoresis. - N. Jb. Min. Abh. 102, 1965 : 123 - 176.
- (2) BEMMELEN, R. W. van -- J. E. MEULENKAMP: Beiträge zur Geologie des Drauzuges. - Jb. Geol. BA.Wien, 108, 1965 : 213 - 268.
- (3) BORCHERT, H.: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. - Geol. Rdsch. 50, 1961 : 131 - 165.
- (4) CLAR, E. : Ostalpine Vererzung und Metamorphose. - Verh. Geol. BA. Wien, 1945 : 29 - 37.
- (5) EMERY K. O. -- J. M HUNT -- E. E. HAYS: Summary of hot brines and heavy metal deposits in the Red Sea. Wood Hole Oceanographic Inst. Contrib. 2203, 1971.

- (6) FRIEDRICH, O.M.: -- K.MATZ:Der Stübelbau zu Schellgaden. - Bg.hm.Moh.,87, 1939 : 34 - 39.
- (7) - : Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark, - Bg. hm. Moh. (Leoben), 92, 1947 : 66 - 85.
- (8) - : Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. - Archiv Lagerstättenforschung i.d.Ostalpen, Leoben, 1,1963 : 1 - 220.
- (9) - : Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. - N. Jb. Min. Mh., 1964: 33 - 49.
- (10) - : Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues.- Archiv Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen. 8, 1968 : 1 - 136.
- (11) GÖRLER, K. -- K. J. REUTER: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. - Geol. Rdsch.,57, 1968 : 484 - 513.
- (12) HADITSCH, J. G.: Die Cu - Ag - Lagerstätte Seekar (Salzburg). - Archiv Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen (Leoben), 2, 1964: 76 - 120.
- (13) HIESSLEITNER, G.: Ostalpine Erzmineralisation in Begleitung von vor- und zwischenmineralisatorisch eingedrungenen Eruptivgestein. - Erzmetall 6, 1954 :321 - 330.
- (14) HOLLER, H.: Die Tektonik der Hleiberger Lagerstätten. - Car. II. 1936, 7. Sonderheft : 1 - 82.
- (15) ILAVSKY, J. -- Fr. NOVAK: Processus de régénération métallogénétique d'age alpin dans les Monts Métallifères du pis et du Gemer. - Trav. Lab. Geol. Grenoble, 38,1962: 119 - 229.

- (16) KRÄUTER, H. und Mitarbeiter : Atlas géologique. Carte des substances minérales utiles. Inst. Géol. Bucarest 1969.
- (17) PETRASCHECK, W. E.: Ore Metals From The Crust Or Mantle. - Econ. Geol., 64, 1969 : 576-578.
- (18) POLESNIG, W.: Studien der Erzstrukturen in der Grube Bleiberg-Kreuth. - Leoben 1965, Kurzauszug im Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 2, 1969 : 73 - 106.
- (19) SMIRNOW W.L.: Probleme der Metallgenese von Geosynklinalen. - Zt. angew. Geol. 8, 1962, 351 - 357.
- (20) SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. - N. Jb. Min. Mh., 1952 : 47 - 89.
- (21) WEBER, L. und Mitautoren: Zur Mitterberger Kupfervererzung im Südevier (Arthurstollen). Mitt. Geol. Ges. Wien, 64, 1971:209-218.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Ing. O. M. FRIEDRICH, Institut für Mineralogie und Gesteinskunde, Montanistische Hochschule, 8700 Leoben.

PALÄOMAGNETISCHE MESSUNGEN AN WEST- UND

OSTSTEIRISCHEN VULKANITEN

von

H. MAURITSCH

Einleitung

Während paläomagnetische Messungen in den Nachbarländern in den letzten Jahren für verschiedene geologische und lagerstättenkundliche Probleme mit großem Erfolg eingesetzt wurden, liegen aus Österreich nur wenige sporadische Untersuchungen vor. HANUŠ und KRS 1963 u. 1967. Dabei bestehen gute Gründe zur Annahme, daß zumindestens in den tektonisch weniger stark gestörten Gebieten Österreichs gute Anwendungsmöglichkeiten für diese Methode bestehen müßten. Im Rahmen seiner globalen Untersuchungen der Erzlagerstätten erkannte Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK (Institut für Geologie, Paläontologie und Lagerstättenlehre) frühzeitig den Wert paläomagnetischer Messungen bei der Lösung lagerstättenkundlicher Probleme und regte diese Untersuchungen auch in Österreich an. Durch die Errichtung des Institutes für Erdölgeologie und Angewandte Geophysik an der Montanistischen Hochschule im Jahre 1964 konnte dieses aussichtsreiche geophysikalische Fach in Leoben - wenn auch wegen der beschränkten räumlichen und instrumentellen Verhältnisse in bescheidenem Rahmen - etabliert werden.

Herr Professor WEBER als Ordinarius dieses Institutes unterstützte diese Entwicklung durch die zur Verfügungstellung eines entsprechenden Dissertationsthemas, sowie durch Ratschläge und Diskussionen über anstehende Probleme.

Die entgeltliche Durchführung der Dissertation wurde jedoch erst möglich, nachdem das Direktorium der Nationalbank die hierfür notwendigen finanziellen Mitteln zur Verfügung stellte. An dieser Stelle ist es dem Autor ein Bedürfnis, allen am Gelingen dieser Arbeit Beteiligten, seinen herzlichen Dank auszusprechen.

Verwendete Instrumente

Um gesteinsmagnetische Messungen durchführen zu können war es erforderlich, die im Rahmen der finanziellen Möglichkeiten liegenden Geräte anzuschaffen bzw. selbst zu bauen. Da als Testgesteine die untersteirischen Vulkanite ausgewählt wurden, bei denen man mit einer höheren Magnetisierung rechnen konnte, wurde als Meßinstrument für den Gleichfeldvektor der Gesteinsproben eine Förstersonde in Verbindung mit einem Oerstedmeter verwendet. Dieses Gerät hat den großen Vorteil, daß man in einer eigenen im Gerät eingebauten Kompensationsstufe, das Erdfeld kompensieren kann. Das bedeutet, daß man die Proben im Erdfeld messen kann. Die Meßgenauigkeit des Oerstedmeters ist $2 \cdot 10^{-6} \Gamma$.

Da über den grundsätzlichen Aufbau und die Funktionsweise der Förstersonde bzw. des Oerstedmeters hinreichend viel publiziert wurde, (K.FROMM 1967), soll im Zusammenhang mit dieser Arbeit nur darauf hingewiesen werden, daß die Sondenordnung, welche bei der gegenständlichen Messung verwendet wurde, die Differenzenanordnung war. Dabei wird die Erdfelddifferenz, die zwischen den beiden, in einer Horizontalebene gelagerten Sonden gemessen wird, im Gerät kompensiert, sodaß die zusätzliche Induktion bzw. das zusätzliche Signal am Oerstedmeter direkt proportional der Gleichfeldstärke der einzelnen Komponenten des Probenkörpers ist. Die Ablesung am Oerstedmeter muß sodann mit einer sogenannten Entfernungsfunktion multipliziert werden, welche vom Abstand Probenmittelpunkt zu Meßsondenmittelpunkt, sowie von den geometrischen Abmessungen des Probenkörpers, abhängt. Da im gegenständlichen Fall Probenkörper mit zylindrischer Form verwendet wurden, deren Höhe gleich dem Durchmesser war, ist die Bestimmung dieser Entfernungsfunktion einfach und wurde mit 1964 bestimmt.

Die Grundvoraussetzung für gesteinsmagnetische Messungen ist, daß das Gestein Mineralkomponenten trägt, welche in der Lage sind, eine remanente Magnetisierung zu übernehmen. Da nun im Verlauf der geologischen Vergangenheit des Gesteins diese ursprüngliche, remanente Magnetisierung, auch "fossile Remanenz" genannt, von verschiedenen Einflüssen wie Verwitterung, chemischen Einwirkungen, Temperatureinflüssen etc., den sogenannten "Sekundärremanenzen" überlagert wurde, ist es erforderlich, soferne man als Ziel die Bestimmung der Paläopollage hat, die Magnetisierung des Gesteins von diesen sogenannten Sekundärremanenzen zu befreien. Man nennt diesen Vorgang auch magnetische Reinigung von Gesteinen, welche in der Hauptsache auf 2 Arten durchgeführt werden kann, nämlich

1. die magnetische Reinigung durch die Wechselfeldabmagnetisierung und
2. die thermische Abmagnetisierung.

In Leoben wurde eine Wechselfeldabmagnetisierungsanlage gebaut.

Diese Apparatur besteht im wesentlichen aus 2 Einheiten:

1. dem Helholzspulensystem, welches zur Erdfeldkompensation an der Abmagnetisierungsspule verwendet und über ein stromkonstantes Netzgerät gespeist wird.
2. dem Teil, welcher zur Erzeugung des Wechselfeldes mittels eines Serienresonanzkreises erforderlich ist.

Die Kompensation des Erdfeldes an der Abmagnetisierungsspule ist erforderlich, um Aufmagnetisierungseinflüsse zu vermeiden, welche sich ergeben würden, wenn man bei höheren Wechselfeldstärken das Wechselfeld auf Null abklingen läßt und sich die Probe dabei im Erdfeld

befände. Derartige Versuche wurden mit dem gebauten Meßgerät durchgeführt, wobei in einzelnen Fällen eine Aufmagnetisierung erreicht wurde, die größer war, als die Ursprungsmagnetisierung des Gesteins. Die Einheit für die Erzeugung des Wechselfeldes besteht im großen und ganzen aus 2 Teilen, nämlich:

1. der Regeleinheit für die Primärseite und
2. dem Resonanzkreis für die Erzeugung des Wechselfeldes (50 Hz), sowie einem 100 Hz - Filterresonanzkreis.

Die kontinuierliche Regelung des Wechselfeldes erfolgt über 2 motorgesteuerte Ringspultransformatoren, welche es gestatten, die Spitzenfeldstärken von 1200 Oersted in 10 sec zu erreichen bzw. auf Null abzuregeln.

Die verwendete Abmagnetisierungsspule wurde so dimensioniert, daß sie sich bei Einzelbelastung nie über Handwärme erwärmt und daher ein Temperatureffekt nicht auftritt. Um dies zu überprüfen wurde die Spule über ein Fluxmeter im erwärmten und im kalten Zustand nachgemessen und es ergab sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den gerechneten und gemessenen Werten für die Feldstärke.

Da das Anzeigeelement ein Amperemeter (6 Bereiche) ist, wurde bei der schrittweisen Abmagnetisierung um jeweils 200 mA geregelt, was in der Einheit der Feldstärke Schritten von 36 zu 36 Oe entspricht. Jede Stufe wird dabei von Hand aus eingestellt und über den Motor gleichmäßig herabgeregelt.

Bei Testmessungen hat sich gezeigt, daß eine Abmagnetisierung ohne Filterkreis nur bis zu einer Wechsel­feldstärke von 300 - 400 Oe vertretbar ist. Darüber treten durch die geradzah­li­gen Oberschwingungen Aufmagnetisierungen auf, die jede weitere Auswertung unmöglich machen.

Bei den bisher untersuchten Proben war eine Abmagnetisierung über den Wert von 360 Oe nicht not-

wendig, da alle Sekundäranteile der Remanenz bei dieser Feldstärke bereits abmagnetisiert waren.

Kurzer Überblick über den steirischen Vulkanismus.

Da eine Besprechung des gesamten steirischen Vulkanismus über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen würde, soll im folgenden zweckmäßiger Weise ausschließlich auf den basaltischen Vulkanismus als Folge der Eruptionsphase im Daz bzw. Jungpliozän eingegangen werden. Dieser basaltische Vulkanismus im steirischen Tertiärbecken stellt nur einen Teil jenes großen dazischen Vulkanbogens dar, der - wenn man vom Einzelausbruch in Kollnitz im Lavantal absieht - sich vom Bachergebirge im SE über das steirische Vulkangebiet, das burgenländische Vulkangebiet in der Landseer Bucht, bis zum Plattensee erstreckt. In der Literatur wurden diese vulkanischen Vorkommen in 2 bogenförmig verlaufende Zonen eingeteilt:

1. Zone:

Die erste Zone folgt dem Nordsaum der dazischen Aufwölbung im Sinne von WINKLER-HERMADEN, deren Richtung auch im Verlauf von Vulkanspalten zum Ausdruck kommt. In dieser Zone werden zentralgelegene Basaltausbrüche meist von zahlreichen Tuffschloten begleitet. Dieser ersten Zone gehören an: Die Tuffe bei Oberlimbach, ein Basaltlagergang und 2 Basaltspalten bzw. Necks bei Neuhaus, das mit tuffitischem und limnischen Kraterseesedimenten erfüllte doppelte Maar von Fehring mit selbständigen Tuffbrüchen, das vulkanische Maar von Pertelstein, der Tufftrichter von Kapfenstein, der vermutlich aus 3 ineinandergeschachtelten Schlotfüllungen zusammengesetzt ist

und für seine reichhaltigen Einschlüsse an Olivinbomben bekannt ist, dann das Tuffneck von Gossendorf und der Vulkan des Steinbergs bei Feldbach (Basaltbruch Mühlendorf). Ferner gehören dazu - und zwar am äußeren Saum - die Tuffschlote bzw. Trichter westlich von Feldbach und das Neck von Edelsbach. Zum zentralen Ausbruchsbereich diese Zone gehören: Das große Vulkangebiet von Klöch, das aus einem Stratovulkan mit Radialspalten (Kindsbergkogel) und einer davon aufgeschütteten Tuffdecke mit einem nachträglich eingesenkten Kesselkrater (Caldera Seindl) besteht, an dessen Rändern vulkanteutonische Störungen zu beobachten sind. Ferner die ca. 10 km lange und bis zu 3 km breite nephelinitische Basaltdecke des Stradener Kogels mit mutmaßlicher Förderspalle an ihrem nördlichen Ende. Weiters gehören dazu die Basaltspalte von Risola, das Tuffneck von Bayrisch-Kölldorf und die spaltförmige Maareruption der Wirr- und Sulzberge bei Gleichenberg. In den Sulzbergen läßt sich rein geologisch eine mindestens 4-fache Eruptionsfolge festlegen, da vulkanische Trümmerbreccie, mit in tektonischen Ruhepausen gebildeten feinen limnischen Sedimenten, abwechselnd vorkommen.

2. Zone:

Zur 2. Eruptivzone, welche einen gegen N konvexen Bogen bildet, gehören: Die Tuffe von Edelsbach, das Tuffgebiet von Altenmarkt bei Riegersburg, sowie der Stock von Riegersburg, ferner die Tuffgebiete von Stadt- und Landbergen bei Fürstenfeld, das kleine Neck bei Kukmirn, der Tufftrichter von Güssing, der Tuff von Tobaj, 2 kleine Necks bei Rieselstein in der Nähe von Jennersdorf, die Basaltintrusion von Stein bei Fürstenfeld mit seitlichem Tufförderschlot und das verdeckte Tuffgebiet von Lindegg (nördlich von Fürstenfeld). Als westlicher Vorposten des steirischen Vulkangebietes ist

der Basalt (Shoshonit) von Weitendorf E von Wildon anzusehen. Die östliche Fortsetzung des steirischen Vulkanismus befindet sich in der Landseer Bucht mit den beiden Vorkommen des Paulibergeres und des im tieferen Muldeninneren gelegenen Basalts von Pullendorf. Zu allen obergelagerten anstehenden Vulkaniten ist zu sagen, daß sie heute ausschließlich die Reste seinerzeitiger größerer Vorkommen darstellen, da sie in einer Hebungsphase des Tertiärs gebildet wurden und so einer starken nachträglichen Erosion ausgesetzt waren.

Aus diesen Vorkommen wurden für die vorliegende Arbeit 3 Vulkanite ausgewählt und zwar der Shoshonit von Weitendorf, ferner der Basalt von Mühldorf bei Feldbach sowie der Nephelinbasalt von Hochstraden.

Es bestehen jedoch gewichtige geologische Hinweise dafür, daß der Shoshonit von Weitendorf tektonisch gestört ist, wofür auch die Ergebnisse der paläomagnetischen Messungen sprechen. Es schien daher ratsam, in diesem Gebiet umfangreichere geophysikalische Messungen (Magnetik, Geoelektrik und Refraktionsseismik) zur Klärung des regionalen geologischen Baus vorzunehmen. Diese sind die Voraussetzung für eine "tektonische Korrektur" der ermittelten Vektorrichtung. Diese Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen und werden derzeit durch Bohrungen ergänzt.

Es wird daher im weiteren nur mehr auf die beiden Vorkommen Steinberg bei Feldbach und Hochstraden eingegangen.

Die Probenahme

Grundvoraussetzung für paläomagnetische Messungen ist eine möglichst genaue Probenahme. Dies geschah in der Art und Weise, daß eine ebene Bezugsfläche ausgewählt und nach Streichen und Fallen eingemessen wurde. Sodann wurde das Handstück hereingewonnen. Dies ist vor allem im Bereich von Steinbrüchen oft sehr schwierig, da der Basalt durch die Sprengarbeiten Haarrisse aufweist, die bei der Hereingewinnung des Handstückes zur Zerstörung desselben führen. Ferner ist es notwendig eine genügend große Handstückzahl zu nehmen, damit man in der Lage ist, einen repräsentativen Mittelwert bei der statistischen Auswertung zu erreichen. Gemessen an internationalen Erfahrungen heißt das, daß man mindestens 4 - 6 verschiedene Probenstücke zu nehmen hat.

Diese orientiert entnommenen Handstücke werden im Labor reorientiert, d. h. daß man sie so auf eine ebene, horizontale Unterlage stellt, daß die Bezugsfläche wieder genau nach Streichen und Fallen eingeordnet ist. Sodann wurde um das Handstück ein Rahmen aufgestellt und dieser mit Gipsbrei vollgegossen. So war das Handstück in seiner Ursprungslage fixiert und auf einer zu einer Kernbohrmaschine mit Wasserspülung umgebauten Ständerbohrmaschine wurden sodann die Kerne herausgebohrt.

In den beim Bohren entstandenen Ringraum wird ein Rohr eingeführt, auf dessen oberen Ende eine Visiereinrichtung angebracht ist.

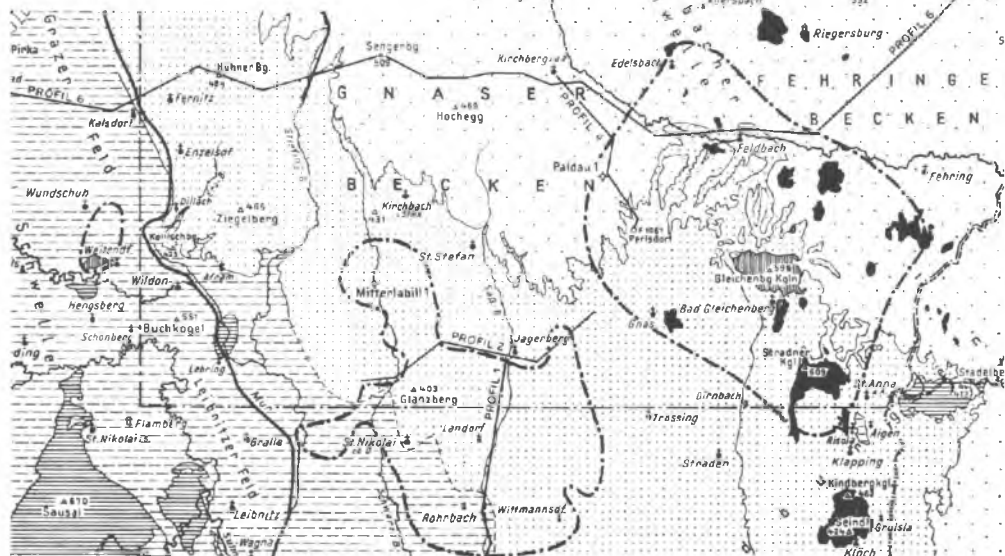
Da diese Reorientierung in einem Gebäude, welches durch seine verschiedensten Installationen nicht konstante Störeffekte ergab, durchgeführt wurde, konnte nicht mit einem Kompaß reorientiert werden, sondern es mußte in das Labor ein Polygonzug gelegt werden. Zwischen zwei Senkeln wurde mit obgenannter Visiereinrichtung die Nordorientierung vorgenommen. Durch zwei Mar-

ABGEDECKTE GEOLOGISCHE KARTE DES STEIRISCHEN BECKENS

von
K. KOLLMAN

Zusammengestellt auf Grund der Aufnahmen von
H. Beer, P. Beck-Manager, E. Braumüller, H. Flügel,
F. Frisch, V. Jenisch, W. Diller, K. Kollmann, G. Kopetzky,
V. Maurin, A. Winkler-Hermaden u.a.

0 5 10 km



- Pannon
- Sarmat
- "Torton" marin
- "Torton" Schwabenberger Blockschutt fluviatil
- Torton u. Oberhelvet (Karpät), limnisch-fluviatil
(Raum Kothach-Vaizberg-Graz-Weiz)
- Oberhelvet (Karpät) marin
- Oberhelvet (Karpät) und Unterhelvet (Helvet s.str.) limnisch-fluviatil
(Raum Eiswald)
- Oberkreide
- Zentralalpines Mesozoikum, Pennin ? und Paläozoikum
- Altkristallin
- Jungpliozäner Vulkanismus (Basalt, Basaltuff, etc.)
- Miozäner Vulkanismus (Trachyandesit, Trachyl, etc.) aufgeschlossen
- Verbreitungsgrenze unter quartärer und tertiärer Bedeckung
- Erdöl-Tiefbohrungen
- Sonstige wichtige Bohrungen

Vortertiäres Grundgebirge

kierungen auf der Mangelfläche des Kerns wurde die Nordrichtung festgelegt und die Z-Richtung mit einem wasserfesten Filzstift in axialer Richtung markiert. Der so gewonnene Kern wurde danach auf eine Länge von 32 mm abgeschnitten, sodaß der Durchmesser des Kerns gleich der Höhe des Zylinders war.

Messung und Ergebnisse der einzelnen Basaltvorkommen.

1. Basalt von Mühldorf bei Feldbach.

Nach Untersuchungen von A. WINKLER - HERMADEN (1951, 1957) besteht der Steinberg aus mehreren miteinander verschmolzenen Lava- und Tuffkomplexen. Dem ältesten Durchbruch mit Aufschüttung von Tuffen und Bildung einer mächtigen basaltischen Lavafüllung mit zugehörigem Schlackenhut gehört die Hauptmasse des Steinberges an. Dieser Komplex scheint seine Förderspalte am SE-Til des Steinberges befestigt zu haben, wo sich der Rest eines aus übereinandergelagerten Tuffen- und Schlackenkonglomeraten bestehenden Kegels befindet. Der jüngsten vulkanischen Phase gehört der im Bereich des heutigen Haupteinbruchs im Nordteil des Steinberges aufgeschlossene Basaltkomplex an (Säulenbasalt mit 10 - 30 cm \emptyset). Im Gegensatz zu früheren Ansichten wird er in den letzten Arbeiten von A. WINKLER-HERMADEN als eine Intrusion in die pannonischen Schichten gedeutet. Die Lava dieses Intrusionskörpers scheint am Saum der älteren Tuffmassen gegen die pannonischen Sedimente aufgedrungen zu sein, da an der Südseite des Bruchs mit steiler Begrenzung gegen den Basalt, ältere Basalttuffe anstehen. Die Mächtigkeit des Basaltkörpers wird auf ca. 100 m geschätzt.

Im heutigen Abbau findet man ein sehr einheitliches Gestein, welches als Olivin-Nephelinit (Nephelin-Basalt) bezeichnet wird. Die Grundmasse besteht aus idiomorphem Pyroxen und die Zwischenräume aus Nephelin. Das Liegende des Basaltkörpers wird von dazischen Sedimenten gebildet, womit das Alter dieses Vulkans genau eingestuft werden kann.

Eine genaue chemische Analyse des Gesteins konnte in der Literatur nicht gefunden werden.

Um nun magnetische Messungen an Gesteinen durchführen zu können, besteht die Voraussetzung, daß diese Gesteine Ferro- bzw. Ferrimagnetika führen. Die hauptsächlichsten Vertreter dieser magnetisch aktiven Mineralien werden in 3-Stoffdiagrammen zusammengefaßt, wie sie in Abbildung 1 gezeigt werden.

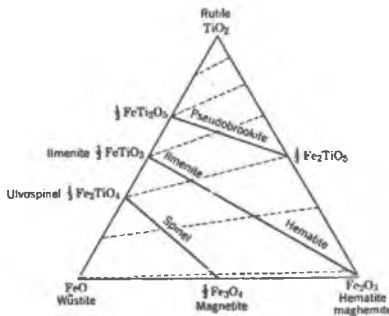


Abb. 1

Dreistoffdiagramm

$\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$

(E. IRVING)

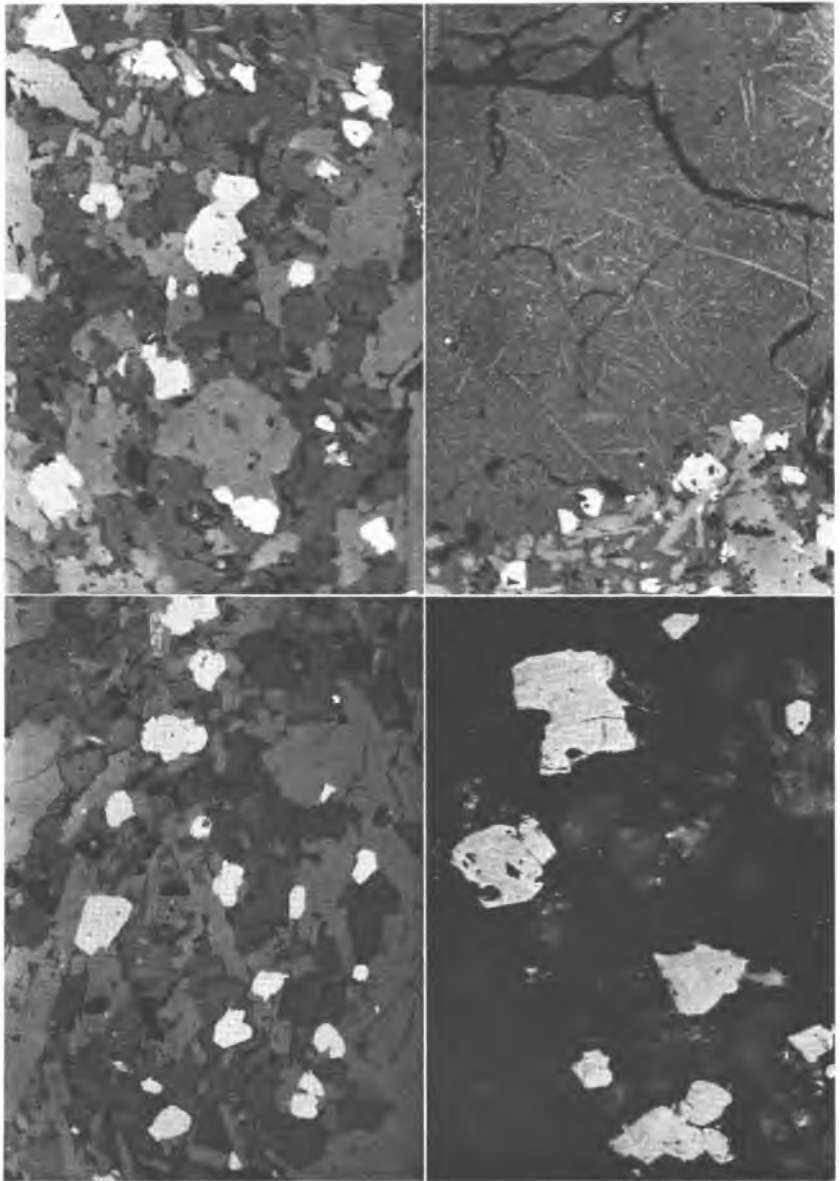


Abb. 2
Abb. 8

Abb. 3
Abb. 9

Für den Steinbruch Mühldorf wurde versucht an Hand von Anschliffen in der Auflichtmikroskopie zu klären, welche magnetischen Mineralien für die Remanenz, verantwortlich sind. Dabei konnte als möglicher Träger der Remanenz, der Magnetit, wie er in den Abbildungen 2 und 3 zu sehen ist, gefunden werden.

Bildtafel 1

- Oben links: Abb. 2 : Magnetit (Steinberg b. Feldbach). 215-fach in Luft.
Oben rechts: Abb. 3 : Schmelze mit Kristallisationsstruktur, am Rande Magnetit (Steinberg b. Feldbach). 165-fach in Luft.
Unten links: Abb. 8 : Magnetit (Stradner Kogel). 165-fach in Luft.
Unten rechts: Abb. 9 : Martit (Stradner Kogel). 215-fach in Öl.

Um nun die Unterscheidung zwischen Magnetit und Titanomagnetit, welche im Mikroskop nicht zu treffen war, durchführen zu können, wurden mit der Mikrosonde der Firma Jeol, Type IXA/5A, entsprechende Untersuchungen durchgeführt. Dabei wurden sogenannte Scanningbilder angefertigt, welche einen flächenmäßigen Überblick über eine allfällige Eisen-Titan führende Mineralisation geben. Ein besonders ausgebildetes Korn welches im Mikroskop die Möglichkeit erscheinen ließ, eine Verwachsung vom Ilmenit-Magnetit zu sein, wurde ausgesucht und sowohl im Scanningbild als auch im Profil untersucht. Wie schon aus dem Scanningbild zu ersehen ist, (Abbildung 4) führt der Magnetit einen ausreichend, d. h. gut nachweisbaren Anteil an Titan. Die Quantitative Analyse für Titan ergab dabei einen Titangehalt von 5'5 - 6 %, wobei diese relativ unkorrekte Angabe deshalb zustande kam, da für die Eichung der Mikrosonde nur ein Titanmetall zur Verfügung stand.

Bildtafel 2

- Oben links: Abb. 4 a: Magnetitkorn. 215-fach in Luft.
Oben rechts: Abb. 4 b: Magnetitkorn mit Mikrosondenprofil (seitenverkehrt).
Unten links: Abb. 4 c: Scanningbild des Magnetitkorns für Ti.
Unten rechts: Abb. 4 d: Scanningbild des Magnetitkorns für Fe.

Noch deutlicher wird der Zusammenhang zwischen Fe und Ti jedoch wenn man das Profil ansieht, das über das in Abbildung 4 gezeigte Korn gefahren wurde. Da jedoch diese Untersuchungen nur an Einzelkörnern vorgenommen werden konnten, ist damit nicht auszuschließen, daß auch noch andere Komponenten (z. B. reiner Magnetit) als Träger der Remanenz vorhanden sind.

Abb. 5: Linescanning (Mikrosondenprofil) des Kornes für Fe - Ti.

Für die magnetischen Untersuchungen am Basalt vom Steinberg wurden im Abbaubereich an 16 Probenpunkten je 5 - 6 Handstücke entnommen. Da beim Bohren im Labor ein Teil der Handstücke entlang von Haarrissen zersprang, blieben letzten Endes für die Auswertung 40 Handstücke übrig. Diese Probenkerne wurden sodann in der Wechsel-feldabmagnetisierungsapparatur von 0 - 360 Oersted in Schritten von 36 zu 36 Oersted abmagnetisiert. Die Wirkung der Abmagnetisierung wird durch Abbildung 6 gezeigt. Dabei wird auf der Ordinate das Verhältnis I_{rt} zu I_0 d.h. das ist das Verhältnis der remanenten Magnetisierung zur Anfangsmagnetisierung und auf der Abszisse die Wechsel-feldstärke in Oersted aufgetragen.

