

Archiv
für
Lagerstättenforschung
in den Ostalpen

Festschrift Otmar Michael Friedrich zur Vollendung
des 70. Lebensjahres und zur Emeritierung

Redigiert von J. G. Haditsch

2. Sonderband

1974

Verlag: Institut für Mineralogie und Gesteinskunde
der Montanistischen Hochschule Leoben

Die Drucklegung dieser Festschrift wurde nur durch die großzügigen Spenden von Behörden, Verbänden und Privatpersonen ermöglicht. Wir haben aufrichtig zu danken

dem Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung,
der Steiermärkischen Landesregierung,
der Kärntner Landesregierung,
dem Fachverband der Bergwerke und Eisen erzuzugenden Industrie
der Bundeskammer der gewerblichen Wirtschaft,
den Aspanger Kaolin- und Steinwerken,
der Bleiberger Bergwerksunion,
der Generaldirektion der Österreichischen Salinen,
der Kammer der gewerblichen Wirtschaft für Kärnten,
der Kammer der gewerblichen Wirtschaft für Steiermark,
der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit Aktiengesellschaft (Radenthein),
der Österreichischen Mineralölverwaltung AG,
der Rohöl-Aufsuchungsgesellschaft,
der Steiermärkischen Sparkasse (Graz),
der Steirischen Magnesit-Industrie AG und
der Veitscher Magnesitwerke-Actien-Gesellschaft.

Besonderer Dank gebührt den privaten Spendern, für die stellvertretend hier nur zwei genannt seien, nämlich der Vorsitzende des Vorstandes der Österreichischen Industrie-verwaltungs-Aktiengesellschaft, Herr Bergrat h. c. Dipl.-Ing. Dr. techn. Franz GEIST und der Gewerke Erich von KIWISCH, Graz.

Schließlich sei dankbar der Buchdruckerei gedacht, die uns in jeder Hinsicht entgegen kam und dieses Werk mit viel Geduld und großer Sorgfalt gestaltete.

Die Redaktion

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
In honorem Otmar Michael FRIEDRICH	5
BÄCHTIGER K.: Syngenetisch-stratiforme Hämatit- und Pyrit-Vererzungen mit Chlorit und Imprägnationen von Kupfer-Sulfiden in der Quarten-Serie (Keuper) des Schilstales (St. Galler Oberland)	17
DESSAU G.: Die Lagerstätten Toskanas im Lichte der geologischen Entwicklung des Landes	51
FLÜGEL E.: Fazies-Interpretation der Cladocropsis-Kalke (Malm) auf Karaburun, W-Anatolien	79
FLÜGEL H. W.: Minatoa, eine neue Rugosengattung aus der Sadar II-Formation (Bashkirium) Ostirans	95
HADITSCH J. G.: Eine neue Methode der Thermolumineszenzuntersuchung und ihre mögliche Anwendung in der Lagerstätten erkundung	109
HADITSCH J. G. und LASKOVIC F.: Ein Beitrag zur Kenntnis steirischer Ziegeleirohstoffe	123
HADITSCH J. G. und MÜLLER I. O.: Die quantitative Bestimmung von Thermolumineszenzspektren, dargestellt an verschiedenen „weißblau“ lumineszierenden Flußspäten	133
HOLZER H. F.: Über Kupfererzvorkommen im Bergland von Qom, westlicher Zentral-Iran	141
KAHLER F.: Zur Verbreitung permischer Fusuliniden im Iran	147
KORITNIG S.: Zur Bestimmung der Brechzahl nicht- oder schwach absorbierender Medien aus dem Reflexionsvermögen	153
KRAJICEK E.: Die Lagerstättenkartei in Leoben	161
MAURITSCH H.: Gesteinsmagnetische Untersuchungen an Magnesitproben aus der Veitsch	167
MEIXNER H.: Über den ersten Nachweis von Triplit (Mn, Fe^{++}) ₂ [F/PO ₄] in Österreich (von Unterweißenbach, Unteres Mühlviertel, Oberösterreich.)	181
MODJTAHEDI M. und WIESENER H.: Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen	189
PAAR W.: Die Gefüge der synsedimentär-syndiagenetischen Schwerspatbleiglanz-Lagerstätte „Breithorn“, Ostgrönland	215
ROBITSCH J.: Die Struktur der Mischboride (Cr, Fe) ₂ B und (Cr, Fe) ₃ B ₃ in Edelstählen und die Revision des zugrundeliegenden Teiles des Systems Cr-B	239
WALACH G.: Kritische Betrachtungen zur mathematischen Behandlung von Korngrößenverteilungen	265
WALSER P.: Notizen aus dem Bergbauggebiet Oberzeiring	287
HANSELMAYER J. und KOTSIS T.: Über zwei Feinsedimente aus der Grazer Schotterterrasse in der Brucknerstraße (Würm)	297

In honorem Otmar Michael FRIEDRICH



Diese Festschrift ist einem Manne gewidmet, der, unbeirrbar vom Wandel der Zeit, stets seinen Weg in der Richtung schritt, die von ihm schon in seiner Jugend als die richtige erkannt worden war.

Jemand, der geistig ungebrochen sieben Jahrzehnte unseres Jahrhunderts durchlebt hat und dabei auf ein derartig reiches Lebenswerk zurückblicken kann, vermag in einer schwankenden Zeit jedem als leuchtendes Beispiel zu dienen.

Der Schreiber dieser Zeilen hatte vor rund zwanzig Jahren als Geologiestudent in Graz das Glück, den ihm schon vorher von seinen Veröffentlichungen her bekannten Prof. Dr. O. M. FRIEDRICH bei einem Vortrag kennenzulernen und er verhehlt nicht den gewaltigen Eindruck, den dieser Vortrag auf ihn machte. Nach dem Abschluß seines Studiums (1958) wollte es der Zufall, daß er der Assistent FRIEDRICHs wurde. Seither in ständigem dienstlichem und privatem Kontakt, hatte er die Gelegenheit, den hier zu Ehrenden bestens kennen, verstehen und schätzen zu lernen. Diese bescheidenen Zeilen mögen der Ausdruck des Dankes eines seiner vielen Schüler für seine Wegweisungen sein.

Die äußeren Daten sind rasch genannt: O. M. FRIEDRICH und seine Vorfahren wurzeln in der Steiermark. Er selbst wurde am 18. 12. 1902 in Graz geboren. Sein im Jahre 1908 geborener und inzwischen leider schon verstorbener Bruder Erich wurde später o. Professor für Betontechnologie an der Technischen Hochschule Graz.

O. M. FRIEDRICH besuchte nach der Volksschule (Graz, Muchargasse) die damals wegen ihrer ausgezeichneten Ausbildung in den naturwissenschaftlichen Fächern berühmte Landesoberrealschule (LOR) und maturierte an der 1. Staatsrealschule in Graz (Keplerstraße). Leider verstarb im gleichen Jahr sein Vater, sodaß der Wunsch, das Bergwesen in Leoben zu studieren, aus finanziellen Gründen nicht verwirklicht werden konnte. In drückender Not belegte FRIEDRICH an der Technischen Hochschule Graz Technische Chemie, welches Fach er im März 1928 mit der 2. Staatsprüfung erfolgreich abschloß. Von 1928 bis 1931 war FRIEDRICH Wissenschaftliche Hilfskraft, von Oktober 1931 bis Ende Februar 1936 als — zeitweise unbesoldeter — Assistent am Institut für Mineralogie und Technische Geologie der T. H. Graz beschäftigt. Am 1. Juli 1929 promovierte er mit der Dissertation „Die Siderit-Eisenglimmerlagerstätte von Waldenstein in Ostkärnten“ zum Doktor der Technischen Wissenschaften. Bereits diese Arbeit deutete auf das Forschungsgebiet, dem FRIEDRICH sein Leben lang treu bleiben sollte: der Erzlagerstättenkunde. Nach seiner 1932/33 mit der Arbeit „Eine alte pegmatitische Erzlagerstätte in den Ostalpen (Lamprechtsberg)“ erfolgten Habilitation hielt FRIEDRICH in Graz die ersten Vorlesungen über Erzmikroskopie.

Im März 1936 wurde die Technische Hochschule Graz mit der Montanistischen Hochschule vorübergehend vereinigt. So kam FRIEDRICH als Assistent Prof. Dr. E. BIERBAUERS an das Institut für Aufbereitung und Veredelung nach Leoben. Doch kurz danach, nämlich Mitte November des gleichen Jahres, wurde er Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Lagerstättenforschungsstelle in Leipzig und, nach der Übersiedlung dieses Amtes, in Freiberg/Sachsen.

Im Frühjahr 1937 wurde FRIEDRICH vom Professorenkollegium der Montanistischen Hochschule Leoben primo et unico loco für die ordentliche Professur für Mineralogie und Gesteinskunde vorgeschlagen. Er kehrte daraufhin und im

Vertrauen auf die bis Ende 1937 zugesagte Ernennung im Oktober 1937 nach Leoben zurück und begann mit dem Aufbau des Institutes, das in der Zwischenzeit aus Graz wieder nach Leoben zurückverlegt worden war. Die Ernennung verzögerte sich, die politischen Wirren taten ein übriges, sodaß FRIEDRICH genötigt war, sich selbst über zwei Jahre lang zu supplieren. Erst geraume Zeit nach dem Anschluß Österreichs an das Deutsche Reich, genauer: am 1. Dezember 1939, wurde FRIEDRICH ernannt. Diese Verzögerung, die ursprünglich von den Wiener Zentralstellen der Ersten Republik ausging, sollte FRIEDRICH nach dem Zweiten Weltkrieg noch sehr zu spüren bekommen. Vorerst aber war er von 1940—1945 Dekan der Fakultät für Naturwissenschaften und Vorsitzender der Prüfungskommission für die 1. Staatsprüfung, brachte die Lagerstättenforschung in den Ostalpen zu einer ersten Blüte, war ein rühriger Lehrer, auch der Studenten im Felde, und besorgte die kriegsbedingte Verlagerung der Institutssammlung und -bibliothek.

Nach dem Kriege kam es, neben der damals hierzulande üblichen Plünderung der Wohnung, zu einer beschämenden Dienstenthebung unter entwürdigenden Begleiterscheinerungen, der 1949 eine neuerliche Ernennung zum a. o. Professor folgte. Seit 1953 war FRIEDRICH wieder o. Professor, allerdings mit einer disqualifizierenden Einstufung. Am 1. 11. 1973 wurde O. M. FRIEDRICH emeritiert.

Seit August 1928 war FRIEDRICH verheiratet. Seine erste Frau, Herta, entstammte der bekannten Grazer evangelischen Familie HENTER. Dieser Ehe entsprang die Tochter Grete, inzwischen Gemahlin des derzeitigen Ministerialrates im Ministerium für Handel, Gewerbe und Industrie, Dipl.-Ing. Dr. iur. Georg STERK. FRIEDRICHs erste Frau verstarb 1959. Später schloß er eine zweite Ehe mit Maria RAFTL.

Schon dieser kurzen und nüchternen Aufzählung kann der Kenner der vaterländischen Geschichte andeutungsweise entnehmen, was FRIEDRICH bisher durchmachte. Völlig klar wird dies aber jedem, der die unbeugsame Natur FRIEDRICHs in unserem von starkem Wandel betroffenen Jahrhundert betrachtet, denn viele der Eigenschaften FRIEDRICHs wurden vor fünfzig oder mehr Jahren hochgeschätzt und werden auch heute noch von den Besten geachtet, manche sind nur unzeitgemäß, aber keineswegs schlechter geworden. Manche seiner schon früh vertretenen Anschauungen muten uns heute, da noch viele seiner Berufskollegen einer Diskussion über die Mitbestimmung Untergebener sehr reserviert gegenüberstehen, sehr fortschrittlich an.

Alles, was ein Mensch erreicht oder ist, muß nach den Mitteln beurteilt werden, deren er sich bediente, um sein Ziel zu erlangen; nicht immer ist der geschlagene Held der kleinere. Da jegliche Handlung wesensbedingt ist, erscheinen noch einige Worte zum Charakter FRIEDRICHs angebracht:

FRIEDRICH ist, wie schon eingangs gesagt, ein echter Steirer; als solcher gehört er, nicht nur der Mundart nach, dem bajuvarischen Zweig des deutschen

Volksstammes an. Auf ihn trifft daher auch, schon vom Blute her, in vollem Umfang das zu, was Ludwig THOMA so treffend über den Bayern aussagte: Dieser ist nach dem Genannten „von Natur ungeduldig . . . und es sind recht brave Eigenschaften, die ihn zum Schimpfen bringen und dazu, das rauh von sich zu geben, was sich andere lange durch das Gedärm schleichen lassen.

Ihm fehlt alles Hinterhältige, Giftige. Er hat wenig Sinn fürs Opportune, überschläft seine Meinung . . . nicht, ist dabei sehr demokratisch für gleiches Recht, sehr empfindlich gegen Unrecht, das er sieht oder nur zu sehen glaubt, und immer geneigt dem Kleinen gegen den Großen, dem Regierten gegen die gewappnete Obrigkeit seine überströmende Sympathie zuzuwenden. Er flüstert nicht und tuschelt nicht, sondern er schreit, plärrt, und ist lieber zu unart, als zu vornehm. Mit solchen Eigenschaften“ ist er „... das denkbar ungeeignetste Objekt und Subjekt für Zensur und Burgfrieden“.

Seine Charakterzüge, nämlich der mangelnde Sinn für das Opportune, seine aufrechte Gesinnung, seine Beharrlichkeit, die oftmals mit Eigensinn verwechselt wurde, seine Wahrhaftigkeit in Worten und Werken, sein Bestreben, das einmal für wahr Erkannte nirgends und vor niemandem zu verleugnen, seine Abneigung gegen Heuchelei und Schmeichelei, in denen er Formen der Selbsterniedrigung sieht, seine Freiheitsliebe und sein Bestreben, nach Vermögen jedem wohl und in jedem Falle alles ganz zu tun, haben FRIEDRICH besonders in jüngster Vergangenheit, in der derartige Grundsätze schon weithin lächerlich und Prinzipien überhaupt nach G. B. SHAW der jämmerlichste Grund geworden sind, den es gibt, um sich unbeliebt zu machen, mancherlei Unge-
mach eingebracht.

FRIEDRICH war nie bereit, Größe, die nur auf menschlicher Konvention beruhte und nicht auf Leistung und einem lauterem Wesen begründet war, anzuerkennen. Sein Sinn für Rechtlichkeit und Menschlichkeit brachten ihn oft in Gegensatz zur Führung des Staates und seiner Behörden; so war es schon in der Ersten Republik, dann auch während des Dritten Reiches, als er (als Mitglied der NSDAP!) rassistisch Verfolgten half oder gegen Exponenten der Partei oder des Staates auftrat. Es ist hier nicht der Platz, etwa von seinen Schwierigkeiten mit dem damaligen Bevollmächtigten für den Vierjahresplan, mit dem seinerzeitigen Gauleiter der Steiermark oder mit dem Parteigericht in München zu berichten.

Die edelsten Menschen sind bekanntlich die, die auch durch Schaden nicht klüger werden. Semper homo bonus tiro est. So ist es nur zu gut verständlich, daß FRIEDRICH als innerlich freier und in seiner geistigen Existenz nicht käuflicher Mensch trotz schlechter Erfahrungen auch heute noch mannhaft in Wort, Schrift und Tat für das als wahr Erkannte eintritt: Als er mit Handlungen der Führung der Geologischen Bundesanstalt in Wien nicht mehr einverstanden sein konnte, legte er die Würde eines korrespondierenden Mitgliedes, die ihm anlässlich der Hundertjahrfeier dieser angesehenen Anstalt zu-

erkannt worden war, zurück. Als seinerzeit der evangelische Bischof als einer der ersten einem atheistischen österreichischen Bundespräsidenten zur Wahl gratulierte, trat FRIEDRICH wegen dieser, seiner Meinung nach speichelleckerischen, Geste aus der evangelischen Kirche aus. Und als 1971 aus tagespolitischen Gründen und selbstverständlich unter beträchtlicher Mithilfe der Massenmedien dem heimischen Bergbau und Rufe Österreichs als Rechtsstaat mit der Röhrebüchl-(Kitzbüchel-)Affaire schwerer Schaden zugefügt wurde, als es eigentlich Sache der Repräsentanten unseres Bergwesens gewesen wäre, dem entgegenzuwirken, war FRIEDRICH der einzige, der den Mut dazu hatte und es wagte, öffentlich gegen den Minister für Handel, Gewerbe und Industrie aufzutreten.

Aus dem Gesagten kann wohl auch abgeleitet werden, daß FRIEDRICH nichts an Äußerlichkeiten, Würden und Auszeichnungen lag; es ist doch eine alte Erfahrungstatsache, daß eine Einrichtung oder ein einzelner Mensch, je mehr sie an Glaubwürdigkeit verlieren, desto stärker die Stellung, die ihnen einst zukam, durch Äußerlichkeiten (die ja nur durch das Gefühl den Verstand blenden sollen) zu erhalten trachten. Deshalb gibt es auch in allem Überlebten, Veralteten, Unzeitgemäßen eine Vorliebe für Glanz, Pomp und hohle Würde. Die Würde, der Ehre vergleichbar, wie das Korsett dem Rückgrat, erscheint daher einem ehrenhaften Mann, einer wahren Persönlichkeit nicht notwendig. Zudem muß aus der Erkenntnis heraus, daß die Zeitgenossen in der Regel schlechte Richter über gute Taten sind und daß daher üblicherweise der Weg zur öffentlichen Anerkennung so steil und schlecht ist, daß man ihn meistens kriechend zurücklegen muß und man daher beschmutzt am Ziel ankommt, heute jede öffentliche Anerkennung und Auszeichnung verdächtig erscheinen.

FRIEDRICH, wegen seiner Bescheidenheit, Zurückhaltung und einfachen Lebensweise oft verkannt, war sich auch stets seiner Grenzen bewußt und daher nie ein Held des Wortes, wohl eingedenk der Tatsache, daß es keinen Redlichen gibt, der in allen Sätteln gerecht zu werden vermöge. Er ist demnach auch kein „gelehrter Ignorant“, wie ORTEGA y GASSET jenen Spezialisten nannte, der sich auch in allen jenen Fragen, von denen er nichts versteht, mit der ganzen Anmaßung eines Mannes aufführt, der in seinem Spezialgebiet eine Autorität ist.

Seine Anspruchslosigkeit entspricht der alten Erfahrung, daß gerade die tätigsten Menschen die bedürfnislosesten sind. Er strebte nie nach Reichtum, ihm war und ist, um ein SCHILLER-Wort zu gebrauchen, die Wissenschaft stets die himmlische Göttin und nicht eine tüchtige Kuh, die ihn mit Butter versorgt. Ihr diente er aus Neigung, stets bereit, männlich und offen — wenn auch erst nach gründlicher Prüfung der Argumente — andere Meinungen und neue Theorien anzuerkennen. Wie im täglichen Leben, so erwies sich FRIEDRICH eben auch in seiner wissenschaftlichen Tätigkeit — wie dies für einen Wissenschaftler selbstverständlich ist — von einer schonungslosen Wahrheitsliebe und Offenheit.

Begründet auf der Tatsache, daß in den Naturwissenschaften zwar die Beobachtung und die aus dem Experiment gewonnene Erkenntnis stets gleichbleibend, die Deutung der Erscheinungen aber immer dem jeweiligen Wissen der Zeit angepaßt und daher gewissen Schwankungen und Änderungen unterworfen ist, trennte FRIEDRICH in seinen Arbeiten stets säuberlich den Befund von der Deutung und forderte dies auch von seinen Schülern. FRIEDRICH ist — wie sich dies besonders schön bei der Klärung der ostalpinen Pb-Zn-Lagerstätten-genese zeigte — daher auch kein extremer Verfechter der einen oder anderen Theorie, sondern versucht bei einander widersprechenden Befunden zu einem Kompromiß zu gelangen, der allen Beobachtungen entspricht. So kam er beispielsweise auch, um bei dem oben angeschnittenen Lagerstättenproblem zu bleiben, zu seiner Ansicht, daß die Pb-Zn-Lagerstätten ihre Entstehung der Existenz von Setzungsrisen im Geosynklinalbereich verdanken, längs welcher die Erze entweder gangförmige oder, wenn die Lösungen am oberen Ende der Risse in das freie Meer austreten konnten, schichtförmige Lagerstätten gebildet haben. Diese, seine Theorie vermag damit die Beobachtungen der „Plutonisten“ sehr gut mit denen der „Neptonisten“ (Sedimentaristen) zu verbinden und so auf einfache Art die Bildung dieser Lagerstätten zu erklären.

Alles, was ein Mensch erreichte, muß nach den Mitteln beurteilt werden, derer er sich dabei bediente. Nur wer die nun schon Jahrzehnte andauernde materielle und räumliche Not und die personelle Unterbesetzung seines Institutes kennt, weiß, welcher Mühe es bedurfte, welchen Widrigkeiten zu begegnen war, um das zu schaffen, worauf FRIEDRICH heute mit Recht stolz sein kann.

Seit seiner Studentenzeit trug FRIEDRICH alle lagerstättenkundlichen Nachrichten und Berichte, derer er habhaft werden konnte, entweder im Original oder in Abschriften, zusammen. Diese Quellen, zum Teil von ihm selbst käuflich erworben, führten ihn zu vielfach schon vergessenen Lagerstätten und Vorkommen, die in der Folge genau markscheiderisch vermessen und geologisch aufgenommen wurden und von denen teilweise unter großen Anstrengungen eine Unzahl von Proben — diese füllten im Institut über 240 Schubladen! — gezogen wurden. Die Auswertung aller schriftlichen Unterlagen und der mikroskopischen und chemischen Analysen führten letztlich zur Zusammenschau, wie FRIEDRICH sie uns 1953 in der bekannten und über 1400 Lagerstätten erfassenden „Lagerstättenkarte der Ostalpen“ vorlegte. Die Herausgabe einer Lagerstättenkarte der gesamten Alpen scheiterte leider, weil relativ geringe finanzielle Mittel für ihre Fertigstellung nicht aufgebracht werden konnten.

Das emsig zusammengetragene und seinerzeit von manchen belächelte „Archiv FRIEDRICH“ stellt heute, da Fragen der Rohstoffsicherung auch unser Land bewegen, eine einzigartige Fundgrube dar. Um seine Unterlagen auch für die Zukunft zu sichern und sie der Öffentlichkeit nutzbar zu machen, hat FRIEDRICH vorerst seine Gesteins- und Lagerstätten-sammlung dem Landesmuseum

Joanneum in Graz überantwortet. Es ist zu erwarten, daß in absehbarer Zeit auch die schriftlichen Unterlagen seines Archivs nach Graz kommen werden. Bis dahin werden die Bestände aber in Zusammenarbeit mit mehreren Fachkollegen anderer Hochschulen, der Geologischen Bundesanstalt, der Berghauptmannschaften und Museen in absehbarer Zeit nicht nur eine Schätzung aller heimischen mineralischen Rohstoffe erlauben, sondern sicherlich auch Anregungen für die weitere Lagerstättenuche und -erkundung bringen.

Die Tatsache, daß heute in wissenschaftlichen Zeitschriften generell nur mehr kurze und mit wenig Abbildungen versehene Arbeiten veröffentlicht werden können, bewog FRIEDRICH 1963 zur Herausgabe einer eigenen Zeitschriftenreihe, nämlich des „Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen“. Von dieser heute schon bekannten Publikationsreihe sind bisher dreizehn Bände erschienen; drei weitere sind derzeit im Druck.

Forschungsreisen führten FRIEDRICH auch in viele außereuropäische Länder, so nach Nordafrika, Südamerika, in den Iran und in jüngster Zeit mehrere Male nach Grönland.

Seiner Feder entstammen mehr als einhundert Veröffentlichungen, die durch ihre Klarheit die Ehrlichkeit des um die Erkenntnis Ringenden bekunden. Sie sind im nachstehenden Verzeichnis angeführt. Die in den heimischen und nordafrikanischen Lagerstätten gewonnenen Befunde führten 1968 zu seiner schon oben skizzierten Theorie von den Setzungsrisen. Leider sind bisher diese seine Vorstellungen, die eine zwanglose Deutung vieler bisher nur schwer erklärbarer Phänomene erlauben, offenbar nur von wenigen in ihrer Bedeutung richtig erkannt worden. Wie in allen anderen Wissenschaften, so stellen sich auch hier Autoritäten und Systeme dem Fortschritt entgegen. Ich bin mir aber dessen gewiß, daß mit der Zeit die Vorzüge der Theorie FRIEDRICHs erkannt und genutzt werden.

Auch heute noch, nach seiner Emeritierung, ist FRIEDRICH rastlos tätig, um die Wissenschaft zu mehren.

Ein besonderes Verhältnis hatte FRIEDRICH während seiner Hochschul-tätigkeit zur Jugend, der er stets verständnisvoll gegenüberstand. So mancher hat ihm, dem seinerzeitigen Vorsitzenden der Disziplinarkommission, ein mildes, augenzwinkernd-verständnisvolles Urteil für einen begangenen Ulk zu verdanken. Die Jugend wußte und weiß um diese Sympathie, die ihr von FRIEDRICH entgegengebracht wurde und heute noch bekommt er regelmäßigen Besuch seiner in der ganzen Welt verstreuten ehemaligen Schüler.

Fast vier Jahrzehnte lang war FRIEDRICH als akademischer Lehrer tätig. Seinen Studenten, von denen heute viele führende Stellungen in Wissenschaft, Industrie und Wirtschaft einnehmen, wußte er unsere geliebte Wissenschaft immer besonders praxisnah beizubringen. Seine reichen Erfahrungen und Kenntnisse auf allen Gebieten des Montanwesens kamen ihm dabei sehr zustatten. Welchen Schock mußte es für diesen Mann, der stets bestrebt

war, ein gediegenes Wissen zu vermitteln, bedeuten, als das Professorenkollegium der Montanistischen Hochschule Leoben beschloß, für eine wichtige Fachrichtung die Lehrveranstaltungen aus Mineralogie zu streichen! Bis heute konnte eine Wiedereinführung dieses wichtigen Faches für die Studenten des Hüttenwesens noch nicht erreicht werden.

Dem akademischen Nachwuchs, seinen Assistenten, galt die besondere Förderung, sobald sich eine solche als gerechtfertigt herausstellte. Auch schon in jener Zeit, in der noch keine neue Universitätsorganisation drohte und in der der Professor und Lehrkanzelinhaber noch ein Fachmann mit nahezu unumschränkter Macht, d. h. mit Bestallung, Autorität, Auditorium, Examenngewalt und Pensionsberechtigung war, bot FRIEDRICH seinen Mitarbeitern eine zwar nach der Qualifikation abgestufte, aber doch weitgehende Mitbestimmung. Er suchte das kollegiale Gespräch. Einsame Beschlüsse waren selten. Es versteht sich dabei wohl von selbst, daß ein Mann von seinem Zuschnitt auch von seinen Mitarbeitern ein bedeutendes Maß an Arbeitsleistung, Verlässlichkeit, Mut und absolute Lauterkeit verlangte. Seine ehemaligen Mitarbeiter und Studenten sind ihm für sein Vorbild dankbar.

Omnia praeclara rara! O. M. FRIEDRICH sind noch viele Jahre ungetrübter Schaffensfreude zu gönnen. Wir alle könnten dann von seiner Feder weiteren Nutzen ziehen.

J. G. HADITSCH

Wissenschaftliche Veröffentlichungen

1. Der Staurolith vom Dietenberg bei Ligist in Weststeiermark. — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 64/65, 1929: 215—223.
2. Beitrag zur Kenntnis der Eisenglimmerlagerstätte von St. Nikolai im Groß-Sölketal. — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 66, 1929: 159—163.
3. Die Siderit-Eisenglimmerlagerstätte von Waldenstein in Ostkärnten. — BHJb., 77, 1929: 131—145.
4. Die Roteisenlagerstätte im Heuberggraben bei Mixnitz. — Verh. Geol. BA., 1930: 203—208.
5. Eine alte, pegmatitische Erzlagerstätte der Ostalpen (Lamprechtsberg). — N. Jb. Min., A, Beilagebd. 65, 1932: 479—508.
6. Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickellagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. — BHJb., 81, 1933: 1—14.
7. Notiz über die Mineralführung der Lagerstätte Kliening im Lavanttal. — TMPM., 43, 1933: 447—452.
8. & E. CLAR: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. — Zt. prakt. Geol., 41, 1933: 73—79.

9. Über Kupfererzlagerstätten der Schladminger Tauern. — BHJb., 81, 1933: 54—61.
10. Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Verzungsvorgang. — BHJb., 81, 1933: 84—99.
11. Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern. — TMPM., 45, 1933: 78—79.
12. Mineralvorkommen in den Schladminger Tauern. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 70, 1933: 48—60.
13. Mikrochemische Reaktionen an opaken Erzen. — Als Manuskript vervielfältigt, 1933.
14. Wie entstanden unsere Erzlagerstätten? — GKB-Ztg., 5, 1934: 4—6.
15. Bemerkungen zum Eisenglimmervorkommen auf der Pack in Steiermark. — In: REDLICH: Geologie der Eisenerzlagerstätten Innerösterreich, 1934.
16. Über den Verzungstypus Rotgülden. — Sitzber. Wiener Akad. Wiss., I, 143, 1934: 95—108.
17. Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. — BHJb., 83, 1935: 1—19.
18. Wismutglanz und Freigold von Rotgülden. — Sitzber. Wiener Akad. Wiss. I, 144, 1935: 1—6.
19. Erzmikroskopische Untersuchung der Manganerze von der Kolsbergeralm (Schwarzsee) in den Radstätter Tauern. — N. Jb. Min., A, Beilagebd. 69, 1935: 504—506.
20. & F. ANGEL: Ein Beitrag zur Formenkunde des Magnetits: Die Magnetitwürfel der Gulsen: Pseudomorphosen nach Eisenkies. — Sitzber. Wiener Akad. Wiss. I, 144, 1935: 131—143.
21. Mineralogische Bemerkungen über kleinere Erzvorkommen am Rande der Reifeckgruppe. — Car. II, CANAVAL-Festbd., 1935: 75—80.
22. Beiträge zur Kenntnis steirischer Erzvorkommen. I. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 73, 1936: 12—18.
23. Zur Geologie der Kieslager des Großarltales. — Sitzber. Wiener Akad. Wiss. I, 145, 1936: 121—152.
24. Über den Aufbau und das Gefüge steirischer Graphite. — BHJb., 84, 1936: 131—137.
25. Über die Verzung des Nockgebietes. — Sitzber. Wiener Akad. Wiss., I, 145, 1936: 227—258.
26. Nachprüfung über die Existenz des „Eichbergites“. — In: A. SIGMUND: Die Minerale Niederösterreichs, 2. Aufl., Wien 1937.
27. Kurzer Überblick über die Metallprovinz der Ostalpen und ihre Verzung. Zs. D. Geol. Ges., 89, 1937: 281—283.
28. Überblick über die ostalpine Metallprovinz. — Zt. Bg. Hütt. Salwes., 85, 1937: 241—253.
29. Die ostalpine Hauptverzung und ihre magmatischen Beziehungen. — BHM., 85, 1937, Sonderbd. z. Bergmannstg. Leoben: 183—186.
30. & I. PELTZMANN: Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachenalm im Pinzgau. — Verh. Geol. BA., 1937: 245—253.
31. Mikroskopische Untersuchung des „Funkerzes“ von Bleiberg. — Car. II, 128, 1938: 30—32.
32. & K. MATZ: Der Stübelbau zu Schellgaden. — BHM., 87, 1939: 34—39.
33. Befahrung der Arsenlagerstätte Rotgülden. — Fortschr. Min., 23, 1939: III.
34. & H. ROBITSCH: Phosphoröflerit ($MgHPO_4 \cdot 7H_2O$) als Mineral aus dem Stübelbau zu Schellgaden. — Zentralbl. Min., A, 1939: 142—155.
35. Notizen über kärntnerische und steirische Quecksilbervorkommen. — BHM., 87, 1939: 207—210.
36. Notizen über ein Magnetkiesvorkommen bei Schlaiten im Iseltal, Osttirol. — BHM., 89, 1941: 101—102.

37. Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — BHM., 90, 1942: 131—136.
38. Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. — BHM., 92, 1947: 66—85.
39. Überschiebungsbahnen als Vererzungsflächen. — BHM., 93, 1948: 14—16.
40. Die Lehrkanzel für Mineralogie und Gesteinskunde. — Festschr. z. 100-Jahrfeier d. MH. Leoben, 1949: 48—53.
41. Die wissenschaftlichen Tagungen an der Montanistischen Hochschule. — Festschr. z. 100-Jahrfeier d. MH. Leoben, 1949: 142—145.
42. Erzmikroskopische Untersuchungen an kärntner Lagerstätten. — Karinthin, 1, 1949: 51—53, 71—73, 102—105.
43. Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten. — Radex-Rdsch., 7, 1951: 281—298.
44. & E. KRAJICEK: Der ehemalige Zinnerbergbau im Buchholzgraben bei Stockenboi. — Car. II, 142, 1952: 133—149, mit Karte.
45. Die Erzlagerstätten des Lavanttales. — (Archiv Kärnt. Ld. Mus., als Ms. geb., 1952); Planungsatlas Lavanttal, 1, 1958: 41—45.
46. Über heimische Mineralvorkommen. — Mittbl. Min. Abt. Joann. Graz, 1951, 1: 1—5.
47. Mineralogisch-lagerstättenkundlicher Teil für den Naturführer durch Steiermark. — 1952; nicht erschienen.
48. Zur Genesis ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten. — Fortschr. Min., 30, 1952: 400—401.
49. Zur Mineralogentagung in Leoben vom 12. bis 22. September 1953. — Montan-Rundsch., 1953: 33—35.
50. Abschlußbericht über die Mineralogentagung Leoben 1953. — Montan-Rundsch., 1953: 70—72.
51. Anschliffbeobachtungen an Erzen von Tösens, Tirol. — Karinthin, 23, 1953: 265—267.
52. Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rdsch., 1953: 371—407, mit Karte 1 : 500 000 in 5-Farbendruck.
53. Die Eisenglimmerlagerstätte Waldenstein bei Twimberg im Lavanttal. — Car. II, 143, 1953: 93—95.
54. Die Goldlagerstätte Schellgaden. — Car. II, 143, 1953: 129—131.
55. Das Gebiet um die Turracherhöhe. — Car. II, 143, 1953: 154—159.
56. Zur Vererzung um Pusterwald. — Mittbl. Min. Abt. Joann. Graz, 1954, 2: 25—39, mit Karte und Ansichtsskizze.
57. Rückschau auf die Entwicklung der Erzmikroskopie. — In: Handbuch der Mikroskopie in der Technik (H. FREUND), 1954, 2: 1—29.
58. Mikroskopische Untersuchung der Erze des Eisens und der Stahlmetalle. — In: Handbuch der Mikroskopie in der Technik (H. FREUND), 2, 1954: 165—242.
59. Die Kärntner Erzlagerstätten. I. Quecksilberlagerstätten, II. Vellacher Kotschna usw. — Car. II, 145 (65), 1955: 25—38.
60. Bergbau und Landesplanung. — Ber. österr. Ges. Landesfg. u. Landesplanung, 1955, 8: 1—11.
61. Bemerkungen zum Aufsatz von G. STERK: Vererzte Pflanzenreste aus der Kupferkieslagerstätte Mühlbach/Hochkönig (Salzburg). — BHM., 100, 1955: 126.
62. Die Erzlagerstätten der Kreuzeckgruppe. — Car. II, Sonderbd. 20 (ANGEL-Festbd.), 1956: 49—68.
63. Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe (Monographie Kärntner Lagerstätten, 3. Teil). — Eigenverl., 1956, ca. 200 p., mit vielen Beilagen; auszugweise in: Monographie der Lagerstätten in der Kreuzeckgruppe. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 1, 1963: 1—220.
64. Das Gebiet der alten Goldwäscherei am Klieningbach bei Wiesenau, Kärnten. — Arch. Austr., 1958, Beiheft 3: 180—115, mit Karte.

65. Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten — BHM., 103, 1958: 244.
66. Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten. — Radex-Rdsch., 1959, 1: 393—420.
67. Erzminerale der Steiermark. Bilder aus Anschliffen steirischer Erz- und Mineralvorkommen. — Min. Mittbl. Joann., 1959: 58 p. + 84 Mikrophotos.
68. Mineralogische Bemerkungen über die Kieslagerstätte Prettau im Ahrntal, Südtirol. — Zs. Ferdinandeum, Innsbruck, 39, 1959: 139—146.
69. Zur Genesis und Mineralogie einiger ostpersischer Blei- und Zinklagerstätten. — N. Jb. Min., Abh., 94, 1960: 430—468.
70. Alte Bergbaue auf Silbererze im Bezirk Völkermarkt. — Car. II, 150, 1960: 85—104.
71. Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. — Karinthin, 1962, 45/46: 210—228.
72. Zur Genesis des Magnetites vom Kaswassergraben und über ein ähnliches Vorkommen (Diegrub) im Lammertal. — Radex-Rdsch., 1963: 421—432.
73. Die Mineral-Lagerstätten in der Steiermark. — In: Atlas der Steiermark, Graz 1963.
74. & E. CLAR & H. MEIXNER: Steirische Lagerstätten. Führer zu Exkursionen — Museen. 41. Jahrestg. d. DMG. — DMG-Sonderheft, 1963, 5: 1—66; Karinthin 1963/64, 49: 45—53; 50: 74—80; Fortschr. Min., 42, 1965: 173—183.
75. Radnig, eine sedimentäre Blei-Zinklagerstätte in den südlichen Kalkalpen. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 2, 1964: 121—164.
76. Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. — N. Jb. Min., Mh., 1964, 2: 33—49.
77. Zu Fragen der technischen Verwertbarkeit einiger Gesteine und Erden. — BHM., 1965: 1—13.
78. Ergänzende Bemerkungen über das Eisenglanzvorkommen bei der Hansenalp im Sölketal. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 3, 1965: 25—35.
79. Monographien Kärntner Lagerstätten — II. Die Quecksilberlagerstätten Kärntens (3. Teilbericht und Schluß). — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 3, 1965: 71—124.
80. Das Institut für Mineralogie und Gesteinskunde seit der Jahrhundertfeier. — Festschr. 125-Jahrfeier d. MH. Leoben, 1965.
81. Veitscher Magnetit, seine Genese und Paragenese. — Exk.-Führer, Min. Abt. Joann. Graz, 1965: 1—3.
82. Die heutigen Anschauungen über die Vererzung der Ostalpen. — Vortrags-Ms., 1965.
83. The History of Ore Microscopy. — In: H. FREUND: Applied Ore Microscopy, New York-London 1966.
84. Microscopic Investigation of the Iron Ore Minerals and of the More Important Minerals of the Steel Alloy Metals. — In: H. FREUND: Applied Ore Microscopy, New York-London 1966.
85. „Vererzte Bakterien“ aus Achat vom Weitendorfer Basalt. — Mittbl. Joann., 1/2, 1967: 18—22.
86. Unken bei Lofert — eine sedimentäre Zn-Pb-Lagerstätte in den nördlichen Kalkalpen. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 5, 1967: 56—79.
87. Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. I. Teil. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 5, 1967: 80—130.
88. Bemerkungen zu einigen Arbeiten über die Kupferlagerstätte Mitterberg und Gedanken über ihre Genesis. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 5, 1967: 146—169.
89. Die Lagerstätten der Steiermark. — Katalog 4. Ld.-Ausstellg., Graz 1968.

90. Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Karinthin, 58, 1968: 6—17.
91. Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten. I. Teil. — Radex-Rdsch., 1968, 2: 113—126.
92. Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 8, 1968: 1—136.
93. Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten IV. Teil. Allgemeine Erörterungen über die Genese der Lagerstätten. — Radex-Rdsch., 1969: 550—562.
94. Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. II. Teil. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 9, 1969: 107—130.
95. Erzmikroskopische Beobachtungen an Erzen der Kieslagerstätte Rettenbach im Pinzgau. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 9, 1969: 65—72.
96. Kurzer Rückblick auf die Entwicklung der Erzmikroskopie. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 10, 1970: I—VIII.
97. & J. G. HADITSCH: Ergebnisse von Reflexionsmessungen. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 10, 1970: 125—138.
98. Bemerkungen über das Erzvorkommen im Pirkergraben bei Oberdrauburg. — Car. II, 28, Festschrift F. KAHLER, 1971: 259—271.
99. & J. G. HADITSCH: Ein Beitrag zur Kenntnis der Nickel- und Kobaltführung in den Erzen von Mitterberg (Mühlbach/Hochkönig). — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 12, 1971: 55—62.
100. Boden, Bodenschätze und Völker. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, Sb. 1, 1972: 1—107.
101. Geosynklinalbildung und Lagerstätten. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 13, 1972: 3—33.
102. In memoriam Ernst (Freiherr von) Preuschen. — BHM., 119, 1974: 172—173.
103. Petrographischer Befund über einen Sandstein (Karbon oder Perm) aus dem Bleiberger Bruch. — In: H. HOLLER: Eine Monographie des Bleiberger Bruches. — Car. II, Sh. 32, 1974: 85.
104. Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. III. Teil. — Archiv Lgstfg. Ostalpen, 15, 1974.

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	17—49	Leoben 1974
--	--	-------	-------------

Syngenetisch-stratiforme Hämatit- und Pyrit-Vererzungen mit Chlorit und Imprägnationen von Kupfer-Sulfiden in der Quarten-Serie (Keuper) des Schilstaales (St. Galler Oberland)

Von Kurt BÄCHTIGER (Zürich)

Herrn Prof. Dr.-Ing. O. M. FRIEDRICH herzlich gewidmet zum siebenzigsten Geburtstag in Dankbarkeit vom Verfasser!

Inhaltsverzeichnis

Einleitung

- I. Kurzer historischer Überblick
- II. Geologische Übersicht und Stratigraphie des Erzhorizontes
- III. Lage und Mineralisation des Erzaufschlusses
- IV. Die Nebengesteine
 - Trias
 - 1. Der Röti-Dolomit aus der Röti-Serie (Muschelkalk)
 - 2. Der Quarten-Sandstein (Keuper)
- V. Die Vererzungen
 - A. Die stratiform-syngenetische, chloritführende Hämatit-Pyrit-Vererzung
 - a) Die Chlorit-Gesteine
 - 1. Der Chlorit-Sandstein
 - 2. Der Chlorit-Karbonat-Schiefer
 - 3. Der Chlorit-Fels
 - b) Die Hämatit-Gesteine
 - 1. Das „Gebänderte Eisenerz“
 - 2. Das „Schlierige Eisenerz“
 - B. Die Eisen- und Kupfer-Sulfidvererzung
 - a) Allgemeines
 - b) Die Erzminerale
 - 1. Der Chalcopyrit
 - 2. Der Bornit
 - 3. Der Chalcosin
- VI. Zerrkluffähnliche Bildungen
- VII. Überlegungen zur Genese der Schilstaler Eisen- und Kupfer-Vererzungen
- Literatur



Abb. 1. Ausschnitt aus der „Landeskarte der Schweiz“ (Blatt 1154: Spitzmeilen) des gesamten Untersuchungsgebietes. Reproduziert mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie vom 14. 6. 1974

Im Verlaufe der Felduntersuchungen für seine Dissertation hat MARKUS (1967) E von der *Alp Panüöl*¹⁾ (Abb. 1) unmittelbar am Weg nach der *Alp Prod*¹⁾ im Schilstal in der *Quarten-Serie* einen stark chlorithaltigen und quarzdurchtränkten, leicht verschieferten grünen Sandstein gefunden, der bis anhin in dieser Serie der Helvetischen Decken einerseits fremdartig wirkte als auch andererseits in bezug auf die Genese gewisse Rätsel aufgab. Anlässlich einer gemeinsamen Feldbegehung im Herbst 1963 hatten Dr. K. BÄCHTIGER und Dipl.-Geol. J. MARKUS auch das Abbruchmaterial des kurze Zeit vor-

¹⁾ Schreibweise sämtlicher Flurnamen nach der „Landeskarte der Schweiz“ (LK) 1 : 25 000, Blatt 1154: Spitzmeilen, 1963.

her von den sog. *Chessisteinschöpfung*) niedergegangenen Bergsturzes oberhalb der *Ruhegg* im Schilstal näher untersucht und dabei noch weitere interessante Feststellungen machen können, die sich infolge ihrer Einzigartigkeit in bezug auf die Lithologie der obersten Trias und des untersten Lias des Helvetikums als durchaus publikationswürdig erwiesen. Da aber seither immer wieder andere, noch dringender zu bearbeitende, neue Mineral- und Erzfunde dazu gekommen sind, mußten genauere Untersuchungen leider immer wieder zurückgestellt werden. Weil aber ein Teil dieser von BÄCHTIGER et al. (1968, 1972) einstweilen nur kurz beschriebenen neuen Erzfunde ebenfalls in der mittleren und oberen Trias liegt, könnte ein vorläufig rein *formaler Vergleich dieser drei Erzvorkommen im Helvetikum (Schilstal: Fe-Cu-Ba; Calanda: Fe-W-As-Au-F, und Tobelwald: Cu-As-Hg)* mit den bereits bekannten Cu-As-Mo-Ag- und den ihnen vorangegangenen Fe-Zn-Pb-Ti-U-Mineralisationen im Raume der Mürtschenalp (Kt. Glarus) interessante neue geochemische Aspekte und eventuell mögliche genetische Beziehungen zueinander ergeben.

Als markantestes Merkmal der *Vererzung im Schilstal* darf wohl die intensive sattgrüne Farbe einzelner Horizonte der Quarten-Serie bezeichnet werden, die sofort den Verdacht aufkommen ließ, daß diese Chloritisierung von *Kupfererzen begleitet* sein könnte, wie dies von STÖHR (1865) und BÄCHTIGER (1960 a, 1963) fast immer bei den Kupfer-Vererzungen der Mürtschen Alp festgestellt worden ist. Tatsächlich konnten nach kurzem Suchen im Schutt des Bergsturzmaterialies Blöcke von Quarten-Sandstein gefunden werden, welche reichlich Krusten von *Malachit* und *Azurit* und feindispers verteilten *Kupferkies* und *Bornit* enthielten. Daneben fanden sich Bruchstücke von kleinen *Quarzgängchen* mit nesterweise oder aderartig eingesprengtem *Kupferglanz*. Die eigentliche Überraschung brachten aber *konkordante Lagen von kryptokristallinem hämatitischem Eisenerz* im obersten Horizont des Sandsteines, teilweise sogar mit ihm wechsellagernd, und darüber als Hangendes dunkelgrüne *Chloritischiefer*, die ebenfalls feindispers oder schlierenartig angereichert *Hämatit* und *Eisenjaspis* sowie vereinzelt oder aggregiert idiomorphe *Pyritkristalle* enthalten. Schon rein makroskopisch erinnert diese Eisenerze stark an die von EPPRECHT (146) als *submarin-exhalative Absatzte gedeuteten Hämatit- und Mangan-Erze im obersten Malm des Gonzen bei Sargans* (Kt. St. Gallen). Trotz eifriger Suche konnten aber leider bis heute im Schilstal noch keine eigentlichen Manganerze gefunden werden. Hingegen ist weiterhin erwähnenswert, daß gleichzeitig mit der Förderung von kryptokristallinem Roteisenstein zumindest auch eine gewisse H_2S -Zufuhr (Umwandlung von Hämatit zu Pyrit!) — wenn nicht schon eine eigentliche FeS -Zufuhr stattgefunden haben muß. Diese dürfte sich außerdem über einen längeren geologischen Zeitraum erstreckt haben, denn im gleichen Bergsturzmaterial findet sich auch eine große Zahl von Blöcken von ebenfalls *verquarztem und teilweise stark pyritisiertem Sandstein des untersten Lias (Hettangian)*. Auch diese Pyrit-Mineralisation ist für den helvetischen Lias

in der Ostschweiz *eher außergewöhnlich* und wohl kaum als rein sedimentäre Konzentration zu deuten, sondern sie dürfte infolge ihrer lokalen Anreicherung über dem Horizont der Eisen- und Kupfererze ziemlich sicher auch genetisch eng mit jenen zusammenhängen.

Während es sich bei den *chloritischen Hämatiterzen mit Pyrit* im Schilstal sicher um eine mit der Ablagerung des Quarten-Sandsteines *syngenetisch* verlaufende Vererzung handelt, und die darunter vorkommenden *Imprägnationen und Adern von Kupfererzen* vermutlich als *epigenetische* Erscheinungen im Zusammenhang mit der noch länger andauernden FeS-Zufuhr zu erklären sind, ebenso die feinen Adern aus *quecksilberhaltigem Enargit* (BÄCHTIGER et al. 1968) im Röti-Dolomit der nur ca. 4,7 km entfernten Alp Tobelwald im nordwestlich gelegenen Murgtal, muß die eventuelle Regeneration von alpidisch abgesetztem Scheelit mit Pyrit und Bergkristallen in Schichten der Quarten-Serie und des untersten Doggers (ev. sogar noch Lias?) im Raume des alten Goldbergwerkes „Goldene Sonne“ am Calanda (CADISCH, 1939; BÄCHTIGER, 1967; BÄCHTIGER et al. 1972) aus detritisch oder ebenfalls syngenetisch abgelagertem Scheelit in der Quarten-Serie dort in diesem Zusammenhang ebenfalls noch einmal genau überprüft werden, da auch bei der *Schilstaler Vererzung* infolge der alpinen Dislokation sich feine Klüfte mit kleinen *Bergkristallen* und kleinen Kristallen von *Karbonaten, Baryt* und sogar *Hämatit* entwickeln konnten.

Da diese Schilstaler Eisen- und Kupfer-Vererzungen in der obersten Trias aber auch neue genetische und chronologische Aspekte zu den vom Verfasser (1958, 1963) beschriebenen, vorwiegend epigenetischen, vereinzelt syngenetischen Uran-Zink-Blei- und Kupfer-Molybdän-Silber-Erzen im Raume der Mürtchenalp bringen, war eine genauere Untersuchung dieser Vererzungen fast eine Notwendigkeit!

I. KURZER HISTORISCHER ÜBERBLICK

Da aus zeitlichen Gründen weder umfangreiche bergbaugeschichtliche Felduntersuchungen noch längere Archivstudien möglich waren, die nach Ansicht des Verfassers allein erschöpfende Auskünfte zu diesem Aspekt bringen können, kann vorläufig leider nur eine Zusammenfassung in der Literatur verstreuter Hinweise gegeben werden unter Zusatz der Diskussion einer bis heute als *verschollen angesehenen Mineralstufe von gediegen Kupfer* und einiger *bergbauverdächtiger Flurnamen aus den Flumser Bergen*. Eine umfangreiche und ausführliche Arbeit zur Bergbaugeschichte der Ostschweiz steht aber vom Verfasser in Aussicht.

Über das Vorkommen von *Kupfererzen in den Flumser Bergen* konnten präzisere Angaben lediglich bei KENNGOTT (1866) gefunden werden. Er erwähnt, daß *unterhalb Prod¹⁾* (Koord. ca. 740°375/215°550/1589 m) SW von

Flums am Flumser Großberg *gediegenes Kupfer* mit etwas *gediegenem Silber*, *Azurit*, *Malachit*, *Chrysokoll* und *Rotkupfererz* (?) auf rotbraunen, feinkörnigen Quarzitstückchen gefunden worden sei. Das gediegene Silber soll z. T. mit dem Kupfer innig verwachsen gewesen sein oder undeutliche kristalline Körner und verästelte Partien gebildet haben. Ebenso soll auch das gediegene Kupfer in kleinen derben oder verästelten körnigen Aggregaten aufgetreten sein und beides soll stark an die Vererzungen vom Oberen See in Nordamerika erinnert haben. Nach Ansicht eines Herrn TRÖGER in KENNGOTT (1866) — es war derselbe Direktor TRÖGER (1860), der auf den Kupfererzen der Mürtschenalp als erster Uranglimmer festgestellt hat — sollen diese Quarzitrollstücke aus einem „Kupfergang“ im Sernifit (grobe silikatische Brekzie des permischen Verrucano; cf. HEER, 1865) herzuleiten sein. Zwecks Überprüfung dieser Angaben wurde vom Verfasser auch die klassische *WISER-Sammlung* am Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidg. Techn. Hochschule in Zürich einmal näher durchgesehen²⁾, in der erfahrungsgemäß die meisten Angaben von KENNGOTT (1866) durch Mineralstufen belegt sind, und die Überraschung war groß, als tatsächlich ein ca. $4,6 \times 3,0 \times 0,9$ cm und 20,682 g schweres und ein wenig verwitertes *Handstück*³⁾ mit den erwähnten Mineralien in dieser Kollektion aufgefunden werden konnte. In der Tat wurde diese Stufe mit anderen Stücken laut eines beigelegten Zettels „unterhalb Brod in einer Wiese gefunden, die schönsten beim Ausroden eines Ahornstrunkes“. Dadurch erhielten nun die vom Verfasser weiter unten als „bergbauverdächtig“ angesehenen *Flurnamen* „Näpper“⁴⁾ ca. 400 m und „Näpperchöpf“⁵⁾ ca. 700 m S der Alp Prod auch einen bergbaugeschichtlichen Sinn, indem sich wohl in dieser Gegend die Fundstelle(n) dieser Kupferkörner befunden haben muß. Der Genauigkeit halber für weitere bergbaugeschichtliche Studien muß in diesem Zusammenhang noch darauf hingewiesen werden, daß auf dem „Topographischen Atlas der Schweiz“⁶⁾ (abgek. TA) die Bezeichnung „Näperkopf“ aber an der Stelle steht, wo heute auf der LK der Flurname „Cällenchöpf“⁵⁾ eingetragen ist.

Aber auch für das *Eisen* fehlen diesbezügliche Hinweise nicht. Nach Plattner (1878, p. 14) soll laut einer *Urkunde aus dem Jahre 1410* neben dem vermutlich schon seit römischen oder sogar prähistorischen Zeiten betriebenen Eisenbergbau am Gonzen bei Sargans auch in den *Flumser Bergen Bergbau auf Eisen* betrieben worden sein. Nachdem bis heute aber jegliche Vererzungen und Spuren eines Bergbaues auf Eisen in den Flumser Bergen unbekannt waren, erscheint es nach den neuesten Beobachtungen des Verfassers

²⁾ Der Verfasser dankt an dieser Stelle von Herzen dem Konservator, Herrn Dr. W. OBERHOLZER, für das Auffinden dieses Belegstückes.

³⁾ Mit einem 6 mm großen Korn von ged. Kupfer ohne Verwachsung mit anderen Sulfiden damit absolut erstmalig für die Schweiz!

⁴⁾ TA Blatt 265: Blatt *Schilsbach*, 1 : 25 000, 1933.

⁵⁾ Herkunft der Bezeichnung vermutlich von der mundartlichen Verballhornung des Ausdruckes „Gelbe Köpfe“ für die dort gelb anwitternde Rauhwacke und Röti-Dolomit der Trias.

durchaus möglich, daß dieser auf den Roteisenvererzungen an den *Chessistein*chöpf (Koord. ca. 738'550—739'300/213'650—750/1570—1660 m) oder in deren Umgebung stattgefunden haben muß. Im östlichen Anriß des Bergsturzes ist durch den Abbruch zwischen zwei Sandsteinhorizonten in einem sehr hämatitreichen Horizont roter Quartenschiefer ein mehrere m³ großer und nach N einfallender, heute noch z. T. durch Gehängeschutt verschütteter Hohlraum freigelegt worden, der ganz das Aussehen einer *großen Pinge* oder *eines kleinen abgesenkten Abbaues* erweckt. Obwohl die Stelle schwer zugänglich ist, wird die ganze Gegend in nächster Zeit auf Spuren eines alten Bergbaues näher abgesucht.

Da der Verfasser schon weiter oben die Flurnamen „Näpper“ bzw. „Näpperchöpf“ mit tatsächlich noch vorhandenen Erzfunden (das gediegene Kupfer der WISER-Sammlung!) in Beziehung bringen konnte, erscheint das Auffinden weiterer Relikte eines alten Bergbaues in den Flumser Bergen und im Sarganserland auf der Grundlage gewisser verdächtiger Flurnamen auf dem TA und der LK durchaus möglich. Dazu könnten beispielsweise noch folgende Überlegungen angeführt werden:

1. Da wir dem Flurnamen „*Gnapperchopf*“⁶⁾ im St. Galler Oberland nämlich nochmals begegnen können und zwar auf ca. 1121 m *NE von Vättis im Taminatal*, am Weg nach Untersäß (1393 m) (hinter dem Calanda!), an einem Orte *alten Kupfer-, Silber- und Bleibergbaues* (DEICKE 1859, 1860), liegt die Vermutung nahe, daß es sich auch bei den *Flurnamen S der Alp Prod* ursprünglich um die Bezeichnung „Gnapper“ bzw. „Gnapperchöpf“, d. h. „*Knappen*“ und „*Knappenköpfe*“, gehandelt hat, wobei die heutige Bezeichnung und Schreibweise lediglich auf eine gewisse Sprachträgheit zurückzuführen wäre.
2. Der Name „*Schmidswerch*“ (vgl. dazu auch den nachfolgenden Absatz 5!) etwa in der Mitte des Schilstales S der Lokalität „Bildbrugg“, auf der SE Talseite, könnte vielleicht auf eine *alte Eisenschmiede* (?) zurückzuführen sein, da anhand der Schlackenhalde von Mädris und auch von anderswo örtlich die Erze gleich in der nächsten Umgebung der Vererzung verhüttet worden zu sein scheinen. Es ist in diesem Zusammenhang außerdem erwähnenswert, daß dem Verfasser (1963) gegenüber von Einheimischen an der Grenze der Kantone St. Gallen und Glarus auch für die *alten Bergbauanlagen S der Lokalität Gspon*¹⁾ (Koord. ca. 733'050/214'625/1384 m) am Eingang zur *Mürtschenalp* im Murgtal die Bezeichnung „*Lochwerch*“ geäußert worden ist. Ein weiterer Flurname „*Werch*“ kann nämlich *NE unweit der Chessistein*chöpf an einem kleinen Wasserlauf von den *Cholböden* zur Schils hinunter gefunden werden und könnte entweder mit einem kleinen *Pochwerk* (?) oder dann mit der oben erwähnten *Schürf- und Abbaustelle*, ev. sogar noch heute verschütteten Stollenanlagen, in

⁶⁾ TA Blatt 402, Blatt *Vättis*, 1 : 50 000, 1932.

Verbindung gebracht werden. Der dort vorbeiführende, von der Alp Prod sanft abfallende Weg zur Geröllhalde der Chessisteinchöpf könnte dabei als alter Knappenweg interpretiert werden, da seine Wegführung alpwirtschaftlich wenig begründet erscheint. Der Name „Cholböden“ ist sicher mit einem alten Köhlerplatz in Beziehung zu bringen.

3. Da außerdem auch die Käsekessel für die Alpwirtschaft bis in die neueste Zeit hinein bekanntlich aus Kupfer bestanden haben, wäre in diesem Zusammenhang auch die Herkunft des Flurnamens „Chessistein“ für die Lokalität des *kupferhaltigen Sandsteines* einmal volkskundlich und bergbaugeschichtlich abzuklären.
4. Da in manchen österreichischen Bergbaugebieten für den Wohnort von Bergknappen auch häufig der Ortsname „Knappenstube“ gebräuchlich war, müßten auch die Flurnamen „Stübler“ oberhalb „Schmalzlad“ am SE-Fuß des Prochamm (2006,1 m) und „In den Stüblern“, E der „Ruhegg“ auf der SE-Talseite des Schilstales am NW-Fuße des Guscha (2132,3 m) im Feld und in alten Urkunden auf eine mögliche Bergbauunterkunft hin untersucht werden.
5. Als weiterer realer Beweis eines *alten Bergbaues im Verrucano oder der Trias* (OBERHOLZER, 1920) *zwischen dem Weißtannental⁷⁾ und den Flumser Bergen*, wofür die dazugehörigen Erzvorkommen einstweilen erst teilweise bekannt zu sein scheinen, kann eine weitere interessante Angabe bei PLATTNER (1878) dienen. Dieser schreibt nämlich von großen Massen von Schlacken, etwa $\frac{3}{4}$ Std. von Mels am Berge bei Mädris (ca. 700—800 m ü. M.) *oberhalb Plons* (490 m) im Seeztal, wo früher auch Roteisenerze des Gonzen von der gegenüberliegenden Talseite her verhüttet worden sein sollen (EPPRECHT, 1957). Diese Schlacken sollen einem Bergbache entlang einen über 110 Fuß langen und etwa 12—14 Fuß hohen Hügel gebildet haben. Vor Zeiten soll diese Gegend zudem laut Urkunden „Bei den Schmitten“⁸⁾ geheißen haben, obwohl zur Zeit der Fertigung dieser Urkunde dort bereits keine Schmiede mehr bestanden haben soll. PLATTNER (1878) schreibt dazu wörtlich: „Gegenwärtig sind keine Erzgänge von irgendwelchem Belange an gedachtem Berge bekannt, mit Ausnahme der Lager auf den mehrere Stunden weit entfernten Flumser- (erst heute z. T. wieder bekannt durch die Schilstaler Vererzung) und noch viel weiter entfernten Mürtschen-Alpen.“ — Es ist in diesem Zusammenhang wohl kaum anzunehmen, daß Eisenerze des benachbarten Gonzen zur Verhüttung auf den gegenüberliegenden Berghang hinauf geschleppt worden sind, sondern die Erze dürften aus den dort vorwiegend anstehenden Gesteinen des Verrucano oder der Trias, nebst etwas Lias, stammen. Als sehr bergbauverdächtig erscheinen dabei für diese Angaben die Flurnamen

⁷⁾ LK, 1 : 25 000, Blatt 1155: Sargans, 1956.

⁸⁾ TA, 1 : 25 000, Blatt 267: Blatt Mels, 1942.

„Gstollenwald“⁷⁾ und „Gstollenberg“⁷⁾ auf ca. 1300 m und ca. 3 km W von Mädris sowie „Oefeliwald“⁷⁾ auf ca. 1100—1200 m und ca. 2 km SW von Mädris, und der „Oefelibach“⁷⁾ SE davon. Da von WEBER (1940) vor einiger Zeit schon im *permischen Verrucano von St. Martin* (574 m) bei Meis⁷⁾ den Schilstaler Erzen sehr ähnliche, ebenfalls *konkordant eingelagerte Roteisenerze mit Chlorit und Pyrit* gefunden worden sind — die dort indessen nirgends am Tage aufgeschlossen sind! —, bestehen große Möglichkeiten, daß analoge Eisenvererzungen auch in den von dort nur ca. 1,5 km entfernten Berglagen von Mädris und darüber anstehen können. Die Nachforschungen zu diesem Fragenkreis werden sowohl im Gelände als auch in den Archiven fortgesetzt.