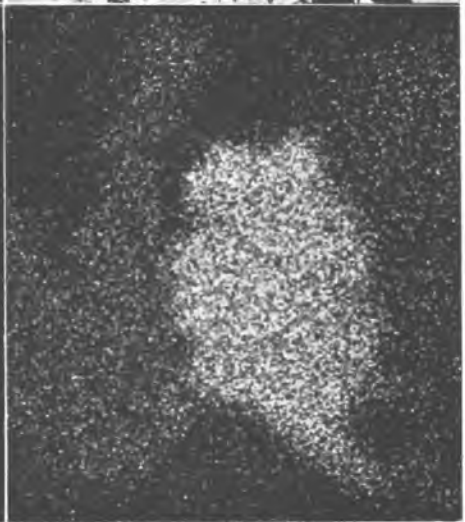
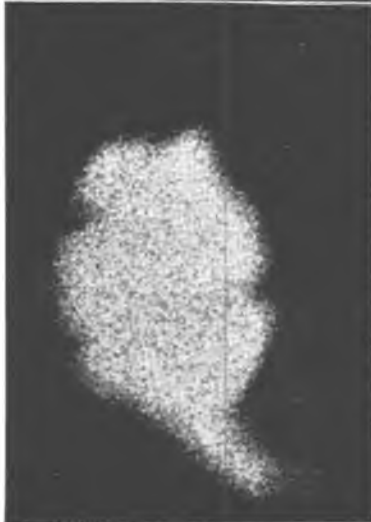
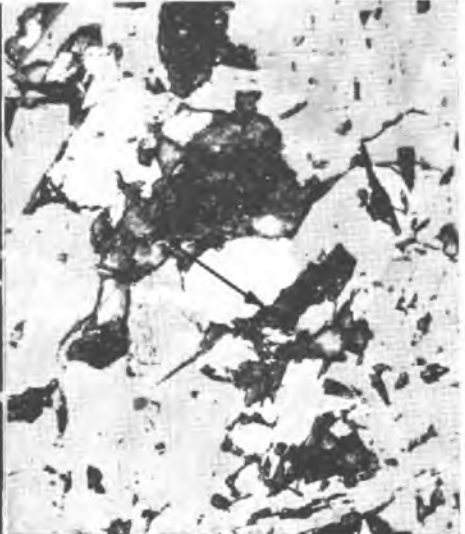
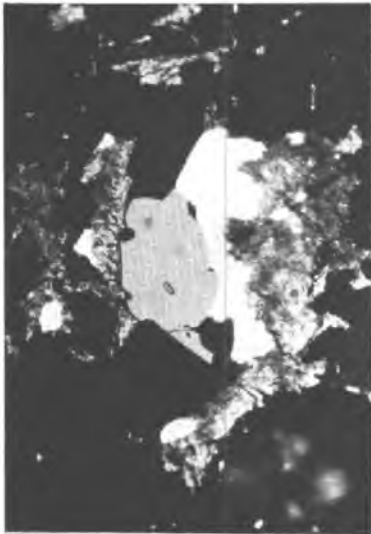


Abb. 4 a
Abb. 4 c

Abb. 4 b
Abb. 4 d

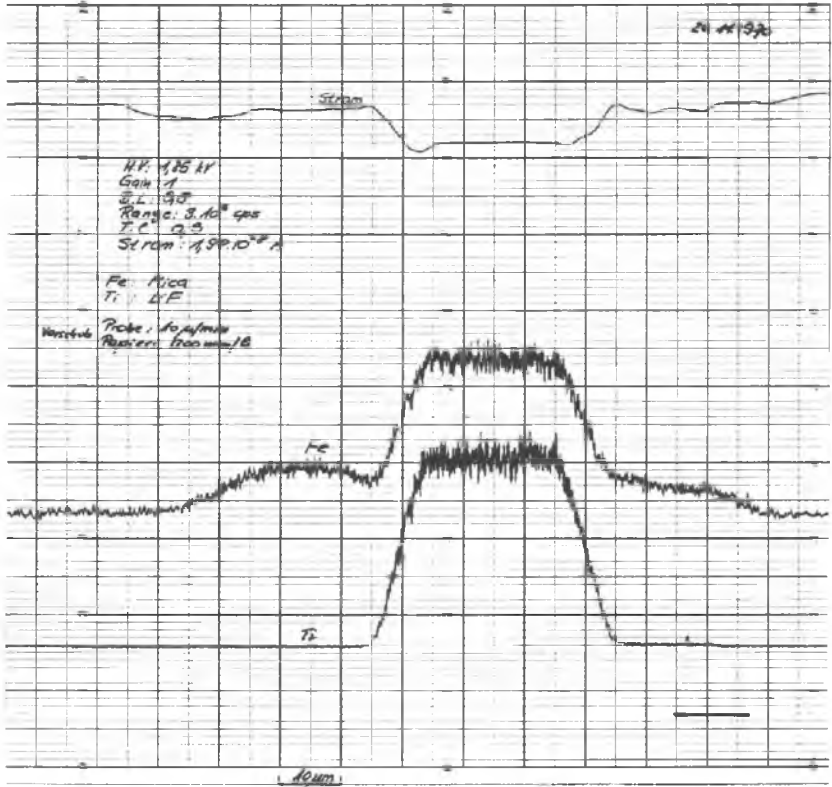


Abb. 5: Linescanning eines Magnetitkorns

Abb. 6: Abmagnetisierungskurven für N, E, Z
Ordinate: I_{rt} = remanente Magnetisierung nach
 jedem Abmagnetisierungsschritt.
 I_0 = Anfangsmagnetisierung.
Abszisse: Wechselfeldstärke in Oe.

Eine weitere Art der Auftragung, die die Wirkung der Abmagnetisierung zeigen soll, wird in Abbildung 7 dargestellt. Dabei werden in diesem Fall in der oberen Bildhälfte die Änderung der Horizontalkomponente und in der unteren Bildhälfte die Änderung der Vertikalkomponente gezeigt. Es ist dabei gut zu sehen, daß die Dreheffekte auf Grund der Abmagnetisierung der Sekundärremanenz nur bis etwa 300 Oersted eine Wirkung haben, sodann eine echte Abmagnetisierung der fossilen Remanenz stattfindet.

Abb. 7: Dreheffekte infolge der Wechselfeldabmagnetisierung.

Die so erhaltenen Daten wurden nach der Fisher-Auswertmethode statistisch ausgewertet.

Da diese Auswertung auf einem Tischrechner der Marke Programme 101 der Firma Olivetti durchgeführt wurde, mußte der Formelapparat der statistischen Auswertung nach den Speicher- bzw. Registermöglichkeiten dieser Rechenmaschine umgebaut werden.

Die statistische Auswertung wird in Form der folgenden Tabelle dargestellt und zwar für die Werte am Anfang und am Ende der Abmagnetisierung.

Tabelle 1
Statistische Auswertung der Vektorrichtungen:

	Mühdorf Anfang	Mühdorf Ende
N	40	27
R	37'99	26'2
$U = \left(\frac{1}{P}\right)^{\frac{1}{N-1}}$	1'08	1'125
<hr/>		
k	19'40	26'53
θ_{95}	31'78	27'18
cos α	0'9958	0'9953
α	5°15'	5°31'

N = Nordkomponente
E = Ostkomponente
Z = Vertikalkomponente

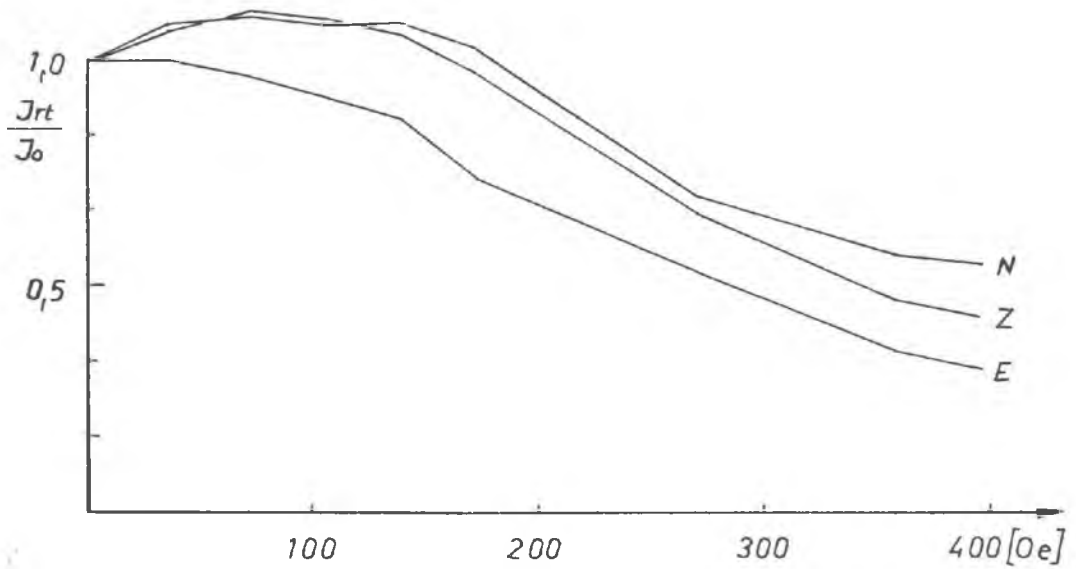
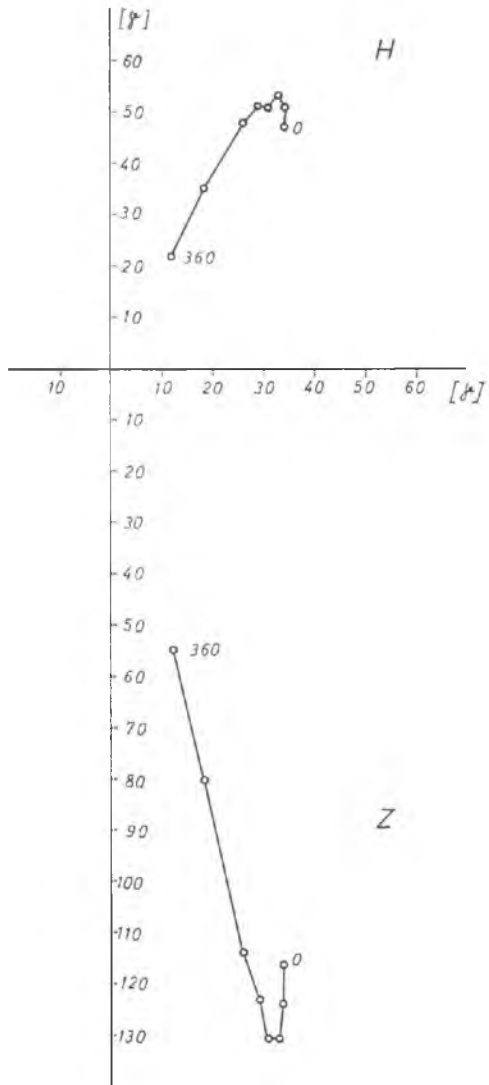


Abb. 6: Abmagnetisierungskurven für N, Z, E

Abmagnetisierungskurve für
Wechselfeldstärken von 0 - 360 Oe



Zusammenfassend kann für Mühldorf gesagt werden, daß sich infolge der Abmagnetisierung vor allem die Inklination deutlich geändert hat. Betrachtet man die Werte für die Deklination $D = 20^{\circ}50'$ und für die Inklination $i = 69^{\circ}10'$ vor der Abmagnetisierung und $D = 15^{\circ}30'$ und $i = 30^{\circ}30'$ nach der Abmagnetisierung, so erkennt man, daß die Deklination nur eine geringfügige Änderung erfährt, die Inklination jedoch sich um über 30° geändert hat. Zieht man nun in Betracht, daß nach WINKLER-HERMADEN der Stiel etwa im Bereich des Hügels, welcher sich im NE der Lagerstätte befindet zu suchen oder zu fixieren wäre, so wäre durchaus denkbar, daß die früher ausgeflossenen Basaltmassen die in der Zwischenzeit erkaltet waren durch einen neuerlichen Ausbruch aufgebrochen und um 30° steilgestellt wurden.

Eine Pollagenberechnung wurde auf Grund dieser Daten nicht vorgenommen, da es nach Meinung des Autors erforderlich wäre, das gesamte Vorkommen umfassend zu beproben um zu sehen, ob diese Orientierung nur auf eine Scholle beschränkt oder aber falls es sich um einen einzigen Erguß handelt, auf das ganze Vorkommen, erstreckt ist.

2. Der Nephelinbasaltbruch vom Stradner-Kogel

Der Stradner-Kogel stellt eine große Basaltdecke von etwa 8 km Länge und bis zu 2 km Breite dar. Die Mächtigkeit, die auf Grund geologischer Kartierungen abgeschätzt wurde, dürfte im N, wo sich vermutlich auch der Schlot befindet, etwa 150 m und im S etwa 30 m betragen. Tuffe kommen sehr selten vor und zwar nur am Nordende Richtung Bayrisch-Kölldorf und direkt auf der Decke in der Nähe des Ortes Hochstraden. Das Liegende der Basaltdecke bilden sarmatische Sande und gröbere Sedimen-

te, sowie in einem alten Relief dazische Schotter (Silberbergschotter). Damit ist das Alter dieser Decke als dazisch datiert. Das Vorkommen wurde erstmals von A. SIGMUND (1897) und K. SCHOKLITSCH (1932) mikroskopisch bearbeitet, wobei folgende Analyse erstellt wurde.

- 1) Die holokristalline Grundmasse besteht aus Pyroxen, Sodalithnosean, sowie Nephelin, möglicherweise auch etwas Analcim.
- 2) Einsprenglinge aus Olivin und Pyroxen. Nach H. HERITSCH wird folgende Tabelle der chemischen Analysenwerte wiedergegeben.

Tabelle 2

Hochstraden

Gewichtsprocente

SiO ₂	40'95
TiO ₂	1'90
Al ₂ O ₃	14'63
Fe ₂ O ₃	7'17
FeO	5'31
MnO	0'16
MgO	6'52
CaO	11'95
Na ₂ O	5'33
K ₂ O	2'96
H ₂ O	1'35
P ₂ O ₅	0'98
Cl	0'20
SO ₃	0'60

100'01

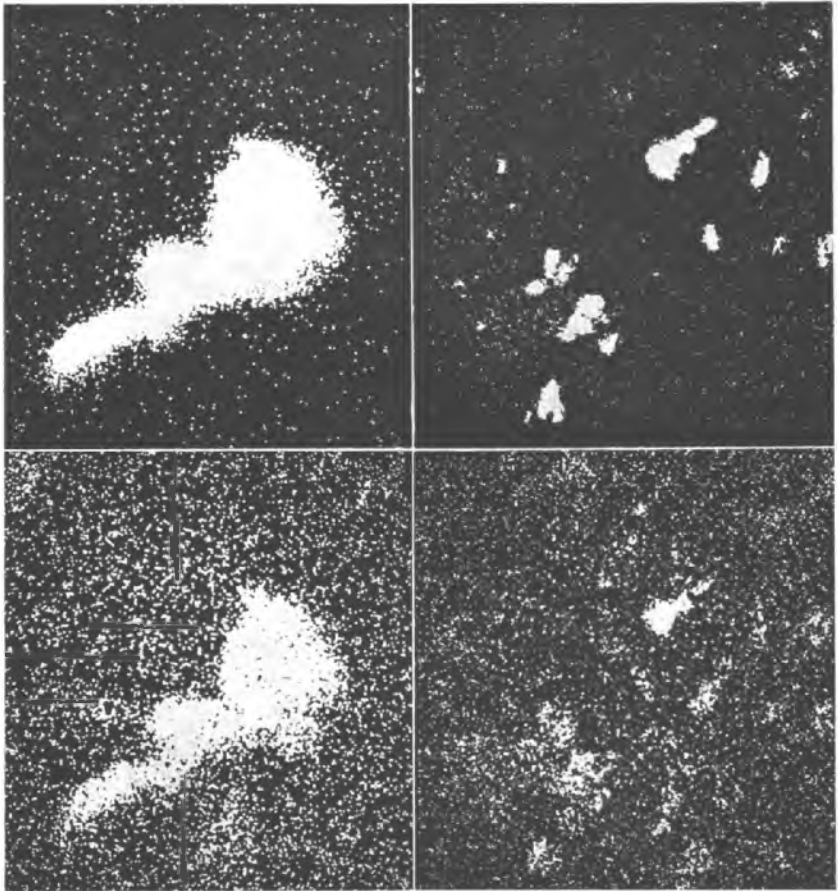


Abb. 10 a: oben für Ti
unten für Fe

Abb. 10 b: oben für Ti
unten für Fe

Zur Klärung, welche Mineralkomponenten die Träger der remanenten Magnetisierung darstellen, wurden ebenfalls mikroskopische Untersuchungen an Anschliffen, sowie Mikrosondenuntersuchungen durchgeführt. Wie die Abbildungen 8 und 9 der ersten Bildtafel zeigen, konnten Magnetit und Martit nachgewiesen werden. Zur Unterscheidung von Magnetit und Titanomagnetit wurden ebenfalls Mikrosondenuntersuchungen durchgeführt. Wie diese Aufnahmen, die in Abbildung 10 a und b sowie in Abbildung 11 gezeigt werden, zeigen, handelt es sich einwandfrei um Titanomagnetite.

Abb. 10: 10 a : Scanningbild eines Einzelkorns für Fe und Ti. 1200-fach.
10 b : Scanningbild eines Flächenausschnittes. 300-fach.

Abb. 11: Mikrosondenprofil oder Linescanning über das Korn (10 a) für Fe - Ti.

Im Bereich des Basalts von Hochstraden wurden an 15 Probenpunkten jeweils 5-6 Handstücke in gleicher Weise, wie im Kapitel zuvor beschrieben, orientiert entnommen. Die orientierten Kerne wurden der gleichen Abmagnetisierung unterworfen und die Winkel, d. h. die Richtung des mittleren Feldvektors vor und nach der Abmagnetisierung gemessen. Vor der Abmagnetisierung ergab sich für die Deklination $D = 202^{\circ}40'$ und für die Inklination $i = -60^{\circ}10'$. Durch die Abmagnetisierung haben sich diese Winkel nur geringfügig geändert und zwar auf $D = 200^{\circ}$ und $i = -60^{\circ}$. Das heißt mit anderen Worten, daß der Basalt von Hochstraden eine inverse Magnetisierung aufweist. Die statistische Auswertung wird in folgender Tabelle zusammengestellt.

Tabelle 3

Statistische Auswertung der Vektorrichtungen:

	Hochstraden Anfang	Hochstraden Ende
N	52	52
R	51'75	51'42
$U = \left(\frac{1}{\bar{p}}\right)^{\frac{1}{N-1}}$	1'06	1'06
k	204'00	87'93
θ_{95}	9'80	14'93
$\cos \alpha$	0'9998	0'9994
α	1'05'	2°

Wie man an dieser statistischen Auswertung ersehen kann, liegen die Werte sehr gut und der Radius des Fehlerkreises nach Fisher ist sehr klein.

Die Richtung der mittleren Vektorrichtung der einzelnen Probenpunkte, sowie Richtung des resultierenden Feldvektors aller Probenpunkte werden in Abbildung 12 a bzw. 12 b dargestellt. Aus drucktechnischen Gründen sind in dieser Abbildung die Ergebnisse von Mühldorf und von Hochstraden zusammengezeichnet.

23.11.70

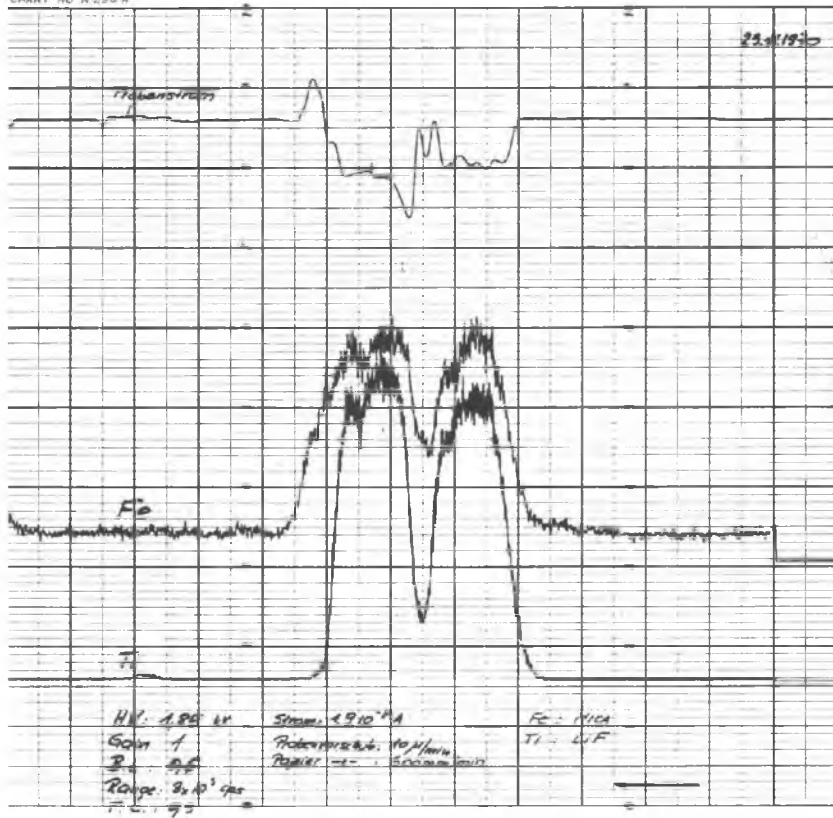


Abb. 11: Linescanning über ein Magnetitkorn

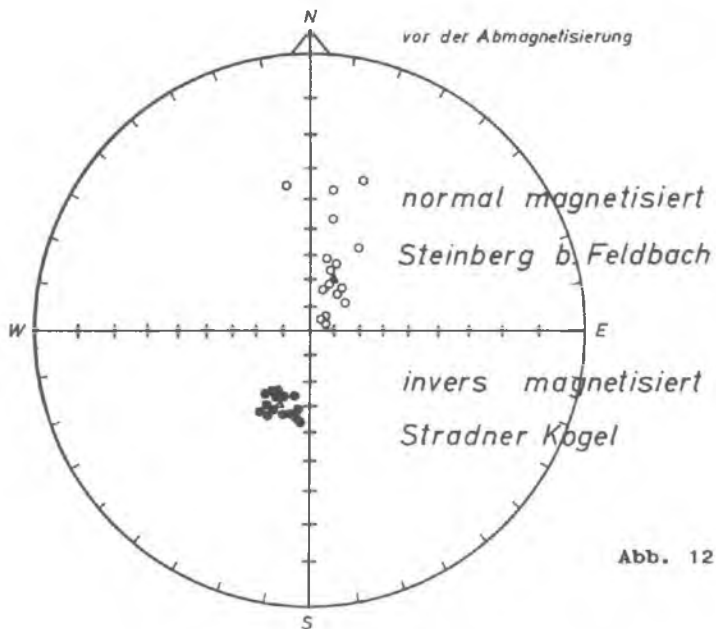


Abb. 12 a

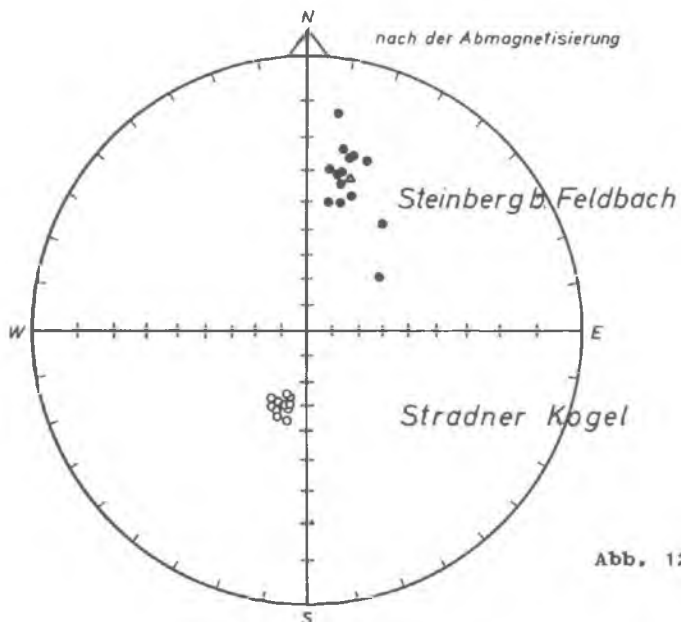


Abb. 12 b

Abb. 12: 12 a : Vektorverteilung der einzelnen Probenpunkte von Mühlendorf (Steinberg) und Stradner Kogel vor der Abmagnetisierung in stereographischer Projektion.
12 b : Vektorverteilung nach der Abmagnetisierung (0-360 Oe) in stereographischer Projektion.

Da der Basalt von Hochstraden nicht oder nur ganz geringfügig verstellt wurde, konnte an Hand der vorliegenden Daten eine Pollagenberechnung für die Entstehungszeit dieses Vorkommens versucht werden. Diese Berechnung wird nach den Regeln der sphärischen Trigonometrie durchgeführt, wobei in Abbildung 13 die für eine Berechnung erforderlichen Größen bzw. Winkel dargestellt sind.

Abb. 13: Legende: P - geographischer Pol
Pr - Probenpunkt
P,P. - Paläopol
θ - geogr. Breite des Probenpunktes
φ - geogr. Länge des Probenpunktes
θ' - geogr. Breite des Paläopols
φ' - geogr. Länge des Paläopols
D - Deklination
i - Inklination

Die dabei für den magnetischen Südpol (da ja umgepolt) errechneten Koordinaten sind 74° N Breite und 85° E Länge.

Vergleicht man dieses Ergebnis mit Ergebnissen aus Deutschland und Frankreich, wie sie in der Zusammenstellung von E. IRVING (nach COX und DOELL) zu finden sind, so stellt man eine gute Übereinstimmung fest.

Diese Arbeit sollte ein erster Beginn zur Durchführung weiterer gesteinsmagnetischer bzw. paläomagnetischer Messungen in Österreich sein. Das Ziel, vor allem bezogen auf die Lagerstättenforschung, das angestrebt wird, soll sein, daß man auch mit stark gestörtem Material eine für Österreich geltende Polwanderungskurve erstellen kann. Daß dies möglich ist, wird an Hand der Abbildungen 14 a und 14 b gezeigt, welche die gute Übereinstimmung der Polwanderungskurve, welche in 14 a aus tschechoslowakischem Material der Westkarpaten und in 14 b aus über 50.000 Einzelproben in ganz Europa gerechnet wurden, zeigt.

Diese Polwanderungskurve für Österreich ist laut mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. HANUŠ/Brünn unbedingt erforderlich, wenn man lagerstättengeologische Probleme richtig interpretieren will.

Bestimmung der Paläopollage

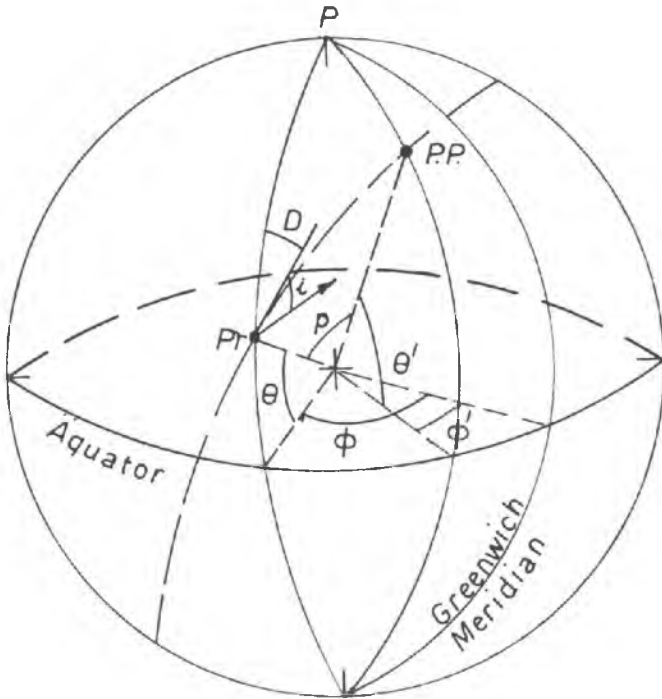
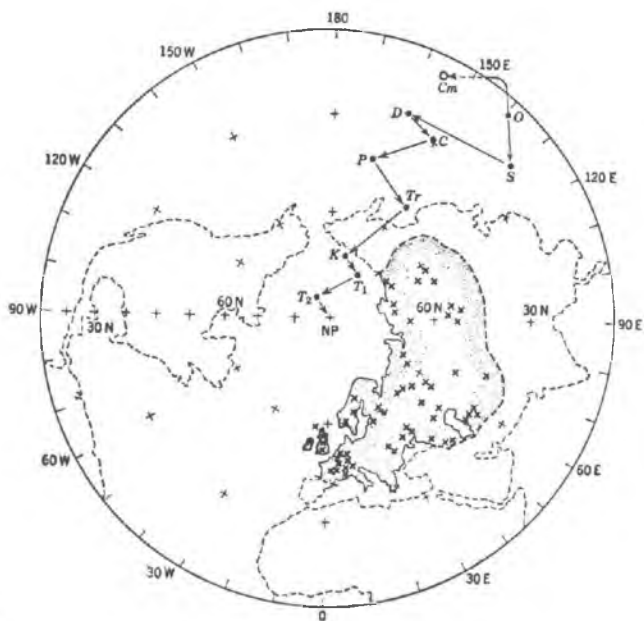
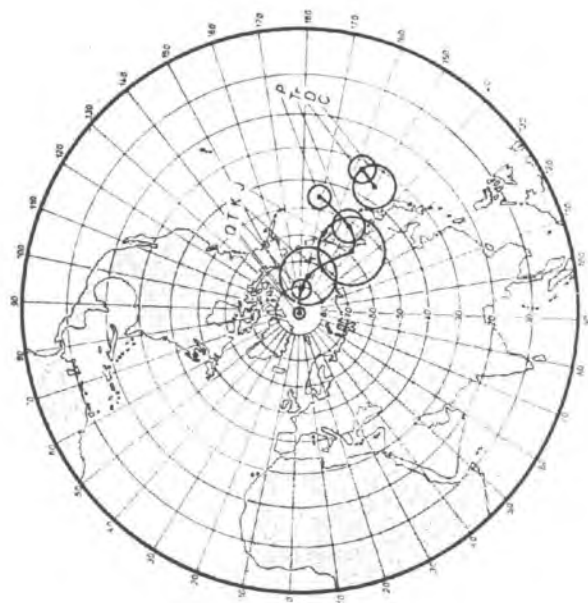


Abb. 13: Darstellung der Winkel bezogen auf den Nullmeridian von Greenwich



Oben Abb. 14 a

Unten Abb. 14 b

Zusammenfassung

Der Autor hofft, auf Grund vorliegender Ergebnisse den Nachweis erbracht zu haben, daß die am Institut entwickelten Geräte den Anforderungen voll entsprechen. Dies vor allem deshalb, da die Ergebnisse auch gemessen an internationalen Erfahrungen durchaus zufriedenstellend sind. Ferner soll hier auch der Hoffnung Ausdruck verliehen werden, daß die Resultate Anlaß sein sollen, daß die paläomagnetischen Untersuchungsmethoden auch in Österreich jenen Rang erhalten, den sie im Ausland schon seit langem innehaben.

Dazu wird es vor allem erforderlich sein, die instrumentelle Ausrüstung weiter auszubauen, sowie eine geeignete, magnetisch ungestörte Lokalität zu finden. Letzteres vor allem deshalb, da z. B. Meßgenauigkeiten von 10^{-9} erforderlich sind, um Karbonate untersuchen zu können.

Zum Abschluß dieser Arbeit ist es mir ein großes Bedürfnis, Herrn Prof. Dipl.-Ing. Dr. O. M. FRIEDRICH und Herrn Prof. Dr. J. G. HADITSCH für ihr großes Entgegenkommen meinen aufrichtigen Dank zu sagen.

Literaturverzeichnis

- ANGENHEISTER G.: Einige Erläuterungen zum Studium des Gesteinsmagnetismus. - Geol. Rundschau, 1961, F. Enke Verlag, Stuttgart.
- u. SOFFEL H.: Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus, 1972, Bornträger, Berlin - Stuttgart.
- FROMM K.: Measurement of N. R. M. with Fluxgate unit in Methods in Paleomagnetism in Collinson, Creer, Runcorn. - Elsevier Publishing Co, 1967.
- HERITSCH H.: Exkursion in das oststeirische Vulkangebiet. - Mitt.d. Naturwissenschaftlichen Vereins der Steiermark, 1963.
- IRVING E.: Paleomagnetism. - John Wiley u. Sons Inc. 1964, New York.
- KOLLMANN K.: Jungtertiär im Steirischen Becken.-Mitt. d. Geol. Gesellschaft in Wien, 1964.
- KRS M.: Paleomagnetismus. - Academia Praha, 1969.
- SOFFEL H.: Die Theorien der thermoremanenten Magnetisierung von Gesteinen. - Z.f.Geophysik, 1970, p. 237.
- REFAI E.: Magnetic anomalies and magnetisation of Basalts in the area around Kemnath (Oberpfalz). - Z. f. Geophysik, 1961, P.175.
- WINKLER-HERMADEN A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen in SCHAFFER F. X. Geologie von Österreich 1951.

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. Dr. H. MAURITSCH,
Institut für Angew. Geophysik
Mont. Hochschule Leoben

DIE KUPFER - UND SCHWEFELKIES - LAGERSTÄTTEN
(ALPINE KIESLAGER)
DER NÖRDLICHEN GRAUWACKENZONE

Ein Zwischenbericht

von

Heinz J. UNGER (Ampfing)

Zusammenfassung:

Geologische Aufnahmen der Alpinen Kieslager d. h. der syngenetischen Kupfer- und Schwefelkieslagerstätten hydrothermalen Provenienz innerhalb der Nördlichen Grauwackenzone erbrachten den Beweis für eindeutige Verknüpfung dieses Lagerstättentypus mit den sie umgebenden anchi- bis schwach epimetamorph überprägten Gesteinen paläozoischen Alters.

Bei dem hier genannten Lagerstättentyp der "Alpinen Kieslager" handelt es sich um einen klar definierten Vererzungstyp im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone oder äquivalenten Bereichen mit

- a.) eindeutig syngene Genese, entstanden aus submarin ausgetretenen Hydrothermen.
- b.) Schwefelkies als Haupterzmineral, Kupferkies in wechselnden, jedoch untergeordneten Mengen und weiteren Erzminerale mit geringem prozentualen Anteil.
- c.) Quarz und ankeritisches Karbonat als Lagerarten.
- d.) Die Erzlager führen in ihrem kompakten Teil geringe Mengen Quarz als hydrothermale Beimengung der Matrix.

Primär wurden aus submarin ausgetretenen Hydrothermen die syngenen Kupfer- und Schwefelkieslager mit der charakteristischen paragenetischen Zusammensetzung gebildet, die sich vom Osten der Nördlichen Grauwackenzone bis in den Westen mit z.T. regional wechselnder Paragenese erstrecken (d.h. Kupferkies kann als Erzbestandteil wechselnd anteilige Mengen zeigen.) Dieser Lagerstättentyp tritt z.B. auch bei Dienten und bei Mitterberg auf. Sekundär nach Ende dieser syngenen Vererzung, die die sog. Alpinen Kieslager bildete, trat eine zweite Vererzung, eine reine Gangvererzung auf. Es handelt sich dabei um eine andere Paragenese mit vorherrschend Kupferkies und geringem Schwefelkiesanteil.

Als charakteristische Lagerstätte dieser

Gangvererzung ist Mitterberg zu nennen. Dieser Vererzungsakt setzt sich nach Westen und nach Osten hin von Mitterberg, als dem Zentrum, fort, wird zusehends steriler und schwächer und liegt z. B. im Gebiet von Viehhofen (Saalachtal) nur noch in Form von diskordant durchschlagenden, erzfreien Quarzgängen vor.

Beide Vererzungsphasen sind paläozoischen Alters. Die Alpenen Kieslager altpaläozoisch (Ordovizium), die Gangvererzung vom Mitterberger Typus jungpaläozoisch (Karbon-Perm).

Summary:

Geological exploration of the alpine strata-bound pyrite ore deposits, i. e. of the Syngenetic chalcopyrite- and pyrite deposits within the Northern Greywacke-Zone situated the final between this type of deposits and the surrounding anchi-to epimetamorphic schists of paleozoic age.

The alpine strata-bound pyrite is an exact defined type of mineralizations in the Northern Greywacke-Zone or equivalent regions which is definitely of syngene origin, arose out of submarine hydrothermal hot springs.

It contains:

- mainly pyrite, chalcopyrite in changing but small quantities and other low percentage of ore minerals
- SiO_2 and ankeritic carbonate as minerals of ore deposits
- the pyrite ore deposits have in their compact parts small quantities of SiO_2 as hydrothermal parts of their matrix.

Out of the submarine overflowed hydrothermal solutions (submarine hydrothermal hot springs) first the strata-

bound chalcopyrite and pyrite deposits were formed which extend from the east of the Northern Greywacke-Zone to regional changing paragenesis in the west (i.e. chalcopyrite as part of the ore has changing quantities). The type of ore deposits is also located near Dienten and Mitterberg (Hoch König).

After the end of the submarine hydrothermal sedimentary mineralization which created the so called Alpine Pyrite Deposits another veinmineralization happened, the so called Vein ore mineralization. This is another paragenesis with more chalcopyrite- and less pyritepercentages. A characteristic deposit of this type is the "Mitterberger Hauptgang". It extends from Mitterberg as center to the west and east, becomes with increasing distance smaller and has less ore mineralization. In the Viehhofen area (Saalachvalley) it contains just only cross veins, SiO_2 -veins without ore mineralization.

Both types of ore deposits are of paleozoic age, the Alpine Pyrite-Deposits are early paleozoic (Ordovizium), the ore deposits of type of "Mitterberg vein" are late paleozoic (Carbon-Perm).

A.) Vorbemerkung

Es soll hier klargestellt werden, daß die Bezeichnung "Alpine Kieslager" als Typusbezeichnung für reine Lagervererzungen mit Schwefelkiesvormacht mit wechselndem Kupferkiesanteil zu werten ist. Die Bezeichnung "Lagergang" für diese Art von Lagerstätten ist nicht sinngemäß und von der Definition her abwegig. Unter diese Art von Lagerstätten fallen ebenfalls die von O. SCHULZ (1972 : 3) beschriebenen Vererzungen im Raume Kelchalpe-Dachalpe-Wildalpe im Kitzbüheler Lagerstättenraum, die z. T. tektonisch sehr stark verfaltet sind. Es scheint in diesem Lagerstättenabschnitt ein etwas höherer Kupferkiesanteil vorzuliegen.

Der von O. SCHULZ (1972:3) erwähnte und erläuterte "Falbenschiefer" (POSEPNY 1880) wird seit Jahren bereits kartiert. Es handelt sich dabei, wie schon des öfteren beschrieben, um den sehr mürben sog. Serizit-schiefer, der z. T. in nächster Nachbarschaft der Lager, und nur hier, auftritt (die Bezeichnung Serizitphyllit für dieses Gestein erscheint mir von der Definition her nicht berechtigt) und den sog. Serizitquarzit, der geologisch gut kartierbar und eindeutig definiert ist. Diese petrographischen Phänomene wurden von der Lagerstätte Bernstein im Osten bis zur Lagerstätte Rettenbach südlich des Paß Thurn (Oberpinzgau) verfolgt. Punkt Nr.3 der Zusammenfassung von O. SCHULZ (1972:1) umschreibt das sog. Imprägnationserz, das bereits seit der Bearbeitung der Lagerstätte Walchen (1968) eindeutig definiert ist (im Gegensatz zum Derberz).

B.) Zusammenfassender Überblick

Zwischen dem Liesingtal in der Steiermark und Mittersill im oberen Salzachtale treten im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone eine Reihe von Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten auf, die auf Grund ihrer Genese und ihrer geologischen Lage einem einheitlichen Vererzungstyp zugeordnet werden können.

Von Osten nach Westen handelt es sich um folgende Lagerstätten: Bernstein (in der Rechnitzer Schieferinsel gelegen), Kallwang, Liesingtal, Walchen bei Oeblarn (Ennstal), Dienten, Lagerstättenraum Zell am See, Rettenbach südlich des Paß Thurn, Lagerstättenraum Kitzbühel.

Alle diese Lagerstätten liegen mehr oder weniger knapp am südlichen Rand der Grauwackenzone. Meistens trennt sie nur ein schmaler Streifen von den südlich angrenzenden, z. T. höher metamorpher Einheiten oder sie liegen, wie z. B. Walchen und Rettenbach, direkt im Grenzstreifen zur nächst höheren metamorphen Einheit.

Im folgenden soll eine kurze Stellungnahme zur Genese der Alpinen Kieslager auf Grund der Untersuchungsergebnisse der bisherigen Aufnahmen gegeben werden. Es handelt sich dabei um eine Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse. Bei den Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten am südlichen Rand der Nördlichen Grauwackenzone einschließlich der Lagerstätte Bernstein in der Rechnitzer Schieferinsel handelt es sich um syngenetische Erzlager linsiglagiger Form in sedimentärem, anchi- bis epimetamorphem Phyllitverband mit Anzeichen wechselnder sedimentärer Rhythmen im Erz und im Nebengestein. Die Erzlager sind im allgemeinen schwach metamorphosiert. Für diese genetische Deutung sprechen folgende Überlegungen und Tatsachen:

- 1.) Ein stark gegliedertes Bodenrelief mit Rinnen, Untiefen und Sondermulden am Meeresboden mit kurzzeitiger Hydrothermenzufuhr erzeugte unregelmäßig geformte Derberzkörper. Stark reduzierendes Milieu, daher keine Einlagerung von Detritus. Schwache Streifen des Erzes durch Wechsel in der Mineralsedimentation.
- 2.) Das sog. Imprägnationserz entspricht einer mengenmäßig geringeren Hydrothermenzufuhr und somit mengenmäßig geringerer Erzzufuhr unter gleichzeitig weiterlaufender Sedimentation der Gesteinsmatrix.
- 3.) Keine Diskordanzerscheinungen. Die Erzlager bilden konkordante Einlagerungen im Gesteinsverband. Seitliches Auskeilen der Lager mit Absatz von Bleiglanz und Zinkblende als kühltemperierten Modifikationen (feldgeol. Erfahrung!). Heutige Steilstellung der Erzlager wahrscheinlich durch tektonische Vorgänge.
- 4.) Diagenetische bzw. durch orogene Vorgänge erzeugte Risse senkrecht zu den Lagen und in den Lagern selbst werden durch mobilisierte Mineralien wie Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende verheilt, stellen also in keiner Weise eine eigene Vererzung dar.
- 5.) Die Erzmineralführung zeigt als primären Bestandteil Schwefelkies, untergeordnet Kupferkies, doch kann sich bei diesem Lagerstättentypus dieses Verhältnis zu Gunsten des Kupferkieses regional ändern.
- 6.) Andeutungsweise ist ein zonenweiser Absatz von Kupferkies und Zinkblende erkennbar. Kupferkies tritt dabei in den ersten heißeren Absätzen, Zinkblende in den späteren, kühleren Absätzen auf. Es handelt sich um eine sedimentäre Zonalität.
- 7.) Keinerlei Nebengesteinsbeeinflussung, außer einer stärkeren "Verquarzung" der liegenden Gesteinspartien

ist erfaßbar. Dies ist folgendermaßen zu erklären: Als Vorphase der eigentlichen submarinen Hydrothermenzufuhr ist eine verstärkte Förderung von SiO_2 , verbunden mit einem erhöhten Fe-Gehalt anzunehmen. Diese Vorphase dürfte sich als schwächere Exhalation geäußert haben. Der erhöhte SiO_2 -Gehalt im Liegenden der Lager, der sich durch eine starke Verquarzung des Phyllits äußert, dürfte die Erscheinungsform dieser Vorphase dokumentieren. Durch diese "präthermale Verquarzung" wird manchmal eine genaue Grenzziehung zwischen der Liegendzone und den Gesteinen der Grauwackenzone erschwert.

8.) Die Erzlager liegen entweder als Derberz vor, d. h. das Lager besteht ausschließlich aus Erzmineraleinlagen mit Spuren von Quarz, oder als Imprägnationserz, d. h. geringerer Erzbestand in Wechsellagerung mit Gesteinsmatrix + starker Quarzföhrung (s. h. Punkt Nr. 6 der folgenden Ausführungen). Die Vererzung wurde nicht in eine primär vorliegende Quarztlage abgesetzt, sondern der Quarz ist als syngenetische Bildung aufzufassen.

9.) Im Hangenden der Erzlager treten meistens Anzeichen vulkanischen Geschehens auf. Somit könnte die sulfidische Hydrothermenzufuhr als prävulkanische, submarine Äußerung aufgefaßt werden. Die untersuchten Erzlager sind eindeutig älter als die Gröngesteine.

Im Bereich von Viehhofen ist diese Frage noch nicht eindeutig geklärt. Nach diesem Überblick, der sich auf genetische Fragen bezog, soll nun der Vererzungstypus als solcher charakterisiert werden.

1.) Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpinen Kieslager) der Nördlichen Grauwackenzone sind einem einzigen metallogenetischen Akt zuzuordnen, dessen

Hauptaktivität einerseits im Raume Kallwang-Öblarn, andererseits im Westen zwischen Großarlal-Zell am See und Mittersill zu suchen ist. Die Hydrothermenzufuhr geschah in allen Abschnitten in verschiedenen Schüben, d. h. in verschiedenen Spezialbekken, zeitlich und räumlich aufeinander folgend, so daß es möglich ist, eine gewisse zeitliche und zonale Übereinstimmung zwischen den Hauptvererzungsabfolgen zu erkennen.

Die eintönige und schwer unterscheidbare Abfolge der Gesteine im Bereich der Kieslager deutet mit ihrem langsamen Fazieswechsel auf eine sich langsam vertiefende, relativ schmale Zone hin. H. HARTMANN (1970) nennt solche Bereiche "Hydrothermallaugenbecken". Hinweise auf stärkere synsedimentäre Bewegungen im Bereich der Schwefelkieslager sind nicht erkennbar. Ein geringerer Prozentsatz des Schwefels wird aus dem sedimentären Kreislauf unter Mitwirkung sulfatreduzierender, anaerober Bakterien stammen, doch dürfte dieser Anteil sehr gering sein.

- 2.) Es handelt sich bei den hierher zu stellenden Kieslagern demnach um syngenetische, horizontbeständige Lager, entstanden aus temporär wechselnden Hydrothermenzufuhren.
- 3.) Ob und inwieweit diese Lagerstätten der vorvariszisch angelegten Geosynklinale an einen frühgeosynklinalen Magmatismus geknüpft sind, bleibt noch offen. Auf jeden Fall können die Alpenen Kieslager der Nördlichen Grauwackenzone in gewissem Sinne als Vorläufer einer vulkanischen Tätigkeit gewertet werden, wie es die im Hangenden auftretenden Grünschiefer beweisen. Die Erzminerale dürften in Lösungen "hydrothermalen Provenienz" transportiert

und im kühleren Milieu submarin sedimentiert worden sein.

- 4.) Für eine Herkunft des Erzbestandes der Alpenen Kieslager aus submarin ausgetretenen Hydrothermen spricht:

Eine oft zonare Abfolge vom Liegenden zum Hangenden mit erhöhter Kieselsäure-Förderung vor Beginn des eigentlichen Vererzungsvorganges, zonenweises Auftreten von Kupferkies-reicheren Lagen und als letzte bzw. den jeweiligen Hydrothermenshub abschließende Äußerung, die Förderung von schwach thermalem Bleiglanz und Zinkblende.

G. ANGER schreibt den Erzinhalt der norwegischen und deutschen Schwefelkieslager bei gleicher bis ähnlicher Genese den Restlösungen juvenil-basaltischer Magmenintrusionen zu, wobei die Hydrothermen submarin ausgeflossen sein sollen.

Die liegenden Partien der Kieslager zeigen Ausscheidungen, die noch pneumatolytischen bis katathermalen Charakter zeigen. Am häufigsten ist eine intensive Durchdringung der Liegendpartien mit Kieselsäure zu beobachten.

Mit sinkender Temperatur der hydrothermalen Äußerungen kamen vorherrschend Cu-arme Fe-Sulfide geringer Menge als eigentliche Vorläufer der Hauptvererzungsphase (Imprägnationen im Liegenden der Derberzkörper). Dies gilt für jedes Lager. Erst beim eigentlichen Vererzungsvorgang, der den Derberzkörper bildete, treten lagenweise Kupferkies-reichere Partien im mm-Bereich auf. Bleiglanz und Zinkblende sind Äußerungen der Abschlußphase der Vererzung und bilden meist im Auskeilen und in senkrecht zu den Erzkörpern aufgerissenen Spältchen die Füllungen.

Im Gegensatz zu MEGGEN und RAMMELSBURG fehlt in den Alpenen Kieslagern Schwerspat vollkommen, was z. B.

durch G. ANGER für die norwegischen Lagerstätten dahingehend gedeutet wird, daß diese Kieslagerstätten aus hydrothermalen Restlösungen gebildet wurden, die vom Stamm-Magma her eine Ba-freie Zusammensetzung aufwiesen.

MAUCHER (1971 - Diskussion Bled) bezweifelt diese Aussage und meint, daß die Füllung von Barium eine Frage des Redox-Potentials, aber nicht eine Frage der Lösungszufuhr sei.

- 5.) Der teilweise im mm-Rhythmus auftretende Wechsel im Erzmineralbestand, gebildet durch Wechsel in der Korngröße einer Mineralart (z.B. des Schwefelkieses) oder durch Zwischenlagen anderer Erzmineraleien spricht für sedimentäre Bildung.
- 6.) Es herrscht absolute Konkordanz vom Liegenden zum Hangenden, d. h. :
Zwischen liegenden Gesteinspartien, liegender Imprägnationszone, Derberzkörper, hangender Imprägnationszone und hangenden Gesteinspartien.
Als Imprägnationszonen werden die Abschnitte im Liegenden und Hangenden des Derberzkörpers bezeichnet, die bei zunehmender bzw. abnehmender Hydrothermen-tätigkeit eine geringe bis schwache Durchsetzung des jungen Sediments mit Erzmineraleien ausweisen. Das prätektonische Alter der Kieslagerstätten kann als bewiesen betrachtet werden. Ihre sehr schwache metamorphe Überprägung entspricht dem Metamorphose-grad der sie umgebenden Gesteine. Die Überprägungen dürften durch zwei, heute nicht mehr trennbare orogenetische Phasen erfolgt sein.
Eine stellenweise festzustellende mm-weise Wechsel-folge von Magnetkies und Schwefelkies beruht wahr-scheinlich auf wechselndem Schwefelangebot im Zuge der hydrothermalen Tätigkeit. Keineswegs ist das

Auftreten von Magnetkies als Zeichen für eine metamorphe Überprägung zu werten.

- 7.) Stoffwanderungen von Erzmineraleien durch mobilisierende Lösungen sind nur auf engstem Raume erkennbar. Früh-oder spätdiagenetische Veränderungen an den Erzlagern und ihrer nächsten Umgebung sind nicht mehr erfaßbar. Meistens füllen diese "Mobilisate" nur Klüfte in den Derberzkörpern bzw. in deren nächster Umgebung aus, die auch senkrecht zum Derberzkörper stehen können.

Diese Klüftfüllungen sind auf jeden Fall jünger als das Derberz und bestehen aus Erzmineraleien des eigentlichen Derberzes bzw. der Spätphase (Bleiglanz und Zinkblende), sehr selten auch Quarz. Man kann in diesem Falle mit Vorbehalt von Remobilisierungs- und Rekristallisationserscheinungen sprechen.

- 8.) Über die Mineralfüllung der einzelnen Tröge von N nach S kann noch keine endgültige Aussage getroffen werden. Auf jeden Fall scheint in der Hydrothermenzusammensetzung weiter gegen S zu ein Wechsel insofern eingetreten zu sein, daß höhere Anteile von Ba und F den Sulfidanteil z. T. verdrängt haben.

Im Zuge der alpidischen Orogenese glitt dann das ganze Schichtpaket einschließlich der überlagernden Nördlichen Kalkalpen nach N ab, wobei es nicht ausgeschlossen werden kann, daß einzelne, weiter südlich gelegene Teile samt ihren Lagerstätten noch auf ihrer ursprünglichen Unterlage bzw. nur etwas weiter nördlich hängen blieben. Ich denke dabei z. B. auch an die Achselalm südlich von Hollersbach.

- 9.) Bei der Bearbeitung der Lagerstätte Viehhofen (1971) hat sich zum ersten Mal im Zuge dieser Untersuchungen gezeigt, daß man es in diesem Bereich anscheinend mit zwei Vererzungsvorgängen zu tun hat. Und

zwar mit einer altpaläozoischen, synsedimentären Vererzung, die wir hier durch die bereits besprochenen Lagerstätten charakterisiert haben und wahrscheinlich einer jungpaläozoischen Vererzung, die sich als reine Gangvererzung und zwar, je weiter wir nach Westen kommen, desto steriler dokumentiert. Übersichtsbegehungen im Mitterberger - Dientner - Raum haben das Vorliegen der synsedimentären Lagervererzung vom Typus "Alpine Kieslager" auch für diesen Raum eindeutig bewiesen.

Die Lagerstätte Schwarzenbach dokumentiert diesen Typ im Dientner Raum. Östlich von Mühlbach, an der Straße Mühlbach - Bischofshofen ist diese in s lagernde Schwefelkiesvererzung ebenfalls aufgeschlossen.

Als altersmäßige Einstufung ist vorläufig anzunehmen:

Synsedimentäre Kupfer- und Schwefelkies - Lagerstätten des Typus Alpine Kieslager: A l t p a - l ä o z o i s c h (Ordovizium n. H. MOSTLER, 1968) Gangvererzung vom Typus Mitterberg: J u n g p a - l ä o z o i s c h (Karbon - Perm nach H. J. UNGER, 1966).

Schrifttum:

- ANGER, G. : Die genetischen Zusammenhänge zwischen deutschen und norwegischen Schwefelkies-Lagerstätten usw. - Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Mineralischen Rohstoffe, 2, 1966, 115 S.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, 1953, 371-407.
- : Bemerkungen zu einigen Arbeiten über die Kupferlagerstätte Mitterberg und Gedanken über ihre Genesis. - Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 5, 1967, 146 - 169.
- : Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues.-Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 8, 1968, 1-136.
- HARTMANN, M. : Bericht über geochemische Untersuchungen in den Hydrothermallaugenbecken am Boden des Roten Meeres.-Bisherige Ergebnisse und einige Deutungsversuche. - Geol. Rdsch., 60, 1970, 1, 244 - 256.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Wien, 18, 1968, 89 - 150.
- SCHULZ, O.: Horizontgebundene altpaläozoische Kupferkiesvererzung in der Nordtiroler Grauwackenzone, Österreich, Tscherms. Min. Petr. Mitt. 17, 1972, 1 - 18.
- UNGER, H. J.: Geologische Untersuchungen im Bereich des Mitterberger Hauptganges. Symposium internazionale sui giacimenti minerali delle Alpi, Trento - Mendola, 1966, 162 - 173.
- : Der Schwefel- und Kupferkies-Bergbau in der Walchen bei Öblarn im Ennstal. - Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 7, 1968, 2 - 52.
- : Geochemische Untersuchungen an Lagerstätten der Ostalpen - Fe- und Cu-Gehalte im Bereich der Lager der Walchen bei Öblarn. - Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 7, 1968, 102 - 111.

- UNGER, H. J.: Die Schwefelkies - Lagerstätte Bernstein (Burgenland/Österreich). - Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 2, 1969, 3 - 33.
- : Der Schwefelkies - Bergbau Rettenbach (Oberpinzgau/Salzburg). - Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 2, 1969, 35 - 64.
- : Detaillierte geologische Aufnahme des Walchengrabens bei Öblarn (Ennstal) und des Niederöblarner Grabens bis zum Ernestine-Stollen. - Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 2, 1969, 131 - 139.
- : Der Lagerstättenraum Zell am See.
I. Gries bei Saalfelden
II. Fürther Graben
III. Limberg-Lienberg
Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 11, 1970, 33 - 84.
IV. Klucken
V. Walchen
Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 12, 1971.
- : Die Bleiglanz - Zinkblende - Flußspat - Lagerstätte Achsel- und Hintere Flecktroglalm bei Hollersbach (Oberpinzgau/Salzburg). Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, im Druck.
- : Die Kupfer- und Schwefelkies-Lagerstätten (Alpine Kieslager) im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone.- 2nd International Symposium on the mineral deposits of the East Alps, Bled, 1971, 166 - 178.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Heinz J. UNGER, Hofgasse 11, D-8261-Ampfing/Obb., BRD

DER LAGERSTÄTTENRAUM ZELL AM SEE

IV. DER EHEMALIGE KUPFER- UND SCHWEFELKIES-BERGBAU

KLUCKEN,

NÖRDLICH VON PIESENDORF (OBERPINZGAU/SALZBURG)

von

Heinz J. UNGER (Ampfing)

(Die Beilagen zu diesem Aufsatz erschienen bereits im Bd. 11 dieses Archivs (S.74 ff), der Text ging hier nie ein, ging vermutlich auf dem Postweg verloren und wird hiermit nachgetragen. FRIEDRICH).

I N H A L T

1. Zusammenfassung	77
2. Einführung	78
3. Geographische Lage des engeren Lagerstätten- bereiches	79
4. Geologische Verhältnisse (Kurzer Überblick)	85
a. Gesteine, tektonische Daten	85
b. Bemerkungen zum Bildungs- und Bewegungsablauf	90
5. Bergbauliche Aufschlüsse	92
a. Am orographisch rechten Gehänge des Piesendorfer Grabens	92
b. Die Schürfe am orographisch linken Gehänge des Piesendorfer Grabens	95
6. Erz und Gangart	97
7. Kurze Stellungnahme zur Genese	98
8. Schrifttum	98

1. Zusammenfassung

Der Kupfer-und Schwefelkies-Bergbau KLUCKEN, nördlich von Piesendorf im Oberpinzgau (Salzburg/Österreich) wurde vermessen und seine nähere Umgebung geologisch aufgenommen. Die Erzführung der Lagerstätte wurde untersucht.

Syngenetische Entstehung der zwei Haupt-Erzlager durch submarine Hydrothermenzufuhr in das junge Sediment.

Summary

The copper- and pyrit-deposit of KLUCKEN in the north of Piesendorf (Oberpinzgau, Salzburg/Austria) was surveyed and geologically mapped. An investigation of the ore of this deposit was made. The deposit is syngentic, of lenticular shape and large extension, situated in the anchi- to epimetamorphic schists of sedimentary origin. It shows only slight metamorphic changes. The origin of the ore (in strata in s) can be seen in submarine hydrothermal hot springs in the early diagenetic sediments.

Résumé

Un levé topographique aussi bien qu'un levé géologique a été fait de KLUCKEN au nord de Piesendorf (Oberpinzgau, Salzbourg/Autriche). Le minerais ont été examinés. En ce qui concerne le gisement, il s'agit d'un dépôt d'origine syngénétique de forme lenticulaire et d'une grande extension, compris dans une série de schistes anchi - épimétamorphiques d'origine sédimentaire. Le gisement ne montre qu'un très faible métamorphisme. Les minerais sont d'origine sousmarine hydrothermale.

2. Einführung

Der ehemalige Kupfer- und Schwefelkies - Bergbau KLUCKEN, im Piesendorfer Graben, nördlich der Ortschaft Piesendorf (Oberpinzgau) gelegen, stellt den westlichsten Bergbau des Großraumes Limberg/Lienberg dar. Die Einbaue dürften auf die westlichsten Anreicherungen der Kupfer- und Schwefelkieslager angesetzt gewesen sein, die stratigraphisch mit den Lagern von Limberg/Lienberg gleichzusetzen sind.

Da der Bergbau Klucken wohl niemals so intensiv betrieben wurde wie Limberg/Lienberg, sogar vorwiegend zusammen mit Limberg verwaltet und abgerechnet wurde, ist heute eine strenge Trennung von beiden Bergbauen kaum noch möglich. Die Klucken stand immer im Schatten des wesentlich umfangreicheren Bergbaus Limberg/Lienberg, sowohl aufschluß- wie abbaumäßig.

Demgegenüber kann man allerdings den Bergbau Klucken als vollkommen eigenständigen Abbau bezeichnen, der, nach Erschöpfung der Lager, stillgelegt wurde. Mit Vorbehalt kann gesagt werden, daß er in zehnmal verkleinerter Form die Lagerstätte Limberg/Lienberg darstellt und dementsprechend auch nach einer wesentlich kürzeren Betriebszeit heimgesagt werden mußte.

Die geschichtlichen Daten dürften im allgemeinen identisch denen von Limberg/Lienberg sein. Als Nachtrag zu beiden ehemaligen Bergbauen ist zu erwähnen, daß diese Oberpinzgauer Bergbaue, zum Besitz des ehemaligen Erzstiftes Salzburg gehörend, von 1810 - 1816 dem Königreich Bayern, im Speziellen dem damaligen Salzachkreis, angehörten und für Bayern (Königreich) arbeiteten.

3. Geographische Lage des engeren Lagerstättenbereiches (Anlage 13)

Der ehemalige Kupfer- und Schwefelkies-Bergbau KLUCKEN, benannt nach dem SE-Abhang des Hauser Berges (+ 1439 m NN), liegt am orographisch rechten (westlichen) Gehänge des Piesendorfer Baches, der von N nach S zur Salzach hin entwässert. Dieser Teil des Oberpinzgaus, nördlich der Ortschaft Piesendorf (+782 m NN) gelegen ist ein sehr walddreiches Gebiet mit sanften Hängen, das heute keinen guten Überblick gestattet. Das Aufsuchen der alten Einbaue ist daher eine sehr zeitraubende Arbeit, die auch zum großen Teil vom Zufall abhängt. Da alte Übersichtskarten mit den Einbauten und Schürfen fehlen, ist man auf eine sehr engmaschige Begehung zur Aufnahme angewiesen. Zur Zeit der Bergbautätigkeit dürften die Hänge im großen und ganzen abgeholzt gewesen sein.

Das eigentliche Bergbauggebiet liegt am orographisch rechten Gehänge des Piesendorfer Baches zwischen + 845 m NN und ca. + 1050 m NN. Am orographisch linken Ufer konnten lediglich 3 Einbaue gefunden werden, die als späteste Schurfbaue der Bergbautätigkeit eingestuft werden können.

Das Bergbauggebiet kann auf zwei Routen begangen werden:

- a.) Am orographisch rechten Gehänge über das verbrochene Hieronymus-Erbstollen-Mundloch (+ 845 m NN), vorbei am Gehöft EBNER (+ 915 m NN) über ein Wiesenge-lände zum Wald oder
- b.) nach einer Anfahrt mit dem Fahrzeug bis zum Gehöft SAULEHEN (+ 980 m NN) am orographisch linken Gehänge, auf einem relativ guten und flachen Weg nach N bzw. über den Piesendorfer Bach auf die westliche Talseite zu den Einbauten.

Entsprechend der Vermessung soll die Mög-

lichkeit b.) beschrieben werden:

Vom Gehöft SAULEHEN (+ 980 m NN) führt ein guter Fußweg, entlang eines Weidezaunes nach N, dem Wald entgegen. Kurz vor Erreichen eines Viehgatters steht rechter Hand (östlich) auf einer kleinen Verebnung, das ehemalige Fundament des Kompressorraumes, heute noch gut erkennbar. (Anlage 13).

Nach Eintritt in den Wald, man wählt den tiefer liegenden, ebenen Weg nach N, steht ein Grenzstein linker Hand mit der Aufschrift Pkt. k. k. 39. Dieser gute Weg läuft fast eben nach N in den Graben hinein, teilt sich bei Vermessungspunkt Nr. 10 (+ 983,1 m NN), wobei der linke Weg nach unten zum Bach führt, der rechte eben weiter nach N.

Man überschreitet einige kleinere Rinnsale mit schlechten Aufschlüssen von Pinzgauer Phyllit, der konstant mittelsteiles Einfallen nach N zeigt. Daß im Bereich bis zum Vermessungspunkt 16 bereits brandige Zonen vorliegen, konnte nur an Hand der braunen Färbung, die die Rinnsale verursachen, angenommen werden, aufgeschlossenen konnte keine Brande gefunden werden.

Erst bei Vermessungspunkt Nr. 16 ist die erste Brande aufgeschlossen. Sie zeigt EW-Streichen und 58° N-Fallen, sie ist ca. 10 m mächtig. Etwas weiter nördlich, rechts am Weg, erreicht man den ersten verbrochenen Einbau mit einer kleinen Halde (Einbau Nr. 1, + 1013 m NN). Aus dem ehemaligen Mundloch tritt sehr schwach etwas Wasser aus, ansonsten ist die ganze Umgebung mit dichtestem Unterholz verwachsen.

Ca. 30 m nördlich dieses ersten Schurfbaues gelangt man zu einer morschen Holzbrücke, die über einen eingestürzten Stollen, dessen ehemaliges Mundloch linker Hand, etwas tiefer, liegt, führt. Die ersten 20 m dieses ehemaligen Einbaus (Einbau Nr. 2, + 1016,3 m NN) sind verbrochen und sehen wie eine Pinge aus. Der Stollen lief

mächtige mylonitisierte Zone aufgeschlossen, die aus schwarzem (graphitischem) Material besteht. Dieser graphitische Phyllit, aus dem die mylonitisierte Zone besteht, schließt im Liegenden weiter an und ist ca. 10 m aufgeschlossen.

Bei Vermessungspunkt Nr. 65 verläßt man den Steig und gelangt über einen kurzen steilen Anstieg zu einer Haldenoberkante, die zum Einbau Nr. 6 (+1012,3 m NN) gehört. Dieser Einbau muß sehr ausgedehnt gewesen sein (nach den Ausmaßen der Halde zu schließen). Die Brande, der offensichtlich nachgefahren wurde, steht westlich des verbrochenen Mundloches an, streicht ca. EW und fällt mit 65° nach N ein.

Über ein Bachbett gelangt man abwärts bei Vermessungspunkt Nr. 73 auf einen neu angelegten Holz-ziehweg. Im Bachbett steht Pinzgauer Phyllit an.

An der Einmündung des Fußsteiges in den Holz-ziehweg schien noch ein Einbau gelegen zu haben. (Einbau Nr. 11, + 980 m NN), die sehr ausgedehnte Halde bei den Vermessungspunkten Nr. 96 - 98 deutet darauf hin, doch konnte das verbrochene Mundloch nicht eindeutig identi-fiziert werden.

Geht man den Holz-ziehweg, den man bei Ver-messungspunkt Nr. 73 erreicht hat weiter nach oben, immer im Wald bleibend, so erreicht man beim Höhersteigen die ehemaligen Einbaue Nr. 7 (+ 1011 m NN), Einbau Nr. 8 (+ 1025,9 m NN), Einbau Nr. 9 (+ 1031 m NN), an einer Brande gelegen und als höchsten den Einbau Nr. 10 (+ 1047,4 m NN), deren Mundlöcher alle verbrochen sind, die aber noch gut erkennbar sind und deren Halden vor allem ihre ehemalige Existenz bestätigen. Die Halden sind alle mehr oder minder umfangreich. Das Haldenmate-rial selbst scheint überkuttet zu sein.