II. GEOLOGISCHE ÜBERSICHT UND STRATIGRAPHIE DES ERZHORIZONTES⁹⁾

In den Flumser Bergen ist das *Verrucano(Perm)/Trias/Lias-Stockwerk* in zwei größere tektonische Einheiten unterteilt. Die Trennung der beiden Einheiten ist durch einen *Trias-Zug* (Melser-, Röti- und Quarten-Serie) gegeben, der sich jeweils zwischen zwei Verrucano-Abfolgen einstellt. Er bildet das stratigraphisch Hangende des sandig-schiefrigen Verrucano *der unteren Decke* und wird von rein schiefrigem Verrucano der oberen überfahren. Diese Trias ist am Rußlabach, S von Flums, sowie am Weg nach Alp Fursch oberhalb der *Ruhegg* und Naserina aufgeschlossen (OBERHOLZER, 1933; MARKUS, 1967, Profile 1—8, S. 56—57). Auch weiter gegen W und NW, im Gebiet des Ziger und des Stellikopf, sowie bei Tannenboden ist die tektonische Trennung wieder zu finden. In dieser Zone enthält auch die untere Deckeneinheit Gesteine des Lias (Infra-Lias und Cardinien-Schichten).

Während die obere Einheit NW der Linie Tannenboden-Stelli-Zigerlücke fehlt, kann die *untere* nach NW bis ins Murgtal verfolgt werden und überlagert dort mit tektonischem Kontakt die Glarner-Decke. Sie gehört somit der nächst höheren, der *Mürtschen-Decke* an (OBERHOLZER, 1933).

Die *obere Einheit*, die auf die Mürtchen-Decke überschoben worden ist, dürfte demnach der *Axen-Decke gleichgesetzt* werden, wie dies eingehend in der Dissertation von Markus (1967) behandelt worden ist.

Das neu gefundene *Erzvorkommen an den Chessisteinchöpf* oberhalb der Ruhegg liegt somit *in der Axen-Decke*. Die größte Anreicherung von Erz-

⁹⁾ Ein Teil dieser Angaben ist mir in verdankenswerter Weise von Herrn Dr. J. MARKUS zur Verfügung gestellt worden.

Mineralien scheint einstweilen im Aufschluß, der durch den jungen Bergsturz oberhalb der Ruhegg entstanden ist, vorhanden zu sein.

In der untersuchten Zone setzt sich der *Triaszug* aus *Melser Sandstein* (ev. ein Äquivalent des mitteltriassischen Muschelsandstein), vorherrschender *Rauh- wacke der Röti-Serie* (Muschelkalk) und der *Quarten-Serie* des Keupers so- wie etwas *Lias* zusammen.

Die *erzhaltigen Schichten* gehören der *Quarten-Serie* an, die in den Flumser Bergen eine recht variable Ausbildung zeigt. Letztere kann in ihrer in der Glarner-, Mürtchen- und Axen-Decke üblichen Ausbildung im wesentlichen *dreigeteilt* werden und besteht aus *zwei Schiefer-Horizonten*, den unteren und oberen Tonschiefern, petrographisch auch „*Quartenschiefer*“ genannt, die durch eine *grobdetritische Lage*, den „*Geröllhorizont*“ von BRUNNSCHWEI- LER (1948), voneinander getrennt sind.

Allerdings wird dieses vereinfachte Schema durch schiefrige Einlagerungen im Geröllhorizont einerseits und sandsteinartige bis konglomeratische Ein- schaltungen in den Schiefen andererseits oft durchbrochen.

Bei den *unteren Quartenschiefern* handelt es sich um mehr oder weniger sandige rote Tonschiefer, die einen großen Gehalt an Karbonat aufweisen. Das Karbonat kommt sowohl dispers in der Grundmasse als auch in Form von Knollen von über 15 cm ϕ vor. Die Mächtigkeit der unteren Schiefer ist im Raum der Vererzung indessen stark reduziert.

Der *Geröllhorizont* besteht zur Hauptsache aus Komponenten von Quarziten, Sandsteinen und Dolomit-Brekzien und erreicht eine mittlere Mächtigkeit von ca. 20 m.

Die *oberen Schiefer* sind in ihrer Ausbildung den unteren recht ähnlich. Sie enthalten ebenfalls Karbonatknollen und Dolomit-Brekzien, meist zudem in Form von Linsen. Die Mächtigkeit der oberen Schiefer variiert ziemlich stark und erreicht in den Flumser Bergen max. 30 m.

Dazu kommen *im oberen Schilstal und bei Alp Panüöl* die für diesen Hori- zont in den erwähnten Decken bis anhin nicht bekannten und somit etwas fremdartig wirkenden *chemischen Sedimente aus Chlorit und Karbonat- varietäten* mit unterschiedlichen Beimengungen von detritischem Quarz, *Eisen- jaspis* und kryptokristallinem *Hämatit*.

Im Gebiet von *Hagegg* sowie am *Narggenkopf* scheinen nach MARKUS (1967) im oberen Teil der Quartenschiefer möglicherweise noch etwas *Tuffite* und fragliche *Tuffe des Rhät (?)* enthalten zu sein.

III. LAGE UND MINERALISATION DES ERZAUFSCHLUSSES¹⁾

Die Erzfundstelle ist von *Flums* aus zum größten Teil mit dem Auto erreichbar, indem erst bei der Lokalität „*Sand*“ (ca. 1150 m) im Schilstal das allg. Fahrverbot beginnt. Von dort ist die letzte Straßenkehre oberhalb der *Alp „Ruhegg/Wissenberg“* (ca. 1300 m) relativ schnell zu Fuß erreichbar, von wo ein anfänglich schlecht sichtbarer Fußweg gegen NW zur *Alp Panüöl* (ca. 1800 m) hinaufzieht. Ab ca. 1500 m Höhe läuft dieser Alpweg auf eine kurze Distanz W vom Bergsturzmateriel vorbei. Etwas weiter oben ist als *erstes anstehendes Gestein Rauhwacke* erkennbar, die je nach Ort auf eine Höhe von 30—40 m aufgeschlossen ist.

Felduntersuchungen zeigten, daß die *Vererzung zur Hauptsache auf das Anrißgebiet des Bergsturzes beschränkt* ist, indem seitlich davon, d. h. im NE und SW die Erzminerale immer spärlicher werden. Zuerst verschwinden die Kupfererzminerale, während die Eisenerzlagen noch über eine größere Distanz verfolgt werden können, dann aber, bereits ca. 300 m vom Bergsturz entfernt im W, im Einschnitt des Chesssteinbaches, sind nur noch Spuren von Eisenerz zu finden.

Im *E-Anriß des Bergsturzes* konnten vom Verfasser über der Rauhwacke einige m¹⁰⁾, im frischen Bruch grau und dicht erscheinender *Röti-Dolomit* festgestellt werden, der noch von einigen m grünlichgelb anwitterndem *mergeligem Dolomit* überlagert wird. Dann folgt bereits ein etwas *knollig* absonderlicher *Dolomit* (ca. 5 m), dessen dunkelrote Farbe stellenweise wesentliche *Hämatitbeimengungen* annehmen läßt. In den darüber folgenden, tektonisch stark verwalzten und damit auf 3—5 m reduzierten, dunkelroten, *hämatitreichen Unteren Quartenschiefer*, die örtlich fast das Aussehen eines gescieferten Roteisensteines haben können, liegt infolgedessen die oben erwähnte vermutete alte Eisenschürf-/Abbaustelle. Ob im Bergsturzmateriel entdeckte und vermutlich *chemisch gefällte Linsen* von grauviolett-weiß gesprenkeltem, *hämatitführendem und marmorisiertem CaCO₃* bereits aus diesem karbonatreichen Tonschieferhorizont mit Linsen von Dolomitbrekzien stammen oder erst aus den Oberen, z. T. ebenfalls chemisch abgesetzten Quartenschiefern (siehe unten), konnte noch nicht abgeklärt werden.

Der anschließende „*Geröllhorizont*“ führt an der Basis ca. 4—8 m mächtige helle *Sandsteine bis Quarzite* (IV. 2.), in denen die ersten Kupfererze (Sulfide und Hydrokarbonate) beobachtet werden können. Darüber folgt nun der durch die alpine Dislokation etwas verschieferte *lagige Horizont des „Gebänderten Eisenerzes“* (V. A. b. 1), der in einer 1,5—3 m mächtigen *Wechselagerung* von weißlichem und rotem *Sandstein* mit konkordanten Lagen von hämatitischem Eisenerz in Form von *quarzreichem Roteisenstein* (Abb. 4)

¹⁰⁾ Die Mächtigkeit ist infolge unterschiedlicher tektonischer Beanspruchung bereits auf kurze Distanz sehr variabel!

entwickelt ist und von einer $1/2$ —1 m mächtigen Schicht von *Chlorit-Gesteinen* (V. A. a. 1.—3.) mit örtlich reichlicher *Pyritführung* abgeschlossen wird. Darüber folgen nach MARKUS (1967) nochmals 4—6 m grüne *serizit- und chlorit-führende Sandsteine bis Quarzite* (V. A. a. 1.) mit weiteren Einlagerungen von grünen *Chloritschiefern* und sporadischen *Kupfererzen*.

In den *Oberen Quartenschiefern* (ca. 10 m) finden sich im *roten Tonschiefer* weitere Anreicherungen von *hämatitischem Eisenerz* und Einschaltungen von *Chloritgesteinen*.

Das sog. „*Schlierige Eisenerz*“ (V. A. b. 2.) im Bergsturzmaterial kann daher sowohl zu einem großen Teil *aus dem 1. Chlorit-Horizont* über dem „*Gebänderten Eisenerz*“ stammen als auch aus den anderen Chloritschichten mit Einschlüssen von *Eisenjaspiliten*.

Zwischen den *Oberen Quartenschiefern* und den *Infra-Lias-Quarziten* (TRÜMPY, 1949), in denen stellenweise noch starke *Anreicherungen von Pyrit* in bis zu 10 cm großen Nestern beobachtet werden können, stellen sich örtlich noch grünlichgelbe *Dolomit-Mergel-Schiefer* ein, die sog. „*Lau-Schiefer*“ von BRUNNSCHWEILER (1948).

IV. DIE NEBENGESTEINE

Die *Eisenerze* treten zur Hauptsache im Grenzhorizont zwischen *Quarten-Sandstein* und den grünen *Chlorit-Gesteinen* auf (lokal, wie oben dargestellt, auch als Anreicherung in einer dunkelroten Schieferlage innerhalb des Sandsteines, wo die vermutete alte Abbaustelle liegt!) und erstrecken sich auf beide Gesteine, so daß demnach auch *zwei Erztypen* unterschieden werden

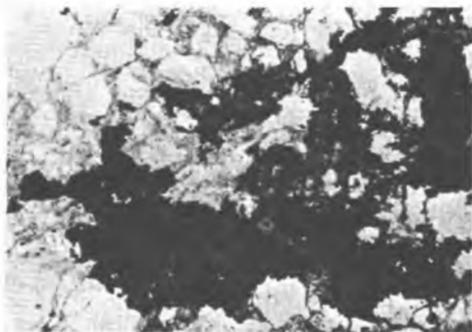


Abb. 2. *Quarten-Sandstein mit Imprägnation von Bornit*; sog. „*Kupfererz*“. Die hellgrauen, wenig gerundeten Körner sind detritischer *Quarz*, die mittel- bis dunkelgraue Grundmasse ist feinschuppiger *Serizit*. Das *Buntkupfererz* (Bornit) bildet xenomorphe Aggregate (schwarz) im Zement. Nicols //, Vergr. ca. 52 ×

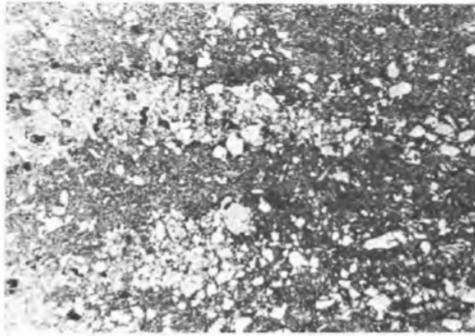


Abb. 3. *Lagiger Chlorit-Sandstein* (Quarten-Sandstein mit zyklischer Fällung von Chlorit). Die hellgrauen, wenig gerundeten Körner sind vorwiegend detritischer Quarz mit etwas *Plagioklas* und *Orthoklas*. Die mittelgraue Grundmasse ist feinschuppiger *Chlorit*. Dunkelgraue bis schwarze Körner sind *Zirkon*. Nicols //, Vergr. ca. 42 ×

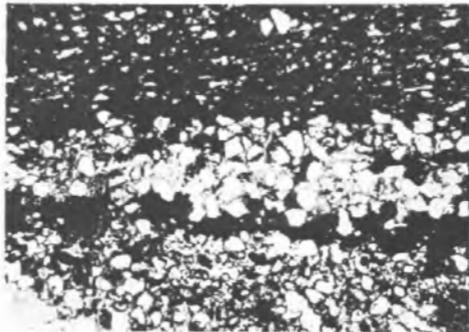


Abb. 4. *Quarten-Sandstein* mit syngenetischer zyklischer Fällung von kryptokristallinem *Hämatit* (Roteisenstein), sog. „*Gebändertes Eisenerz*“. Die hellgrauen, wenig gerundeten Körner sind vorwiegend detritischer *Quarz* mit etwas *Plagioklas* und *Orthoklas*. Die mittelgrauen schummrigen Körner sind vorwiegend *Zirkon* mit etwas *Augit* (? tuffogen). Die hell- bis dunkelgraue Grundmasse im mittleren und unteren Bildteil ist chemisch abgesetzter *Chlorit*. Die schwarze Grundmasse ist Roteisenerz in Form von kryptokristallinem bis feinkörnigem *Hämatit*. Nicols //, Vergr. ca. 42 ×

können, nämlich einerseits das „*Gebänderte Eisenerz*“ (Wechselagerungen von hämatitarmen und -reichen Sandsteinstraten; Abb. 3 und 4) und andererseits ein „*Schlieriges Eisenerz*“ (Kolloidalgefüge von Quarz, z.T. noch detritisch, Chlorit, Karbonaten und Hämatit; Abb. 5—9).

Die Kupfererzminerale *Kupferkies* und *Bornit* finden sich vor allem im liegenden *Quarten-Sandstein* (Abb. 2) unter den Eisenerzen sowie als Anreicherungen von *Kupferglanz* in eigentlichen *epigenetischen*, örtlich etwas *Baryt* führenden kleinen *Quarzadern* im gleichen Sandstein (Abb. 10).

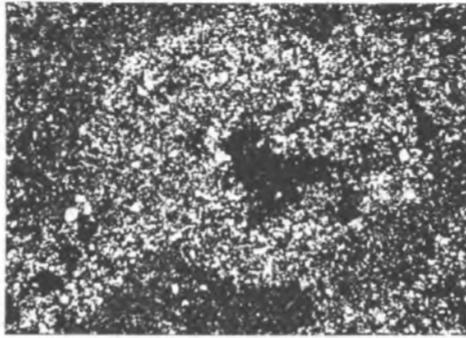


Abb. 5. *Hämatit-Siltstein bis quarzführender Hämatit-Karbonat-Fels*. Die hellen, wenig gerundeten Körner sind vorwiegend detritischer *Quarz*. Die graue Grundmasse ist ein feinkörniges Gemenge von *Karbonat* und *Hämatit*. Die schwarze Grundmasse ist kryptokristalliner bis feinkörniger *Hämatit* in Form von *Roteisenerz*. Nicols //, Vergr. ca. 48 ×

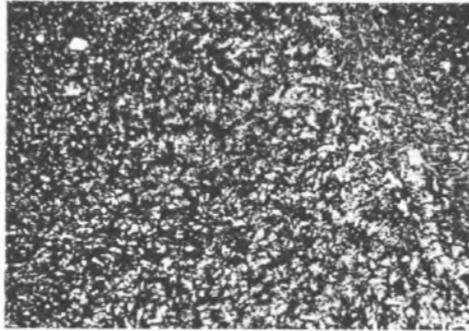


Abb. 6. *Hämatitführender Kalzit-Chlorit-Fels*; sog. „*Schlieriges Eisenerz*“. Die hellgrauen Körner und „*Sternchen*“ bestehen aus einem feinkörnigen Gemenge von *Kalzit* und *Chlorit* mit sehr spärlichem *Quarz*. Die schwarze Grundmasse ist kryptokristalliner bis feinkörniger *Hämatit*. Nicols //, Vergr. ca. 48 ×

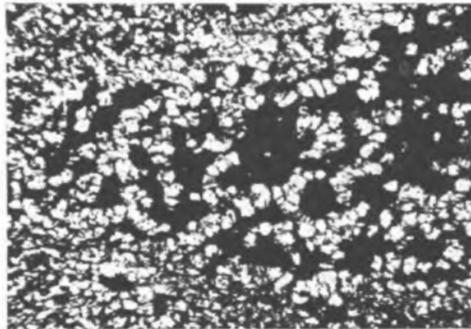


Abb. 7. *Hämatitreicher Kalzit-Chlorit-Fels* im „*Schlierigen Eisenerz*“. Die hellen Körner sind *Kalzit* mit etwas *Chlorit* und *Hämatit*. Die graue Grundmasse besteht aus feinschuppigem *Chlorit*. Die schwarze Grundmasse ist vorwiegend *Hämatit* und etwas *Eisenjaspis*. Nicols //, Vergr. ca. 54 ×

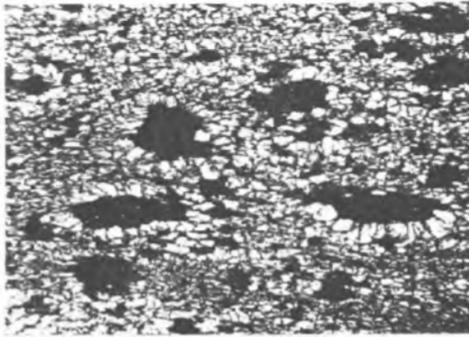


Abb. 8. *Lagiger Chlorit-Kalzit-Fels im „Schlierigen Eisenerz“.* Die hellen Körner sind Kalzit, die dunkelgraue Grundmasse besteht aus feinschuppigem Chlorit. Die dunklen kugeligen bis ovalen *Chlorit-Aggregate* könnten unter Umständen *entglaste Lapilli* eines diagenetisch etwas gepreßten *vulkanischen Tuffes* oder *Tuffites* (?) sein. Nicols //, Vergr. ca. 42 ×



Abb. 9. *Aufnahme eines polierten Anschliffes einer diffus-wolkigen Absonderung von chlorithaltigem Eisenjaspit bis Roteisenstein.* Dunkle Partien sind Aggregate von Chlorit, Karbonat und Quarz, die heller reflektierenden Flächen enthalten Anreicherungen von kryptokristallinem bis feinschuppigem Hämatit. Die *Textur* könnte entweder durch *Turbulenzen* infolge austretender Gase und *Lösungen* oder dann durch *subaquatische Gleitungen* (Wellenschlag, Setzungserscheinungen?) im diagenetisch noch wenig verfestigten chemischen Sediment entstanden sein. Aufnahme Zuber, Geol. Institut ETH Zürich.

Im folgenden sollen zuerst die Grundgesteine, Quarten-Sandstein und Chlorit-Gesteine, hernach die aus ihnen hervorgegangenen beiden Erztypen beschrieben werden.



Abb. 10. Serizitführender Gangquarz mit Einschlüssen von hypidiomorphem Baryt. Die hellgraue Grundmasse besteht aus xenomorph verwachsenem Gangquarz. Die grauen Flecken mit hohem Relief sind Aggregate aus feinschuppigem Serizit. Die dunkelgrauen bis schwarzen nadelig, tafeligen Querschnitte mit hohem Relief rühren von den Einschlüssen von Baryt her. Nicols //, Vergr. ca. 55 ×

Trias

1. Der Röti-Dolomit aus der Röti-Serie (Muschelkalk)

Im Dünnschliff ist stellenweise eine zuckerkörnige Ausbildung festzustellen und die bis 5 mm großen Dolomitekristalle können z. T. undulös (radial) auslösen. Daneben konnten aber auch bis 2 mm große Quarzkristalle beobachtet werden. Die Schwermineralanalyse¹¹⁾ ergab Zirkon und kleine Kristalle einer strahlsteinartigen Hornblende. Größere Körner von Brookit könnten autigener Herkunft sein (vgl. BÄCHTIGER, 1965 a). Dieses Gestein scheint durch eine hydrothermale Metamorphose beim Durchgang der erzführenden Lösungen, ev. sogar durch teilweise Metasomatose, in seinen heute vorliegenden Zustand gebracht worden zu sein.

2. Der Quarten-Sandstein (Keuper)

Es handelt sich um einen hellgrauen Sandstein, der durch fein verteilten Serizit im Zement eine grünliche Tönung erhalten hat. Er ist vielfach von Quarz- und Karbonatadern unterschiedlicher Häufung und Mächtigkeit durchzogen, in denen ähnlich alpiner Zerrklüftbildungen mehrere mm große glasklare und idiomorphe Bergkristalle, kleine Eisenrosen von Hämatit und z. T. als Aufwachsungen auf dem Quarz auch kleine Täfelchen von Baryt beobachtet werden konnten.

Es wurden Dünnschliffe des Bornit und Kupferkies führenden Sandsteines und des liegenden Sandsteines der „Gebänderten Eisenerze“ untersucht.

¹¹⁾ Freundl. Angabe von Dr. J. MARKUS nach einer Analyse von Dr. F. HOFMANN, c/o Georg FISCHER AG, Schaffhausen.

Die *Struktur des Bornit führenden Sandsteines* kann als *psammitisch* bezeichnet werden. Die *Textur* ist *massig bis leicht geschiefert*. Die Hauptgemengteile sind *Quarz* und *Serizit*, als Nebengemengteil wurde *Plagioklas* gefunden, als Übergemengteil das Erzmineral *Bornit*, *Zirkon* und *Leukoxen*.

Der *Quarz* liegt als eckige, deutlich bis gut gerundete detritische Körner vor, während der *Serizit* fast ausnahmsweise im Zement feinblättrige Massen bildet. Verzwilligter *Plagioklas* ist nur vereinzelt anzutreffen und oft von *Serizit* und *Bornit* durchsetzt. Der *Zement* baut sich außer *Serizit* aus spärlichen detritischen *Zirkon-* und *Leukoxenkörnern* und etwas autigenem *Quarz* auf, wobei der *Bornit* als feine bis grobe, runde oder xenomorphe Körner weitgehend im Zement diffus eingesprengt ist (Abb. 2). Außer dem Absatz von *Bornit* dürfte kaum eine nennenswerte *Zufuhr* anderer Mineralien stattgefunden haben.

Die *Struktur des Kupferkies führenden Sandsteines* kann als *Mosaikstruktur bis amöbenartiges Implikationsgefüge* aufgefaßt werden. Die *Textur* ist ebenfalls *massig bis leicht geschiefert*. Mineralbestand und Verteilung sind außer *Kupferkies* gleich wie beim vorhergehenden Gestein, hingegen ist die Ausbildung der einzelnen Mineralien etwas anders.

Der *Quarz* zeigt außer den rundlichen detritischen Körnern auch vielfach amöbenartige Formen, die auf eine Umkristallisation zurückzuführen sind. Der *Serizit* ist leicht grünlich und durchzieht mit feinkristallinem *Quarz* den Zement netzartig. Auch der Schachbrettbau der spärlichen *Plagioklas-Körner* läßt auf eine hydrothermale Umkristallisation schließen. Der *Leukoxen* ist etwas reichlicher und bildet außer xenomorphen Körnern bisweilen auch Schnüre um detritischen *Quarz*, was ebenfalls auf eine Umlagerung und nicht nur auf eine in situ-Verwitterung hinweist. Der *Kupferkies* hat fast immer eine Umkrustung von *Limonit* und ist wie der *Bornit* als xenomorphe Körner diffus eingesprengt. Verstreut sind auch kleine, nadelige Aggregate von grünem *Malachit* erkennbar. Sowohl die *Rekristallisation des Quarzes* als auch der *Kupferkies* selbst deuten auf eine *höhere Temperatur des Erzabsatzes als beim Bornit* hin. Infolge der *Rekristallisation des Quarzes* müßte dieser Sandstein fast als *Quarzit* bezeichnet werden.

Der *Sandstein im Liegenden des „Gebänderten Eisenerzes“* hat eine *Maschenstruktur*, indem detritische Körner von *Quarz* und etwas *Plagioklas* und *Orthoklas* in einem *Karbonatzement* eingebettet sind, zudem eine leicht *lagige Textur*. Die Hauptgemengteile sind *Quarz* und *Karbonate*, die Nebengemengteile *Chlorit*, *Plagioklas* und *Orthoklas*. Als Übergemengteile wurden spärlich *Zirkon*, *Turmalin*, *Pyrit* und *Hämatit* gefunden.

Der *Quarz* zeigt außer leicht bis gut gerundeten detritischen Körnern auch xenomorphe Gebilde aus einem feinkristallinen Aggregat, die wohl autigen durch Verdrängung des Zementes und vielleicht aus *Feldspäten*, aber auch

direkt als chemisches Sediment entstanden sein dürften (vgl. dazu auch die Karbonatabsätze weiter unten!). Die *Karbonate* setzen sich aus mindestens zwei Komponenten zusammen: Stark verzwilligte Körner sind *Kalzit*, feinkristalline, manchmal fast tafelig-stengelige Massen ohne Zwillingsbildung dürften *Dolomit-Varietäten* sein. Während der *Chlorit* in größerer Entfernung von den Hämatitstraten nur fetzenweise im Karbonat-Zement auftritt, bildet er gegen die Erzschiefer mit Karbonat und Quarz auch häufig ein nach P. NIGGLI (1948) *intergranulares Implikationsgefüge*. *Plagioklas* und *Orthoklas* sind meist stark zersetzt, wobei der erstere eher durch Karbonat, der zweite durch Serizit und Chlorit verdrängt wird. *Zirkon* und *Turmalin* wurden als spärliche runde detritische Körner gefunden, der letztere deutlich grau mit starkem Pleochroismus. Relikte von *Pyrit* mit *Hämatiträndern* weisen bereits auf die darüber liegende Vererzung hin, ebenso wolkenartig eingestreute, feine diffuse Körner bis xenomorphe Gebilde von *Hämatit*. Das Verhältnis von detritischem Material zu azediment im Zusammenhang mit der Vererzung zugeführten Stoffen dürfte hier vielleicht bereits 1 : 1 sein.

Die primären *Quartenschiefer* und der *Sandstein/Quarzit des Lias* (Hettan-gian) wurden einstweilen noch *nicht näher untersucht*.

V. DIE VERERZUNGEN

A. Die stratiform-syngenetische, chloritführende Hämatit-Pyrit-Vererzung

a) Die Chlorit-Gesteine

Der Begriff dieses Gesteins wurde absichtlich so weit gefaßt, da sich im Dünnschliff eine starke Variation makroskopisch ähnlicher Proben sowohl hinsichtlich Mineralbestand als auch Genese zeigte. Die drei Hauptvarietäten wurden als *Chlorit-Sandstein*, *Chlorit-Karbonat-Schiefer* und *Chlorit-Fels* mit gegenseitigen, kontinuierlichen Übergängen differenziert.

1. Der Chlorit-Sandstein

Er hat im Mikroskop eine *siltig-porphyrklastische Struktur* (Abb. 3). Seine *Textur* ist *massig*, örtlich *schwach lagig*. Einer der Porphyroklasten und Hauptgemengteil ist wenig gerundeter *Quarz*, der vorwiegend als Einkristalltrümmer und weniger als Aggregat mehrerer Körner vorliegt. Ein weiterer HGT ist weitgehend feinkörniger *Chlorit*, der vereinzelt in größeren Einsprenglingen vorkommen kann. Er bildet den Zement. Als Nebengemengteil und weiterer Porphyroklast findet sich schwach bis stark von Chlorit und bisweilen auch von Hämatit durchsetzter *Plagioklas*, Stark gerollte Körner von *Zirkon*, in den Quarzlagen angereichert, aber auch dispers im Chloritzement eingestreut, sind die einzigen Übergemengteile.

2. Der Chlorit-Karbonat-Schiefer

Er zeigt eine *Mosaikstruktur* bis ein *Implikationsgefüge*; die *Textur* ist *geschiefert*. Die erwähnten Gefüge beziehen sich vor allem auf den Zement der von den Hauptgemengteilen *Chlorit* und *Karbonat* aufgebaut wird. Das *Karbonat* kann infolge brauner Limonitüberzüge und fehlender Zwillingsbildung als *Ferrodolomit* betrachtet werden. Der *Chlorit* ist meist feinkörnig, xenomorph und innig mit den Karbonaten verwachsen (ähnlich Abb. 6 und 8). Als Nebengemengteil finden sich einerseits detritische, wenig bis stark gerundete Porphyroklasten von *Quarz*, andererseits dispers eingestreute, amöbenartige Quarzkörner — größere Gebilde haben vielfach einen Karbonatkern und einen Rand von tieftemperiertem Pflöckquarz, wobei sich hier Primär- und Sekundärstrukturen zu verwischen scheinen. Als Übergemengteil wurden Porphyroblasten von hypidiomorphem Pyrit festgestellt, der oft einen durch die Dislokation bedingten Saum von *Kalzit* und *Pflöckquarz* zeigt. Als weitere Übergemengteile erscheinen infolge der Nähe der Eisenerze vereinzelte, rotbraun durchscheinende Körner und Blättchen von *Hämatit*. Der Übergang vom vorhergehenden Gestein geschieht durch kontinuierliche Abnahme von Quarz-Porphyroklasten und Zunahme des Karbonates.

3. Der Chlorit-Fels

Er weist ein nach P. NIGGLI (1948) *phlebitisches Implikationsgefüge* und eine *massige Textur* auf. Die Hauptgemengteile sind xenomorpher bis hypidiomorpher *Chlorit* und *Quarz*, wobei der erstere bedeutend reichlicher ist und eine Art Grundmasse bildet, der andere sowohl als Porphyroklasten als auch Porphyroblasten auftreten kann. In den *Adern* ist der *Chlorit* als Würmchen in einer Mosaikstruktur von *Quarz* eingesprengt. Die Zentralpartien sind oft von verzwillingtem *Kalzit* erfüllt. Als Übergemengteil wurde in der Grundmasse nur feinkörniger und dispers verstreuter *Leukoxen* gefunden.

b) Die Hämatit-Gesteine

1. Das „Gebänderte Eisenerz“

Es besteht, wie erwähnt, aus Wechsellagerungen von hämatitarmen mit -reichen Sandsteinstraten im obersten Horizont des Quarten-Sandsteines und hat somit eine charakteristische *Lagentextur* (Abb. 4). Seine Bildung erfolgte durch *diskontinuierlichen Absatz von chemischen und detritischen Stoffen*. Die Mächtigkeit der Straten bewegt sich in der Größenordnung von mm bis cm, wobei die max. Schichtmächtigkeit der Wechsellagerung ca. 0,3 m betragen dürfte. Die *Struktur* entspricht in größeren Bereichen einem *Retikulargefüge* im Sinne von P. NIGGLI (1948). Die Hauptgemengteile sind demnach *Quarz* und *Hämatit*. Als Nebengemengteile wurden *Chlorit*, *Karbonat*, *Plagio-*

klas und Orthoklas gefunden. Übergangenteile sind Zirkon und weitere, schlecht bestimmbare Schweremineralien sowie fraglicher Stilpnomelan (?) und Baryt. Der Dünnschliff ließ erkennen, daß in den höchsten Partien des Sandsteines unter dem Erzhorizont eine seifenartige Anreicherung von Zirkonkörnern stattgefunden hat. Der Erzabsatz äußerte sich anfänglich in einer Umkrustung der Körner des Quarzes und in einer Verdrängung der Feldspäte durch Hämatit mit erhöhter Chlorit- und Leukoxenbildung im Zement der obersten Sandsteinzone, wobei eigentliche Chloritlagen eine Trennschicht zwischen dem Sandstein und dem Eisenerz bilden können (Abb. 3).

Der Quarz liegt in drei gut unterscheidbaren Komponenten vor. Am häufigsten sind wenig bis gut gerundete detritische Körner, die den Sandstein im Liegenden des Erzes aufbauen, aber auch in den erzreichen und -armen Lagen locker eingestreut sind. Etwas seltener findet sich besonders in den hämatitreichen Schichten splitterartiger Quarz, der überhaupt keine Abrollung aufweist und damit im Gegensatz zum Zirkon auch kaum über größere Distanzen im Wasser transportiert worden sein dürfte. Anhand von Vergleichen mit Strukturbildern von sauren vulkanischen Tuffen darf für diese Quarzvarietät wohl eine tuffogene Herkunft angenommen werden. Die dritte Art des Auftretens von Quarz stellen wir als sporadische, xenomorphe Partien mit feinkörniger Mosaikstruktur vor allem im Zement des liegenden Sandsteines fest und dürfte entweder auf Umkristallisation oder aszendente Herkunft zurückzuführen sein.

Der Hämatit bildet außer den Umkrustungen der detritischen Quarzkörner in der Chlorit-Grenzzone in den Erzlagen einen fast monomineralischen Zement, der stellenweise durch feinsten, bis submikroskopischen Detritus und auch aszendenten Absatz von Quarz und Tonmineralien verunreinigt sein kann. In den erzarmen Zwischenlagen ist der Hämatit feindispers-wolkig eingestreut.

Der Chlorit tritt selbst in den eigentlichen Chloritlagen meist feinkörnig auf und ist auch als größere Individuen xenomorph. Im liegenden Sandstein und den erzarmen Zwischenlagen ist er dispers und fleckenweise eingesprengt. Runde und ovale Gebilde von Chlorit mit netzartigem bis dispersem Hämatit könnten als entglaste Lapilli aufgefaßt werden. Sie wurden wie die wahrscheinlich tuffogenen Quarzsplitter nur in den erzreichen Lagen angetroffen.

Das Karbonat bildet mit etwas Chlorit vor allem den Zement des liegenden Sandsteines. Da es kaum verwillingt und meist auch etwas trübe ist, kann Dolomit angenommen werden, wobei klare, verwilligte Einsprenglinge von Kalzit allerdings vorkommen können.

Der Plagioklas, an seiner Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz gut erkennbar, ist nicht allzu häufig und zeigt neben gut gerundeten detritischen Körnern auch vielfach durch Zersetzung und hydrothermale Resorption bedingte xenomorphe Umrisse.

Als *Orthoklas* wurden spärliche Komponenten von trübem Aussehen und nahezu fehlender Zwillingsbildung, oft von Chlorit durchsetzt, bestimmt. Der *Zirkon* ist etwas weniger deutlich auch in den erzarmen Zwischenlagen angereichert und zeigt meist runde bis ovale, selten kantige Körner.

Spärlich eingestreute, hell- bis dunkelbraun pleochroitische, größere Einsprenglinge mit hoher Doppelbrechung könnten *Stilpnomelan* sein, während farblose Tafeln mit hoher Licht- und geringer Doppelbrechung aufgrund des Vorkommens auch in Quarzadern und alpinen Zerrklüften als *Baryt* angesehen werden.

Unter den schlecht bestimmbaren Schweremineralien gehören halbdurchsichtige, leukoxenartige Körner sicher dem *Ilmenit* und *Rutil* in unterschiedlichem Zersetzungszustand an.

Vor allem in den erzreichen Straten finden sich auch siltartige Schmitzen und Lagen, die nur schwer als echter Silt oder azendent zugeführter Eisenjaspis unterscheidbar sind.

Diskordante Adern mit Kalzit und Quarz sind wohl weitgehend ein Produkt der alpinen Dislokation der Schichten.

2. Das „Schlierige Eisenerz“

Es ist durch eine kontinuierliche Anreicherung von anfänglich dispers verteiltem Hämatit und Eisenjaspis im Chlorit-Gestein entstanden und hat deshalb auch fließende Übergänge zu dem zuletzt erwähnten Gestein. Bei den *Fe-armen Varietäten* ist es dann allerdings auch korrekter von einem *Chlorit-Hämatit-Jaspilit* bzw. chloritführenden *Eisenjaspilit* zu sprechen.

Die Beobachtungen im Dünnschliff haben gezeigt, daß prinzipiell zwei Gesteinskomponenten am Aufbau des Erzes beteiligt sind. Die eine ist teilweise *detritischen* Ursprungs und entspricht einem *Hämatit-Sandstein bis -Siltstein* (Abb. 5). Die andere darf wohl als fast vollständig *chemischer Absatz* betrachtet werden und kann demnach als *Hämatit-Chlorit-Karbonat-Fels bis -Schiefer* (Abb. 6—8) bezeichnet werden. Beide Komponenten sind ziemlich unregelmäßig und diffus miteinander verwachsen, so daß das Gestein in bezug auf die *Textur* im Sinne von P. NIGGLI (1948) am ehesten als *nebulitischer Merismit bis Stromatit* aufgefaßt werden kann. Stellenweise zeigt es auch eine gewisse Ähnlichkeit mit dem von EPPRECHT (1946) vom Gonzen beschriebenen *ophthalmischen Melierterz*, indem vorwiegend *knollenartige*, dann aber auch *wolkige bis schlierige dunkelrote Partien von Eisenjaspis* mit diffus verteiltem Hämatit im umliegenden *Chlorit-Gestein* — oft noch durch grüne *Chlorit-Säume* voneinander getrennt — unregelmäßig eingelagert sind. Durch die alpine Dislokation entstand lokal sekundär eine stärkere Verschieferung.

Die *Struktur* ist nicht gerade einheitlich und geht von poikiloklastisch beim Siltstein über *sperrige und intergranulare Implikationsgefüge* beim Fels bis

zu eigentlichen *Emulsionsstrukturen* in den *Eisenjaspis*-Partien. Wie durch die Untersuchung der Dünnschliffe ersichtlich geworden ist, handelt es sich bei den letzten Fällen sehr wahrscheinlich um ein primäres *Kolloidalgefüge*, dessen einzelne Komponenten vermutlich erst bei der Diagenese des Gesteins kristallisierten und sogar noch heute teilweise in *amorphem bis kryptokristallinem* Zustand vorliegen können, wie bei gekreuzten Nicols deutlich wird. Merkwürdige *Verfältelungen von Eisenjaspis-Lagen* im Dezimeterbereich (Faltenartiger Stromatit) könnten als *primäre Setzungstexturen* gedeutet werden, wobei Wellenbewegungen, Gleitungen oder Aufstülpungen durch austretende Gase und Wässer die Ursache dafür gewesen sein könnten (Abb. 9).

Das „Schlierige Eisenerz“ setzt sich demnach aus den *Mineralkomponenten Quarz, Kalzit, Chlorit* und *Hämatit* zusammen.

Der *Quarz* kommt als **Hauptgemengteil** sowohl in den Partien von Hämatit-Sandstein/-Siltstein in *detritischer* Form als auch andererseits im *Eisenjaspis* als *chemische* Komponente vor.

Der *detritische Quarz* zeigt im Sandstein wenig gerundete, xenomorphe und oft resorbierte Formen mit *Einbuchtungen*, während im Siltstein die Umrisse kantig sind und die Trennung zwischen detritischem und autigenem Quarz bereits schwierig wird.

Der *chemisch gefüllte, azsendente Quarz* ist im Sandstein durch seine xenomorphen Umrisse und Einlagerungen von Chlorit und Kalzit an Korngrenzen sowie den amöbenartigen Implikationsgefügen erkennbar. Im Fels finden sich bereits xeno- bis hypidimorphe *Quarz-Porphyroblasten* neben feinkristallinen Gefügen mit Chlorit und intergranularen bis kryptokristallinen Implikationsgefügen von Hämatit und Kalzit im *Eisenjaspis*. Größere Körner wurden schwarmweise auch im Hämatit-Kalzit-Gefüge angetroffen.

Der *Kalzit* ist meist relativ grobkörnig, deutlich verzwilligt und damit eindeutig diagnostiziert. Weitere Karbonate wie Dolomit dürften nur spärlich anwesend sein. Mit Hämatit bildet er charakteristische Gefüge, wobei jener in Form von runden Körnern, feinen Blättchen und nur vereinzelt größeren Tafeln ein feinfilziges Gewebe bildet. Innerhalb größerer Kalzitkörner können die Hämatitblättchen oft radialstrahlig angeordnet sein und als „sternchenförmige“ Aggregate (Abb. 6) zur Geltung kommen. Spärlich wurde er noch als Füllung rechteckiger Umrisse, mit einem Rand von dichtem Hämatit und Chlorit-Zwischenlagen, und als ovaler Kern mit randlichem Saum von Quarz in Mosaik-Struktur angetroffen. Während die erste Erscheinungsform auf vermutlich *weggelösten Pyrit* hinweist, könnten die letzteren Gebilde als *gefüllte Vakuolen* gedeutet werden.

Der *Chlorit* tritt ebenfalls in verschiedenen Gefügen auf. Im *Zement des Siltsteines* bildet er feinkristalline Verwachsungen mit Hämatit in wechselndem Mengenverhältnis, u. a. auch als Füllung von Kristallumrissen (ev. Quarz?).

Im *Fels* wird es als unregelmäßige *Schmitzen*, seltener randliche *Säume* vielfach um *Eisenjaspis-Partien* angetroffen, wobei er auch selbst mit Quarz verwachsen sein kann. In sonstigen eisenreichen wolkigen Anreicherungen ist er vielfach *mosaikartig* mit Kalzit und Quarz verwachsen, in den eisenarmen Partien ist der Chlorit reichlicher, dafür der Quarz spärlicher. Gleiche *Maschenstrukturen* wie der Hämatit bildet auch der Chlorit, indem der Hämatit des Netzes kontinuierlich durch Chlorit, und die Chloritkerne durch Kalzit ersetzt werden mit gleichen xenomorphen Fetzen aus Chloritaggregat und diffus eingesprengten Hämatitkörnern. Sie können wie beim Hämatit Lagen bilden.

Der *Hämatit* bildet in den *Sandstein/Silstein-Partien* einen fast monomineralischen, dichten *Zement*, so daß jene erzreicher erscheinen als der eigentliche Hämatit-Chlorit-Karbonat-Fels, da dort eher wolkige, diffuse Anreicherungen auftreten. Lediglich um die Sandstein-Partien herum finden sich im Fels dichte schwarze Säume von Hämatit.

Im *Fels* selbst tritt der *Hämatit* in verschiedenen Verwachsungen auf. Mit Chlorit bildet er in lagigen Partien die erwähnten *Maschenstrukturen*, wobei das Netz aus kryptokristallinem bis feinkörnigem Hämatit und die Maschen als ovale bis xenomorphe Gebilde aus einem feinkörnigen Chloritaggregat oder Kalzit, oft sternchenförmig entwickelt sind. Das Netz kann sich dabei ebenfalls zu xenomorphen Gebilden vergrößern, die vorwiegend aus Hämatit, lokal Eisenjaspis und etwas kryptokristallinem Quarz und Chlorit bestehen. Die sternchenförmigen Kalzitkörner, die vielfach mit etwas Chlorit verwachsen sind, weisen neben einzelnen Tröpfchen und Lamellen auch häufig *radialstrahlige Interpositionen von Hämatit* auf, die im Dünnschliff als rotbraun durchscheinende Täfelchen zu erkennen sind. Ebenso ist der Hämatit auch vielfach radialstrahlig um einzelne Chlorit-, Hämatit- oder Eisenjaspis-Partien auskristallisiert. Im *Eisenjaspis* selbst bildet er mit Quarz und etwas Karbonat ein *intergranulares Implikationsgefüge*. Der hell- bis dunkelrote Eisenjaspis erscheint bei gekreuzten Nicols weitgehend dunkel und besteht aus einem äußerst feinkörnigen bis submikroskopischen Gemenge von *Hämatit* und kryptokristallinem bis amorphem *Quarz*. Im *Erzanschliff* ist erkennbar, daß das Innere des Eisenjaspis meistens relativ erzarm ist und nur vereinzelte Körner und Blättchen von Hämatit enthält; häufig können hingegen an den Rändern der ovalen bis kugeligen Jaspis-Absonderungen girlandenförmige Anreicherungen von Hämatit festgestellt werden, die in ihrer Ausbildung stark an die vom Verfasser (1963) von der Mürtschenalp beschriebenen nierig-schaligen Fällungsprodukte von Pechblende erinnern und auch dadurch eine tieftemperierte, kolloidale Ausscheidung wahrscheinlich machen.

Das *eigentliche Eisenerz* setzt sich aus einer dunkelweinroten, hämatitreichen Grundmasse mit kleineren und größeren, hellroten Einschlüssen von Eisenjaspis zusammen. Kleine schwarze Schmitzen könnten von *Spuren von Manganerzen* herrühren.

Sowohl der chloritführende Eisenjaspis als auch das Hämatiterz des „Schlierigen Eisenerzes“ sind oft von *Nestern* und diskordanten *Adern* aus poikilitisch verwachsenen Gemengen von hauptsächlich *Chlorit* und *Quarz* mit etwas *Karbonat* und *Hämatit* in wechselnder Zusammensetzung durchsetzt. Die alpine Dislokation hat zudem noch oft eine starke *Verfäلتelung* bewirkt.

B. Die Eisen- und Kupfer-Sulfidvererzung

a) Allgemeines

Wie aus dem stratigraphischen Auftreten von Pyrit im Chloritschiefer über dem „Gebänderten Eisenerz“ und im Lias-Sandstein ersichtlich ist, sind *Eisensulfide* zu *verschiedenen Zeiten* gefördert worden.

Da die spärlichen *Kupfererze* fast ausschließlich im Bergsturzmaterial gefunden worden sind, lediglich etwas Malachit im untersten Sandsteinhorizont besteht über die *altersmäßige Stellung* gegenüber den Hämatit-Anreicherungen einstweilen *noch keine Klarheit*.

Am auffälligsten und schon von weitem infolge ihrer Größe — max. über 10 mm ϕ —, eines gewissen *Glanzes* und ihrer charakteristischen *bläulich-grauen* Farbe in die Augen springend waren derbe Körner und netzartige Aggregate eines Kupfermineralen, das meist von *Malachit* begleitet vorwiegend in derbem Gangquarz auftritt. Obwohl diese Eigenschaften und insbesondere ein muscheliger Bruch ein eigentliches Fahlerz erwarten ließen, haben Erzanschliffe sofort die Existenz von *Kupferglanz*¹²⁾ gezeigt. Verwachsungen mit anderen Erzmineralien ließen sich indessen ebenfalls erst unter dem Mikroskop nachweisen. Interessanterweise war Kupferglanz jedoch höchstens noch in unmittelbarer Nähe der Quarzadern im sandsteinartigen Nebengestein anzutreffen, so daß die Zufuhr dieses Kupfersulfides wohl als eine rein *aszendente Bildung* angesehen werden darf.

Weniger augenfällig, aber dennoch deutlich zu erkennen, sind insbesondere im gebleichten Sandstein max. 1 mm große dunkelgelbe Körner von *Kupferkies*. Er ist nicht selten begleitet von derben Anflügen von etwas *Azurit* und reichlich *Malachit*, wobei der letztere in kleinen Poren und feinsten Klüften bisweilen auch als frei gewachsene Nadelchen und kleine Tafeln entwickelt sein kann.

Sehr wenig auffällig sind indessen die feindispers eingestreuten, max. 2 mm großen rötlichvioletten bis tombakbraunen derben Körner von *Buntkupfererz* (Bornit), die andererseits so reichlich anwesend sein können, daß von einem eigentlichen Erz gesprochen werden darf. Der Quarten-Sandstein erhielt da-

¹²⁾ Im erzmikroskopischen Sinne von RAMDOHR (1960).

durch einen grünlichgrauen Aspekt im frischen Bruch mit brauner limonitischer Verwitterungskruste an der Oberfläche.

Da die eisenhaltigen Kupfersulfide *Chalkopyrit* und *Bornit* praktisch ausschließlich in dem als Pigment auch etwas Eisenhydroxyde führenden Sandstein zu finden sind, besteht die Möglichkeit, daß die Bildung eines Teiles dieser Sulfide vielleicht auch durch Aufnahme von Fe aus dem Nebengestein durch die kupferhaltigen Lösungen verursacht worden sein kann, obwohl *Bornit* als unmittelbare hydrothermale Ausscheidung aus einem keratophyrischen Magma (BÄCHTIGER, 1960) aus dem Kärpfgebiet ebenfalls feststeht.

Da der Zement des Sandsteines, insbesondere die Quarzmatrix, in der Umgebung des Kupferkieses stärker umkristallisiert ist als bei den übrigen Kupfersulfiden, und damit offensichtlich einer höheren Kristallisationstemperatur des Kupferkieses entspricht, der Kupferglanz zudem fast ausschließlich in epigenetischen Quarzadern erscheint, ist die vom Gandstock und der Mürtchenalp beobachtete *Ausscheidungsfolge* (Siderit-Ankerit-) *Hämatit-Pyrit-Kupferkies-Bornit-Chalcosin* bei abnehmender Temperatur auch hier sehr wahrscheinlich.

Da der *Pyrit* bis jetzt noch nie in Verwachsung mit anderen Sulfiden beobachtet worden ist, ist seine paragenetische Stellung gegenüber dem Kupfer nicht ganz eindeutig. Infolge seines Auftretens im liegenden *Sandstein* des Eisenerzes, im *Chloritschiefer* und *chloritführenden Eisenjaspit* darüber sowie im Sandstein bis Quarzit des Hettangian sind auf jeden Fall *mehrere Generationen* anzunehmen.

Die *Pyrite* und Relikte von ihnen mit Hämatiträndern *unter dem „Gebänderten Eisenerz“* dürften wohl in erster Linie als *autigene Bildung* des Sandsteines angesehen werden.

Die bis 1 cm großen, meist hypidiomorphen und stark deformierten Würfel und Pentagondekaeder mit ausgeprägter Riefung im *Chlorit-, seltener Serizitschiefer* über den Eisenerzen sind sicher jüngere *hydrothermale Absätze*, was noch durch Aggregate von Hämatit in Idioblasten von Pyrit bestätigt wird. Anflüge von Malachit daneben könnten von chemisch beigemengtem Kupfer im Pyrit oder Spuren von Kupfersulfiden in und außerhalb des Pyrites herkommen.

Der *Pyrit im Lias* ist i. a. eher feinkörnig, 1/100—1 mm ϕ , dafür aber nicht selten in Aggregaten bis zu 10 cm ϕ angereichert. Der ursprüngliche Sandstein ist dabei weitgehend zu einem hell- bis dunkelgrauen *Quarzit* umkristallisiert worden mit Nestern und kreuz und quer verlaufenden Adern (bis 1 cm) von Quarz, in deren spärlichen Hohlräumen bisweilen feinste, aber milchige *Bergkristalle* zu finden sind. Schwarze rußartige Anflüge, Imprägnationen, Nester und Adern eines bisweilen direkt graphitähnlich auskristallisierten Materiales erwiesen sich röntgenographisch als *kohlige Substanz*. Auch für diese großen *Pyritausscheidungen* erscheint eine *hydrothermale Herkunft* gesichert.

Von Auge nicht besonders deutlich, dafür unter der Lupe und im Dünnschliff, sind neben dem weißen, milchigen *Gangquarz* spärliche Einsprenglinge von etwas weißem Karbonat und eines weiteren, tafelig-blätterigen Mineralen von weißer bis rötlicherweißer Farbe zu erkennen. Beim Karbonat handelt es sich wohl weitgehend um *Kalzit*, während das andere anhand seiner charakteristischen Eigenschaften unter dem Mikroskop als *Baryt* (Abb. 10) bestimmt werden konnte.

b) Die Erzminerale

1. Der Chalcopyrit

Er tritt fast immer als kleine, isolierte, kaum 1 mm große Körner fein dispers oder aggregiert auf und ist meist stark von Limonit umkrustet. Die erzmikroskopische Untersuchung offenbarte zusätzlich kleinere, xenomorphe, hellgraue und isotrope Einschlüsse, die aufgrund ihrer optischen Eigenschaften und paragenetischer Überlegungen als *Fahlerz* gedeutet werden. Isolierte, hell gelblich reflektierende und isotrope fünfeckige Umrisse rühren von früher ausgeschiedenen Pentagonododekaedern von *Pyrit* her.

2. Der Bornit

Er ist das zweithäufigste Kupfermineral und weist in sehr feindispersen, selten einige mm großen, aber immer xenomorphen Körnern die charakteristischen Tombakfarben auf. Intensiv blaue Spaltflächen könnten indessen von feinsten *Covellin*filmen herrühren. Der Bornit fand sich nie mit Pyrit, Kupferkies, Kupferglanz oder gar Eisenerzen makroskopisch sichtbar verwachsen, erst unter dem Mikroskop können Spindeln und keilförmige Einschlüsse von *Kupferkies*, von runden Körnern von *Fahlerz* sowie randliche Säume und Verdrängungen von *Covellin* von Spaltrissen aus festgestellt werden.

3. Der Chalcosin

Er wurde am häufigsten gefunden, fein eingesprengt, nesterweise angehäuft oder in mehrere cm mächtigen Quarzgängen. Bei stärkerer Anreicherung bildet er eine eigentliche Gangbrekzie mit leuchtenden Überzügen von grünem *Malachit* und seltener blauem *Azurit* (erfahrungsgemäß nur aus *Fahlerz* möglich!). Unter dem Mikroskop zeigte sich, daß der Chalcosin anisotrop ist, was sich schon an der unterschiedlichen Lichtätzung der polierten Oberfläche und nicht erst bei gekreuzten Nicols äußerte. Beim inneren Bau handelt es sich einerseits um ein relativ grobkörniges Gefüge, andererseits konnten auch deutliche Lamellen festgestellt werden. Als Einschlüsse im Kupferglanz wurden nur Entmischungströpfchen und -lamellen von Bornit beobachtet, und zwar sowohl im Zentrum von Aggregaten als auch merkwürdigerweise oft randlich. Der Kupferglanz wird vielfach nach kristallographisch ausgezeichneten Richtungen von *Covellin* verdrängt, der seinerseits der Verdrängung durch radialstrahlige Aggregate von *Malachit* unterliegt.

VI. ZERRKLUFTÄHNLICHE BILDUNGEN

Obwohl das Gebiet des Schilstales und der Flumser Berge im Raume der Helvetischen Decken noch nicht eigentlich zur Region der alpinen Zerrkluftmineralisation zu rechnen ist, sind infolge größerer Überlagerung während der Überschiebung in bestimmten Horizonten gewisse Exsudationserscheinungen zu beobachten. Im weiteren Raume der Flumser Berge können besonders im Horizont des Melsers Sandsteines, in der Umgebung der Chessisteinchöpf aber auch in den silikatischen Ablagerungen der Quarten-Serie, je nach den Gegebenheiten der örtlichen Tektonik in unterschiedlichem Maße konzentriert, Klüfte, kleine Drusen und Quarzadern mit mannigfachen Hohlräumen festgesetzt werden, in denen je nach der Zusammensetzung des Nebengesteins frei gewachsene und idiomorphe Einzelkristalle auskristallisiert werden konnten.

In den *Sandsteinen* sind es besonders kleine *Bergkristalle*, die aber höchstens 10 mm groß geworden sind. Sie sind vielfach von etwas trüber Beschaffenheit, können aber örtlich bisweilen auch glasklar sein. Außer dem hexagonalen Prisma und den beiden Grundrhomboedern sind kaum andere Kristallformen zu beobachten. Dazu kommen, wie überall schon bei reiner Diagenese festzustellen ist, die üblichen Absätze von Karbonaten, unter denen hauptsächlich der *Kalzit* anzutreffen ist.

Im Raume der Chessisteinchöpf konnten sich insbesondere infolge örtlich größerer Konzentration an Eisen und Barium in der Quarten-Serie auf den Klüften auch vereinzelt Kristalle von *Hämatit* und *Baryt* entwickeln.

Der *Hämatit* tritt in max. 3 mm großen schwarzen, metallisch glänzenden Schuppen auf, die bisweilen sogar eisenrosenartig aggregiert sein können. *Baryt* wurde in der Form eines weißen milchigen Kristalles, der auf einem kleinen Bergkristall aufgewachsen war, dem Verfasser von Herrn Dr. J. Markus aus dessen Dissertationssammlung vorgewiesen. Frei gewachsene Kristalle von Pyrit, Dolomit und Chlorit — den übrigen die Eisen-Paragenese aufbauenden Mitgliedern — konnten an dieser Lokalität in den Klüften und drusenartigen Hohlräumen bis heute indessen noch keine festgestellt werden.

Da in dieser Region der Anchimetamorphose (FREY, 1969) bis heute im Gestein noch keine richtigen Mineralien der Epimetamorphose festgestellt werden konnten, ergeben sich daraus interessante Überlegungen zur Bildungstemperatur und Sukzession dieser wohl reinen *Exsudationsmineralien Quarz, Karbonat, Hämatit und Baryt*; Thermen oder besonders gehaltvolle Mineralquellen sind in weitem Umkreise nicht bekannt.

Da zur Eisenvererzung im Schilstal während des Exsudationsprozesses auch nachweisbar keine neuen Elemente zugeführt worden sind, wie dies andererseits durch vagabundierende Thermalwässer eindeutig am Calanda in der Wurzelzone der Helvetischen Decken zumindest für Silizium und Fluor, z. T. ev. auch für Eisen, Schwefel, Arsen, Wolfram und Gold der Fall gewesen ist (BÄCH-

TIGER, 1967, 1971; BÄCHTIGER et al. 1972), kann die Temperatur im Raume der Eisenlagerstätte auch während der alpinen Deckenüberschiebung kaum größer gewesen sein als in den umgebenden Nebengesteinen, d. h. es mußte sich somit um ein *geschlossenes chemisches und thermisches System* etwa unterhalb 200° C gehandelt haben. Da von NIGGLI et al. (1940, Hauptdiagramm 2, S. 484) aufgrund umfangreicher Feldbeobachtungen für die *Kristallisation des Barytes* in alpinen Zerrklüften ein Temperaturintervall von ca. 140—175° C angenommen worden ist, müßte für den ihm in der Sukzession als Wirtskristall vorangegangenen *Bergkristall* mindestens eine Temperatur von ca. 150—170° C angenommen werden. Die stimmt nun mit der von BÄCHTIGER (1965a) für die Bergkristalle in Paragenese mit Papierspat und Brookit von Mastrils (Nordostfuß des Calanda in der Nähe der Therme von Bad Ragaz/Pfäfers) geschätzten Bildungstemperatur von ca. 160° C relativ gut überein, wobei die nach denselben Autoren *notwendige Bildungstemperatur von mind. 160° C für den Hämatit* im Schilstal mit derjenigen von ca. 160—190° C für den Brookit mit Papierspat in der Kluff im oligozänen Siltstein bei Mastrils zu korrelieren wäre.

VII. ÜBERLEGUNGEN ZUR GENESE DER SCHILSTALER EISEN- UND KUPFER-VERERZUNGEN

Da schon von mehreren Autoren (STÖHR, 1865; AMSTUTZ, 1949, 1950; BÄCHTIGER, 1960a, b; 1963; BÄCHTIGER et al. 1968) auf Art und Genese verschiedener *Kupfer-Vorkommen in der mittleren Trias* (Melser- und Röti-Serie) des Helvetikums hingewiesen worden ist, bestehen auch für die Erklärung der Sulfide in der obertriassischen *Quarten-Serie* und im Lias des Schilstales keine besonderen Schwierigkeiten.

Syngenetisch-kolloidale Hämatiterze in Form von stratiformem *Roteisenstein* mit Chlorit waren aber bis heute *aus der Trias des östlichen Helvetikums nicht bekannt*, sondern erst aus einzelnen weiter im S liegenden penninischen *Syngenetisch-kolloidale Hämatiterze* in Form von stratiformem *Roteisenstein* und ostalpinen Decken (EUGSTER, 1923; GRÜNENFELDER, 1956; STUCKY, 1960). Wohl liegen die längst bekannten, monographisch letztmals von EPPRECHT (1946) beschriebenen *submarin-exhalativen Roteisen- und Manganerzlager des Gonzen bei Sargans* ziemlich in der Nähe und ebenfalls im Helvetikum. Da der Erzabsatz aber im obersten Malm (Kimmeridge) erfolgte und als telemagmatisches Derivat tiefpenninischer mesozoischer Ophiolithintrusionen aufgefaßt wird, besteht zu den viel älteren Schilstaler Eisenerzen wohl nur eine formale genetische Beziehung in bezug auf Erzlösung und -absatz.

Interessante *Vergleichsmöglichkeiten* bieten aber bis heute schwer erklärbare *konkordante Hämatitlinsen* über einem hellen permischen Konglomerat, das nach WEBER (1940) stark dem Melser Sandstein gleichen und nur ca. 35 m unter

dem Kontakt Verrucano-Melser Sandstein liegen soll. Da der mehr als 7000 m² große Erzhorizont bei *St. Martin bei Mels* (ca. 11,0 km von den Chessissteinchöpf entfernt) nur durch Stollenbauten, die heute nicht mehr öffentlich zugänglich sind, erschlossen worden ist, ist für eine neue Erklärung des Eisenerzabsatzes an dieser Stelle sowie im Schilstal eine kurze Rekapitulation der Angaben von WEBER (1940) unumgänglich:

Die drei angefahrenen *Erzlin*sen haben einen nahezu kreisförmigen Durchmesser von höchstens 10 m Ausdehnung und 0,4 m Höhe. Obwohl bei allen Linsen Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung vorhanden waren, indem die Erzmasse durch Klüfte und Scherflächen in meist faustgroße Stücke zerlegt worden war, erscheint eine ursprünglich völlig *konkordante Einlagerung im Verrucano* nach WEBER (1940) gesichert. Jener will aber keinen Unterschied zwischen dem Hangenden und dem Liegenden sowie eine scharfe Grenze Erz/Nebengestein festgestellt haben. Obwohl nach ihm auch keine seitlichen Verbaunungen der Erzlin

sen vorkommen sollen, erwähnt er an *erzfreien Stellen des Erzhorizontes* bezeichnenderweise doch *Chloritmassen mit idiomorphen Pyrit-Kristallen*, also ganz ähnlich wie im Schilstal! Die *Struktur des Erzes* war in allen Linsen gleich, nämlich unvollkommen *faserig*; jenes selbst setzte sich vorwiegend aus *Hämatit*, etwas *Magnetit* und Spuren von kristallin-körnigem, bräunlich-schwarzem *Hausmannit* zusammen. Ebenso war auf Klüften und Scherflächen überall *Pyrit* erkennbar, der nach Ansicht des Verfassers aber wohl zur Hauptsache als eine Folge der alpinen Überschiebung und einer gleichzeitig verlaufenden Anchimetamorphose regenerativ aus dem Erzhorizont dorthin verfrachtet worden sein dürfte. Obwohl sich WEBER (1940) nicht weiter zu Alter und Genese (ev. mechanische Einschiebung der Erzlin

sen!?) dieser Roteisenerze im Verrucano geäußert hat, glaubte EPPRECHT (1946) darin trotz konkordanter Einlagerung Teilstücke von zerrissenen Erzgängen (Zufuhrkanälen) der Gonzenvererzung zu sehen, was vom Verfasser (1965b) schon vor einigen Jahren bezweifelt worden ist.