Folgt man dem Holz-ziehweg vom Vermessungs-punkt Nr. 73 abwärts, so gelangt man bei Punkt 103 an

WE, in einer brandigen Zone, die schön aufgeschlossen ist.

Weiter östlich dieses Einbaues, ca. 25 m höher, im dichten Unterholz konnte durch Zufall das verbrochene Mundloch des sog. Saulehen-Stollen (Einbau Nr. 3, + 1041 m NN) mit einer sehr ausgedehnten Halde gefunden werden. Die Größe der Halde übertrifft die von Einbau Nr. 2. Der Saulehen-Stollen fährt in der gleichen Brande wie der Einbau Nr. 2.

Diese Brande hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 20 m, streicht EW und fällt mit 65° nach N.

Nördlich von Einbau Nr. 2 wird der Weg zunehmend schlechter, führt bei Vermessungspunkt Nr. 28 nochmals an einer aufgeschlossenen Brande vorbei (EW/67^o N), um sich kurz vor Erreichen des Piesendorfer Baches gänzlich zu verlieren. Man erreicht den Piesendorfer Bach bei ca. 994 m NN. Bevor man den Bach überschreitet muß man noch ein Rinnsal mit aufgeschlossener Brande überschreiten.

Am westlichen Ufer geht es, ohne Weg, im Wald steil aufwärts und man erreicht bei ca. 1050 m NN einen Jägersteig, der anscheinend zur Engelbrecht Alm führt. Höher als bei ca. 1050 m NN konnten keine Bergbauspuren gefunden werden.

Verfolgt man diesen Steig abwärts, so trifft man auf zwei verbrochene Mundlöcher mit sehr kleinen Halden (Einbau Nr. 4, + 1049 m NN, Einbau Nr. 5, + 1052 m NN). Das Gelände ist z.T. mit älterem Waldbestand z. T., vor allem in feuchteren Abschnitten, mit Laubgebüsch bewachsen, was einen Überblick äußerst erschwert.

Man verfolgt diesen Weg weiter abwärts, kommt zwischen den Vermessungspunkten Nr. 54 und 58 an drei brandigen Zonen vorbei, die gut aufgeschlossen sind. Die südlichste dieser Branden zeigt annähernd EW-Streichen mit 65° N - Fallen. In ihrem Liegenden ist eine ca. 2 m

den Waldrand, durchschreitet einen Weidezaun und gelangt, den Weg durch das Gehöft EBNER (+ 915 m NN) nach unten weiter verfolgend, zum verbrochenen Mundloch des Hieronymus-Erbstollen (Einbau Nr. 12 der Anlage 13, +845 m NN), der knapp oberhalb der Ortschaft Piesendorf liegt. Die sehr ausgedehnte Halde ist neben dem Weg nicht zu übersehen. Aus dem verbrochenen Mundloch tritt Wasser aus, die Oberkante der Halde ist morastig. Die Vermessung ging nicht durch das Gehöft EBNER, sondern wurde direkt über die Wiesen nach unten gezogen.

Bei Vermessungspunkt Nr. 106, nun nochmals nach oben zurückkehrend, unterhalb des Holzziehweges, geht ein Fußsteig in den Piesendorfer Graben hinein, der bei Vermessungspunkt Nr. 114 den Waldrand erreicht und sehr flach in den Hang hineinzieht.

Bei Vermessungspunkt Nr. 115 könnte ein ehemaliger Schurfbau gelegen haben, doch ist diese Bestimmung unsicher, sodaß er nicht weiter benannt wurde.

Bei Vermessungspunkt Nr. 117 erreicht man eine ausgedehnte Verebnung, die bis Vermessungspunkt Nr. 119 anhält und die offensichtlich einst die Klaub- und Scheidehütten trug. Der Hang gegen den Bach zu sieht aus, als wäre er mit taubem Material aufgeschüttet. Etwa 35 m NW von Vermessungspunkt Nr. 119 liegt das verbrochene Mundloch des ehemaligen Barbara-Stollens (+ 960 m NN), gut erkennbar und als solches noch eindeutig festlegbar. Eine ausgeräumte Rinne führt vom Steig aus zum ehemaligen Mundloch.

Geht man den Steig weiter, so führt er, nach einem kurzen Stück nach E (bis Punkt 120 mit Abzweigung des Steiges durch die Klamm), eben nach N in den Graben hinein, vorbei an den Ruinen der ehem. Säge (auf einer Verebnung am Bach gelegen) und man erreicht einen Holzsteg über den Piesendorfer Bach bei Höhe +945 m NN. Nördlich dieses Steges, am orographisch rechten Bachgehänge konnten noch zwei ehemalige Einbaue identifiziert wer-

den (Nr. 14 und Nr. 15), wobei Nr. 15 allem Anschein nach den ehemaligen Muhr-Stollen darstellt. Beide Mundlöcher sind verbrochen, Halden sind keine vorhanden, wahrscheinlich wurden sie vom Bach abgetragen.

Zurückzu dem Steg über den Piesendorfer Bach bei + 945 m NN: Geht man den Steig über die Vermessungspunkte Nr. 126 - 137 weiter, so erreicht man bei Punkt 138 (= Vermessungspunkt Nr. 10) den vom Gehöft Saulehen nach N führenden Weg.

Der Steig durch die Klamm nach Piesendorf, der bei Vermessungspunkt Nr. 120 nach S abzweigt, wurde begangen, es fanden sich keinerlei Bergbauspuren (Anlage 14). Es wurde eine geologische Detailaufnahme durchgeführt.

Bis zu einer geographischen Höhe von ca. 1200 m wurde das Gelände oberhalb von Einbau Nr. 10 (+ 1047,4 m NN) begangen, ein heute mit Laubgebüsch bestandener sumpfiger Hang, doch konnten oberhalb von Einbau Nr. 10 keine Bergbauspuren mehr festgestellt werden.

4. Geologische Verhältnisse (Kurzer
Überblick). (Anlagen, 13, 14)

a. Gesteine, tektonische Daten

Wie die Detailaufnahme der Klamm, nördlich von Piesendorf, zeigt, handelt es sich in diesem regionalen Abschnitt um eine Abfolge von Pinzgauer Phyllit mit Übergängen zu Quarzit, Serizitgesteinen (Serizitschiefern und Serizitquarziten) mit eingelagerter Kupfer- und Schwefelkiesführung (die sog. Branden obertags) und Lagen von graphitischem Phyllit.

Weiter nördlich, also im Bereich der Almen müssen, nach den Fundstücken im Bachbett, noch Grünschiefer und karbonatische Gesteine anstehen.

Welche der in Anlage 14 dargestellten Branden die im Bergbau aufgeschlossenen Lager darstellen, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Es könnten die in der Anlage angezeichneten Branden sein.

Die oben genannten Gesteine, typisch in ihrer Ausbildung für den südlichen Rand der Grauwackenzone, sind ohne Bedenken einer Seriengliederung und einer Serieneinordnung zu unterziehen. Ihre Mineralbestände wurden sekundär einheitlich der alpidischen Metamorphose mit ihrer niedrigen Mineralfazies angeglichen, d. h. ihr Mineralbestand wurde anchi- bis epimetamorph überprägt im Zuge einer einzigen Überprägung.

Es handelt sich bei den hier vorliegenden Gesteinen um eine schwach metamorph gewordene, wahrscheinlich altpaläozoische Geosynklinalfüllung, die verschiedene Faziesuntergruppen der Grünschieferfazies mit beinhaltet.

In diesem ehemaligen Sedimentationsraum einer relativ mächtigen Beckenfazies zeigt die Serie der Pinzgauer Phyllite, beinhaltend die genannten Gesteine und weiter nördlich den Übergang zu den Grüngesteinen, die

wahrscheinlich bedingt sind durch Einlagerungen ursprünglich vulkanischer Produkte, eine sehr einheitliche Ausbildung. Selten kommen in dieser Serie Karbonatgesteine vor, die aber allem Anschein nach genetisch doch an die Grüngesteine geknüpft sein dürften. Diese Karbonatgesteine zeigen in manchen Abschnitten dieses Südteils der Grauwackenzone geringe Anzeichen einer Fe-Vererzung.

Die Serizitgesteine dürften in Zonen, die syngenetisch bereits stärker durch Hydrothermen und durch Effusivrückstände beeinflußt wurden, gebildet worden sein. Die hydrothermale Zufuhr der Kupfer- und Schwefelkiesbestände, syngenetisch in Bezug auf das junge Sediment, mag mit verursachend gewirkt haben zur Genese der Serizitgesteine. Die Hydrothermen drangen in das frühdiagenetisch kaum verfestigte Sediment ein und verursachten neben der Ablagerung der Erze eine gewisse Umwandlung der beeinflussten Sedimente.

Das hier vorliegende wahrscheinliche Altpaläozoikum der Grauwackenzone ist wohl gleich alt anzusetzen wie das fossilbelegte Altpaläozoikum der Magdalensbergserie in Kärnten. Die Serie der Pinzgauer Phyllite könnte theoretisch eine durchgehende Abfolge vom Ordovizium bis ins Devon und sogar noch bis ins Karbon darstellen, wie es H. MOSTLER (1967) für einige Gesteine weiter im Westen der Grauwackenzone nachweisen konnte.

Wenn man bedenkt, daß im weiter östlich liegenden Raum der Grauwackenzone, im Mühlbacher Raum, die stratigraphisch höchsten Anteile bis ins Perm gestellt werden können, so könnte eine Einstufung, wie sie oben angedeutet wurde ohne weiteres möglich sein.

Im Zuge der alpidischen Überprägung wurde die Serie der hier vorliegenden Gesteine mehr oder minder stark deformiert, wodurch es zu einer Kornregelung und im Zusammenhang damit zu einer deutlichen Schieferung kam.

Die Pinzgauer Phyllite wurden als Gestein

schon in früheren Arbeiten beschrieben. Es handelt sich dabei um mittel- bis dunkelgraue, gut geschieferte Gesteine, die schalige Ablösungsflächen bilden können, die z. T. sehr stark verfältelt sind, z. T. Internfältelung zeigen, Serizit auf s-Flächen führen und die, je nach Quarzgehalt, weiche bis harte Bänke im Gesamtverband der Serie bilden.

Sie entstanden vorwiegend aus sehr feinkörnigen Mergeln, die eine sehr geringe Überprägung im Zuge der alpidischen Beanspruchung erfuhren.

In engstem Verband mit den Pinzgauer Phylliten, durch fließende Übergänge mit ihnen verbunden, lagen die Quarzite dieser Serie. Es handelt sich dabei um Pinzgauer Phyllite, die einen Quarzgehalt bis nahezu 80 % aufweisen können. Der Kieselsäurereichtum dieser Gesteine ist im Zusammenhang mit der bei submarinen Effusionen freigewordenen Kieselsäure zu sehen.

Es handelt sich bei diesen Quarziten der Pinzgauer Serie um hellgraue Gesteine, die aus den eigentlichen Pinzgauer Phylliten durch zunehmenden SiO_2 -Gehalt hervorgehen.

Da es sich auch bei diesen Gesteinen um eindeutig sedimentogene Gesteine handelt, die lediglich durch eine frühdiagenetische Zufuhr von Kieselsäure beeinflusst wurden, ist die Zusammensetzung nicht einheitlich, sondern es treten im Gesteinsverband auf kleinstem Raume Wechsel in der Matrixbeschaffenheit auf. Die Quarzlinsen und Quarzknauer, wie sie weiter unten beschrieben werden, haben mit diesen Quarziten keinerlei Verbindung und sind genetisch ganz anders gebildet worden, als die Quarzite der Pinzgauer Phyllite.

In engstem Verbands mit den Pinzgauer Phylliten und Quarziten stehen die Serizitgesteine. Es handelt sich dabei um hellgrüne Serizitschiefer und weiße Serizitquarzite. Sie dürften als Ausgangssedimente Sandstei-

ne, Arkosen und Tonschiefer gehabt haben und dürften zum geringen Teil einer ebensolchen Beeinflussung unterworfen worden sein wie die oben beschriebenen Quarzite.

Sie Serizitschiefer, sehr mürbe und im Aufschluß schnell zerfallend, zeigen keinen Quarzgehalt.

Die Serizitquarzite erscheinen im Gesamtbild silikatreicher, doch liegt die vorhandene Quarzführung überwiegend in Form von Quarzlinsen und Quarzknuern vor. Zum Teil kann die Quarzführung in feinsten Quarzlagen in s auftreten, die selten über 1 cm Mächtigkeit erreichen. Primär dürfte der im Gestein verteilte Quarzanteil wesentlich höher gewesen sein.

Hauptbestandteile dieser Gesteine sind Serizit und Chlorit. Beim Einfluß der Atmosphärrillen blättert der Serizitschiefer fein in s auf, während der Serizitquarzit hauptsächlich an den Quarzlinsen und Quarzknuern schalig auseinanderfällt.

Diese Serizitgesteine sind die Hauptträger der Kupferkies- und Schwefelkiesvererzung.

Bei diesen in den sog. Serizitquarziten auftretenden Quarzlinsen und Quarzknuern handelt es sich allem Anschein nach um Quarzmobilisationen. Für den Bereich dieser Quarzmobilisationen in Linsen- bis Knauerform, z. T. auch in Lagen, sind große Quarzeinzelindividuen und das fast vollständige Fehlen von Glimmer kennzeichnend. Auffallend ist die strenge Orientierung der ein bis mehrere Zentimeter mächtigen Linsen und Knauer in s.

In Abhängigkeit von der Linsen- und Knauergröße steht anscheinend auch die Quarzkorngröße. (0,5 - 1,2 mm).

Die Bildung dieser Linsen und Knauer ist wohl auf eine gewisse metamorphe Differentiation zurückzuführen. Der primär mehr oder minder im Sediment verteilte Quarzgehalt, sammelte sich unter Beanspruchung in quarz-

reicheren Lagen an und führte schließlich, im Zuge der anchi-bis epimetamorphen Überprägung zu linsigen Konzentrationen in s als der sekundären Ebene bester Wegsamkeit. Diese Erscheinung ist makroskopisch und mikroskopisch feststellbar, wobei Quarzlinzen bis dm-Mächtigkeit als Gesteinscharakteristika ohne weiteres anzutreffen sind.

Die Quarzlinzen und Quarzknauer machen häufig, bei sich stark ändernder Dicke, die Fältelungen des Phyllits mit, sodaß eine prae- bis syntektonische Bildung in Bezug auf die B-Prägung anzunehmen ist. (Verdickungen an den Faltenstirnen). Eine posttektonische Mobilisierung des Quarzes erscheint unwahrscheinlich.

Die Quarzlinzen und Quarzknauer zeigen einen hohen Reinheitsgrad bezüglich intergranularer Einschlüsse. Bei der ac-Kluftbildung der EW-Formung wurden die Fältelungs-B-abbildenden Quarzmobilisate durchgeschnitten und z. T. versetzt. Kataklase und undulöses Auslöschens des Quarzes wurden selten beobachtet.

Jüngere B-Achsen streichen N 75 - 85^oW. Die Unterscheidung von Schieferungs- und Schichtungs- s war nicht möglich. An Klüftungserscheinungen sind nur annähernd ac-Klüfte erkennbar.

Charakteristische Einlagerungen von schwarzem (graphitischem) Phyllit, vorwiegend im Liegenden der brandigen Abschnitte der Serizitgesteine zeigt die Anlage 74. Diese schwarzen Phyllite sind im wesentlichen kalkfrei bis sehr kalkarm. Helle Flecken, die auf Einlagerungen tuffogener Derivate zurückzuführen wären, fehlen im allgemeinen. Die Ausbildung dieser Gesteine ist dünnblättrig, das Ausgangsmaterial wurde nur geringfügig überprägt. Als Ausgangsmaterial können bituminöse Tonschiefer angenommen werden, aus denen bei schwach metamorpher Überprägung glatte z. T. stark intern verfältelte Phyllite entstanden.

b. Bemerkungen zum Bildungs- und Bewegungs- ablauf

Die Serie der Pinzgauer Phyllite, eine prostratigraphische Seriengliederung also, umfaßt eine Abfolge von ehemaligen Sediment- und Eruptivgesteinen mit gemeinsamen genetischen und altersmäßigen Beziehungen untereinander.

Es handelt sich dabei um Gesteine, die wahrscheinlich in einer altpaläozoischen Geosynklinale sedimentiert wurden und die nun als anchi- bis epimetamorph überprägte Serie vorliegen.

Gegen das Ende des Paläozoikums scheint die Erhaltung der sedimentären Abfolgen geschlossener zu sein, denn nun sind die Sedimente nur noch von einer metamorphen und tektonischen Beanspruchung überprägt worden. Durch die NW-Einengung im allgemeinen des ehemaligen Sedimentationsraumes von ca. 100 km Breite auf ein Drittel und durch die dazugehörige Querstauchung entstand eine komplizierte Lagerung, bei der aber die großen Züge noch eindeutig erfaßbar sind.

Am südlichen Rand stößt die Grauwackenzone an einer großen und mächtigen Bewegungsfläche, der sog. Salzachtallinie, als geschlossenes Altpaläozoikum an das geschlossene Mesozoikum der Hohen Tauern an (mit einschließlich Perm nach FRASL 1958:450). Man muß diesen Teil der Grauwackenzone im Zusammenhang mit dem Entwicklungsablauf der Hohen Tauern sehen.

Am Ende der variszischen Orogenese war es in den mittleren Hohen Tauern nach Platznahme der granitischen Gesteine zu einer Heraushebung des damaligen Gebirgsstockes gekommen. Dieses Gebirge wurde im Jungpaläozoikum wieder weitgehend abgetragen. Dieser Abtrag brachte damals Granite und Gneise wie auch deren ältere Bedekung, also das höhermetamorphe Altpaläozoikum neben ein z. T. schwach niedermetamorphes Altpaläozoikum an die

Erdoberfläche. (H. FRASL 1958). Verschiedene Durchbewegungsakte des Tauernkörpers sind von FRASL (1958) erwähnt worden. Uns interessieren hier hauptsächlich die EW-Strukturen. Die Entstehung dieser jüngeren Strukturen (z.B. der Salzachtallinie) erklärt sich in der Hauptsache durch das Abgleiten eines Teiles der über dem Penninikum abgelagerten ostalpinen Einheiten (Grauwackenzone und Nördliche Kalkalpen) nach Norden etwa um die Mitte des Alttertiärs.

Im Frühstadium der Hebungerscheinungen in den Hohen Tauern beginnt bereits die Anlage der Salzachtallinie, dieser steilstehenden Bewegungsfläche am Südrand des heutigen Salzachtales, entlang welcher das Tauerngewölbe samt seinen Deckgesteinen relativ um etliche 100 m angehoben wurde.

Im Zusammenhang mit der Salzachtallinie sind auch die verschiedenen Mylonitzonen im Gesteinsverband der Pinzgauer Phyllite zu sehen, (Anlage 14) die mehr oder minder flach nach N einschieben. Sie dürften in gewissen Fällen eine Schichtverdoppelung bewirken, doch ist dieses Phänomen nicht eindeutig nachweisbar. Es dürfte sich auf jeden Fall um kleinere Schubspäne handeln, die ohne größere Tiefenwirkung und ohne tiefere Beeinflussung des Gesamtverbandes anzusetzen sind. Diese Annahme wird durch das vollkommen normale, steile N-Einfallen der Erzlager im Bergbau, die keinerlei Verflachung des Einfallswinkel zeigen, bestätigt.

5. Bergbauliche Aufschlüsse

(Anlagen 15, 16, 17)

a.) Am orographisch rechten Gehänge des Piesendorfer Grabens

Wie die Anlagen 15-17 zeigen, ist das Gruben-
gebäude im großen und ganzen ein Indiz für die Lager-
natur der Lagerstätte. Es teilt sich in die beiden großen
Abschnitte: Barbara-Stollen mit Hangend und Liegend, und
in den Hieronymus-Erbstollen.

Hieronymus-Erbstollen

Anlage 15 zeigt, daß der Hieronymus-Erbstol-
len keinerlei nennenswerte Erzvorräte erschloß, lediglich
als Förder- und Unterfahrungsstollen Verwendung fand. In
gewisser Hinsicht ist er mit dem Unterfahrungsstollen
gleichen Namens im Bergbau Limberg/Lienberg zu verglei-
chen, der ebenfalls in einer langen querschlägigen Auf-
fahrung das gesamte, wesentlich ausgedehntere Grubenge-
bäude in Limberg/Lienberg unterfuhr und dann allerdings
noch auf die bauwürdigen Lager traf. Der Hieronymus-Erb-
stollen, ca. 110 m tiefer angeschlagen als der Barbara-
Horizont, steht mit seinem heute verbrochenen Mundloch
knapp oberhalb der Ortschaft Piesendorf in + 845 m NN. Im
Jahre 1849 hatte er eine Gesamteinbaulänge von 848 m er-
reicht, wobei er allerdings die erhoffte Fündigkeit nicht
anfuhr. Die im Barbara-Horizont aufgeschlossenen Erzla-
ger waren bis in diese Teufe bereits wieder zu dünnen Erz-
schnüren ausgedünnt.

Der Hieronymus-Erbstollen durchfuhr bei sei-
nen 848 m mehrere sog. Schrämmen, d. h. Zonen mit einer
schwachen Erzführung, die jedoch nur einmal zu Quer-
schlägen Anlaß gab, ansonsten war die Erzführung zu ge-
ring. Es wurden von Johann Peter Seer und Cajetan Kendl-
bacher 22 derartige Schrämmen aufgenommen.

Man hoffte, ähnlich wie in Limberg/Lienberg im tieferen Teil des Unterfahrungsstollens die Lager des Barbara-Horizontes noch mächtig und höffig zu erreichen, was aber allem Anschein nach nicht eintrat.

Als man 1849 mit 848 m die größte Länge erreicht hatte, war es klar geworden, daß man den Unterfahrungsstollen nur als Wasser- und Förderstollen verwenden konnte. Wie Anlage 15 zeigt hat der Hieronymus-Erbstollen die Abschnitte bereits durchfahren, in denen mit dem Anfahren der Lager zu rechnen war.

1853 wurde der Bergbau bereits heimgesagt und somit kam der Unterfahrungsstollen gar nicht mehr zum Tragen, es dürfte damals bereits keinen Zweifel mehr daran gegeben haben, daß er eine Fehlkalkulation darstellte. Diese Fehleinschätzung der Verhältnisse dürfte nicht auf eine falsche genetische Deutung der Lagerverhältnisse durch die alten Bergleute zurückzuführen sein, sondern sie dürfte nur durch das schnelle, unerwartet schnelle Auskeilen der Lager bedingt sein. Man kann auf Grund der Namensgebung des Barbara-Liegend- und Hangend-Lagers durch die alten Bergleute wohl als gesichert annehmen, daß sie die Lagernatur der Erzlinsen mit ihrer Lagerung parallel s einwandfrei erkannt hatten, daß sie eben nur nicht mit dem so raschen Auskeilen derselben gerechnet hatten. Erst im 20. Jahrhundert, unter dem Eindruck neuer Theorien, wurden diese Lager als "Gänge" bezeichnet.

Der Barbara-Horizont

Im Barbara-Horizont mit dem sog. Barbara-Hangend- und dem Barbara-Liegend-Stollen (oder Lager), den höchsten Aufschlüssen der Lagerstätte, waren, zusammen mit dem ca. 40 m tiefer aufgefahrenen Thadäus-Stollen (Strecke des 1. Feldstreckenortes und dem ca. 90 m unterhalb des Thadäus-Niveaus, ausgehend vom Hauptge-

senke, angelegten Laurenzi-Stollen) die beiden Hauptlager vollkommen erschlossen und ausgeräumt worden. (Anlagen 15, 16, 17). Ausgehend von den 2 Hauptlagern wurde noch einigen erzhöffigen Schrämmen nachgefahren, die z.T. bis zur Mächtigkeit eines 3. Lagers anwachsen konnten.

Auf ca. 400 m streichende Länge wurden alle diese Lager (maximal bis zu 3 Hauptlager) ca. 70 - 80 m im Verflüchen abgebaut. Im Barbara-Horizont selbst waren nur noch 2 Lager voll ausgebildet, die als Hangend- und Liegend-Lager 120 m bzw. 230 m bauwürdig waren.

Entsprechend ihrer Genese setzten die Adelszonen nicht mehr weit unter das Barbara-Niveau fort, so daß die tiefer liegenden Teile in Sohlstraßen gewonnen werden mußten.

Beim Vortrieb nach W war der Schramm zwar immer noch höffig, doch stellte sich in zunehmendem Maße Schwefelkies ein, der Kupferkies trat mengenmäßig sehr stark zurück und, wie einzelne Haldenstücke es zeigen, traten anscheinend Bleiglanz und Zinkblende verstärkt auf, was auf eine Nähe des Auskeilenden hindeutet.

Vom Hieronymus-Erbstollen wurde zum Barbara-Horizont hochgebrochen, wobei aber keine nennenswerten Erzvorräte gefunden wurden. Wohl mit Rücksicht auf diesen Mißerfolg hielt man eine weitere Auffahrung des Laurenzi-Stollens als Mittellauf zwischen den beiden oberen Sohlen und dem Hieronymus-Niveau für überflüssig.

Über das Einfallen der Lager und der Gesteine gibt die Anlage 16 wertvolle Aufschlüsse. Das Einfallen beträgt durchwegs 55° bis $max.80^{\circ}$ nach N. Das Streichen der Lager ist mit N $70 - 80^{\circ}$ W anzugeben. Die Erzausbeute in der Klucken lag bei weitem unter der von Limberg/Lienberg und es ist nicht verfehlt anzunehmen, daß die Klucken bergbaulich und aufschlußtechnisch immer im Schatten von Limberg/Lienberg stand. Das beweisen auch

die gemeinsamen Abrechnungen der gelieferten Erzmengen mit der Hütte in Mühlbach/Oberpinzgau.

b.) Die Schürfe am orographisch linken
Gehänge des Piesendorfer Grabens.

Nördlich des Gehöftes Saulehen liegen, heute im dichten Unterholz z. T. sehr schlecht erreichbar, einige Schurfbaue, die allem Anschein nach die östliche Fortsetzung der Hauptlager der Klucken suchen sollten. Nach dem rein obertägigen Befund (Anlage 13) scheinen sie aber auf weiter nördlich liegende Branden angesetzt worden zu sein, die zu der nördlichen Einbaugruppe der Stollenmundlöcher 4 - 6 zu gehören scheinen.

Bevor man durch den Wald, auf einem gut gehbaren Weg zu den Stollen gelangt, liegt rechter Hand, vor Eintritt in den Wald, der ehemalige Kompressorraum mit den Ruinen dieser Anlage. Der Schurfbau selbst besteht aus 3 Einbauen, wobei 2 Stollen übereinander (Saulen-Stollen (+ 1041 m NN) ca. 25 m höher als Einbau Nr. 2 (+ 1016,3 m NN)) in Richtung gegen E, der dritte ca. 150 m südlich der ersteren liegt.

Alle Einbaue sind verbrochen, sie liefen wohl hauptsächlich im Streichen gegen E. Einbau Nr. 2 ist ca. 40 m vom Mundloch aus nach E hin eingestürzt, es hat sich, entsprechend dem ehemaligen Stollenverlauf, im Bereich der Brande ein Graben gebildet, über den ein sehr morscher Balkensteg führt.

Den Halden nach zu schließen waren Einbau Nr. 2 und der Saulehen-Stollen ausgedehntere Schurfbaue. 1917 scheint der Saulehen-Stollen noch befahrbar gewesen zu sein, da ein Ing. MARSIK (Gutachten, 2 Seiten, 1917) darüber eine kurze Notiz verfaßt hat, in der er Folgendes schreibt: " Der Saulehen-Stollen ist befahrbar, geht zunächst mit den Schichten gegen Osten, verquert dann die Schichten gegen Südosten und setzt dann

scheinbar einer alten Strecke gegen Nordosten nach.

Das Feldort steht in Getriebezimmerung, also nicht in festem Gestein an, was auf eine Gewaltigung einer alten Strecke schließen läßt.

Es scheint sich hier um alte Baue zu handeln, da an dem verquerenden Stollenstück deutlich Schrämarbeit zu sehen ist!"

Der südlichste Einbau Nr. 1 (+ 1013 m NN) dürfte, soweit dies heute noch festgestellt werden kann, tonlägig niedergegangen sein.

Das Erz ist, wie einzelne Haldenstücke es zeigen, an s-parallele Lagen in Serizitgesteinen gebunden, die einen auffallend hohen Quarzlinzen- bis Quarzknaueranteil zeigen.

Es fiel in der Klucken überhaupt auf, daß wesentlich mehr Quarzlinzen und Quarzknauer im Bereich der Branden auftreten. Ob dieses Phänomen mit einer Nähe des Auskeilenden in Zusammenhang gesehen werden kann, ist nicht zu beantworten.

Anlage 13 zeigt bei Vermessungspunkt Nr. 33 eine Brande mit Quarzlagen in s und diskordante, max. 1 cm mächtige Quarzgängchen, die eine schwache Kupferkiesführung (aber keinen Schwefelkies) zeigen.

Primär dürfte diese Stollengruppe alt angelegt worden sein, die Schurfarbeiten dürften im 1. Weltkrieg aber erneut aufgenommen worden sein. Die Schürfungen in diesem Gebiet mußten, einem Bericht des k. k. Revierbergamtes Wels zufolge, deshalb eingestellt werden, weil sie teilweise in fremden Freischürfen gebaut wurden.

6. Erz und Gangart

Die Lagerpartien bestehen aus hellem, teilweise mürbem Serizitphyllit unterschiedlicher Mächtigkeit mit einer relativ höheren Quarzknaueführung als in Limberg/Lienberg. Diese Lager (Serizit-Phyllite + Kupfer- und Schwefelkiesanteil, die Serizitphyllite sind wahrscheinlich durch das Eindringen der Hydrothermen gebildet worden) sind eingebettet in Pinzgauer Phyllite und graphitischen Phyllit, also in die Serie der Pinzgauer Phyllite, wobei letztere häufig im Liegenden der vererzten Lagen auftritt, was auf eine zunehmende H_2S -Führung im primären Sediment vor dem Eindringen der Erzlösungen in das junge Sediment deutet.

Das Derberz tritt als durchschnittlich 60 cm mächtiges Lager mit randlich schwach mit Erz durchsetzten Serizitquarzitlagen auf. Da die Stollen nicht mehr befahrbar sind, kann das Vorhandensein einer Imprägnationszone randlich im Liegenden und Hangenden des Derberzes nicht bewiesen werden, doch sprechen einzelne Haldenstücke für das Vorhandensein von Imprägnationserzen.

Die Lager führen folgende Mineralien:

- Kupferkies in wechselnder Menge
- Schwefelkies, reichlich
- Ni-haltiger Magnetkies
- Arsenkies
- Cubanit, Vallerit
- Fahlerz, sehr wenig
- Wismutsulfosalze
- Bleiglanz und Zinkblende, am Auskeilen

Gangarten:

Vorwiegend Quarz.

Eine detaillierte Beschreibung des Erzes wäre eine Wiederholung des bereits oftmals im Zusammen-

hang mit den alpinen Kieslagern Gesagten, es soll deshalb darauf verzichtet werden. Wesentliche Unterschiede zu den bereits beschriebenen Lagerstätten gleicher Genese gibt es keine.

7. Kurze Stellungnahme zur Genese

Bei der Lagerstätte Klucken handelt es sich um syngenetische Erzlager mit Kupfer- und Schwefelkies von linsiger Form im sedimentärem, epimetamorphem Phyllitverband mit wechselnder sedimentärer Rhythmik im Erz und Nebengestein. Submarine Hydrothermen dürften die Erzbringer gewesen sein, die in ein, schon vor ihrem Austritt leicht schwefelsaures Milieu eindringen.

8. Schrifttum

- FRASL, G. : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - Jb. Geol. B. A., Wien, 1958, 101, 323-472.
- MOSTLER, H. : Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 1967, 89- 50.
- UNGER, H. J. : Der Schwefelkiesbergbau Rettenbach (Oberpinzgau/Salzburg). - Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 2, 1969, 35-64.
- : Der Lagerstättenraum Zell am See, I - III. - Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, 11, 1970, 33 - 84.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Heinz J. UNGER, Hofgasse 11, D-8261 - Ampfing/Obb., BRD

DER LAGERSTÄTTENRAUM ZELL AM SEE
V. PRÄHISTORISCHER BERGBAU UND SCHÜRFE AUF DER
ROANER- UND DRAXL-ALM BEI WEIKERSBACH
(MITTELPINZGAU-SALZBURG)
(Anlagen 21, 22, 23, 25)

von

Heinz J. UNGER (Ampfing - Geologie)
G. SPITZLBERGER (Landshut/Bay. - Archäologie)
E.SCHNELL (Innsbruck - Röntgenfluoreszenzanalyse)

1. Geographische Lage (Anlage 21)

An der Mittelpinzgauer Bundesstraße zwischen Zell am See und Saalfelden, nördlich der Abzweigung nach Saalbach bei Maishofen, liegt nördlich von Harham die Ortschaft WEIKERSBACH. Beim Punkt 753 ("Sagbüchl") an der Mittelpinzgauer Bundesstraße (Österr. Topogr. Karte 1 : 25 000) zweigt man von der Hauptstraße nach Westen ab, fährt durch den südlichen Ortsteil von Weikersbach nach Westen und nach oben. Westlich des Ortsteiles hört die asphaltierte Straße auf. Sie steigt nun sehr rasch an, vorbei in Kehren am Kehlmeier, einem Gehöft in ca. 880 m NN, windet sich der für geländegängige Fahrzeuge gut befahrbare Weg nach oben. Bei der zweiten südlichen Spitzkehre, im Waldbereich, zweigt ein Fahrweg nach Süden ab, der sich leicht senkt. Dieser Weg schwenkt nach ca. 250 m wieder nach Westen um und steigt in Kehren zur DRAXL-ALM (+ 1112 m NN) auf. Von der Draxl - Alm führt ein guter, ziemlich eben laufender Fußsteig zur ROANER-ALM, (ca.10-15 Min. zu gehen). Die direkte Zufahrt zur Roaner-Alm, die zwar ausgebaut ist, ist nicht zu empfehlen (Abzweigung bei der ersten südlichen Spitzkehre vom Hauptweg!), da der Weg vom abfließenden Regenwasser sehr stark in Mitleidenschaft gezogen ist. Die Roaner-Alm konnte auf Grund dieser schlechten Wegverhältnisse mit dem Fahrzeug kein einziges Mal erreicht werden. Zudem ist der tiefere Almboden der Roaner-Alm stark lehmig, wodurch selbst für geländegängige Fahrzeuge Schwierigkeiten entstehen können.

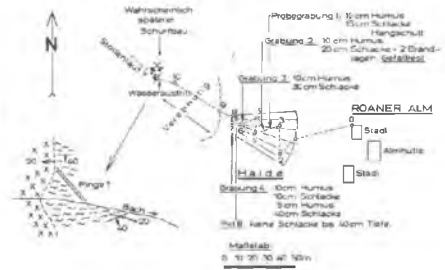
Der fast immer benutzte Aufstieg ging über die Draxl-Alm und über den Fußsteig zur Roaner-Alm nach Süden.

Die Roaner-Alm-Hütten liegen in 1101 m NN. Die Alm wurde in den vergangenen Jahren nur noch mit Jungvieh im Sommer beschickt. Die Alm ist nicht mehr durchgehend bewohnt gewesen, dementsprechend ist auch der



LAGEPLAN

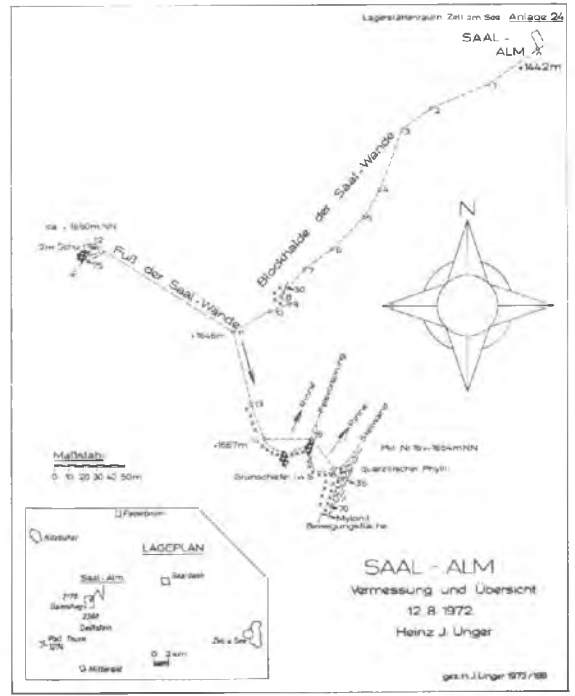
ROANER ALM
Detailaufnahme
11.8.1972
30.10.1977



Weikersbach / Pinzgau

Prähistorische Schlackenhalde, Schurfbau? der Roaner- und Draxl - Alm
Heinz J. Unger

- Legende:
- ☒ Phyllozoenprofil
 - ☒ Pinzgauer Phyllit
 - Retzung



SAAL - ALM

Vermessung und Übersicht
12.8.1972
Heinz J. Unger

Zustand der Almhütten.

Die Roaner-Alm liegt am südlichen Rand eines weiten, offenen Almgeländes, von der Mittelpinzgauer Bundesstraße aus gut erkennbar. Der Almgrund ist von tiefen Furchen in W - E - Richtung durchzogen, die mit Graswuchs vollkommen überzogen sind. Probegrabungen in diesen Furchen stießen selbst nach 50 cm durch Lehm und Hangschutt noch nicht auf anstehendes Gestein. Nur westlich der Almhütten, etwas oberhalb der in Anlage 22 eingetragenen Verebnung steht Proterobasspilit an.

2. Geschichtliche Daten

Auf der geologischen Karte von Th. OHNESORGE (1935) ist westlich von Weikersbach im oben beschriebenen Gebiet ein aufgelassener Bergbau auf Kupfer eingetragen. O. M. FRIEDRICH (1953) führt Weikersbach in seiner Karte als Nr. 17 unter "Spatlagerstätte mit vorwiegend Cu" an. In der Lagerstättenkarte der Geologischen Bundesanstalt Wien der Bearbeiter K. LECHNER et al. wird Weikersbach unter "Lagerstätten mit Kupfererzen (vorwiegend Kiese)" angeführt.

Geschichtlich ist von der Lagerstätte Weikersbach bzw. einem Bergbau im Bereich westlich von Weikersbach nichts bekannt. Es gibt keine Angaben über eventuell geförderte Erzmengen oder über Zeiträume, in denen ein ehemaliger Bergbau in Betrieb gestanden hätte. Die Salzburgerischen (erzbischöflichen) und die königlich bayerischen Bergbau-Akte kennen diesen Bergbau überhaupt nicht, jedenfalls erwähnen sie ihn nie.

Bereits bei den ersten Begehungen dieses Gebietes zeigte es sich, daß mit konkret faßbaren Abbau- oder Bergbauspuren nicht zu rechnen sein dürfte (selbst in

den Bergbauakten der Geol. Bundesanstalt in Wien erscheint Weikersbach lediglich unter "Weikersdorf NW" mit Kupfererzen als Haupterzminerale in Pal. Tonschiefern bis Diabas als Nebengestein). Ein Mitarbeiter der Geol. Bundesanstalt in Wien dürfte zu irgendeiner Zeit gesprächsweise von diesem ehemaligen Bergbau gehört haben und diese Aussage zu Protokoll gegeben haben.

Im Zuge der Detailuntersuchungen in den vergangenen beiden Jahren fiel nun auf, daß westlich der Roaner-Alm-Hütten (Anlage 22) eine Schlackenhalde ansteht, vom abfließenden Wasser zwar stark zerfurcht und vertragen, die aber allem Anschein nach (grusige und schlecht ausgeschmolzene Beschaffenheit des Materials) als prähistorisch angesprochen werden kann. Für diese Annahme fehlte lange Zeit die Bestätigung. Am 11.8.1972 wurden im Bereich dieser Halde bei Probegrabungen, mit denen die Zusammensetzung dieser Halde ermittelt werden sollte, Scherben- und Holzreste gefunden, die Herrn Dr. G. SPITZLBERGER (Landshut), einem Archäologen, zusammen mit den Schlackenresten vorgelegt wurden.

In einer ersten brieflichen Stellungnahme teilte er mir am 10.9.1972 folgendes kurzgefaßte Ergebnis seiner Untersuchung mit: "Die Scherben sind von großem wissenschaftlichen Wert; eindeutig prähistorisch, nicht jünger als urnenfelderzeitlich, also wohl (mittel-)bronzezeitlich. Charakteristisch ist der kragenlose Henkel, der sich lückenlos zusammensetzen ließ. Die Holzreste sind wohl auch Relikte des Bergbaus."

Im Januar 1973 übersandte mir Herr Dr. G. SPITZLBERGER folgende endgültige Stellungnahme für diese Arbeit:

" Keramikproben von der Roaner-Alm bei Weikersbach (Mittelpinzgau). (Anlage 25).

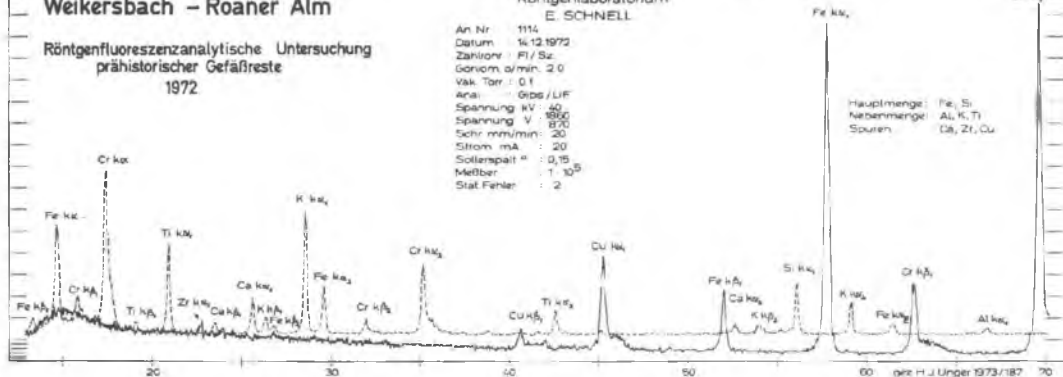
Die bei den Untersuchungen an der als prähistorisch vermuteten Bergbauhalde bei Weikersbach

Weikersbach - Roaner Alm

Röntgenfluoreszenzanalytische Untersuchung
prähistorischer Gefäßreste
1972

Institut f. Anorganische Chemie - Innsbruck
Röntgenlaboratorium
E. SCHNELL

An Nr. 1114
Datum 14.12.1972
Zählrohr FI/Sz.
Goniom. d/min. 2.0
Vak. Torr. 0.1
Ana. Gips/LIF
Spannung kV. 40
Spannung V. 800
Schr. mm/min. 20
Strom mA. 20
Sollerspalt μ . 0,15
Meßber. $\cdot 10^5$
Stat. Fehler. 2



Lagerstättenraum Zell am See

Anlage 25



Keramik aus der prähistorischen Halde
der Roaner - Alm / Weikersbach (Mittel-
Pinzgau - Salzburg)

1972

G. Spillzberger

Vom Original übertragen
H. J. Unger 1973/1979

(Roaner-Alm) am 6.8. bis 11.8.1972 geborgenen Keramikreste ergeben folgenden vorläufigen Befund:

Von den insgesamt neun Scherben waren fünf anpassend und ließen sich zu einem Randhenkel zusammenfügen. Ein größerer Einzelscherben scheint von einem anderen Gefäß zu stammen, die übrigen drei kleineren Fragmente von weiteren Stücken prähistorischer Machart.

Sämtliche Scherben sind handgeformt ohne Drehscheibe hergestellt und ziemlich sicher als prähistorisch anzusprechen. Eine genauere Datierung jedoch ist bei der Bruchstückhaftigkeit der Funde zunächst noch problematisch. Das Henkelstück (Abb. 1 A/B), Fragment eines grob handgeformten Henkeltopfes aus dunkelbraunem Ton, außen teilweise mit eingebrannter Rußschicht bekrustet, ist nach der Art des Henkelansatzes und der Oberflächenglättung wahrscheinlich bronzezeitlich. Ebenso dürfte das Scherbenfragment mit Bodenansatz eines flachen Schälchens (Abb. 2, Anlage 25) dieser Epoche angehören. Die Oberfläche dieses Scherbens aus glimmerhaltigem Ton ist gut geglättet, wegen geringen Brandes von erdig stumpfer Konsistenz.

Es ist bemerkenswert, daß die Tonqualität der beiden Proben nicht identisch ist, das Material oder die Magerungstoffe also von verschiedenen Gewinnungsstellen stammen.

Dabei gefundene Holzkohle und angekohlte Holzstückchen einer Nadelholzart (Fichte oder Tanne) dürften mit den Fundumständen der Scherben in Zusammenhang stehen. Es wäre wünschenswert, zur genaueren Bestimmung der Funde, die für die Erforschung des vorgeschichtlichen Bergbaus wesentliche Fragen klären helfen, an dieser Stelle gezielte Sondierungen vorzunehmen, um die vorläufige Datierung durch weitere Belege abzusichern."

Nach diesem Urteil und dem obertägigen Befund zu schließen scheint es sich auf der Roaner-Alm eindeutig

um einen prähistorischen Bergbau, wahrscheinlich auf der Basis des Pingenabbaus, zu handeln. Analoges berichten E. PREUSCHEN & R. PITTIONI (1956) aus dem Bereich bei Viehhofen im Saalachtal.

Es handelt sich hier offensichtlich um die Reste einer Verhüttung an Ort und Stelle von abgebautem Erzmaterial, das wahrscheinlich einer in s lagernden Schwefelkiesvererzung entstammt, die im Bereich und in der näheren und weiteren Umgebung der Roaner-Alm gefunden wurde. Im Zuge anderer Untersuchungen wurde von diesen Scherben der Roaner-Alm durch E. SCHINELL (Innsbruck - Institut für Anorganische Chemie - Röntgenfluoreszenz) dankenswerterweise eine röntgenfluoreszenzanalytische Untersuchung durchgeführt. Das Ergebnis und die Art der Analysendurchführung zeigt die Anlage 23. Auffallend an diesem Ergebnis erscheint den Verfassern, im Vergleich zu anderen, gleich alten oder jüngeren Scherben, der relativ hohe Anteil von Cu. Dieser Umstand wird dahingehend interpretiert, daß das zur Herstellung der Gefäße benötigte Rohmaterial direkt aus dem Bergbaubereich bzw. aus der näheren Umgebung dieses Bergbaus im Saalachtal entnommen worden sein muß. Nur im Bereich der Grauwackenzone des Zell am See-Gebietes dürften sich in den Tonen der Talauen derartig hohe Cu-Gehalte finden.

Vielleicht wäre es sinnvoll, diese hier aufgefundenen Beweise eines prähistorischen Abbaus in direkten Zusammenhang mit der nachgewiesenen, sehr regen prähistorischen Bergbau- und Verhüttungstätigkeit nördlich und südlich der Saalach im Gemeindegebiet von Viehhofen zu sehen.

3. Geologische Bemerkungen

Auf Grund der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse ist eine detaillierte Kartierung der näheren und weiteren Umgebung der Roaner-Alm nicht durchgeführt worden. Alle Rinnsale laufen mehr oder minder W-E, d. h. in der Richtung des Streichens der hier vorliegenden Pinzgauer Serie.

Im Bachbett südlich der Roaner-Alm stehen Pinzgauer Phyllite mit \pm EW-Streichen und 40° Süd-Fallen an, die etwas westlich der Roaner-Alm an einer ca. NS-streichenden und mit 20° nach Westen einfallenden Grenze an den Proterobasspilit, den Diabas bis Diabasporphyrit der OHNESORGE-Karte, grenzen. Dieser Proterobasspilit steht westlich der in Anlage 22 eingetragenen Verebnung im Bereich der Roaner-Alm aufgeschlossen als Geländestufe an.

Wie bereits erwähnt durchziehen \pm tiefe Furchen die Wiesenhänge der Roaner-Alm in WE-Richtung. Zum Teil bilden sich in diesen eingeschnittenen Bereichen sumpfige Abschnitte, z. T. finden sich im Verlauf dieser Rinnen Wasseraustritte.

Es besteht die Vermutung, daß es sich bei diesen Vertiefungen zum Teil um ehemalige Pinggen handelt, in denen von Obertage her die anstehende Schwefelkiesvererzung in der von MITTERBERG her bekannten Abbaumethode gewonnen und an Ort und Stelle verhüttet wurde.

Die Vererzung scheint, nach den spärlich gefundenen vererzten Gesteinsbrocken zu schließen, ausschließlich an den Pinzgauer Phyllit gebunden zu sein. Im Proterobasspilit konnte keine Vererzung gefunden werden.

4. Die Schürfe und die Vererzung

Das Vorhandensein eines prähistorischen Abbaus kann als gesichert angenommen werden. Nach erfaßbaren bergbaulichen Spuren dieser Bergbautätigkeit zu suchen ist müßig. Nach der Halde zu schließen kann dieser Bergbau nicht allzu groß gewesen sein und dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach auf den engeren Bereich der ROANER-ALM beschränkt gewesen sein. Man kann Pingen vermuten, der endgültige Beweis für diese Annahme muß derzeit noch schuldig geblieben werden. Aus dem Vorhandensein einer prähistorischen Halde kann, unter Vorbehalt, als sekundäre Folgerung das Vorhandensein von Pingen angenommen werden, da die alten Bergleute lange Transportwege scheuten und das Erz meistens am Ort seiner Förderung oder in dessen nächster Nähe aufbereiteten.

Westlich der prähistorischen Halde scheint, am Fuße eines steileren Geländestückes, neben einer Lärche, ein ehemaliger Schurfbau gelegen zu haben. Es tritt Wasser aus einer Vertiefung hervor. Da keine Halde vor diesem angenommenen Schurfbau erkennbar ist, dieser ca. 20-30 m vor dem Kontakt Pinzgauer Phyllit/Proterobassplit angesetzt ist, dürfte seine Strecke nicht allzu groß gewesen sein.

Dasselbe gilt von zwei Stellen oberhalb der Draxl-Alm, wo in brandigen Zonen, die E-W streichen, offensichtlich zwei Schürfe angesetzt worden waren. Auch diese scheinen, nach dem Fehlen von erkennbaren Halden, keine größere Erstreckung gehabt zu haben und sollen daher nur als Schurfbaue angesprochen werden.

Die drei letztgenannten Schurfbaue dürften erst in späterer Zeit, wahrscheinlich zur Zeit der Hochblüte des Bergbaus im Raume Zell am See, im 17. - 18. Jahrhundert, angelegt worden sein.

Vererzte oder brandige Lager im Pinzgauer

Phyllit sind in diesem Gebiet häufig anzutreffen, im Graben südlich der Roaner-Alm ist eine sehr geringmächtige vererzte Lage aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um die bereits mehrfach innerhalb der Pinzgauer Serie beschriebene, in s lagernde Schwefelkiesvererzung synsedimentärer Entstehung, die linsig-lagig innerhalb eines bestimmten regionalen Abschnittes der Grauwackenzone von E nach W vorliegt.

Da kein brauchbares Erzmaterial aus dem Anstehenden gewonnen werden konnte, wäre es müßig, Details über das Erz und die Vererzung anzuführen. Es soll lediglich darauf hingewiesen werden, daß es sich bei der hier vorliegenden, wahrscheinlich bereits prähistorisch abgebauten Vererzung, um eine synsedimentäre, submarinen Hydrothermen entstammende, in s lagernde Schwefelkiesvererzung mit wechselnden Cu-Gehalten handelt, analog den Untersuchungsergebnissen von Gries bei Saalfelden im Norden und von Viehhofen im Saalachtal im Süden der Roaner-Alm.

Diese Vererzung setzt sich nicht in den Proterobasspilit hinein fort, sie scheint jedoch genetisch an diesen gebunden zu sein.

Literatur

Geologische Karten und Lagerstättenkarten:

- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen,
1 : 500 000, Radex - Rundschau, 1953 ,
7/8, 371 - 407.
- LECHNER, K. et al.: Karte der Lagerstätten mineralischer
Rohstoffe der Republik Österreich,
1 : 1 Mill., 1964, Geol. B. A. Wien.
- OHNESORGE, Th. et al.: Geologische Spezialkarte des Bun-
desstaates Österreich, Blatt Kitzbühel
und Zell am See, 1 : 75 000, 1935.

Schriften:

- PREUSCHEN, E. & PITTIONI, R. : Das urzeitliche Bergbau-
gebiet Wirtsalm bei Viehhofen im Mit-
telpinzgau, Salzburg. - Archiv f. ur-
und frühgeschichtliche Bergbauforschung,
2, 1956, 264 - 278.
- UNGER, H. J.: Der Lagerstättenraum Zell am See - Archiv
f. Lagerstättenforschung i. d. Ostal-
pen, 11, 1970, 33 - 85.

Anschriften der Verfasser:

- Dr. Heinz J. UNGER, Hofgasse 11, D-8261 Ampfing/Obb., BRD
- Dr. G. SPITZLBERGER, Stadtarchiv, Altstadt 79, D-83 Lands-
hut/Bay., BRD
- Doz. Dr. E. SCHNELL, Institut für Anorganische Chemie der
Universität Innsbruck, Innrain 52,
Innsbruck.

DER LAGERSTÄTTENRAUM ZELL AM SEE

VI. SAAL - ALM

(Begehungsbericht - Anlage 24)

von

Heinz J. UNGER (Ampfing)

Die Saal-Alm liegt im hintersten(westlichen) Teil des Saalachtals in + 1442 m NN. Abzweigend von der Mittelpinzgauer Bundesstraße bei Maishofen,nördlich Zell am See, führt man die Saalbacher Bundesstraße bis nach Saalbach, weiter in das Hinterglemm-Tal hinein, immer nach Westen.

Vorbei an Kolling, wo die asphaltierte Straße zu Ende ist, über Walegg, immer im Saalachtal, kommt man unterhalb der Linding-Alm zu einem größeren Parkplatz. Geradeaus weiter, entlang des Schwarzen-Baches, den man einmal durchfahren muß, auf sehr schlechter Straße, gelangt man zur Saal-Alm, die am Fuße einer mächtigen Blockhalde der Saal-Wände im Talschluß liegt.

Der Besitzer dieser Alm wies mich in Zell am See einmal darauf hin, daß am Fuß der Saal-Wände Ende des vergangenen Jahrhunderts bzw. in den beiden Weltkriegen immer wieder bergbauliche Untersuchungen durchgeführt worden seien und daß er glaube, es müßten noch Schürfe zu finden sein.

Im Herbst 1971 wurde eine Übersichtsbegehung durchgeführt, die kein brauchbares Ergebnis erbrachte, da sie zu weit südöstlich der Saal-Alm angesetzt war.

Am 12.8.1972 wurde bei einer zweiten Begehung von der Saal-Alm über die Blockhalde zum Fuße der Saal-Wände hinaufgemessen und das Gelände am Fuß der Saal-Wände nach NNW und SSE begangen.

Dabei zeigte sich gegen NNW im quarzitischen Pinzgauer Phyllit eine brandige Zone, entlang einer N 145 W streichenden und mit 75° SE fallenden Kluft, die offensichtlich einmal beschürft wurde. Diese Schürfung ist ca. 2 m tief und steht in einer schwach brandigen Zone, die makroskopisch keinen Schwefelkies zeigt. Unter dem Mikroskop läßt sich in einzelnen, s-parallelen Lagen eine sehr schwache Schwefelkiesführung feststellen, die aber mehr diffus verteilt in s vorzuliegen scheint. Als

Abbau oder Einbau ist dieser Schurf nicht zu bezeichnen.

Gegen SSE zu kommt man in den sog. Grünschiefer, bei dem es sich nach Th. OHNESORGE (1935) um Diabasporphyrit handelt, der an zwei Stellen leicht brandig ist, wobei allerdings keinerlei Schürfspuren erkennbar sind.

Am Ende der Vermessung gegen SSE, an einer von einer Steilwand begrenzten Rinne, steht im Liegenden eines Mylonits von 50 - 100 cm Mächtigkeit wiederum quarzitischer Pinzgauer Phyllit an, der N 153 W streicht und 35° SE einfällt. Die Bewegungsfläche zwischen dem Diabasporphyrit im Hangenden und dem quarzitischen Pinzgauer Phyllit im Liegenden streicht mit N 165 W und fällt mit 70° SE ein.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß es sich bei den vorliegenden Schwefelkiesspuren um in s liegende schwache Vererzungen ohne abbauwürdigen Wert handelt. Die Saal-Alm ist demnach nicht als Bergbaugebiet, höchstens als Schurfgebiet zu betrachten.

Literatur:

OHNESORGE Th. et al.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, Blatt Kitzbühel und Zell am See, 1 : 75 000, 1935.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Heinz J. UNGER, Hofgasse 11, D-8261 Ampfing/Obb., BRD

LAGERSTÄTTEN UND BERGBAUE IM GEBIET DER SATTNITZ

SÜDLICH KLAGENFURT / KÄRNTEN

1. TEIL: DIE EHEMALIGEN BLEI-SILBER- UND EISENBERGBAUE
VON PLESCHERKEN BEI KEUTSCHACH

Mit 13 Abbildungen

von

Friedrich Hans UCIK (Klagenfurt)

Inhaltsübersicht:

1. Einleitung	115
2. Historische Daten	116
3. Der geologische Rahmen der Vererzung	118
4. Die Stollenbaue	124
5. Die übrigen Spuren des Bergbaues	130
6. Erzvorkommen und Bergbauspuren bei den ehemaligen Kalköfen am N-Ufer des Keutschacher Sees	130
7. Mineralogische Zusammenfassung und Gedanken über die Vererzung	133
8. Zusammenfassung	139
9. Literaturübersicht	140
 Abbildungen	 142

1. Einleitung

Im Gebiet der altkristallinen Gesteinsserien südlich des Wörthersees treten an mehreren Stellen Vererzungen auf, die als Blei-Silber- bzw. Eisen-Magnesium-Vererzungen anzusprechen sind. Etwa NW des Keutschacher Sees, im Gebiet der Ortschaft P l e s c h e r k e n , wurden die dort vorhandenen Vererzungen in einem verhältnismäßig recht bedeutenden Umfang mittels Pingen, Röschen und Stollen beschürft, vereinzelt sogar in Abbau genommen.

Obwohl diese vermutlich ziemlich alten Bergbaue im 19. Jahrhundert nochmals beschürft sowie schon seit über 100 Jahren vor allem in der mineralogischen Literatur wiederholt erwähnt wurden, und schließlich dieses Gebiet insgesamt auch in neuerer Zeit mehrfach geologisch untersucht wurde, fehlt doch bis heute eine eingehendere montangeologische Darstellung dieser Bergbaue. Zahlreiche am Klagenfurter Landesmuseum aufbewahrte Mineral- und Gesteinsproben von diesen Vorkommen lassen vermuten, daß der bekannte Montanist Richard CANAVAL eine Bearbeitung plante, zu der es allerdings nicht kam (KAHLER 1931, p.30). Bei den von mir seit dem Sommer 1969 durchgeführten Geländebegehungen konnte ich neben einer großen Anzahl von Schurfpingen und -röschen auch sieben Stollen auffinden. Während bei zweien dieser Stollen die Mundlöcher völlig verschüttet sind, die Stollen daher nicht befahren werden können, sind die übrigen fünf Stollen durchwegs ohne besondere Schwierigkeiten befahrbar (vgl. SCHWEIGHOFER 1965, p. 164) und weisen zusammen eine Streckenlänge von immerhin rund 160 m auf.

Im folgenden sollen nun die Ergebnisse der Untersuchungen der Pb-Ag-Fe-Bergbaue von Plescherken dargestellt werden, während die Beschreibung der übrigen Erzvorkommen und -schürfe (u. a. Roda bei Schiefing,

Techelweg, Kathreinkogel etc.) dem 2. Teil der Folge vorbehalten bleiben soll.

An dieser Stelle möchte ich auch allen Kollegen danken, die mir beim Zustandekommen der vorliegenden Arbeit behilflich waren: Herrn Prof. Dr. J. G. HADITSCH / Leoben, der in entgegenkommender Weise mehrere Erzproben mikroskopisch untersuchte und auch die dieser Arbeit beigegebenen Anschliffotos herstellte; Herrn Dipl.-Ing. KOLB / Leoben, der die Untersuchung einer Erzprobe mittels Elektronenstrahlmikrosonde vermittelte; den Herrn Doz. Dr. ZEDNICEK und Ing. POLESNIG / Radenthein für die Spezialuntersuchung mehrerer Magnesit- und Dolomitproben; Herrn Dr. HÄBERLE / Wien für die naßchemische Analyse einer Erzprobe auf Silber; sowie Herrn Dr. NIEDERMAYR / Wien, der anlässlich einer gemeinsamen Exkursion nach Plescherken eine Probe mit Cerussit entdeckte und diesen bestimmte.

2. Historische Daten

Eher spärlich sind die Angaben, die in historischer Hinsicht über diese Bergbaue gemacht werden können. Der Beginn dieses Bergbaus liegt völlig im Dunkeln, einen vagen Hinweis auf das Mindestalter liefert der Stollen 7, der noch teilweise als enger, handgeschrämter Stollen erhalten ist (vgl. Kap. 4). Da die in allen übrigen Stollen vorhandenen Bohrlochreste zweifelsohne spätestens aus der letzten Betriebsperiode in der 1. Hälfte des 19. Jahrhunderts stammen (vgl. unten), möchte ich vorsichtig als Mindestalter dieser Bergbaue das 18. Jahrhundert angeben, wobei aber auch ein weitaus höheres Alter offen bleibt. H. WIESSNER 1951 gibt auf S. 206 (leider ohne Jahreszahl) an, daß im Landgericht

Keutschach bei Plescherken ein gewisser B. SUNTINGER und ein Josef von PIRKENAU schürften. Auf den Etiketten von Gesteins- und Mineralproben, die am Kärntner Landesmuseum verwahrt werden, sind als Fundorte Bergbaue bei SILBERNAGEL, CHRISTALLNIG (Eisenbau) und HOLENIA ("Gold- und silberhältiger Bleiglanz") bei Keutschach oder Plescherken erwähnt; historische Daten sind nur vom Silbernagelschen Bergbau bekannt. Die 1738 geadelte Familie SILBERNAGEL-HUEBMERSHOFEN hat ihr Vermögen vor allem im Eisenwesen erworben; Johann Martin v. S. - H. d. Ä. (?) bemühte sich in der 1. Hälfte des 18. Jahrhunderts um Eisenerzbergbaue in den Karawanken, andere Mitglieder dieser Familie waren während des 18. Jahrhunderts als Bleigewerker in den Karawanken tätig (WIESSNER 1951 und 1953). Eine am Klagenfurter Landesmuseum verwahrte Abschrift aus dem HKA (F 194) vom 24. März 1761 bringt einen Bericht des Bergrichters von Friesach und Villach Georg WARMUSZ über einen Blei- und Silberbergbau des Georg Gotthard von Silbernagel bei Keutschach. Da jedoch nach L. JAHNE 1936 ein G. Gottfried von Silbernagel bereits 1744 starb, ergeben sich hier zweifellos einige Unstimmigkeiten, die aber wohl trotzdem die Tatsache bestehen lassen, daß ein (oder mehrere) Mitglied(er) dieser bekannten Südkärntner Gewerkenfamilie um die Mitte des 18. Jahrhunderts bei Plescherken Bergbau betrieb(en). Auffinden konnte ich diesen Bergbau im Gelände freilich nicht mehr (siehe Kap. 7).

Die Grafen Christallnig sind zwar als Gewerker und Hammerherren im Raume von Hüttenberg bekannt geworden und schürften in der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts am Obir auf Blei, doch wissen wir nichts über ihre Tätigkeit bei Plescherken (WIESSNER 1951, 1953). Ebenso kennen wir die Familie HOLENIA nur als Bleigewerker in Westkärnten (WIESSNER 1951).

Demgegenüber finden wir über die Besitzver-

hältnisse während der letzten Betriebszeit vollständige Angaben bei der Berghauptmannschaft Klagenfurt, in die mir in entgegenkommender Weise Einblick gewährt wurde ("Berglehensamtliches Besitzstand-Buch für den Landesgerichts-zugleich Berggerichtssprengel Klagenfurt im Kronlande Kärnten".Tom.I fol.568/69). Franz Xaver KARNITSCHNIG erwarb mit 21. Juli 1819 vier einfache Maße in der Gemeinde Plescherken (Karoli-Lehen, Antoni-Lehen, Francisci-Lehen, Barbara-Lehen); 1861 erwarb Anton OHRFANDL 1/3 - Anteil dieses Bergbaues durch Kauf, aber schon für 1867 wird Karnitschnig wieder als alleiniger Besitzer genannt.1868 wurde der Bergbau heimgesagt, 1870 im Berghauptbuch gelöscht.Über die in dieser Zeit durchgeführten Arbeiten ist leider nichts bekannt, ebenso wenig kennen wir die Lage der einzelnen Berglehen.

Befremdend wirkt angesichts dieser genauen Angaben, daß C. ZERRENNER 1855 von einem von Paris (!) ausgehenden Unternehmen berichtet, das um die Mitte des 19. Jahrhunderts einen "Goldbergbau bei Plescherken" (wo?) betrieben haben soll, während sich bei der Berghauptmannschaft keinerlei Unterlagen darüber finden.

3. Der geologische Rahmen der Vererzung

3.1. Die Gesteine.

Das Bergbaugebiet von Plescherken liegt im Bereich altkristalliner Gesteinsserien, die - je nach Autor - dem Mittel- oder Oberostalpin zugerechnet werden. Das Grundgerüst des Gebirges wird von verschiedenen Phylliten bis Glimmerschiefern gebildet, in die zahlreiche kleinere und größere, isolierte Marmorschollen eingelagert sind. Weit verbreitet treten im Altkristallin südlich des Wörthersees syngedimentäre Grüngesteine sowie

junge Porphyritgänge auf; letztere Gänge besitzen aber - mit einer weiter unten erwähnten, unsicheren Ausnahme - keine Bedeutung für die Vererzung des Gebietes. Die verschiedenen Triasvorkommen liegen alle außerhalb des im vorliegenden Beitrag dargestellten Gebietes (vgl. SCHWAIGHOFER 1965).