Anhand der eigenen Beobachtungen im Schilstal und dieser Angaben von WEBER (1940) könnte man sich an den *Erzabsatz im Schilstal* etwa in folgender Weise vorstellen:

Im Gefolge und als Nachhall der unterpermischen basischen Eruptiva, die heute noch im Kärpfgebiet (Kt. Glarus; AMSTUTZ, 1954, 1957; SCHIELLY, 1964) und am Calanda (Kt. Graubünden; BÄCHTIGER, 1965b) als Spilite und Keratophyre anstehen, zirkulierten innerhalb (AMSTUTZ, 1950; BÄCHTIGER, 1960b) und außerhalb (BÄCHTIGER, 1963) dieser Gesteine erzführende und erzleere Thermen und Mineralwässer, die sowohl die mit ihnen in Berührung kommenden Gesteine und ev. Erzvorkommen verändern als auch bei einem wesentlichen Stoffinhalt eigentliche neue chemische Absätze (ev. ein Teil des Trias-Dolomites?) bilden konnten. Da insbesondere für basische vulkanische Schmelzen chlorit- und sulfidhaltige Lösungen charakteristisch sind, könnten die *konkordanten Ausscheidungen von Chlorit mit Pyrit über dem gebleichten Verrucano* bei

Mels gut als solche hydrothermale Absätze vulkanischer Herkunft gedeutet werden. Obwohl schon in manchen Spiliten, z. B. den Hämatit-Spiliten, wesentliche Mengen von Hämatit zur Ausfällung gelangen können, könnten die den Horizont aus Chlorit mit Pyrit begleitenden Linsen aus Roteisenstein durch einfache Auslaugung des Verrucanopigmentes entstanden sein, wobei die kreisrunde Form eine relativ gleichmäßige Diffusion von einem punktförmigen Zentrum aus voraussetzt, wofür eigentlich nur ein wässriges Medium in Frage kommt — d. h.: Es handelt sich vermutlich auch bei St. Martin um einen *subaquatischen Erzabsatz* an der Erdoberfläche wie bei den ähnlichen Gonzenzerzen. Während für jene aber von EPPRECHT (1946) wie von anderen Autoren für ähnliche Vererzungen weitgehend Exhalationen verantwortlich gemacht werden, hat HARDER (1964) in neuerer Zeit bereits auf die Möglichkeit der Herkunft aus *Eisensäuerlingen* (?) hingewiesen, wobei unter Umständen auch bei den semiterrestrischen bis subaquatischen Ablagerungen der obersten Trias ein ähnlicher Fall vorliegen könnte.

Etwa auf dieselbe Weise dürfte es auch zur Bildung der *zyklischen Roteisenvererzungen mit und ohne Chlorit und Eisensulfide* im Schilstal gekommen sein, wo vor allem die *Eisen/Kupfer-Sulfide* und die zeitweise reichen Absätze von Chlorit eine direkte Beziehung zu einem nicht allzu weit entfernten *Magmaherd* vermuten lassen. Der von KENNGOTT (1866) gemachte *Vergleich des gediegenen Kupfers der Alp Prod mit den Vererzungen vom Oberen See* in Nordamerika (ged. Kupfer in Felsitagglomeraten zwischen Basaltströmen) ist insofern *ganz zutreffend, als auch im Schilstal wie dort die sulfidischen Kupferlösungen erst durch die Anwesenheit von feinstverteiltem Hämatit reduziert und das Kupfer gediegen ausgefällt werden konnte.*

Eine völlig unerwartete und ganz überraschende *Beziehung* scheint sich nach Ansicht des Verfassers allmählich zur *Pyrit-Scheelit-Vererzung in der Quartenserie, im fraglichen Lias und im untersten Dogger am Calanda* (BÄCHTIGER et al. 1972) abzuzeichnen, indem einige frappante petrographisch-mineralogische Koinzidenzen an beiden Fundstellen *auch für die metallische Mineralisation am Calanda eine wohl telemagmatische, aber hydrothermal-sedimentäre, primäre Entstehung der Lagerstätte im Zeitraume oberste Trias — unterer Dogger annehmen lassen, die im Gefolge der alpinen Dislokation und Epimetamorphose unter Bildung von alpinen Zerrklüften regenerativ umgelagert worden wäre.*

Als *Kriterien* dafür können bis heute die folgenden Beobachtungen angeführt werden:

1. Der vom Verfasser (1969b, S. 277) erwähnte *rotgefärbte Dolomit* (dessen Entstehung mit alpinen Zerrklüften bis heute Rätsel aufgab!) mit der sicher *epigenetischen triassischen Kupfer-Vererzung von Fahlerz, Bournonit, gediegen Gold und Wulfenit im Röti-Dolomit* des Lascheintobels am Calanda entspricht ganz dem durch Hämatitbeimengungen stellenweise *dunkelrot gefärbten knolligen Röti-Dolomit* an den Chesssteinchöpf im Schilstal und

den in den Quarten-Sandsteinen eingesprengten Kupfersulfiden *Chalcopyrit*, *Bornit* und *Chalcosin*.

2. Der vom Verfasser (1969b, S. 287) erwähnte, nahezu *monomineralische Serizit-Schiefer* (richtigerweise Serizitit!) mit Lagen von sehr feinkörnigem *Pyrit* und reichlich *Leukozen* im Querschlag der Grube „Tschengels“ am Calanda könnte unter Berücksichtigung der Einwirkung der Epimetamorphose (z. B. Abwanderung der Karbonatkomponente und ev. von Fe!) ganz dem sicher chemisch und ev. auch hydrothermal abgesetzten karbonatreichen *Chloritschiefer mit Pyrit an den Chessisteinchöpf im Schilstal* entsprechen.
3. Die (vereinzelt noch *gelartig*) vorliegenden „Pyrite“ in der „Tschengelser Schiefer-Serie“ (\pm Kalkreiche Serizitschiefer mit Spatkalken und Echinodermen-Brekzien; BÄCHTIGER, 1969b, S. 279) von der Grube „Tschengels“ bis zum mehrere 100 m entfernten „Taminser Grüebli“ sprechen infolge ihrer Horizontbeständigkeit eher für eine *syn- bis epigenetische als rein alpidische Zufuhr*.
4. Der mit dieser *Pyrit-Mineralisation räumlich eng verknüpfte*, in Nestern und Lagen derb, in alpinen Zerrklüften auch idiomorph abgesetzte *Scheelit* könnte in diesem Falle *genetisch kaum gut verantwortbar von der syn- bis epigenetischen Pyrit-Mineralisation im Raume der Grube „Tschengels“ abgetrennt werden und würde damit ebenfalls auf primärer, wenn auch regenerierter Lagerstätte vorliegen*.
5. Im Prinzip könnte nun *damit* auch die räumlich einige 100 m davon entfernte und getrennte *Arsenkies-gediegen Gold-Pyrit-Vererzung im Opalinusschiefer der Grube „Fliden“ in Verbindung gebracht werden*, da trotz des heutigen Fehlens von Arsenkies in der darunter liegenden „Tschengelser Schiefer-Serie“ dennoch stellenweise *Pseudomorphosen von Chlorit nach Arsenopyrit* festgestellt werden konnten. Die genauen Verhältnisse werden in nächster Zeit grundlegend abgeklärt.

Wie die vorliegende lokale Untersuchung der Eisen-Kupfer-Vererzung an den Chessisteinchöpf im hinteren Schilstal gezeigt hat, erfolgte durch sie völlig unbeabsichtigt und überraschend die teilweise Lösung einiger seit Jahren offenstehender Fragen, so z. B.

1. Das bereits von Kenngott (1866) erwähnte *gediegene Kupfer vom Flumser Großberg existiert in der WISER-Sammlung* der ETH Zürich und sein ungefährender Fundort konnte durch die bergbaugeschichtlichen Überlegungen in dieser Arbeit näher lokalisiert werden.
2. Der bereits 1410 *urkundlich erwähnte* und von Epprecht (1957) nicht näher lokalisierbare *Eisenbergbau in den Flumser Bergen* darf heute mit gutem Gewissen mit den Roteisenerzen im Raume der Chessisteinchöpf in Beziehung gebracht werden.

3. Die noch bis vor kurzem als rein alpidische Zufuhr angesehene *Pyrit-Scheelit- und Pyrit-Arsen kies- gediegen Gold-Vererzung am Calanda* könnte einer wohl *telemagmatischen, aber syn- bis epigenetischen Primärlagerstättenbildung zur Zeit der obersten Trias bis untersten Doggers* entsprechen. Da noch viele Detailfragen ungeklärt sind, werden die Untersuchungen fortgesetzt.

Abschließend danke ich Herrn D. J. MARKUS für die seinerzeitige Einladung zu einer gemeinsamen Feldbegehung, Herrn E. SCHÄRLI (IKP-ETHZ) für die Herstellung der Präparate, Herrn R. GUBSER für die Mithilfe bei den Fotoaufnahmen und meiner Gattin für die mannigfache Hilfe im Gelände und im Labor.

Literatur

- AMSTUTZ, Chr. (1949): Kupfererze in spilitischen Laven des Glarner Verrucano. Schweiz. Min. Petr. Mitt. (= SMPM) 29, 548—49.
- AMSTUTZ, G. C. (1950): Kupfererze in den spilitischen Laven des Glarner Verrucano. SMPM 30, 182—91.
- AMSTUTZ, G. C. (1954): Geologie und Petrographie der Ergußgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. 150 S., 69 Fig., 11 Tab., 12 Taf. Publ. Nr. 5 Stiftung „Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender“.
- AMSTUTZ, G. C. (1957): Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges. Ecl. Geol. Helv. 50, 141—60.
- BÄCHTIGER, K. (1958): Die Uranmineralisationen an der Mürtschenalp (Kt. Glarus, Schweiz). SMPM 38/2, 387—91.
- BÄCHTIGER, K. (1960a): Die Kupfermineralisation an der Mürtschenalp (Kt. Glarus, Schweiz). N. Jb. Min. Abh. 94, 627—35.
- BÄCHTIGER, K. (1960b): Ein neues intramagmatisches Kupfervorkommen in den Keratophyllaven des Gandstock (Kt. Glarus, Schweiz). SMPM 40/2, 279—88.
- BÄCHTIGER, K. (1963): Die Kupfer- und Uranmineralisationen der Mürtschenalp (Kt. Glarus, Schweiz). Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Lfg. 38. 113 S., 35 Fig., 2 Tab., 4 Taf., 1 geol. Karte. Bern. Kümmerly & Frey.
- BÄCHTIGER, K. (1965a): Brookit aus einer alpinen Zerrkluff der oligozänen Dachschieferserie bei Mastrils (Kt. Graubünden). SMPM 45, 139—52.
- BÄCHTIGER, K. (1965b): Intramagmatische Manganerze in einer permischen Eruptivserie des Taminser Kristallins bei Felsberg (GR). Verh. Schweiz. Natf. Ges. 102—6.
- BÄCHTIGER, K. (1966): Pillow-Laven im „Taminser Kristallin“ bei Felsberg (Kt. Graubünden). Vjschr. Natf. Ges. Zürich, Jg. 111/4, 319—29.
- BÄCHTIGER, K. (1967): Die neuen Goldfunde aus dem alten Goldbergwerk „Goldene Sonne“ am Calanda (Kt. Graubünden). SMPM 47/2, 643—57.
- BÄCHTIGER, K. (1968/1969): Die alte Goldmine „Goldene Sonne“ am Calanda (Kt. Graubünden) und der gegenwärtige Stand ihrer Erforschung. 1. Teil: Historisches. Schweizer Strahler (SS), 2. Jg. Nr. 4, 170—78 (1968); 2. Teil: Tektonik und Geologie (Allgemeines und „Taminser Kristallin“). SS, 3. Jg., Nr. 1, 202—12 (1969a); 3. Teil: Tektonik und Geologie (Trias und Dogger). SS, 3. Jg., Nr. 3, 276—89 (1969b).

- BÄCHTIGER, K. (1971): On the origin of native gold, quartz crystals and thermal water in the surroundings of Calanda mountain (Kt. Graubünden and Kt. St. Gallen). SMPM Upper Mantle Project, Final Report of Switzerland 51, 2/3, 585—86.
- BÄCHTIGER, K. (1974): Die alpidische Gold-Wolfram-Vererzung am Calanda bei Chur (Kt. Graubünden). Fortschr. Min. Bd. 52, Beih. 2, 3—5.
- BÄCHTIGER, K., BAYER, G. und CORLETT, M. (1968): Komponenten der Enargit-Gruppe als paragenetische Bestandteile der Kupfervererzung im Röti-Dolomit der Alp Tobelwald im Murgtal (Kt. St. Gallen). SMPM 48/3, 832—35.
- BÄCHTIGER, K., RÜDLINGER, G. und CABALZAR, W. (1972): Scheelit in Quarz- und Fluorit-Gängen am Calanda (Kt. Graubünden). SMPM 52/3, 561—63.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. Zürich. Diss. Univ. 166 S., 12 Fig., 3 Taf.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1959): Zur Verrucano-Trias-Tektonik der Glarner Decken. Ecl. Geol. Helv. 52/2, 519—46.
- CADISCH, J. (1939): Die Erzvorkommen am Calanda, Kantone Graubünden und St. Gallen. SMPM 19/1—20.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl. Basel. Wepf & Co. 480 S., 59 Fig., div. Tab., 2 Taf.
- DEICKE, J. C. (1858): Über das Vorkommen der Blei-, Kupfer-, Nickel- und Silbererze in der Schweiz. Berg- u. Hüttenm. Ztg., Freiberg, Nr. 20, 177—80.
- DEICKE, J. C. (1860): Nachträge über das Vorkommen des Goldes im Goldbergwerk zur goldenen Sonne im Kanton Graubünden. Berg- u. Hüttenm. Ztg. Freiberg. Jg. 19, Nr. 12, 119—20.
- EPPRECHT, W. (1946): Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Lfg. 24, 128 S., 34 Fig., 13 Tab., 1 Taf. Bern. Kümmerly & Frey.
- EPPRECHT, W. (1957): Unbekannte schweizerische Eisenerzgruben sowie Inventar und Karte aller Eisen- und Manganerzvorkommen der Schweiz. SMPM 37, 217—46. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Kl. Mitt. Nr. 19.
- EUGSTER, H. (1923): Die Eisenerzlagerstätten im Val Tisch und Val Plazbi. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Lfg. 13, Bd. 1.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 137, 160 S., 51 Fig., 49 Tab.
- FRIEDLAENDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Lfg. 16, H. 1, 70 S., 9 Fig., 1 Tab., 3 Taf.
- GRÜNENFELDER, M. (1956): Petrographie des Roffna-Kristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Lfg. 35, 57 S., 29 Fig., 5 Tab., 3 Taf.
- HARDER, H. (1964): Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären? Beitr. Min. Petr. 9, 379—422.
- HEER, O. (1865): Die Umwelt der Schweiz. Zürich. Schulthess. 622 S., 368 Fig., 18 Taf., 1 Karte.
- KENNGOTT, A. (1866): Die Minerale der Schweiz nach ihren Eigenschaften und Fundorten ausführlich beschrieben. Leipzig. Engelmann. 460 S., 87 Holzschnitte.
- KÜNDIG, E., u. de QUERVAIN, F. (1953): Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. Kümmerly & Frey. 214 S., 3 Taf., 1 Karte.
- MARKUS, J. (1967): Geologische Untersuchungen in den Flumserbergen (St. Galler Oberland). Uster. Zimmermann. Diss. Univ. Zürich. 117 S., 26 Fig.
- NIGGLI, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. Basel. Birkhäuser. 540 S., 335 Fig., 43 Tab.

- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J., u. PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizer Alpen. Basel. Wepf & Co. Bd. I. 300 S., 174 Fig., 15 Taf.; Bd. II. S. 305—661, Fig. 175—251, Taf. 16—21, 4 Photogravüren, div. Tab.
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarner Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz. NF 28, m. Atlasbd. 626 S., 90 Fig.
- PLATTNER, P. (1878): Geschichte des Bergbaues der östlichen Schweiz. Chur.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 3. Aufl. Berlin. Akademie. 1089 S., 688 Abb.
- SCHIELLY, H. (1964): Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Kt. Glarus). Diss. Univ. Zürich. Mitt. Natf. Ges. Kt. Glarus, H. XII, 293 S., 57 Fig., 11 Taf., 4 Profiltaf.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): Lehrbuch der Erzlagerstätten. Bd. I. Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. Jena. Gustav Fischer. 858 S., 264 Abb., 44 Tab.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1955): Erzlagerstätten. Kurzvorles. z. Einführ. u. Wiederh. Stuttgart. Fischer. 3. Aufl. 375 S., 62 Tab.
- STALDER, H. A., de QUERVAIN, F., NIGGLI, E. u. GRAESER, St. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. Neubearb. R. L. Parker „Die Mineralfunde der Schweizer Alpen“. Basel. Wepf & Co. 433 S., 159 Fig., 53 Taf.
- STÖHR, E. (1865): Die Kupfererze an der Mürtschenalp und der auf ihnen geführte Bergbau. N. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 21. 36 S., 3 Tab., 4 Taf.
- STUCKY, K. (1960): Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Val Ferrera. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. Lfg. 37. 68 S., 20 Fig., 8 Tab., 3 Taf.
- TRÖGER, G. (1860): Über den Kupfer- und Silberbergbau an der Mürtschenalp im Canton Glarus der Schweiz. Berg- u. Hüttenm. Ztg. Freiberg. 305—12.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 192 S., 22 Fig., 1 Tab., 4 Taf.
- WEBER, E. (1940): Eisenerzvorkommen im Verrucano westlich St. Martin bei Mels. Ecl. Geol. Helv. 33, 185—88.
- Geol. Karten:*
- OBERHOLZER, J. (1920): Geol. Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein (Flumser Alpen, Graue Hörner, Ringelspitz, Calanda). 1 : 50 000. Spez. Karte Nr. 63, Schweiz. Geol. Komm.
- OBERHOLZER, J. (1942): Geol. Karte des Kt. Glarus. 1 : 50 000. Spez. Karte Nr. 117, Schweiz. Geol. Komm.

Anschrift des Verfassers: Dr. Kurt BÄCHTIGER

Institut für Kristallographie und Petrographie der
Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich
(IKP-ETHZ)

CH-8006 Zürich, Schweiz

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	51—77	Lcoben 1974
--	--	-------	-------------

Die Lagerstätten Toskanas im Lichte der geologischen Entwicklung des Landes

Von Gabor DESSAU (Pisa)

I. Zur Geschichte der geologischen und lagerstättenkundlichen Erforschung

Italien muß den größten Teil seines Bedarfes an mineralischen Rohstoffen durch Import decken. Dies ist zum Teil der Armut an Lagerstätten zuzuschreiben, zum Teil aber auch der teilweisen oder vollständigen Erschöpfung vieler Lagerstätten durch ihren Abbau, der oft auf mehrere Jahrhunderte vor der christlichen Zeitrechnung zurückgeht.

Die zwei Gegenden Italiens, die seit dem Altertum die größte bergmännische Bedeutung haben, sind Sardinien und die Toskana. Die letztere erregt wegen der Mannigfaltigkeit ihrer Lagerstätten und wegen der Rolle, die ihre Erzeugnisse in Kunst und Gewerbe des Altertums und der Renaissance gespielt haben, ganz besonderes Interesse.

Zuerst waren es die Etrusker, die mit erstaunlichen bergmännischen Kenntnissen in der Toskana seit etwa dem 7. Jahrhundert vor der christlichen Zeitrechnung praktisch alle metallischen Rohstoffe, die ihre Zivilisation benötigte, aus ihrem eigenen Boden gewannen. Von ihnen wissen wir nicht viel, da sie schriftlich nur wenig niederlegten. Die Verbreitung ihrer Gruben, die Tiefe ihrer unterirdischen Baue, die Mächtigkeit ihrer Halden, die Schönheit und Vielseitigkeit ihrer in den Museen aufbewahrter Zier- und Gebrauchsgegenstände, beweisen uns aber, welch technische Vollendung auch ihr Berg- und Hüttenwesen erreicht hatte (P. SIMONIN, 1857; F. SQUARZINA, ohne Jahr). Und was die Größe ihrer Industrie betrifft, so sei nur erwähnt, daß die Schlacken ihrer Eisenverhüttung auf zwei Millionen Tonnen geschätzt wurden.

Schon Vergil nennt in der „Aeneis“ den Erzreichtum der Insel Elba. Die Verhüttung der Kupfer- und Zinnerze auf Bronze, und der Bleierze, und ihre weitere Verarbeitung, fanden besonders in Populonia und Vetulonia, in der Gegend von Piombino, statt; die Erze stammten hauptsächlich aus der Umgebung von Massa Marittima und von Campiglia Marittima. Vielleicht wurden

Zinnerze auch auf dem Seeweg importiert. Auch Zinnober und Farberden wurden gewonnen.

Unter den Römern ging, trotz der Verwendung und späteren Assimilation etruskischer Techniker und Künstler, der italienische Bergbau zugrunde, ja er wurde am Ende sogar ganz verboten. Schon damals hatte man „ökologische“ Sorgen, und die Römer, denen die Landwirtschaft wichtiger als der Bergbau erschien, wollten in Italien jene vor bergbaulichen Schäden radikal bewahren.

Etwa um das Jahr 1000 muß der Bergbau wieder erwacht sein, wie uns z. B. die Bergmännischen Statuten von Massa Marittima — eine Stadt im Zentrum der Toskanischen Erzprovinz — beweisen. Die bergmännische Tradition war doch niemals ganz in Vergessenheit geraten. Man hat auch wohl, zur Wiedereröffnung der alten Gruben, deutsche Bergleute kommen lassen, und dies hat sich im 19. Jahrhundert mit deutschen Technikern und Ingenieuren wiederholt. Aber die erneuerte Lebenskraft des Berg- und Hüttenwesens um das Jahr 1000 in der Toskana hat, je nach den Ortschaften, das 14. oder 15. Jahrhundert nicht überdauert.

Die Zentren des toskanischen Bergbaues waren im späten Mittelalter Massa Marittima und Montieri; die zweite dieser Siedlungen ist später wegen der vollständigen Erschöpfung ihrer silberreichen Bleiglanz führenden Gruben aus der Liste der Erzproduzenten ganz verschwunden.

Unter der Republik von Florenz und unter dem Großherzogtum von Toskana erblüht der Bergbau wieder langsam.

Mit der Mitte des 18. Jahrhunderts haben wir in Toskana ein Aufblühen der naturwissenschaftlichen Studien. Gelehrte machen lange Forschungsreisen im Lande selbst und veröffentlichen in vielen Bänden ihre Berichte über alles Schenswerte, ob es sich nur um Altertümer oder um Naturschätze handelt. Zu den ansässigen Gelehrten treten später auch Ausländer, besonders Franzosen und Deutsche, wie H. COQUAND (1848—49), P. SIMONIN (1857), A. CAILLAUX (1858), G. VOM RATH (1868), E. REYER (1884), R. ROSENLECHER (1894), A. BERGEAT (1901), K. ERMISCH (1905). Der der Toskana gewidmete Teil der „Mineralogisch-geognostischen Fragmente aus Italien“ von G. VOM RATH (1868) ist noch heute lesenswert und anregend. Die spätere „Métallogénie de l'Italie“ von L. DE LAUNAY (1906), dem auch viele neuere italienische Arbeiten zur Verfügung standen, stellt einen großen Schritt vorwärts dar.

Mit dem 19. Jahrhundert nehmen auch die Universitäten, besonders Pisa, an einer intensiveren Erforschung teil, und das Interesse geht von den kristallisierten Mineralien auch auf die Lagerstätten, die Versteinerungen, die Geologie über. Die Mineralogen sind oft die Sachverständigen der Gesellschaften, die sich lokal bilden, um die alten Gruben wieder aufzuschließen.

Nach der Einigung Italiens im Jahre 1860 wurde die Zuständigkeit des Piemontesischen Bergamts („Corpo delle Miniere“) auf ganz Italien ausgedehnt, und wenige Jahre danach wurde das „Geologische Amt“ („Ufficio Geologico“), später „Geologischer Dienst“ („Servizio Geologico“) als autonome Abteilung vom Bergamt getrennt; seine Hauptaufgabe war die Aufnahme einer detaillierten Geologischen Karte, begleitet von beschreibenden Monographien. In den ersten Jahrzehnten wurde besonderes Interesse den Landstrichen mit wichtigen Bodenschätzen gewidmet, eine Tradition, die dann verloren ging. Die Toskana hatte das Glück, daß Bernardino LOTTI (1847—1935), ein Ingenieur des Italienischen Bergamts, der im Ausland, auch in Freiberg i. S., seine weitere Fortbildung genossen hatte, als Geologe mit der Geologischen Landesanstalt, von den achtziger Jahren an, diesem Landstrich fast sein ganzes Leben widmete, ihn kartierte und, mit besonderer Berücksichtigung der Lagerstätten, beschrieb.

Es war auch die Zeit, in welcher alte aufgelassene Gruben wieder in Angriff genommen wurden. Für Elba interessierte sich die Schwerindustrie, auf dem Festland fand man unter den für Ocker und Eisenerze ausgebeuteten Eisernen Hütten wichtige Schwefelkies-Lagerstätten, die dann für die Schwefelsäure-Industrie abgebaut wurden. Die großen alten Halden der mächtigen, hauptsächlich kupferführenden Erzgänge von Massa Marittima veranlaßten die Wiedereröffnung der alten Gruben, und dasselbe war der Fall mit den hochtemperierten Kupfer-, Zink- und Blei-Lagerstätten und der kleinen Zinnlagerstätte von Campiglia Marittima. Ein Ingenieur namens A. SCHNEIDER war der Direktor des Kupferbergwerks von Montecatini Val di Cècina (*nicht* die Spa Montecatini), die dem weltbekannten chemischen Kombinat den Namen gegeben hat.

Die ROSSELLI-Familie, eine der jüdischen Unternehmerfamilien aus Livorno, die an diesem Wiederaufblühen der Montanindustrie beteiligt waren, eröffnete unter der Leitung von Ingenieur V. SPIREK die erste moderne Quecksilbergrube, „Siele“ genannt.

Mehrere kleine Antimonlagerstätten wurden schon in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts, wenn auch mit Unterbrechungen, wieder abgebaut (H. COQUAND, 1848—49). Weiter im Norden fanden die vielen kleinen Fundorte verschiedener Metalle in den Apuanischen Alpen, aus denen die Römer und Michelangelo den Marmor für ihre Statuen gewonnen hatten, erneutes Interesse.

Der Abbau verschiedener, im allgemeinen kleiner Braunkohlenflöze, war in der Zwischenzeit in Angriff genommen worden.

Die Ausbeutung der natürlichen Dampfquellen, nämlich der „Soffioni“ der Larderello-Gegend, auf Borsäure, die im Jahr 1777 Hubert Franz HOFER in ihnen entdeckt hatte, geht auf den Anfang des 19. Jahrhunderts zurück. Die ersten Versuche, die Energie der „Soffioni“ in elektrischen Strom umzuwandeln, fallen in das Jahr 1904 (G. MARINELLI, 1971).

2. Grundzüge der Geologie

Etwa im ersten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts waren die auf Toskana bezüglichen Blätter der geologischen Karte im Maßstab 1 : 100 000 vollendet (auch wenn der Druck wegen finanzieller Schwierigkeiten oft sehr viel später erfolgte); auch die dazugehörige Beschreibung, die „Geologia della Toscana“ von Bergingenieur B. LOTTI (1910), war veröffentlicht. Vorangegangen waren mehrere Detailarbeiten von demselben, wie die geologische Karte im Maßstab 1 : 25 000 der Insel Elba (B. LOTTI, 1884), eine Karte, zu der die kürzlich beendete Wiederaufnahme nur wenig hat hinzufügen können, und die Beschreibungen von Elba (B. LOTTI, 1886) und der „Umgegend von Massa Marittima“ (B. LOTTI, 1893). Die Grundlagen der Stratigraphie und für die Untersuchung der magmatischen Gesteine und der Lagerstätten waren gelegt.

Etwa gleichzeitig hatte Bergingenieur D. ZACCAGNA (auch er der Geologischen Landesanstalt angehörig) in etwa 16jähriger Arbeit die Aufnahme der Apuanischen Alpen in siebzehn Blättern im Maßstab von 1 : 25 000 beendet (Aufnahme 1879—1894, Druck hauptsächlich 1926) und die dazugehörige Erläuterung niedergeschrieben (gedruckt 1932). Aber eine Umwälzung in der Interpretation der Tektonik hatte noch zu folgen. Ausländische Gelehrte — G. STEINMANN, S. LENCEWICZ und N. TILMANN, gefolgt von R. TEICHMÜLLER und G. SELZER, R. TEICHMÜLLER und W. QUITZOW, und von dem vor kurzem verschiedenen P. DE WIJKERSLOOTH — wandten, zwischen 1907 und 1935, die neuen, in den Alpen ausgearbeiteten, Theorien des Deckenbaus auf die Toskana, und besonders auf die Apuanischen Alpen und Elba an, der zuletzt Genannte auch auf die „Catena Metallifera“, die „Erzführende Gebirgskette“, der südlichen Toskana. Die neue Interpretation wurde vorerst von den ansässigen Geologen nicht angenommen, bahnte sich aber doch langsam ihren Weg. F. IPPOLITO bestätigte (1949—50) die neuen Anschauungen. Der „Centro di Studi per la Geologia dell' Appennino Settentrionale del Consiglio Nazionale delle Ricerche“, in dem die Geologen der Universitäten Florenz und Pisa von 1948 bis 1969 zusammen gearbeitet haben, hat mit peinlich genauen Detailaufnahmen, in vielen Veröffentlichungen und Karten niedergelegt, die Geologie Toskanas im Lichte der neuen Anschauungen weiter ausgearbeitet*).

Die ältesten bekannten Gesteine sind quarzreiche Schiefer, hauptsächlich in den Apuanischen Alpen schwach metamorphosiert bis zur Grünschiefer-Fazies, und dort außer dem Quarz auch Serizit, Muscovit, Chlorit, Chloritoid und

*) Der Verfasser hat sich für die obenstehenden, wie auch für die weiteren Ausführungen über die Stratigraphie und den Deckenbau Toskanas auf die kurzen, aber äußerst klaren Erläuterungen von L. TREVISAN und Mitarbeitern zu den zweiten Auflagen der geologischen Karten im Maßstab 1 : 100 000, Blätter 96 (Massa, 1971), 104 (Pisa, 1969) und 119 (Massa Marittima, 1968) gestützt. Die Blätter 96 und 104 beziehen sich auf die Apuanischen Alpen und auf den Monte Pisano, das Blatt 119 auf einen Teil der „Catena Metallifera“ in der südlichen Toskana.

Albit führend. Früher unter dem Begriff „Verrucano“ zusammengefaßt, trennt man heute den paläozoischen vom triassischen Teil, und beschränkt die Bezeichnung „Verrucano“ auf den letzteren (siehe z. B. L. TREVISAN, 1972). Die paläozoische Serie mit etwas Silur, aber hauptsächlich permo-karbonischen Alters, hat an der herzynischen Orogenese teilgenommen, und schließt mit mehr oder weniger sauren Vulkaniten (Porphyroiden) und daraus entstandenen Arkosen. Kleine Aufschlüsse von Permokarbon sind auch auf Elba und in der kontinentalen südlichen Toskana bekannt, aber nach neueren Hypothesen (T. COCOZZA, G. GASPARI, R. GELMINI & A. LAZZAROTTO, 1974) könnte es weiter verbreitet sein, z. B. könnten ihm auch die „Boccheggiano-Schiefer“ angehören. Vom Permokarbon durch eine beachtliche Schichtlücke getrennt und mit einem Basalkonglomerat beginnend, stellt der ladinisch-karnische „Verrucano“ s. str. die Molasse des abgetragenen herzynischen Gebirges dar.

Der „Verrucano“ s. str. ist zum Teil kontinental und zum Teil in einem seichten Meer abgesetzt. Er geht in eine mächtige Evaporit-Formation über, abwechselnd aus Anhydrit und Dolomit bestehend und norisch-rhätischen Alters. Durch Auflösung des Anhydrits sind die Evaporite oft in Rauhdecken („Calcarea cavernosa“) umgewandelt. Im Autochthon der Apuanischen Alpen sind die Evaporite durch Dolomite und dolomitische Kalke („Grezzoni“) ersetzt.

Es folgen normale, organogene, Meeressedimente, als erstes der dem Hettangian angehörige „Calcarea massiccio“, welcher, tektonisch metamorphosiert, in den Apuanischen Alpen den bekannten „Marmor von Carrara“ bildet. Die vorwiegend kalkige Sedimentation geht etwa bis zum Eozän weiter, bis zum Erscheinen von eo-oligozänen sandigen Sedimenten („Macigno“-Sandstein) mit der beginnenden Aufwölbung des Apennins. Diese sogenannte „Vollständige Toskanische Serie“ ist nur lokal erhalten, sonst meist im Niveau der triassischen Evaporite abgeschert, und als breite und mächtige „Toskanische Decke“ gegen Osten bis über einen Teil der Umbrischen Provinz überschoben. Der zurückgebliebene Teil, unter dem Abscherungshorizont, der Unterbau der „Toskanischen Serie“, wurde gleichzeitig von den hinterher folgenden kalkig-tonigen, kretazisch-eozänen „Ligurischen Decken“ überdeckt, die in der tyrrhenischen Geosynklinale ihren Ursprung hatten; diese Decken haben große Schollen von submarinen basischen Gesteinen (die Ophiolite) in sich aufgenommen und mittransportiert. Dieser kompressiven Phase der Orogenese des Apennins, die im Tortonian ihren Höhepunkt erreicht hatte, folgte eine Dehnungsphase, charakterisiert durch eine Bruchtektonik, mit Bildung von NW-SE streichenden Horsten und Gräben, in denen sich, vom oberen Miozän aufwärts, zuerst lakustrine und dann, bis zum ganzen Pliozän, vorwiegend marine Konglomerate, Sande und Tone absetzten. Die pliozänen Sedimente sind lokal bis zu fast 1000 m Höhe gehoben, was zum Teil der Bruchtektonik, aber auch zum Teil spät- und posttektonischen Aufwölbungen über subvulkanischen Granit-Batolithen zugeschrieben wird. Jünger als die Granite (und Granodiorite und Quarzmonzonite), aber ähnlicher Zusammensetzung, sind die Trachyte (und Rhyolite

und Rhyodacite), von denen der Monte Amiata (1/2 Million Jahr alt) das großartigste Beispiel bietet.

Es ist bemerkenswert, daß die Granite von Westen nach Osten immer jünger werden (etwa 9 bis etwa 3 Millionen Jahre alt).

Etwas komplizierter sind die Verhältnisse in den Apuanischen Alpen, wo zwischen dem autochthonen Unterbau, einschließlich Verrucano, und der vollausgebildeten Toskanischen Decke, etwas höher metamorphosierte Schuppen derselben Decke mit Gesteinen von der Trias bis zum Tertiär, eingequetscht geblieben sind (Parautochthone Folge). Über all diese Einheiten wurden dann die Ligurischen Decken überschoben. Darauf folgend erodiert, sind sie heute nur am Umfang der Apuanischen Gebirgsgruppe zu beobachten.

Es sei betont, daß die jetzige Morphologie des Apennins, mit seinen oft NW-SE-streichenden Hügellinien und Tälern, hauptsächlich der auf die Faltung folgenden Bruchtektonik zuzuschreiben ist, mit ihren Horst- und Grabenstrukturen.

Die Orogenese des Toskanischen Apennins ist zeitlich von Westen nach Osten fortgeschritten. In den ältesten Teilen, auf Elba und in der tyrrhenischen Küstenstrecke, die am meisten gehoben und auf das tiefste erodiert und reichlich durch Erosion von den Ligurischen Decken befreit worden sind, kommen, wie gesagt, Granite und wichtige Erzlagerstätten zu Tage. Die Frage ist noch offen, ob weiter östlich und unter mächtigerer Bedeckung noch ähnliche Verhältnisse zu finden wären.

Für die südliche Toskana, wo sich die meisten Erzlagerstätten befinden, verdanken wir E. GIANNINI, A. LAZZAROTTO & R. SIGNORINI (1971) eine detaillierte geologische Beschreibung, die dem gegenwärtigen Stand der Forschung entspricht.

3. Die Lagerstätten

In diese notgedrungen abgekürzte Beschreibung der geologischen Entwicklung der südwestlichen Hälfte Toskanas wollen wir nun versuchen, die Lagerstätten beschreibend einzureihen, mit voller Benutzung der einschlägigen veröffentlichten und im Druck befindlichen Literatur, wenn auch der größere Teil der Lagerstätten dem Verfasser persönlich bekannt ist.

Bis vor kurzem waren kaum Beschreibungen der toskanischen Lagerstätten verfügbar, abgesehen von oft über fünfzig Jahre alten Veröffentlichungen. Zu den früheren rein mineralogischen Beschreibungen mehr oder weniger seltener Erze und Mineralien reihen sich einige auch vom bergmännischen Standpunkt interessante Monographien, z. B. über die Quecksilberlagerstätten (P. DE FERRARI, 1890; C. DE CASTRO, 1914), und über die Gruben der Bereiche von Massa Marittima („Massa Metallorum“ der Alten) (B. LOTTI, 1893) und

Campiglia Marittima (G. VOM RATH, 1868; B. LOTTI, 1900). Aber damals war man sich der Deckentektonik und ihrer Kompliziertheit noch nicht bewußt. Außerdem haben auf lange Zeit die Bergbautreibenden die Befahrungen erschwert, und alles auf ihre Gruben Bezügliche so geheim wie möglich gehalten.

Es ist das Verdienst Professor Renato PELLIZZERS, des Petrologen der Universität Siena und damaligen Präsidenten der Italienischen Gesellschaft für Mineralogie und Petrologie, erreicht zu haben, daß den Teilnehmern am Kongreß der Gesellschaft des Jahres 1971 alle wichtigen und im Betrieb befindlichen Gruben der südlichen Toskana zugänglich gemacht wurden. Außerdem wurde noch vor dem Kongreß ein Band veröffentlicht („La Toscana Meridionale“, 1971), in dem in verschiedenen Kapiteln, zum Teil von Hochschul-Akademikern, zum Teil von Geologen der Bergwerksgesellschaften verfaßt, Geographie, Stratigraphie und Struktur, Magmatismus, gewöhnliche und Mineralquellen und „Soffioni“, Gesteine für Bau und Industrie, Lagerstätten und sogar die für den Sammler interessanten Mineralfundorte, im einzelnen beschrieben wurden. Eine geologische Karte und eine Karte der Lagerstätten machen den Band noch nützlicher. Band und Karten sind auf die Provinzen Siena und Grosseto beschränkt, umfassen aber doch den größten Teil des heutigen toskanischen Bergbaus. Dieser Band eröffnet ein neues Kapitel in der Lagerstättenkunde der Toskana.

Kürzlich hat es eine Arbeitsgruppe unternommen (durch Initiative und unter der Leitung und Mitarbeit der Italienischen Geologischen Landesanstalt und mit der finanziellen Beihilfe der Staatlichen Bergbaugesellschaft „EGAM“, die alle Unkosten übernommen hat), eine geologisch-bergbauliche Karte Italiens im Maßstab 1 : 1 000 000 zu entwerfen. Die Karte wird von einem Band mit kurzen Beschreibungen aller auf ihr angegebener Lagerstätten begleitet sein. Karte und Erläuterungen werden noch innerhalb des Jahres 1975 erscheinen. Was die Toskana betrifft, verdankt man die Beschreibungen zum Teil Prof. L. VIGHI, zum Teil dem Verfasser. Ihm ist auch VIGHI's Beitrag in Manuskriptform zugänglich gewesen.

Diesem Werk wird man wohl ansehen, daß es ein „erster Versuch“ ist. Aber seine Wichtigkeit besteht gerade darin, daß man endlich einen Anfang gemacht hat.

Auch der Verfasser hat sich beim Entwurf des beiliegenden lagerstättenkundlichen Kärtchens der Toskana (Abb. 1) auf die genannte Karte gestützt; dabei sind auch Ungenauigkeiten und Verzerrungen in das Kärtchen übergegangen. Die geologische Grundlage hat der Verfasser vereinfacht, aber auch auf der offiziellen Karte sind die Ligurischen Decken nicht von dem „Paläogen-Miozän“ unterschieden. Auf den folgenden Seiten beziehen sich die Zahlen in den eckigen Klammern auf die Kartenskizze und bezeichnen die Lagerstätten und Bergwerke, die in der der Abbildung beigegebenen Liste aufgezählt sind.

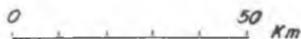
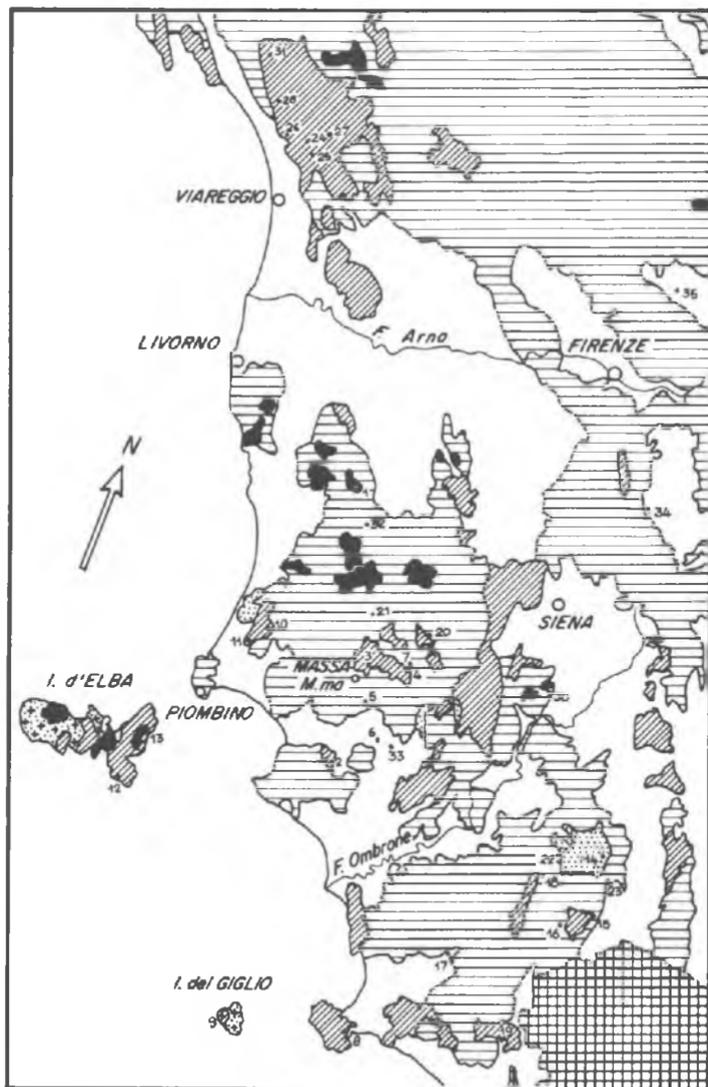


Abb. 1. Geologisch-lagerstättenkundliche Skizze Toskanas, entworfen unter Mitbenutzung der Bergbaulichen Karte Italiens, 1 : 1 000 000 (1974 noch nicht im Handel)

Die sicheren Ausbisse von Karbon im Monte Pisano und bei Jano und die fraglichen in den Apuanischen Alpen, sind flözleer. Bei S. Antonio (Casal di Pari) enthält eine in paläozoischen Schiefern eingeschlossene Kalksteinlinse eine kleine, unabbauwürdige Lagerstätte von Bleiglanz und Zinkblende.

Wie schon gesagt, haben die Ligurischen Decken große Klumpen von basischen Gesteinen (Serpentin, Gabbro und Diabas), die dem Malm zugeschriebenen Ophiolite, der Tyrrenischen Geosynklinale entstammend, mit sich befördert; die Ophiolite begleiten jetzt in hunderten von Aufschlüssen aller Größen den Apennin, von seinem Treffpunkt mit den Alpen bis über die südliche Grenze Toskanas. Diese Gesteine, und besonders die Gabbros, führen sehr oft etwas Kupfer, aber eine gewisse Bedeutung haben nur ein paar Gruben erreicht, besonders die schon genannte Montecatini Val di Cècina [1], in der man im vorigen Jahrhundert, zwischen den Jahren 1830 und 1900, etwa 50 000 Tonnen Kupfer gewonnen hat. In keinem bekannten Fall reichen die entwurzelten Ophiolite in die Tiefe und Montecatini ist jetzt aufgelassen. Diese Lagerstätte ist ein Sonderfall, insoferne nämlich, als es hier die tektonische Zersplitterung und die lokalen hydrologischen Verhältnisse ermöglicht haben, den schwachen

Erklärung zu Abb. 1:

a = Quartär.

b = Tertiär, Paläogen und Miozän, hauptsächlich klastische Sedimente, vorwiegend marin, auch Süßwasser (umfaßt auf der Karte auch die Ligurischen Decken).

c = Mesozoikum, triassischer „Verrucano“ („Verrucano“ s. str.) und Evaporite, jurassische und kretazische Kalke (umfaßt auch kleine Ausbisse permokarbonischer klastischer Gesteine, früher zum „Verrucano“ gerechnet).

d = Granite, Tertiär.

e = Trachyte, Tertiär-Quartär.

f = Basische Vulkanite, Quartär.

g = Ophiolite, allochthon, etwa Malm (in den Ligurischen Decken eingeschlossen).

Bergwerke und Lagerstätten: 1, Montecatini Val die Cècina, Cu — 2, Gavorano, Pyrit — 3, Niccioleta, Pyrit — 4, Boccheggiano, Pyritlinsen und Cu-Gang — 5, Capanne Vecchie-Fenice Massetana-Serrabottini, Cu — 6, Castel di Pietra, Cu — 7, Campiano, Pyrit und Pb, Zn, Cu — 8, Poggio Mortaio (Monte Argentario), Pyrit und Pb, Zn, Cu — 9, Giglio, Pyrit — 10, Campiglia Marittima, Temperino-Lanzi, Cu, Zn, Pb — 11, Campiglia Marittima, Monte Valerio, Sn — 12, Elba, Capo Calamita, Fe — 13, Elba, Rio Marina-Vigneria, Fe — 14, Monte Amiata, Abbadia S. Salvatore, Hg — 15, Siele-Solforate, Hg — 16, Selvena-Morone, Hg — 17, Cerreto Piano, Hg — 18, Monte Labbro, Hg — 19, Manciano-Tafone, Sb — 20, Monte Gabbro-Lago di Travale, „Soffioni“ — 21, Larderello-Castelnuovo-Rio Secco-Monte Lago, „Soffioni“ — 22, Bagnore-Santa Fiora, „Soffioni“ — 23, Piancastagnaio, „Soffioni“ — 24, Bottino, Pb, Zn, Ag — 25, Monte Arsiccio, Ba — 26, Ripa, Hg — 27, Levigliani, Hg — 28, Frigido, Cu — 29, Rapolano, Mn — 30, Murlo, Mn — 31, Scòrtico, Mn — 32, Saline di Volterra-Buriano-Ponte Ginori, NaCl — 33, Ribolla, Braunkohle — 34, Castelnuovo dei Sabbioni, Braunkohle — 35, Mugello, Braunkohle.

Kupfergehalt des Diabases — hier das primär kupferführende Gestein — in einem chloritischen Lehm zementativ in reichen Erzen anzusammeln. E. REYER (1884), B. LOTTI (1884) und A. SCHNEIDER (1890) liefern gute Beschreibungen der Lagerstätte; J. C. LIMASSET (1958) und P. ROUTHIER (1963) erklären auf Grund der Literaturangaben die Genese; M. BERTOLANI & G. RIVALENTI (1973) sind die Verfasser einer modernen erzmikroskopischen und geochemischen Bearbeitung.

In der Hoffnung, ähnliche Lagerstätten zu finden, hat man über ein Jahrhundert lang in jedem Ophiolitausbiß, der Kupferspuren zeigte, geschürft, aber fast immer mit enttäuschenden Ergebnissen. Den Ausführungen R. DELKESKAMPS (1907) über Kupfervererzungen in Ophioliten ist mit Mißtrauen entgegenzutreten.

In einem rund 30 km langen, etwa nord-südlich streichenden Streifen mit dem Zentrum bei Massa Marittima — die schon genannte „Catena Metallifera“ („Erzführende Bergkette“) — liegen die großen Schwefel- und Kupferkies führenden Gänge, die früher von großer Wichtigkeit waren, und die heute intensiv bebauten Pyritmassen, deren Erz durch seine große chemische Reinheit einen besonderen Wert erreicht (Abb. 2).

Die relativ knappe Literatur umfaßt B. LOTTI (1893, 1910), den auch veralteten E. F. TREFZGER (1954) und die autoritativen und detaillierten Beschreibungen durch die Chefgeologen des interessierten Industriekonzerns, F. ARISI ROTA und L. VIGHI (in „La Toscana Marittima“, 1971), aus deren Ausführungen der Verfasser das meiste geschöpft hat.

Erklärung zu Abb. 2:

- cln* = Ligurische Decken, und darauf abgesetzte „neoautochthone“ Sedimente (vom Miozän aufwärts).
- sa* = Kreide und Oligozän, Mergel und Sandsteine („Scisti policromi“ und „Macigno“).
- cms* = Lias und Jura, Kalksteine, auch Radiolarite.
- cv* = Norikum und Rhät, Rauhwacken („Calcarea cavernoso“), auch Rhaetavricula-Schichten.
- fi* = Obere Trias [oder vielleicht Karbon-Perm?], Quarz-Phyllite, bei Gavorrano auch kontaktmetamorph.
- qm* = Granit (Quarzmonzonit) von Gavorrano.
- f* = Wichtige Verwerfungen.

Alte Bergwerke: I, Montieri — II, Gerfalco und Poggio Mutti — III, Poggio Dòlago und Monte S. Croce — IV, Bruscoline — V, Molimpresso und Podere Muccaia — VI, Podere Altini — VII, Poggio Ventura und Podere del Santo — VIII, Monte Gai und Stregaio — IX, Le Rocchette.

Vor kurzem aufgelassene Abbaue: A, Poggio al Montone-Castellaccia — B, Montòccoli — C, Castel di Pietra.

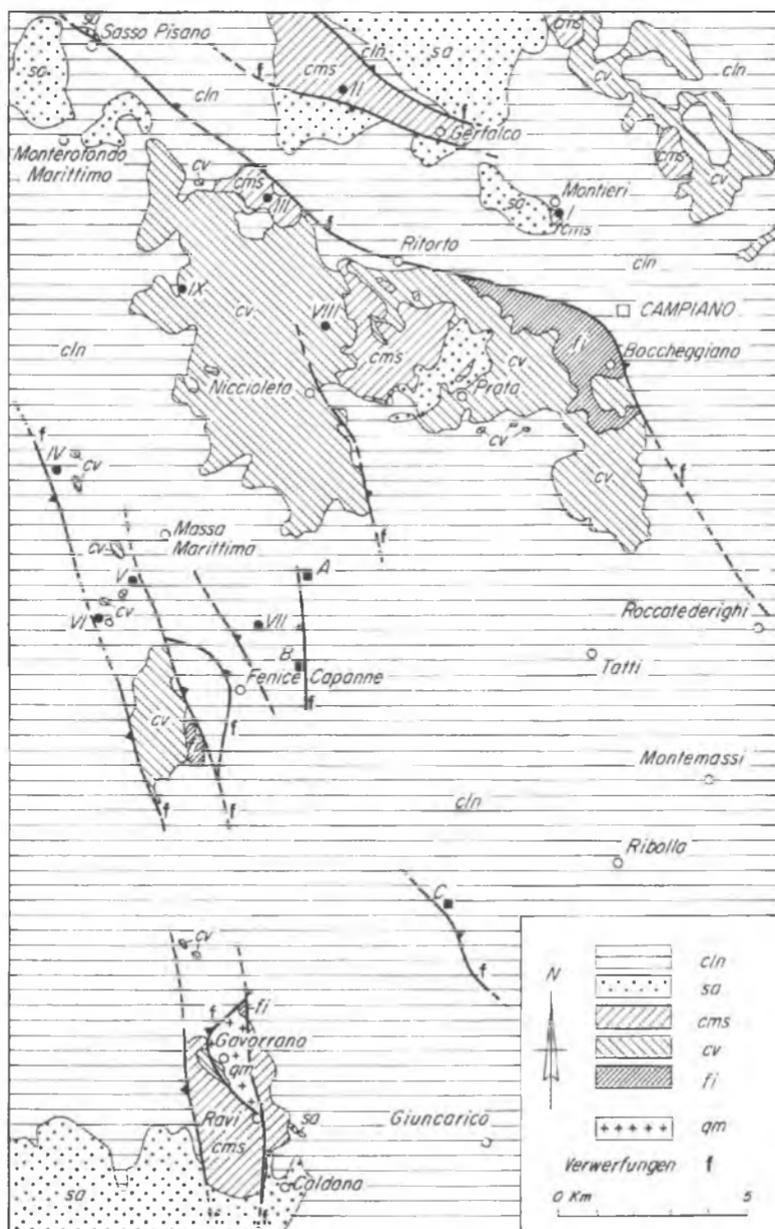


Abb. 2. Geologisch-lagerstättenkundliche Skizze der Gegend von Massa Marittima freundlichlicherweise zu Verfügung gestellt von Montecatini-Edison S. p. A. (jetzt RI. MIN); auch erschienen in „La Toscana Meridionale“, 1971. Mit kleinen Abänderungen

Das bekannteste Bergwerk ist wohl Gavorrano [2], begleitet von nahen, kleineren, zum Teil erschöpften Gruben. Ein kleiner Granitstock, am Ausbiß etwa $2\frac{1}{2} \times 1 \div 2$ km messend und etwa NNW-SSE orientiert, etwa 5 Millionen Jahre alt, ist bis in die mesozoische Serie intrudiert worden; für den Bergbautreibenden interessant ist sein Kontakt, auf der ganzen WSW-Seite, mit den Rauhacken („Calcare cavernoso“) und mit den unterliegenden Schiefen, beide triassischen Alters und mehr oder weniger kontaktmetamorphosiert. Entlang diesem Kontakt sind die erzführenden Lösungen hochgestiegen und haben in verschiedenem Ausmaß die Rauhacken am Kontakt verdrängt, oft unter Beibehaltung der Struktur des ersetzten Gesteins. Auch Granit und Rauhacken sind lokal mit Pyrit imprägniert worden. Die unterliegenden Schiefer sind nicht verdrängt worden, bilden also die Sohle der Vererzungen.

Später ist der Granit zwischen zwei sich von ihm wegneigenden Verwerfungen als Horst hochgestiegen. Wo die Verwerfung auf der westsüdwestlichen Seite des Granits (die „Gavorrano-Verwerfung“) durch die Rauhacken läuft, sind, vom Granitkontakt ausgehend, die großen Pyritmassen erhalten. Lokal können auch kleinere Pyritkörper entlang der Verwerfung in tiefere Bereiche transportiert worden sein. Eine große Pyritlinse ist auch bekannt, wo die Verwerfung die Rauhacken mit den thermometamorphen Schiefen in Kontakt bringt.

Die Produktion der Gavorrano-Gruppe liegt augenblicklich jährlich um die 700 000 Tonnen.

Andere Gruppen von großen Pyritlinsen, bei Niccioleta [3] und bei Boccheggiano [4], werden oder wurden bis vor kurzem abgebaut, die Niccioleta-Grube mit einer Produktion von jährlich etwa 600 000 Tonnen. Bei Niccioleta befindet sich, unter einer Bedeckung von Rauhacken, eine etwa N-S streichende Antiklinale von Schiefen („Scisti di Boccheggiano“ [SIGNORINI]), die sich etwas vom typischen Verrucano unterscheiden, und, wie gesagt, permokarbonisch sein sollen. Die „Boccheggiano-Schiefer“ enthalten selbst wieder konkordante Linsen von Evaporiten (vorwiegend Anhydrit, mit dolomitischem Kalk und Dolomit). Die Ostflanke der Antiklinale ist durch mehrere ihrer Achse parallele Verwerfungen treppenweise gesenkt. Wo die Verwerfungen die Grenze zwischen Schiefen und Rauhacken durchschneiden, befinden sich sowohl an den stratigraphischen als auch an den tektonischen Kontakten langgestreckte Pyritkörper, die die Rauhacken ersetzt haben. Die Pyritkörper werden von bescheidenen Mengen jüngerer Zinkblende, mit Spuren von Bleiglanz und Kupferkies, begleitet. Und wo die Verwerfungen innerhalb der Schiefer Evaporitlinsen durchqueren, sind diese ganz oder teilweise durch Pyrit mit etwas Magnetit und durch Kontaktsilikate ersetzt.

Alles — auch Einzelheiten, auf die man hier nicht eingehen kann — deutet auf pyrometasomatischen oder metasomatischen Ersatz durch Lösungen, die einem tieferen Granit, dem auch die Aufwölbung der Schiefer zuzuschreiben wäre, entstammten und die entlang den Verwerfungen hochgestiegen sind.

Dies ist die Meinung der Grubengeologen, im Gegensatz zu welchen einige Hochschulgeologen, von P. DE WIJKERSLOOTH (1930) und J. BODECHTEL (1965) bis heute, einen telemagmatischen syntektonischen Ursprung längs Überschiebungen als Siderit (DE WIJKERSLOOTH), oder eine exhalativ-sedimentäre (BODECHTEL) oder normal-sedimentäre Bildung — eventuell gefolgt von Martitisierung und Schwefelzufuhr — befürworten. Es sei bemerkt, daß auch für die Eisenerze von Elba Ähnliches vorgeschlagen worden ist. Es wäre aber zu erklären, wieso man nirgends in dem so gründlich erforschten Gebiet noch *unveränderte* Eisenerze zwischen triassischen Schiefen und Evaporiten oder in den Evaporiten selbst gefunden hat.

Ganz ähnlich sind die Verhältnisse im benachbarten Schwefelkies-Grubenfeld von Boccheggiano, das jetzt der Erschöpfung nahe ist. Die „Boccheggiano“-Schiefer fallen gegen SW ein, und wo ihre Oberfläche eine gewisse Tiefe erreicht, schalten sich zwischen ihnen und den Rauhacken noch unveränderte Evaporite ein. Die Pyritlinsen finden sich zwischen den Schiefen und den Evaporiten oder Rauhacken, immer in Beziehung zu steilen, normalen Verwerfungen, die die Schiefer durchschneiden und sich in den überlagernden Horizonten oft verlieren. Auch hier fand man im Pyrit Zinkblende- und Bleiglanz-Gängchen. Gegen Osten ist das Grubenfeld von einer großen, immer nach Osten einfallenden Verwerfung großer Sprunghöhe („Boccheggiano-Verwerfung“) abgeschnitten; auf der abgesunkenen Seite über den Evaporiten erscheinen die Ligurischen Decken. Auf die Boccheggiano-Verwerfung, und auf die mit ihr verbundene Vererzung, werden wir noch zurückkommen.

Etwa 5 km nördlich von Gavorrano und etwa 2½ km südsüdöstlich des alten Bergbauzentrums von Massa Marittima, befinden sich auch die zwei gangförmigen Lagerstätten von Capanne Vecchie-Fenice Massetana und von Serrabottini [5], wo seit den ältesten Zeiten bis etwa zum Anfang des jetzigen Jahrhunderts ein reger Abbau auf Kupfererze stattgefunden hat (neuere Literatur: B. BURTET-FABRIS & P. OMENETTO, 1971). Diese Gänge sind in zwei Verwerfungen lokalisiert, die beide NNW-SSE streichen und mit etwa 45° nach Osten einfallen. Die wichtigere ist die östliche mit dem Capanne Vecchie-Fenice Massetana-Gang, über eine streichende Länge von etwa 5 km bekannt. Sie streicht in Ligurischen Flyschdecken aus, die über eine Breite von 10—30 Metern brekziös und ganz verkieselt sind; der Quarz ist auch von Granat, Pyroxenen und Epidot begleitet. Unter der Flyschdecke geht der Gang zwischen Flysch, Rauhacken, Evaporiten und Schiefen weiter in die Tiefe und ist etwa bis zum Niveau des Entwässerungstollens, 100 Meter über dem Meeresspiegel, bekannt. Die Erze, die in der vorwiegend kiesligen Gangart sporadisch und körnig verteilt sind, sind Pyrit, begleitet von Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz, mit Vorwiegen der Zinkblende gegen Süden, und des Kupferkieses gegen Norden. Ähnlich sind die Verhältnisse in dem parallelen, einen knappen Kilometer westlich zwischen Flysch und Rauhacken austreichenden Gang von Serrabottini, der aber kürzer und bescheidener ist.

Augenblicklich befindet sich nur der südliche, zinkreiche Teil des Fenice Masse-tana-Ganges im Abbau. Aber die tieferen Teile der Gänge werden weiter durch Bohrungen erforscht, die man als höffig bezeichnen kann. Wie aus der Beschreibung hervorgeht, handelt es sich um hydrothermale Vererzungen.

Sehr ähnlich, aber in den oberflächlich erforschten Teilen fast nur aus Quarz-Gangart bestehend, ist der mächtige, weithin sichtbare Gang von Castel di Pietra [6], nordöstlich von Gavorrano. Er wird weiter mit Bohrungen unter-sucht.

Kommen wir jetzt auf das Schwefelkies-Grubenfeld von Boccheggiano zurück. Wir haben schon auseinandergesetzt, daß es im Osten von einer mächtigen Verwerfung abgeschlossen wird, die gegen Osten mit 45° einfällt, und an der Oberfläche die Flysche Ligurischer Decken mit den Boccheggiano-Schiefern in Kontakt bringt. Genau wie im Falle der Capanne Vecchie-Fenice Massetana und Serrabottini-Gänge, ist die Verwerfung durch eine mächtige brekziöse Zone charakterisiert, wo über eine Länge von 2 Kilometern besonders die Kalk-steinbänke des Flysches stark verkieselt sind und Pyrit, Kupferkies und Hä-matit führen. Dieser *Boccheggiano-Gang* — nicht zu verwechseln mit den *Boccheggiano-Pyritvererzungen* — ist jahrelang auf Kupfer, das aber mit der Tiefe immer knapper wurde, abgebaut worden.

Dies hat aber die „Montedison“-Gesellschaft, praktisch der Inhaber aller Schürf- und Abbaurechte auf Pyrit und Kupfererze in der Massa Marittima-Gavorrano Gegend, bis zum kürzlichen Übergang der Erzrechte auf die staat-liche Gesellschaft „EGAM“, nicht davon abgehalten, den Boccheggiano-Gang mit immer tieferen Bohrungen senkrecht zum Streichen, weiter östlich, zu erforschen. Und in etwa 700 Meter Tiefe, in den Evaporiten, fast nur aus An-hydrat bestehend, im Hangenden des Ganges und der Boccheggiano-Schiefer, hat man bei Campiano [7] eine große Masse von Pyrit, von kleinen Mengen Magnetit (pseudomorph nach Eisenglanz) und Pyrrhotin (Magnetkies) begleitet, aufgefunden. Mit dem Pyrit sind jüngere Vererzungen von Bleiglanz, Zink-blende und Kupferkies, oft mit quarzig-chloritischer Gangart, reichlich ver-gesellschaftet. Die bis jetzt mit 9 Bohrungen bestimmte Erzmenge erreicht schon über 25 Millionen Tonnen (ANONYMUS, 1971; L. VIGHI, 1971). Vor-bereitungen zur Ausrichtung dieses neu entdeckten Erzkörpers sind im Gange.

Ungewiß ist dagegen die Ausbeutung einer ähnlichen und ähnlich situierten, etwas höher temperierten Lagerstätte von Schwefelkies mit Nichteisenmetall-sulfiden, Magnetit und Spuren von Zinnstein, die man etwa Anfang des Zwei-ten Weltkrieges weiter im Süden [8], in der Monte Argentario-Halbinsel unter dem Poggio Mortaio, magnetometrisch entdeckt und mit Bohrungen bestätigt hat (S. OLIVERO, 1968). Weitere Bohrungen haben es gestattet, die Erzmenge auf 40 Millionen Tonnen zu schätzen. Dem Abbau bereiten aber leider die schwammigen, am Meeresgrund ausbeißenden Rauhacken, die fast unüber-

windbare Mengen Seewasser in die Lagerstätte leiten, welche sich 200 Meter unter dem Meeresspiegel befindet, größte Schwierigkeiten. Auch unter dem Monte Argentario muß bestimmt eine Granit-Aufwölbung bestehen.

Die Insel Giglio [9], dem Toskanischen Archipel angehörend, besteht fast ganz aus Granit, an den sich entlang einer Verwerfungsfläche Schiefer und Rauh- wacken lehnen. In den Rauh wacken fanden sich, entlang dem Kontakt, Pyrit- linsen, die früher bis zur Erschöpfung abgebaut worden sind. Das Erz war von etwas Flußspat begleitet.

Der Granit von Gavorrano ist etwa 5 Millionen Jahre alt, und dasselbe kann man wohl für die nicht ausstreichenden Granite der Massa Marittima-Gegend annehmen. Um 5 Millionen Jahre ist auch der Granit von Campiglia Marittima alt, der über wenige Dutzend Meter im tiefsten Einschnitt in einem Horst zu beobachten ist und der zwischen zwei Verwerfungen, die westliche N-S streichend, die östliche NNW-SSE streichend, gehoben ist. An der westlichen Seite der westlichen Verwerfung befinden sich Rhyodacite etwa gleichen Alters und gleicher Zusammensetzung des Granits, so daß man praktisch an Ort und Stelle die Verhältnisse an der Oberfläche und in ehemaliger Tiefe von tausend Metern vergleichen kann.

Mit ihrer leichten Erreichbarkeit, mit ihrem Reichtum gut aufgeschlossener, verschiedener und interessanter Ausbisse auf kleinster Fläche, mit den Spuren eines auf uralte Zeiten zurückgehenden Bergbaus, hat die Gegend von Campiglia Marittima [10] immer eine besondere Anziehungskraft auf Mineralogen und Lagerstättenkundler ausgeübt, wie die reichliche Literatur bestätigt. Geologische Beschreibung und Karte: E. GIANNINI (1955). Petrographie: F. RODOLICO (1931); F. BARBERI, F. INNOCENTI & R. MAZZUOLI (1967); F. BARBERI, F. INNOCENTI & C. A. RICCI (1971). Lagerstättenkundliche Literatur: G. VOM RATH (1868); B. LOTTI (1900); A. BERGEAT (1901); K. ERMISCH (1905); P. DORN (1942); A. STELLA (1955); M. BERTOLANI (1958); D. GOSWAMI (1962); J. LOPEZ-RUIS, P. BARTHOLOMÉ & P. ÉVRARD (1969); P. BARTHOLOMÉ & P. ÉVRARD (1970); F. CORSINI & G. TANELLI (1974).

Der Granit hat die Rekrystallisation der liassischen Kalke veranlaßt und in kurzer Entfernung von ihm haben sich Kontaktsilikate gebildet. Von seiner Nähe streichen nach Süden zwei parallele schmale Streifen von Skarnen, über eine Entfernung, wenn auch mit Unterbrechungen, von etwa 7 Kilometern. Die Skarne bestehen hauptsächlich aus stengeligem, oft radialem Hedenbergit-Johannsenit. Sie sind begleitet von einem Gang von Augitporphyr und einem von Quarzporphyr, die etwas jünger als die Skarne sein sollen. In den Skarnen finden sich eingestuft Ilvait, Pyrrhotin, Magnetit, Arsenkies, Fahlerz und reichlich Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz, und Quarz mit etwas Flußspat [10]. Erze und Mineralien sind ganz unregelmäßig verteilt. Eine Konzentration von vorwiegendem Kupferkies ist augenblicklich im Abbau.

Gegen das südliche Ende der westlichen Verwerfung, etwa 4 Kilometer von der Sulfid-Zone entfernt, befand sich der jetzt zum großen Teil abgebaute Hügel von Monte Valerio, auch die „Cento Camerelle“ genannt, aus Liaskalken mit etwas Dogger-Mergeln bestehend [11]. Beide Gesteine enthalten oft limonitisierten Pyrit und kleinste Körnchen von Zinnstein fein verteilt. Auch Spuren von Turmalin sind gefunden worden. Granit hat man in 1500 Meter Tiefe erbohrt. Der Kalkstein ist von Spalten durchzogen, wo sich wohl sekundär Limonit mit etwas Zinnstein angereichert hat. Der Limonit ist auch gewonnen worden. Es sind diese Adern, die die Etrusker auf Zinnstein abgebaut haben. Der Versuch, während des Zweiten Weltkrieges den Kalkstein abzubauen, und den in einigen Bänken auf einige Promille Sn angereicherten (!) Zinnstein zu gewinnen, erwies sich wirtschaftlich als ein voller Fehlschlag; zwischen 1936 und 1947 (Stilllegung) hat man 1500 Tonnen Zinn aus 400 000 Tonnen Gestein erzeugt.

Unter den berühmtesten Lagerstätten Italiens sind die Eisenerzlagerstätten der Insel Elba, über die eine riesige Literatur besteht, bis zu den Jahren 1950—1951 ziemlich vollständig aufgezählt in der „Memoria sul ferro in Italia“, von F. PENTA beigetragen zum „Symposium sur les gisements de fer du monde“, veröffentlicht 1952 aus Anlaß des XIX. Internationalen Geologischen Kongresses (Algier). Zu PENTAs Monographie hat schon L. TREVISAN einen kurzen Text und mehrere Zeichnungen beigetragen, in denen er die Stellung der Eisenerzlagerstätten im Rahmen der Tektonik des östlichen Teils der Insel erklärt. Diese Tektonik ist der Gegenstand von TREVISANs Arbeit „L' Elba Orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità“ (1949—1950); die späteren Veröffentlichungen über Elbas Lagerstätten müssen unvollständig sein, wenn sie nicht auf TREVISANs Tektonik aufbauen. Weitere Literatur über Elba: A. DEBENEDETTI (1951, 1952).

Der westliche, älteste Teil der Insel besteht aus einer mächtigen, über 1000 Meter hohen Granodiorit-Kuppel, 7 Millionen Jahre alt. Fast nur um ihre niedrigeren Teile ist ihre Hülle von zum Teil kontaktmetamorphen Gesteinen erhalten geblieben, bei ihrer Aufwölbung sind sie wohl teilweise abgerutscht, auch auf den östlichen, in nord-südlicher Richtung langgestreckten, jüngeren und damals viel niedrigeren Teil der Insel. Als auch dieser östliche Teil, wohl durch einen zweiten, etwas jüngeren Granit (6,2 Millionen Jahre) aufgewölbt wurde, rutschten fünf große Schuppen (die TREVISAN als „Komplexe“ bezeichnet) nach Osten ab, entlang schräger, nach Osten einfallender Flächen, die oft durch Mylonite charakterisiert sind. Der unterliegende Granit hat auf die verschiedenen Decken metamorphosierend und erzliefernd gewirkt, Verwerfungen und Mylonite sind die Wege der aufsteigenden Gase gewesen. Auch hier sind die Evaporite der Trias, mit ihren Anhydriten, Dolomiten und Rauhwacken, und die Kalksteine des Hettangian, bevorzugte Horizonte für den Niederschlag der Eisenerze als Eisenglanz, daraus entstandenem Magnetit, Schwefelkies und auch Pyrrhotin, und für die Bildung von Skarnen

gewesen. Die verschiedenen Schuppen haben Verdoppelungen und Wiederholungen der Erze ermöglicht.

Die Lagerstätte an der Südspitze des östlichen Teils der Insel, Capo Calamita [12], ist die höchsttemperierte. Die Erze, hauptsächlich Magnetit pseudomorph nach Hämatit, Hämatit und Spuren verschiedener Sulfide, sind von Skarnen, zum Teil als Granatfels ausgebildet, begleitet.

Es folgen nördlich entlang der Ostküste weitere, etwas niedriger temperierte Lagerstätten. Die wichtigsten davon sind Rio Marina [13] und Vigneria, wo die Schichten entlang paralleler Verwerfungen treppenförmig abgesunken sind. Da, wo die letzteren die Rauhacken und die Lias-Kalksteine schneiden, hat sich Hämatit abgesetzt, reichlich von Pyrit begleitet. Auch etwas Bleiglanz ist abgebaut worden. In der Tiefe, unter den karbonischen Schiefern, ist eine zweite Vererzung in den mesozoischen Karbonatgesteinen der unterliegenden Schuppe vorhanden.

Die Steilküste bei Rio Marina ist wegen ihrer mächtig entwickelten Hedenbergit-Ilvait-Skarne bekannt.

Eine detaillierte Beschreibung der Lagerstätten Elbas im Rahmen von TREVISANs Tektonik findet sich auch im Textbuch des verstorbenen D. DI COLBERTALDO (2. Band, 1970).

Bekannt ist Toskana auch für seine Quecksilberlagerstätten, die sich hauptsächlich in einem Streifen befinden, der, von der mächtigen Trachyt- und Ignimbritkuppel des Monte Amiata ausgehend, sich mit immer mehr abnehmenden Erzmengen südwestlich bis in die Monte Argentario-Halbinsel erstreckt. In derselben Gegend, auch in nächster Nähe der Quecksilberlagerstätten, aber von diesen scharf getrennt, befinden sich mehrere kleine Antimonerz-Lagerstätten, von denen eine, Tafone bei Manciano, augenblicklich abgebaut wird und den italienischen Bedarf etwa deckt.

Das Quecksilbererz ist Zinnober (manchmal mit etwas Metacinnabarit), der sich in allen Stufen der geologischen Folge, vom Karbon aufwärts bis ins Pliozän findet und in Spuren in den quartären Kalktuffen (Travertinen) vorhanden sein kann. Ein gewisser Kalkgehalt des Gesteins scheint seine Fällung gefördert zu haben. Die zwei wichtigsten Lagerstätten, Abbadia S. Salvatore [14] (in der Literatur meistens kurz „Monte Amiata“ genannt), zum Teil vom Trachyt bedeckt, und Siele-Solforate [15], befinden sich in den kalkigen Tonen und in den Sandsteinen der Ligurischen Decken. Eine jetzt aufgelassene, früher wichtige Grube, Selvena-Morone [16], baute Erze in den Rauhacken ab; eine andere, Cerreto Piano [17], in pliozänen Sanden; und eine weitere, Monte Labbro [18], in Radiolariten des Malms. Für weitere Einzelheiten verweisen wir auf die zuständigen, zum Teil anonymen Abteilungen (eine davon besonders lesenswert) in „La Toscana Meridionale“ (1971) und auf einige weitere, im Schriftenverzeichnis aufgezählte Veröffentlichungen: P. DE FERRARI (1890);

R. ROSENLECHER (1894); V. SPIREK (1897, 1906); J. H. KLOOS (1898); B. LOTTI (1901); C. DE CASTRO 1914; H. TROEGL & F. AHLFELD (1920); E. E. ECKEL (1948); F. ELTER (1955); F. FALINI (1956); G. DESSAU & A. DE STEFANIS (1969).

Für die Antimonerze gilt die beständige Regel, daß sie sich in den Rauhewacken, gerade unter dem dämmenden Kontakt mit darüber liegenden Tonen, fast immer den Ligurischen Decken angehörend, abgesetzt haben.

Zinnober und Antimonit sind sehr oft von großen Mengen an CO_2 und H_2S begleitet, was dem Bergbau schwere Probleme gestellt hat, aber andererseits den Transport der Erze als Polysulfidlösungen, und deren Absatz bei sinkendem Druck, nahe bringt. In der Gegend gibt es auch mehrere heiße H_2S - und CO_2 -führende Quellen und denselben oder ähnlichen Quellen sind die verbreiteten und wirtschaftlich wichtigen Travertin-Lager zuzuschreiben.

Die Rhyolite und Trachyte der südlichen Toskana stehen in ihrer chemischen Zusammensetzung den Graniten sehr nahe, und ihr Alter schwankt zwischen 5 und einer halben Million Jahre. Sie entstammen doch sicher denselben Magmahöfen der Granite, und es wäre einleuchtend, die Quecksilber- und Antimonlagerstätten als die letzten epi- und telethermalen Ausläufer der von dem Granitmagma stammenden Erzlösungen zu betrachten. Auch ihre topographische Lage, in größerer Entfernung von Granitausbissen und hochtemperierten Lagerstätten (diese oft mit Spuren von Antimonit und Berthierit) wäre damit im Einklang („zoning“). Andererseits erscheint es als möglich, daß magmatisch angewärmte, zirkulierende Wässer diese Metalle aus dem Nebengestein herausgelöst hätten, und dies ließe sich gut mit dem angeblich monomineralischen Charakter der Hg- und Sb-Lagerstätten in Einklang bringen. Gangarten sind selten, hauptsächlich Kalzit und auch etwas Gips mit dem Zinnober, Quarz und Kalzit mit dem Antimonglanz, und Spuren von Flußspat mit beiden. Aber neuere Untersuchungen (G. DESSAU, G. DUCHI & B. STEA, 1972) haben bewiesen, daß besonders die Antimonlagerstätten nicht so monomineralisch sind, wie man glaubte — wir haben in der Tafone- [19] (Manciano-) Lagerstätte auch Bleiglanz und Zinkblende (außer Zinnober) gefunden; Pyrit und Markasit treten dort in etwa gleicher Menge auf. Es gibt außerdem Übergänge zu höhertemperierten Lagerstätten. Auch die engen Beziehungen so vieler toskanischer Erzlagerstätten zu den Rauhewacken wären noch zu klären. Weiteres über die Antimonlagerstätten findet man in H. COQUAND (1848—1849); B. LOTTI (1901); G. DESSAU (1952); G. DESSAU & A. DE STEFANIS (1969); G. DESSAU, G. DUCHI & B. STEA (1972).

Mit dem Toskanischen Magmatismus hängen auch die berühmten „Soffioni“ [20—23] zusammen, früher nur von der Larderello-Gegend bekannt, jetzt auch um den Monte Amiata erbohrt und ausgebeutet. Eine Darstellung, die die Geschichte der Kenntnisse und der Benutzung, die theoretischen Grundlagen und die Möglichkeiten der Verwertung umfaßt, ist die von G. MARINELLI

„L' energia geotermica“ in „La Toscana Meridionale“ (1971), mit vielen Literaturangaben. Bemerkenswert sind auch die Arbeiten von G. MARINELLI (1963), R. NASINI (1930), G. GINORI CONTI (1938), J. GOGUEL (1953), A. CALAMAI, R. CATALDI, P. SQUARCI & L. TAFFI (1970), und die Veröffentlichungen des „U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources“, Pisa (1970).

Früher dachte man an eine direkte magmatische Herkunft des Dampfes und betrachtete den Borgehalt als eine Bestätigung. Aber Sauerstoff-Isotopenbestimmungen am Wasser des Dampfes (G. C. FERRARA, R. GONFIANTINI & C. PANICHI, 1965) haben bestätigt, daß es sich um vadose, oberflächliche Wasser handelt, die durch junge Verwerfungen (Dehnungs-Tektonik!) in die Tiefe eindringen und sich an den Gesteinen, vermutlich in der Nähe von erstarrenden Plutonen, erwärmen. Wie im Falle von Petroleum und Naturgas, sammelt sich der Dampf in „Reservoirs“, welche in der Hauptsache aus den triassischen Evaporiten, ausgelaugt und in Rauhwacken umgewandelt, bestehen; diese Reservoirs werden durch die technische Ausbeutung langsam erschöpft. Der Dampf führt bekanntlich aus den Evaporiten stammende Borsäure und reichlich CO_2 und H_2S ; auch diese sollten aus den Evaporiten kommen, oder, genauer gesagt, sich aus diesen bilden.

Dem Verfasser ist nur ein Fall bekannt (Bagnore-Dampffeld [22]), wo der Dampf etwas Quecksilber führt; aber die Bohrungen, durch die er aufsteigt, durchqueren eine Quecksilberlagerstätte. Dieses neue Dampf-Feld wurde durch Schürfungen auf Quecksilber entdeckt.

Bis jetzt haben wir uns nur mit der südlichen Toskana befaßt und die Apuaner Alpen außer Acht gelassen. Dieses mächtige Gebirge, das von Meereshöhe mit steilen alpinen Formen bis auf fast 2000 m ansteigt, ist durch Erosion tief aufgeschlossen, und die Deckenstruktur ist augenscheinlich. Plutone werden nicht beobachtet, müssen aber u. E. nicht tief gelegen sein. Der Metamorphismus der Gesteine ist in der Hauptsache dynamisch, in Grünschiefer-Fazies, nur ganz lokal tritt Disthen auf. Der berühmte Marmor stammt von der Metamorphose der dem Hettangian angehörigen Kalke.

Die starke Erosion, gefördert durch die junge Tektonik und die reichlichen Niederschläge, stellt oft auch die kleinsten Ausbisse bloß. Dies, zusammen mit den bescheidenen Möglichkeiten der Landwirtschaft und der Viehzucht, und der vorherrschenden Tätigkeit in den Marmorbrüchen, haben die Bevölkerung seit den ältesten Zeiten „Erz-bewußt“ gemacht. Der Holzreichtum hat auch das Verhütten ermöglicht. So kommt es, daß Chroniken und alte Literatur Dutzende von Fundorten aufzählen, wo man auf Eisen, Kupfer, Blei und Silber geschürft und gegraben und oft die Erze verschmolzen hat. Auch die Quecksilbererze waren zum mindesten seit den Zeiten der Medici bekannt. Antimon ist reichlich in den Bleierzen enthalten, die auch mit Zinkerzen vergesellschaftet sind. In der heutigen Zeit hat man auch auf Mangan geschürft, und die

Gewinnung von Schwerspat, mit Pyrit und Eisenglanz als Nebenprodukte, ist augenblicklich das einzige, das von dem alten Bergbau übrig geblieben ist.

Den Mineralogen am bekanntesten ist die Bottino-Grube [24], wegen der Vielfältigkeit der schön kristallisierten Erze, die sie geliefert hat. Die Lagerstätte besteht aus einem Hauptgang und mehreren kleineren Gängen, die, durch Verwerfungen gestört, die Schiefer des Autochthons im allgemeinen durchschneiden, aber manchmal auch der Schieferung folgen.

Über die Bottino-Grube gibt es eine reiche mineralogische Literatur, zu der (bis etwa 1921) das Verzeichnis in einer ausführlichen Arbeit von A. PELLOUX (1922) den Schlüssel bietet. Der Verfasser hat seinerzeit die Lagerstätte erzmikroskopisch bearbeitet (DESSAU, 1935); fast vierzig Jahre später hat er versucht, zusammen mit seinen Mitarbeitern, ein kurzes Bild der systematischen Entwicklung der Gebirgsgruppe und ihrer Lagerstätten zu bieten (L. CARMIGNANI, G. DESSAU & G. DUCHI, 1972).

Die Lagerstätte liegt auf der nördlichen Seite des Monte Ornato, über dem Tal der Vezza.

Als Gangart erscheint der sogenannte „Schwarze Quarz“, ein dunkelgrüner Turmalinolit, aus Quarz mit feinsten Turmalinnadeln bestehend. Unter den Erzen sind am reichlichsten ein schwarzer, sehr eisenreicher Marmatit und silberreicher Bleiglanz, beide herrlich kristallisiert, und verschiedene Bleisulfantimonite, als Jamesonit, Meneghinit, etc. beschrieben, mit Bleiglanz fein verwachsen oder frei in länglichen Kristallen und in Filzen feinsten Nadeln. Außerdem kommen Kupferkies, Pyrrhotin, Fahlerz, Schwefel- und Arsenkies, alle oft in Kristallen vor, von Nichterzen schön kristallisierter Quarz, rhomboedrische Karbonate und seltener Flußspat. Chemisch ist in den Erzen die Anwesenheit von etwas Zinn und Gold nachgewiesen.

Besonders interessant sind die durch mechanische Beanspruchung veranlaßten Strukturen der derben Erze. Diese sind kataklastisch: in einer derben Grundmasse, besonders von körnigem Bleiglanz und Bleisulfosalzen, schwimmen Bruchstücke aller Größen von Gangquarz und Pyrit. Die Pyrrhotinlamellen weisen undulöse Auslöschung auf (Photographien in G. DESSAU, 1935). Manchmal (Bilder in L. CARMIGNANI, G. DESSAU & G. DUCHI, 1972) scheint ein ganzer Gang noch an der Faltung der Schiefer teilgenommen zu haben und in den Druckschatten eingepreßt worden zu sein. Diese Beanspruchungen erstreckten sich aber nicht auf die herrlichen Kristalle und haarförmigen Erzgebilde der Geoden, die absolut ungestört sind. Wie C. L. GARAVELLI (1962) auf Grund der qualitativen Beobachtungen des Verfassers hervorgehoben hat, ist die späte Zinkblende der Geoden eisenreicher als zum mindesten ein Teil der älteren Zinkblende der Derberze. GARAVELLI hat nach KULLERUD die Bildungstemperaturen mehrerer Zinkblendender Geoden aus ihrem Eisengehalt errechnet, und hat Temperaturen von 430° bis 480° C gefunden.

Von den Vererzungen der südlichen Toskana haben wir schon gesagt, daß sie an den posttektonischen sauren Magmatismus gebunden sind. Die Bottino-Vererzung im Norden ist dagegen noch syntektonisch angelegt (und man erinnere sich daran, daß die Hauptphase der Tektogenese in das Tortonian zu legen ist), hat aber ihr Ende, sogar noch mit Temperaturerhöhung, erst nach dem Aushallen der Gebirgsbildung erreicht.

Die Bottino-Lagerstätte ist gewissermaßen das Symbol der Apuanischen Vererzung geworden. Aber ähnliche Vererzungen erstrecken sich auch auf die südöstliche Seite des Monte Ornato, bei S. Anna, um in etwas weiterer Entfernung, wo Marmor und die unter ihm liegenden dolomitischen Kalksteine, die „Grezzoni“, erscheinen, eine einigermaßen andere Zusammensetzung zu erreichen. Die Bildungstemperaturen scheinen niedriger zu sein, Pyrit, Kupferkies und Fahlerz werden reichlicher, dasselbe gilt für Flußspat und Baryt; als Seltenheiten erscheinen Bournonit und Geokronit in großen Kristallen und Arsenopolybasit (L. AMADIO MORELLI & S. MENCHETTI, 1969; S. MENCHETTI, 1970). Vom Baryt, weiter im SE des Monte Ornato, sind auch wichtigere Lagerstätten vorhanden, Gänge in den unterliegenden autochthonen Schiefen, und große, derbe Linsen von Pyrit, Eisenglanz und daraus entstandenem Magnetit begleitet, in tektonischen Schuppen der „Grezzoni“, von denen nicht verdrängte Überreste im Baryt erscheinen. Spuren von weiteren Sulfiden: Arsenkies in den Barytlinsen und in den Gängen von Bleisulfosalzen, sind auch vorhanden; Chlorite mit Granaten*), auf den Halden der wichtigsten Barytgrube, Monte Arsiccio [25], kommen vom verkieselten Kontakt zwischen der im Abbau befindlichen Barytlinse und den darauf liegenden dolomitischen Kalken.

Gängchen von Quarz-Turmalin sind in den Schiefen reichlich, noch bis auf einige Entfernung vom Monte Ornato. Etwa 4 Kilometer westlich vom Monte Ornato, und 5 Kilometer im NNE, befinden sich die zwei kleinen Quecksilberlagerstätten von Ripa [26] und von Levigliani [27]. Wir können der Meinung H. BERGMANNs (1969), daß sie sedimentär seien, nicht zustimmen, da sie in Gesteinen verschiedenen Alters erscheinen. U. E. sind auch sie magmatisch, und ein Beweis von „zoning“ um das Monte Ornato-Zentrum.

Weiter im Nordwesten, nahe bei Massa, erscheint in den Schiefen der regelmäßige, ganz ungestörte Spateisengang des „Frigido“ [28], mit sehr bescheidenen Mengen von Kupferkies, Fahlerz und Bleisulfosalzen. Mit den vielen kleinen Ausbissen von Kupferkies und von Eisenerzen, zum größten Teil sedimentär, können wir uns weiter nicht befassen. Auf eine ursprünglich sedimentäre, metamorphe Manganlagerstätte werden wir noch kurz zurückkommen.

Bis jetzt haben wir uns fast ausnahmslos mit toskanischen Lagerstätten sicheren oder höchst wahrscheinlich magmatischen Ursprungs befaßt. Es folgt noch ein kurzer Bericht über sedimentäre Lagerstätten.

*) Spessartin, nach Bestimmung von L. LEONI & P. ORLANDI (1974).

Verschiedentlich findet man in der Toskana, in den Radiolariten des Malms, die den neokomen „Felsenkalk“ unterlagern, spärliche Lager von Braunit, gewöhnlich mit den Radiolariten wechsellagernd. Bei Rapolano [29] und Murlo [30] (Siena) sind auch kleine Mengen gewonnen worden. Mineralogisch erregt die gleichaltrige, metamorphe Lagerstätte von Scörtico [31] bei Fivizzano, in dem Autochthon der Apuanischen Alpen (B. DI SABATINO, 1967) mit Rhodochrosit und verschiedenen Mangan-Silikaten ein gewisses Interesse.

Wie schon gesagt, folgten auf die Apenninische Orogenese Dehnungsverwerfungen, die eine Horst- und Graben-Tektonik einleiteten. In die abgesunkenen Gebiete transgredierte im oberen Miozän das Meer. In der Gegend von Saline di Volterra-Buriano [32], etwa 10 Kilometer südwestlich von Volterra, wurden während des Messinians marin-lagunare Sedimente abgesetzt, aus Sanden, Mergeln und Tonen bestehend, mit Einlagerungen von Gips- und Steinsalzlinsen. Die Salzlinsen, im allgemeinen zwei oder drei, bis einen Kilometer lang, einige hundert Meter breit und 15—30 Meter mächtig, sind im Detail ziemlich unregelmäßig. Ähnliche Salzlager befinden sich bei Ponte Ginori, etwa 10 Kilometer südwestlich von Saline.

Die Salzlager werden durch Lösung intensiv abgebaut. Die Erzeugung des Jahres 1973 war etwa 1½ Millionen Tonnen, die zum Teil auf Speisesalz verarbeitet wurden, aber zum größeren Teil die chemische Industrie bei Rosignano belieferten*).

Weiter südlich, im selben Bereich der Toskanischen Erzprovinz, und in ähnlicher geologischer Lage wie das Steinsalz, finden sich im oberen Miozän Lager dunkler Braunkohle mit gutem Heizwert (über 6000 kcal). Die wichtigste Grube, Ribolla [33], wurde vor Jahren nach einer Schlagwetter- und Kohlenstaub-Explosion aufgelassen; jetzt ist keine weitere mehr in Betrieb.

In der zentralen Toskana, entlang dem Arnotal südöstlich von Florenz, befand sich während des Pliozäns und Pleistozäns ein etwa 40 Kilometer langes und 10 Kilometer breites Becken, mit Ligurischen Decken im Liegenden, das sich stufenweise mit Süßwassersedimenten ausfüllte. Über unterlagernden Schottern und Sanden und von Tonen bedeckt finden sich hier Lager brauner Braunkohle (CAVINATO, 1964). Im Jahre 1968 wurden etwa 1½ Millionen Tonnen mit einem Heizwert von etwa 1900 kcal gefördert, entsprechend 1 Million Tonnen mit 20 % Feuchtigkeit und Heizwert von 2700 kcal (offizielle Statistik); sie kamen alle von einer Grube, früher Castelnovo dei Sabbioni [34], jetzt „Santa Barbara“ genannt, in den Gemeinden von Cavriglia und Figline Valdarno (Provinzen Arezzo und Florenz). Der voll mechanisierte Tagebau speist ein Kraftwerk.

*) Diese Nachrichten über die toskanische Salzindustrie wurden zum Teil dem Manuskript von L. VIGHI, zum Teil dem Lehrbuch von A. CAVINATO (1964) entnommen.

Im selben geologischen Horizont, aber nicht mehr abgebaut, liegen die Braunkohlenlager im Becken des Mugello [35].

Das Bild der mineralischen Rohstoff-Industrie wäre aber unvollständig, wenn man die „Steine und Erden“ nicht auch in Betracht ziehen würde. Dies gilt ganz besonders für die Toskana, die nicht nur Steine, Schotter und Sand für den Hoch- und Straßenbau, Rohmaterial für die Zementindustrie, Tone usw. — etwa 20 Millionen Tonnen im Jahre 1968 — produziert, sondern wegen ihres Marmors weltberühmt ist, neben welchem jetzt der Travertin eine wichtige Rolle errungen hat. An Marmor und Travertin sind im Jahre 1968 etwa 900 000 Tonnen gewonnen worden. Es fehlen leider in den offiziellen Statistiken Wertangaben, die aber für die Erze und Mineralien immer angegeben werden. Sicher steht die „Steine und Erden“-Industrie dem Bergbau ebenbürtig zur Seite.

Der Verfasser dankt Herrn Prof. J. G. HADITSCH für die freundliche Durchsicht und Korrektur des Manuskripts.

Schrifttum

- AMADIO MORELLI, L. & MENCHETTI, S.: Su alcuni minerali della zona del Bottino e del Canale dell' Angina-Zulfello (Alpi Apuane). — *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A*, 76, 417—445, Pisa 1969.
- ANONYMUS: Un nuovo ritrovamento di pirite nella Maremma Toscana, il giacimento di Campiano, presso Boccheggiano. — *Industria Mineraria*, 22 (2^a ser.), 1—3, Roma 1971.
- ARISI ROTA, F. & VIGHI, L.: Le mineralizzazioni a pirite ed a solfuri misti della Toscana Meridionale. — *In: „La Toscana Meridionale“*, 370—422, Milano 1971.
- BARBERI, F., INNOCENTI, F. & MAZZUOLI, R.: Contributo alla conoscenza chimico-petrografica e magmatologica delle rocce intrusive, magmatiche e filoniane del Compigliese (Toscana). — *Mem. Soc. Geol. It.*, 6, 643—681, Roma 1967.
- BARBERI, F., INNOCENTI, F. & RICCI, C. A.: Il magnetismo. — *In: „La Toscana Meridionale“*, 169—210, Milano 1971.
- BARTHOLOMÉ P. & ÉVRARD, P.: On the genesis of the zoned skarn complex at Temperino, Tuscany. — *In: Problems of hydrothermal ore deposition.* — *Union. Geol. Sci., Ser. A*, 2, 53—57, 1970.

- BERGEAT, A.: Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von Campiglia Marittima (Toscana), insbesondere des Zinnsteinvorkommen daselbst. — Neues Jb. Min. Geol. Pal., 1901, Bd. I, 135—156, Berlin 1901.
- BERGMANN, H.: Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen in den südwestlichen Apuaner Alpen. — Inaugural-Dissertation, Ludwig-Maximilian-Universität, München, 78 S., 1969.
- BERTOLANI, M.: Osservazioni sulle mineralizzazioni metallifere del Campigliese (Livorno). — Per. Mineralogia, 27, 311—344, Roma 1958.
- BERTOLANI, M. & RIVALENTI, G.: Le mineralizzazioni metallifere della miniera di Montecatini in Val di Cècina (Pisa). — Boll. Soc. Geol. It., 92, 635—648, Roma 1973.
- BODECHTEL, J.: Zur Genese der Eisenerze der Toskana und der Insel Elba. — N. Jb. Min., Abh., 103, Bd. II, 147—162, Stuttgart 1965.
- BURCKHARDT, C. E. & FALINI, F.: Memoria sui giacimenti italiani di manganese. — In: XX. Congreso Geológico Internacional, Symposium sobre yacimientos de manganese, Tomo V, Europa, 221—272, Mexico 1956.
- BURTET-FABRIS, B. & OMENETTO, P.: Osservazioni sul giacimento filoniano a solfuri di Zn, Pb e Cu di Fenice Capanne presso Massa Marittima (Toscana). — Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 27, 393—435, Milano 1971.
- CAILLAUX, A.: Études sur les mines de la Toscane. — Bull. Soc. Ind. Minérale, 1, 383—405, 677—712, 1857.
- CALAMAI, A., CATALDI, R., SQARCI, P. & TAFFI, L.: Geology, Geophysics and Hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. — Geothermics, 1, special issue, 1—11, Pisa 1970.
- CARMIGNANI, L., DESSAU, G. & DUCHI, G.: I giacimenti minerari delle Alpi Apuane, e loro correlazioni con l'evoluzione del gruppo montuoso. — Mem. Soc. Geol. It., 11, 417—431, Roma 1972.
- CAVINATO, A.: Giacimenti minerari. — 47 + 686 pp., UTET, Torino, 1964.
- CIPRIANI, C., FRANZINI, M., MALESANI, P. G. & SABATINI, G.: I giacimenti di materiali litoidi. — In: „La Toscana Meridionale“, 317—355, Milano 1971.
- COCOZZA, T., GASPERI, G., GELMINI, R. & LAZZAROTTO, A.: Segnalazione di nuovi affioramenti paleozoici (permo-carbonifero?) a Boccheggiano e tra Capalbio e i Monti Romani (Toscana meridionale — Lazio settentrionale). — Boll. Soc. Geol. It., 93, 47—60, Roma 1974.
- COQUAND, H.: Sur un filon antimonifère, les solfatares, les alunières et les lagoni de la Toscane, et sur l'accroissement de la température en profondeur. — Bull. Soc. Géol. France, 6 (2^e série), 91—160, Paris 1848—49.
- CORSINI, F. & TANELLI, G.: Analisi alla microsonda elettronica delle blende del giacimento della Valle del Temperino (Campiglia Marittima, Toscana). — Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 30, 205—221, Milano 1974.
- DEBENEDETTI, A.: Osservazioni sui giacimenti di pirite dell' Elba. — Industria Mineraria, 2 (2^a ser.), 445—450, Roma 1951.
- DEBENEDETTI, A.: Osservazioni geologiche nelle zone minerarie dell' isola d' Elba. — Boll. Serv. Geol. It., 74, 53—85, Roma 1952.
- DE CASTRO, C.: Le miniere di mercurio del Monte Amiata. — Mem. Descr. Carta Geol. d' It., XVI, 207 pp., Uff. Geologico, Roma 1914.
- DE FERRARI, P.: Le miniere di mercurio del Monte Amiata. — Appendice alla Rivista del Servizio Minerario nel 1889, Firenze 1890.
- DE LAUNAY, L.: I. La Métallogénie de l' Italie et des régions avoisinantes. II. Notes sur la Toscane minière et l' Ile d' Elbe. — X. Congrès Géologique International, Compte Rendu I, 550—699, Mexico 1906.
- DELKESKAMP, R.: Das Kupferkiesvorkommen zu Riparbella (Cècina) in der Toscana (Genesis der Kupferkieslagerstätten der eocänen basischen Eruptivgesteine der Toscana, Liguria, Emilia, etc., vom Typus des Monte Catini). — Zs. prakt. Geol., 12, 393—437, Berlin 1907.

- DELKESKAMP, R.: Die Südsaline zu Volterra. — *Kali*, 3, 13, 1909.
- DESSAU, G.: Studi sulla miniera del Bottino. — *Boll. Soc. Geol. It.*, 54, 333—352, Roma 1935.
- DESSAU, G.: Antimony Deposits of Tuscany. — *Econ. Geol.*, 47, 397—413, New Haven, Conn., 1952.
- DESSAU, G. & DE STEFANIS, A.: Studio geologico-minerario della zona mercurifera di Cerreto Piano (Scansano, provincia di Grosseto). — *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, 289—323, Roma 1969.
- DESSAU, G., DUCHI, G. & STEA, B.: Geologia e depositi minerali della zona Monti Romani-Monteti (comuni di Manciano e Capalbio (Grosseto) ed Ischia di Castro (Viterbo)) — *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 217—260, Roma 1972.
- DE WIJKERSLOOTH, P.: The mineralisation of the Tuscan Mountains in connection with their tectonic evolution. — *Proc. K. Akad. Wetensch., Section of Sciences*, 33, 557—564, Amsterdam 1930.
- DI COLBERTALDO, D.: Giacimenti minerali. Vol. II. — 8 + 351 pp., CEDAM, Padova 1970.
- DI SABATINO, B.: Su una paragenesi del giacimento manganeseifero di Scòrtico (Alpi Apuane). — *Per. Mineralogia*, 36, 965—992, Roma 1967.
- DORN, P.: Studien über die Geologie und die Minerallagerstätten von Campiglia Marittima in Toskana. — *Zs. deutsche Geol. Ges.*, 94, 19—37, 1942.
- ECKEL, E. E.: Mercury Industry in Italy. — *AIME Techn. Publ.* 2292, 21 pp., New York 1948.
- ELTER, F.: Note sulla localizzazione e la genesi dei giacimenti cinabreriferi del Monte Amiata. — *Industria Mineraria*, 6 (2^a ser.), 65—70, Roma 1955.
- ERMISCH, K.: Die gangförmigen Erzlagerstätten der Umgegend von Massa Marittima auf Grund der Lottischen Untersuchungen. — *Zs. prakt. Geol.*, 13, 206—239, Berlin 1905.
- FALINI, F.: Osservazioni sul giacimento cinabrerifero di Cerreto Piano in Toscana. — *Per. Mineralogia*, 25, 95—127, Roma 1956.
- FERRARA, G. C., CONFANTINI, R. & PANICHI, C.: La Composizione isotopica del vapore di alcuni soffioni di Larderello e dell' acqua di alcune sorgenti e mofete della Toscana. — *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, 72, 570—588, Pisa 1965.
- GARAVELLI, C. L.: Contenuto di ferro e temperatura di formazione di blende italiane. — *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, 69, 52—96, Pisa 1962.
- GIANNINI, E.: Geologia dei Monti di Campiglia Marittima. — *Boll. Soc. Geol. It.*, 74, 219—296, Roma 1955.
- GIANNINI, E., LAZZAROTTO, A. & SIGNORINI, R.: Lineamenti di stratigrafia e tettonica. — *In: „La Toscana Meridionale“*, 33—168, Milano 1971.
- GINORI CONTI, G.: Utilizzazione dei soffioni boraciferi. Storia, sviluppo, possibilità future. — 157 pp., Cencetti, Firenze 1938.
- GOGUEL, J.: Le régime thermique de l' eau souterraine. — *Annales des Mines*, 10, 3—32, 1953.
- GOSWAMI, D.: Observations on the ore deposit of Valle del Temperino (Campiglia Marittima, Italy). — *Boll. Soc. Geol. It.*, 81, 249—263, Roma 1962.
- IPPOLITO, F.: Il Monte Pisano — Le Alpi Apuane. — *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli*, 3, 7—95, 1949—1950.
- KLOOS, J. H.: Zinnbor führende Trachyttuffe vom Monte Amiata im südlichen Toskana. — *Zs. prakt. Geol.*, 5, 158—163, Berlin 1898.
- LEONI, L. & ORLANDI, P.: Il granato del M. Arsiccio (Alpi Apuane). — *Im Druck in: Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 30, Milano 1974.
- LIMASSET, J. C.: Géologie de la région de Francorod (Corse). Contribution à l' étude des gîtes cuprifères. — Thèse de doctorat, Fac. Sc., Paris 1958.
- LOPEZ-RUIS, J., BARTHOLOMÉ, P. & ÉVRARD, P.: La galénobismuthine dans les skarns de Campiglia Marittima, province de Livourne, Italie. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 92, 397—406, Liège 1969.

- LOTTI, B.: La miniera di Montecatini (Val di Cécina) e i suoi dintorni. — Boll. Comit. Geol. It., 15, 359—384, Roma 1884.
- LOTTI, B.: Carta geologica dell' Isola d' Elba, alla scale di 1 : 25 000; 2 fogli. — Uff. Geol., Roma 1884.
- LOTTI, B.: Descrizione geologica dell' Isola d' Elba. — Mem. descr. Carta Geol. d' It., II, 266 pp., Uff. Geol., Roma 1886.
- LOTTI, B.: Descrizione geologica mineraria dei dintorni di Massa Marittima. — Mem. descr. Carta Geol. d' It., VIII, 172 pp., Uff. Geol., Roma 1893.
- LOTTI, B.: Sulla genesi dei giacimenti metalliferi di Campiglia Marittima in Toscana. — Boll. Com. Geol. d' It., 31, 327—337, Roma 1900.
- LOTTI, B.: Die Zinnober und Antimon führenden Lagerstätten Toscanas und ihre Beziehungen zu den Quartären Eruptivgesteinen. — Zs. prakt. Geol., 9, 41—46, Berlin 1901.
- LOTTI, B.: Geologia della Toscana. — Mem. descr. Carta Geol. d' It., XIII, 16 + 484 pp., Uff. Geol., Roma 1909.
- MARINELLI, G.: L' énergie géothermique en Toscane. — Ann. Soc. Géol. Belg., 85, 417—438, Liège 1963.
- MARINELLI, G.: L' energia geotermica. — In: „La Toscana Meridionale“, 298—316, Milano 1971.
- MENCHETTI, S.: Sulla Arsenopolibasite del Canale dell' Angina (Alpi Apuane). — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, 77, 112—122, Pisa 1970.
- NASINI, R.: I Soffioni e i Lagoni della Toscana e l' Industria boracifera. — 658 pp., Ed. Italia, Roma 1930.
- NOVARESE, V.: Die Quecksilbergruben des M.te Amiata Gebietes in Toscana. — Zs. prakt. Geol., 3, 60—64, Berlin 1895.
- OLIVERO, S.: Su alcune caratteristiche di composizione e struttura della mineralizzazione profonda del giacimento di Monte Argentario (Provincia di Grosseto). — Atti Symp. Probl. Geomin. Sardi, Cagliari-Iglesias 1965, 481—493, Cagliari 1968.
- PELLOUX, A.: La zona metallifera del Bottino e della Valle di Castello. I suoi minerali e le sue miniere. — Mem. Soc. Lunigianense „G. Capellini“, 3, 39—83, La Spezia 1922 — Auch in: La Miniera Italiana, 6, 97—108, 131—138, Roma 1922.
- PENTA, F.: Memoria sul ferro in Italia. — In: XIX. Congrès Géologique International. Symposium sur les gisements de fer du Monde, Tome II, 247—347, Algèr 1952.
- REYER, E.: Bemerkungen über das Bergwerk von Montecatini in Toscana. — Berg- u. Hüttenmännische Zs., Nr. 34.
- RODOLICO, F.: Ricerche sulle rocce eruttive recenti della Toscana. I) Le rocce del Campigliese. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 41, 197—251, Pisa 1931.
- ROSENLECHER, R.: Die Quecksilbergruben Toscanas. — Zs. prakt. Geol., 2, 337—353, Berlin 1894.
- ROUTHIER, P.: Les gisements métallifères. Tome I. — 867 + 6 pp., Masson, Paris 1963.
- SCHNEIDER, A.: La miniera cuprifera di Montecatini in Val di Cécina. — Appendice alla Rivista del Servizio Minerario nel 1889, 88 pp., Firenze 1890.
- SIMONIN, P.: De l' exploitation des mines et de la métallurgie en Toscane pendant l' antiquité et le moyen âge. — Annales des Mines, 14 (5^e série), 1858.
- SPIREK, V.: Das Zinnobererz vorkommen am Monte Amiata. — Zs. prakt. Geol., 5, 369—374, Berlin 1897.
- SPIREK, V.: The mercury mining district of Monte Amiata, Italy. — Mining Magazine, 13, 277—289, London 1906.
- SQUARZINA, F.: Italia Mineraria. — 742 pp., Assoc. Mineraria Ital., Roma (s. d.).

- STELLA, A.: La miniera di stagno di Monte Valerio e i giacimenti del Campigliese nel quadro della Catena Metallifera Toscana. — Boll. Soc. Geol. It., 74, 109—218, Roma 1955.
- „TOSCANA MERIDIONALE, La ...“ — Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., 27, fasc. speciale, 10 + 571 pp., Milano 1971.
- TREFZGER, E. F.: Über die Schwefelkies-Lagerstätten der toskanischen Maremma. — Neues Jb. Mineral., Mh., H. 4—5, 73—95, 1954.
- TREVISAN, L.: L' Elba Orientale, e la sua tettonica di scivolamento per gravità. — Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, XVI, 40 pp., 1949—1950.
- TREVISAN, L., BRANDI, G. P., DALLAN, L., LAZZAROTTO, A., MAZZANTI, B., SQUARCI, P. & TAFFI, L.: Note illustrative della Carta geologica d' Italia, Foglio 119, Massa Marittima. — 65 pp., Servizio Geologico, Roma 1968.
- TREVISAN, L., DALLAN, L., NARDI, R., RAGGI, R., SQUARCI, P. & TAFFI, L.: Note illustrative della Carta geologica d' Italia, Foglio 104, Pisa. — 41 pp., Servizio Geologico, Roma 1968.
- TREVISAN, L., DALLAN, L., FEDERICI, P. R., GIGLIA, G., NARDI, R. & RAGGI, G.: Note illustrative della Carta geologica d' Italia, Foglio 96, Massa. — 157 pp., Servizio Geologico, Roma 1971.
- TREVISAN, L.: Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen dem Verrucano der Toscana und dem der Alpen und eine Definition des Begriffes Verrucano. — Verh. Geol. B.-Anstalt Wien, 1972, 7—10. — Auch in: Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 20, 7—10, 1972.
- TROEGL, H. & AHLFELD, F.: Die Zinnobervorkommen in der südlichen Toscana. — Zs. prakt. Geol., 28, 21—28, 37—46, Berlin 1920.
- „U.N. SYMPOSIUM ON THE DEVELOPMENT AND UTILIZATION OF GEOTHERMAL RESOURCES“. — Pisa 1970.
- VIGHI, L.: Il nuovo giacimento di pirite e di solfuri misti di Campiano presso Boccheggiano nella Maremma Toscana. — Boll. Ass. Min. Subalpina, 8, 117—137, Torino 1971.
- VOM RATH, G.: Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. Zweiter Teil. Cap. VII: Die Berge von Campiglia in der Toskanischen Maremma. — Zs. deutsche Geol. Ges., 20, 307—363, 1868.
- ZACCAGNA, D.: Carta geologica delle Alpi Apuane, alla scala di 1 : 25 000. 17 fogli (aufgenommen zwischen 1879 und 1896, gedruckt hauptsächlich in 1926). — Ufficio Geologico, Roma.
- ZACCAGNA, D.: Descrizione geologica delle Alpi Apuane. — Mem. Descr. Carta Geol. d' It., XXV, 440 pp., Ufficio Geologico, Roma 1932.

Anschrift des Verfassers: Prof. Ing. Gabor DESSAU
 Istituto Geologia Università
 Via S. Maria 53
 I-56100 Pisa, Italia

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	79—94	Leoben 1974
--	--	-------	-------------

Fazies-Interpretation der *Cladocoropsis*-Kalke (Malm) auf Karaburun, W-Anatolien

Von Erik FLÜGEL (Erlangen)

Zusammenfassung

Als Beispiel für die im alpinen und mediterranen Oberjura weit verbreiteten *Cladocoropsis*-Kalke wird ein nach Kalkalgen, Foraminiferen und Hydrozoen in den Zeitbereich oberes Oxford/Kimmeridge einstuftbares Vorkommen auf der Halbinsel Karaburun mikrofaziell untersucht. Das Fazies-Muster entspricht einem Sedimentationsgebiet im küstenfernen, flachen und geschützten Innenschelf-Bereich. Diese paläogeographische Situation trifft auch für *Cladocoropsis*-Kalke im Apennin und in den Dinariden zu.

Einleitung

R. BRINKMANN et al. (1972) haben aus dem mittleren Abschnitt der Halbinsel Karaburun, W Izmir im Hangenden einer triassisch-liassischen Folge gebankte Karbonate beschrieben, die nach Algen, Foraminiferen und nach dem Vorkommen der im Mittelmeergebiet weit verbreiteten Hydrozoenart *Cladocoropsis mirabilis* FELIX als Malm einzustufen sind. Bei den nördlich des Dorfes Birgi (siehe Abb. 2 bei BRINKMANN et al. 1972) aufgeschlossenen *Cladocoropsis*-Schichten handelt es sich um bis zu 250 m mächtige, gut gebankte dunkelgraue und schwarze Kalke.

1971 konnten die erstmals 1968 beprobten Kalke erneut besucht und der basale Profilabschnitt im Detail aufgenommen werden. Außer einer genaueren Datierung sollte der Versuch einer faziellen Interpretation der im alpinen und im mediterranen Raum vielfach gleichartig ausgebildeten *Cladocoropsis*-Kalke unternommen werden. Die bereits von FELIX (1907) beobachtete Bindung der *Cladocoropsis*-Assoziation an einen bestimmten Karbonattypus (graue und schwarze, m-gebankte, mergelfreie Mikrite) ließ vermuten, daß es sich um eine für eine bestimmte paläogeographische Situation charakteristische Fazies handelt.

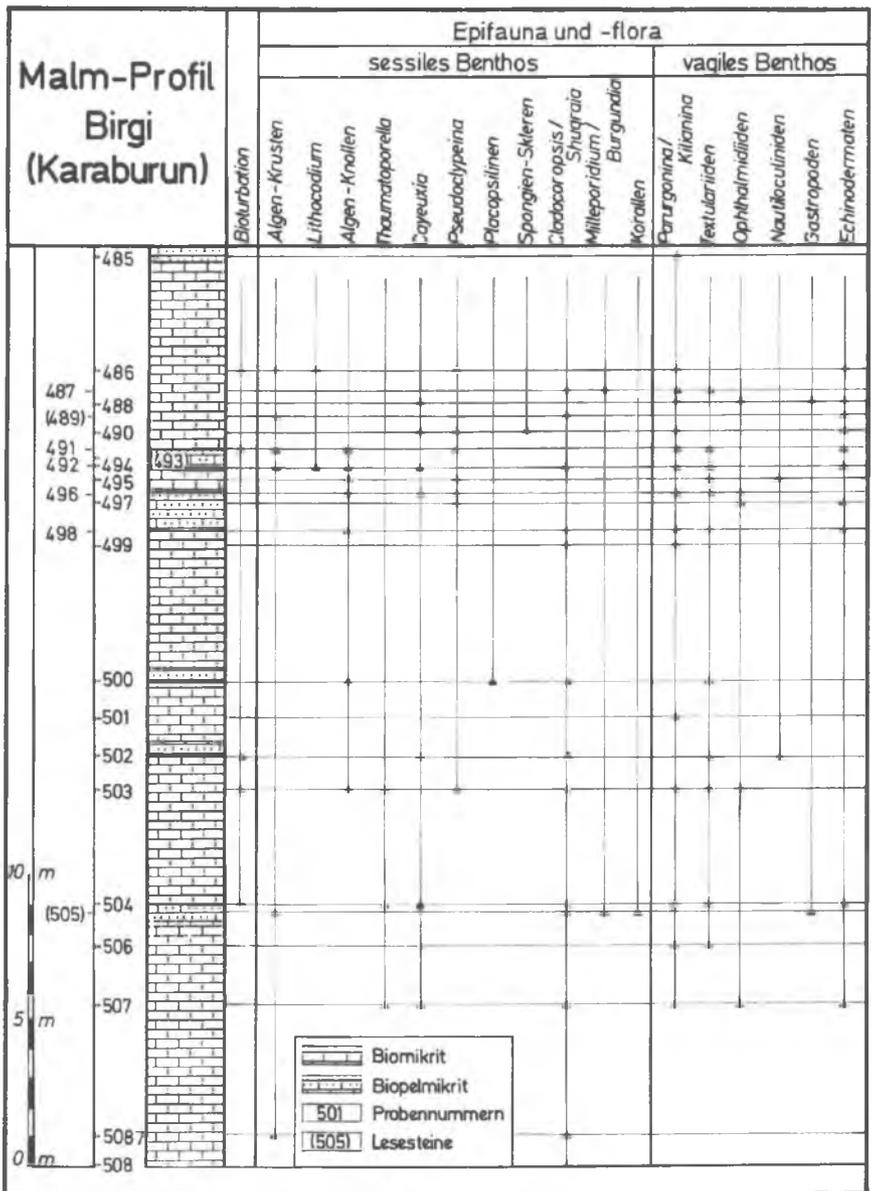


Abb. 1. Mikrofazies und Fossilverteilung im Malm-Profil von Birgi, Halbinsel Karaburun, W-Anatolien

Lithologie und Mikrofazies

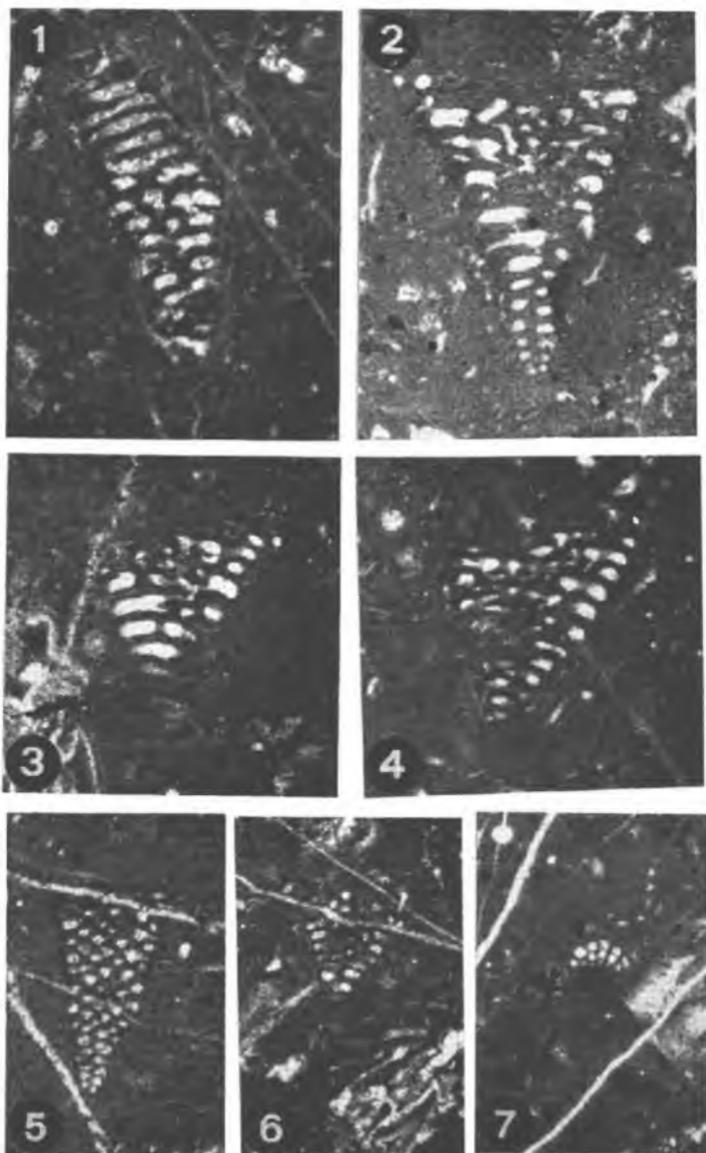
Das untersuchte Profil wurde am West- und Südwesthang des etwa 500 m NNE von Birgi liegenden Kalkhügels aufgenommen. Die flach bergwärts fallenden Kalke weisen Bankdicken zwischen 30 cm und 1 m auf; Bankober- und Unterflächen sind gleichförmig ausgebildet, bankinterne Sedimentstrukturen fehlen. Zur Charakterisierung der *Mikrofazies* wurde das 31 m mächtige Profil durch 23 Schliffproben erfaßt; hierzu kommen mehrere Großschliffe aus den Kalken der Profilbasis.

Wie Abbildung 1 zeigt, handelt es sich bei allen Proben um Mikrite, die aufgrund des immer über 10 % liegenden Biogehaltes als Biomikrite bzw. als Biopelmikrite und Biointramikrite zu bezeichnen sind. Nach dem Vorherrschen einer biogenen Komponente können die Proben 489, 492, 495, 498, 499, 501, 502, 505, 507 und 508 als „*Cladocoropsis*- bzw. Hydrozoen-Kalke“, die Proben 490, 494, 496, 497 und 503 als „*Pseudoclypeina*- bzw. Algen-Kalke“ angesprochen werden.

In nahezu allen Proben sind Algen-Reste festzustellen, wobei außer mehr oder weniger vollständigen Thalli (nodulare *Cayeuxia*-Kolonien) und häufigen isolierten Thallus-Fragmenten (Wirtelringe und abgebrochene Äste von *Pseudoclypeina*, Teile von *Thaumatoporella*) Algen-Krusten um und auf größeren Biogenen (meist Hydrozoen) sowie Algen-Filze im Bereich der mikritischen Grundmasse auftreten. Die als Algen-Filze gedeuteten Elemente (Taf. 3, Fig. 4) bestehen aus unregelmäßig angeordneten, schwach gebogenen und stellenweise gegabelten „Röhren“, die von einer dichten mikritischen Wand begrenzt werden. Der Durchmesser liegt zwischen etwa 10 und 20 Mikron, die Länge der Röhren erreicht 500 Mikron. In einigen Schliffen (495, 496, 498, 500, 503 A) sind mehrere Millimeter große Algen-Knollen zu beobachten, deren Aufbau aus einem zentralen Bereich mit unregelmäßig gewundenen, röhrenförmigen Kammern (wahrscheinlich Nubecularien) und einem peripheren Bereich mit undeutlichen, mikritischen, zum Teil aufgelockerten Lagen der Struktur der von ELLIOTT (1966) beschriebenen Onkoide gleicht (Taf. 4, Fig. 1).

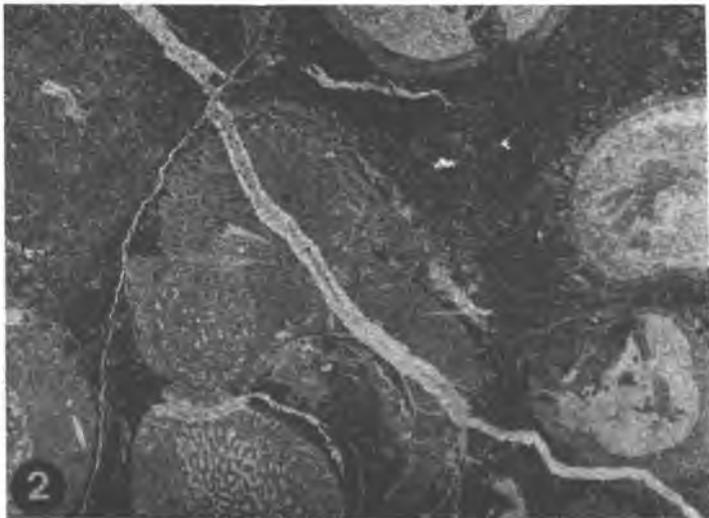
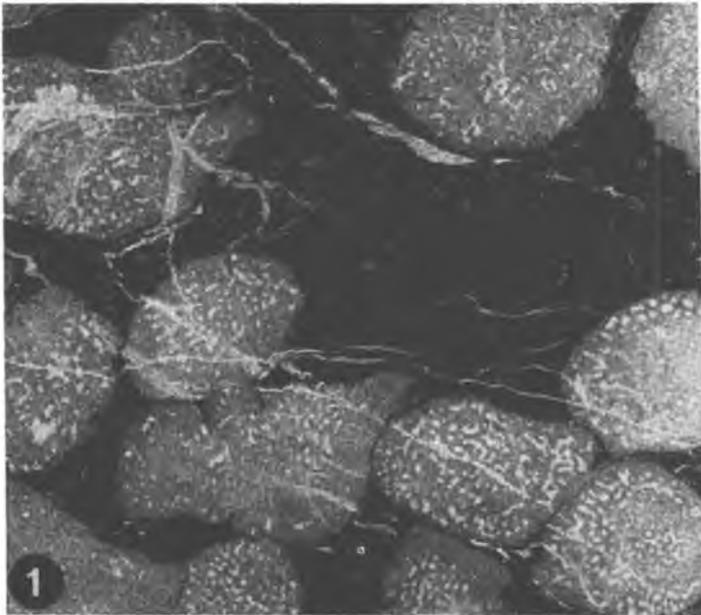
Zwischen strukturfreien, mikritischen, meist schwarz gefärbten Pellets und etwa gleich großen (bis 200 Mikron) mikritischen Intraklasten bestehen Übergänge. Ein Teil der Intraklasten dürfte ebenfalls auf Algenbildungen zurückzuführen sein; bei einem kleineren Teil handelt es sich um echte Resedimente mit Einschlüssen von *Pseudoclypeina*-Fragmenten.

Geordnete Sediment-Texturen fehlen. In einigen Proben sind parallel und schräg zur Schichtung verlaufende Wühlgefüge zu erkennen. Bioklasten wie Echinodermaten-Reste und zerbrochene Dasycladaceen weisen keine oder nur eine schlechte Sortierung auf. Auswaschung von Mikrit und die damit verbundene Entstehung von pelsparitischen Bereichen tritt nur vereinzelt zwischen den Ästen der ramosen Hydrozoen-Kolonien auf.



Tafel 1

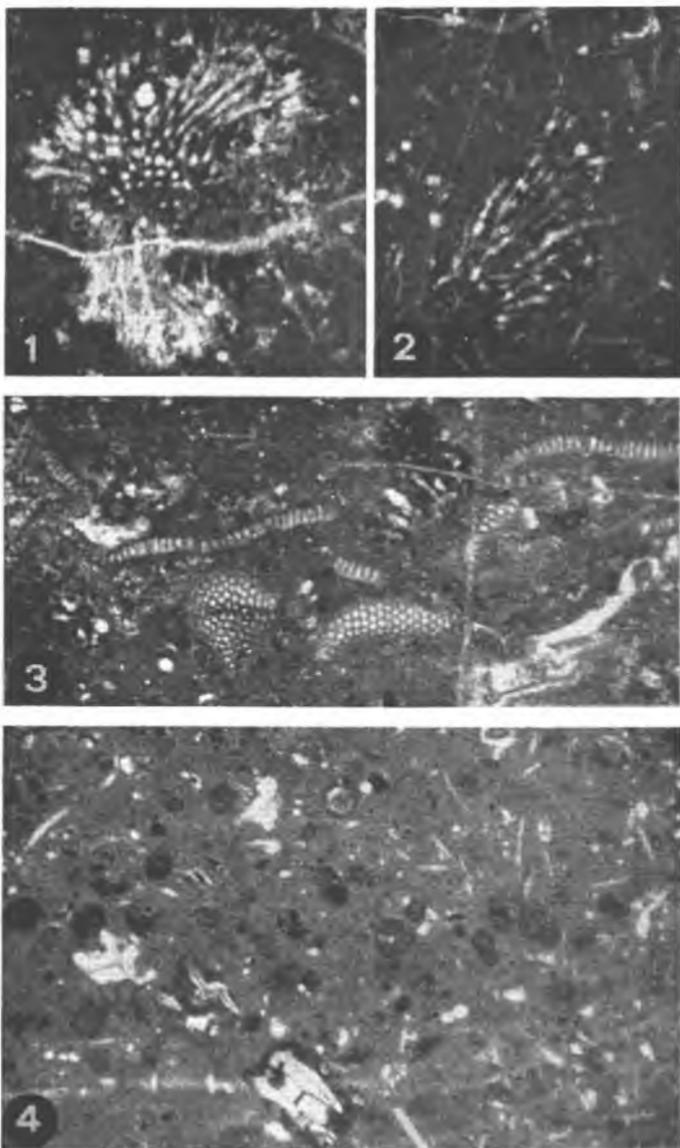
Foraminiferen aus dem *Cladocoropsis*-Kalk von Karaburun
 Fig. 1 und 5: „*Kiliniana*“ *rahonensis* FOURY u. VINCENT. —
 Probe 507, $\times 25$. — Fig. 2, 3, 4 und 6: *Parurgonina caelinensis*
 CUVILLIER, FOURY u. PIGNATTI MORANO. Fig. 2 und 6
 — Probe 508, Fig. 3 — Probe 506. — Fig. 4 — Probe 506,
 alle $\times 25$. — Fig. 7: *Nautiloculina oolithica* MOHLER. Probe
 495, $\times 25$.