3.1.1. Phyllite.

Trotz einer beträchtlichen Variationsbreite im Detail zeigen die Gesteine dieser Gruppe im Schnitt eine recht einheitliche Ausbildung; sie sind durchwegs + gut paralleltexturiert und verfaltet und zeigen im Handstück dunkle, graue bis graugrüne Farbtöne. Unter den Glimmermineralen ist Hellglimmer vorherrschend, wobei dieser meist als Sericit auftritt, während größere Blättchen (Muskovit) überwiegend nur untergeordnet auftreten, in manchen Typen auch völlig fehlen, sodaß man fast immer von Phylliten bzw. Quarzphylliten sprechen kann. Das zweite in diesen Gesteinen regelmäßig auftretende Glimmermineral ist Chlorit, wobei es sich durchwegs um feinschuppigen, blaßgrünen Pennin und Prochlorit handelt; der Chloritanteil kann bis gegen 15 % ansteigen.

Stets findet sich in den Phylliten auch Quarz in stark unterschiedlicher Korngröße, z. T. deutlich nach s gelangt und eingeregelt. Der mengenmäßige Anteil des Quarzes kann bis über 50 % ansteigen, doch gibt es auch Phyllite mit einem Quarzgehalt von nur 30 % und weniger. In manchen Phylliten findet sich auch Feldspat (Plagioklas), sein Anteil beträgt aber durchwegs nur wenige %.

Weit verbreitet in allen Phylliten, die durchwegs eine postkristalline Deformation zeigen, ist eine bräunliche bis gelbliche Verfärbung durch Eisenhydroxide (Limonit), daneben finden sich eingestreut noch verschiedene opake Erzkörnchen.

Im Grenzbereich von Phyllit und Marmor sind neben Verschuppungen mehrfach Wechsellagerungen zu beobachten (über deren Bedeutung siehe unten). Ein aus einer solchen Wechsellagerung stammender Phyllit (Stollen 3) zeigt allerdings im Gegensatz zu den sonstigen Phylliten 1. an Glimmermineralen nur Sericit ($> 50 \%$), und 2. einen geringen Gehalt an + limonitisierten Karbonatkörnchen (ca. 10 %).

3.1.2. Marmore.

Die schon mehrfach erwähnten, in Form kleinerer und größerer Schollen in die Phyllite-Glimmerschiefer eingelagerten, i. a. weißen Kalkmarmore zeigen meist eine deutliche Bankung, doch gibt es auch stark zerhackte Partien. Im Schliff erweist sich ein solcher Marmor (Fundort: Stollen 6, Hangendpartien des Abbaues, mit Phyllit wechsellagernd) als fast ausschließlich (ca. 97-98 %) aus rhomb. Karbonat bestehend. Die eckig-xenomorphen, fast durchwegs lamellierten und gegitterten, glatt auslöschenden Karbonatkörner bilden ein Pflastergefüge, in dem + glatt auslöschende Quarzkörner und Muskovitblättchen isoliert eingestreut sind. Die Muskovite sind bis 0'5 mm lang und überwiegend subparallel ss eingeregelt; im Schliff erscheinen sie als nadelförmige, nur selten etwas gebogene, meist aber gerade Querschnitte, scheinen also spät- bis postkinematisch gesproßt zu sein.

3.1.3. Dolomite.

Innerhalb der Marmorschollen finden sich verbreitet graue, rotbraun anwitternde, i. a. unregelmäßig zerhackte Dolomite. Eine wenn auch grobe Bankung oder Schichtung ist nur selten vorhanden. Die Verbreitung dieser Dolomite innerhalb der Marmor Komplexe ist unterschiedlich; z. T. bilden die Dolomite deutlich annähernd lagerartige Partien zwischen liegenden und hangenden ge-

bankten Marmoren, sehr oft ist aber auch in den Stollen zu sehen, daß die Marmore im Streichen wie im Fallen unvermittelt an die Dolomite stoßen. Der oft auf kürzeste Distanz erfolgende Gesteinswechsel macht bei den ungenügenden Aufschlußverhältnissen eine kartennmäßige Auscheidung der Dolomite unmöglich.

Im Schliff erweisen sich die Dolomite als ziemlich reine Karbonatgesteine (95 - 99 % rhomb. Karbonat). Die durchwegs eckigen, xenomorphen Karbonatkörner, deren Durchmesser zwischen weniger als 0,02 und (in den Adern) über 1 mm schwankt, besitzen nur selten Spaltrisse oder eine Druckverzwillingung (Gitterung), womit sich diese Dolomite deutlich von den stark metamorphen Kalkmarmoren unterscheiden. Im Abschnitt über die Vererzung werde ich nochmals auf diese Tatsache zurückkommen. An sonstigen Mineralen finden sich eingestreut einzelne, + undulöse Quarzkörner, selten einzelne Hellglimmerblättchen (Muskovit) sowie fallweise eine geringfügige limonitische Verfärbung entlang der Korngrenzen. Trotz der intensiven rotbraunen Verwitterungsrinde der Dolomite sind die Karbonatkörner i. a. farblos, selten andeutungsweise blaßbraun, aber stets tritt ein + deutlicher Pseudo-Dichroismus auf; die Gesteine sind, wie im Kap. 7 - Mineralog. Zusammenfassung - noch näher dargestellt werden wird, zusammenfassend als + eisenhaltige Dolomite zu bezeichnen.

3.1.4. Porphyrite.

Die im Bearbeiteten Gebiet auftretenden Porphyrite wurden nicht näher untersucht, petrographische Einzelheiten sind bei SCHWAIGHOFER 1965 nachzulesen.

3.1.5. Grünschiefer (Tuffit).

Im Stollen 1 wurde eine mehrere Meter mächtige Grünschieferlage durchörtert, die zwar allem Anschein

nach schichtparallel eingelagert ist, von jungen Bewegungen aber teilweise intensiv erfaßt wurde, sodaß ihre tagwärtige Begrenzung mehr oder weniger tektonischer Natur ist.

Im Schlift (Probe von m 25, E-Ulm) zeigt das feinkörnige Gestein (\varnothing i. a. $< 0'3$ mm) eine durch Sericit-Chloritschlieren wie auch durch eine Einregelung länglicher Mineralkörner recht deutlich markierte, + verfaltete Paralleltexur. In einer vorwiegend aus Karbonat, Sericit und Chlorit (Pennin) bestehenden Grundmasse sind eingestreut: Quarz, Feldspat, Klinozoisit und Epidot. Die Feldspäte zeigen nur relativ selten eine einfache Zwillingslamellierung und sind in den übrigen Fällen nur im Achsenbild vom Quarz zu unterscheiden. Mehrere max. etwa 1 - 1'5 mm im Querschnitt messende Anhäufungen von Mineralkörnern (Feldspat, Epidot, Klinozoisit) erwecken den Eindruck einsedimentierter Lavabruchstücke. Bemerkenswert ist auch, daß der Chlorit wie auch Epidot + Klinozoisit lagenweise stark angereichert sind.

Mit Annäherung an die gestörte Zone (Probe von m 24, W-Ulm) verschwinden Epidot + Klinozoisit völlig und es tritt Serpentin (wahrscheinlich Antigorit) in größerer Menge auf, überdies findet sich neben dem Sericit auch grobblättriger Muskovit. Im übrigen unterscheidet sich dieses Gestein nicht von der ersten Probe: eine lagenweise Anreicherung bestimmter Minerale ist ebenso bemerkenswert wie deren feinkörnige Ausbildung (\varnothing meist unter 0'1 mm, nur sehr selten bis 0'2 mm). Im Handstück lassen sich die beiden Gesteine nicht grundsätzlich unterscheiden.

Die für Grünschiefer charakteristische Pyritführung ist auch in diesem Gestein teilweise reichlich vorhanden. Freilich sind die Pyrite durchwegs mehr oder minder zersetzt, während mobil gewordenenes Eisenhydroxid das Gestein wolzig durchfärbt; Goethit herrscht weit-

aus vor, doch scheint fallweise auch Rubinglimmer vorhanden zu sein. Zwischen m 22 und 23 streicht im Stollen allem Anschein nach eine steilstehende Störung durch, da hier der Tuffit extrem stark phyllonitähnlich geschiefert wurde.

3.2. Die Tektonik.

Eine umfassende tektonische Untersuchung des gesamten Altkristallinkomplexes der westlichen Sattnitz führte B. SCHWAIGHOFER 1965 durch. Nach dieser Untersuchung bildet das Kristallin eine asymmetrische, WSW-ENE-streichende, gegen WSW abtauchende Antiklinale, deren Scheitel etwa auf der Linie Pyramidenkogel-Augsdorf liegt. Das Bergbaugebiet Plescherken liegt an der S-Flanke der Antiklinale; die von mir routinemäßig durchgeführten Messungen ergaben im Gefügediagramm (Abb. 4) ein Bild, das recht gut mit dem Diagramm D 3 von SCHWAIGHOFER übereinstimmt. Die starke Streuung der Werte führt SCHWAIGHOFER u. a. auf die starren Marmorblöcke innerhalb dieses Gebietes sowie das Vorhandensein mehrerer, gegeneinander verstellter Blöcke zurück, in welcher Ansicht ich ihm grundsätzlich folgen kann.

Im einzelnen ist ein z. T. starker Wechsel im Einfallen der Schichten auf kürzeste Entfernungen festzustellen, was beweist, daß wir uns in diesem Raum nicht in einem einfach und einheitlich aufgebauten Südabfall der Altkristallinantiklinale befinden, sondern in einem mehrfach verfalteten, von zahlreichen Störungen zerstückelten Gebiet. Solche Störungen, die z. T. deutlich mehrphasig angelegt wurden, sind sowohl in den Stollen Nr. 1, 5 und 6 wie auch im Gelände mehrfach deutlich zu sehen. Meiner Ansicht nach sind die Marmore im wesentlichen stratigrafische Einlagerungen in der Gesteinsabfolge, wie die mehrfach beobachteten Wechsellagerungen Marmor-Phyllit zeigen; andererseits haben sie aber ohne

Zweifel auf Grund ihrer Starrheit teilweise eine selbständige Tektonik entwickelt, wobei es im Grenzbereich zu Verschuppungen kam (Stollen 7).

4. Die Stollenbaue

Da es mir nicht möglich war, die im historischen Teil erwähnten Bergbaue bzw. Berglehen den verschiedenen aufgefundenen Stollen zuzuordnen, wurde letztere der Einfachheit halber fortlaufend von W gegen E mit den Nummern 1 - 7 bezeichnet.

Stollen 1 (Abb. 2), etwas abseits des Hauptbergbauegebietes knapp innerhalb des Waldes gelegen, ist durch seine bedeutende Halde leicht zu finden. Der Stollen wurde etwa normal zum Schichtstreichen auf 46'5 m vorgerieben, ohne Erze aufzuschließen, war demnach ein Fehlschlag. Nur der Grünschiefer (m 22 - 26) enthält accessorisch Pyritkörnchen. Auf den ersten Metern steht der Stollen in trockener Mauerung aus Marmor- und Phyllitplatten; oberhalb dieser Strecke hat sich das Gelände etwas gesenkt. Von m 8 - 21 durchörtert der Stollen flach (mit 20 - 30°) gegen N-NNW einfallende, helle, gebankte Kalkmarmore mit Phyllitzwischenlagen. Zwischen m 15 und 19'5 unterbricht eine stark gestörte, hauptsächlich aus kalzitüberkrusteten, quarzreichen Phylliten bis Phylloniten bestehende Zone den Marmor, wobei je eine sehr steil gegen Tag einfallende Störung die hangende bzw. liegende Begrenzung bildet. Unmittelbar hangend der tagwärtigen Störung treten mehrere von Leukophyllit überzogene Linsen eines grobkörnigen, grau-weiß-gesprenkelten, braun anwitternden Karbonatgesteins auf, bei dem es sich nach den Untersuchungen von POLESNIG um grobkristallinen Dolomit handelt.

Die gestörte Zone wurde aufbruchsmäßig bis etwa 1'70 m über der Stollenfirse verfolgt, wobei die den Fels überlagernde Grundmoräne (?-graue Tone, Sande, Schotter) bereits erreicht wurde; auch an den Ulmen wurde der Stollen auf eine Gesamtbreite von etwa 3 m nachgerissen. Mit Ausnahme der unbedeutenden Mg-Zufuhr für den offensichtlich frisch gesproßten Dolomit treten im Bereich der gestörten Zone keinerlei Hinweise auf Vererzungen auf.

Bei m 21 stoßen die hellen Marmore entlang einer nicht sehr deutlich ausgebildeten Störung an dunklen Dolomit, in deren Verband wieder ein hellspätiger Dolomit in Linsen auftritt.

Aus dem übrigen Teil des Stollens sei nur noch der folgende Punkt erwähnt: der in der bergwärtigen Hälfte des Stollens verbreitet aufgeschlossene dunkle, eckig brechende Dolomit, der einzelne, aber erzfreie Quarzadern enthält, ist zwar meist etwa schichtparallel in den Marmorkomplex eingeschaltet, aber stellenweise stößt er so unvermittelt und unregelmäßig an den gebankten Marmor, daß - da keine Störungen zu erkennen sind - sich der Gedanke an eine nachträgliche, teilweise Dolomitisierung des Kalkmarmors aufdrängt.

Stollen 2 wurde am N-Abfall der kleinen Marmor-
kuppe S 670 in braun angewittertem Fe-Dolomit angeschlagen; da sein Mundloch wieder fast völlig verschüttet wurde, läßt sich seine sicher nur geringe Länge (es ist nur eine kleine Halde vorhanden) nicht angeben (vielleicht 1'5 - 2 m ?).

Stollen 3 (Abb. 8). Obgleich auch in diesem, heute leider als Schuttablagerungsplatz benützten Stollen keine Erze, nicht einmal dunkle Dolomite von mir gefunden wurden, weist dieser Einbau alle Merkmale eines Abbaus auf: bei einer Länge von 9 m und einer Höhe von bis über 2 m ist dieser Stollen zwischen 2'5 und 3 m

breit, seine Firste folgt mehr minder konsequent einer wenige dm mächtigen Phylliteinlagerung im Marmor, d. h. es wurde ein bestimmtes Schichtpaket konsequent verfolgt (vgl. Stollen 6) und abgebaut. Es ist denkbar, daß sich in dieser abgebauten Schichte sporadisch Bleiglanz fand.

Stollen 4 ist - ebenso wie Stollen 2 - allem Anschein nach schon sehr bald nach dem Anschlag wieder verlassen worden, das Mundloch ist weitestgehend mit tauben Bergen verstäürzt.

Stollen 5. Auch dieser Stollen, der im Marmor angeschlagen wurde und meines Erachtens ident ist mit einem von K. PETERS 1854 auf S. 523 erwähnten "Unterbaustollen", wurde in etwa nordöstlicher Richtung + normal zum Schichtstreichen (soweit erkennbar) mittels Schießarbeit auf 31'5 m vorgetrieben, ohne daß nennenswerte Vererzungen angetroffen wurden. Auch in diesem Stollen sind in den weißen Marmor graue Dolomite eingeschaltet, doch war die genaue, gegenseitige Abgrenzung der beiden Gesteine wegen der zwar i. a. nur dünnen, aber weit verbreiteten Schmantschichte auf Firste wie Ulmen bei der Stollenaufnahme nicht möglich.

Mit flachem Einfallen gegen Tag, das in annähernd gleicher Richtung, aber steiler einfallende ss der Karbonatgesteine in spitzem Winkel schneidend, treten mehrere geringmächtige (max. einige cm), stark absätzige Quarzlagen auf, die an einigen Stellen Bleiglanz in Form von Rissausfüllungen und kleinen Putzen enthalten. Die chemisch, optisch sowie mittels der Mikrosonde näher untersuchten Proben (Kap. 7) stammen durchwegs aus diesem Stollen.

Wie die Stollenaufnahme (Abb. 3) besonders zwischen m 19 - 25 zeigt, wurden diese erzführenden Quarzgänge durch steil gegen Berg einfallende Störungen mit meist nur wenige mm dicken, gelbbraunen Mylonitausfüllungen in antithetische Bruchstaffeln zerlegt. Diese anti-

thetischen, gelbbraunen, mylonitischen Störungen sind allem Anschein nach die jüngsten Spuren tektonischer Aktivität, da durch sie ein zweites Störungssystem, das in diesem Stollen + steil gegen Tag einfällt und eine bis einige cm mächtige Ausfüllung durch eine weiße, mylonitische Schmiere aufweist, mehrfach deutlich versetzt wird. Da auch die von den braunen Mylonitstörungen zerstückelten Quarzgänge bisweilen weiße, mylonitische Bestege aufweisen, läßt sich wohl ein Zusammenhang zwischen den Störungen mit weißer Mylonitfüllung und den erzführenden Quarzgängen annehmen, andererseits sind die "gelbbraunen" Störungen eindeutig das jüngste Störungssystem, das - ganz grob angenähert - bc-Klüfte bezüglich des heutigen ss darstellt. Der Zweck des am bergwärtigen Ende des Stollens abgeteuften Gesenkes ist nicht klar ersichtlich; vielleicht suchte man eine Fortsetzung einer stark ab-sätzigen Quarzlinse, die am S-Ulm des Querschlages mit einer relativ reichen Bleiglanzführung aufgeschlossen ist. Das Mundloch dieses Stollens ist bis knapp unter die Firste versetzt (aber nicht verbrochen!), sodaß es im Gelände nicht leicht zu finden ist.

Stollen 6 (Abb. 5 und 7) ist der bedeutendste aller Baue im Gebiet von Plescherken. Er besteht aus einem tonnlägigen Abbau und einem davon räumlich getrennten, drei Sohlen umfassenden Schurfbau. Die Schurfarbeiten gingen hier vermutlich von einer Pingo aus, die grauen Dolomit aufschloß und heute noch oberhalb des Mundloches des Schurfbaues zu sehen ist.

Der Abbau liegt - auf Abb. 7 nicht unmittelbar sichtbar - links vom Stollenmundloch des Schurfbaues und folgte einem über 2'5 m mächtigen Schichtpaket aus zerklüftetem, grauem Dolomit, Phyllit- Quarzphyllitlagen und mehreren, bis einige dm mächtigen Quarzlagen tonnlägig in die Teufe (ss: 182/43); bei einer Länge von etwa 9'5 m nimmt seine Breite von 5 auf 1'7 m, seine Höhe

von über 2 m beim Mundloch auf etwa 75 cm vor Ort ab. Die Vererzung war in dem abgebauten Schichtpaket sicherlich nur gering: trotz längerer Nachsuche konnte ich nur am tiefsten Punkt des Abbaues eine geringfügige Bleiglanzvererzung entdecken.

Der Schurfbau verfolgte in 3 Sohlen, die durch Gesenke bzw. Durchschläge verbunden sind, eine etwa 2-3 m mächtige Lage von grauem Dolomit, dessen Liegendes wie Hangendes gebankter, weißer Kalkmarmor bildet. Der Dolomit ist z. T. bis Überwiegend unregelmäßig zerhackt und zerklüftet, zeigt aber fallweise auch eine gewisse Schichtung. Auch im Bereich dieses Schurfbaues finden sich im grauen Dolomit wiederholt Quarzlagen und -gänge, die bis über 10 cm Mächtigkeit erreichen. Auf der mittleren und unteren Sohle wurden bei der Verfolgung des Dolomits im Streichen gegen NW wiederholt auch Bleiglanzführende Quarzlagen angefahren; auf beiden Sohlen sind an der NW-lichen Stollenbrust der Streichstrecken mehr oder minder absätzliche, max. etwa 10 cm mächtige Quarzgänge zu sehen, die etwa in Richtung des ss (des Marmors) einfallen und neben Einschlüssen von grauen Dolomitbruchstücken eine relativ reiche Bleiglanzführung aufweisen.

Die beim Stollen 5 dargestellten Verhältnisse der beiden mylonitischen Störungssysteme zueinander bzw. zu den Bleiglanz führenden Quarzgängen werden durch einige im Stollen 6 festgestellte Tatsachen ergänzt: 1. sowohl im Abbau wie im Schurfbau weisen die erzführenden Quarzgänge mehrfach Bestege von weißem, schmierigem Mylonit auf; 2. treten besonders im Bereich des Gesenkes im Schurfbau mehrere meterlange Störungen auf, die von weißem Mylonit erfüllt sind und ungefähr gegen S steil einfallen; 3. die braunen Mylonitklüfte werden vor allem durch eine gegen NNE einfallende, fast saigere Störung im Bereich des Schurfbaues vertreten (032/85), die + unregelmäßig zerklüfteten Dolomite im N von geschichtetem

Dolomit im s trennt. Obzwar ich annehme, daß der Stollen 6 mit jener "alten Grube am östlichen Ende des Erzvorkommens", das PETERS 1854 erwähnt, ident ist ("Dieser Kalk führt an vielen Puncten Bleiglanz eingesprengt, zum Theil mit Ausscheidungen von Quarz, immer nur in der Form von Nestern, welche in einer alten Grube am östlichen Ende des Erzvorkommens sich lagerartig verhalten"), fand ich trotzdem im gesamten Stollen keine Spuren alter Schlägel- und Eisenarbeit, dafür aber verbreitet Bohrlochreste. Auch entsprechen die Dimensionen der Strecken im Schurfbau keineswegs jenen von geschlägelten Strecken: die Breite beträgt meist zwischen 1 und 1'5 m, die Höhe der Stollen liegt überwiegend zwischen 1'4 und 2 m. Da der unmittelbar benachbarte Stollen 7 noch teilweise als enger, handgeschrämler Stollen erhalten ist, läßt sich wohl eindeutig sagen, daß der Stollen 6 in seiner heutigen Gestalt durch Schießarbeit entstanden ist.

Stollen 7 (Abb. 9) wurde durch Schlägel- und Eisenarbeit rund 16'5 m gegen NNE als reiner Schurfstollen vorgetrieben, hat aber offenbar keine Erze angefahren. Er durchörtert eine mehrfach verschuppte Folge von Marmor und grauem Phyllit sowie im vorderen Stollenabschnitt einen grauen, schwach kalkigen Dolomit; beim Stollenmundloch ist der Kalkmarmor tiefgründig sandartig verwittert. Auf den ersten 9 Metern wurde der Stollen an den Ulmen durch Nachschießen z. T. bedeutend erweitert (um 0'5 - 1'5 m), während der bergwärtige Teil des Stollens noch fast vollständig als enger, geschlägelter Stollen (H: 1-13 m; Br.: 40-60 cm) erhalten ist, der nur an einzelnen Punkten an den Ulmen etwas nachgerissen wurde.

5. Die übrigen Spuren des Bergbaus

In großer Zahl finden sich im gesamten ehemaligen Bergbaubereich alte Pingen - mit Sicherheit konnte ich rund 60 heute mehr oder weniger verwachsene alte Schurfpingen verschiedener Größe feststellen (Abb. 10). Pingen wie auch einige ebenfalls vorhandene Schurfröschchen dienten - soweit sich dies heute noch feststellen läßt - dem Aufschluß der auffällig rotbraun anwitternden, grauen Dolomite, sei es, daß man diese Fe-Dolomite selbst als wenn auch armes Erz suchte, sei es, daß man die Dolomite bereits als das eigentliche Muttergestein der Bleiglanz führenden Quarzgänge erkannt hatte.

Halden liegen fast nur vor Stollen oder Röschen, während das Aushubmaterial der Pingen meist unmittelbar um diese deponiert wurde. Vereinzelt finden sich kleine Klaubhaufen von rotbraun verwitterten Dolomiten + Quarzgängen (Abb. 11). In diesem Zusammenhang seien Geländeformen erwähnt, die auf den ersten Blick den Schurfpingen ähneln, sich aber von diesen in zwei Merkmalen unterscheiden: sie besitzen stets einen söhnigen Zugang in Gestalt eines Geländeeinschnittes, und ihre Sohlen bzw. inneren Böschungen sind z.T. mit Bruchsteinen ausgelegt. Meiner Meinung nach handelt es sich hier um Plätze, an welchen das beim Schürfen erhauene haltige Gesteinsmaterial gestürzt wurde.

6. Erzvorkommen und Bergbauspuren bei den ehemaligen Kalköfen am N-Ufer des Keutschacher Sees

Knapp E des eigentlichen Bergbaugesbietes von Plescherken liegt N des Keutschacher Sees eine weitere

größere Marmorscholle, die durch einen nicht unbedeutenden Steinbruch erschlossen wurde und dergestalt vor dem Zweiten Weltkrieg die Rohstoffgrundlage für Kalköfen abgab, die unmittelbar N der Keutschacher Landesstraße standen, inzwischen aber schon längst geschliffen wurden.

Mehrere von F.KAHLER im Bereich des Steinbruchs aufgesammelte, im Depot des Landesmuseums verwahrte Gangproben, die als Gangmasse neben einer reichen Bleiglanzführung vorwiegend Quarz sowie Dolomit zeigen, veranlaßten mich, auch in der Umgebung des Steinbruchs nach Spuren bergmännischer Tätigkeit Umschau zu halten. Dabei konnte ich feststellen, daß die bereits vielfach erwähnten grauen, rostbraun anwitternden Dolomite einschließlich Quarzlagen auch W des Steinbruchs mehrfach ausbeissen. Knapp 50 m W eines kleinen Wohnhauses, das SW des Steinbruchs etwa bei den ehemaligen Kalköfen steht, erreicht ein solcher Dolomit eine Mächtigkeit von mehreren Metern und wurde durch einen kleinen "Steinbruch" näher untersucht; da in nächster Nähe dieses Schurfes auch noch einige weitere als Reste bergmännischer Tätigkeit einzustufende Geländeformen vorhanden sind (Pingen, Röschen, Halde), läßt sich vielleicht auch mehr als ein halbes Dutzend Mulden, Röschen und kleine "Steinbrüche" am W-Rand des Marmorvorkommens (Waldrand) auf bergmännische Schurftätigkeit zurückführen, die Nähe des Steinbruchs mahnt aber zu Vorsicht bei der Beurteilung; analoges gilt für einige gleichartige Geländeformen am W-Abfall der kleinen Kuppe N des Steinbruchs (in Abb. 1 nicht eingetragen).

Interessanterweise konnte mir Hr. Valentin GOLLOB, Mitarbeiter am Kärntner Landesmuseum, anlässlich einer gemeinsamen Fahrt nach Plescherken eine Stelle SW der ehemaligen Kalköfen (unmittelbar N der Landesstraße, ca. 70 m NW des Restaurants "Fischerhütte") zeigen, an der sich seiner Erinnerung nach vor etwa 10 - 15 Jahren

noch das Mundloch eines Stollens befunden haben soll; heute präsentiert sich diese Stelle deutlich verändert, es wurde hier Material aufgeschüttet und planiert, die genaue Lage des ehemaligen ?Stollenmundloches läßt sich nur mehr vermuten. Grundsätzlich würde auf diese Stelle die Angabe C. ZERRENNERS 1855 über den "Goldbergbau Plescherken" passen: "Der dortige Bau besteht aus einem, einige Klafter (1 Kl = 1'7 - 2 m) über dem Niveau des Keutschacher Sees bereits auf 79 Klafter Länge nordöstlich aufgefahrenen Stollen. Mit der vorderen Hälfte des Stollens ist Glimmerschiefer durchfahren, im Laufe der zweiten Hälfte werden Schweiß und Pulver in Diorit vergossen und verschossen. Der Glimmerschiefer wird an einer Stelle von einer Quarzausscheidung, die durch Zwischenlagen verwitterten Schiefers vielfach zerteilt ist, an einer anderen Stelle durch eine Lettenkluft in westöstlicher Richtung durchsetzt. Die Möglichkeit, daß diese mit Kiesen etwas imprägnierte Quarzausscheidungen sich in der Teufe zu einem Gange consolidieren ... können, läßt sich nicht in Abrede stellen...". Da in der unmittelbaren Umgebung des verbrochenen Mundloches keine Gesteine anstehen (vgl. die Geologischen Karten von KAHLER 1962 und SCHWAIGHOFER 1965), könnten hier im Untergrund auch Phyllite anstehen, wie ZERRENNER es beschrieb; ein Mundlochzimmer, an das sich mein Gewährsmann zu erinnern glaubt, könnte ein Hinweis auf ein wenig standfestes Gebirge (Phyllite?) sein.

Sehr bemerkenswert sind in diesem Zusammenhang mehrere am Kärntner Landesmuseum verwahrte Gesteinsproben, die mit großer Sicherheit aus keinem der von mir befahrenen Stollen stammen, sehr wohl aber aus dem oben beschriebenen Stollen stammen können ("Schiefer auf dem Porphyry, liegend unter der Lettenkluft", "Talkiger Glimmerschiefer", "Schiefer", Erzführender Diorit"), sowie an Erzmineralen Siderit, Magnetit und Pyrit, die ich

ebenfalls in keinem der übrigen Stollen antraf; alle diese Proben besitzen als Fundortsangabe: Plescherken, Silbernagel'scher Bau, und wurden von F. ROSTHORN, J. L. CANAVAL und R. CANAVAL aufgesammelt.

Eine völlig sichere Aussage würde freilich nur eine Wiedergewältigung des fraglichen Stollens bringen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß das Schurfgebiet W der ehemaligen Kalköfen wohl in engstem Zusammenhang mit dem zentralen Bergbaubereich von Plescherken stand.

7. Mineralogische Zusammenfassung und Gedanken über die Vererzung.

Die meisten der bisher veröffentlichten Angaben über Plescherken (z. T. auch unter Keutschach) beziehen sich auf mineralogische Fragen. H. MEIXNER 1957 zählt in seiner letzten Landesmineralogie Kärntens von Keutschach folgende Minerale auf: Kupferkies, Bleiglanz, Arsenkies, Magnetit, Siderit und Quarz. Von diesen Mineralen konnte ich bei meinen Untersuchungen nur zwei wiederfinden: Quarz in Form der erzführenden Milchquarzgänge, sowie den Bleiglanz. Proben aus dem verschollenen Silbernagel'schen Bau (siehe oben), die am Landesmuseum verwahrt werden, zeigen Siderit, Magnetit und Pyrit; es ist demnach durchaus möglich, daß auch die übrigen, nicht wiedergefundenen Minerale (Arsenkies, Kupferkies) aus diesem Silbernagel'schen Bau stammten. Eine Probe "Toneisenstein, von aufgelöstem Schwefelkies entstanden", die als Fundort "Christallnigg'scher Eisenbau, Keutschach" trägt, stammt wahrscheinlich nicht von Plescherken, sondern von einem Vorkommen bei Techelweg SW Schiefeling am See, das ich im 2. Teil der Folge über die Lagerstätten

der Sattnitz besprechen werde.

Da der Bleiglanz von Plescherken in der Literatur häufig als silberhaltig bezeichnet wurde, aber ohne Hinweis auf durchgeführte mineralogische Untersuchungen, wurden Bleiglanzproben aus Plescherken naßchemisch, erzmikroskopisch und mittels Elektronenstrahlmikrosonde auf ihren Silbergehalt untersucht.

Eine naßchemische Analyse einer Bleiglanzprobe (Stollen 5, m 28, W-Ulm) durch Dr. H. HABERLE/Min. Petrogr. Institut der Universität Wien, auf Ag ergab bei der Bestimmung des Ag als AgCl $0'242\%$ Ag, bei der volumetrischen Bestimmung des Ag $0'244-240\%$. Dieser verhältnismäßig hohe Ag-Gehalt steht in auffälligem Gegensatz zu einer Analyse eines Bleiglanzes aus (angeblich) paläozoischem Dolomit von Techlweg bei Schiefeling, die lediglich 100 gr Ag/t ergab (SCHROLL 1951).

Auch in dem Bericht des Bergrichters G. WARMUSS vom 24. III. 1761 (siehe Kap. 2 - Histor. Daten) wird ein eher geringer Silbergehalt des Keutschacher Erzes angegeben. Bei einem am 9. August 1790 zu Meiselding mit 38 Zt. Keutschacher Bleierz durchgeführten Schmelzversuch erhielt man nur $1 \text{ M } 1/4 \text{ L}$ Silber, d. s. nach R. CANAVAL 1897 rund 248 gr Ag/t . Im weiteren Verlauf des Berichtes wird aus dem Schmelzversuch ein Ag-Gehalt von $3 \text{ q } 4 \frac{1}{2} \text{ d}$ pro Zentner errechnet, was aber mit dem Gesamtergebnis nicht übereinstimmt ($3 \text{ q } 4 \frac{1}{2} \text{ d}$ pro Zentner sind nämlich über 322 gr/t); hier unterlief offensichtlich bei der Abschrift des Originals ein Fehler: statt $3 \text{ q } 4 \frac{1}{2} \text{ d}$ sollte es richtig 3 qu (u wurde fälschlich als 4 gelesen) $1/2 \text{ d}$ heißen, denn diese Menge ergibt umgerechnet rund 244 gr Ag/t , was mit dem Gesamtergebnis gut übereinstimmt.