Tafel 2

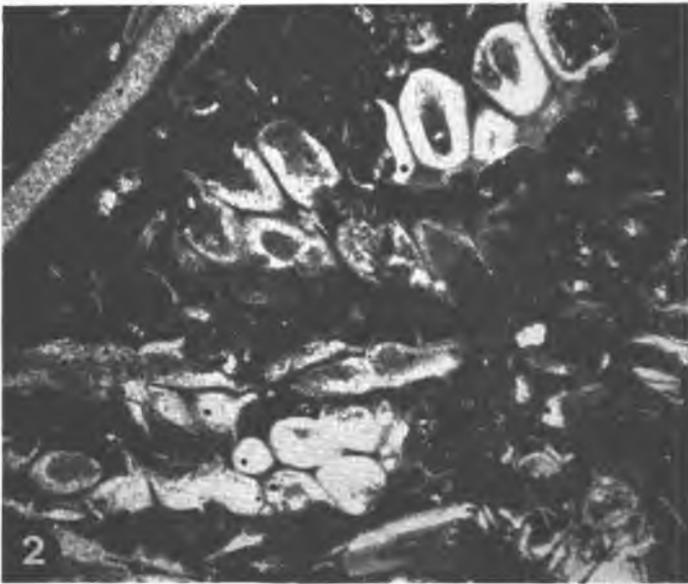
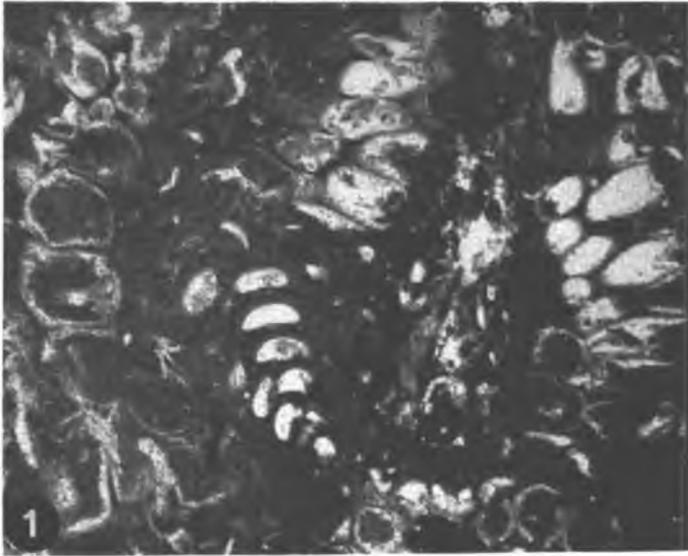
Hydrozoen aus dem *Cladocoropsis*-Kalk von Karaburun

Fig. 1: *Cladocoropsis mirabilis* FELIX. Probe 499, $\times 4$. —
 Fig. 2: *Shuquraia heybroeki* HUDSON (unten, darüber *Cladocoropsis* überwachsen von *Milleporidium* cf. *M. kitamiensis* HASHIMOTO. Alle Hydrozoen und Korallen sind von Algen-Krusten umhüllt. Probe 505, $\times 4$.



Tafel 3

Algen aus dem *Cladocoropsis*-Kalk von Karaburun
 Fig. 1: *Cayeuxia doerffesiana* KAMPTNER. Probe 506, $\times 25$.
 — Fig. 2: *Cayeuxia moldavica* FROLLO. Probe 490, $\times 25$. —
 Fig. 3: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Probe
 504, $\times 25$. — Fig. 4: Pelmikrit mit mikritischen Intraklasten,
 die Fragmente von *Pseudoclypeina cirici* RADOICIC enthal-
 ten. Im Mikrit gebogene Röhrrchen („Algen-Filze“). Probe
 491, $\times 25$.



Tafel 4

Algen aus dem *Cladocoropsis*-Kalk von Karaburun

Fig. 1 und 2: *Pseudoclypeina cirici* RADOIČIĆ. — Fig. 1, zusammen mit Textularien und Algen-Knollen. Probe 508, $\times 25$. — Fig. 2 — Probe 508, $\times 25$.

Fossilführung und Alter

Der Fossilinhalt der Kalke setzt sich aus Kalkalgen, Foraminiferen, Spongien-Sklern, Hydrozoen, Korallen, Gastropoden und Echinodermaten sowie aus problematischen kugelförmigen Biogenen (ϕ 150—300 Mikron, radialstruierte mikritische Wand, teilweise mit kurzen Fortsätzen) zusammen, die an *Lacrymorphus* ELLIOTT erinnern.

Tabelle 1 gibt einen Überblick über die Verbreitung der artlich bestimmbar Biogene im Profil. Wie auch Abbildung 1 zeigt, ergeben sich keine auffallenden Unterschiede in der Zusammensetzung der Fauna und Flora. Bei allen Formen handelt es sich um im alpin-mediterranen Oberjura weit verbreitete Elemente:

Tabelle 1

Verbreitung der paläontologisch auswertbaren Biogene in den Malm-Kalken von Birgi, Karaburun. Angeführt sind nur jene Schnitte, die taxonomische Merkmale gut erkennen lassen

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
485					X				
486					X				
487									X
488									
489							X		
490			X		X				
491					X				
492									
493							X		
494	X								
495					X		X		
496									
497					X				
498									
499						X			
500									
501						X			
502		X					X		
503			X	X		X			
504	X		X						
505	X							X	X
506	X					X			
507						X		X	
508							X		
5087							X		

1 — *Cayeuxia doerfleriana*, 2 — *Cayeuxia kurdistanensis*, 3 — *Cayeuxia moldavica*, 4 — *Thaumatoporella parvovesiculifera*, 5 — *Pseudoclypeina cirici*, 6 — *Parurgonina caeliensis*, 7 — *Cladocoropsis mirabilis*, 8 — *Shurraia heybroeki*, 9 — *Milleporidium* cf. *M. kitamiensis*

(1) Kalkalgen: Neben relativ seltenen Schnitten von Codiaceen (*Cayeuxia* bzw. *Zonotrichites*) und Rotalgen (*Thaumatoporella*) finden sich in gehäufte Form (bis über 50 % des Modalbestandes) Dasycladaceen, die alle einer Art angehören.

Cayeuxia doerfliesiana KAMPTNER, 1951 (Taf. 3, Fig. 1): Diese in den Proben 494, 504, 505 und 506 auftretende Art ist durch nodulare, bis zu 2 mm hohe Thalli gekennzeichnet, deren gebogene Zellschläuche etwa gleich dick sind wie die Zellwandungen (30—50 Mikron); der Thallus weist keine Zonierung auf. — Die Art war bisher aus dem Tithon der niederösterreichischen Klippenzone und aus dem Sulzfluh-Kalk bekannt.

Cayeuxia moldavica FROLLO, 1938 (Taf. 3, Fig. 2): Diese in Probe 490 auftretende Art weist einen locker gebauten, bis 1,5 mm hohen Thallus auf, dessen spitzwinkelig verzweigte Zellschläuche perlschnurartig aufgebläht sind. Der Innen- ϕ der Zellschläuche beträgt 30—50 Mikron. Diese Form erinnert an *Cayeuxia americana* JOHNSON aus dem Oberjura von Texas, unterscheidet sich jedoch durch den geringeren Durchmesser der Zellschläuche. *Cayeuxia moldavica* tritt in den rumänischen Karpaten im Bereich Kimmeridge bis Neokom auf (PATRULIUS 1965, DRAGASTAN 1971), in den Nordalpen im oberen Malm (Plassenkalk — FENNINGER u. HÖTZL 1967, Sulzfluh-Kalk — W. F. OTT 1969).

Cayeuxia kurdistanensis ELLIOT, 1956: In Probe 502 ist ein unregelmäßig knolliger Thallus (Höhe bis 4 mm) zu beobachten, dessen gebogene Zellschläuche ein offenes Maschenwerk bilden und nicht untereinander parallel sind. Die Durchmesser der Zellschläuche sind deutlich kleiner als bei den beiden oben beschriebenen Arten (ϕ der Lumina 24—27 Mikron), die Dicke der Zellwandungen entspricht etwa der der Zellschlauchbreite. Diese ursprünglich aus der Unterkreide des Irak beschriebene Art ist unter anderem auch aus dem oberen Malm der Nordalpen (Sulzfluh-Kalk) und aus dem Bereich unterer Lias bis Portland in der Aquitaine (BOUROLLEC u. DELOFFRE 1970) bekannt.

Pseudoclypeina cirici RADOIČIĆ, 1970 a (Taf. 4, Fig. 1—2): Die bei BRINKMANN et al. (1972: 146) als *Clypeina jurassica* FAVRE bestimmten Dasycladaceen entsprechen der durch RADOIČIĆ (1970 a, 1970 b) aus dem oberen Kimmeridge der Umgebung von Titograd beschriebenen Art, die in Querschnitten mit Clypeinen verwechselt werden kann. Es handelt sich um im allgemeinen als Bruchstücke vorliegende Thalli, die in seltenen Fällen 2—3 zusammenhängende Wirtel erkennen lassen. Die Primäräste sind lang und dünn, am Ansatzpunkt an der Stammzelle nicht verkalkt und nur selten distal etwas verbreitert. Im allgemeinen weisen die Primäräste gleiche Durchmesser auf. An den Primärästen sitzen 3 Sekundäräste (z. B. Probe 497), die in der von RADOIČIĆ beschriebenen triangularen Anordnung entwickelt sind. Die tertiären Äste sind deutlich ausgebildet, glockenförmig gegen außen geöffnet und im allge-

meinen auf einen Tertiärast pro Sekundärast beschränkt. An der sehr breiten Stammzelle entspringen zahlreiche, dicht gestellte Wirteläste, deren Zahl über 30 liegen dürfte. Abmessungen: Thallus-Breite etwa 7 mm, ϕ der Stammzelle etwa 3,5 mm; ϕ der Primärzweige 250—300 Mikron, Länge der Primäräste 700 (Probe 496) — 1100 (Probe 503) — 2000 Mikron (Probe 497); ϕ der Sekundäräste 150—250 bzw. 900 Mikron, Länge der Sekundäräste 400—700 Mikron; Länge der Tertiäräste bis 40 Mikron.

Das türkische Material entspricht in Einzelheiten den in der Originalbeschreibung genannten Merkmalen. Ein Vergleich mit *Pseudoclypeina farinacciae* RADOIČIĆ oder *P. crnogorica* RADOIČIĆ, 1972, ist aufgrund der abweichenden Dimensionen nicht möglich.

Thaumtoporella parvovesiculifera (RAINERI, 1922) (Taf. 3, Fig. 3): Die in ihrer systematischen Stellung unklaren monostromatischen Zellverbände dieser aus dem Zeitraum Mitteltrias bis Kreide bekannten Alge ist in freien Bruchstücken und als Aufwuchs auf Hydrozoen vertreten. Die Plattendicke erreicht 100—120 Mikron, die Zellenbreite 25—35 Mikron.

(2) Foraminiferen: Neben nicht näher bestimmbareren Placopsilinen, Textulariiden und vereinzelt Ophthalmidiiden (*Pseudosigmoilina* sp. und andere) sowie Nautiloculinen (*Nautiloculina oolithica* MOHLER, Taf. 1, Fig. 7) finden sich zahlreiche Schnitte konischer Foraminiferen, welche als *Parurgonina caelinensis* bzw. als *Kilianina rahonensis* zu bestimmen sind.

Parurgonina caelinensis CUVILLIER, FOURY u. PIGNATTI MORANO, 1968 (Taf. 1, Fig. 2, 3, 4, 6): Es handelt sich um konische Gehäuse mit deutlich ausgebildeter oder abgerundeter Spitze. Das Jugendstadium ist niedrig gewunden und trochospiral ausgebildet, das adulte Stadium uniserial ähnlich wie bei *Lituonella*. Die schüsselförmig erweiterten Kammern der adulten Stadien werden von zahlreichen, basal gezackten Pfeilern gestützt. Die einfache Außenwand ist mikrogranular entwickelt. Abmessungen: Höhe des Gehäuses zwischen 600 und 2200 Mikron, häufig um 1200 Mikron; Gehäuse- ϕ zwischen 500 und 1000 Mikron; Höhe des trochospiral gewundenen Abschnittes zwischen 300 und 550 Mikron; Höhe der uniserialen Kammern etwa 200 Mikron. Diese Art ist aus dem Bereich oberes Kimmeridge bis Portland der Südalpen (Friaul, CUVILLIER et al. 1968), aus dem Oxford des zentralen Schweizer Jura (BOLLIGER u. BURRI 1970) und aus dem oberen Malm der Dinariden (GUSIC 1969) sowie aus dem oberen Jura von Kiona, Griechenland (CELET 1962) beschrieben worden.

„*Kilianina*“ *rahonensis* FOURY u. VINCENT, 1967 (Taf. 1, Fig. 1 u. 5): Einige Schnitte (Probe 507) erinnern an die aus dem basalen Kimmeridge des französischen Jura und aus Marokko bekannten Art, deren generische Zuordnung nach HOTTINGER (1971: 502) recht zweifelhaft ist.

(3) Spongien: In einigen Proben (siehe Abb. 1) treten in gehäufte Form monactine und triaxone Skleren auf.

(4) Hydrozoen: Außer den gesteinsbildend häufigen Schnitten von *Cladocoropsis* und *Shuqraia* konnten inkrustierte Kolonien von *Milleporidium* und *Burgundia* beobachtet werden.

Cladocoropsis mirabilis FELIX, 1906 (Taf. 2, Fig. 1): Das fasciculat entwickelte Coenosteum besteht aus relativ dicken, leicht gewellten, unregelmäßig verteilten Vertikalelementen, die gegen die Peripherie zu divergieren. Das Reticulum ist monomorph ausgebildet, Horizontalelemente sind kaum entwickelt. Die Skelettelemente sind im allgemeinen dünner als die röhrenförmigen Zwischenräume. Die Mikrostruktur ist undeutlich clinogonal ausgebildet. — Abmessungen: ϕ der Coenostea zwischen 3 und 6 mm, größte beobachtete Länge 12 mm; ϕ der Vertikalelemente 100—150 Mikron, Breite der Zwischenräume (Tuben) 150—250 Mikron. Auf 2 mm zählt man etwa 8 Vertikalelemente.

Diese Art ist aus dem Mittelmeergebiet, aus den Alpen, aus Vorderasien und aus Ostasien beschrieben worden. Die Fundschichten werden im allgemeinen als unterer Malm (häufig als Kimmeridge) angesprochen, jedoch sind auch Vorkommen aus stratigraphisch jüngeren Schichtgruppen bekanntgeworden (Senon, POLSAK u. MILAN 1965).

Shuqraia heybroeki HUDSON, 1954 (Taf. 2, Fig. 2): Einige gemeinsam mit *Cladocoropsis mirabilis* FELIX auftretende fasciculate Kolonien zeigen die Merkmale der aus dem unteren Malm von Südarabien und aus dem Bereich oberes Oxford/unteres Kimmeridge der Dobrutschka (TURNSEK u. BARBULESCU 1969) bekannten Art. Es handelt sich um lange, relativ schlanke Äste mit einem breiten Axialreticulum und einer schmalen, aus verdickten Vertikalelementen bestehenden Außenzone. Die Vertikalelemente sind teilweise unterbrochen, untereinander parallel gestellt und im Vergleich mit den wenigen ebenen oder schwach konvex gebogenen Horizontalelementen (Dissepimente) dicker. Die Mikrostruktur der im Durchlicht gelb erscheinenden Skelettelemente ist undeutlich clinogonal ausgebildet. — Abmessungen: ϕ der Coenostea zwischen 5 und 7 mm, größte beobachtete Länge 16 mm; ϕ der Vertikalelemente 100—150 Mikron, Breite der Zwischenräume (Tuben) im Axialreticulum 200—250 Mikron; auf 2 mm kommen etwa 6—8 Vertikalelemente, im peripheren Abschnitt im allgemeinen weniger.

Milleporidium cf. *M. kitamiensis* HASHIMOTO, 1960 (Taf. 2, Fig. 2): In den Proben 487 und 505 finden sich isolierte oder auf Korallen und auf *Shuqraia* aufgewachsene bis zu etwa 5 mm dicke, im Durchlicht gelblich erscheinende Kolonien, die aus dicht nebeneinanderliegenden Vertikalelementen (Breite bis 200 Mikron) und nur basal zu beobachtenden, sehr kleinen Zwischenräumen bestehen. Diese Schnitte können mit Vorbehalt der nur ungenügend definierten, aus dem Aioinoai-Kalk von Japan und aus dem Malm der Nordalpen (E. FLÜGEL 1964; FENNINGER u. HÖTZL 1965) bekannten Art *M. kitamiensis* zugeordnet werden.

(5) Korallen: Zusammen mit *Cladocoropsis* kommen vereinzelt (Probe 505) umkristallisierte, nicht bestimmbare Korallen vor.

(6) **Gastropoden:** Reste von schalentragenden Organismen treten quantitativ in auffallender Weise zurück (siehe Abb. 1). In den beiden Proben sind nur sehr wenige Exemplare sichtbar, die zudem umgelagert sein dürften.

(7) **Echinodermaten:** In relativ vielen Proben finden sich kleine, vielfach zerbrochene Siebplatten von Echinoideen, vereinzelt auch Seeigelstachel. Sichere Nachweise von Crinoiden fehlen.

Die zeitliche Einstufung der untersuchten Kalke kann sich nur auf wenige Fossilien stützen, da die Arten von *Cayeuxia*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, die meisten Foraminiferen und die als *Milleporidium* angesprochenen Hydrozoen Durchläuferformen darstellen. Lediglich *Pseudoclypeina cirici*, *Parurgonina caelinensis* und — mit Vorbehalt — *Cladocoropsis mirabilis* gestatten bei Berücksichtigung der im mediterranen und alpinen Raum ausgearbeiteten Coenozonen-Gliederungen eine Datierung der Fundschichten als Zeitbereich oberes Oxford-Kimmeridge.

Betrachten wir die für den Apennin (SARTONI u. CRESCENTI 1962, CRESCENTI 1969), für Slowenien (KERCMAR 1962) und für das Velebit-Gebirge (NICKLER u. SOKAC 1968) vorgeschlagenen, im wesentlichen auf Foraminiferen und Kalkalgen fußenden Coenozonen-Konzepte, so wird im Zeitbereich des unteren Malms (etwa dem Oxford und Teilen des Kimmeridge gleichgesetzt) eine durch retikulata Foraminiferen (Pfenderinen, Kurnubien u. a.), gehäuftes Auftreten von *Cladocoropsis mirabilis* und durch *Macroporella sellii* charakterisierte Assoziation unterschieden. FARINACCI u. RADOICIC (1964) haben diesen Bereich (mit einem zeitlich etwas größeren Umfang) als „Zone mit *Cladocoropsis mirabilis*“ bezeichnet. Im Hangenden folgen Assoziationen, die durch gehäuft auftretende Clypeinen bzw. durch *Bankia striata* gekennzeichnet sind. Im Velebit läßt sich eine zwischengeschaltete „Zone mit *Clindroporella anici*“ erkennen. Dieses Grundschema gilt für Plattform-Karbonate des inneren und äußeren Schelf-Bereiches. Für den Riff-Bereich unterscheidet CRESCENTI (1969) eine „Zone mit *Protopeneloplis striata*“ (etwa Bajocien bis Kimmeridge) und eine „Zone mit *Tubiphytes morronensis*“ (etwa Tithon bis Apt).

Die im türkischen Profil verbreitete Art *Pseudoclypeina cirici* wurde von RADOICIC zusammen mit Algen-Knollen, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Orbitolinopsis?* sp., *Kurnubia palastiniensis* sowie textulariiden und milioliden Foraminiferen aus dem untersten Abschnitt der Zone mit *Clypeina jurassica* beschrieben; auf der Insel Lastovo findet sich die Art zusammen mit *Cladocoropsis*. Ebenfalls aus der Zone mit *Clypeina jurassica* stammen die durch CUVILLIER et al. 1968 aus Friaul bearbeiteten Exemplare von *Parurgonina caelinensis*. Da *Clypeina jurassica* im untersuchten Profil fehlt und *Cladocoropsis mirabilis* in gehäufte Form auftritt, ist es wahrscheinlich, daß das Profil in Karaburun den Grenzbereich zwischen der „Zone mit *Cladocoropsis*“ bzw. der „Zone mit *Kurnubia palastiniensis*“ und dem unteren Abschnitt der „Zone mit *Clypeina jurassica*“ repräsentiert.

Fazielle Interpretation der *Cladocoropsis*-Schichten

Der Algen-Reichtum spricht für Flachwasserbedingungen, die ausschließliche Existenz von mikritischen Kalk-Typen für geringe Wasserenergie (Energie-Indizes I, selten II, nach PLUMLEY et al. 1962).

Diese Bedingungen sind in der Zone Z des von IRWIN (1965) für die Sedimentation auf flachen Schelfen entwickelten Faziesmodells gegeben. Diese zwischen der Küste und dem häufig als Barre entwickelten Schelfrand gelegene Zone ist durch geringe Wasserenergie im Bereich zwischen Gezeitenfläche und Meeresboden charakterisiert. Landfern nahe der Barre (Zone Y) werden in geschützten, flachen Becken mikritische und pelmikritische Sedimente abgelagert; landnah bilden sich Gezeiten- und Spritzwassersedimente wie stromatolithische Karbonate, syngenetische Dolomite und im ariden Klima Evaporite. Die räumlich sehr ausgedehnte Zone Z entspricht in ihrem zentralen Abschnitt dem Innenschelf bzw. der „inneren Plattform“. Kennzeichnend für diesen Sedimentationsraum sind Algen-Foraminiferen-Assoziationen, Algen-Onkoide und Algen-Matten, bestimmte Foraminiferen-Typen, herabgesetzte Artenvielfalt und bioturbate Wühlgefüge. Die Lithologie ist durch mergelige Kalke, Biointramikrite und Biomikrite bestimmt.

Alle diese Merkmale sind in den *Cladocoropsis*-Kalken erkennbar. Dies gilt insbesondere für die Algen- und Algen-Foraminiferen-Onkoide, für das Auftreten von mikritischen Pellets und kleinen Intraklasten (Taf. 3, Fig. 4) und für die bei Algen und Foraminiferen feststellbaren ökologischen Spezialisten. Ein Vergleich mit den durch BOLLIGER u. BURRI (1970) beschriebenen Schelfablagerungen aus dem Oxford des zentralen Schweizer Jura zeigt, daß mit dem Vorkommen von seltenen Cayeuxien, häufigen Algen-Krusten und *Thaumatoporella*, Nautiloculinen und Ophthalmidiiden deutliche Hinweise auf den Innenschelf gegeben sind. Auch *Parurgonina caeliensis* war auf diesen Bereich beschränkt. Für die seltenen Funde von *Cladocoropsis* nehmen die Autoren allerdings einen Lebensbereich am offenmarinen Plattformrand (Zone Y bei IRWIN) an, da die Hydrozoen zusammen mit häufigen Korallen in Riffen vorkommen.

Entsprechend der von BRINKMANN (1971, Abb. 7) entworfenen paläogeographischen Karte für den oberen Jura von Westanatolien erstreckt sich die Flachwasserfazies vom Westen (Chios, Karaburun) in drei getrennten, W-E-verlaufenden Zonen. Die *Cladocoropsis*-Kalke von Birgi müßten relativ küstennah entstanden und die Sedimentationszone Y im Westen (hier sind jedoch auf der Insel Venetiko S Chios noch *Cladocoropsis*-Kalke vorhanden) oder im Norden gelegen haben.

Abschließend soll die Frage behandelt werden, inwieweit die in unserem Beispiel erkannte paläogeographische Position (geschützter Innenschelf-Bereich) auch für andere Vorkommen von *Cladocoropsis*-Kalken zutrifft:

Wie Abbildung 1 bei TURNSEK (1969) zeigt, tritt *Cladocoropsis* zusammen mit parastromatoporidaen Hydrozoen in geschützten, flachen Innenschelf-Bereichen hinter durch Riffe gebildeten Barrren (Zone Y) auf. Diese paläogeographische Position der *Cladocoropsis*-Kalke gilt jedoch nicht nur für den unteren Malm von Slowenien, sondern auch für den zentralen Apennin (COLACICCHI u. PRATURLON 1965) und für den Malm des kroatischen Küstenlandes (A. MILAN 1969).

Dank

Diese Arbeit ist Herrn Hochschulprofessor Dr. O. FRIEDRICH, Montanistische Hochschule Leoben, gewidmet, dem ich für sein Interesse an meinen faziellen und paläontologischen Untersuchungen herzlich danken möchte.

Die DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT unterstützte die Arbeiten auf Karaburun durch Gewährung einer Reisebeihilfe (Projekt Fl 42/16). Herrn Prof. Dr. R. BRINKMANN (Hamburg) danke ich für Diskussionsbemerkungen und für die Führung im Gelände.

Literatur

- BOLLIGER, W. u. BURRI, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 140, 1—96, 16 Taf., 37 Abb., 4 Tab., Bern.
- BOUROLLEC, J. u. DELOFFRE, R. (1970): Les algues du Jurassique aquitain. — Bull. Centre Rech. Pau — SNPA, 4, 1, 79—127, 11 Taf., 3 Abb., Pau.
- BRINKMANN, R. (1971): The Geology of Western Anatolia. — In CAMPBELL, A. S.: Geology and History of Turkey, Petrol. Explor. Soc. Lybia, 171—190, 13 Abb., Tripoli.
- BRINKMANN, R., FLÜGEL, E., JACOBSHAGEN, V., LECHNER, H., RENDEL, B. u. TRICK, P. (1972): Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West-Anatolien). — Geologica Palaeont., 6, 139—150, 4 Abb., Marburg.
- CELET, P. (1962): Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. — Ann. géol. Pays Helléniques, 13, 1—446, 37 Taf., 14 Abb., Athen.
- COLACICCHI, R. u. PRATURLON, A. (1965): Stratigraphical and paleogeographical investigations on the Mesozoic shelf-edge facies in eastern Marsica (Central Apennines, Italy). — Geol. Romana, 4, 89—118, 3 Taf., 11 Abb., Rom.
- CRESCENTI, U. (1969): Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell' Appennino centrale: correlazioni. — Geol. Romana, 8, 15—40, 1 Taf., 22 Abb., Rom.

- CUVILLIER, J., FOURY, G. u. PIGNATTI MORANO, A. (1968): Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul occidental, Italie). — *Geol. Romana*, 7, 141—156, 3 Taf., 3 Abb., Rom.
- DRAGASTAN, O. (1971): New Algae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous in the Bicz Valley, East Carpathians (Romania). — *Rev. Espanola Micropaleont.*, 3, 2, 155—192, 12 Taf., 3 Abb., Madrid.
- ELLIOTT, G. F. (1956): Algues calcaires codiacées fossiles d'Iraq, nouvelles et peu connues. — *Bull. Soc. géol. France*, (6), 6, 789—795, Taf. 25, Paris.
- ELLIOTT, G. F. (1966): Algal nodules from the Lias of the Middle East. — *Geol. Romana*, 5, 291—302, 3 Taf., Rom.
- FARINACCI, A. u. RADOIČIĆ, R. (1964): Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell' Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. — *Consiglio Naz. Ricerche, Ricerche Sci.*, 7, 2, 269—300, 15 Taf., 4 Abb., Rom.
- FELIX, J. (1907): Eine neue Korallengattung aus dem dalmatinischen Mesozoikum. — *Sitzungsber. naturforsch. Ges. Leipzig*, Jg. 1906/07, 3—10, 5 Abb., Leipzig.
- FENNINGER, A. u. HÖTZL, H. (1965): Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). — *Mitt. Mus. Bergbau, Geol. und Technik, Landesmus. Joanneum*, 27, 1—61, 8 Taf., 4 Abb., 9 Tab., Graz.
- FENNINGER, A. u. HÖTZL, H. (1967): Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typuslokalitäten (Nördliche Kalkalpen). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 128, 1, 1—37, Taf. 1—5, 8 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1964): Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 120, 2, 213—232, Taf. 11—13, 2 Abh., 1 Tab., Stuttgart.
- FOURY, G. u. VINCENT, E. (1967): Morphologie et répartition stratigraphique du genre *Kilianina* PFENDER (Foraminifère). — *Eclogae geol. Helvetiae*, 60, 1, 33—45, Taf. 1—2, 6 Abb., Basel.
- FROLLO, M. (1938): Sur un nouveau genre de Codiacee du Jurassique supérieur des Carpathes orientales. — *Bull. Soc. géol. France*, (5), 8, 269—271, Paris.
- GUSIC, I. (1969): Some new and inadequately known Jurassic foraminifers from Central Croatia. — *Geol. Vjesnik*, 22, 11—16, 55—87, 15 Taf., Zagreb.
- HASHIMOTO, W. (1960): Stromatoporoids from the Ainoai limestone, Kitami province, Hokkaido. — *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sect. C*, 65, 195—203, 3 Taf., Tokyo.
- HOTTINGER, L. (1971): Larger foraminifera of the mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. — *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, 54, 2, 497—504, 1 Taf., Budapest.
- HUDSON, R. G. S. (1954): Jurassic stromatoporoids from Southern Arabia. — *Note Mém. Moyen-Orient*, 5, 208—221, 3 Taf., 2 Abb., Paris.
- IRWIN, M. L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 49, 4, 445—459, 12 Abb., Tulsa.
- JAFFREZO, M. (1973): Essai d'inventaire bibliographique des algues dasycladacées du Jurassique et du Cretacé inférieur. — *Geobios*, 6, 1, 71—99, Lyon.
- KAMPTNER, E. (1951): Über das Auftreten der Codiaceen-Gattung *Cayeuxia* FROLLO im Oberjura von Ernstbrunn (Niederösterreich). — *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, I, 160, 177—197, 1 Taf., Wien.
- KERCMAR, D. (1962): The first findings of the Upper Jurassic calcareous algae in Slovenia. — *Geol.*, 7, 9—24, 4 Taf., 3 Abb., Ljubljana.
- MILAN, A. (1969): Faziesverhältnisse und Hydrozoenfauna des Malms im Küstenland des nördlichen Velebit und Velika Kapela. — *Geol. Vjesnik*, 22, 11/16, 135—217, 22 Taf., 8 Abb., 2 Tab., 1 Karte, Zagreb.
- NICKLER, L. u. SOKAC, B. (1967): Fossil Dasycladaceae from Upper Jurassic of Mount Velebit and the NW part of the Mount Velika Kapela. — *Jugoslav. Akad. Znanosti Umjetnosti*, 345, 101—134, 8 Taf., Zagreb.

- NICKLER, L. u. SOKAC, B. (1968): Biostratigraphy of the Jurassic of Velebit (Croatia). — Geol. Vjesnik, 21, 161—176, 14 Taf., Zagreb.
- OTT, W. F. (1965): Zur Geologie des Sulzfluh-Kalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg. — Unveröff. Diss. TH Darmstadt, 187 S., 10 Taf., 17 Tab., Darmstadt (Maschinenschrift).
- PATRULIUS, D. (1965): Inventaire sommaire des algues néojurassiques et néocrétacées des Carpates roumaines et de la plateforme précarpatique. — Dari Seama Sedintelor, 51, Jg. 1963/64, 2 a, 31—42, 4 Taf., Bukarest.
- PLUMLEY, W. J., RISLEY, G. A., GRAVES, R. W. u. KALEY, M. E. (1962): Energy Index for Limestone Interpretation and Classification. — Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, 85—121, 7 Taf., Tulsa.
- POLSAK, A. u. MILAN, A. (1965): Sur la présence de *Cladocoropsis mirabilis* dans les dépôts sénoniens des lacs de Plitvice. — Geol. Vjesnik, 18/2, 263—268, 3 Taf., Zagreb.
- RADOIČIĆ, R. (1970 a): The new dasycladacean genus *Pseudoclypeina* (a preliminary report). — Bull. sci., A, 15, 1/2, 4—5, 1 Abb., Beograd.
- RADOIČIĆ, R. (1970 b): Deux Pseudoclypéines du Jurassique supérieur des Dinarides yougoslaves. — Rev. Micropaléont., 13, 2, 115—121, 3 Taf., 1 Abb., Paris.
- RADOIČIĆ, R. (1972): *Pseudoclypeina crnogorica* sp. nov. from the Lower Cretaceous of Western Montenegro. — Bull. Sci., A, 17, 11/12, 365—366, 1 Abb., Beograd.
- RAINERI, R. (1922): Alge sifonee fossili della Libia. — Arri Soc. Ital. Sci. Natur., 61, 72—86, Taf. 3, Rom.
- SARTONI, S. u. CRESCENTI, U. (1962): Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell' Appennino meridionale. — Giorn. Geol., 29, Jg. 1960/61, 161—304, Taf. 11—52, 1 Tab., Bologna.
- TURNSEK, D. (1966): Upper Jurassic Hydrozoan Fauna from Southern Slovenia. — Slovenska Akad. Znanosti Umetnosti, Cl. IV, Razprave, 9/8, 335—428, 19 Taf., Ljubljana.
- TURNSEK, D. (1969): A Contribution to the Palaeoecology of Jurassic Hydrozoa from Slovenia. — Slovenska Akad. Znanosti Umetnosti, Cl. IV, 12/5, 209—237, 1 Taf., 2 Abb., Ljubljana.
- TURNSEK, D. u. BARBULESCU, A. (1969): Upper Jurassic Hydrozoa in Central Dobrogea (Romania). — Geologija, 12, 73—84, 8 Taf., 3 Abb., Ljubljana.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Erik FLÜGEL
 Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-
 Nürnberg
 Loewenichstraße 28
 D-8520 Erlangen

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	95—107	Leoben 1974
--	--	--------	-------------

Minatoa, eine neue Rugosengattung aus der Sadar II- Formation (Bashkirium) Ostirans

Von Helmut W. FLÜGEL (Graz)

1960 wies O. M. FRIEDRICH erstmals auf das Auftreten oberkarbonischer Stockkorallen in Ostiran hin. Die Fundschichten in den Ozbak-Kuh-Ketten (Abb. 1) wurden von A. RUTTNER (unver.) der Sadar-II-Formation von I. STÖCKLIN et al. 1965 zugeordnet. Diese wurde von STEPANOV 1971 in das höhere Namur bis tiefe Perm eingestuft (vgl. auch I. STÖCKLIN 1971). Für die Einstufung in das tiefere Perm war u. a. das Auftreten von Korallen maßgebend, die, wie eine erste Bearbeitung durch den Autor zeigte, stark an unterpermische Formen der Familie Durhaminidae MINATO & KATO erinnern. Conodontenfunde (Det. H. P. SCHÖNLAUB) und Brachiopoden (Det. D. L. STEPANOV) ließen jedoch Zweifel an dieser Zuordnung aufkommen und eine Neubearbeitung des Materials notwendig erscheinen. Dabei zeigte es sich, daß die Formen zwar morphologisch deutlich ein permisches Gepräge zeigen, jedoch in einigen Details signifikante Abweichungen feststellbar sind, die die Aufstellung neuer taxonomischer Einheiten rechtfertigen, da entsprechende Formen bisher unbekannt waren.

Im folgenden werden die stockbildenden Arten dieses Formenkreises dargestellt.

Das bearbeitete Material stammt teilweise aus 1963, 1965 von Herrn Dr. A. RUTTNER, Lunz a. S. (AR) durchgeführten Aufsammlungen, teilweise (HF) aus Aufsammlungen, die der Autor zusammen mit A. RUTTNER 1966 dank einer Unterstützung durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 416) sowie dank der Unterstützung durch das Geological Survey of Iran durchführen konnten.

Die morphologischen Termini finden ihre Erläuterung in MINATO & KATO 1965 bzw. SCHOUPPÉ & STACUL 1966.

Die verwendeten Abkürzungen bedeuten D:arium = Dissepimentarium mit Einschluß der Präsepimentzone, T:arium = Tabularium mit Einschluß der Columella.

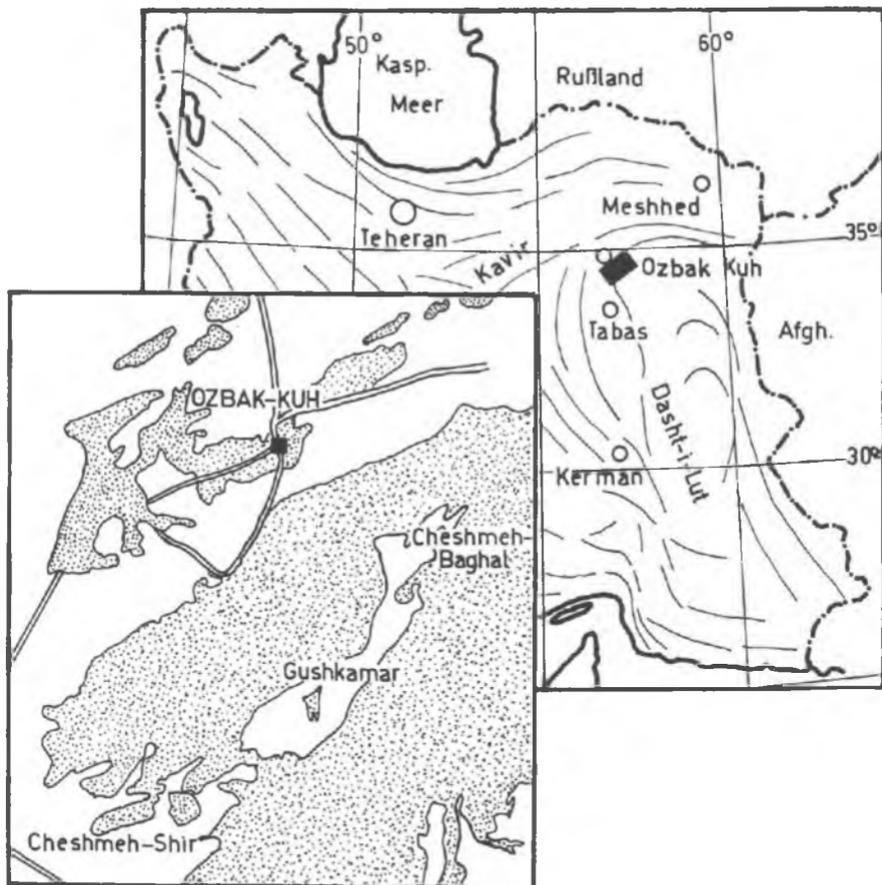


Abb. 1. Fundraum der beschriebenen Arten (punktiert: Grundgebirge nach A. RUTTNER)

Das Material wird unter den angegebenen Nummern in der Typensammlung der Abteilung für Paläontologie und Historische Geologie des Institutes für Geologie und Paläontologie aufbewahrt.

Fam. **Yatsengiidae** HILL 1956

1956 Yatsengiinae n. subfam. — HILL S. 291.

1965 Durhaminidae n. fam. — MINATO & KATO, S. 28.

Bemerkungen: H. W. FLÜGEL 1972 hat sich eingehend mit der Familie auseinandergesetzt, sodaß eine neue Darstellung unnötig erscheint.

Minatoa n. g.

Generotypus: *Minatoa bulla* n. g. et n. sp.

Derivatio nominis: Ich benenne diese Art nach Prof. Dr. Masao MINATO, Sapporo, der sich um die Erforschung der jungpaläozoischen Korallen, besonders Ost-Asiens große Verdienste erworben hat.

Diagnose: Yatsengiidae mit cerioiden Wachstum, lonsdaloider Präsepiementzone, septobasaler Columella und zwei deutlich entwickelten Septenordnungen.

Bemerkungen: Das neue Genus erinnert an *Porfirievella* MINATO & KATO 1965 (= *Uralnevadaphyllum* nom. nov. MINATO & KATO 1968). Der Unterschied zwischen den beiden Genera liegt in der Existenz gut ausgebildeter Kleinsepten bei *Minatoa* und ihrem völligen Fehlen, bzw. ihrer nur rudimentären Entwicklung bei *Porfirievella*. Dazu kommt, daß *Minatoa* sehr häufig periseptale Tabellae hat, ein Merkmal welches bei *Porfirievella* nicht bekannt ist. Diese beiden Unterschiede zusammen mit der verschiedenen zeitlichen Verbreitung, lassen die Aufstellung einer neuen Gattung gerechtfertigt erscheinen.

Von *Actinocyathus* d'ORBIGNY 1849 (= *Stylidophyllum* FROMENTEL 1861) unterscheidet sich *Minatoa* vor allem in der Ausbildung der Columella, die bei *Actinocyathus* von lonsdaloidem Typus ist, sowie durch die Art der Tabellae, die bei *Minatoa* aufwärts gegen die Columella gerichtet und häufig unvollkommen und blasig sind, während sie bei *Actinocyathus* mehr oder minder horizontal bis schwach abwärts gegen die Columella geneigt und unvollkommen sind.

Geologische Verbreitung: Nach Angaben von A. RUTTNER enthält eine Probe aus dem Liegenden der Bank mit *Minatoa* cf. *alternata* (UGP. 2445) aus dem type-section Chesmeh-Shir (Probe 65/A. R./24) Conodonten, bei denen es sich nach H. SCHÖNLAUB um *Streptognathodus parvus* DUNN und *Declinognathodus lateralis* (HIGGINS & BOUCKAERT 1968) handelt. Nach H. SCHÖNLAUB handelt es sich um tieferes Pennsylvanian. Gleiches Alter zeigten eine Reihe weiterer Proben der Sadar-II-Formation. Es würde dies einer Einstufung in das untere (?) Bashkirium entsprechen.

Geographische Verbreitung: Das neue Genus fand sich bisher nur in Ostiran. Arten: Dem neuen Genus gehören die Arten *M. bulla* n. sp., *M. alternata* n. sp. und *M. infirma* n. sp. an.

Beziehungen: MINATO & KATO 1965, 1970 brachten die Familie Durhaminidae (= Yatsengiidae) mit der Familie Lithostrotionidae in genetischen Zusammenhang. Innerhalb dieser Familie steht *Lithostrotionella* YABE & HAYASAKA 1915 dem neuen Genus morphologisch sehr nahe. Der Unterschied liegt in erster Linie in der Ausbildung der Columella, die bei *Lithostrotionella* eine

Cheshmeh Shir SADAR II

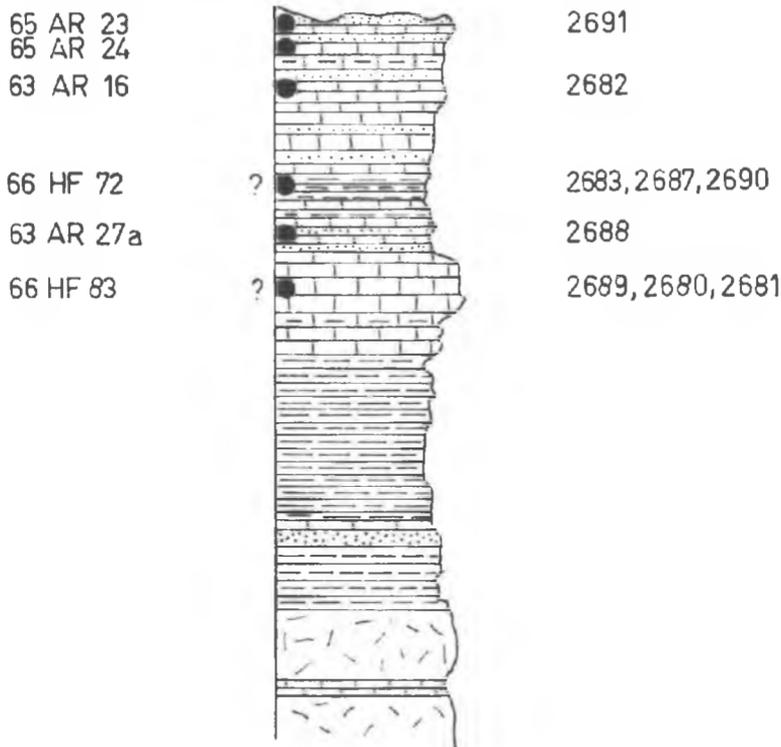


Abb. 2. Vermutliche stratigraphische Einordnung der beschriebenen Arten in das Profil des typ-section von Cheshmeh-Shir der Sadar II-Formation (aufgenommen von A. RUTTNER)

septale, bei *Minatoa* eine septobasale ist. Obgleich HAYASAKA 1936 ausdrücklich auf diesen Columellabau bei *Lithostrotionella* hinwies („The columella of *Lithostrotionella* is in its nature a medial plate, not combined with other structural elements“), wurden in der Folge eine Reihe von Arten zu *Lithostrotionella* gestellt, die einen komplexen Columellaaufbau unter der Beteiligung basaler Elemente aufweisen, so z. B. *Lithostrotionella wahooensis* ARMSTRONG 1972 aus dem Pennsylvanian von Alaska. Möglicherweise ge-

hören derartige Formen dem neuen Genus an. Es zeigt sich darin der mehr oder minder fließende morphologische Übergang von einer Gattung in eine andere durch Herausbildung eines einzigen neuen morphologischen Merkmals, wie es in diesem Fall die septobasale Columella ist.

Minatoa bulla n. sp.

Taf. Fig. 1, 2

Typusart: Corallum UGP. 2680.

Locus typicus: Kuh-e-Cheshmeh-Baghal, Ozbak-Kuh-Ketten, Ostiran.

Stratum typicum: Sadar II-Formation; Unteres (?) Bashkirium.

Derivatio nominis: bulla (lat.) = Knopf; benannt nach dem knopfartigen Vorragen der Columella über den Kelchboden.

Material: Vom Locus typicus stammt ein weiterer Stock (UGP. 2681). Vom Ghor-e-Baghal stammt der Stock UGP. 2682 (63 AR 16).

Diagnose: Eine Art des Genus *Minatoa* mit einem maximalen Corallitendurchmesser von mehr als 13 mm, einer maximalen Septenzahl von 24×2 , deutlich entwickelter lonsdaloider Praesepimentzone und septobasaler Columella mit deutlicher Medianplatte und einem Durchmesser von ca. 1,5 mm.

Diff. Diagnose: *M. bulla* unterscheidet sich von den übrigen Arten durch die gut ausgebildete septobasale Columella und die ebenfalls gut entwickelte lonsdaloiden Blasenzone.

Beschreibung: Die in der Form sehr variablen Stöcke erreichen eine Größe von über 1 dm Durchmesser bei einer Höhe von 8 cm.

Die cerioid wachsenden Coralliten sind polygonal, vier- bis sechsseitig. Die Kelche sind ca. 5 mm tief, wobei die Randteile sanft zum flachen Kelchboden abfallen. Die zentral gelegene Columella ragt deutlich knopfartig über den Kelchboden empor. Zahlreiche Coralliten zeigen an der Grenze zwischen D:arium und T:arium einen kreisförmigen über den Kelchboden sich erhebenden Wulst. Die die einzelnen Coralliten von einander trennenden Mauern bilden scharfe Leisten. Wie der Querschliff zeigt, liegt die Mauerdicke zwischen 0,1 und 0,15 mm. Sie besteht aus einer dünnen dunklen Mittellinie, von der nach beiden Seiten normal stehende Calzitifibern ausstrahlen.

Folgende Tabelle gibt einen Überblick über Durchmesser, Septenzahl, Columella-Durchmesser und T:arium-Durchmesser.

	ϕ	Septen	Col. ϕ	T:arium ϕ
2680	$7,7 \times 11,0$	24×2	1,5	$3,8 \times 4,5$
	$8,5 \times 12,0$	23×2	1,8	$4,0 \times 5,0$
	$9,0 \times 9,4$	20×2	1,5	4,0
	$8,5 \times 11,0$	20×2	1,5	$4,0 \times 4,5$
2681	$5,5 \times 10,0$	18×2	1,2	$3,4 \times 4,8$
	$9,0 \times 10,0$	19×2	1,5	$4,7 \times 4,8$
	$8,5 \times 11,0$	20×2	1,5	$4,0 \times 4,5$

Die Großsepten erreichen peripher die Epithek nur selten. Wo dies der Fall ist, sind die Septen aufgefiedert und zerfranst. An der Grenze D:arium/T:arium sind beide Septenordnungen deutlich verdickt. Die Kleinsepten überschreiten diese Grenze kaum, während die Großsepten bis nahe an die Columella heranreichen und zweidrittel bis doppelt so lang wie die Kleinsepten sind. Sehr häufig setzt sich ein Septum (Hauptseptum) in die Columella fort und teilt diese in Form einer verdickten Medianplatte. Von dieser Platte strahlen beiderseits in Richtung der Großsepten Achsialplatten aus. Zwischen ihnen sind im Querschnitt die achsialen Tabellae spinnwebenförmig zu erkennen.

Die Randzone wird von verschiedenen großen Präseimenten aufgebaut, die sich teilweise zu einer umlaufenden Ionsdaloiden Zone verbinden können. Die Zahl der Blasenreihen beträgt im Querschliff drei bis vier. Peripher sind in Verlängerung der Septen, angelehnt an die Mauer, oft dreieckförmig zusammengesetzte periseptale Tabellae zu erkennen.

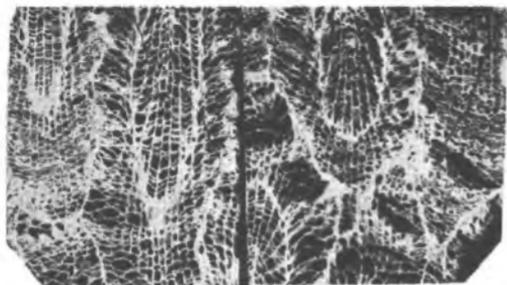
Der Durchmesser der septobasalen Columella liegt zumeist um 1,5 mm. Im Querschliff zeigt sich die Grenze D:arium/T:arium, durch eine deutliche Verdickung der innersten Blasenreihe, als ein mehr oder weniger gut entwickelter Kreis.

Der Längsschliff zeigt eine deutliche Gliederung in das randliche D:arium und das achsiale T:arium mit der septobasalen Columella. Das Verhältnis D:arium zu T:arium schwankt, wie folgende Zahlen zeigen:

Fig. 1, 2 *Minatoa bulla* n. sp. UGP. 2680 (Holotypus). Fig. 1. Längsschnitt $\times 2,2$; Fig. 2. Querschnitt $\times 2,0$

Fig. 3, 4. *Minatoa alternata* n. sp. UGP. 2683 (Holotypus). Fig. 3. Längsschnitt $\times 2,2$; Fig. 4. Querschnitt $\times 2,2$

Fig. 5, 6. *Minatoa infirma* n. sp. UGP. 2443 (Holotypus). Fig. 5. Längsschnitt $\times 2,4$; Fig. 6. Querschnitt $\times 2,4$



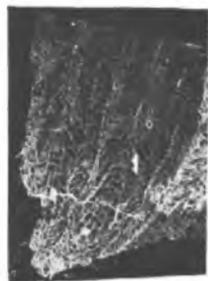
1



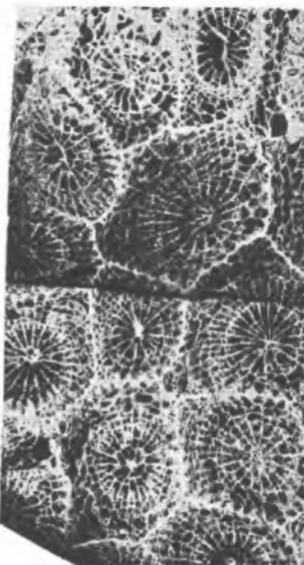
2



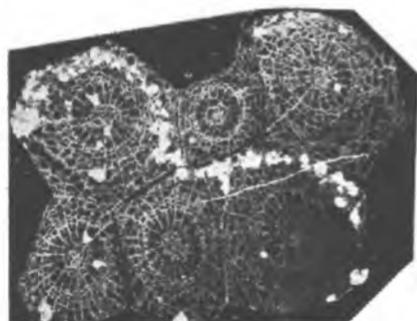
3



5



4



6

D	T	D
1,2	3,0	1,2
1,5	4,5	2,5
1,7	3,5	3,5
2,2	3,5	2,0
3,0	4,5	3,2

Das D:arium besteht aus flach gegen das T:arium abfallenden häufig längsgestreckten Blasen verschiedener Größe. Die Zahl der Blasenreihen schwankt zwischen drei und fünf. Die Grenze gegen das T:arium ist scharf. Sie zeigt sich durch eine Verdickung der innersten Blasenzone durch basale Ablagerungen.

Das T:arium wird aus, mit ca. 45 Grad gegen die septobasale Columella aufsteigenden, unvollkommenen und oft blasig entwickelten Tabellae aufgebaut. Die Columella besteht aus langgezogenen achsialen Tabellae, periachsialen Tabellae sowie normalen, weiten Tabellae, wobei sämtliche Basalelemente sich aufeinander abstützen können. Diese basalen Elemente werden von Achsialplatten als Verlängerung der Großsepten geschnitten.

Die Entwicklung der periseptalen Tabellae ist auch im Längsschliff vereinzelt deutlich zu beobachten.

Bemerkungen: Das Charakteristikum vorliegender Art ist die komplexe Zusammensetzung der Columella. Ihre Ausbildung schwankt von Corallit zu Corallit, ohne daß ihr septobasaler Aufbau verloren gehen würde. Die Grenze gegen das T:arium ist verhältnismäßig deutlich, wobei jedoch niemals ein Bild entsteht, das dem einer lonsdsaloiden septobasalen Columella entsprechen würde.

***Minatoa alternata* n. sp.**

Taf. Fig. 3, 4

Typusart: Corallum UGP. 2683.

Locus typicus: Östlich Chesmeh-Shir, Ozbak-Kuh Ketten, Ostiran.

Stratum typicum: Sadar II-Formation; Unteres (?) Bashkirium.

Derivatio nominis: alternatus (lat.) = abwechselnd. Benannt nach der stark wechselnden Ausbildung der septobasalen Columella innerhalb eines Coralliten.

Material: Vom Locus typicus stammen vier weitere Stöcke (UGP. 2684, 2439—2441). Dazu kommt UGP. 2442 von Gushkamar (63 AR 27a) sowie als

cf.-Form UGP. 2445 von der Typ-section der Sadar II-Formation, Cheshmeh-Shir (65 AR 23).

Diagnose: Eine Art des Genus *Minatoa* mit einem maximalen Coralliten-durchmesser von 11 mm, einer durchschnittlichen Septenzahl von 19×2 , einer wechselnd ausgebildeten lonsdaloiden Präsepiementzone und einer in ihrer Ausbildung stark wechselnden septobasalen Columella mit einem Durchmesser von ca. 0,5 mm.

Diff. Diagnose: *M. alternata* unterscheidet sich von den übrigen Arten durch die stark wechselnde Ausbildung der septobasalen Columella sowie sehr gut entwickelte periseptale Tabellae.

Beschreibung: Die knolligen Stöcke erreichen einen Durchmesser von über 1 dm.

Die cerioiden Coralliten haben einen Durchmesser zwischen 5 und 11 mm (UGP. 2445 erreicht einen Durchmesser bis 13 mm). Die Form ist polygonal, meist 5- bis 6seitig. Die Kelche haben eine Tiefe bis über 6 mm und zeigen einen mittelsteilen randlichen Abfall gegen den flachen, relativ kleinen Kelchboden über dem sich eine kleine Columella erhebt. Die Grenzen benachbarter Coralliten sind sehr scharf und ragen kraterartig empor.

Im Querschliff beträgt die Mauerdicke von 0,1 bis 0,15 mm. Die Zahl der Septen liegt zwischen $17-19 \times 2$ (UGP. 2445 bis 21×2).

Folgende Tabelle gibt einen Überblick über Durchmesser, Septenzahl, Columella-Durchmesser und T:arium-Durchmesser.

	ϕ	Septen	Col. ϕ	T:arium ϕ
2683	$9,5 \times 7$	17×2	0,7	$4 \times 4,5$
	$9,5 \times 6,5$	16×2	0,5	3,5
	$9,5 \times 11$	18×2	0,5	4,5
	$8,5 \times 11$	19×2	0,7	4
2684	7×9	17×2	0,6	4
	$8 \times 10,5$	19×2	0,5	4×5
2439	$5 \times 5,7$	17×2	0,5	3,3
	$8,5 \times 7$	17×2	0,8	3,5
	$8,5 \times 8,5$	19×2	1,5	4,2
	$8,5 \times 9$	18×2	1,0	4,0
2440	8×9	18×2	1,0	4,0
	8×10	19×2	1,0	4,3
	$9 \times 10,5$	19×2	0,5	$4,0 \times 4,5$
2445 (cf.)	$7 \times 7,5$	20×2	0,5	3,5
	9×11	20×2	0,8	$3,7 \times 4,5$
	$9,5 \times 10,5$	19×2	1,0	4,5
	9×13	21×2	0,7	$4,05 \times 5,0$

Die Septen beginnen teilweise an der Peripherie, teilweise schaltet sich zwischen Mauer und Septenende eine wechselnd breite Zone aus Präsepimenten ein. Im Bereich der Grenze D:arium/T:arium sind die Großsepten leicht verdickt. Die Kleinsepten überschreiten diese Grenze kaum. Sie erreichen eine Länge von etwa $\frac{1}{3}$ der der Großsepten. Letztere erstrecken sich bis in das Zentrum der Coralliten, wo sie sich miteinander vereinigen können. Daneben findet man jedoch auch Coralliten, bei denen nur ein Großseptum (Hauptseptum?) bis in den achsialen Raum reicht und andere, wo die Spitzen der Septen durch Tabellaeschnitte spinnwebenförmig verbunden sind, wodurch das Bild einer septobasalen Columella entsteht.

In der peripheren lonsdaloiden Zone entwickeln sich um die Septenenden periseptale Tabellae. Die lonsdaloiden Blasenzone besteht aus wechselnd großen Präsepimenten, die sich achsialwärts in Dissepimenten fortsetzen. Die innerste Dissepimentreihe ist deutlich verdickt.

Im Längsschliff ist eine deutliche Gliederung in das randliche D:arium und T:arium mit der septalen bis septobasalen Columella erkennbar. Das Verhältnis D:arium zu T:arium beträgt etwa 1,5 : 4,5 : 2,5. Das D:arium besteht aus flach gegen das T:arium abfallenden langgezogenen Blasen, wobei drei bis vier Reihen entwickelt sind. Das T:arium baut sich aus gegen die Columella ansteigenden, weiten und periachsialen, oft blasigen Tabellae auf. Die Columella gliedert sich bei vollkommener Ausbildung in ein Medianseptum zu dem achsiale, periachsiale und weite Tabellae aufsteigen. Streckenweise sind jedoch nur weite Tabellae ausgebildet, sodaß in diesen Abschnitten die Columella allein durch die Medianplatte gebildet wird.

Auch im Längsschliff sind die periseptalen Tabellae an den Septenenden abschnittsweise deutlich erkennbar.

Bemerkungen: Im Querschliff erinnert vorliegende Art stark an *M. bulla*, jedoch ist die Ausbildung der Columella ein sehr klares Unterscheidungsmerkmal.

Minatoa infirma n. sp.

Taf. Fig. 5, 6

Typusart: Corallum UGP. 2443.

Locus typicus: Ghor-e-Baghal, Ozbak-Kuh-Ketten, Ostiran.

Stratum typicum: Sadar II-Formation; Unteres (?) Bashkirium.

Derivatio nominis: infirmus (lat.) = nicht fest. Benannt nach den nur lose miteinander verbundenen Coralliten, die leicht voneinander lösbar sind.

Material: Neben dem Typus liegt ein weiterer Stock (UGP. 2444) aus dem Gebiet östlich von Cheshmeh-Shir vor.

Diagnose: Eine Art des Genus *Minatoa* mit einem maximalen Corallitendurchmesser von 11 mm, einer maximalen Septenzahl von 21×2 , lang-säuligen Coralliten, die nur lose zu einem Stock vereinigt sind. Präsepi-mente nur abschnittsweise entwickelt. Septobasale Columella mit deutlicher Medianplatte und einem Durchmesser zwischen 1,0 und 1,5 mm.

Diff. Diagnose: *M. infirma* unterscheidet sich durch das säulige Wachstum der Coralliten, die schlechte Ausbildung der lonsdaloiden Blasenzone und das fast völlige Fehlen periseptaler Tabellae von den übrigen Arten des Genus.

Beschreibung: Die vorliegenden Stöcke haben einen maximalen Durchmesser von über 9 cm bei einer Höhe von mehr als einem Dezimeter. Sie bestehen aus polygonalen, meist sechs- bis siebenseitigen Coralliten, die als langgestreckte Säulen die ganze Höhe des Corallums einnehmen. Ihre Verbindung ist derart gering, daß bereits eine kleine mechanische Beanspruchung dazu führt, daß einzelne Coralliten herausbrechen. Das Bild erinnert an Basaltsäulen. Die Oberfläche der Coralliten läßt eine sehr deutliche Längsstreifung und ebenso deutliche Querrunzelung erkennen.

Die Kelche sind abgewittert.

Die Mauer besitzt im Querschliffe eine Dicke von 0,1 bis 0,2 mm, wobei die median gelegene trennende Naht deutlich in Erscheinung tritt. An ihr brechen die meisten Coralliten bei Anfertigung eines Schliffes auseinander. Folgende Tabelle gibt eine Übersicht über Durchmesser, Septenzahl, Columella-Durchmesser und T:arium-Durchmesser:

	ϕ	Septen	Col. ϕ	T:arium ϕ
2443	$5 \times 6,5$	17×2	0,8	2,9
	$9,5 \times 10$	19×2	1,4	4,5
	11×11	21×2	1,5	4,5
2444	$5,5 \times 5,5$	19×2	0,8	3,3
	$7 \times 8,5$	18×2	1,0	4,0

Die Großsepten beginnen meist an der Epithek. Nur bei größeren Coralliten schiebt sich zwischen die Mauer und die Septenenden eine Präsepi-mentzone, ohne daß es jedoch zur Bildung eines lonsdaloiden Blasenkranzes kommen würde. Die Großsepten sind durchwegs dünn und reichen bis zur septobasalen Columella, wobei sie in diese eintreten können und sich hier mit der Medianplatte als Verlängerung des Hauptseptums (?) verbinden. Die Kleinsepten

sind ebenfalls dünn und erreichen ca. die Hälfte bis $\frac{2}{3}$ der Länge der Großsepten, wobei sie die Grenze D:arium/T:arium jedoch kaum überschreiten. Die Zahl der Blasen wechselt ebenso wie ihre Ausbildung in der Randzone stark. Die Präsepimente setzen sich zwischen den Septen als normale Dissepimente fort.

Im Längsschliff zeigt sich eine deutliche Gliederung in ein schmales D:arium und ein T:arium. Das Verhältnis beträgt 1:3:1, wobei das D:arium aus zwei bis drei z.T. längsgestreckten schräg gegen das T:arium abfallenden Blasenreihen besteht. Das T:arium baut sich aus gegen die Columella aufsteigenden weiten bis periaxialen Tabellae auf. Streckenweise können sie blasig ausgebildet sein. Sie liegen relativ sehr eng, sodaß auf eine Länge von 4 mm etwa 14 Tabellaeschnitte kommen.

Die septobasale Columella gliedert sich in die Medianplatte zu der achsiale, periaxiale und weite Tabellae ansteigen. Da die achsialen Tabellae überwiegend, ist die Columella meist sehr gut entwickelt.

Bemerkungen: Die Wuchsform hebt vorliegende Art deutlich von den übrigen ab.

Summary

Three new species (*M. bulla* n. sp., *M. alternata* n. sp., *M. infirma* n. sp.) of the new genus *Minatoa* (fam. Yatsengiidae) from the lower (?) Bashkirian of East-Iran (Ozbak-Kuh range) are described. The new genus is defined by a septobasal axial structure, two orders of septa, a lonsdaloid dissepimentarium and a cerioid growth of the corallum. It differs from the genus *Porfirievella* by having two orders of septa; from *Lithostrotionella* and *Actinocyathus* by having a septobasal axial structure built up by different basal elements.

Literatur

- ARMSTRONG, A. K.: Pennsylvanian Carbonates, Paleocology and Rugose Colonial Corals, North Flank, Eastern Brooks Range, Arctic Alaska. — Geol. Surv. Prof. Paper, 747, 1—19, 15 Abb., Washington 1972.
- FLÜGEL, H. W.: Die paläozoischen Korallenfaunen Ost-Irans. 2. Rugosa und Tabulata der Jamal-Formation (Darwasian ?, Perm). — Jb. Geol. B. A., 115, 49—102, 17 Abb., 6 Taf., Wien 1972.
- FRIEDRICH, M. O.: Zur Genesis und Mineralogie einiger ostpersischer Blei- und Zinklagerstätten. — N. Jb. Miner., Abh., 94, 430—468, 13 Abb., Taf. 58—63, 5 Kte., 4 Beil., Stuttgart 1960.
- HAYASAKA, I.: On some North American species of *Lithostrotionella*. — Mem. of the Fac. Sci. Agr. Taihoku Imp., Univ., Formosa, Japan, 13, 47—73, Taf. 11—18, Tokyo 1936.

- HILL, D.: Rugosa. — In (Ed.: MOORE, C. R. Treatise on Invertebrate Paleontology), F 233—F 324, Abb. 165—324, Lawrence 1956.
- MINATO, M. & KATO, M.: Durhaminidae (Tetracoral). — Jou. Fa. Sci. Hokkaido Univ., Geol. Mineral. (4), 13, 11—86, 24 Abb., 5 Taf., Sapporo 1965.
- MINATO, M. & KATO, M.: *Uralnevadaphyllum*, a new Subgeneric name for *Porfirievella* MINATO and KATO, 1965. — Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., 72, 363, Tokyo 1968.
- MINATO, M. & KATO, M.: The Distribution of Waagenophyllidae and Durhaminidae in the Upper Paleozoic. — Jap. Jour. Geol. Geogr., 41, 1—14, 7 Abb., Tokyo 1970.
- SCHOUPPÉ, A. & STACUL, P.: Morphogenese und Bau des Skelettes der Pterocorallia. — Palaeontographica Suppl., 11, 186 S., 132 Abb., 8 Tab., 6 Taf., 3 Beil., Stuttgart 1966.
- STEPANOV, D. L.: Carboniferous Stratigraphy of Iran. — C. R. 6. Congr. Strat. Géol. Carbon., 4, 1505—1517, 1 Abb., Maastricht 1971.
- STÖCKLIN, J.: Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I: Central, North and East Iran. — Geol. Surv. Iran, Rep., 18, 338 S., 1 Taf., Teheran 1971.
- STÖCKLIN, J., EFTEKHAR-NEZHAD, J. & HUSHMAND-ZADEH, A.: Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). — Geol. Surv. Iran, Rep., 3, 69 S., 33 Abb., 2 Taf., Teheran 1965.
- YABE, H. & HAYASAKA, I.: Palaeozoic Corals from Japan, Korea and China. — J. Geol. Soc. Japan, 22, 55—70, Tokyo 1915.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. W. FLÜGEL
 Universität Graz
 Abt. Paläont. & Hist. Geol.
 Heinrichstraße 26
 A-8010 Graz

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	109—121	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Eine neue Methode der Thermolumineszenzuntersuchung und ihre mögliche Anwendung in der Lagerstätten erkundung

Von Johann Georg HADITSCH (Graz)

Werden bestimmte Minerale erhitzt, so können sie bei bestimmten Temperaturen in verschiedenen Farben und mit unterschiedlicher Intensität aufleuchten. Diese Erscheinung, die beispielsweise der Flußspat, Feldspat, Kalkspat, der Wollastonit und der Zirkon zeigen, nennt man bekanntlicherweise „Thermolumineszenz“. Die häufigsten Farben sind gelbe, rote, grüne und blaue mit einem oft beträchtlichen Weißgehalt. Es hat sich schon sehr bald nach Beginn derartiger Lumineszenzuntersuchungen herausgestellt, daß die Farbe weder für eine bestimmte Mineralart noch selbst für ein bestimmtes Mineral eines einzelnen Vorkommens charakteristisch ist; es zeigte sich nämlich, daß Minerale derselben Art sehr verschiedene Farben zeigen können und daß sich auch die Farbe einer einzelnen Probe mit steigender Temperatur ändern kann.

Die Minerale einer Art können auch unterschiedlich stark thermolumineszieren. So gibt es beispielsweise Flußspäte, die kaum, andere, die wieder sehr hell aufleuchten. Allgemein gilt die Ansicht, daß die Intensität umso größer ist, je rascher die Erhitzung erfolgt.

Wie unten noch näher gezeigt werden wird, übt auch die Korngröße des Probenpulvers einen gewissen Einfluß auf die Intensität der Thermolumineszenz aus.

Seit einigen Jahren wird versucht, die Thermolumineszenz verschiedener Substanzen einigen Zweigen der Technik nutzbar zu machen, so auch seit Beginn der fünfziger Jahre einem Zweig der Angewandten Geowissenschaften, nämlich der Lagerstättenuntersuchung. Bis heute hat sich aber diese Methode in der Lagerstätten erkundung und -erschließung keinen Platz sichern können, und das trotz der einfachen, billigen und rasch ausführbaren Feldmethoden, die wir vor allem G. ZESCHKE verdanken. Während nämlich in mineralogischen Laboratorium üblicherweise das isolierte und auf 0,1—0,5 mm zer-

kleinerte Mineralkorn auf einem 50 μ dicken Blech mit rund 40 A und einer Geschwindigkeit von 0,8 bis 60° C/sec. aufgeheizt und nach dem Einsetzen der Rotglut und dem Abschalten des Stromes die Lichtintensität mit Hilfe eines Kathoden-Oszillographen photographisch festgehalten wird, schlug ZESCHKE für den Gebrauch im Felde ein weniger aufwendiges Verfahren vor. Dieses gestattet allerdings nur ein grob-quantitatives Abschätzen der Intensität nach fünf Klassen (sehr stark, stark, mittel, schwach, null). Besonders für schwach lumineszierende Minerale oder Mineralgemische oder selbst für stark leuchtende Minerale in einer sterilen Umgebung (z. B.: spurenhafter Flußpat in einem nicht lumineszierenden Kalk)¹⁾ ist diese Methode unbrauchbar. Sie ist auch dort nicht zu verwenden, wo es auf eine genaue Korrelation Intensität / Temperatur oder überhaupt Lumineszenz / Temperatur ankommt. Es galt demnach, nach einer Methode zu suchen, die nicht so zeitraubend und umständlich wie die zuerst geschilderte ist, die aber dennoch genauere Ergebnisse als die Prospektionsmethode ZESCHKES liefert. Die Möglichkeit, geringe Probenmengen bei genau bestimmbaren Temperaturen zu beobachten, ist uns heute durch den Mikroskop-Heiztisch, und die, auch geringe Lichtintensitäten zu messen, durch die modernen Photometer geboten. Damit können wir aber auch — allerdings nicht unmittelbar im Felde, aber doch mit einem relativ geringen Aufwand — quantitative Thermolumineszenzmessungen, beispielsweise auch für die Lagerstättenuche und -erschließung, einsetzen.

Die Geräte, mit denen die folgenden Ergebnisse erzielt wurden, sind nahezu ausschließlich solche der Firma E. LEITZ (Wetzlar). Die Untersuchungen wurden am Institut für Mineralogie und Gesteinskunde der Montanistischen Hochschule Leoben durchgeführt. Der Heiztisch und ein Photometer wurden in besonders entgegenkommender Weise von der Firma LEITZ leihweise zur Verfügung gestellt.

Der ehemaligen Wissenschaftlichen Hilfskraft des oben genannten Institutes, Herrn Dipl.-Ing. Ingomar MÜLLER, bin ich für vielfältige Hilfe zu großem Dank verpflichtet.

Apparatur und Untersuchungsgang

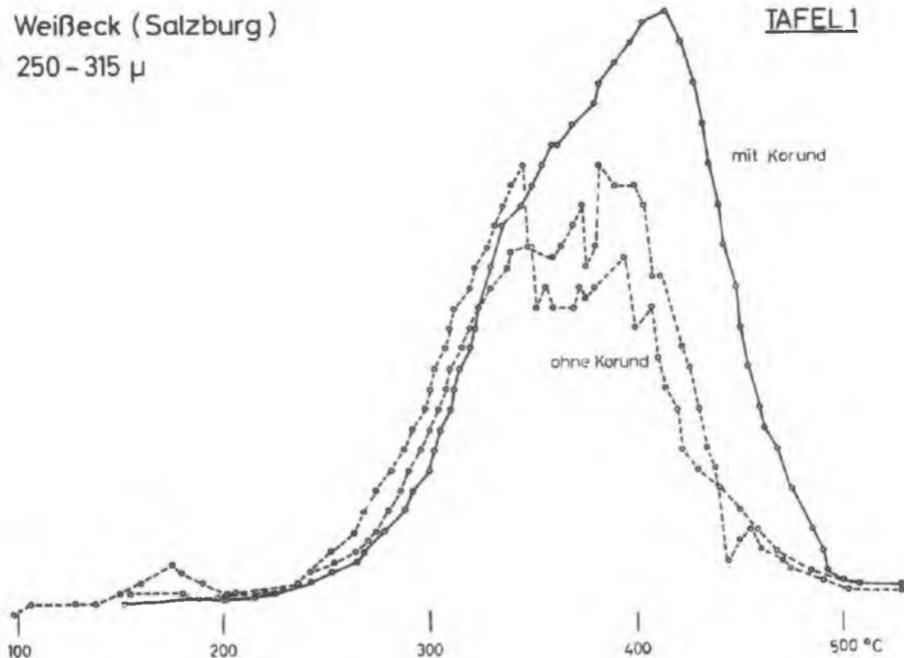
Die verwendete Apparatur bestand aus drei Teilen, nämlich

- A) dem Mikroskop,
- B) dem Heiztisch, und
- C) dem Mikroskop-Photometer.

¹⁾ Ein derartiger Fall könnte sich etwa bei der Untersuchung von Bohrschmantproben aus der näheren oder weiteren Umgebung einer Lagerstätte oder von deren Ausgehendem ergeben.

Als *Mikroskop* diente ein Ortholux mit einem Aristophot-Grundgestell, Periplan GF 10 x-Okularen und dem Objektiv P 5,6/0,15.

Der *Heiztisch* (LEITZ 1350) war während der Untersuchungen mit Wasser gekühlt. Es wurde kein Schutzgas verwendet, also bei normaler Atmosphäre gearbeitet. Der Transformator hatte eine Leistung von 300 VA. Als Probenhalter wurde eine planparallele Kupferscheibe mit einem Durchmesser von 6,5 mm benutzt. Sie hatte zentral eine etwa 0,7 mm tiefe Bohrung mit einem Durchmesser von 2 mm. Dementsprechend konnte der Probenhalter etwa 2 mm³ Material fassen und betrug die für die Messungen zur Verfügung stehende Fläche beiläufig 3 mm². Da ohne Schutzgas gearbeitet wurde, war es, um eine gute Temperaturübertragung vom Heiztisch zur Probe zu gewährleisten, notwendig, den Probenhalter nach jedem Versuch kurz zu polieren. Die Probe wurde allgemein nur lose in den Halter eingefüllt und hernach unter sanftem Druck glattgestrichen. Die Meßfläche wurde bei eingeschaltetem Analysator scharfgestellt. Da sich bald herausstellte, daß durch Dekrepitation Material aus dem Halter geschleudert wurde und sich so beträchtliche Fehler ergaben (Tafel 1), wurden die Proben durch ein 0,4 mm dickes, farbloses Korundplättchen (Durchmesser: 7 mm) abgedeckt.



Es ist eine Erfahrungstatsache, daß ein Mineral umso besser aufleuchtet, je rascher es aufgeheizt wird. Deshalb wählte man bisher Aufheizgeschwindigkeiten bis zu 60° C/sec. Die Aufheizzeit war daher normalerweise auch schon nach 10 Sekunden zu Ende. Derartig große Geschwindigkeiten konnten wegen der relativ trägen Temperaturübertragung vom Heitztisch über den Probenhalter zur Probe nicht angewandt werden. Durch mehrere Versuche konnte bewiesen werden, daß die höchstzulässige Heizgeschwindigkeit für Flußspat-Proben der oben angegebenen Menge bei 500° C/12 min. (entsprechend etwa 40° C/min.) liegt.

Lumineszenzmessungen können bei vollkommen geöffneter Photometerblende bis zu 620° C durchgeführt werden. Über dieser Temperatur muß wegen des Glühens des Heitzisches mit kleineren Blendenöffnungen gearbeitet werden²⁾.

Da die Messungen natürlich in einem abgedunkelten Raum erfolgten, war für das Temperaturanzeigergerät eine eigene, gegen das Mikroskop abgeschirmte Beleuchtung nötig. Die Eichung des Anzeigergerätes erfolgte mit Kaliumbichromat pro analysi (Schmelzpunkt: 394° C) und reinstem Silber (Schmelzpunkt: 961° C). Mit Kaliumbichromat wurde auch die höchstzulässige Aufheizgeschwindigkeit bestimmt, indem ein Körnchen auf die Probenoberfläche aufgebracht und die Heizgeschwindigkeit solange variiert wurde, bis die Schmelztemperatur korrekt angezeigt wurde³⁾.

Das *Mikroskop-Photometer* MPV arbeitete mit einem Photovervielfacher RCA 1 P 21. Es wurde mit ungefiltertem („weißem“) Licht gearbeitet. Das Versorgungsgerät (110—240 V, 50—60 Hz) stammte von der Fa. LEITZ. Als Anzeigergerät diente ein Lichtmarken-Galvanometer der Firma NORMA. Es wurde für die Messungen auf die Empfindlichkeit von 0,002 μ A/Skt. eingestellt. Bei völlig geöffneter Blende betrug das Meßfeld (bei der gewählten Vergrößerung) 0,4 mm², also nur rund 1/8 der Probenoberfläche. Für die Messungen wurden die Stufen 5 und 7 des Reglers verwendet. Damit die erhaltenen Werte jederzeit reproduzierbar sind, wurden diese Stufen mittels der Glühkurve des Korundplättchens geeicht (Tabelle 1). Der Verlauf der beiden Eichkurven ist erwartungsgemäß ähnlich. Der frühere Beginn und der am unteren Ende steilere Anstieg der Kurve für die Reglerstufe 7⁴⁾ ist leicht verständlich.

²⁾ Beim Flußspat ist dies nicht nötig, da er normalerweise zwischen 150 und 550° C aufleuchtet. Eine interessante Ausnahme macht lediglich der Spat vom Weißbeck in Salzburg, dessen 400—500 μ großen Körner bereits bei 25° C zu leuchten begannen. Jedenfalls luminesziert die Mehrzahl der in Frage kommenden Minerale unter 620° C, sodaß meist die volle Blendenöffnung genutzt werden kann.

³⁾ Die Stromstärke lag für Flußspatproben bei 5 A.

⁴⁾ So waren beispielsweise für die Stufe 5 bei 650° C erst 6 Skalenteile abzulesen, wogegen bei der gleichen Temperatur für die Stufe 7 bereits 100 Skalenteile zu verzeichnen waren.

Tabelle 1

Skalenteile	Stufe 5 ° C	Stufe 7 ° C
1	576	—
2	605	510
3	625	525
4	635	540
5	643	550
6	650	555
7	655	560
8	660	564
9	665	568
10	670	570
12	678	574
14	682	578
16	686	582
18	690	586
20	695	590
25	705	600
30	715	605
35	723	610
40	730	614
45	735	617
50	740	620
55	745	623
60	750	626

Die Proben wurden teils händisch in einem Mörser (Weißbeck/Salzburg, Rio Piracicaba/Brasilien), teils maschinell in einer Fliehkraft-Kugelmühle mit einem Cr-Stahl — Mahlbecher und Wolframcarbid — Mahlkugeln (Pulverisette 6 der Fa. FRITSCH) gemahlen und hernach gesiebt. Es wurden von jeder Probe jeweils nur vier Siebklassen (250—315 μ , 315—400 μ , 400—500 μ , 500—630 μ) untersucht. Es erscheint mir wesentlich darauf hinzuweisen, daß die Intensität der Lumineszenz bei allen Proben sehr wesentlich von der Korngröße des untersuchten Materials abhing. Bei manchen Flußspäten nahm die Intensität mit zunehmender Korngröße ab, bei anderen wieder zu (Taf. 2—7). Dieser Konnex Korngröße/Intensität bedeutet, daß eine beliebig zerkleinerte und nicht weiter klassierte Probe (also eine Probe der bisher üblichen Art) nur Thermolumineszenzwerte zu liefern imstande ist, die von den Anteilen an den verschiedenen Kornklassen bestimmt werden. Es ist leicht einzusehen, daß bei derartigen Mischproben das Ergebnis sehr deutlich von der Mahlbarkeit des Materials, den Eigenschaften der Mühle und der Mahldauer bestimmt

wird. Für qualitative Bestimmungen wird in vielen Fällen eine unklassierte Probe auch hinkünftig ausreichen, für quantitative Untersuchungen, wie z. B. die Gehaltsbestimmung einer lumineszierenden Phase in einer nicht oder wesentlich geringer lumineszierenden Umgebung, sind aber Korngrößenmäßig exakt definierte Proben unerlässlich. Derartige quantitative Untersuchungen erhalten in jenen Fällen einen besonderen Wert, in denen das mengenmäßige Verhältnis eines lumineszierenden Minerals zu den anderen Gesteinskomponenten einen Hinweis auf die Lage der Probe zu einem Lagerstättenkörper gestattet, also beispielsweise dann, wenn aus Bohrschmant- oder Kernproben Lage- und Annäherungsindices abgeleitet werden sollen⁵⁾.

Meßergebnisse

Es wurden Proben folgender Flußspatvorkommen untersucht:

1. Sulzbach bei Donaustauf (Umgebung von Regensburg),
2. Grube Beihilfe (Halsbrücke, Freiberg/Sachsen),
3. Weißeck (Land Salzburg),
4. Rabenstein/Sarntal (Südtirol),
5. Santa Luzia, Paraiba do Norte (Brasilien),
6. Rio Piracicaba (Minas Geraes, Brasilien).

Der Spat von *Sulzbach* (Tafel 2) zeigte die größten Intensitäten dieser Versuchsreihe: Bei der Reglerstufe 5 konnten für die Korngrößen zwischen 250 und 630 μ zwischen 28 und 65 Skalenteile abgelesen werden. Die einzelnen Kurven zeigen ein gut übereinstimmendes Gesamtbild. Sie haben — mit Ausnahme der Kurve für die Kornklasse 315—400 μ — einen asymmetrisch gebauten Gipfel. Demgegenüber lassen sich beim Flußspat der *Grube Beihilfe* (Tafel 3) deutlich drei verschiedene Peaks feststellen. Der violette Flußspat vom *Weißeck* (Tafel 4) ist, geradeso wie der von *Rabenstein* (Tafel 5) oder der violette von *Santa Luzia* (Tafel 6), durch zwei Peaks gekennzeichnet. Beim grünen Spat von *Rio Piracicaba* (Tafel 7) ist ein Gipfel deutlich ausgebildet, ein weiterer erscheint zwischen 260 und 290° C angedeutet.

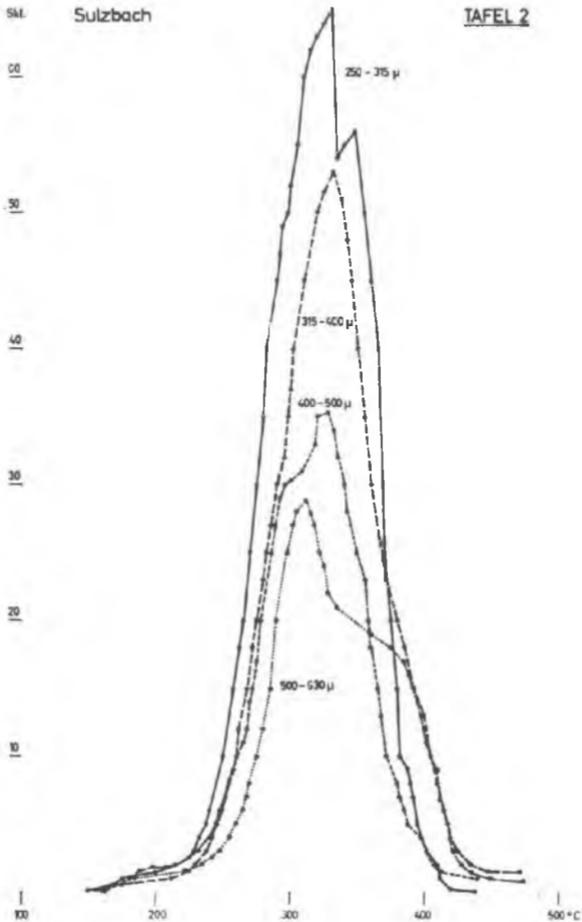
Bei den Intensitäten fallen die starken Unterschiede auf den ersten Blick auf. Die Tabelle 2 gibt eine Zusammenstellung für die stärksten Intensitäten:

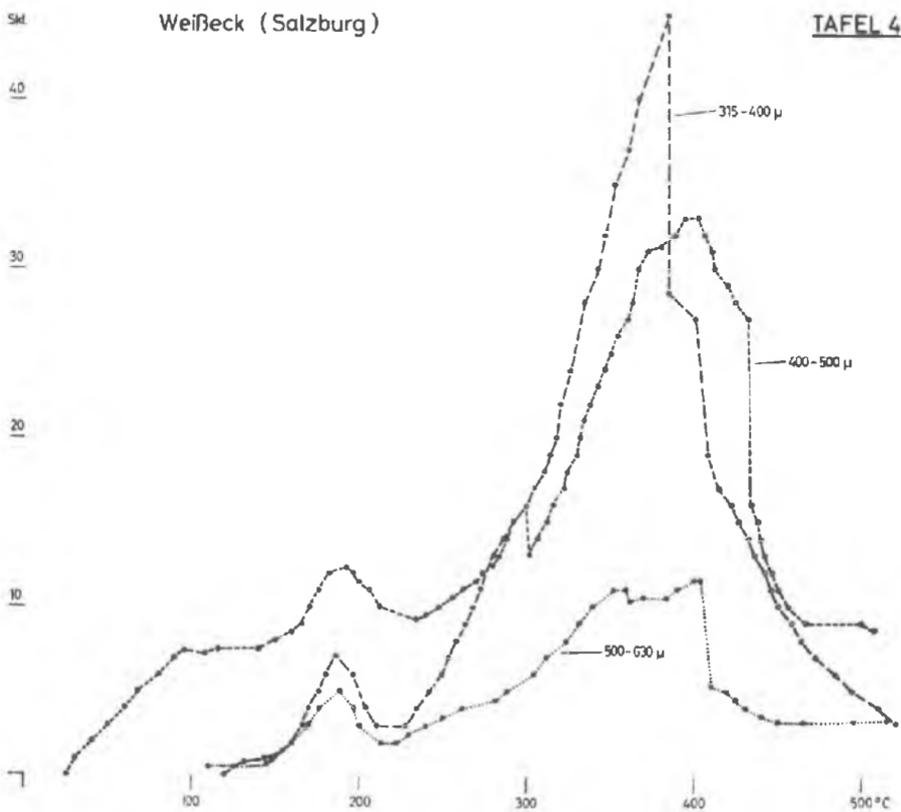
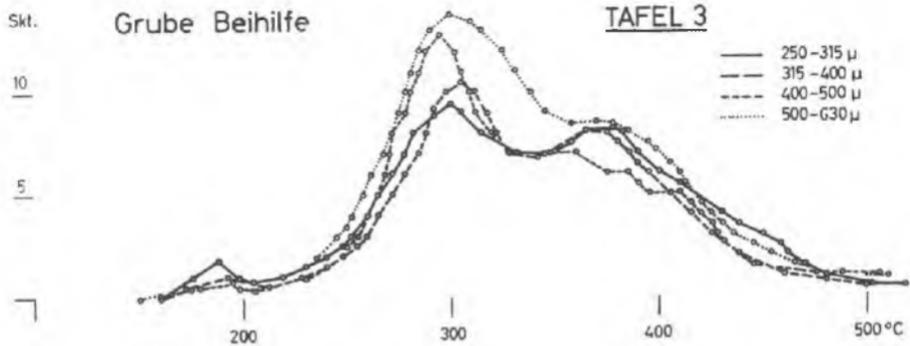
⁵⁾ Der Lageindex ist eine aus der Mineralassoziation, dem Chemismus, aus tektonischen oder anderen Daten abgeleitete Meßziffer, die die Lage einer Probe in Bezug auf einen geologischen Körper oder einen Teil eines solchen angibt. Die Differenz des Lageindices zweier Proben ergibt einen positiven oder negativen Annäherungsindex. Dieser zeigt die Zu- oder Abnahme der betrachteten Daten von einer Probe zur anderen und damit die Annäherung oder Entfernung von einem geologischen Körper, beispielsweise von einer Lagerstätte, von einem Intrusionskörper, usw.

Tabelle 2

Fundort	Skt. bei Reglerstellung 5
Sulzbach	65
Grube Beihilfe	13,8
Weißbeck	45
Rabenstein	4
Santa Luzia	42,7
Rio Piracicaba	7

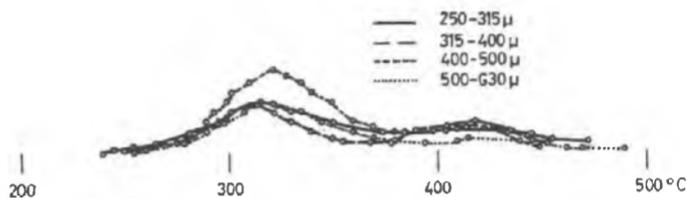
Aus dieser Tabelle ist klar ersichtlich, daß die Stärke der Thermolumineszenz selbst für nur eine Mineralart in weiten Grenzen variieren kann.





Skt.

5



Skt.

40

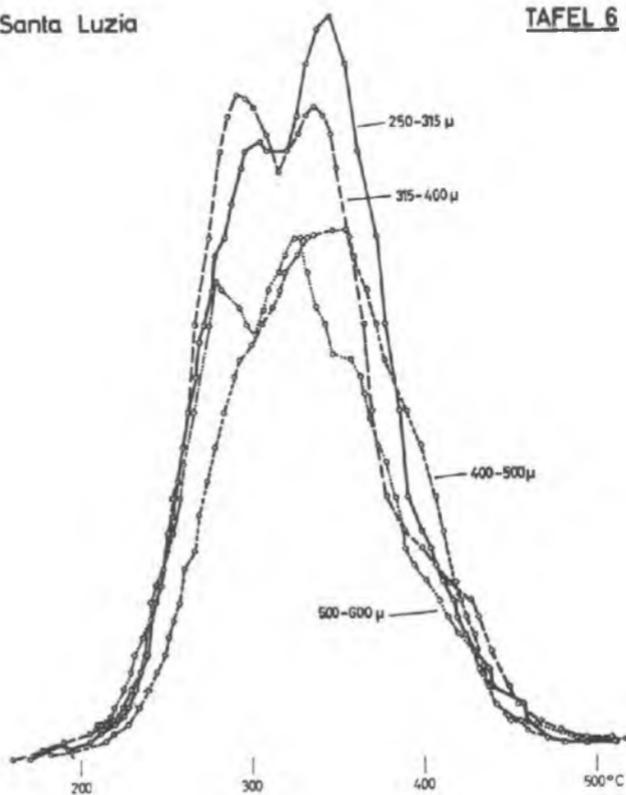
Santa Luzia

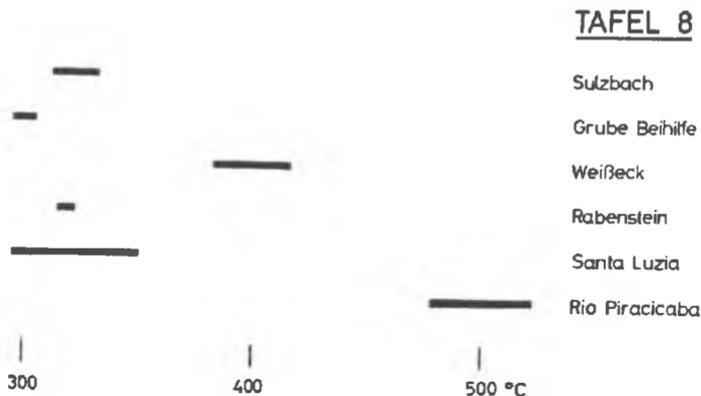
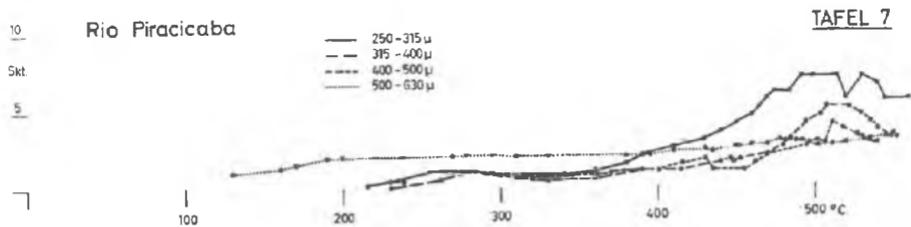
TAFEL 6

30

20

10

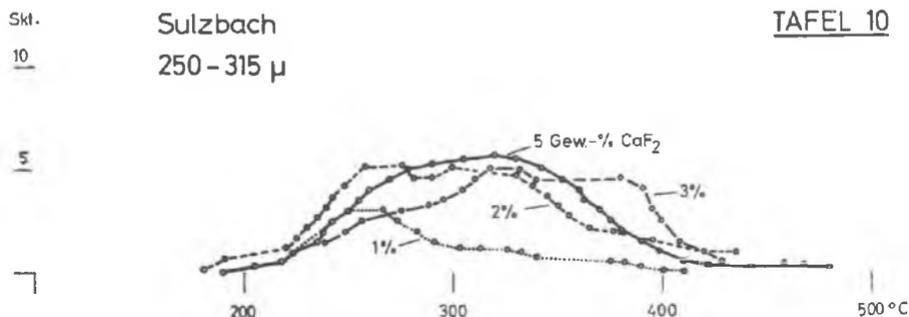
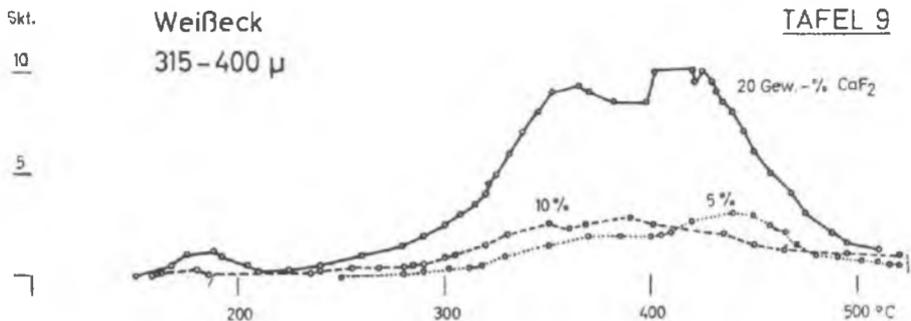




Wie die Tafel 8 verrät, ist auch die Lage der Kurvengipfel von Probe zu Probe verschieden. Dies bedeutet, daß die Meßergebnisse einer Probe nicht übertragbar sind, was wieder von wesentlicher Bedeutung für die Anwendung dieser Methode (beispielsweise in der Prospektion) ist.

Um eine Aussage über die für die Lagerstättenuntersuchung so wichtige untere Nachweisgrenze von Flußspat machen zu können, wurde der Flußspat verschiedener Vorkommen in einem wechselnden Verhältnis mit Kalkspat intensiv gemischt. Vor den Messungen wurde durch einen Blindversuch sichergestellt, daß der dabei verwendete Kalkspat (von Oberzeiring/Steiermark) nicht luminesziert. Für die Mischungen wurden die Korngrößen 250—315 μ und 315—400 μ ausgewählt. Als charakteristische Beispiele seien im Folgenden die Tafeln 9 und 10 gebracht.

Ein Vergleich der Tafel 9 mit den Tafeln 1 und 4 zeigt, daß die Kurvengipfel in Bezug auf die Lage und die relative Stärke voll übereinstimmen. In der 10 %-Kurve kommt sogar der kleine Peak bei 180° C noch zum Ausdruck. Natürlich ist dieser Gipfel in der 20 %-Kurve deutlicher und liegt schon bei einem Skalenteil. Der Intensitätsunterschied zwischen der 20 %- und der



10 0/0-Kurve ist auffallend hoch, wogegen es zwischen der 10 0/0- und der 5 0/0-Kurve gar keinen gibt. Dieser Befund ist leicht erklärbar, wenn man das Verhältnis der Korngröße zum Meßfeld in Betracht zieht. Dann sieht man nämlich, daß für die oben genannten Konzentrationen die gewählte Kornfraktion zu grob war. Das gleiche Mißverhältnis ist auch für die mangelnden Intensitätsunterschiede in den Kurven der Tafel 10 verantwortlich. Hier liegen alle maximalen Intensitäten der 5 0/0-, 3 0/0- und 2 0/0-Kurven im Bereich zwischen 5 und 6 Skalenteilen und nur die 1 0/0-Kurve weist den anderen gegenüber eine Differenz von 2 Skalenteilen auf. Ansonsten zeigt auch ein Vergleich der Tafeln 10 und 2 hinsichtlich der Lage der Kurvengipfel eine vorzügliche Übereinstimmung. Die Versuche mit dem Sulzbacher Material haben auch bewiesen, daß mit der hier geschilderten Meßmethode Flußpat selbst in der nur so geringen Konzentration von 1 Gew.-% eindeutig nachweisbar ist.

Zeitbedarf

Die Probenvorbereitung (Mahlen, Sieben usw.) erforderte im Durchschnitt pro Probe eine Zeit von zehn Minuten, die Untersuchung unter dem Mikroskop

vom Beginn des Aufheizens bis zum Wiedererreichen der Anfangstemperatur eine solche von durchschnittlich fünfzehn Minuten. Für die Untersuchungen waren zwei Mann erforderlich:

- a) einer zur Kontrolle der Aufheizgeschwindigkeit und der Temperatur,
- b) der andere für das Ablesen des Galvanometers und für die Protokollführung.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß nach dieser Methode zwei Mann in acht Stunden rund 20 Proben untersuchen können. Selbstverständlich könnte ein Mann bei einer Verwendung eines Schreibers anstelle des Galvanometers eingespart werden.

Folgerungen für die Anwendung der Thermolumineszenzmessungen in der Lagerstättenuche und -erkundung

1) Die Thermolumineszenzmessungen mit Hilfe eines Heitzisches und eines Photometers sind zum Nachweis von Flußspat bestens geeignet. Für diesen Nachweis genügen geringste Probenmengen (nach unseren Ergebnissen müßte 1 mm³ Material genügen), wie sie etwa bei Bohrungen in Form von Schmant anfallen.

2) Es kann mit relativ geringen Aufheizgeschwindigkeiten gearbeitet werden, was wieder eine ausgezeichnete Erfassung der Lumineszenzerscheinungen ermöglicht.

3) Es ist möglich, geringste Intensitäten nachzuweisen. Die untere Sichtgrenze eines normalsichtigen Menschen in einem stark abgedunkelten Raum liegt für die Reglerstellung 5 und einer Empfindlichkeit des Lichtmarken-Galvanometers von 0,002 μ A/Skt. bei 1,0 bis 1,3 Skalenteilen, entsprechend dem Glühen eines Korundplättchens bei 576—585° C. Vom Mikroskop-Photometer sind Lumineszenzerscheinungen im Ausmaß von nur 0,2 Skalenteilen noch eindeutig erfaßbar. Diese Tatsache gestattet den Einsatz dieser Methode zum Nachweis geringstlumineszierender Substanzen oder von lumineszierendem Material in starker Verdünnung.

4) Neben dem qualitativen Nachweis ist auch eine quantitative Erfassung möglich. Dazu müssen aber einige Voraussetzungen gegeben sein:

- a) Die Intensität ist sehr stark Korngrößenabhängig, daher sind quantitative Untersuchungen nur an Korngrößenmäßig gut definierten Proben zulässig.
- b) Die Korngröße des zu untersuchenden Materials muß in einem entsprechenden Verhältnis zur Größe des Meßfeldes stehen. Eine mathematische Ableitung ergab für ein Meßfeld von 0,40 mm² und unter der Voraussetzung einer isometrischen Kornform und eines gleichen spezifischen Gewicht-

tes der lumineszierenden Substanz und der nichtleuchtenden Umgebung und einem nachzuweisenden Gehalt von 1% eine Korngröße von maximal 0,02 mm. Bei unterschiedlichen spezifischen Gewichten oder einem kleineren Meßfeld kann eine noch geringere maximale Korngröße erforderlich werden. In den meisten Fällen wird man wohl mit einer Korngröße von um 0,01 mm das Auslangen finden.

Da die Thermolumineszenz verschiedener Proben der gleichen Mineralart stark variieren kann, ist es bei Gehaltsbestimmungen zuerst notwendig, an einer reinen (hochprozentigen) Probe den Lumineszenztyp festzustellen. Es erscheint nach meinen Untersuchungen unvorstellbar, lediglich auf Grund der Lage und der Intensität der Peaks auf eine bestimmte Substanz schließen zu können.

Steht der Lumineszenztyp fest, so können über verschiedene Mischungen im interessierenden Bereich für die einzelnen Gehalte Eichkurven aufgestellt werden, anhand derer — nicht störende Beimengungen vorausgesetzt — der Halt (etwa einer Bohrmehlprobe im Hof einer Lagerstätte) an einer lumineszierenden Substanz leicht und rasch bestimmt werden kann.

Schlußbemerkungen

Diese Darstellung befaßte sich nur mit Untersuchungen im ungefilterten Licht. Wie schon aus der Einleitung hervorgeht, lumineszieren die verschiedenen Substanzen in den unterschiedlichsten Farben. Die Erfassung der spektralen Verteilung der Lumineszenz kann zu einer besseren Charakteristik verschiedener Substanzen beitragen.

Dieser Aufsatz behandelte auch nur Minerale, also nur in der Natur vorkommende Substanzen. Es gilt nun zu prüfen, ob die hier vorgestellte Methode nicht auch in der Glasindustrie oder in der Keramik mit Vorteil angewendet werden kann.

Schrifttum

ZESCHKE, G.: Prospektion und feldmäßige Beurteilung von Lagerstätten. — Springer-Verlag, Wien 1964 (darin weitere Schrifttumshinweise).

Anschrift des Verfassers: Hochschulprofessor Dr. Johann Georg HADITSCH
Mariatrosterstraße 193
A-8043 Graz

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	123—131	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Ein Beitrag zur Kenntnis steirischer Ziegleirohstoffe

Von Johann Georg HADITSCH (Graz) und Franz LASKOVIC (Kirchdorf/Krems)

In den letzten Jahren kamen verschiedene Betriebe der steirischen Ziegelindustrie angesichts der erhöhten Qualitätsanforderungen des Marktes und der damit verbundenen gesteigerten Ansprüche an das Rohmaterial in wirtschaftliche Bedrängnis.

Die zu Ende gehenden Reserven an bisher genutzten Rohstoffen und die an die Abbauwürdigkeit derartiger Lagerstätten geknüpfte Forderung nach maschinell abbaubarem und homogenisierbarem Material hatten zur Folge, daß man in der Steiermark seit etlichen Jahren immer stärker von der Verwertung pleistozäner Terrassensedimente auf die jungtertiärer Ablagerungen übergeht.

Der steigende Bedarf an blähfähigen mineralischen Rohstoffen regte gleichzeitig die Suche nach entsprechendem Material an. Leider stellte sich bei einer Sichtung und systematischen Erfassung der zugänglichen geowissenschaftlichen Unterlagen bald heraus, daß solche auch heute noch immer völlig unzureichend und vielfach durch den inzwischen erfolgten Abbau veraltet sind, wurde doch die letzte zusammenfassende Arbeit schon vor zwanzig Jahren verfaßt (HAUSER 1952, 1954) und ist auch seither nur wenig diesen Fragenkreis Berührendes veröffentlicht worden. Es erscheint daher, will man in der Steiermark auf einer gesicherten Rohstoffbasis weiterarbeiten, nötig, ausgehend von den derzeit bebauten Vorkommen, die auch sonst noch bisher bekannt gewordenen nach modernen Gesichtspunkten zu untersuchen, um gegebenenfalls gezielt nach neuen Lagerstätten suchen zu können. Unser Bemühen um eine Erfassung aller geeigneten Rohstoffe der Steiermark wurden von der Kammer der Gewerblichen Wirtschaft für Steiermark, die uns finanziell unterstützte, von den heimischen Ziegelwerken, die die Befahrung der Vorkommen und die Entnahme entsprechenden Probenmaterials gestatten, Herrn Dr. G. KOPETZKY (Graz), dem wir für die Hilfe bei der Probenahme zu danken haben, und Herrn Prof. Dr. O. M. FRIEDRICH, der uns jede ihm mögliche Unterstützung in personeller und materieller Hinsicht gewährte, unterstützt. Allen hier Genannten sei an dieser Stelle der herzlichste Dank ausgesprochen.

Ein Teil der bisher aufgesammelten Proben wurde schon durch F. DOBROWSKY (1973) bearbeitet, die Ergebnisse umfangreicher granulometrischer, mineralogischer und sonstiger Untersuchungen sollen in absehbarer Zeit veröffentlicht werden. Im Folgenden sollen vierundzwanzig Proben besprochen werden, die von sechs derzeit bebauten Lagerstätten stammen und durch G. KOPETZKY aufgesammelt wurden.

Die untersuchten Proben stammen von folgenden Lagerstätten:

- a) Ziegelwerk Bairisch-Kölldorf bei Gleichenberg (W. Seebacher),
- b) Dach- und Falzziegelwerk Premstätten (A. Haas & Co.),
- c) Ziegelwerk Wundschuh (Ing. Bauer),
- d) Ziegelwerk Gleinstätten,
- e) Ziegelwerk Gasselsdorf (J. & J. Krainer),
- f) Illitbergbau Illmitz (= Ülmitz) bei Kapfenberg (Sedimentverwertung Ges. m. b. H.).

Über die genannten Vorkommen hat schon A. HAUSER (1952): 30—32, 36; 1954: 10, 11, 47, 48, 54, 55, 57) kurz berichtet. Der Genannte untersuchte damals die Wasseraufnahme, Plastizität, Thixotropie, Leitfähigkeit, den pH-Wert, das Raumbgewicht von Trocken- und Brennproben und bestimmte die Erweichungs- und Schmelztemperaturen verschiedener Proben. Nach A. HAUSER (1952) und G. KOPETZKY (1973) liegen die Lagerstätten teils in pleistozänen (diluvialen) Terrassenlehmen (Premstätten, Wundschuh, Gleinstätten, Gasselsdorf), teils im Jungtertiär (Bairisch-Kölldorf, Illmitz). Für Bairisch-Kölldorf wurde sar-matisches Alter nachgewiesen.

Die im Folgenden beschriebenen Proben wurden 1973 durch F. DOBROWSKY granulometrisch und röntgenographisch, sowie hinsichtlich ihres Quellvermögens, ihres Glühverlustes und anderer Parameter untersucht. Die Naßsiegung erfolgte mittels einer Rhewum-Schallfixsiebmaschine und unter Verwendung von 0,5 mm-, 0,12 mm-, 0,09 mm- und 0,06 mm-Sieben. Die Schlämmanalyse geschah nach der DIN 51033 mit der ANDREASEN-Pipette, aber mit Butylamin (1 : 700) als Aufschlußmittel. Die Probe Bairisch-Kölldorf 3 erwies sich als nicht aufschließbar, sodaß eine Korngrößenbestimmung nach den geschilderten Methoden nicht möglich war.

Die von DOBROWSKY erzielten Werte ergeben, nach der Klassifikation der DIN 4188 (1957)¹⁾ bzw. der ISO-TC 24 zusammengefaßt, nach der SINDOWSKI-Nomenklatur die nachstehende Tabelle 1 und, in ein t-sf-sa-Diagramm eingetragen, das folgende Bild (Abb. 1).

- 1) Ton („tü“): < 0,002 mm,
Schluff („sf“): 0,002—0,063 mm,
Sand („sa“): 0,063—2,0 mm.



- × Premstätten
- ▼ Wundschuh
- + Bairisch-Kölldorf
- Illmitz
- ▲ Gleinstätten
- Gasselsdorf

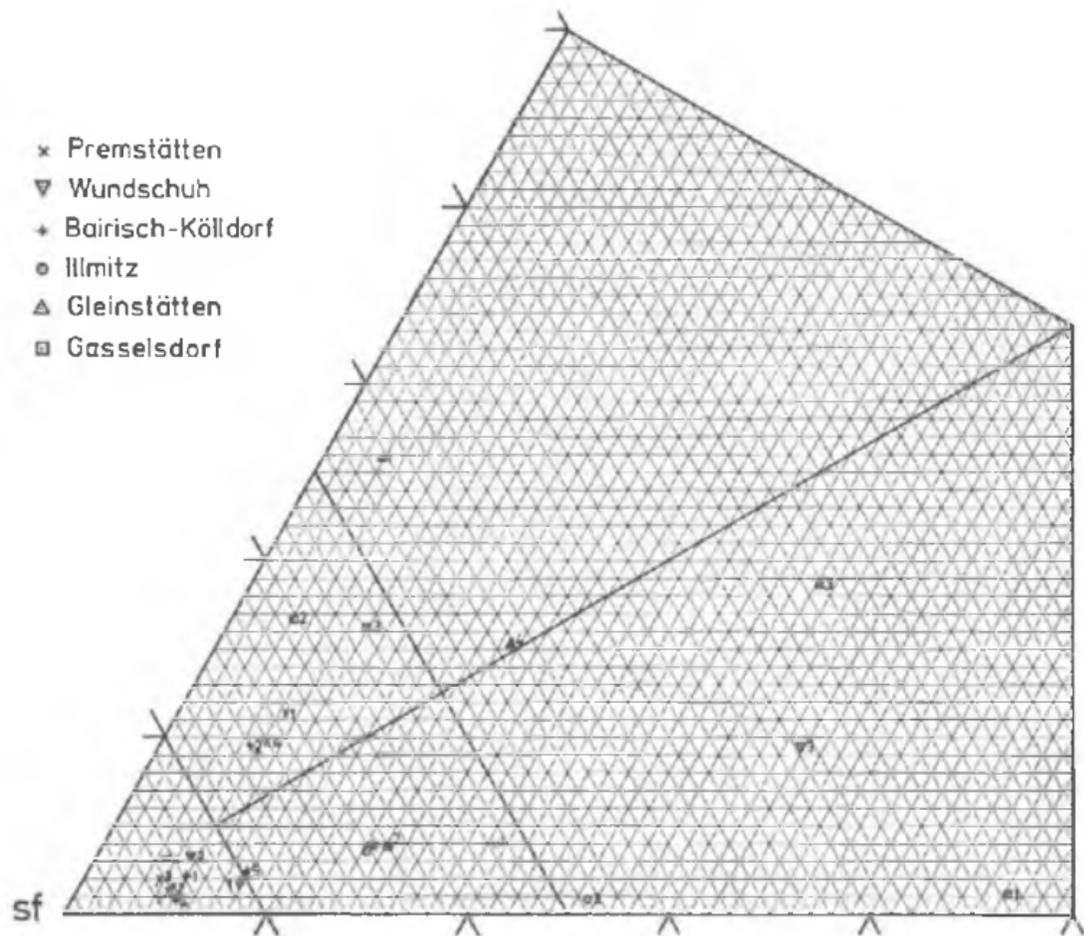


Tabelle 1

Probe		t-sf-sa-Werte ²⁾		
Bairisch-Kölldorf	1	t ₂	Sf ₉₃	sa ₅
	2	t ₁₀	Sf ₈₀	sa ₄
	4	t ₁	Sf ₉₄	sa ₅
	5 ³⁾	t ₂	Sf ₉₀	sa ₈
Premstätten	1	t ₁₁	Sf ₈₈	sa ₆
	2	t ₁	Sf ₉₄	sa ₅
	3	t ₂	Sf ₉₄	sa ₄
	4	t ₁₀	Sf ₈₅	sa ₅
	5 ³⁾	t ₁	Sf ₉₄	sa ₅
Wundschuh	1	t ₂	Sf ₉₀	sa ₈
	2	t ₃	Sf ₉₂	sa ₅
	3	t ₉	Sf ₅₉	sa ₃₂
	4 ³⁾	t ₃	Sf ₉₃	sa ₄
Gleinstätten	1	t ₂₆	Sf ₇₁	sa ₃
	2	t ₄	Sf ₈₂	sa ₁₄
	3	t ₁₉	Sf ₅₃	sa ₂₈
	4 ³⁾	t ₁₅	Sf ₇₀	sa ₁₅
Gasselsdorf	1	t ₁	Sf ₅₃	sa ₄₆
	2	t ₁₇	Sf ₈₀	sa ₃
	3 ³⁾	t ₁₈	Sf ₇₇	sa ₇
Illmitz	1 ³⁾	t ₄	Sf ₇₇	sa ₁₉
	2	t ₄	Sf ₈₃	sa ₁₃
	3	t ₁	Sf ₇₄	sa ₂₅

²⁾ Auf ganze Zahlen ab- bzw. aufgerundet.

³⁾ Pressenmaterial.

Wie aus der Abbildung 1 klar ersichtlich ist, liegen alle Werte in der sf-Ecke, d. h. zwischen dem Diagramm-Mittelpunkt und den Werten t₅₀ sf₅₀ und sf₅₀ sa₅₀.

Der Abbildung 1 entsprechend, sind die Proben Premstätten 2, 3 und 5, Wundschuh 1, 2 und 4 und Bairisch-Kölldorf 1 und 4 als Schluffe, die Proben Premstätten 1 und 4, Bairisch-Kölldorf 2 und Gasselsdorf 2 und 3 als tonhaltige Schluffe und die Proben Bairisch-Kölldorf 5, Illmitz 1 und 2 und Gleinstätten 2 als sandhaltige Schluffe zu bezeichnen. Die Proben Gleinstätten 1 und 4 stellen tonige Schluffe dar, die Proben Wundschuh 3, Illmitz 3, Gleinstätten 3 und Gasselsdorf 1 schließlich sandige Schluffe.

Schon von DOBROWSKY (1973: 36) in das WINKLER-Diagramm eingetragen, kommen die Proben Gleinstätten 1 innerhalb und 3 knapp außerhalb des Gittersteinfeldes zu liegen, die Proben Gleinstätten 4, Gasselsdorf 2 und 3 und Premstätten 1 liegen im Vollsteinfeld, die Proben Premstätten 4, Wundschuh 3 und Bairisch-Kölldorf 2 knapp außerhalb des zuletzt genannten Bereiches. Alle anderen Proben liegen weit außerhalb der WINKLER-Felder. Dieser Befund besagt, daß unseres Erachtens das WINKLER-Diagramm zur Beurteilung der genannten Rohstoffe nicht ohne vorherige Abänderung herangezogen werden sollte.

Die chemische Untersuchung erbrachte folgendes Ergebnis:

Tabelle 2
Bairisch-Kölldorf

	1	2	3	4	5
GV (1100 ^o , korr. f. FeO)	8,13	9,52	25,63	14,51	12,37
SiO ₂	56,05	54,57	29,01	49,00	48,82
Al ₂ O ₃ + TiO ₂ + P ₂ O ₅	20,87	18,31	9,78	17,58	18,60
Gesamt-Fe als FeO	8,29	6,72	5,28	3,67	6,43
CaO	1,25	3,77	25,02	9,60	7,17
MgO	2,69	3,65	4,22	3,54	3,93
K ₂ O	2,81	2,66	1,21	2,37	2,72
Na ₂ O	0,17	0,75	0,17	0,23	0,27
TiO ₂	+	—	—	(+)	(+)
MnO	—	0,33	0,12	—	0,16
S	(+)	+	(+)	+	+
Summe	100,26	100,28	100,44	100,50	100,47

Tabelle 3
Premstätten

	1	2	3	4	5
GV (1100 ^o , korr. f. FeO)	8,58	8,71	8,18	8,76	7,73
SiO ₂	58,18	58,83	60,32	58,58	62,13
Al ₂ O ₃ + TiO ₂ + P ₂ O	20,02	19,99	21,29	19,60	20,04
Gesamt-Fe als FeO	8,27	7,26	5,10	8,13	5,21
CaO	1,14	1,22	1,23	0,89	1,05
MgO	1,12	1,38	1,13	1,41	1,28
K ₂ O	1,67	1,80	1,65	1,49	1,74
Na ₂ O	0,57	0,92	1,05	0,58	0,95
TiO ₂	++	+	+	+	++
MnO	—	—	—	—	—
S	+	+	+	+	+
Summe	99,55	100,11	99,95	99,44	100,13

Tabelle 4
Wundschuh

	1	2	3	4
GV (1100 ⁰ , korr. f. FeO)	7,75	7,78	7,30	8,31
SiO ₂	60,31	59,93	67,89	59,84
Al ₂ O ₃ + TiO ₂ + P ₂ O ₅	19,61	19,05	15,56	19,80
Gesamt-Fe als FeO	7,12	8,02	6,07	6,86
CaO	1,15	1,05	0,84	1,23
MgO	1,57	1,42	1,12	1,48
K ₂ O	1,74	1,88	0,97	1,63
Na ₂ O	0,56	1,18	0,43	0,63
TiO ₂	++	+	+	+
MnO	—	—	—	—
S	—	—	—	—
Summe	99,81	100,31	100,18	99,78

Tabelle 5
Gleinstätten

	1	2	3	4
GV (1100 ⁰ , korr. f. FeO)	8,81	9,24	8,95	8,97
SiO ₂	60,71	61,31	64,51	59,87
Al ₂ O ₃ + TiO ₂ + P ₂ O ₅	20,20	17,08	16,00	21,01
Gesamt-Fe als FeO	5,89	7,19	6,40	6,07
CaO	0,82	0,73	0,71	0,70
MgO	0,89	1,36	1,11	0,97
K ₂ O	1,84	1,93	1,77	1,62
Na ₂ O	0,31	0,56	0,27	0,43
TiO ₂	++	++	++	++
MnO	—	—	—	—
S	—	—	—	—
Summe	99,47	99,40	99,72	99,64

Tabelle 6
Gasselsdorf

	1	2	3
GV (1100 ⁰ , korr. f. FeO)	8,79	10,00	10,24
SiO ₂	62,61	62,36	59,20
Al ₂ O ₃ + TiO ₂ + P ₂ O ₅	18,11	22,10	20,64
Gesamt-Fe als FeO	7,26	2,88	6,22
CaO	0,63	0,53	0,30
MgO	0,67	0,63	0,89
K ₂ O	1,34	1,48	1,71
Na ₂ O	0,06	0,24	0,26
TiO ₂	(+)	+	(+)
MnO	—	—	—
S	—	—	—
Summe	99,47	100,22	99,46

Tabelle 7
Illmitz

	1	2	3
GV (1100°, korr. f. FeO)	17,29	11,43	22,91
SiO ₂	44,85	56,19	37,79
Al ₂ O ₃ + TiO ₂ + P ₂ O ₅	14,94	18,13	9,71
Gesamt-Fe als FeO	5,79	7,91	6,61
CaO	12,78	1,83	19,35
MgO	1,91	1,76	1,71
K ₂ O	1,76	2,25	1,74
Na ₂ O	0,44	0,24	0,24
TiO ₂	—	(+)	—
MnO	—	—	—
S	+	+	+
Summe	99,76	99,74	100,06

Die teilweise sehr hohen CaO- und die auch erhöhten MgO-Werte der Proben von Bairisch-Köllldorf (Tab. 2) gehen wohl auf organische (Schalen-)Reste zurück.

Die Analysenwerte in ein si-ro-al-Diagramm⁴⁾ eingetragen, ergeben ein anschauliches Bild von der chemischen Gleich- oder Ungleichartigkeit der verschiedenen Proben (Abb. 2). Die beste Übereinstimmung zeigen die Proben von Premstätten, eine sehr gute bis gute die von Wundschuh, Gleinstätten und Gasselsdorf. Bei allen diesen Proben liegt der ro-Wert zwischen 1,35 und 3,29, der al-Wert zwischen 18,22 und 25,81 und der si-Wert zwischen 71,84 und 79,49. Am wenigsten stimmen die Proben von Bairisch-Köllldorf (si: 42,64—69,32; ro: 4,87—42,98; al: 14,38—25,81) und Illmitz (si: 55,12—72,12; ro: 4,61—30,72; al: 14,16—23,27) überein. In dem durch die analysierten Proben erfaßten Bereich sind also die Vorkommen in den pleistozänen Terrassenlehmen chemisch homogener als die in den jungtertiären Ablagerungen.

Die Ergebnisse der chemischen Untersuchung stimmen gut mit der mineralogischen Zusammensetzung der Proben, wie diese röntgenographisch durch F. DOBROWSKY (1973) nachgewiesen werden konnte, überein (Tab. 8).

⁴⁾ si = SiO₂; ro = CaO + MgO + BaO; al = Al₂O₃ + TiO₂ („handelsübliche Tonerde“). Alle Werte sind für die Analysensumme 100 % korrigiert.

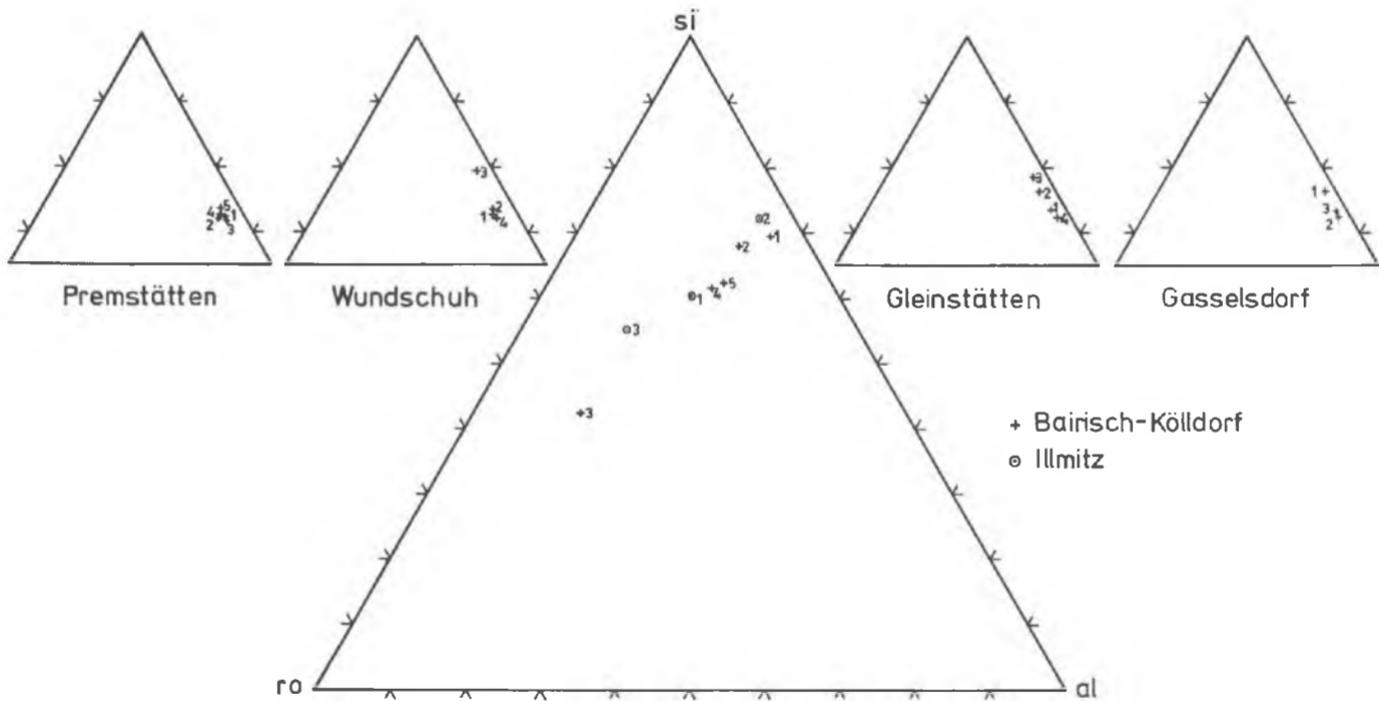


Tabelle 8

		Quarz	Muskovit	Illit	Plagiokla:	Chlorit (Leuchten- bergit)	Dolomit	Calcit
Bairisch-Kölldorf	1	+	+	+	+	+		
	2	+	+	+	+	+		
	3	+	+	+		+		+
	4	+	+	+	+	+	+	+
	5	+	+	+	+	+	+	+
Premstätten	1	+	+	+	+	+		
	2	+	+	+	+	+		
	3	+	+	+	+	+		
	4	+	+	+	+	+		
	5	+	+	+	+	+		
Wundschuh	1	+	+	+	+	+		
	2	+	+	+	+	+		
	3	+	+	+	+	+		
	4	+	+	+	+	+		
Gleinstätten	1	+	+	+				
	2	+	+	+	+			
	3	+	+	+	+			
	4	+	+	+				
Gasselsdorf	1	+	+	+		+		
	2	+	+	+				
	3	+	+	+	+			
Illmitz	1	+	+	+	+	+		+
	2	+	+	+	+	+		
	3	+	+					+

Somit kann zusammenfassend gesagt werden, daß die einzelnen Proben einer bestimmten Lagerstätte zwar Korngrößenmäßig relativ stark variieren können, aber chemisch (und mineralogisch) zumindest bei den pleistozänen Lagerstätten eine gute Übereinstimmung der Analysenwerte feststellbar ist.