Am Rande sei aus dem Bericht des Bergrichters noch erwähnt, daß auch nach seinem Befund im Silbernagelschen Blei- und Silberbergbau (ob damit der verschollene

Silbernagel'sche Bau oder auch die übrigen Stollen gemeint sind, läßt sich nicht feststellen) das an sich schöne silberhältige Bleierz in weißem, hartem Quarz nur ganz schütter eingesprengt einbreche, sodaß die Kosten niemals gedeckt würden; deshalb und wegen des geringen Silbergehaltes gestand die Hofkammer mit 24. März 1761 ganze Fronfreiheit für 1759, 60, 61 und 62 zu.

Die erzmikroskopische Untersuchung einer Bleiglanzprobe (Stollen 5, Querschlag) durch Hr. Prof. HADITSCH ergab einige bemerkenswerte, neue mineralogische Erkenntnisse. 1. tritt in Rissen des Bleiglanzes Cerussit auf (Abb. 13); damit wird ein Fund bestätigt, den NIEDERMAYR in einem Haldenrollstück aus dem Bereich der Stollen 6 und 7 machte; er entdeckte in dieser Probe langprimatische, bis 2 mm große Cerussit xx, die in Hohlräumen von derbem Bleiglanz sitzen. Nach röntgenografischer Überprüfung des Neufundes wurde dieser unter der Inv. Nr. L 2741 den Sammlungen des Naturhistorischen Museums/Wien einverleibt; 2. tritt in diesem Cerussit ein jüngerer Bleiglanz II auf, der sich aus dem Cerussit zementativ als feiner, idiomorpher Bleiglanz bildete; 3. findet sich im Schliff gelegentlich eine mittelbraune Zinkblende; 4. treten im Bleiglanz I feine, unregelmäßige Fahlerztröpfchen auf, die angesichts des hohen Ag-Gehaltes des Erzes als vermutliche Silberträger von größter Bedeutung sind. Eine daraufhin über Vermittlung von Hr. Dipl.-Ing. KOLB/Inst. f. Aufbereitung und Veredlung an der Mont. Hochschule durchgeführte Untersuchung der Probe mittels Elektronenstrahlmikrosonde der Fa. Böhler/Kapfenberg ergab folgende interessante und z. T. überraschende Ergebnisse: 1. das Fahlerz enthält ca. 21 % Ag, daneben Sb, Pb, Cu und S, sodaß es sich offenbar um Freibergit handelt; 2. eine weitere kleinste Mineralphase besteht aus Kadmiumsulfid (Greenockit?); 3. alle übrigen untersuchten Phasen sind Bleisulfid bzw. Blei-

oxid ohne Silber. Es ist also, wie bei manchen anderen Silberlagerstätten, auch in den Erzvorkommen von Plescherken nicht der Bleiglanz an sich silberhaltig, sondern er enthält als eigentlichen Silberträger Fahlerz.

Zum Abschluß des mineralogischen Teiles muß auch noch auf die Fe-Mg-Karbonate etwas näher eingegangen werden. Über Vermittlung von Hr. Doz. ZEDNICEK/ÜAMAG Radenthein wurden vier ausgewählte Karbonatproben aus der westlichen Sattnitz von Hr. POLESNIG eingehend (vorwiegend im Anschliff) untersucht. Von größter Bedeutung für das Gesamtbild der Vererzungen ist das durch die obigen Analysen endgültig sichergestellte Auftreten von Magnesit bei der Ortschaft Rupertiberg, ca. 5 km SW Plescherken, das erstmalig von KAHLER 1931 auf Grund des Handstückbefundes erwähnt wurde. Am N-Rand eines fast 4 km langen Kalkmarmorzuges tritt ein spätiger, z. T. etwas gebänderter Magnesit auf, den ich in einem von der Ortschaft Rupertiberg gegen WSW herabziehenden Graben oberhalb wie unterhalb der "Aussichtsstraße" bisher auf mehrere Zehnermeter verfolgen konnte. Eine endgültige Darstellung der geologischen Verhältnisse wie auch der mineralogischen Analyse wird im 2. Teil der Folge gebracht werden, doch muß vorwegnehmend erwähnt werden, daß der ältere Magnesit, der die Hauptmasse des Gesteins ausmacht, von einer jüngeren Quarzgeneration gequert wird, die ihrerseits wieder von jüngerem Magnesit/Dolomit oder Dolomit durchsetzt wird. Schließlich wurde auch eine Probe der dunkelgrauen Dolomite eingehend untersucht, da diese Gesteine einerseits allem Anschein nach das Muttergestein der Bleiglanz führenden Quarzadern darstellen, andererseits durch ihre schöne rostbraune Verwitterungsrinde einst vielleicht Hoffnung auf ein wenn auch armes Eisenerz gaben.

Die Untersuchungen POLESNIGs ergaben nachstehende Daten, die ich ihrer Bedeutung wegen fast wörtlich

zitieren möchte:

Die Probe besteht in der Hauptsache aus Dolomit, wobei idioblasten- oder nesterförmige Großkristalle von einer feinkörnigen Grundmasse umgeben und z. T. auch durchquert werden. Zweifellos handelt es sich um ein Rekrystallisationsgefüge bzw. eine erste wiederverheilte Beanspruchung des Gesteins. In einer zweiten, von der ersten völlig unabhängigen Phase ist eine mit Quarz eng in Zusammenhang stehende Spatdolomit-Kalzit-Kluftvererzung zu beobachten, welche von einer jüngeren Dolomitader bereits wieder durchquert wird (Phase 3). Schließlich wird das Gestein offensichtlich noch von einer vierten, tektonogenen Phase betroffen, zu deren Beginn es zu einer teilweisen Blattsilikatbildung und Limonitisierung, sowie am Ende derselben zu einer kalkreichen Kluftvererzung kam. Interessante Erzminerale, wie Bleiglanz, Zinkblende etc. konnten in keiner der beschriebenen Phasen beobachtet werden. Pyrit, randlich leicht goethitisiert, ist nur in einem einzigen Kristall, eingebettet im ursprünglichen Dolomit, vertreten.

Schließlich wurde auch der Eisengehalt der Dolomite untersucht: die chemische Analyse ergab 7,43 Gew. % Fe_2O_3 , die optische Bestimmung in einem Pulverpräparat ca. 10 Gew. % FeCO_3 bzw. 6,9 % Fe_2O_3 ; die rotbraune, limonitische Verwitterungsrinde der Dolomite ist also autochthoner Entstehung, doch kann von einem eigentlichen Fe-Erz leider nicht gesprochen werden.

Zusammenfassend zeigen Schliff- und Geländebeobachtung übereinstimmend folgende grundsätzliche Vererzungsabfolge: die älteste Phase Dolomit bzw. Magnesit wird von der zweiten, völlig unabhängigen Quarzphase durchsetzt, die mit einer Spatdolomit-Kalzit-Kluftvererzung in engem Zusammenhang steht und stellenweise Bleiglanz führt. Diese Quarzphase wird von jüngeren Dolomit-Magnesit-Phasen gequert und durchsetzt; hierher gehört möglicherweise

auch das Auftreten von Dolomitblasten in einer Quarzlage, die anlässlich einer Brunnenbohrung bei St. Margarethen ob Reifnitz gefunden wurden, Abschließend erfolgte noch eine tektogene Phase, das sind die div. Störungen und (Mylonit) Klüfte in den Stollen.

Vor einem abschließenden Versuch, die bescheidenen, kaum als solche zu bezeichnenden Lagerstätten von Plescherken zeitlich einzustufen und in das Gesamtbild der alpinen Erzlagerstätten einzuordnen, muß man sich klar sein, daß die Kleinheit wie auch die Mineralarmut der Lagerstätte wohl keine umstürzenden Erkenntnisse erwarten lassen, man im Gegenteil sehr zufrieden sein muß, wenn sich eine einigermaßen gesicherte genetische Einstufung an Hand eines fertigen Schemas (z. B. FRIEDRICH 1953) durchführen läßt.

Wie schon mehrfach erwähnt, halte ich die Fe-Dolomite auf Grund ihres Auftretens innerhalb der Kalkmarmore wie auch wegen ihres vergleichsweise geringeren Metamorphosegrades für nachträglich metasomatisch umgewandelte Partien des Marmors; diese metasomatische Umwandlung erfolgte entlang bevorzugter Linien (Störungen) in einer Spätphase der alpidischen Orogenese, sodaß die neuentstandenen Dolomite wohl noch mehr oder minder in die Tektonik einbezogen wurden, aber keine wesentliche metamorphe Umprägung mehr erlitten. Stellenweise überwog bei der metasomatischen Stoffzufuhr das Mg so stark, daß es zur Bildung von Magnesiten kam (Rupertiberg). In einer zweiten Phase drangen als späte Nachschübe Quarzgänge mit etwas Bleiglanz sowie Spuren von Zinkblende, Ag-hältigem Fahlerz und Greenockit? empordie ebenfalls noch andeutungsweise in den Gebirgsbau einbezogen wurden. In einer weiteren Phase durchsetzten wieder Dolomit und Magnesit die früheren Phasen (Mobilisate aus Dolomit + Magnesit I ?), ehe abschließend die jüngsten Mylonitklüfte alle älteren Phasen zerstückelten.

Versucht man nunmehr, die also eindeutig recht jungen Vererzungen von Plescherken beispielsweise in das Schema von O. M. FRIEDRICH 1953 einzuordnen, so ergeben sich beträchtliche Schwierigkeiten: in der ersten Phase ergeben sich Beziehungen zu den Spatmagnetit-, vielleicht auch zu den Eisenspat-Kupferlagerstätten (das Auftreten von Kupferkies, Magnetit und Siderit in den Keutschacher Lagerstätten ist ja durch Literatur bzw. Proben belegt); die zweite Phase läßt sich hingegen recht gut den Pb-Zn-Ag-Vorkommen zuweisen; FRIEDRICHs Zuordnung der Lagerstätten von Plescherken zu der mannigfaltigen Verlegenheitsgruppe "Bleizink (Silber)-Lagerstätten in anderen Gesteinsserien" läßt sich also allem Anschein nach nicht revidieren. Suchen wir abschließend noch nach Erzspondern im Bereich dieser Vorkommen, so geraten wir in große Verlegenheit: für die beträchtlichen Mg-Mengen der 1. Phase stehen nur ganz wenige Grünschiefer wie etwa der Tuffit im Stollen 1 zur Verfügung, während für die übrigen Erze keine sichtbaren Zusammenhänge mit den vorhandenen Porphyritgängen bestehen (die einzige unsichere und unüberprüfbare Ausnahme ist der "Diorit" im verschollenen Silbernagel'schen Bau). Es bleibt somit nur die Hoffnung, daß die Bearbeitung der übrigen Erzvorkommen in der Sattnitz weitere Hinweise über Genese und Einordnung der Lagerstätten ergeben wird.

8. Zusammenfassung

Im ostalpinen Altkristallin der westlichen Sattnitz südlich des Würthersees steckt in den Phylliten-Glimmerschiefern eine Anzahl von Kalkmarmorschollen, welche verbreitet Fe-Dolomite mit einzelnen Bleiglanz führenden Quarzlagen enthalten. Diese insgesamt recht

bescheidenen Erzvorkommen wurden im Gebiet von Plescherken NW des Keutschacher Sees mindestens seit dem 18. Jahrhundert intensiv beschürft. Neben zahlreichen Pingen wurden auch mehrere Stollen entdeckt, von letzteren 5 befahren und eingehend untersucht. Der in der Literatur vielfach erwähnte Ag-Gehalt des Bleiglanzes wurde näher untersucht und in modifizierter Form bestätigt, wobei mehrere Minerale wie etwa Cerussit neu entdeckt wurden. Die vermutlich in einer Spätphase der alpidischen Orogenese entstandenen Vorkommen lassen sich nur schwer in vorhandene genetische Schemata der ostalpinen Lagerstätten einpassen.

9. Literatur

- CANAVAL, R. (1897): Das Glaserz der Kärntischen Edelmetallbergbaue des 16. Jahrhunderts. - Carinthia II, 1.
- CZERMAK, F. -- SCHADLER, J. (1933): Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. - Mineralog. und Petrograph. Mitteilungen, 44/H. 1 : 1 - 67.
- FRIEDRICH, O. M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. - Radex-Rundschau, H. 7/8: 371 - 407. Dazu Lagerstättenkarte der Ostalpen (Erze und einige nutzbare Minerale). Ebenda erschienen.
- HAUER, F. -- FOETTERLE, F. (1885): Geologische Übersicht der Bergbaue der Österreichischen Monarchie. Wien.
- JAHNE, L. (1936): Zur Geschichte der Hammer- und Drahtwerke in Ferlach und Waidisch. - Montanistische Rundschau, Nr. 4.
- KAHLER, F. (1931): Zwischen Wörthersee und Karawanken. - Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 68 : 83 - 145.

- KAHLER, F. (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt (Neuaufnahme und Bearbeitung). - Geolog. Bundesanstalt Wien.
- MEIXNER, H. (1957): Die Minerale Kärntens. I. Teil. - Carinthia II, Sonderheft 21.
- PETERS, K. (1855): Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. - Jahrbuch kk Geol. Reichsanst., 6 : 508 - 580.
- SCHROLL, E. (1951): Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Bleiglanze. - Anz. Österr. Akad. Wiss. math. - natw. Kl., 88/Nr. 1 : 6 - 12.
- SCHWAIGHOFER, B. (1965): Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins im südlichen Klagenfurter Decken (Kärnten). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 16 : 149 - 165.
- UCIK, F. H. (1970): Lagerstätten und Bergbaue im Gebiet der Sattnitz - eine montangeologische Übersicht. - Kärntner Museumsschriften, 50 : 87 - 101.
- WIESSNER, H. (1950): Geschichte des Kärntner Bergbaues. I. Teil. Geschichte des Kärntner Edelmetallbergbaues. - Archiv f. Vaterl. Geschichte u. Topographie. 32.
- (1951): Geschichte des Kärntner Bergbaues. II. Teil. Geschichte des Kärntner Buntmetallbergbaues mit besonderer Berücksichtigung des Blei- und Zinkbergbaues. - Archiv ... 36/37.
- (1953): Geschichte des Kärntner Bergbaues. III. Teil. Kärntner Eisen. - Archiv ... 41/42.
- ZERRENNER, C. (1855): Über einige Bergbaupunkte in Kärnten. - Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 3 : 346 und 353 - 354.

Abbildungen

Abbildung 1: Übersichtskarte der Blei-, Silber- und Eisen-
bergbaue von Plescherken bei Keutschach.

Abbildung 2: Stollen 1

Abbildung 5

Abbildung 3

Abbildung 4

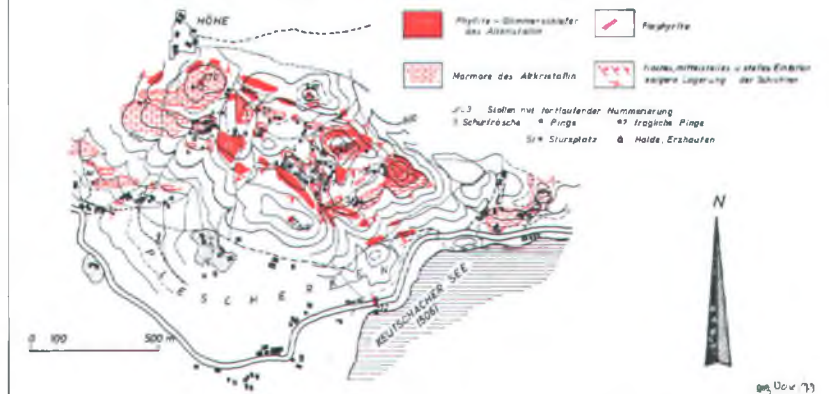
Abbildung 3: Stollen 5

Abbildung 4: Gefügediagramm

Abbildung 5: Stollen 6

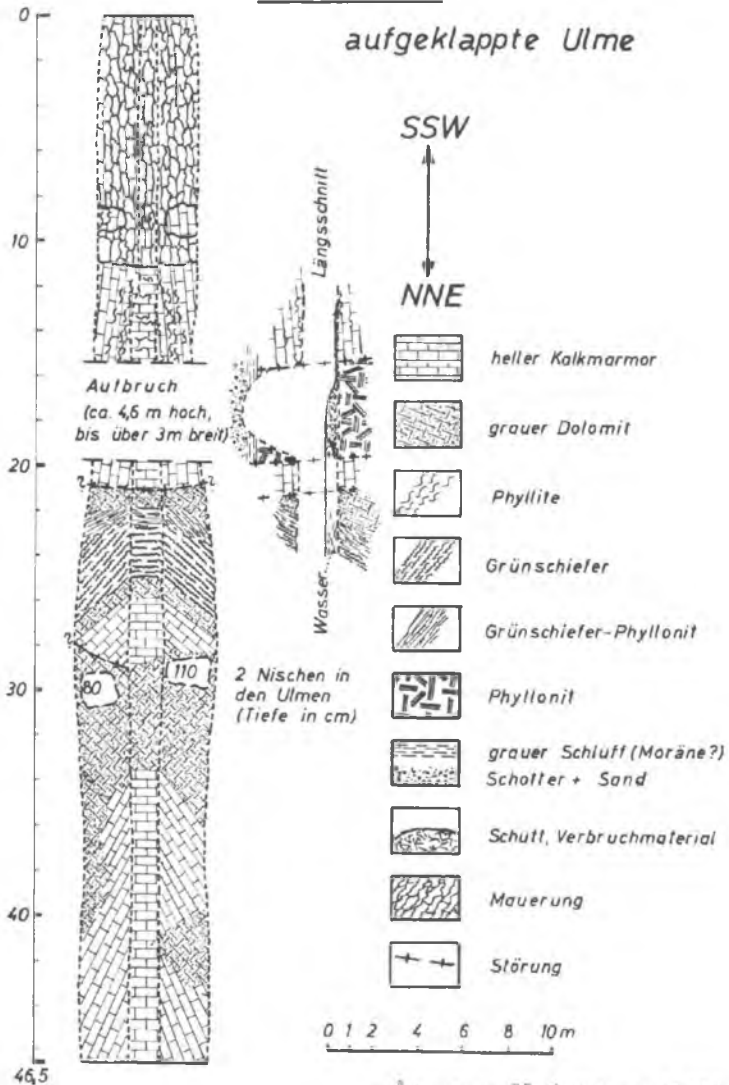
ÜBERSICHTSKARTE DER BLEI-, SILBER- UND EISENBERGBAUE VON PLESCHERKEN BEI KEUTSCHACH

Topographische Unterlags: Ö.K. 1:25000, Bl. FEISTRITZ - R. 202/3
Geologische Aufnahme: F. H. U. C. I. K., August 1969



STOLLEN 1

aufgeklappte Ulme

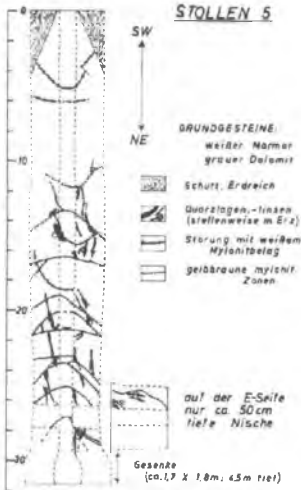
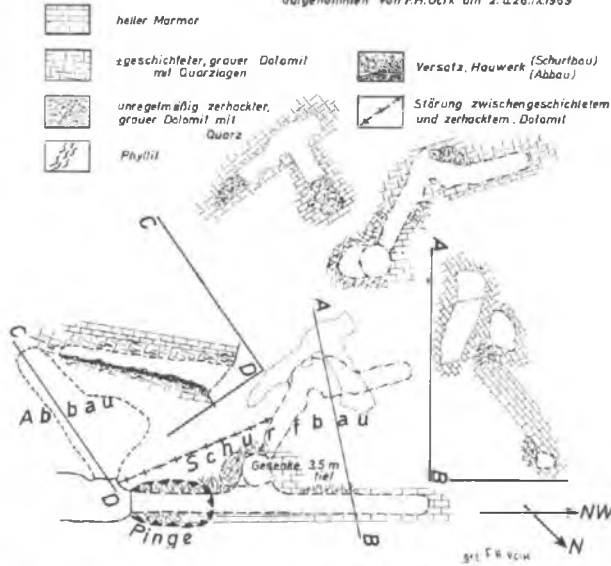


aufgenommen am 23. 10. 1969, 20% F. H. H. H.

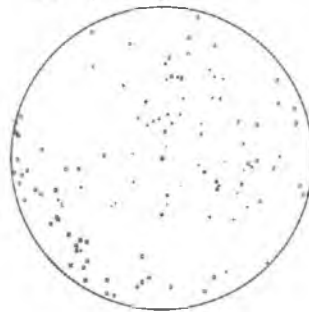
STOLLEN 6 Grundriss mit Querprofilen

0 1 2 3 4 5 10 20 m

aufgenommen von F.H. Uckl am 2. u. 26. IX. 1959



GEFUGEDIAGRAMM
flächentreue Projektion, untere Kugelhälfte
116 Messungen



Schiebflächenspole [• bzw. * (Bereich Station II)] 44 Mess.
 Klüfflächenspole [o - - o] 57 Mess.
 Schieferungsflächen [x - - x] 8 Mess.
 Pole nicht sicher identifizierter Flächen [□] 7 Mess.





NOTIZ ZU ZWEI ERZMINERALVORKOMMEN IM KATSCHBERG

von

J. G. HADITSCH (Graz)

Die Herren Bergdir. Dipl.-Ing. S. BIANGARDI und H.KLAUSNER (Kupferbergbau Mitterberg, Mühlbach/Hkg.) machten den Verfasser auf zwei Erzmineralisationen im Katschbergtunnel aufmerksam und überließen ihm auch entsprechendes Probenmaterial zur genaueren Untersuchung. Für dieses freundliche Entgegenkommen sei den beiden Genannten an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen.

Beim Vortrieb des Lüfterstollens für den Katschbergtunnel gegen Süden wurde zwischen lfm. 330 und 340 eine Vererzung angefahren, die nach einer chemischen Analyse 0,78 % Cu, 11,30 % Pb, 4,53 % S, 0,54 % WO_3 und 43 g/t Ag zeigte. Als W-Träger konnte Scheelit nachgewiesen werden. Die Gangart besteht aus Quarz und, untergeordnet, aus einem hellbraunen, ankeritischen Karbonat.

Die auflichtmikroskopische Untersuchung bewies einen Vererzungsvorgang, der durch eine (kurze ?) Periode der Katakklase unterbrochen wurde:

- 1) In der älteren Phase wurde ein siebartiger Pyrit, meist mit Bleiglanz- und Kupferkiesfüllung, gebildet (Abb. 1). Die Einschlüsse sind an manchen Stellen nicht, anderswo aber nach bestimmten Richtungen deutlich orientiert (Abb. 2).
- 2) Dieser ersten Phase folgte nach einer Katakklase eine weitere, die die Rupturen (meist mit Kupferkies) füllte, aber auch den Altbestand (zusammen mit dem Pyrit der ersten Phase) deutlich metasomatisch verdrängte (Abb. 3).

Eine weitere, jedoch wesentlich ärmere und gering (cm)-mächtige Vererzung fand sich beim lfm. 1030 in einem Chlorit-Serizit-Schiefer. Die Vererzung besteht lediglich aus einem nahezu "reinen" Pyrit, d.h. aus einem Kies, der nur sehr selten ein rund 0,1 mm großes Kupferkieströpfchen enthält. Der (zirkonhaltige) Quarz des Pa-

lösoms ist offenbar im Zuge der Mineralisation teilweise mobilisiert worden, denn im Pyrit finden sich reichlich Quarzidioblasten (Abb. 4).

Es ist noch verfrüht, weitergehende Angaben zu machen. Beim weiteren Vortrieb kann mit weiteren Mineralfunden gerechnet werden. Zum augenblicklichen Zeitpunkt kann lediglich gesagt werden, daß auf Grund ihrer Lage (trotz des Scheelitfundes) ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den beiden beschriebenen Mineralisationen und der Schellgadener Vererzung (O.M.FRIEDRICH 1935, 1968; O. M. FRIEDRICH - K. MATZ 1939) nicht zu bestehen scheint.

Schrifttum:

FRIEDRICH, O. M. : Zur Geologie der Goldlagerstätten-
gruppe Schellgaden . - BH.Jb. 83, 1935:1-19.

- : Die Vererzung der Ostalpen, gesehen
als Glied des Gebirgsbaues. - Archiv f. Lagerstättenforsch. in den Ostalpen, 8, 1968:
1-136.

FRIEDRICH, O. M. - K. MATZ: Der Stübelbau zu Schellgaden. - BHM., 87, 1939:34-39.

Anschrift des Verfassers:

Doz. Dr. Johann Georg HADITSCH
Mariatrosterstraße 193, A-8043 Graz.

Erläuterungen der Abbildungen

Abbildung 1

Abbildung 2

Abbildung 3

Abbildung 4

Abbildung 1: Pyrit, zerklüftet, siebartig durchbrochen, mit viel Bleiglanz und etwas Kupferkies. Schwarz: Poren.

Auflicht, 1 Pol., 57⁴ x.

Abbildung 2: Pyrit mit deutlich orientiertem Sieb. Gegenüber Bleiglanz und Kupferkies zeigt der Pyrit ein deutliches Relief.

Auflicht, 1 Pol., 73⁵ x.

Abbildung 3: Ein Pyritkorn (zersprungen, im rechten oberen Bildviertel, weiß, glatt, mit deutlichem Relief) mit einzelnen kleinen Kupferkieseinschlüssen, wird von Bleiglanz (weiß, mit dreieckigen Spaltausbrüchen) teilweise verdrängt. Gangart: Grau; das Glimmerpaket (am linken Bildrand) ist deutlich gefaltet, zerbrochen und teilweise durch jüngere Erzminerale verdrängt worden.

Auflicht, 1 Pol., 57⁴ x.

Abbildung 4: Quarzidioblasten (grau, mit Innenreflexen) in Pyrit (weiß).

Auflicht, 1 Pol., 57⁴ x.



DIE MINERALOGISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER
GESCHLÄMMTEN ASPANGER WEISZERDE

von

B. GRABNER (Radenthein) - J. G. HADITSCH (Graz)

Geologischer Überblick

Die Umgebung der Aspanger Lagerstätte wird von drei Gesteinsserien aufgebaut, nämlich

1. der generell N-S-bis NW-SE-streichenden und flach W- bzw. SW-fallenden Wechselserie mit Albitgneisen, Grün-, Ton-, Grauwacken- und Graphitschiefern,
2. der hauptsächlich NW-SE-streichenden und mit etwa 30° gegen NE einfallenden Grobgneisserie mit dem namengebenden Grobgneis (Granitgneis mit großen Kalifeldspäten), Glimmerschiefern, Amphiboliten, und
3. der tektonisch stark mitgenommenen Semmeringquarzitserie, mit dem z.T. geröllführenden Semmeringquarzit, einem Porphyroid, Tuffiten, Grauwacken, Phylliten, Kalken, Dolomiten, Rauhacken.

HUSKA (1971) sah im Gegensatz zu älteren Autoren im zentralalpinen Permomesozoikum der Semmeringquarzitserie nicht den Deckentrenner zwischen den beiden anderen Serien, sondern erkannte, daß es diskordant auf der Grenze zwischen den beiden anderen Serien aufliegt.

Alle diese Serien werden von mittelmiozänen Ablagerungen überdeckt.

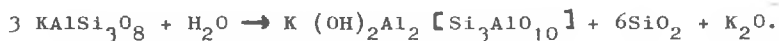
Von verschiedenen Orten sind schon seit langem lagerähnliche, Linsenzüge bildende Weißerdebildungen bekannt geworden, so vom Kohlgraben, Ofenbachgraben bei Lanzenkirchen, von Spratzen, vom Naßgraben bei Rotte Thal und von Hochneukirchen.

Die Aspanger Weißerde ist seit dem letzten Jahrhundert bekannt und wurde in ausführlicher Weise 1883 durch E. STARKL beschrieben. Er bezeichnete das Material, das zu jener Zeit bereits in einer Schlämmanlage im Kohlgraben bei Aspang aufbereitet wurde, als Pykno-phyllit (1883, p. 645).

Die derzeit bebaute Grube liegt an der Ostgrenze des Wechselfensters, etwa 2 km südlich von Aspang,

in einem kleinen Vorkommen von Permomesozoikum. HUSKA (1971) kam auf Grund eingehender Untersuchungen zur Überzeugung, daß diese Weißerde einen Abkömmling des zentral-alpinen permischen Porphyroides der Semmeringquarzitserie darstellt. Nach seiner Vorstellung sollen auf Grund petrographischer und stratigraphischer Vergleiche und von Untersuchungen von Schwermineralen die (Kali-) Feldspäte des Porphyroides in Serizit und Quarz, d. h. also in die Weißerde, umgewandelt worden sein. Damit erscheint nach HUSKA für die Weißerde von Aspang ein oberpermisches Alter als gegeben.

Der derzeitige Abbau geht zwar ausschließlich in der aus dem Porphyroid entstandenen Weißerde, also im Bereich der Semmeringquarzitserie, um, doch muß bei dieser Gelegenheit erwähnt werden, daß auch solche Weißerden, die als Abkömmlinge des Grobgneises aufgefaßt werden müssen, aus der Umgebung von Aspang bekannt sind. Auch in diesen Fällen ist die Weißerde als Metasom aus den Feldspäten aufzufassen, vielleicht hydrothermal und nach der von HUSKA gebrachten und den Serizitreichtum gut erklärenden Gleichung entstanden:



Wie schon oben erwähnt, wurde das Permomesozoikum bei Aspang tektonisch stark beansprucht. Dies geht auch aus dem Aufbau der Lagerstätte klar hervor:

Aus dem Bereich der Weißerdegrube II (Aspang) sind bisher fünf Schuppen bekannt geworden:

Die Schuppe I besteht nach HUSKA aus Semmeringquarzit, der mit etwa 30° gegen SE einfällt. Östlich und liegend zu dieser Schuppe liegt die nächste (II). Diese wird aus einem grauen Phyllit und dem sogenannten "Hangendflöz" der Weißerde gebildet. Generell herrscht hier ein Einfallen gegen S vor.

Die Schuppe III, aus grauem Phyllit und mit diesem eng verschupptem, geröllführendem Semmeringquarzit aufgebaut und durch etliche gegen NW oder SW fallende Brüche in Scherlinge zerhackt, bildet den Ostteil der derzeit bebauten Grube.

Die Grenzen der Schuppe III werden im W wie im E durch mit 30 bzw. $30-60^{\circ}$ westfallende Harnischflächen gebildet.

Die Schuppe IV wird im Westen durch eine $30-60^{\circ}$ westfallende Harnischfläche, im Osten durch eine mit 35° gegen W fallende Mylonitzone begrenzt und besteht aus grauem Phyllit und einem Weißerde-"Zwischenflöz".

Die Schuppe V besteht aus dem "Liegendflöz" und dem dieses unterlagernden schwarzen Phyllit. Gegen das Liegende zu wird diese Schuppe durch einen Mylonithorizont begrenzt.

Die Aspanger Weißerde kommt als sogenannter "Schlammkaolin" in den Handel und wird als solcher hauptsächlich in der Papierindustrie verwendet. Diese Bezeichnung stammt noch aus einer Zeit, in der die mineralogische Zusammensetzung der Weißerde noch nicht richtig bekannt war. Durch die Untersuchungen von M. VENDL (1933) und P. WIEDEN - G. HAMILTON (1952) wurde bewiesen, daß die Weißerde (d. h. der sogenannte "Rohkaolin") hauptsächlich aus Quarz und Serizit aufgebaut ist. Dementsprechend sollte in Hinkunft für dieses Gestein nur mehr die Bezeichnung "Weißerde", die wahrscheinlich zum ersten Mal durch STARKL (1883) dafür verwendet wurde, ~~gebraucht~~ werden. Weitere geologische Einzelheiten mögen der ausführlichen Darstellung von G. HUSKA entnommen werden.

Beschreibung der untersuchten Proben

In der Aufbereitungsanlage wird das im Tagbau Ausschlag-Zöbern gewonnene Material zuerst mechanisch

zerkleinert und gesiebt, sodann mit Wasser aufgeschlämmt. In Grobschlämmern und Hydrozyklonen wird das Feinmaterial (kleiner als 0,015 mm), und damit der Serizit, angereichert. Schließlich wird das Gut in Sedimentationsbeken, durch Filterpressen und durch eine (teilweise künstliche) Trocknung in einen verkaufsfähigen Zustand gebracht.

Den Verfassern lagen die Aufbereitungsprodukte der Qualität A 2 und A $\frac{1}{4}$ vor. In der Folge werden diese als Probe I (A 2) und II (A $\frac{1}{4}$) bezeichnet. Um die nachfolgenden Untersuchungen nicht zu beeinträchtigen, wurden diese Proben nicht der sonst üblichen Trocknung unterzogen.

Beide Proben haben einen hohen We i ß h e i t s -
g r a d :

~ 9 YR 8/1 (nach MUNSSELL 1954).