Schrifttum

- DOBROWSKY, F.: Sedimentpetrographische Untersuchungen einiger Ziegeleirohstoffe aus dem Steirischen Tertiär. — Diplomarbeit, Montanistische Hochschule Leoben, 76 p., Leoben 1973.
- HAUSER, A.: Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks. Die Lehme und Tone Steiermarks. I. Teil, H. 11, 39 p., Graz 1952; II. Teil, H. 12, 68 p., Graz 1954.
- KOPETZKY, G.: Die Rohstoffbasis der steirischen Ziegelwerke. — Referat zur Ordentlichen Generalversammlung der Genossenschaft steirischer Ziegelwerke am 26. April 1973. Manuskript, 11 p., Graz 1973.
- Anschrift der Verfasser: Hochschulprofessor Dr. Johann Georg HADITSCH
 Mariatrosterstraße 193, A-8043 Graz
 Chefchemiker Dipl.-Ing. Franz LASKOVIC
 Portland-Cementwerk Hofmann & Comp.
 A-4560 Kirchdorf/Krems

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	133—140	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Die quantitative Bestimmung von Thermolumineszenzspektren, dargestellt an verschiedenen „weißblau“ lumineszierenden Flußspäten

Von Johann Georg HADITSCH (Graz) und Ingomar O. MÜLLER (Leoben)

Eine 1972 entwickelte Methode gestattet es, mittels eines Mikroskopes, eines Heiztisches und eines Mikroskop-Photometers rasch, mit geringem Aufwand und geringen Probemengen quantitative Thermolumineszenzuntersuchungen durchzuführen und diese auch der Lagerstätten erkundung nutzbar zu machen (J. G. HADITSCH, 1972). Bei Messungen an Flußspäten verschiedener Lagerstätten stellte sich heraus, daß die Stärke der Thermolumineszenzercheinungen selbst nicht nur für eine Mineralart in weiten Grenzen variieren kann, sondern daß auch die Temperaturlage der Kurvengipfel von Fundort zu Fundort verschieden sein kann. Allgemein zeigte es sich, daß die Thermolumineszenzkurven bis zu drei deutlich ausgeprägte Gipfel aufweisen können. Besonders die Proben von der Grube Beihilfe (Halsbrücke, Freiberg/Sachsen) und von Santa Luzia, Paraiba do Norte (Brasilien) zeigten diese Verhältnisse in sehr anschaulicher Weise, doch können in dieser Hinsicht auch die Späte vom Weißeck (Land Salzburg) oder die von Sulzbach bei Donaustauf genannt werden.

Alle untersuchten Proben zeigten eine für das menschliche Auge nicht weiter unterscheidbare „weißblaue“ Lumineszenzfarbe. Die an und für sich zwar nicht starke, aber mit den heutigen Hilfsmitteln doch quantitativ erfaßbare Intensität der Erscheinungen verleitete zu einem Versuch, die Thermolumineszenzfarbe spektral zu zerlegen, um weitere charakteristische Merkmale der verschiedenen Proben zu ermitteln.

An Geräten wurden verwendet:

Mikroskop: Ortholux (Aristophot-Grundgestell, Periplan GF 10 x-Okulare, Objektiv P 5,6/0,15).

Heiztisch: LEITZ 1350, mit Wasser gekühlt, kein Schutzgas, Transformator (300 VA), Probenhalter (aus Kupfer, durch Korundplättchen abgedeckt,

Meßfläche: ca. 3 mm²), Aufheizgeschwindigkeit 500° C/12 min. (etwa 40° C/min.). Temperatureichung mittels Kaliumbichromat pro analysi (Schmelzpunkt: 394° C) und reinstem Silber (Schmelzpunkt: 961° C).

Mikroskop-Photometer: MPV (LEITZ), Photovervielfacher RCA 1 P 21. Präzisionsinterferenzlinien-Filter (640-21, 590-20, 546-20, 497-21, 436-21), Meßfeld 0,4 mm², Versorgungsgerät LEITZ (110—240 V, 50—60 Hz, Reglerstufe 7), Anzeigegerät (Lichtmarken-Galvanometer der Fa. NORMA, Empfindlichkeit 0,002 µA/Skt.).

Die Eichung erfolgte durch die Glühkurven des Korundplättchens (Tabelle 1).

Tabelle 1

Reglerstufe 7 Skalenteile	Temperatur (° C ± 5° C) bei Wellenlänge				
	436 nm	497 nm	546 nm	590 nm	640 nm
1	830	726	653	615	622
2	866	745	673	637	644
3	884	758	690	652	660
4	900	770	700	662	672
5	910	777	709	672	681
6	918	784	716	678	689
7	925	790	722	683	696
8	931	795	727	688	703
9	936	799	732	692	708
10	940	803	737	696	713
12	948	811	745	704	722
14	956	818	753	710	729
16	964	824	758	716	734
18	970	830	762	720	740
20	975	834	766	724	745
25	985	844	774	732	755
30	995	852	782	740	765
35	1 005	860	790	747	771
40	1 013	866	797	754	776
45	1 020	872	802	760	781
50	1 025	877	807	765	786
55	1 030	882	812	770	791
60	1 033	887	817	774	796
65	1 036	891	821	777	801
70	1 039	895	825	780	806
75	1 042	899	829	783	811
80	1 045	903	833	786	816
85	1 048	906	837	789	820
90	1 051	909	890	791	824
95	1 053	912	892	793	827
100	1 055	914	894	795	830

Es wurden folgende Proben der nachstehenden Korngröße untersucht:

1. Sulzbach bei Donaustauf (250—315 μ)
2. Weißbeck, Land Salzburg (250—315 μ)
3. Grube Beihilfe; Halsbrücke, Freiberg/Sachsen (500—630 μ)
4. Santa Luzia; Paraiba do Norte, Brasilien (200—250 μ)

Die Zerkleinerung des Rohmaterials erfolgte teils händisch (Weißbeck), teils maschinell (alle übrigen Proben) mittels der FRITSCH-Pulverisette 6. Die Siebung wurde mittels der entsprechenden Normprüfsiebe vorgenommen.

Die Untersuchungen erbrachten folgende Ergebnisse:

Der Flußspat von *Sulzbach* zeigt, wie HADITSCH 1972 nachweisen konnte, einen etwas asymmetrischen Gipfel. Der steile Abfall bei 330° C geht auf eine Dekrepitation und die damit verbundene Lageänderung der Probenkörner und nicht auf eine Lumineszenzabnahme zurück. Dem Gipfel bei 330° C entspricht lediglich der der 497 nm-Kurve, bis zu einem gewissen Grad vielleicht auch noch der der 546 nm-Kurve. Die 436 nm- und 590 nm-Kurven haben ihre Gipfel bei 320° C bzw. 307° C. Die 640 nm-Kurve schließlich zeigt keinen ausgeprägten Peak. Für die Asymmetrie der Lumineszenz, d. h. für den flacheren Anstieg bis 330° C und den steileren Abfall über dieser Temperatur, sind die 497 nm- und 490 nm-Kurven verantwortlich. Ein weiterer Vergleich der einzelnen Kurven mit der von HADITSCH 1972 gemessenen Gesamtintensität ist deswegen nicht unmittelbar möglich, weil HADITSCH seinerzeit eine andere Reglerstellung (1972: 5, für diese Arbeit: 7) benutzte (Tafel 1).

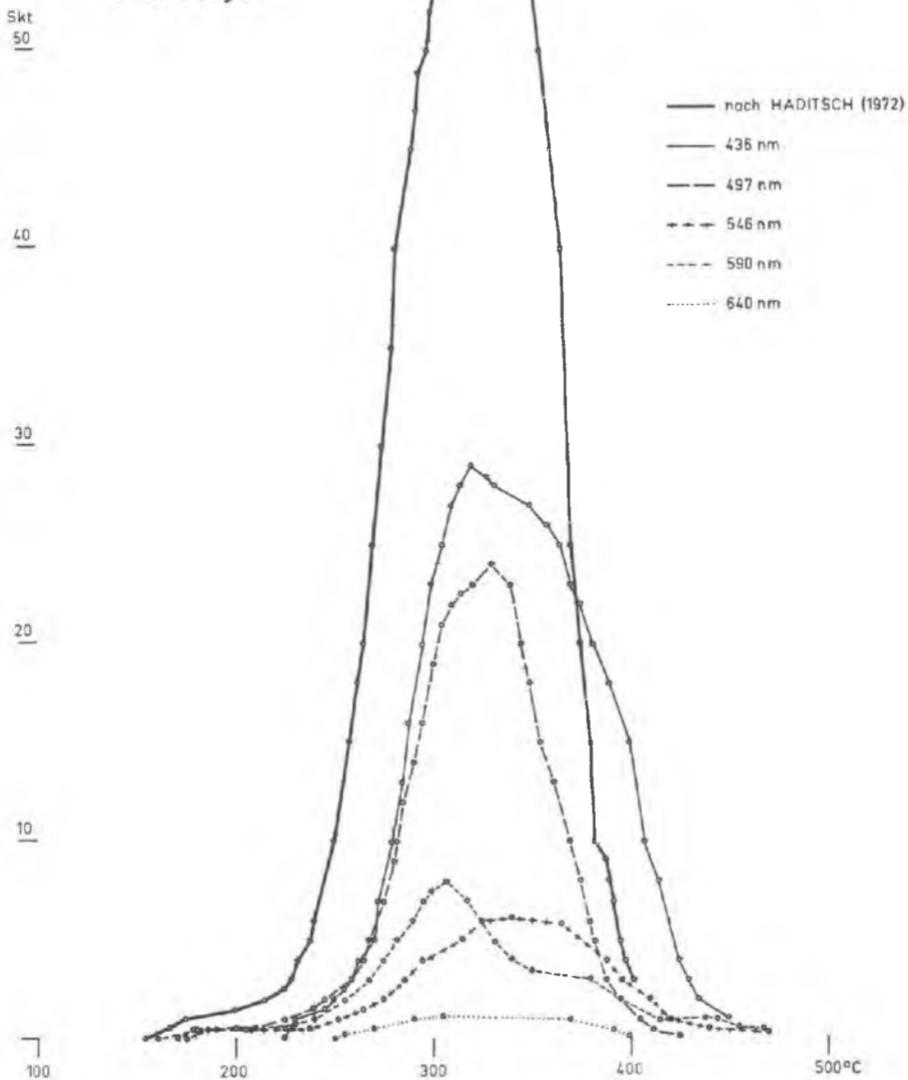
Die Tafel 2 stellt die spektrale Verteilung der Lumineszenzerscheinung des Flußspates vom *Weißbeck (Land Salzburg)* dar. Wie HADITSCH 1972 (Tafel 1) zeigen konnte, hat dieser Flußspat in der Körnung 250—315 μ einen einzigen Gipfel bei 415° C. Es wäre daher zu erwarten, daß dieser Gipfel gleichmäßig aus den verschiedensten Wellenlängen aufgebaut ist. Die vorgenommene Untersuchung hat aber gezeigt, daß an der Spitze wesentlich nur eine oder zwei Wellenlängen beteiligt sind, nämlich 436 nm, vielleicht auch 497 nm, wogegen am steilen Anstieg zu dieser Spitze, d. h. für die Thermolumineszenz zwischen 300 und 435° C, auch andere Wellenlängen beteiligt sind. Auch für die Kurve 497 nm liegt der Hauptgipfel bei 370° C. Die Wellenlänge 640 nm ist für die Intensität der Thermolumineszenz dieses Flußspates bedeutungslos. Ihr größter Wert lag noch immer unter einem Skalenteil.

Das Diagramm 3 zeigt wesentlich deutlicher als die vorher gebrachten Tafeln, daß die Gesamtintensität der Thermolumineszenzerscheinungen sehr wesentlich von der Intensität der einzelnen Wellenlängen abhängt.

Der Flußspat der *Grube Beihilfe* der Körnung 500—630 μ hatte drei Kurvengipfel (HADITSCH 1972), nämlich einen bei etwa 190° C (auf der Tafel 3 nicht

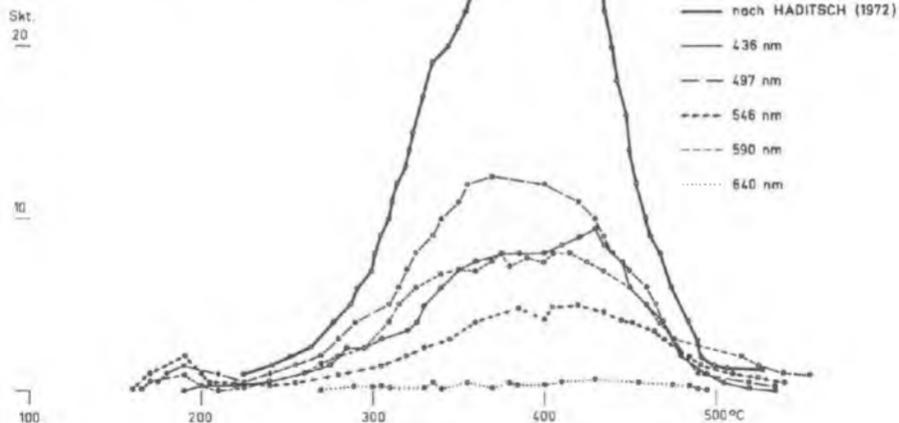
Sulzbach
250-315 μ

TAFEL 1



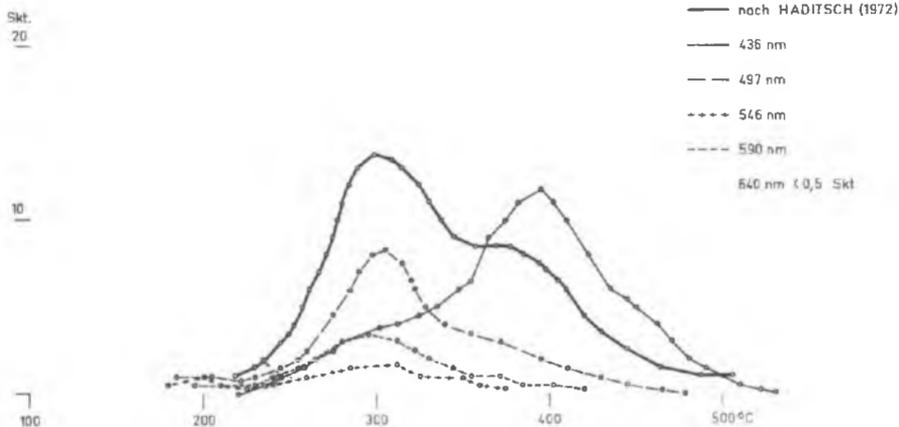
Weißeck (Salzburg)
250-315 μ

TAFEL 2



Grube Beihilfe
500-630 μ

TAFEL 3



Skt.
50

Santa Luzia
200-250 μ

TAFEL 4

40

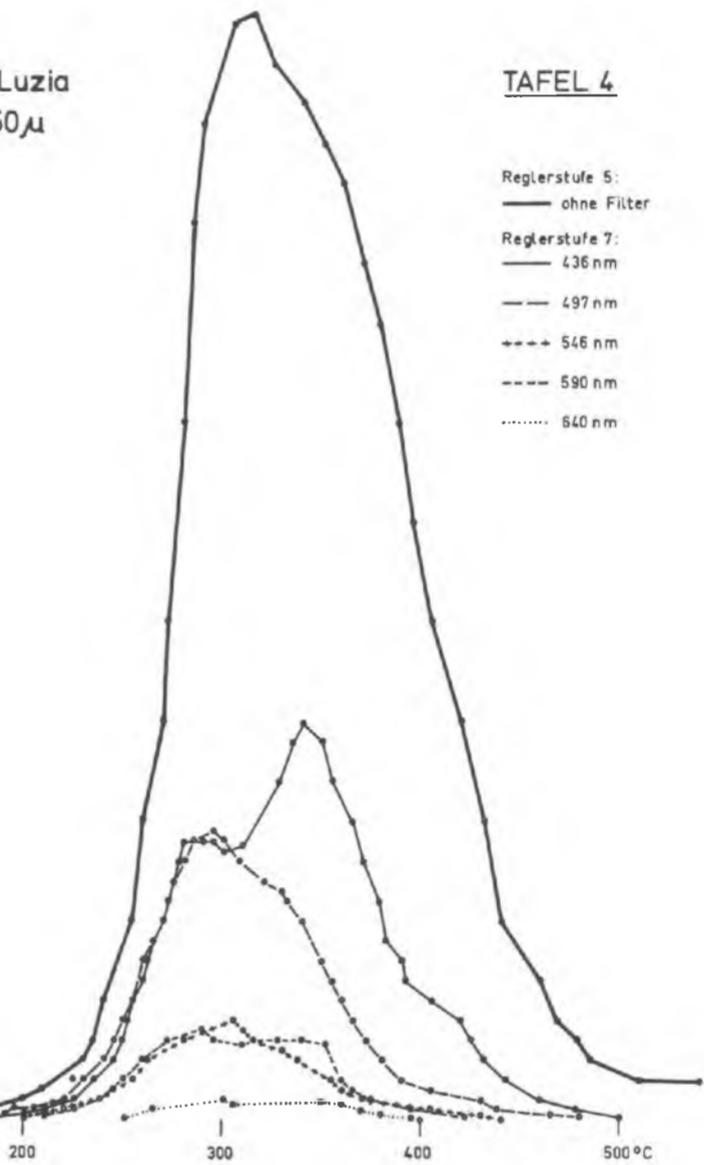
30

20

10

100

- Reglerstufe 5:
— ohne Filter
- Reglerstufe 7:
— 436 nm
- - - 497 nm
+ + + 546 nm
- - - 590 nm
..... 640 nm



enthalten), einen (nämlich den größten) bei 300° C und einen weiteren bei etwa 380° C. Vergleicht man nun die erwähnte Kurve mit den Intensitäten für die verschiedenen Wellenlängen, so erkennt man, daß der Hauptgipfel bei 300° C auf entsprechende Peaks der Kurven für 497 nm, 546 nm und 590 nm zurückgeht, wogegen der Kurvengipfel bei 380° C nahezu ausschließlich auf den entsprechenden Peak für die Wellenlänge 436 nm zurückgeführt werden kann. Am ersten Gipfel (wie erwähnt, bei 190° C) sind alle Wellenlängen mit Ausnahme der von 546 nm beteiligt.

Der Flußspat von *Santa Luzia* hat für das „weiße“ Licht einen asymmetrisch aufgebauten Gipfel bei 316° C. Diesem entspricht keiner bei den untersuchten Wellenlängen: Die Lumineszenz bei 436 nm zeigt zwei Gipfel, einen niedrigeren bei ca. 300° C, einen höheren bei 340° C. Bei etwa 300° C liegt auch der Peak für die 497 nm-Kurve. Die Wellenlänge 546 nm hat ihren Gipfel bei 305° C, die 590 nm- und 640 nm-Kurven haben keine ausgeprägten Maxima. Somit kann im Falle des Fluorit von *Santa Luzia* gesagt werden, daß das Lumineszenzmaximum durch entsprechende Intensitäten aller Wellenlängen aufgebaut wird (Tafel 4).

Damit konnte bewiesen werden, daß an den Thermolumineszenzmaxima in manchen Fällen alle Wellenlängen (*Santa Luzia*), in anderen nur einzelne beteiligt sind. Es konnte auch gezeigt werden, daß manchmal die Ausprägung eines Nebenmaximums auf nur eine Wellenlänge zurückgeführt werden kann (Grube Beihilfe, Tafel 3).

Jedenfalls scheint damit festzustehen, daß keineswegs allein die Angabe der Intensität der Thermolumineszenzerscheinungen im „weißen“ Licht für die Charakterisierung eines Minerals ausreicht. Es muß vielmehr festgehalten werden, daß die Thermolumineszenzerscheinungen nicht nur ihrer Größe nach von den Faktoren, die HADITSCH 1972 aufgezeigt hat, abhängen, nämlich, daß die Intensitäten sehr stark korngößenabhängig sind, daß also quantitative Untersuchungen nur an granulometrisch gut definierten Proben zulässig sind, und daß auch die Korngröße des zu untersuchenden Materials in einem entsprechenden Verhältnis zur Größe des Meßfeldes stehen muß, sondern daß sie auch in charakteristischer Weise in unterschiedlicher Intensität von verschiedenen Lichtsorten zusammengesetzt sind. Somit kann zusammenfassend gesagt werden, daß die spektrale Verteilung der Thermolumineszenzerscheinungen nach unseren Untersuchungen durchaus imstande ist, zu einer besseren Charakterisierung zumindest der Flußspäte beizutragen. Weitere Untersuchungen werden zeigen können, ob diese Methode auch für andere Bereiche der Wissenschaft, etwa für die Archäologie oder die Prospektion, erfolgreich angewendet werden kann.

Schrifttum

HADITSCH, J. G., 1972: Eine neue Methode der Thermolumineszenzuntersuchung und ihre mögliche Anwendung in der Lagerstätten erkundung. — (Manuscriptum conclusum 1972.) Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Sb. 2, 1974: 109—121.

Anschriften der Verfasser: Hochschulprofessor
Dr. Johann Georg HADITSCH
Mariatrosterstraße 193
A-8043 Graz

Dipl.-Ing. Ingomar O. MÜLLER
Nagelschmiedgasse 6
A-8707 Leoben

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	141—146	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Über Kupfererzvorkommen im Bergland von Qom, westlicher Zentral-Iran

Von Herwig F. HOLZER (Wien)

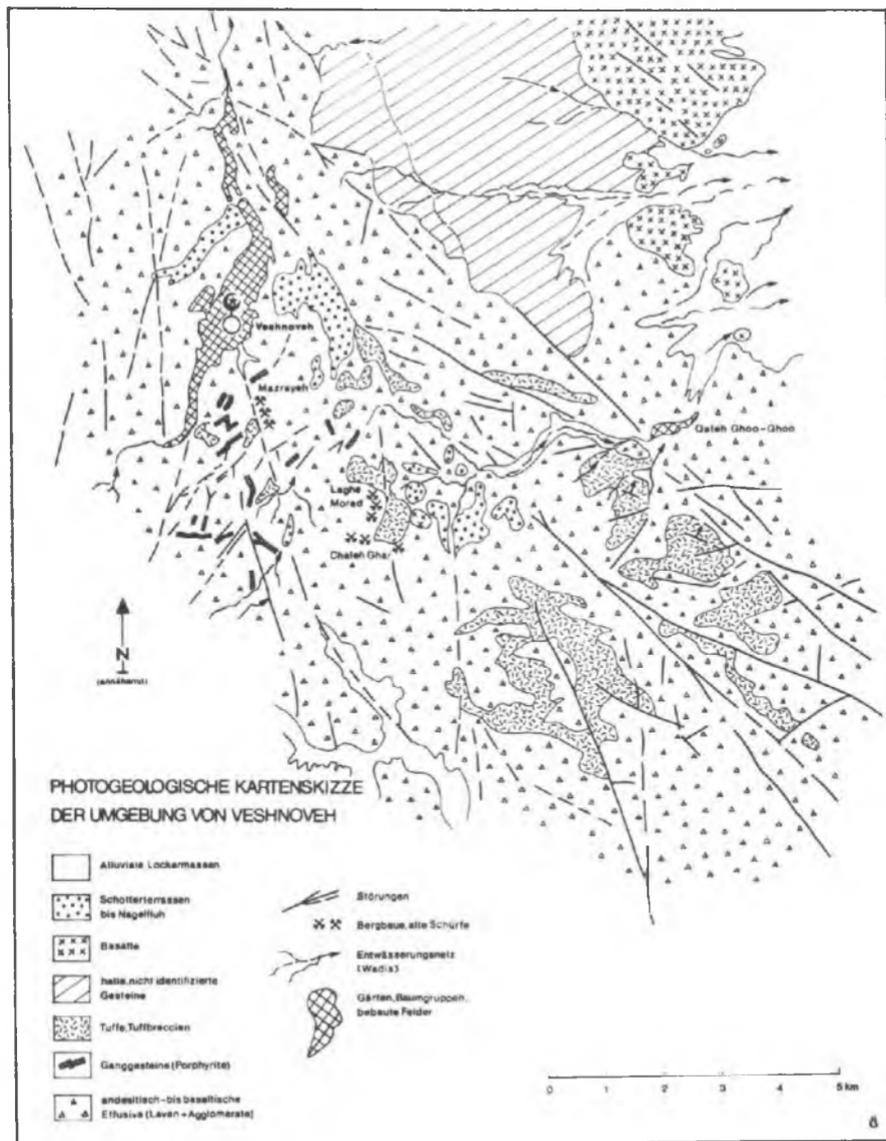
1. Vorwort

Die nachstehend beschriebenen Kupfererzvorkommen wurden vom Verfasser gemeinsam mit Herrn Eng. Morteza MOMENZADEH im Auftrag des Geologischen Dienstes von Iran im Herbst 1969 geologisch erkundet. Die Vorkommen, obwohl von geringerer wirtschaftlicher Bedeutung, sind deshalb von Interesse, weil sie einem im Iran recht häufigen Typus von Kupfermineralisationen angehören, und auch weil die kleinen Lagerstätten im Umkreis der Ortschaft Veshnoveh bereits in prähistorischer Zeit in Abbau gestanden sind. Der Verfasser hofft, mit diesem kurzen Bericht unseren verehrten Herrn Prof. Dr.-Ing. O. M. FRIEDRICH an die eindrucksvolle Landschaft, an die Geologie und die Lagerstätten Persiens zu erinnern, denen er einen Teil seiner Schaffenskraft gewidmet hat.

The Geological Survey of Iran, glad to have a share in honouring Professor FRIEDRICH, permitted publication of this report.

2. Lage der Vorkommen

Die Kupfergruben von Veshnoveh liegen im Bergland von Qom, etwa 55 Straßenkilometer südlich dieser berühmten Stadt mit der weithin leuchtenden goldenen Kuppel des Grabmals der Fatimah-e-Masumeh, etwa auf 34°15' Nord und 51° Ost. Von dem ansehnlichen Dorf Veshnoveh führt eine Werksstraße zu der 1969 in Abbau gestandenen Erzlagerstätte von Mazrayeh; die anderen, etwa 4—5 km vom Dorf entfernten Vorkommen von Chaleh Ghar und Laghe Morad, die seit langen Zeiten nicht mehr beschürft werden, sind nur zu Fuß erreichbar.



3. Geologische Verhältnisse

Die gebirgige Umgebung der Erzkvorkommen baut sich überwiegend aus basischen bis intermediären Vulkaniten und Pyroklastiten auf. Andesitische Breccien und basaltische Agglomerate stehen in Wechsellagerung mit dunkelbraunen bis grünen Mandelsteinen von basaltischem bis andesitischem Charakter. Die Blasen Hohlräume der letzteren sind häufig mit Mineralien wie Epidot, Calcit und Pumpellyit erfüllt. Zwischen den Vulkanitdecken wurden schwache Lagen von dunklen tuffitischen Sandsteinen und Tuffen beobachtet.

Zahlreiche Ganggesteine, meist blaßgrüne, splittrige Augitporphyrite, durchschlagen obige Gesteinsvergesellschaftung. Die Vulkanite werden an vielen Stellen von gut geschichteten, feinkörnigen Tuffen von lichtgrauer, seltener von grüner oder rot-violetter Farbe überlagert; auch Tuffbreccien kommen vor. Diese bestehen aus kantigen, basischen Vulkanitfragmenten in heller, feinkörniger Tuff-Matrix. Die grünen Tuff-Varietäten gleichen den bekannten eoziänen Tuffen des Alborz-Gebirges.

Auf den Bergkuppen nächst der Lokalität Qaleh Ghoo Ghoo lagern schwarze, frische Basaltdecken. Die Gesteine zeigen manchmal die bekannten säulig-hexagonalen Absonderungsformen und repräsentieren das jüngste Glied der vulkanischen Abfolge.

Die Flanken der nach Osten, gegen die Kashaner Kavir hin entwässernden Trockentäler sind mit mächtigen, grob geschütteten Konglomeraten mit Sandsteinlagen bedeckt. Unter den Komponenten herrschen gut gerundete Lavagesteine vor, doch findet man auch Gerölle von hellen Kalken. Es wird sich hierbei um pleistozän-fluviatile Ablagerungen handeln.

Auf den Luftbildern des Gebietes ist intensive Bruchtektonik erkennbar; die Hauptrichtung der bedeutenderen Brüche verläuft in nord-nordwestlicher Richtung.

Einen groben Überblick über die geologische Situation vermittelt beigeschlossene photogeologische Kartenskizze.

Die andesitisch-basaltische Abfolge kann als Produkt von subaquatischen Extrusionen bzw. Oberflächenvulkanismus angesehen werden. Die Gesteine wurden wahrscheinlich in oder nahe von flach-marinen Bereichen abgelagert. Als Hinweise für diese Interpretation werden die eingeschalteten, feinschichtigen Sandsteinlagen angesehen, die anderwärts marine bis brackische Gastropoden geliefert haben.

Das Alter der Vulkanit-Abfolge ist im Umkreis der Lagerstätten nicht direkt bestimmbar. Vermutlich handelt es sich um die weit verbreiteten mittel- bis obereozänen bzw. oligozänen Effusiva, wie sie von J. DOZY (1955) beschrieben wurden. Die hangenden Basaltergüsse können jünger sein (Mio-Pliozän?).

4. Die Vererzung

Die vorgefundenen Mineralisationen zeigen bei allen drei Vorkommen recht einheitlichen Charakter: grüne und braune Mandelsteine, Lavabreccien und Agglomerate enthalten unregelmäßig verteilte Nester, Butzen und Äderchen von *Kupferglanz*, etwas *Bornit* und kleine Mengen von natürlichem *Kupfer*. *Malachit* und *Azurit* sind, wie auf allen iranischen Kupferlagerstätten, sehr häufig. Verbreitet sind auch kleine Geoden mit Calcitfüllung und Malachitbestegen an den Rändern zu finden. *Kupferglanz* und *Malachit* füllen häufig dünne, wenig anhaltende Adern in Klüften des Nebengesteins. Etwas *Kupferkies* wurde gelegentlich beobachtet*).

Wie die Aufschlüsse der Grube von Mazrayeh zeigen, ist die lokal reiche, aber absätzig Mineralisation vorwiegend und die hangenden Abschnitte der allgemein flach ostwärts fallenden Ergußdecken gebunden, wobei die Vererzung gegen das Liegende der Vulkanitdecke zu rasch verarmt bzw. ausgeht. Die Vorkommen gehören zu jenem Typus von Kupfervererzungen, die von HÜBER und BAZIN (1969) als Typus III/1/a: an tertiäre Lavengesteine und Pyroklastika geknüpft, zusammengefaßt wurden.

Im Bereich von Mazrayeh wurden 1969 die Erzanreicherungen teils im Tagebau, teils in kurzen Stollen und Strecken abgebaut. Das Fördererz wurde an Ort und Stelle gekuttet und angereichert, wobei jährlich etwa 1000 Tonnen von handgeschiedenem Erz zum Versand gelangten. Das Verkaufserz hatte Gehalte von 7—8 % Cu. Zahlreiche, vom Verfasser gezogene Proben der anstehenden Vererzung wiesen laut Analysenbericht des Chemischen Laboratoriums des Geologischen Dienstes in Teheran einen durchschnittlichen Gehalt von 1,17 % Cu auf.

Die Lagerstätte von *Mazrayeh* erstreckt sich (mit tauben Unterbrechungen) auf ca. 400 m entlang eines Höhenzuges (SH um 1200 m), in welchem zahlreiche höhlenartig geformte alte Baue liegen. Das vererzte Gebiet wird im Südwesten von einer WNW-streichenden, bedeutenden Störung abgeschnitten, jenseits welcher keine Erzausbisse mehr gefunden wurden. Zahlreiche Porphyritgänge zerschneiden die Vulkanitabfolge und die daran gebundenen Vererzungen.

Chaleh Ghar liegt am Rand eines kar-artig geformten Talschlusses. Mehrere enge, schluffartige und offenbar sehr alte Mundlöcher führen in ein enges Gewirr von niederen Strecken und höhlenartigen Abbauen mit kurzen Aufbrüchen und Gesenken. Die Sohle der alten Baue ist mit Höhlensediment und Felstrümmern bedeckt; die Hohlräume wurden sehr wahrscheinlich mit Feuersteinen aufgefahren. Die Vererzung ist, wie in Mazrayeh, irregulär-nesterartig und stark absätzig.

*) Da es sich bei der Bearbeitung der Erzvorkommen um eine erste geologische Erkundung handelte, wurden keine erzmikroskopischen Untersuchungen angestellt.

Laghe Morad liegt an der Ostflanke eines aus grünen oder braunen Mandelsteinen aufgebauten Höhenzuges. Fünf oder sechs höhlenartige Mundlöcher waren auf stärker mineralisierte Bereiche der flach ostwärts fallenden Vulkanitdecken angesetzt worden. Drei dieser alten Gruben konnten, überwiegend schließend, befahren werden; die übrigen sind am Eingang verstürzt bzw. von akkumuliertem Geröll und Sand verschlossen.

5. Bergbaugeschichte

In den meisten der alten Gruben wurden neben verschiedenen Keramikbruchstücken zahlreiche, offensichtlich antike Rillenschlägel gefunden, teils in gutem Erhaltungszustand in Höhlensediment, teils als „verbrauchte“ Bruchstücke vor den Mundlöchern. Die Rillenschlägel, im Gewicht zwischen 1200 und 1900 Gramm, bestehen aus einem zähen, dunkelgrünen Hornblende-Pyroxen-Lamprophyr (Spessartit), einem in der weiteren Umgebung absolut ortsfremden Gestein. Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. PITTIONI (Wien) wurden die alten Gruben von *Laghe Morad* erneut befahren und grob vermessen. Herr Dr. G. GROPP, damals am Deutschen Archäologischen Institut in Teheran, nahm an der Befahrung teil und studierte die Keramikfunde. Über die Ergebnisse wurde 1971 berichtet (H. F. HOLZER u. M. MOMENZADEH, mit Beitrag von G. GROPP).

Von vielen Forschern wird angenommen, daß das Iranische Hochland (und Anatolien) das Geburtsland des Bergbaues und der Metallurgie waren. Zu den ältesten, von Menschenhand geschaffenen Metallobjekten zählen die Kupferfunde von *Tepe Sialk* bei *Kashan*, die an den Beginn oder in die Mitte des 5. Jahrtausends v. Chr. gestellt werden. Ursprünglich wurde die Frage diskutiert, ob das in *Tepe Sialk* verwendete Kupfer nicht von der Grube *Talmessi* bei *Anarak* (nordöstlich von *Nain*) stammen könne, wo elementares Kupfer in größeren Mengen in der Zementationszone gefunden wurde. *Talmessi* liegt ca. 200 km Luftlinienentfernung von *Tepe Sialk*.

Nachdem die ersten Metallartefakte aus gehämmertem (elementarem) Kupfer bestehen, so wird dieses von den prähistorischen „Fachleuten“ besonders gesucht worden sein. Nach WERTIME (1964) kam das Schmelzen und die Reduktion mit Holzkohle zwischen dem Ende des 5. und dem 4. Jahrtausend vor der Zeitenwende in Gebrauch, was die Verwendung von oxidischen bzw. karbonatischen Erzen und, zu einem späteren Zeitpunkt, wohl auch von sulfidischen Erzen ermöglichte. Man kann annehmen, daß die frühen Hüttenleute die Reduktion von Kupfererzen früher beherrschten als das Schmelzen des Metalls.

Auf den Vorkommen von *Veshnoveh* kommt, wie erwähnt, in geringen Mengen elementares Kupfer vor. Form und Ausdehnung der alten Gruben lassen das Auffahren mit Feuersetzen und anschließendem Schlägeln erkennen, wobei

die aufgefundenen Rillenschlägel sicher zum Hämmern der durch das Feuer setzen aufgelockerten Ortsbrust gedient haben werden. Die verhältnismäßig weitverzweigte Ausdehnung der alten Gruben läßt auf eine damals bedeutende Anzahl von Bergleuten schließen. Über den Beginn der bergbaulichen Tätigkeit im Raum Veshnovoh kann nichts ausgesagt werden, doch konnte GROPP (1971) den ältesten Keramikfund in die frühe Bronzezeit, etwa 3200 v. Chr. einreihen.

Von wesentlicher Bedeutung ist, daß die Entfernung von den beschriebenen Gruben nach Tepe Sialk nur 45 km beträgt; man kann deshalb vermuten, daß zumindest manche der dort geborgenen Kupfergegenstände aus Erzen von Veshnovoh hergestellt worden sind.

Daß die Gruben auch in späterer Zeit, zumindest gelegentlich, belegt waren, geht aus den von GROPP datierten, weiteren Keramikfunden hervor, welche eine Besiedlung über die Eisenzeit (ca. 1000 v. Chr.), die archaemenidische bis sassanidische Periode (600 v. Chr. bis 600 A. D.) bis in die safavidische Zeit (17. Jh.) belegen.

Es sei vermerkt, daß auf diesem Gebiet noch vieles zu tun bleibt, etwa Ausgrabungen im Höhlensediment der alten Baue, die Suche nach alten Siedlungsgebieten und der Vergleich der Spurenelementvergesellschaftung der Erze mit jenen der Artefakte von Tepe Sialk.

Schrifttum

- BAZIN, D., und HÜBNER, H.: Copper Deposits in Iran. — Geol. Survey of Iran, Report No. 13, 232 S., 75 figs., 14 Taf., 1 Karte, Teheran 1969.
- DOZY, J. J.: A sketch of post-Cretaceous volcanism in central Iran. — Leidse Geol. Medelingen, vol. 20, 48—57, 8 fig., Leiden 1955.
- GHIRSHMAN, R.: Iran from the earliest times to the Islamic conquest. — Penguin, Harwordsworth, England, 1954.
- HOLZER, H. F., and MOMENZADEH, M.: Ancient Copper Mines in the Veshnovoh Area, Kuhestan-e-Qom, West-Central Iran. — Archaeologia Austriaca, 49/1971, 1—22, 2 Skizzen, 16 Photos, Wien 1971; mit einem Beitrag von G. GROPP.
- MACZEK, M., PREUSCHEN, E. PITTIONI, R.: Beiträge zum Problem des Ursprunges der Kupfererzverwertung in der Alten Welt: pt. 1, Archaeologia Austriaca, 10/1952, 61—70, Wien 1952.
- STÖCKLIN, J.: Structural History and Tectonics of Iran, a Review. — Amer. Assoc. Petrol. Geols. Bull., vol. 52, no. 7, 1229—1258, 10 figs., Tulsa, 1968.
- WERTIME, T. A.: Man's first encounter with metallurgy. — Science, 146, no. 3649, 1257—1267, 1964.

Anschrift des Verfassers: Dr. Herwig F. HOLZER
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	147—151	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Zur Verbreitung permischer Fusuliniden im Iran

Von Franz KÄHLER (Klagenfurt)

Das iranische Jungpaläozoikum gewinnt in den paläogeographischen Fragen immer mehr Bedeutung und hat daher im letzten Jahrzehnt große Beachtung gefunden. Die folgende Zusammenstellung der Ergebnisse im Sektor der Fusuliniden-Forschung verwendet einige neue Ergebnisse des Verfassers, die die Entwicklung im Perm teils weiter verdeutlichen, teils den Problem-Reichtum stärker als bisher hervorheben.

Im Elburz ist das Unterperm im Zeitraum der Dorud fm. recht gut durch Fusuliniden vertreten. Bemerkenswert ist, daß in den von ASSERETO im Djadjerud-Tal nördlich von Tehran gesammelten Proben eine *Triticites*-Fauna mit teilweise schwer unterscheidbaren Arten überwiegt, in der aber auch *Pseudoschwagerina* vorkommt. Bei Schemschak hat METZ 1961 eine Probe mit einer ähnlichen Fauna gesammelt.

GLAUS hat im Profil nordöstlich von Harijan ebenfalls eine *Triticites*-Fauna gesammelt, die allerdings in den Arten verschieden ist, aber hier ist der Anteil an *Pseudofusulina* (im sowjet. Sinne) deutlich größer.

Alle diese Faunen gehören eindeutig in das Unterperm, wobei die unterste permische Fusuliniden-Zone (der *Pseudoschwagerina alpina*) bisher fehlt — vorweggenommen: sie ist im ganzen iranischen Raum bisher nicht nachgewiesen —, die Zone der *Pseudoschwagerina schellwieni* aber erreicht wird.

Aus dem östlichen Teil des Elburz, im Raum um die Transiranische Bahn, stammen zwei interessante Proben: a) Talartal sw. von Dougal (von RUTTNER gesammelt) am Südhang des Gebirges und b) südlich von Zirab, im Nordhang des Gebirges (von H. SCHMIDT gesammelt). Beide Fundorte haben die *Pseudoschwagerina (Alpinoschwagerina) aequalis* der Karnischen Alpen, der Fundort a) außerdem die aus dem Velebit beschriebene *Pseudoschwagerina velebitica*. Daraus ergibt sich folgende Einstufung: mittlerer und oberer Teil der Rattendorfer Stufe = mittlere und oberer Assel-Stufe. Beide Fundorte sind in den Bereich der Dorud fm. zu stellen.

Während das Unterperm damit gut, wenn auch nicht vollständig mit Fusuliniden belegt ist, hat die darüber liegende Ruteh fm. bisher keine Fusulini-

den gebracht. Vom Oberrand der Unteren Nesen fm. werde ich *Pseudodololina ozawai* und *Ps. chinghaiensis* beschreiben, womit ein Zeitabschnitt des Mittelperms u. zw. der obere Teil der Neoschwagerina simplex-Zone bis zum Oberrand der Neoschwagerina craticulifera-Zone mit Fusuliniden belegt ist.

Im obersten Teil der Nesen fm. kommt in den Profilen von GLAUS *Reichelina pulchra* vor, doch fehlt bisher *Palaeofusulina*, sodaß im Aufnahmegebiet von GLAUS bisher die Obere Julfa-Stufe nicht mit Fusuliniden nachgewiesen ist.

Die Ergebnisse sind trotz einer guten Durchforschung in diesen Teilen des Elburz zweifellos noch sehr lückenhaft, aber es anzunehmen, daß im Elburz die typische Mittelperm-Fauna der Neoschwagerina- und Yabeina-Zone fehlt.

Die Neoschwagerina-Zone ist allerdings etwas südlicher nachgewiesen. AMIOT (in ALAVI-NAINI, 1973) hat von Rezaabad Yangchienia und darunter *Verbeekina parvula* neben einer *Neoschwagerina* sp. gemeldet. Ich stelle diese Faunenspuren in das Murgab.

In den iranischen Ostketten ist vom Kuh-e-Saludu in Jamalschichten eine Fauna mit *Praeparafusulina lutugini* und südwestlich von Shirgesht eine Fauna, die an der Untergrenze der *Misellina*-Zone, also im obersten Unterperm (des dreigeteilten Perms!) steht, durch H. FLÜGEL gesammelt worden.

Am Kuh-e-Shesh-Angosht entdeckten A. u. E. RUTTNER zunächst lose Fusuliniden. Hier sammelten sie später gemeinsam mit H. FLÜGEL in einem leider nur kurzen Perm-Profil. Die Fauna ist typisch für das mittelasiatische hohe Unterperm, aber sie deckt wahrscheinlich nur einen Teil der *Pseudofusulina* (im sowjet. Sinne) *vulgaris*-Zone und erreicht ganz knapp die *Misellina*-Zone.

Die Bedeutung dieser Entdeckungen ist recht groß. Die erstgenannten Funde brachten eine typische russisch-uralische Fauna, die letztgenannten eine typisch mittelasiatische Fauna (die zuerst aus dem Gebiet von Fergana beschrieben wurde). Hoffentlich gelingt es in diesem Raume, die Verbindung der europäischen und der mittelasiatischen Fusuliniden-Stratigraphie herzustellen und damit den Vergleich dieser beiden Gliederungen zu erleichtern, der heute noch schwierig ist. Bemerkenswert ist, daß die Faunen dieser Zeit bisher im übrigen Iran nicht gefunden wurden.

DOUGLAS, 1950 gibt allerdings vom Kuh-i-Gahkum eine *Pseudoschwagerina* aff. *vulgaris* (Schellwien) an und meint damit die *Pseudofusulina* (im sowjet. Sinne), doch möchte ich nach der Abbildung glauben, daß es sich hier tatsächlich um eine echte *Pseudoschwagerina* handelt, die damit aus Laristan, 50 Meilen nördlich von Bandar Abbas am persischen Golf nachgewiesen ist. Vermutlich handelt es sich um ein Äquivalent der Rattendorfer Stufe = Assel-Stufe. Das bedeutet die Wahrscheinlichkeit eines tieferen Perms in diesem Gebiet.

In etwas südlicheren Teilen der iranischen Ostketten sind jüngere Permschichten mit Fusuliniden nachgewiesen. Östlich von Tabas hat METZ 1963 am Shotor-Kuh eine Fusuliniden-Fauna der Misellina-Zone (höchstes Unterperm) gefunden und im südlichen Shotor-Kuh eine Nankinella-Fauna. Südöstlich von Tabas liegt Abbasabad-Esfak. METZ brachte von hier 1963 aus den Vorhügeln des Gebirges Proben mit Verbeekina mit, die er schon im Felde als die höchsten Permschichten des dortigen Perms betrachtete. Wir sind damit in der mittleren (N. craticulifera-) Subzone der Neoschwagerina-Zone. BOZORGNIA, 1964 hat mit der Bezeichnung Tabas area Kuh-e-Shotori Verbeekina verbeeki und V. cf. parvula abgebildet. Es handelt sich wohl um dieselbe Zone.

Ich glaube, daß diese Nachweise von einiger Bedeutung sind. Der relativ schmale paläozoische Streifen der Ostketten, der von der geologischen Übersichtskarte des Iran bis in den Westrand der Wüste Lut nach Süden gezeichnet wird, ist nach dem augenblicklichen Stand der Kenntnis ohne Unterperm. Vielleicht ist es zugunsten des Mittelperms hier nicht mehr abgeschlossen.

Die großen Störungen westlich der Lut lassen es vielleicht zu, diesen schmalen jungpaläozoischen Streifen gedanklich bis in das Becken von Bampur fortzusetzen, obwohl die junge Urmisch-Dukhtar-Vulkanit-Zone heute die Verbindung zerreißt. Hier hat DOUGLAS, 1950 Staffella aff. sphaeroidea (Möller), Pseudodoliolina lepida und Yabeina aff. inoueyi beschrieben, sodaß wir in diesem Raum mit Sicherheit ein hohes Mittelperm vor uns haben (ich habe 1974 vorgeschlagen, die Yabeina-Lepidolina-Zone als oberstes Mittelperm zu betrachten!).

Yabeina ist bisher von keinem anderen iranischen Fundort bekannt. Im Westen liegt der nächste Fundort etwa 30 km südwestlich von Ankara in Anatolien, im Osten fehlt bisher Yabeina in Afghanistan — allerdings verfolge ich im Süden dieses Landes eine Spur — und im Pamir ist bisher nur eine primitive frühe Art dieser Gattung bekannt.

In den Zagrosketten ist anscheinend immer noch die stratigraphische Stellung der Polydiexodina-Kalke unsicher. Die afghanische Faunengesellschaft, in der diese Gattung vorkommt, liegt mir von Abadeh nicht vor und auch Bozorgnia scheint sie nicht gefunden zu haben.

Mit Abadeh hat sich in den letzten Jahren TARAZ intensiv beschäftigt und er hat hier die Abadeh-Stufe aufgestellt, die unter der Julfa-Stufe liegt, die das Oberperm krönt. Beide Stufen betrachte ich versuchsweise als Äquivalente der Bellerophon- bzw. der Schaschar-Stufe.

Die Aufsammlungen von METZ 1961 reichen anscheinend nicht so hoch in das Profil hinauf. In seinem Material liegt mir die Cancellina- bis zur Neoschwagerina-Zone vor. Die Yabeina-Zone fehlt. In der eben erschienenen Ar-

beit von LEVEN, 1974 zeichnet dieser ein Profil, in dem das Perm mit der Misellina-Zone beginnt und die Yabeina-Lepidolina-Zone überschreitet. Es wäre wichtig, hier nach der Obergrenze der Yabeina-Lepidolina-Zone zu suchen, die vielleicht hier außer in japanischen Profilen, von denen noch die Rede sein wird, fossilführend nachweisbar sein könnte. Sehr bemerkenswert ist, daß im Material von METZ eine Rugososchwagerina in einer Verbeekina-Neoschwagerinafauna vorkommt, wodurch Ergebnisse aus dem Irak bestätigt werden.

Von THIELE erhielt ich über Prof. H. FLÜGEL Dünnschliffe aus dem Gebiet des westlichen Zentral-Iran, nämlich aus dem Raum Mahallat und Muteh nordwestlich von Isfahan, die das Murgab belegen.

Die Fauna hat durch eine schwache Umkristallisation, aber auch durch tektonische Beeinflussung sehr gelitten und ist schwer zu bestimmen (auch die Präparation, die am Grazer Institut erfolgte, war dadurch sehr erschwert). Nachweisbar ist neben einer Nankinella + Staffella-Fauna auch Yangchienia, Verbeekina und wahrscheinlich Sumatrina. Damit ist hier der obere Teil der Murgab-Stufe festgestellt. Die Nankinella + Staffella-Fauna läßt sich hingegen in Vorderasien noch ungenügend in die Fusuliniden-Zonen einordnen. Sie scheint eine Sonderfazies zu bevorzugen. Die ersten sicheren Daten für die Lösung dieser Frage hat KOCHANSKY-DEVIDÉ im Velebit erbracht. Ich hoffe, daß wir auch in Vorderasien bald mehr darüber wissen.

Für die von THIELE nachgewiesene intrapermische Faltungsphase scheint zunächst der Zeitraum der Yabeina-Lepidolina-Zone zur Verfügung zu stehen, die hier fehlt oder zu fehlen scheint.

Im Oberperm, wie erwähnt nach meinem Vorschlag 1974 erst ober der Yabeina-Lepidolina-Zone beginnend, sind mit Ausnahme von Julfa und Abadeh die Nachweise von Fusuliniden im Iran noch spärlich. Das Beispiel der Glaus-Profile hat gezeigt, daß nur bei sehr intensiver Nachsuche und nur durch zahlreiche Dünnschliffe die kleinen Fusuliniden-Arten und die recht charakteristischen Kleinforaminiferen entdeckt werden können.

TORIYAMA, 1974 bestätigt, daß Palaeofusulina die obere Julfa-Stufe charakterisiert, wobei aber diese Gattung anscheinend die Perm/Triasgrenze nicht erreicht. Er akzeptiert damit die Auffassungen von SHENG, 1963, wonach die Changsing-Stufe die Wuchiaping-Stufe überlagert. TORIYAMA, 1974 teilt die Julfa-Stufe in eine tiefere Codonofusiella-Reichelina-Zone und eine höhere Palaeofusulina-Reichelina-Zone. Wir müssen nur im Auge behalten, daß Palaeofusulina anscheinend die Perm/Triasgrenze nicht erreicht, daher auch die Palaeofusulina-Reichelina-Zone nicht diese Zeitgrenze erreicht.

TORIYAMA macht den wichtigen Hinweis, daß eine Codonofusiella-Reichelina-Fauna von der Art der Unteren Julfa-Stufe in der Kuma fm. und der Haigyu fm. sowie in der Maizuru group Japans mit der typischen Lepidolina

kumaensis-Fauna zusammen vorkommt. Möglicherweise, so meint er, könnten hier die letzten Neoschwageriniden länger gelebt haben. Es wäre wichtig, so wie in Abadeh, diesen so wichtigen Zeitabschnitt, in dem die großen hochspezialisierten Fusuliniden aussterben, möglichst genau zu studieren. Entgegen meiner pessimistischen Meinung von 1974 gibt es also vielleicht auf dem eurasiatischen Kontinent durch Profile, in denen dieses Zuendegehen dieser großartigen Fauna nachgewiesen werden kann.

Zum Schluß möchte ich auf eine weitere wichtige Spur hinweisen. BOZORGNIA, 1964 hat aus dem nordöstlichen Iran, nämlich südöstlich von Shahreza östlich von Assadabad nicht nur Pseudoschwagerina, vermutlich Unterperm, sondern auch Yangchienia und Pseudodoliolina nachgewiesen. Es ist also hier vermutlich ein Äquivalent der Unteren Nesen fm. vorhanden und es wäre die genaue Definition dieser Fauna von sehr großer Bedeutung:

Denn es wäre möglich, daß eine solche Fauna sich in das Gebiet des Firuz-Kuh und des Hindukusch fortsetzt. Nordafghanistan hat Fusuliniden-Profile nur bis in das höchste Sakmar (ev. bis in das Untere Artinsk) geliefert, während der Westhindukusch nach SIEHL Profile aufweist, die mit der Misellina-Zone, also im obersten Unterperm beginnen und nach LYS, 1971 bis etwa ins mittlere Murgab (P₂^m) reichen.

Es müßte daher die Verbindung der mittelpermischen Fusuliniden-Faunen im Bereich von Afghanistan nicht bloß über Iranisch-Belutschistan gesucht werden.

Schrifttum

- BOZORGNIA, F. (mit S. BANAFI) (1964): Microfacies and microorganisms of paleozoic through tertiary sediments of some parts of Iran. 22 Seiten, 158 Taf., Tehran.
- KAHLER, F. (1974): Fusuliniden aus T'ienschan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. Rep. sci. Exped. North-western Prov. China under the Leadership of Dr. Sven Hedin — The Sino-Swedish Exped. — Publ. 52, V. Invertebrate Pal. 4, X + 147 S., 2 Taf., Stockholm. Hier weitere Literatur!
- LEVEN, E. Ja. (1974): Otdeli permskoi sistemi, Bjul. M. ova isp. prirodi otd. geologii, 159 (1), 1974, S. 47—64, 4 Textfig., Moskau.
- THIELE, O. (1973): Der Nachweis einer intrapermischen Faltungsphase im westlichen Zentral-Iran. Verh. Geol. B. A., Jg. 1973, H. 3, S. 489—498, 3 Abb., Wien.
- TORIYAMA, R. (1974): Upper permian fusulinian zones. The permian and triassic systems and their mutual boundary, S. 498—512.

Anschrift des Verfassers: Hofrat Prof. Dr. Franz KAHLER
Linsengasse 29
A-9020 Klagenfurt

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	153—159	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Zur Bestimmung der Brechzahl nicht- oder schwach absorbierender Medien aus dem Reflexionsvermögen

Von Sigmund KORITNIG (Göttingen)

Für diagnostische Zwecke wird sehr häufig zur Bestimmung der Brechzahl die Immersionsmethode verwendet. Solange bei der Immersionsmethode die Brechzahl der Substanz nicht größer als die von Dijodmethylen ($n_D = 1,74$) ist, geht dies sehr einfach, weil es dazu genügend gute Einbettungsmittel gibt. Höher lichtbrechende Immersionsmittel sind meist weniger gut haltbar oder äußerst giftig. Noch unbequemer wird es, wenn man über etwa 1,85 gehen muß, wofür dann nur glasig-amorph erstarrende Schmelzen zur Verfügung stehen.

Wo heute Erzmikroskopie betrieben wird, steht sehr häufig auch ein modernes Mikroskop-Photometer zur Messung des Reflexionsvermögens der Erze zur Verfügung. Die Beziehungen zwischen dem Reflexionsvermögen und der Brechzahl sind schon seit dem vorigen Jahrhundert bekannt. Es liegt daher nahe, das Reflexionsphotometer auch zur Bestimmung der Brechzahl für nicht absorbierende Medien, insbesondere wenn diese über 1,74 liegt, heranzuziehen. Eine solche Messung wäre sehr viel bequemer. Für die Erzmikroskopie hat MEIXNER (1952) schon Kurven für die Konversion des Reflexionsvermögens in Brechzahlen für nicht absorbierende Minerale gegeben. Sie sollten zur Abschätzung der Brechzahlen von Gangartmineralen in Erzanschliffen dienen und deren Bestimmung erleichtern.

Wieweit die praktische Bestimmung der Brechzahl über das Reflexionsvermögen zweckmäßig ist und mit welcher Genauigkeit man dabei zu rechnen hat, soll an einigen Überlegungen und Testbestimmungen diskutiert werden.

Als erstes sollen die Wirkungen einiger theoretisch erfaßbarer Aspekte betrachtet werden. Diese sind 1) die Relation zwischen dem Reflexionsvermögen (RV) und der Brechzahl bei der Konversion, 2) die Meßgenauigkeit mit heutigen Geräten bei Messung des RV und 3) der Einfluß einer vorhandenen Absorption, soweit diese aber noch nicht zu den starkabsorbierenden Medien gezählt wird. Anschließend soll auch die Vorbehandlung der Schliffe berücksichtigt werden.

Die Substanzen, bei denen für unsere Zwecke die Bestimmung der Brechzahl über das RV interessant ist, gehören zu den nicht- oder nur sehr schwach

absorbierenden Medien. Da alle Reflexionsmessungen nur in Luft ausgeführt zu werden brauchen, gilt die von FRESNEL aufgestellte bekannte Formel:

$$R = \frac{(n - 1)^2}{(n + 1)^2} \quad (1)$$

wobei R das Reflexionsvermögen und n die Brechzahl des Minerals bedeuten. Die Brechzahl errechnet sich daraus zu

$$n = \frac{1 + \sqrt{R}}{1 - \sqrt{R}} \quad (2)$$

Bei dieser Formel ist zu beachten, daß das üblicherweise in Prozent gemessene RV beim Einsetzen in die Formel (2) vorher durch 100 zu teilen ist!

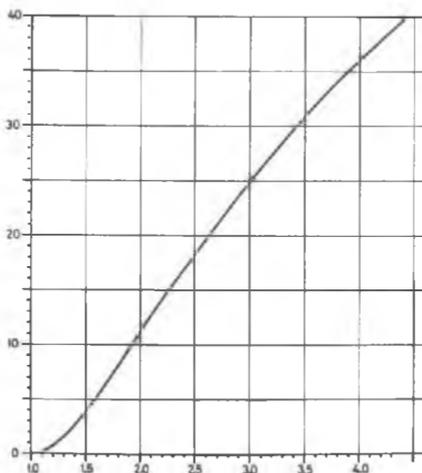


Abb. 1. Beziehung zwischen dem Reflexionsvermögen (%) in Luft (Ordinate) und der Brechzahl (Abszisse) für nichtabsorbierende Stoffe

In Abb. 1 sind die Beziehungen zwischen dem RV % in Luft und dem n für nicht absorbierende Medien dargestellt. Betrachten wir die Kurve, so sehen wir, daß sie im mittleren Bereich — etwa zwischen $n = 1,6$ und $n = 3,0$ (der hauptsächlich für uns in Frage kommt) — nur wenig vom linearen Verlauf abweicht. Der Einfluß bei Änderung im RV ist also innerhalb dieses Bereiches etwa gleich. Ändert sich das RV % z. B. um eine Einheit in der zweiten Dezimale (etwa entsprechend der maximalen Ablesegenauigkeit heutiger Geräte), so entspricht dies einer Änderung bei der Brechzahl um knapp eine Einheit

in der 3. Dezimale. Für die Konversion des RV in die Brechzahl ist das Diagramm der Abb. 1 zu ungenau. Man rechnet sie besser mit Formel (2) aus oder konstruiert mit den Daten der Tab. 1 ein genaueres Diagramm.

Tabelle 1
Zahlenwerte zur Kurve in Abb. 1: Konversion vom R % in Luft
in die Brechzahl

n	R % in Luft
1,000	0,00
1,100	0,23
1,200	0,83
1,300	1,70
1,400	2,78
1,500	4,00
1,600	5,33
1,700	6,72
1,800	8,16
2,000	11,11
2,250	14,79
2,500	18,37
2,750	21,78
3,000	25,00
3,500	30,86
4,000	36,00
4,500	40,50

Die vorhin genannte Ablesegenauigkeit (1 Einheit der 2. Dezimale im RV %) ist jedoch viel mehr, als die wirklich erreichbare Genauigkeit, in bezug auf den absoluten Wert, ist. Was die Reproduzierbarkeit angeht, so sind Genauigkeiten von etwa $\pm 1\%$ nicht allzu schwierig zu erreichen, wie z. B. DEMIRSOY (1967) an Messungen an einem Pyrit gezeigt hat. In bezug auf die absoluten Werte rechnen PILLER u. von GEHLEN (1964) mit einer Genauigkeit bei stark absorbierenden Medien (Erze) von etwa ± 1 —5 Relativprozent, die bei günstigen Fällen (hohes RV) bis auf $\frac{1}{2}\%$ abnehmen, bei niedrigerem RV aber bis auf 10 Rel.-% ansteigen kann. Eine gute Genauigkeit, die manchmal erreicht werden kann, wäre etwa $\pm 1\%$. Auch FRIEDRICH u. HADITSCH (1970) haben Untersuchungen über die Genauigkeit von Reflexionsmessungen ausgeführt und an anschaulichen Diagrammen den Schwankungsbereich solcher Messungen deutlich gemacht.

Die Größe des Einflusses eines solchen Fehlers zwischen $\pm 0,5$ —3 Rel.-% im RV auf die Brechzahl ist in Abb. 2 dargestellt und kann dort abgelesen werden.

Als dritten, theoretisch erfaßbaren Aspekt haben wir den Einfluß eines eventuellen Absorptionsvermögens bei schwachabsorbierenden Medien zu betrach-

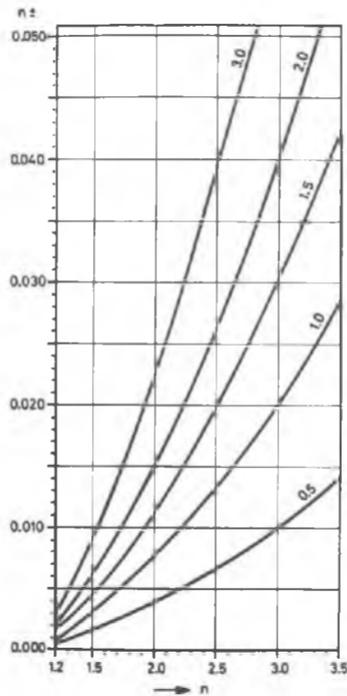


Abb. 2. Entschende \pm Fehler (Ordinate) bei der Brechzahl n bei \pm Fehlern von 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 3,0 Relativprozent (Kurven) bei gegebenem n (Abszisse)

ten. Die Beziehung zwischen dem RV und der Brechzahl n bei zu berücksichtigender Absorption ist in der von BEER aufgestellten Formel

$$R = \frac{(n - 1)^2 + k^2}{(n + 1)^2 + k^2} \quad (3)$$

wiedergegeben, wobei k den Absorptionskoeffizient ($= \kappa n$) darstellt*).