Zur Farbe des Materials ist zu bemerken, daß die Fraktion über 20 μ einen stärkeren grau-grünlichen Farbton aufweist.

Da auch die Diffraktometeraufnahmen ergaben, daß beide Proben einen sehr ähnlichen mineralogischen Aufbau haben, soll in der Folge nur mehr die Probe I beschrieben werden.

Zur B e s t i m m u n g d e r K o r n -
g r ö ß e n wurde eine Sedimentationswaage verwendet. Als Peptisator diente 0,01 n Ammoniak. Um eine Kurve zu erhalten, die das Anlegen von Tangenten auch am Ende der Sedimentationskurve ermöglicht und so die Ermittlung der Rückstandskennlinie gestattet, mußte während der Sedimentationsmessungen die Vorschubgeschwindigkeit des Schreibers geändert werden. Die Vorschubgeschwindigkeit betrug in den ersten 90 Minuten 300 mm/h, hierauf 30 mm/h. Die auf Grund dieser Sedimentationskurve aufgezeichnete Summenlinie zeigt deutlich, daß bei der Probe I die

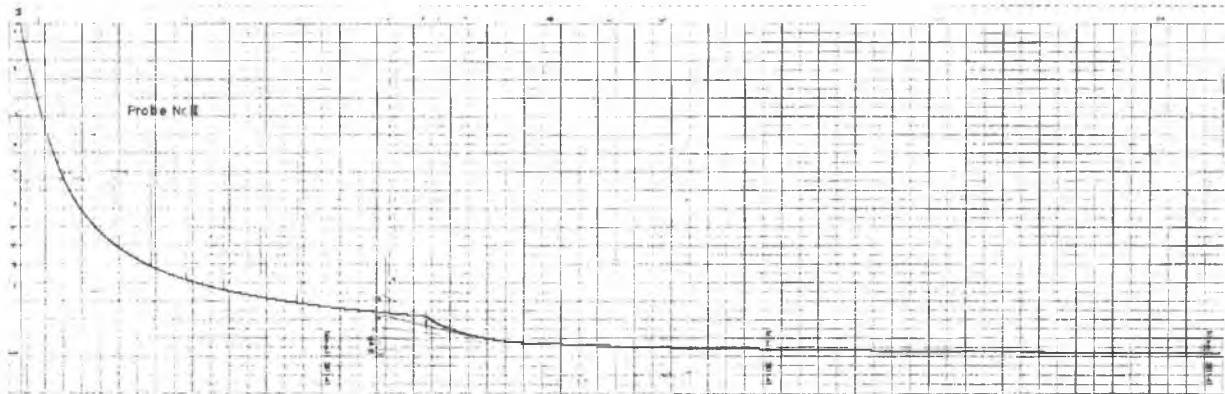
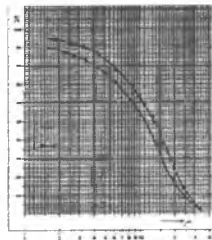
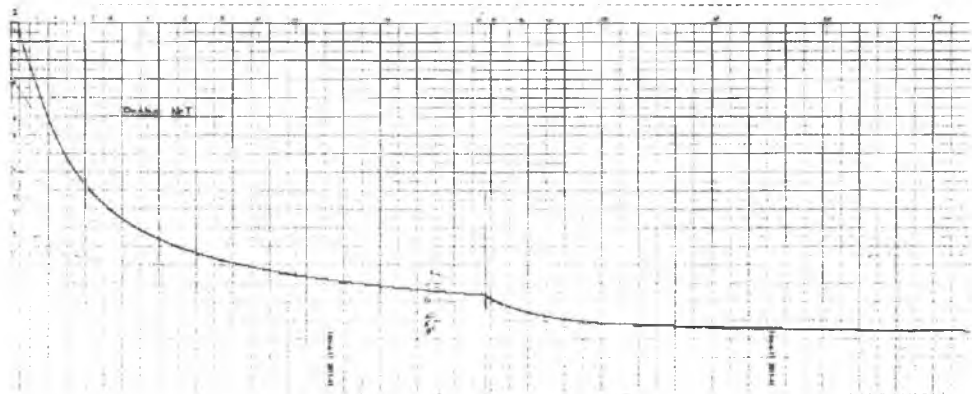
Abbildung 1
Abbildung 2

Abbildung 3

Abbildung 1: Sedimentationsdiagramm der Probe I

Abbildung 2: Sedimentationsdiagramm der Probe II

Abbildung 3: Summenkurven für die Proben I und II



feineren Kornanteile überwiegen, daß aber andererseits bei beiden Proben das relative Maximum im Korngrößenbereich zwischen $11,2$ und 20μ liegt (Abbildungen 1,2,3,).

Für die röntgen diffraktometrische Untersuchung wurde ein Zählrohr-Interferenz-Goniometer der Firma Philips herangezogen. Aufnahmebedingungen: Cu-K α -Strahlung, Ni-Filter, 40 kV, 25 mA, Skalenendwert: 1×10^3 Impulse/sec., $w = 1^\circ/\text{min.}$, Blendenkombination: 1 - 0,2 - 1, Scintillationszählrohr.

Die qualitative Mineralbestimmung wurde mit Texturpräparaten vorgenommen, die in der Folge für eine genaue Indizierung der einzelnen Reflexe einer thermischen Behandlung und einer Bedampfung mit Glycerin ausgesetzt wurden. Die Aufnahmen der Proben I und II (siehe: Abbildung 4) zeigen dieselben Reflexe. An Hand der ASTM-Kartei waren die Reflexe von Muskovit (Serizit) und Quarz eindeutig zu identifizieren. Weiters konnte ein Chlorit erkannt werden, der die charakteristischen Basisreflexfolgen für (001) = $14,1 \text{ \AA}$, (002) = $7,1 \text{ \AA}$, (003) = $4,7 \text{ \AA}$ und (004) = $3,54 \text{ \AA}$ zeigte.

Durch die Behandlung mit Glycerin wurde erwiesen, daß die Proben keine quellbaren Tonminerale enthalten (Abbildung 4).

Beim Brennen geht zuerst der Chlorit, dann der Muskovit in die Glasphase über (Abbildung 4).

Für die halbquantitative Bestimmung wurden texturfreie Präparate herangezogen. Das Rohmaterial wurde, da kein geeignetes Korkpulver gefunden werden konnte, mit Glaspulver, das den Untergrund nur unwesentlich anhub, volumsgleich vermengt. Es wurden so die vorher mit dem ATTERBERG-Zylinder getrennten Kornfraktionen $< 2\mu$, $2 - 6\mu$, $6,3 - 11,2\mu$, $11,2 - 20\mu$ und $> 20\mu$ untersucht. Als wesentlichstes Ergebnis kann der äußerst geringe Gehalt an Chlorit in den feinen Kornfraktionen

Abbildung 4: Röntgendiffraktometeraufnahmen von Texturpräparaten der Proben I und II

C: Chlorit

M: Muskovit (Serizit)

Q: Quarz

Page No. 1
Date: _____

Handwritten text in Urdu script, likely a religious or philosophical passage, written on a set of three horizontal lines (top, middle, bottom) with vertical dotted lines for alignment.

Page No. 2
Date: _____

Handwritten text in Urdu script, continuing the passage from the previous page, written on a set of three horizontal lines with vertical dotted lines.

Page No. 3
Date: _____

Handwritten text in Urdu script, continuing the passage, written on a set of three horizontal lines with vertical dotted lines.

Page No. 4
Date: _____

Handwritten text in Urdu script, continuing the passage, written on a set of three horizontal lines with vertical dotted lines.

Page No. 5
Date: _____

Handwritten text in Urdu script, continuing the passage, written on a set of three horizontal lines with vertical dotted lines.

hervorgehoben werden. Der Chlorit tritt nämlich erst in größeren Mengen in der Fraktion über 20μ auf, während der Serizit in den feinen Kornfraktionen angereichert ist und in der Fraktion unter 2μ ein Maximum erreicht. Quarz ist in allen Fraktionen enthalten und steigt ziemlich kontinuierlich von der Fraktion $< 2\mu$ bis zu der $> 20\mu$ an (Abbildung 5).

Die Proben wurden d i f f e r e n t i a l - t h e r m o a n a l y t i s c h bei einer Aufheizgeschwindigkeit von $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$ und einer Empfindlichkeit von $T = 0,1 \text{ mV}$ und $2,5 \text{ mm}/\text{min}$ geprüft. (Abbildung 6).

Die Kurven der beiden Proben zeigen einen ähnlichen Verlauf. Der geringe Chloritanteil reichte offenbar für die zwischen 600 und 700°C liegende starke endotherme Wärmetönung nicht aus. Außerdem fiel auf, daß trotz des hohen Quarzanteiles die für den Übergang von Tief- zu Hochquarz charakteristische endotherme Wärmetönung bei 575°C nicht deutlich zum Ausdruck kam.

Der allmähliche Verlust des Kristallwassers konnte ab ca. 500°C beobachtet werden. Diese Reaktion ging sehr langsam vor sich.

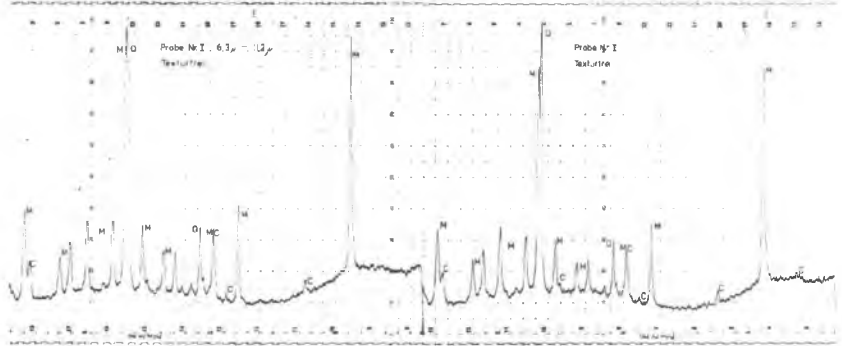
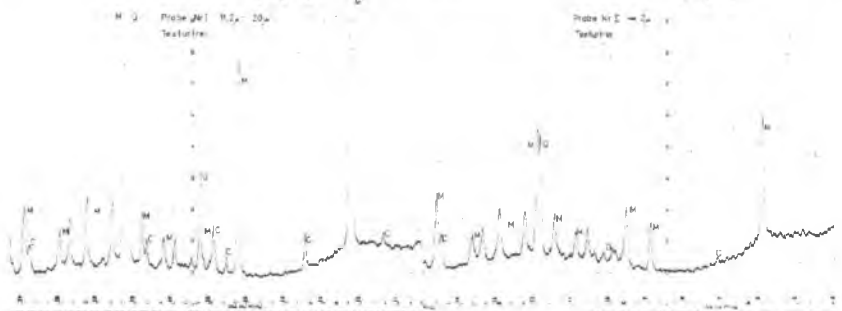
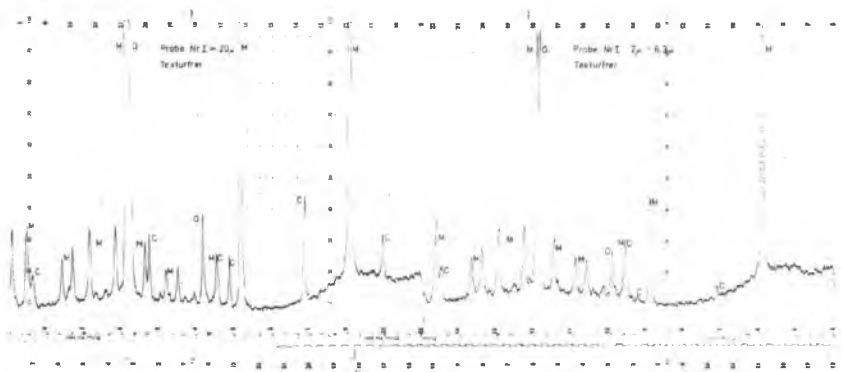
Parallel zu unseren Proben wurden auch durch die Aspanger Kaolin- und Steinwerke AG. die einzelnen Kornfraktionen in Wien nochmals einer DTA-Untersuchung zugeführt. Diese Aufnahmen zeigten deutliche Quarzpeaks bei ca. 575°C . Laut einer Mitteilung der oben genannten Gesellschaft (vom 16.6.1972) wurden folgende Quarzmengen in den einzelnen Fraktionen festgestellt.

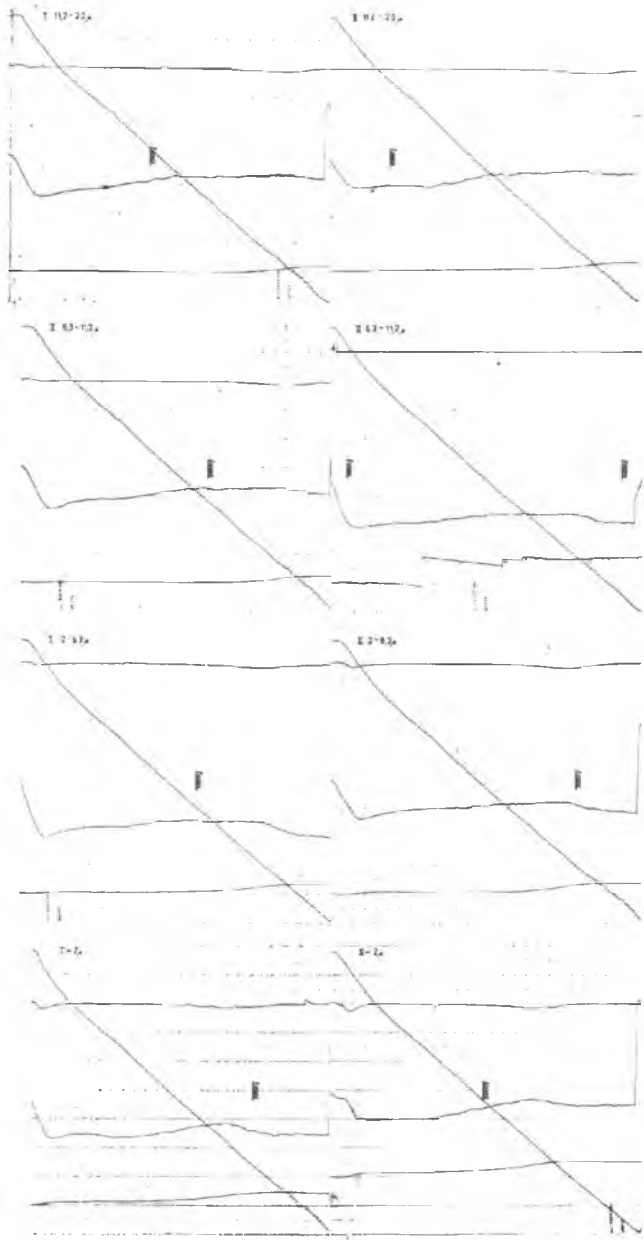
$< 2\mu$	3 %
$2\mu - 6,3\mu$	7,5 %
$6,3 - 11,2\mu$	14 %
$11,2 - 20\mu$	20 %
$> 20\mu$	27 %

Abbildung 5: Röntgendiffraktometeraufnahmen von textur-
freien Präparaten.

C: Chlorit
M: Muskovit
Q: Quarz

Abbildung 6: DTA-Diagramme





Aus dieser Aufstellung geht eindeutig die Zunahme des quarzigen Anteils mit steigender Korngröße hervor. Dies stimmt völlig mit den Ergebnissen unserer röntgendiffraktometrischen Untersuchung an texturfreien Präparaten überein.

Mittels dilatometrischer Untersuchungen sollte vor allem die Gießfähigkeit des Aspanger Materials festgestellt werden. Bekanntlich ist der Winkel der Dilatometerkurve bei 750°C zwischen der Waagrechten und der fortlaufenden Dilatometerkurve ein Maß für die Gießfähigkeit jeglichen tonigen Materials.

Für die Durchführung unserer Messungen stand ein Gerät der Firma NETZSCH zur Verfügung. Die Aufheizgeschwindigkeit betrug $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$, die Länge des Probestabes 42,5 mm.

Die Kurve steigt bis ca. 500°C gleichmäßig an, wird dann etwas steiler und erreicht den Scheitelpunkt bei 880°C (Abbildung 7). Die relativ große Dehnung kann durch einen hohen Alkaligehalt des Serizites erklärt werden. Die Kurve entspricht dem üblichen Verhalten serizithaltiger Tone und zeigt überdies bei ca. 575°C deutlich die Gegenwart von Quarz an.

Der auf der Kurve bei 750°C aufgetragene Winkel zeigte, daß das vorliegende Material eine ausgezeichnete Gießfähigkeit besitzt.

Für die lichtmikroskopische Untersuchung wurden die Kornfraktion $>20\mu$ (Abbildung 8) und Schlämme der bei 1000°C gebrannten Dilatometerprobe herangezogen. Die Bilder (Abbildungen 9,10) zeigen im Auflicht die beginnende Schmelzphasenbildung, wobei aber die Glimmer noch relativ wenig zerstört erscheinen. Dieselbe Probe zeigte aber bei der röntgendiffraktometrischen Untersuchung fast keine Reflexe des Muskovites mehr.

Abbildung 7: Dilatometerdiagramm und Diagramm des Dehnungs- und Schwindungsverhaltens der Probe I

Abbildung 8

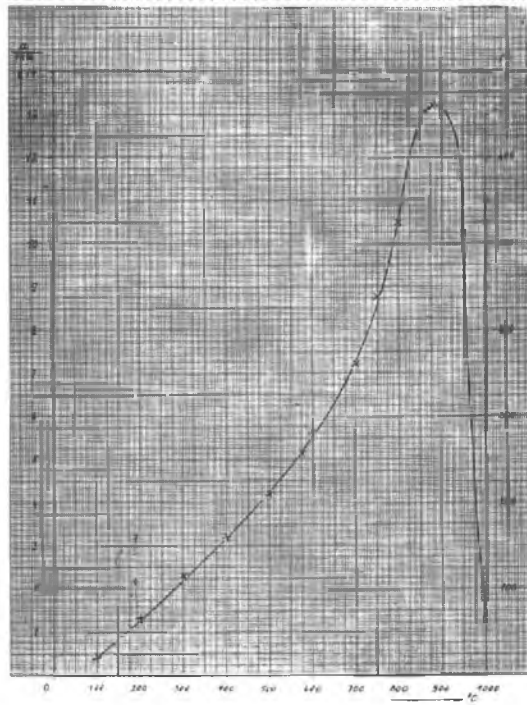
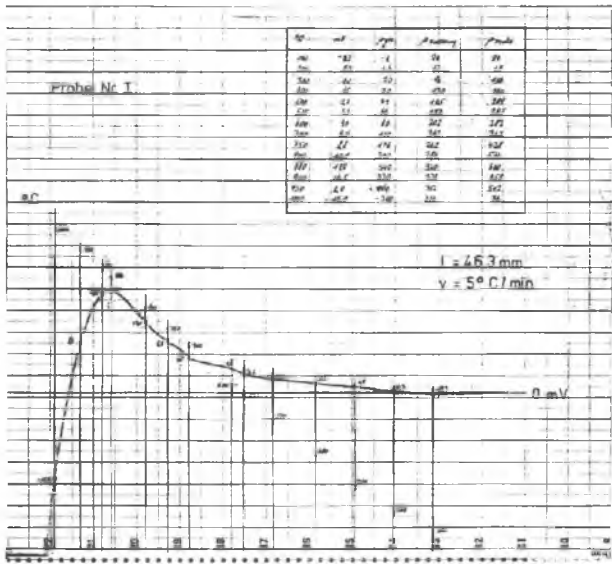
Abbildung 9

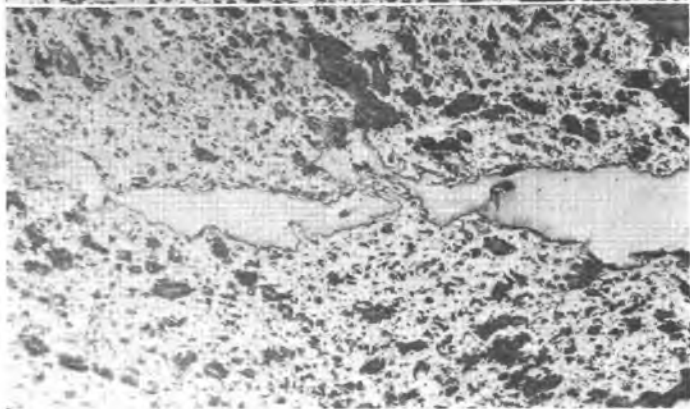
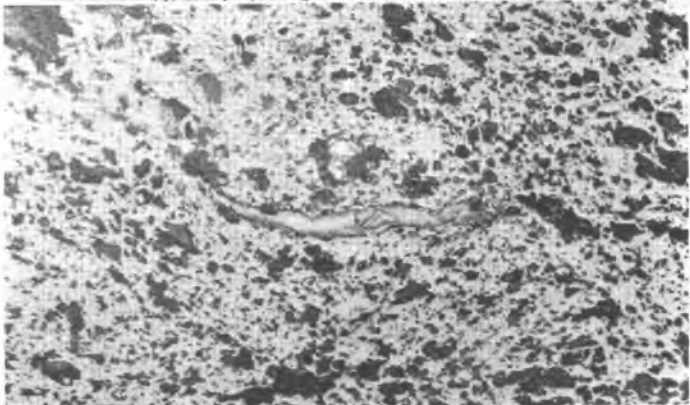
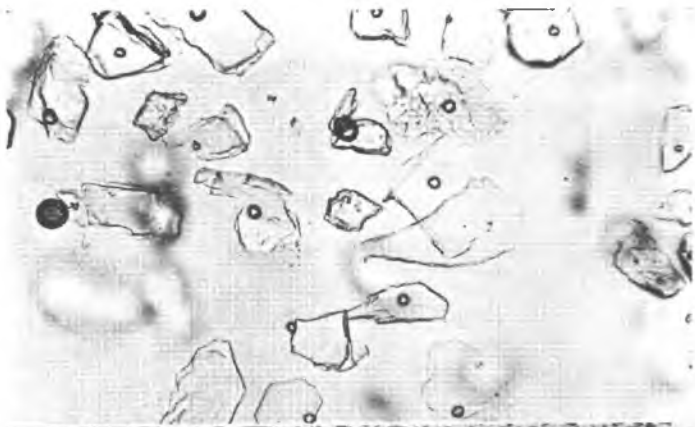
Abbildung 10

Abbildung 8: Pulverpräparat: Muskovit, Quarz
Durchlicht, 1 Pol., 80 x .

Abbildung 9: Anschliff der gebrannten Dilatometerprobe.
Beginnende Aufschmelzung.
Auflicht, 1 Pol., 20'2 x .

Abbildung 10: Wie Abbildung 9.
Auflicht, 1 Pol., 20'2 x .





Untersuchungen auf einem 1350°C-Leitz-Heiztisch ergaben, daß erst ab ca. 1100°C deutlich wahrnehmbare Schmelzbildungen auftreten.

Die elektronenmikroskopische Untersuchung erfaßte die Fraktion $< 2 \mu$ der Proben I und II. Alle Proben wurden mit Hilfe eines Vibrators direkt auf dem Objektträger verteilt, sodann mit Kohlenstoff umhüllt und mit Flußsäure (1:1) herausgelöst.

Auf allen Bildern (Abbildungen 11, 12, 13, 14) ist einwandfrei zu erkennen, daß auch in der feinsten Kornfraktion die Glimmer nicht oder kaum angegriffen sind.

Die Untersuchungen mit dem Ultrarotspektroskop ergaben leider nur den Nachweis der Absorptionsbanden von (OH). Da dieses Verfahren durch die Überlagerung von zwei Schichtsilikaten und Quarz nicht mehr gut anwendbar war, können leider keine weiteren Aussagen gemacht werden (Abbildung 15).

Für die uns gewährte tatkräftige Hilfe haben wir herzlichst zu danken. Dieser Dank gebührt in erster Linie Herrn Direktor Dipl.-Ing. Dr. G. HAMILTON (Aspanger Kaolin- und Steinwerke AG.) für die Anregung zu dieser interessanten Arbeit, weiters den Herren Prof. Dipl.-Ing. Dr. O. M. FRIEDRICH, Prof. Dr. F. TROJER und Prof. Dr. M. B. USSAR (Montanistische Hochschule Leoben) für die Genehmigung an den Geräten ihrer Institute arbeiten zu dürfen. Besonderen Dank schulden wir aber auch Herrn Dozent Dr. F. GRASENICK und Frau Dipl.-Ing. H. BLAHA (Institut für Elektronenmikroskopie, TH Graz) für die Aufnahmen mit dem Elektronenmikroskop, Herrn Dipl.-Ing. H. HÖHN (Institut für Gesteinshüttenkunde und Feuerfeste Baustoffe, M. H. Leoben) und Herrn Dipl.-Ing. G. SPIEGEL (Institut für Nichteisenmetallhüttenkunde, M. H. Leoben) für die Arbeiten am Röntgendiffraktometer, am Ultrarotspektroskop, am Dilatometer und an der DTA-Apparatur.

Abbildung 11

Abbildung 13

Abbildung 12

Abbildung 14

Abbildungen 11, 12: Elektronenmikroskopische Aufnahmen
der Probe II.

Vergrößerung der Abb.11: ca. 8000 x.

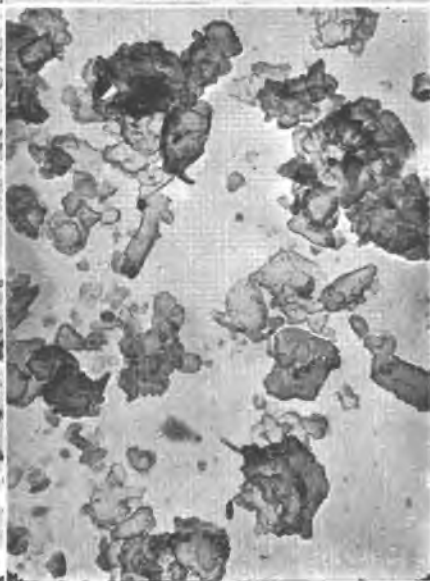
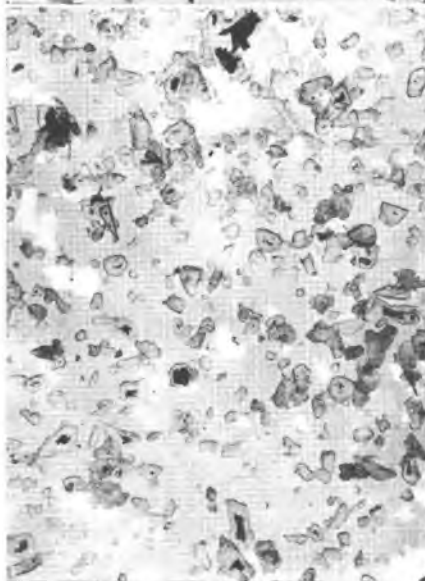
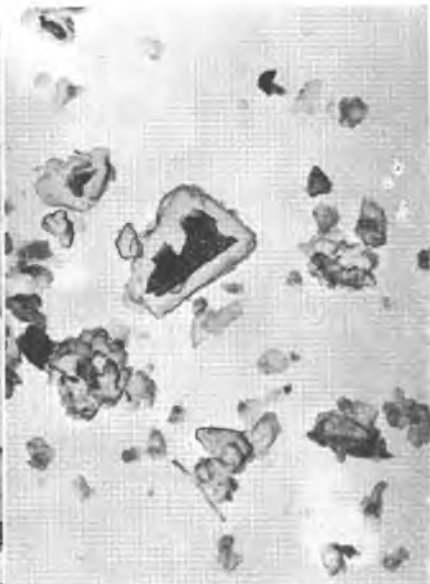
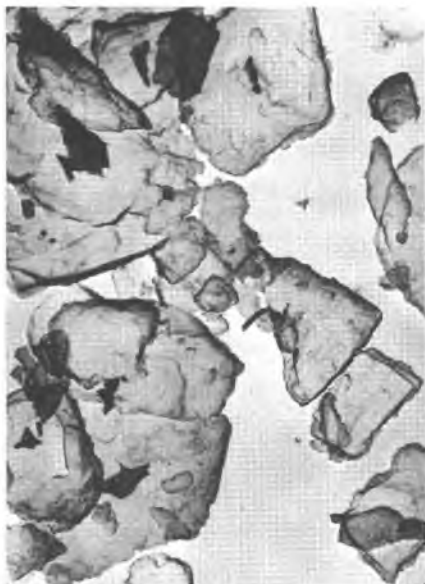
Vergrößerung der Abb.12: ca. 1000 x.

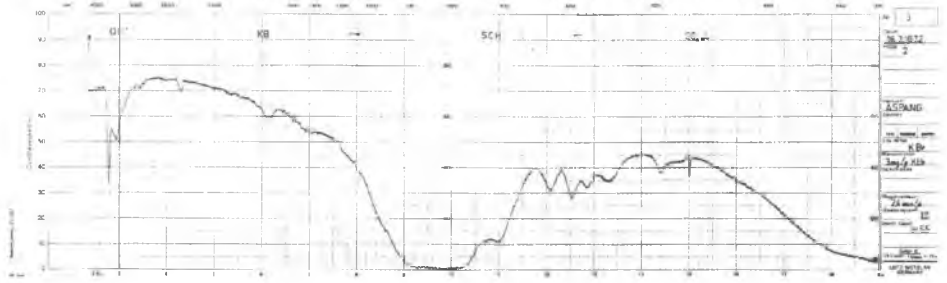
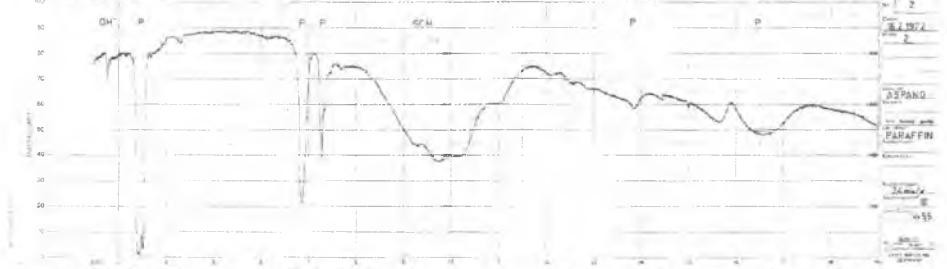
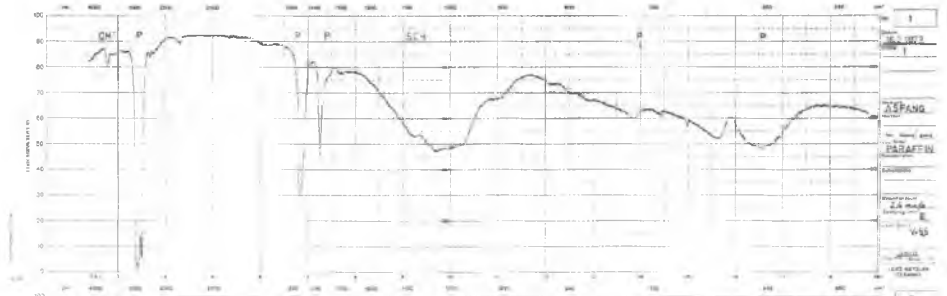
Abbildungen 13, 14: Elektronenmikroskopische Aufnahmen
der Probe I.

Vergrößerung: ca. 8000 x.

Abbildung 15:

Ultrarotabsorptionsdiagramme.





Ausgewähltes Schrifttum

ASTM: Powder Diffraction File. - 1964.

BÖHM, A.: Ueber die Gesteine des Wechsels. - TPM., 5, 1883, 3:197-214.

HAMILTON, G.: Kaolin, ein wertvoller einheimischer Rohstoff. - Der österreichische Volkswirt, 33, 1947:6-7.

- : Kaolin in Österreich. - Montan-Rundschau, Sh. Steine und Erden, 1967:51-54.

HUSKA, G.: Zur Geologie und Tektonik der Weißerdelagerstätte Aspang am Ostrand des Wechselfensters (Niederösterreich). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 64, 1971:109-136.

MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. - Denkschr. k.k. Akad. Wiss., math.-naturw.Kl., 88, 1912:633-652.

MUNSELL Soil Color Charts. - Baltimore 1954.

RICHARZ, P. St.: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel. - Verh. k. k. geol. RA., 1910,4:116-118.

- : Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). - Jb. k.k.geol.RA., 61, 1911:285-338.

STARKL, G.: Ueber neue Mineralvorkommnisse in Oesterreich. - Jb. k. k. geol. RA., 33, 1883: 635-658.

VENDL, M.: Die Leucophyllite im nördlichen Teil der Ostalpen. - Földtany Közlöny, 68, 1937.

WIEDEN, P. - HAMILTON, G.: Die Weißerde von Aspang. - TPM., III, 1952,1:45-50.

Anschrift der Verfasser:

Dipl.-Ing. Bernd GRABNER, Österreichisch-Amerikanische Magnesit AG., A-9545 R a d e n t h e i n / K t n .

Doz. Dr. Johann Georg HADITSCH, Mariatrosterstraße 193, A-8043 G r a z