Berechnen wir mit Formel (3) das RV mit steigendem Absorptionskoeffizient k für verschiedene n und tragen als Ordinate die Differenz zwischen dem berechneten RV unter Berücksichtigung von k (größere Werte) und dem RV ohne Berücksichtigung von k ein, so erhalten wir die in Abb. 3 dargestellten Kurven.

*) Eine sehr anschauliche Einführung in die physikalischen Gesetzmäßigkeiten bei der Absorption findet sich bei POHL (1963).

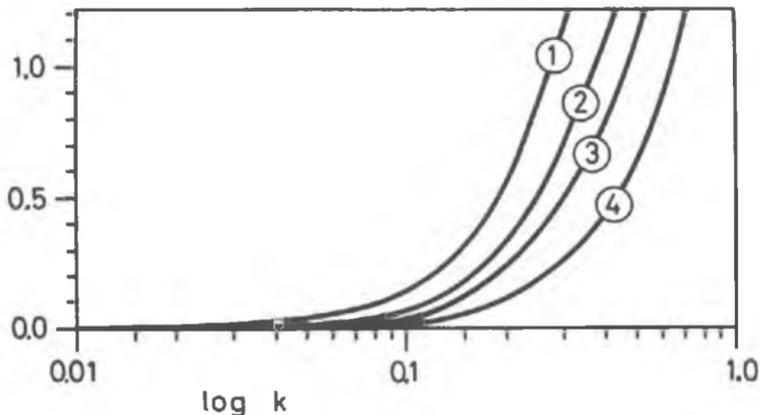


Abb. 3. Differenz des Reflexionsvermögens um % (Ordinate) mit und ohne Berücksichtigung des Absorptionskoeffizienten k für verschiedene n (Kurven 1—4). (1) für n 1,6; (2) für n 2,5; (3) für n 3,0; (4) für n 4,0

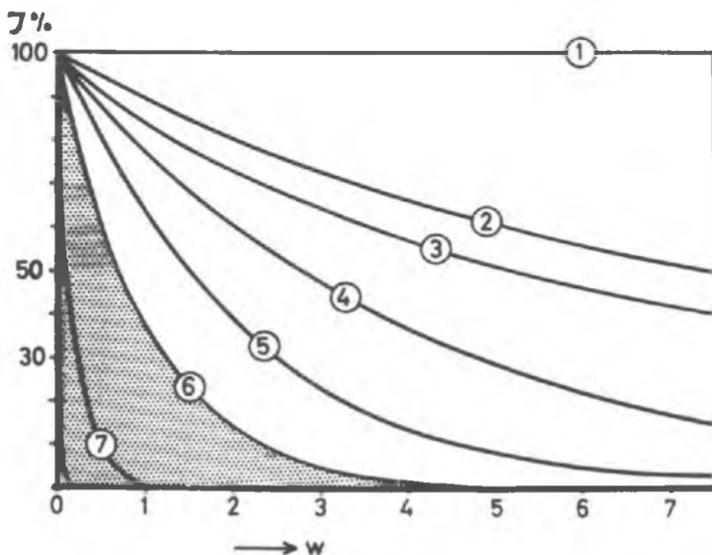


Abb. 4. Energieabnahme in verschieden stark absorbierenden Medien (Ordinate) mit der Dicke der Substanz in Wellenlängen von Na-Licht (Abszisse w) ausgedrückt. Bei stark absorbierenden Medien nimmt die Energie beim Durchgang von 1 w und weniger auf $1/e$ (rund 37%) ab. Kurve (6) grenzt die stark absorbierenden Medien (punktirtes Feld) von den schwach absorbierenden ab. (1) Flintglas/ k $1,6 \times 10^{-7}$; (2) Pech/ k 0,006; (3) Zinkblende/ k 0,0095; (4) berechnete Substanz mit k 0,0195; (5) dito mit k 0,035; (6) Grenzlinie zwischen stark/schwach absorbierenden Medien, k 0,079; (7) Hämatit E/ k 0,32; (8) ganz links im Eck, nicht mehr bezeichnet, Gold mit k 3,6

Wir sehen daraus, daß ein Abs.-Koeff. bis zu 0,01 praktisch überhaupt keine Rolle spielt und erst ab einem k von etwa 0,03 an, je nach Brechzahl, das RV und damit die Brechzahl merkbar beeinflußt wird. Würde k in einem solchen Fall nicht berücksichtigt werden, würde ein zu großes n errechnet.

In Abb. 4 sind die Absorptionsverhältnisse für einige verschieden stark absorbierende Medien dargestellt. Alle für uns in Frage kommende Minerale mit einer für uns sehr merkbar erscheinenden Absorption (wie z. B. sehr dunkle Zinkblende, Rutil, sehr dunkler Granat usw.) haben einen Abs.-Koeff., der merklich kleiner als 0,02 ist. Eine Absorption in dieser Größenordnung braucht für unsere Brechzahlbestimmung aber praktisch nicht berücksichtigt zu werden.

Tabelle 2

Beispiele von aus dem Reflexionsvermögen schwach absorbierender Medien bestimmten Brechzahlen

Substanz		Soll Brechzahlwerte (589 nm) (LANDOLT- BORNSTEIN 1962)	gemessen	
			an Spaltflächen	an Maschinen- anschliffen
Fluorit		1,434	1,437	1,440; 1,438; 1,441
Steinsalz		1,544	1,545	—
Quarz	nO	1,544	—	1,543; 1,545; 1,542
	nE	1,553	—	1,554; 1,556
Gläser	A)	1,740	1,746*)	1,751
	B)	1,916	1,911*)	1,933
Zinkblende		2,368	2,369	—
Diamant		2,419	2,416	—
Rutil	nO	2,609—2,616	—	2,603
	nE	2,895—2,903	—	2,855; 2,870
Topas	nX	1,606—1,635	—	1,624
	nY	1,609—1,637	1,633; 1,632	1,632; 1,630; 1,634

*) Von Fa. ZEISS poliert.

Zum Schluß sei noch der Einfluß der Oberflächenbehandlung betrachtet. Es ist selbstverständlich, daß nur Oberflächen höchsten Politurgrades verwendet werden dürfen. Vergleicht man die auf Spaltflächen gemessenen Werte mit denen durch Maschinenschliff (Rehwald-Maschine) hergestellten Anschliffen, so findet man eine Beobachtung bestätigt, auf die auch SCHUMANN (1965) bei seinen Brechzahlbestimmungen mit Hilfe des Polarisationswinkels hingewiesen hat und die BEREK (1937) bereits erläuterte. Vergleicht man die Brechzahlen in der Tab. 2, so sieht man, daß i. allg. die Werte, die an Maschinenschliffen erhalten wurden, meist etwas höher liegen als die, die an Spaltflächen gemessen wurden. Dabei ist der Unterschied bei weicheren Substanzen i. d. Regel größer als bei härteren.

Zusammenfassung

Rein theoretisch ist die Konversion von Reflexionswerten in Brechzahlen günstig. Fehler in der 2. Dez. des RV gehen erst in die 3. Dez. der Brechzahl ein. Auch die normalerweise in Frage kommende Absorption selbst für Minerale wie dunkle Zinkblende oder auch Rutil spielt praktisch keine Rolle. Wichtig und die Messung stark beeinflussend sind jedoch die Art der Behandlung der Oberfläche und die Genauigkeit der Reflexionsmessung selbst, auf deren Grundsachen hier nicht eingegangen zu werden braucht.

Vergleicht man die in Tab. 2 gemachten Testbestimmungen, so sieht man, daß im allgemeinen, wenn wir von den beiden relativ weichen Gläsern absehen, die Fehler erst in der 3. Dezimale der Brechzahl auftreten und größere Fehler eher bei weichen als harten Substanzen zu beobachten sind. Da die Härte der meisten zu messenden Minerale über 5 liegen dürfte, ist dieser Fehler weniger stark zu erwarten. Wir können also sagen, daß, sofern wir eine nicht zu weiche Substanz vorliegen haben, bei sorgfältiger Messung, die ersten beiden Dezimalen der Brechzahl in der Regel korrekt sein dürften.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Bereitstellung von Sachmitteln zu dieser Arbeit.

Literatur

- BEREK, M. (1937) in: RINNE, F. und BERK, M.: Anleitung zu optischen Untersuchungen mit dem Polarisationsmikroskop, 2. Aufl. Stuttgart 1953.
- DEMIRSOY, S. (1967): Die Entwicklung des Mikroskop-Photometers mit besonderer Berücksichtigung der Reflexionsmessungen. Zeiss Mitteilungen 4, 6. H., 254—279.
- FRIEDRICH, O. M. und HADITSCH, J. G. (1970): Ergebnisse von Reflexionsmessungen. Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen 10, 125—138.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1962): Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik, Technik. Bd. II, 8. Teil.
- MEIXNER, H. (1952): in SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzmikroskopisches Praktikum, Stuttgart 1952, S. 131.
- PILLER, H. und v. GEHLEN, K. (1964): On errors of reflectivity measurements and of calculations of refractive index n and absorption coefficient k . Am. Min. 49, 867—882.
- POHL, R. W. (1963): Optik und Atomphysik. Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- SCHUMANN, H. (1965): Spezielle Reflexionsmessungen an durchsichtigen Festkörpern. T.M.P.M. 10, 73—96.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Sigmund KORITNIG
Min.-Petrol. Inst. d. Universität
V.-M.-Goldschmidt-Straße 1
D-34 Göttingen, BRD

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	161—166	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Die Lagerstättenkartei in Leoben

Eine Sammlung besonderer Art

Von E. KRAJICEK (Graz)

Instauratio magna. Vorwort. Von unserer Person schweigen wir. Was aber die Sache angeht, um die es sich hier handelt, so wünschen wir, daß sie nicht als bloße Meinungsäußerung, sondern als ein rechtschaffenes Werk angesehen werde, bei dem man überzeugt sein kann davon, daß es sich nicht etwa bloß um die Gründung einer Sekte oder um die Rechtfertigung eines gelegentlichen Einfalles handelt, sondern um die Grundlegung der menschlichen Wohlfahrt und Würde überhaupt. Es möge also jeder einzelne im eigensten Interesse ... auf das allgemeine Wohl bedacht sein ... und dafür eintreten.

F. Baco von Verulam

(Motto zu: Kritik der reinen Vernunft von Immanuel Kant, Riga 1781)

Die folgenden Zeilen sollen eine zweifache Würdigung sein. Vorerst eine Würdigung der in ihrer Vielzahl kaum vollständig zu erfassenden Menschen, die durch ihre Arbeit, ja Lebensarbeit zu dieser Sammlung von Daten und Nachrichten beigetragen haben und nicht zuletzt die Arbeit jenes Mannes beleuchten, der durch eine lebenslange Arbeit diese Sammlung geschaffen, den Löwenanteil dazu durch eigene Forschung beigetragen hat, und vielleicht als wesentlichstes, der dieser Sammlung Leben gegeben hat: o. Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. Otmar Michael FRIEDRICH.

Einem langjährigen Mitarbeiter, der dann selbst Leiter einer fachverwandten Sammlung war, sei es erlaubt, aus dieser Sicht einige Gedanken zu erörtern. Vorerst muß in diesem Zusammenhang das Wort „Sammlung“ aufgewertet und gelöst werden von der im Wort selbst liegenden Bedeutung. Sammeln kommt von Summe, wäre also rein additiv. Gewiß gehört Sammeln zu den Urstätigkeiten des Menschen, eine Tätigkeit, die der Erhaltung des Lebens

diente. Später wandte sich das Sammeln Dingen zu, die, der Höhe der Kulturstufe entsprechend, Wertvolles und Schönes bedeuteten, Begriffe, die zeitlich verschiedenartig und dem Zeitgeschmack unterworfen sind. Es wurden Kunstwerke, Seltenheiten und auch Kuriositäten gesammelt, es gab auch die Zeit der „Raritätenkabinette“. Schließlich bemächtigte sich auch rein kommerzielles Denken und Streben der Sammlungsobjekte. Echter und vermeintlicher Wert im Sinne von Geldwert führte die „Geschäftemacher“ in den Bereich der Sammlungen.

Mit dem Aufblühen der Naturwissenschaften sind auch deren Objekte Gegenstand von Sammlungen geworden. In Anlehnung an die Arbeitsmethoden der historischen Wissenschaften bediente man sich auch hier der Dokumente, die in großen Sammlungen, in den Archiven gelagert wurden. Die Andersartigkeit der Naturdokumente bedingt eine ungleich schwierigere und vor allem mehr Raum erfordernde Archivierung.

Gleichviel, gemeinsames Merkmal aller wissenschaftlichen Sammlungen ist ihr Dokumentarwert. Dies allein aber genügt noch nicht! Das Sammlungsgut verlangt auch eine gewisse „Manövrierfähigkeit“ des Materials. Damit steht und fällt jeder Wert von archiviertem Material.

Eine besondere Art von archiviertem naturwissenschaftlichen Material stellt die Lagerstättenkartei in Leoben dar, die O. M. FRIEDRICH in stetiger Arbeit aufgebaut hat und durch — man kann sagen — ein ganzes, langes Leben zu dem gemacht hat, was sie heute darstellt.

Die Anfänge zu dieser Sammlung reichen in junge Jahre von FRIEDRICH zurück, als er aus vielen heimatlichen Mineralfundpunkten, Steinbrüchen und Bergbauen die Dokumente der anorganischen Welt, Minerale und Kristalle sammelte und darüber Aufzeichnungen führte, angeregt und angeleitet durch seinen Lehrer für Naturgeschichte an der Landes-Oberrealschule in Graz, den späteren Univ.-Prof. Dr. Franz ANGEL. An der TH Graz studierte FRIEDRICH Chemie und wurde Assistent an der Lehrkanzel für Geologie und Mineralogische Lagerstättenlehre bei Prof. TORNUST, bei dem er sich auch habilitierte (1933/34). In diese Zeit zurück reichen systematische eigene Aufzeichnungen über Mineralvorkommen und Lagerstätten neben einem guten Dutzend Publikationen. Der Weg FRIEDRICHS führte 1936 als Assistent an die Lehrkanzel für Aufbereitungskunde an der Montanistischen Hochschule Leoben zu Prof. BIERBRAUER und von hier, wegen „Einschränkung des Forschungs- und Lehrbetriebes“ in Form einer Zusammenlegung der MH Leoben mit der TH Graz, 1936 nach Freiberg/Sa. zum damaligen Berghauptmann WERNICKE an der Staatlichen Lagerstättenforschungsstelle. Damit kam FRIEDRICH, sogar an klassischer Stelle, ganz in die Arbeit an Lagerstätten. Ungeheurer Fleiß ließen Aufzeichnungen und Abschriften über Lagerstätten entstehen. Der Kuriosität halber sei es angeführt: Zur Zeiteinsparung schrieb FRIEDRICH damals alles auf der Maschine mit Kleinbuchstaben, aber nur um seine

geringere Fertigkeit auszugleichen, keineswegs in Vorahnung der modernen „Avantgardisten“. — Von Freiberg/Sa. wurde FRIEDRICH 1937 an die MH Leoben berufen und wurde damit geradezu verantwortlich für die alpinen Mineral- und Gesteinsvorkommen außer der Kohle. Neben dem Institutsaufbau aus dem Nichts, neben der Lehr- und Forschungstätigkeit wurde jede nur mögliche Zeit genützt, um zahllose alpine Vorkommen zu besuchen, zu durchforschen, alte Bergleute zu befragen, alte Schriften zu sammeln und diese in vielen Fällen käuflich zu erwerben und damit den Grundstock für jene Fundgrube von Nachrichten zu schaffen, zu der die heutige Lagerstättenkartei geworden ist.

Die Systematik, mit der diese Arbeiten betrieben wurden, macht ihren einzigartigen Wert aus. Ob es sich um das sagenumwobene Vorkommen eines „Schatzes“ handelte, oder um eine alte Schurfspur oder Grube, oder aber um ein alle paar Jahrzehnte wieder „virulent“ werdendes Vorkommen — Virulenz bedingt durch wirtschaftliche Notlagen, Krisen, Kriege, plötzliche technologische Umstellungen, Moden oder Spekulationen — stets wurde nach erprobter wissenschaftlicher Notwendigkeit vorgegangen: 1. Erst alle alten Nachrichten sammeln, dann 2. Herstellung einer brauchbaren Vermessung und Beschaffung aller topographischen Unterlagen und 3. neuerliche Geländebegehung oder Grubenbefahrung, möglichst unter Heranziehung authentischer Zeugen in Person alter Bergleute im weitesten Sinn und 4. Aufsammlung von Lagerstättenmaterial von Halden und wenn möglich eigene Probenahme aus den Abbauen, bzw. Gewinnungsstätten selbst. Schließlich 5. wissenschaftliche Bearbeitung und 6. Vergleich bzw. Systematisierung.

Da der Impuls zu vielen Lagerstättenuntersuchungen meist von wirtschaftlicher Seite kam, waren wissenschaftliche Ergebnisse und deren Auswertung nicht immer leicht den Kriterien der „Wirtschaftlichkeit“, auch Rentabilität anzupassen bzw. zuzuordnen. Die Ursache dafür lag nicht nur in gänzlicher Unkenntnis der bergbaulichen Materie, sondern auch in der Fremdheit im Umgang damit und überdies in den zuweilen spekulativen, manchmal sogar nicht eindeutig reellen Absichten des Unternehmers.

Immerhin hatte sich eine erhebliche Summe von Daten und diese in „repräsentativer“ Breite angesammelt, sodaß im Juli 1953 als erster gedruckter Niederschlag die Lagerstättenkarte der Ostalpen veröffentlicht werden konnte. Gleichzeitig damit konnte auch einem großen Kreis von Fachleuten des In- und Auslandes (DMG-Tagung Leoben-Klagenfurt) eine systematische Zusammenfassung, ein System der Vererzung vorgelegt werden.

Zehn Jahre später begann, fußend auf dem Material der Lagerstättenkartei und ergänzt durch umfassende Neubegehungen und Bearbeitungen die Herausgabe des „Archiv für Lagerstättenforschung“, um den Inhalt der Lagerstättenkartei, die nur unpublizierte Schriften und Pläne enthält, wenigstens schrittweise, nach Maßgabe der hierfür auftreibbaren Mittel der Fachwelt und der interessierten Wirtschaft im In- und Ausland bekannt zu machen.

Eine weitere Aufgabe liegt in der Durcharbeitung des ganzen Materiales, welches in seiner Fülle auf dem Wissen oft nur einer Person ruht, nach modernen Gesichtspunkten der Datenverarbeitung. Dadurch wird gleichzeitig das nicht zur Veröffentlichung Geeignete vor mißbräuchlicher Verwendung geschützt. Diese Arbeit ist wegen des großen Umfanges der Lagerstättenkartei und der vielen darin enthaltenen, oft ganz verschiedenartigen Dokumente aus einem so langen Zeitraum, nicht einfach.

Abgesehen von ganz alten Schriften eines Ortolf v. PLUMENKNECHT (1359) und eines Paulus de BUONO (1657) sind als zeitlich älteste Dokumente, Karten und Mappen aus der Zeit des frühen 18. Jh. anzuführen. — Aus rein historischen Gründen wird auf die beigelegte Übersicht der Archivmappen hingewiesen. Der Umfang und das äußere System ist recht einfach. Ja es klingt banal, wenn man feststellt: Es sind rund 100 A 4-Ordner, manche übergroß, nicht einmal alphabetisch geordnet, sondern nach paragenetischen Grundsätzen, nach wirtschaftlicher Bedeutung, nach ihrer Vordringlichkeit und je nach Anfall. Manchmal überschneidet sich der Inhalt, bedingt durch die Paragenese und je nach dem Zeitpunkt der Beobachtung und je nach dem Gesichtspunkt des Zweckes: Ob ein Bergkommissär bei einer Freifahrung die „Fundbesichtigung“ protokolliert oder ob ein Betriebsmann laufend Betriebsberichte gibt, ob ein Schürfer zahlreiche Indizien zusammenträgt, um seinen Fund bergwirtschaftlich auszuwerten oder aber ein Geldgeber ein Vorkommen hinsichtlich der Rendite begutachten läßt, ein Revierbeamter Auflagen zur Bauhafthaltung oder zur Sicherheit erteilt — all diese Fakten finden ihren Niederschlag, die in irgendeiner Weise in diesen Ordnern oder in der zugehörigen Plansammlung enthalten sind. Aber auch die „Glücksritter“ unter den Schürfern, die „Lauerer im Felde“ kommen mit ihren Beobachtungen zu Wort.

Ab der Mitte des 18. Jh. verdichten sich die einzelnen Dokumente mit Nachrichten, die verständlicherweise vom Gold und dem damals als Münzmetall wichtigen Silber berichten.

Von den weit über 450 Namen, wobei etwa 30 aus der Zeit 1743 bis 1899 stammen, fällt es schwer, eine Auswahl zu treffen und dies würde der Sache kaum gerecht werden. Auffallend ist ein umfangreicher Anteil von Nachrichten und Akten die aus der Zeit des Ersten Weltkrieges stammen. Lauter nicht publizierte Berichte und Gutachten, vielfach mit einem Stempel: „K. u. k. Bergwerksinspektion beim K. u. k. Kriegsministerium.“ Es ist eine sehr umfangreiche Aktensammlung in Abschriften des sz. Berghauptmannes von Tirol, Dr. Otto SANTO-PASSO, die FRIEDRICH privat aus dessen Nachlaß käuflich erworben hat. Diese Sammlung bedeutet eine erste umfassende Bestandsaufnahme des alpinen Bergbaues für kriegswirtschaftliche Zwecke im Bereich der alten Monarchie. Die Bearbeiter der einzelnen Berichte sind Träger bekannter Namen in Bergbau und Wissenschaft, z. T. „unkenntlich“ gemacht durch ihre sz. in ihrer Jugend begründeten militärischen Dienstgrade

Ordner	Inhalt	Ordner	Inhalt
1	Gold Tauern 1	51	Blei/Zink, steir. Kristallin, N.-Ö.
2	Gold Tauern 2	52	Blei/Zink Nordtirol, Vorarlberg
3	Au Schellgaden	53	Blei/Zink Radnig
4	Gold	54	Blei/Zink Westkärnten
5	Gold	55	Blei/Zink Schneeberg
6	Au-Ag	56	Blei/Zink Südkärnten
7	Arsen	57	Blei/Zink Salzburg
8	Antimon West	58	Blei/Zink Tirol allgem.
9	Antimon Ost	59	Blei/Zink Lafatsch
10	Antimon Rabant	60	Blei/Zink Mittelkärnten
11	Ni, Co Zinkwand	61	Blei/Zink Ausland
12	Nickel, Kobalt	62	Quecksilber Kärnten
13	Chrom, Wolfram, Molybdän	63	Quecksilber Kärnten
14	Chrom Kraubath	64	Quecksilber Steiermark
15	Silber Ramingstein	65	Quecksilber Dellach
16	Silber Oberzeiring	66	Mangan
17	Silber Oberzeiring	67	Mangan
18	Kupfer/Silber Steiermark	68	Magnesit
19	Kupfer/Silber Flatschach	69	Magnesit Steiermark, Kärnten
20	Kupfer/Silber Kärnten	70	Magnesit Salzburg, Tirol
21	Kupfer Niederösterreich	71	Talk, Leukophyllit
22	Kupfer Schwaz	72	Talk Rabenwald, Reithofer
23	Kupfer Brixlegg, Röhre nbichl	73	Talk Lungau, Kärnten
24	Kupfer Tirol, Vorarlberg	74	Mautern
25	Kupfer/Nickel Salzburg	75	Talk Rabenwald, Talkum Naintsch
26	Kupfer Mitterberg	76	Salz, Baryt
27	Kiese Steiermark	77	Gips, Anhydrit
28	Kiese Walchen	78	Graphit Oberösterreich
29	Kiese Nord-Tirol, Salzburg	79	Graphit, Anthrazit Steiermark
30	Kiese Großarl	80	Graphit Sunk
31	Kiese Großarl	81	Graphit
32	Kiese Süd, Kärnten	82	Erdöl
33	Kiese Süd, Mittelsteiermark	83	Uran
34	Kiese Kreuzeck	84	Lagerstättenforschung Sachsen
35	Kreuzeck	85	Kohle, Phosphat
36	Kiese Osttirol	86	Asbest
37	Eisenspat Steiermark 1	87	Asbest
38	Eisenspat Steiermark 2	88	Monographien 1
39	Eisen Steiermark	89	Monographien 2
40	Eisen Plankogel	90	Monographien 3
41	Eisen Turrach	91	Techn. Gesteine
42	Eisen andere, Steiermark	92	Landesplanung Kärnten
43	Eisen Salzburg, Tirol, Vorarlberg	93	Marmor, Kalk, Werkstein
44	Eisen andere	94	Westalpen
45	Eisen Ausland	95	Disthen
47	Ocker, Bauxit	96	Wasser, Silikate
48	Blei/Zink Graz	97	Wasser
49	Blei/Zink Graz	98	Ton, Glimmer, Feldspat, Sand
50	Blei/Silber Schladming		

und Titel. Wir sehen aus diesen Akten auch die Nöte des Krieges an Mann und Material an der inneren Front. Aus der Zeit nach dem Ersten Weltkrieg ist weiterhin eine verstärkte Arbeit an den alpinen Lagerstätten belegt. Zu den zahlreichen Namen der Kriegsgeneration gesellen sich neu ausgebildete Bergingenieure der Montanistischen Hochschule, darunter viele Kriegsteilnehmer. Zahlreiche kleinere Meldearbeiten und Diplomarbeiten erbringen neues Material. Die Notzeit der Weltwirtschaftskrise führt 1929 zum Erliegen auch gut fundierter Bergbaue. Dies und die Arbeitslosigkeit sowie Spekulation finden ihren entsprechenden Niederschlag auch im Lagerstättenarchiv. Die Überwindung dieses Tiefstandes erforderte auch die wissenschaftliche Weiterarbeit. Der Rohstoffbedarf wuchs wieder und neuerlich erfolgte eine Bestandsaufnahme zur Zeit der Eingliederung Österreichs in den großen Wirtschaftsraum des Deutschen Reiches. Wieder waren es die Unterlagen des Lagerstättenarchives, welche unter oft neuen geänderten wirtschaftlichen, z. T. auch technologischen Gesichtspunkten die Untersuchung der Vorkommen lenkten. Auch in der Zeit des Wiederaufbaues nach dem Krieg waren die Lagerstätten die Rohstoffquellen für die Gesundung bis hin zu dem heutigen „Wohlstand“. Immer wieder aber wurden die Grundlagen für Planungen aus dem Leobener Lagerstättenarchiv herangezogen. Sie konnten auch mit Vorteil herangezogen werden, weil sie wohl bewahrt und ständig ergänzt, Daten von über 1400 alpinen Lagerstätten enthalten. Das kostbare an diesen Daten ist neben der Fülle auch die Unmittelbarkeit der ihnen zugrunde liegenden Beobachtungen. Diesen Wert zu bewundern und zu bewahren lohnt sich wohl sehr.

Und hier darf nun die Leistung dieses Mannes hervorgehoben werden, der diese „Sammlung“ geschaffen hat, der sich aber auch einreihet in die Zahl derer, die mitgearbeitet haben, die Kenntnis und Erkenntnis über die Lagerstätten durch ungezählte Einzelarbeiten zu erweitern. Seit der letzten Synthese im Jahre 1952 sind mehr als 20 Jahre vergangen. Es kamen viele neue Arbeiten und Bearbeiter hinzu. Es war daher zwangsläufig, daß neue Ideen der Synthese auftauchten, weil eben auch neue Analysen der Untersuchung gesammelt wurden. Es ist eben nach Kant „die dauernde Frage, durch die unsere Vernunft belästigt wird“, die eine „Sammlung“ zu einem höheren Wert erhebt, weil diese über das rein additive hinausgeht.

Und so möchte ich diese laudatio des Lagerstättenarchives in Leoben und all der vielen, die dazu beigetragen haben, nicht zuletzt aber ihres Schöpfers und Bewahrers, Prof. Dr.-Ing. Otmar Michael FRIEDRICH schließen mit der Forderung an uns: Was Du ererbt von Deinen Vätern, erwirb es, um es zu besitzen.

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. mont. Dr. Egon KRAJICEK
Schillerstraße 33/15
A-8010 Graz

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	167—180	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Gesteinsmagnetische Untersuchungen an Magnesitproben aus der Veitsch

Von Hermann MAURITSCH (Leoben)

Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt den ersten Teil einer, vom Institut für Angewandte Geophysik der Montanistischen Hochschule Leoben geplanten, systematischen Bearbeitung der gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Spätvererzungen in den Ostalpen sowie ihrer paläomagnetischen Interpretierbarkeit dar. Die Magnesite wurden dabei vor allem deshalb ausgewählt, weil sie in verschiedenen geologischen Stockwerken (Altkristallin, Silur, Devon, Karbon und Trias) vorkommen, wodurch sie für paläomagnetische Untersuchungen von Interesse sein könnten. Ein weiterer Hinweis auf ihre Verwendbarkeit waren die sehr guten Ergebnisse, die von HANUS, V. und KRS, M. 1963 von den Magnesiten von Bankov publiziert wurden.

Die Probennahme

Die Proben wurden in Form von 5 bis 8 cm langen Kernen mit einer Handbohrmaschine (mit Diamantbohrkrone und Wasserspülung) direkt aus dem Anstehenden entnommen. Die Anzahl der Probenpunkte, die möglichst gleichmäßig über den Magnesitkörper verteilt wurden, betrug 36 und die Anzahl der Kerne pro Aufschluß 6 bis 8. Einige Probenpunkte wurden dabei in gut sichtbare Störungen gelegt, um den Einfluß der offensichtlich jungen Tektonik (BRIEGLEB, D., 1969) studieren zu können. Da im Magnesit keinerlei Lagerungsparameter gefunden werden konnten, wurden im gut aufgeschlossenen Hangenddolomit (oberes Visé) an 10 Probenpunkten 68 Kerne genommen und SS eingemessen.

Messung der „Natürlichen Remanenten Magnetisierung“ (NRM)

Die Messungen der NRM wurden an einem Spinnermagnetometer der Firma „digico“ (MOLYNEUX 1967) durchgeführt. Dafür wurde je Aufschluß eine

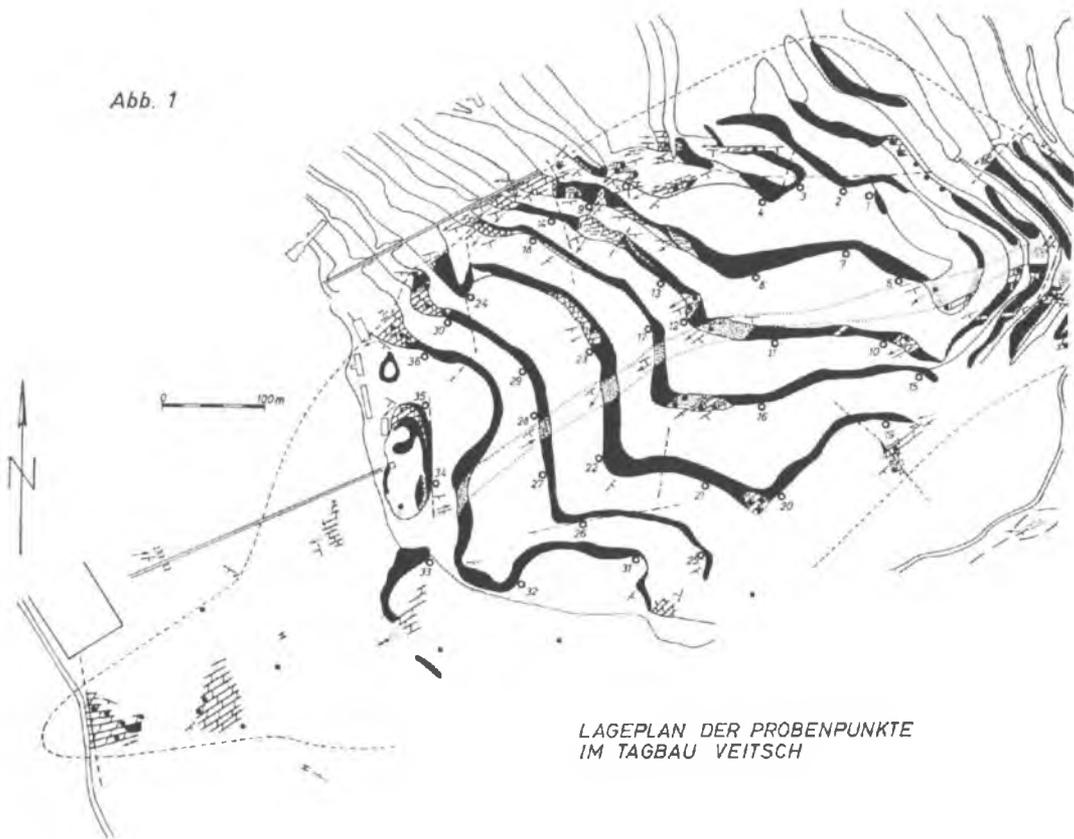


Abb. 1. Verteilung der Probenpunkte im Bereich der
Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch

Probe ausgewählt. Schon die ersten Messungen ergaben, daß die Proben zwar eine Remanenz zeigen, die aber in vielen Fällen nahe der Leistungsfähigkeitsgrenze des Gerätes lag. Man kann sich dann allerdings so helfen, daß man die Proben mehrfach mißt und direkt über den Computer des Gerätes einen Mittelwert errechnet. Die Meßzeit pro Probe wird dann allerdings sehr lang, sie betrug bei Mehrfachmessungen bis zu 2,5 Stunden; die dabei erzielten Ergebnisse rechtfertigen jedoch den großen Aufwand.

Die Proben wurden dann thermisch schrittweise abmagnetisiert, wobei sich bei ca. 80 % der Kerne im Temperaturbereich zwischen 200 und 300°C eine starke Abnahme der NRM (von $1,0 \times 10^{-6}$ emu/ccm auf unter $5,0 \times 10^{-8}$ emu/ccm) einstellte. Für dieses Verhalten boten sich zwei mögliche Erklärungen an; erstens könnte der Träger der Remanenz ein Mineral sein, dessen Curiepunkt in diesem Temperaturbereich liegt und zweitens, falls der Träger der Remanenz Hämatit oder Magnetit und sehr feinkörnig ist, superparamagnetisches Verhalten zeigen (CREER 1961, DUNLOP 1973). DUNLOP 1973 a zeigte, daß der Grenzwert für Magnetit bei 0,03—0,035 μm , bei Raumtemperatur liegt.

Diese Überlegungen führten zu einer systematischen Untersuchung des Materials, deren erster Schritt die J_i -H-Abhängigkeit war.

J_i -H-Abhängigkeit

Die Abhängigkeit der induzierten Magnetisierung von einem Feld (H_{ex}) ist eine für die verschiedenen Materialien spezifische Eigenschaft. Sie ist daher ge-

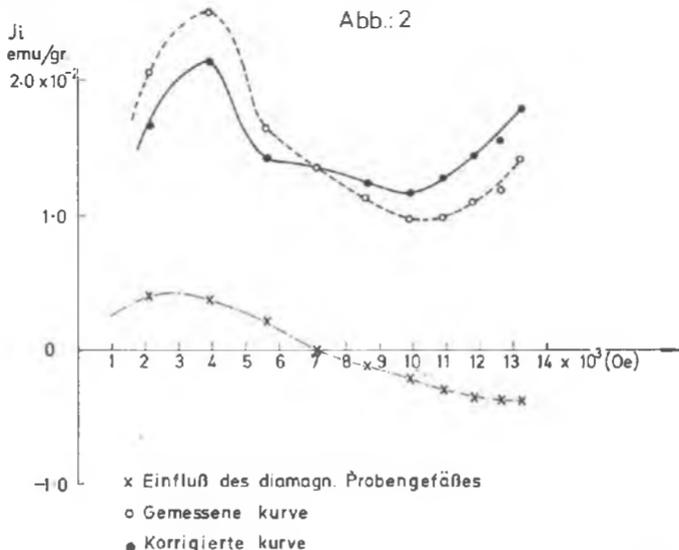


Abb. 2. J_i -H-Abhängigkeit für Magnetit und das Probengefäß

eignet, Aufschluß über die im Probenmaterial geführten Magnetika zu geben. Die Messungen wurden mit dem sogenannten „Collinson-Thermobalance“ durchgeführt, wobei die eingewogene Probe zwischen zwei Gradientenpolen, kontinuierlich mit steigender Feldstärke, gewogen wird. Die Probenmenge betrug dabei, je nach Intensität, 100 bis 200 mgr. Das Probengefäß ist aus Quarzglas gefertigt, wodurch sich bei schwach magnetisierten Proben ein starker, diamagnetischer Effekt ergibt. Wie in Abb. 2 dargestellt, ist aber nicht nur das Probengefäß, sondern auch der reine (aus großen Einzelkristallen gewonnene Probe) Magnesit diamagnetisch. Bei höheren Feldstärken (über 11 kOe) überwiegt dann der paramagnetische Einfluß des Eisenkarbonats (FeCO_3).

Wie wichtig die genaue Erfassung des diamagnetischen Einflusses ist, wird in den Abbildungen 3 und 4 gezeigt. Die strichlierte Kurve ist darin immer die

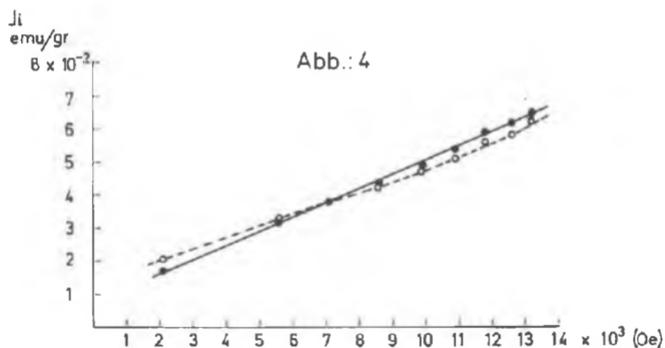
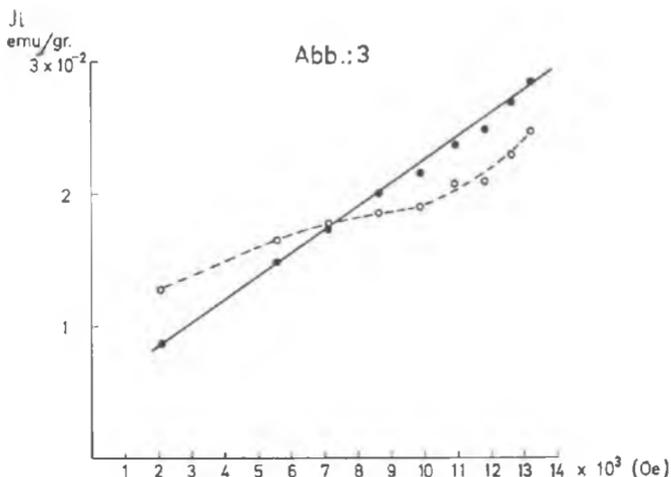


Abb. 3 und Abb. 4. J_i -H-Abhängigkeit für Paramagnetika im Magnesit

gemessene und die voll ausgezogene Kurve die korrigierte. Die in den gemessenen Kurven bis 10 kOe scheinbar vorhandenen ferromagnetischen Eigenschaften verschwinden in den korrigierten Kurven vollständig und es ergibt sich eine Gerade, die eindeutig auf Paramagnetica weist. Weiters ist aus den Kurven zu entnehmen, daß sie nicht durch den Ursprung gehen, was bedeutet, daß ein geringer Anteil eines Ferri bzw. Ferromagnetikums im Material vorhanden ist. Die Eigenschaft des Minerals, bereits bei einer Feldstärke von 2 kOe gesättigt zu sein, deutet sehr stark auf Magnetit.

Zur genaueren Identifizierung der Mineralien die magnetische Eigenschaften tragen, wurde in der Folge die Temperaturabhängigkeit der induzierten Magnetisierung bei konstanter Feldstärke untersucht.

J_i -T-Abhängigkeit

Auch diese Messungen wurden mit dem „Collinson-balance“ durchgeführt. Die pulverisierte Probe wird in das Quarzglasgefäß eingewogen und etwa 2 mm oberhalb eines Thermoelements aufgehängt. Thermoelement und Probe befinden sich in einem Quarzglasrohr (Innendurchmesser = 30 mm), an dessen Außenseite im Bereich der Magnetpole die Heizwicklung befestigt ist. Es ist so möglich, die Probe kontrolliert zu erhitzen und dabei zu wägen. Die Feldstärke, bei der die Messungen durchgeführt wurden, betrug 8580 Oe. Eine geringere Feldstärke war nicht möglich, da dann das Signal zu schwach wurde und in der Größenordnung des „noise“ lag. Die so erzielten Ergebnisse sind in den folgenden Abbildungen dargestellt. Abb. 5 zeigt sowohl in der Aufheizkurve

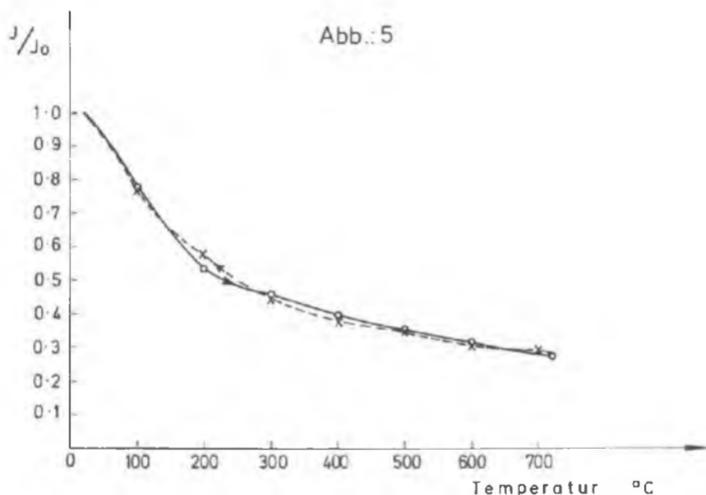


Abb. 5. J/J_0 -Temp. Abhängigkeit zeigt paramagnetischen Kurvenverlauf

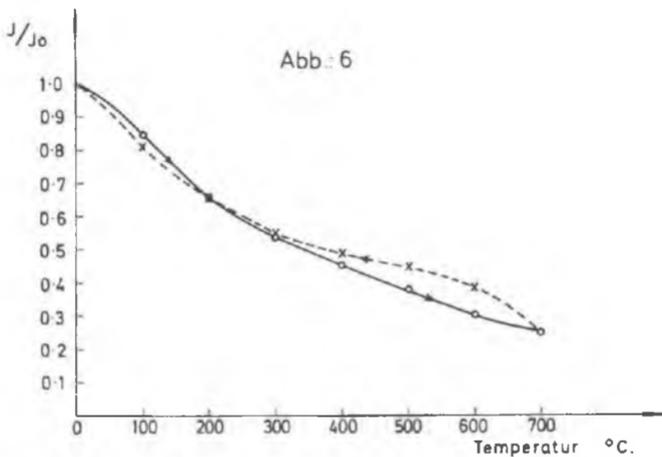
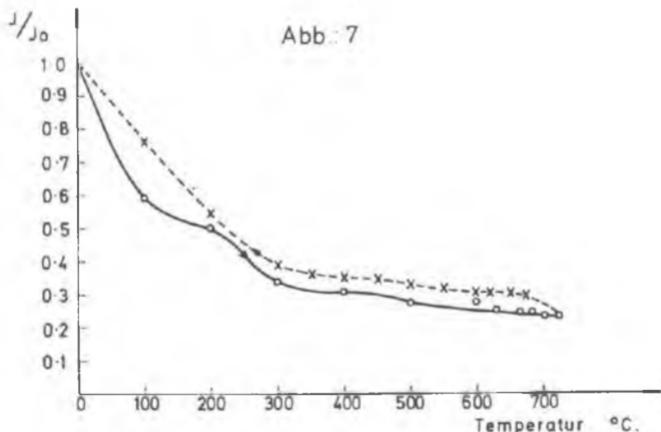


Abb. 6. Paramagnetischer Kurvenverlauf mit starkem Einfluß des Gewichtsverlustes der Probe in Folge der CO_2 -Abgabe

als auch in der Abkühlungskurve einen rein paramagnetischen Verlauf, der auf Grund der aus den Analysen bekannten Eisenkarbonatführung (ca. 5—7 Gew.-% FeCO_3 MEIXNER 1953) zu erwarten war. Die nächste Abbildung, Abb. 6, zeigt einen ebensolchen Verlauf, nur sieht man, daß sich die beiden Kurven nicht so gut decken. Dieser Effekt ergibt sich aus der Schwierigkeit bei der Ermittlung des Curiepunktes, speziell bei den Magnesiten und Dolomiten, da diese Materialien im Temperaturbereich zwischen 300 und 700° C den größten Teil ihrer Kohlensäure abgeben. Der Prozeß geht bis ca. 1200° C, ist aber für die hier erläuterten Untersuchungen nur bis 700° C interessant (Abb. 12). Wie



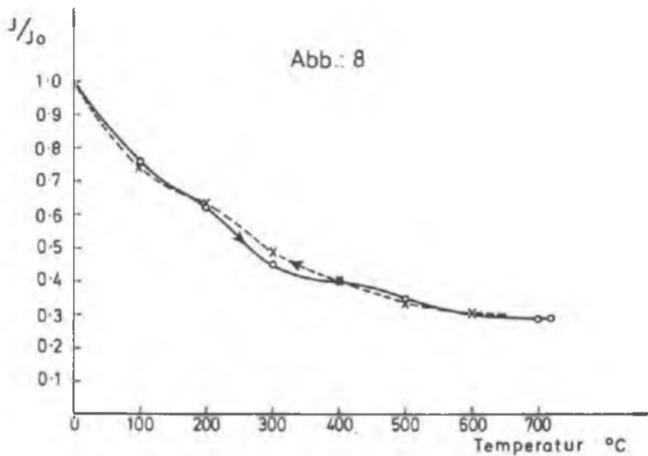
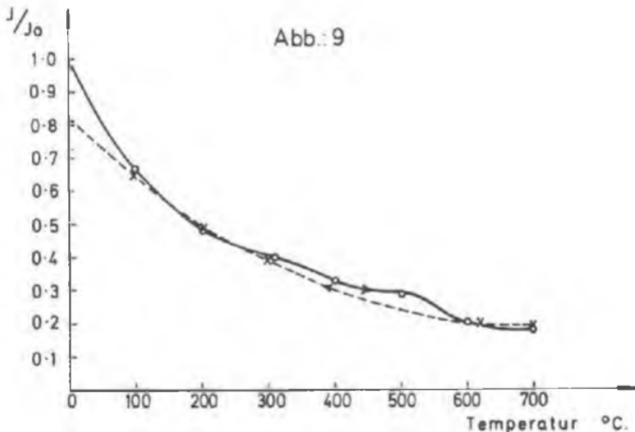


Abb. 7 und Abb. 8. Der Kurvenverlauf zeigt den Curiepunkt des Pyrrhotins bei 300° C

aus den Abbildungen 7 und 8 zu ersehen ist, zeigt der Kurvenverlauf bei etwa 280 bis 300° C einen Knick, der einem Curiepunkt entspricht. Dieser Curiepunkt ist typisch für Pyrrhotin (FeS_{1+x}). Von allen Eisensulfiden ist FeS_{1+x} ($0 < x \leq 0,14$) das einzige Mineral, das eine Remanenz zeigt. Es ist bei Zimmertemperatur antiferromagnetisch (NAGATA 1961). Wie in Abb. 7 zu ersehen ist, macht die Abkühlungskurve den Knick im Bereich des Curiepunktes nicht mit, sondern zeigt einen paramagnetischen Verlauf. Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß der Schwefel während der Aufheizung auf 730° C verbrennt und damit auch die antiferromagnetischen Eigenschaften verloren gehen.



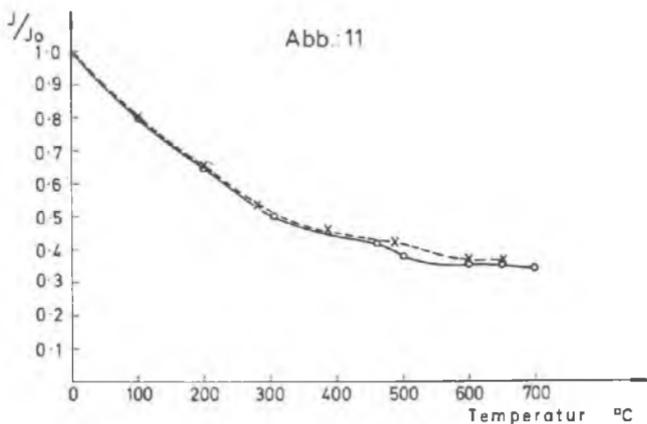
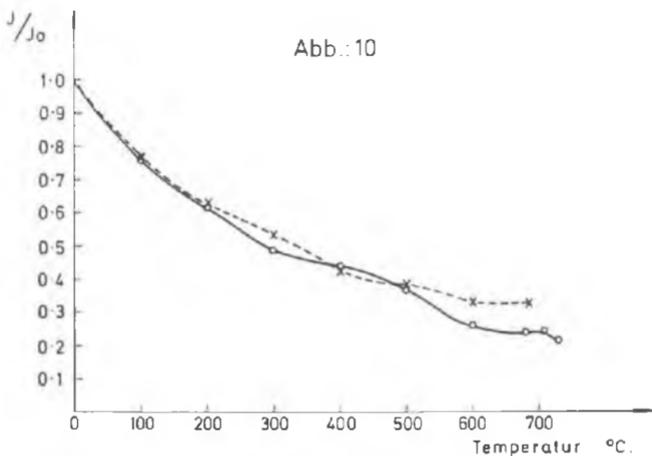


Abb. 9, 10 und Abb. 11 zeigen Curiepunkte zwischen 550 und 600° C für Magnetit. Die Kurve der Abb. 11 zeigt den Curiepunkt der Probe nach Aufheizen der Probe bei 650° C

Der zweite Kurventyp, der gemessen wurde, wird in den Abbildungen 9 bis 11 dargestellt. Man erkennt darin mehr oder weniger deutlich einen Curiepunkt bei etwa 580° C. Dies entspricht dem Curiepunkt von Magnetit. Auch hier erkennt man wieder den störenden Effekt des Gewichtsverlustes, wodurch sich die Kurven zum Teil nicht decken. In Abb. 9 ist ferner zu sehen, daß der Magnetit bei weiterer Erhitzung offenbar oxydiert und beim Abkühlen daher paramagnetisches Verhalten zeigt. Die Kurve in Abb. 11 stellt die Zweitmessung derselben Probe wie in Abb. 10 dar, womit gezeigt werden sollte, daß der

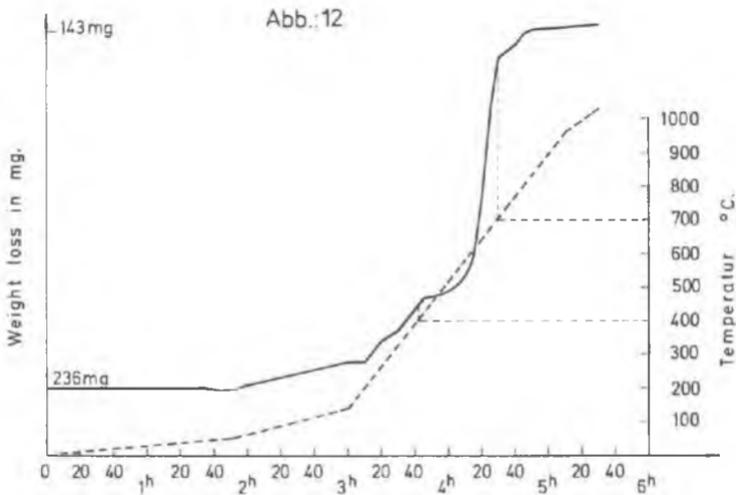


Abb. 12. Die Kurve zeigt den Gewichtsverlust in mgr. bei steigender Temperatur. (DTG-Analyse)

Curiepunkt auf Grund der Oxydation des Magnetits im ersten Versuch viel sicherer war als im zweiten. Was nun diesem Magnetit zum Teil widersprach, war die Tatsache, daß der Großteil der untersuchten Proben die Remanenz bei 300° C verlor. Dies führte zu der Überlegung, daß der Magnetit bei der Aufheizung aus dem Eisenkarbonat entstehen könnte.

Etwa nach der Gleichung: $3(\text{FeCO}_3) + 1/2 \text{O}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3 \text{CO}_2$, wobei auch eine Umwandlung aus dem Eisenoxyd Wüstit (FeO) nach der Gleichung $3 \text{FeO} + \text{CO}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO}$ möglich, aber nicht sehr wahrscheinlich erscheint. Es könnte jedoch durch ein Experiment mit Abgaseanalyse möglicherweise leicht nachgewiesen werden.

Um diese Frage zu klären, wurde versucht, das Material im Erdfeld nach schrittweiser Erwärmung zu magnetisieren. Dazu wurden die Proben im feldfreien Raum erwärmt und im Erdfeld abgekühlt. Die Ergebnisse sind in Abb. 13 dargestellt. Man ersieht daraus, daß die Initialverhältnisse bis 200° C ziemlich konstant bleiben. Bei weiterer Erwärmung bricht die Initialremanenz zusammen und ist bei 300° C bei den meisten Proben nicht meßbar. Wird die Temperatur weiter erhöht, so stellt sich eine stete Zunahme der Intensität ein (10^{-7} auf 10^{-4} emu/cm). Aus dem Kurvenverlauf kann geschlossen werden, daß die Umwandlung von Eisenkarbonat in Magnetit und dessen weitere Oxydation über den gesamten Temperaturbereich von 300 bis 700° C stattfindet. Wie aus dem Verlauf der voll ausgezogenen Kurve zu ersehen ist, war in diesem Material keine meßbare Initialremanenz festzustellen, sodaß der Anstieg der

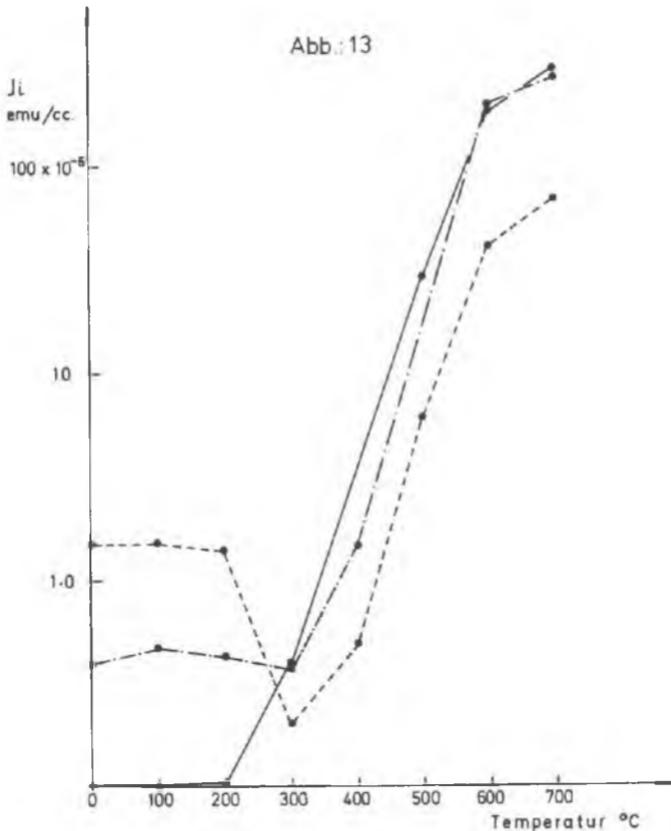


Abb. 13. Die Kurven der partiellen Aufmagnetisierung zeigen den Wechsel der Remanenz mit steigender Temperatur und Oxydation

Kurve mit dem Beginn der Magnetitbildung zusammenfällt. Diese Kurven beweisen aber, daß die bei den J_i -T-Untersuchungen festgestellten Curiepunkte zwar einen Magnetit anzeigen, der aber für die paläomagnetische Interpretation wertlos ist. Weiters kann festgestellt werden, daß bei Magnesiten, sofern thermisch abmagnetisiert wird, die Proben höchstens bis 200° C erwärmt werden dürfen. Es empfiehlt sich allerdings bei Magnesiten, sofern sie für paläomagnetische Untersuchungen verwendet werden, die Wechselfeldabmagnetisierung anzuwenden.

Tieftemperaturversuch

Diese Untersuchungen wurden durchgeführt, um erstens zu überprüfen, ob das bei der Erwärmung entstehende Mineral tatsächlich Magnetit oder aber ein Magnesiumferrit ist und zweitens, ob in den thermisch unbeeinflussten Proben ein primärer Magnetitanteil festzustellen ist.

Die Verwendbarkeit des Tieftemperaturversuches zur Identifizierung von Magnetit beruht auf der Tatsache, daß der Magnetit bei Abkühlung unter eine Temperatur von 118°K oder -155°C das Kristallgitter von kubisch zu orthorhombisch wechselt. Dieser Gitterwechsel verursacht markante Änderungen der magnetischen und elektrischen Eigenschaften, von denen man sich die magnetischen bei den hier durchgeführten Experimenten zu Nutze macht. Kühlt man Magnetit schrittweise ab und mißt dabei die Änderung des magnetischen Momentes der Probe, so stellt man fest, daß das Moment im Bereich der Wechseltemperatur gegen Null abnimmt. Erwärmt man die Probe wieder (im feldfreien Raum) so nimmt das Moment wieder zu. Dieser Effekt wird als „memory-Effekt“ bezeichnet und ist in seinen Grundlagen noch nicht erforscht (STACEY, F. D. — BANERJEE, S. K.). Bei schwachen Proben, wie sie die Magnesite darstellen, versucht man die Gitterwechseleigenschaft des Magnetit so nachzuweisen, daß man die Probe zuerst mit flüssigem Stickstoff auf -196°C abkühlt, in einem Feld von einigen kOe sättigt und dann im feldfreien Raum wieder auf Zimmertemperatur erwärmt (NAGATA, KOBAYASHI, FULLER 1964, RUNCORN, COLLINSON, O'REILLY, STEPHENSON, BATTY, MANSON, READMAN 1971). Das magnetische Moment wurde beim gegenständlichen Experiment mit einem astatischen Magnetometer gemessen und dann die Änderungen des Momentes vs. Temperatur aufgetragen.

Diese Experimente wurden mit thermisch unbeeinflussten und mit auf vorher 650°C aufgeheizten Proben durchgeführt. Die dabei erhaltenen Ergebnisse sind in Abb. 14 dargestellt. Man erkennt darin, daß die ausgezogenen Kurven, die die unbeeinflussten Proben darstellen, bei etwa -160°C eine Unstetigkeit aufweisen, die einen Gitterwechsel anzeigt. Auf Grund der Tatsache, daß die Temperatur für Magnetit etwas hoch und die Unstetigkeit recht schwach ist, deutet darauf hin, daß der Magnetit nicht rein, sondern in Form einer Spinellphase — etwa des Magnesiumsferrites — (MgFe_2O_4) vorliegt.

Bei Betrachtung der strichlierten Kurven muß man feststellen, daß keine signifikante Unstetigkeit feststellbar ist, sieht man von der sehr schwachen der untersten Kurve im Temperaturbereich zwischen -140 und -145°C ab. Diese Temperatur würde der obersten Grenztemperatur für reinen Magnetit entsprechen. Da Nebengemengteile wie Magnesium, Titan u. a. in sehr geringer Anreicherung den Gitterwechsel weitgehendst verwischen bzw. im Kurvenverlauf vollständig vernichten (WILLIAMS 1971), wäre dies ein indirekter Beweis für den Magnesiumferrit.

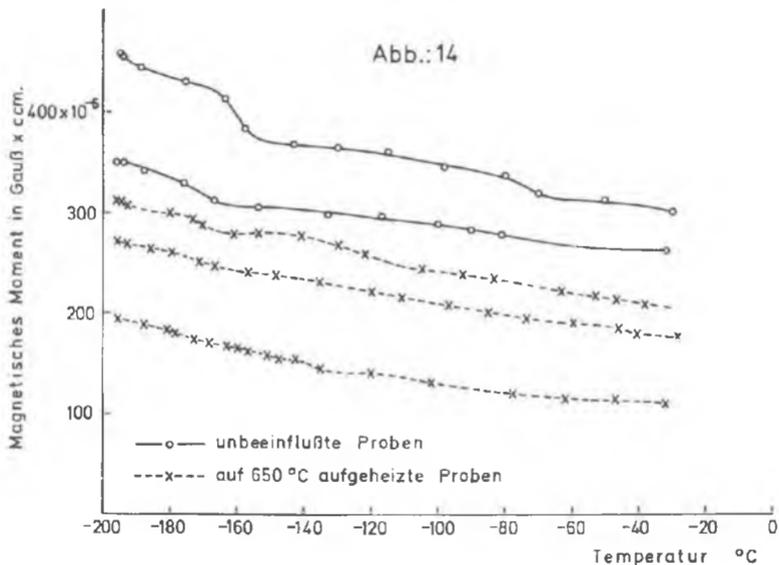


Abb. 14. Die ausgezogenen Kurven zeigen eine schwache Magnetit-Transition (Gitterwechsel von kubisch zu orthorhombisch). Die anderen Kurven zeigen keine signifikante Unstetigkeit

Zusammenfassung

Abschließend kann festgestellt werden, daß das thermische Verhalten des Trägers der magnetischen Initialverhältnisse, des Pyrrhotin, geklärt werden konnte. Ferner kann festgestellt werden, daß neben dem Pyrrhotin eine geringe und unregelmäßig im Magnesit aber feinst verteilte Magnetitführung vorhanden ist. Weiters wurde das Temperaturverhalten des Eisenkarbonates (FeCO_3) untersucht und der Oxydationsweg vom FeCO_3 über den Magnetit Fe_3O_4 den Hämatit Fe_2O_3 zum Magnesiumferrit MgFe_2O_4 beschrieben. Wenngleich auch einzelne Ergebnisse noch durch chemische Analysen abzurunden sein werden, sollte diese Arbeit doch den nötigen Aufschluß über die Eignung des Spatmagnesits für paläomagnetische Untersuchungen gegeben haben.

Danksagung

Es ist dem Autor ein aufrichtiges Bedürfnis, allen die an der Ermöglichung der Durchführung dieser Untersuchungen maßgeblich beteiligt waren, herzlich zu danken, allen voran Herrn Professor S. K. RUNCORN für die Aufnahme

in seinen Stab und die Erlaubnis der uneingeschränkten Benützung aller Institutseinrichtungen sowie Herrn Prof. Dr. F. WEBER für die einjährige Freistellung von seinem Institut. Ferner gilt mein Dank allen Mitarbeitern des Departments in Newcastle, besonders aber den Herren Dr. TARLING, Dr. COLLINSON, Dr. O'REILLY, Dr. STEPHENSON und Dr. HAUPTMANN für die zahlreichen Diskussionen und erhaltenen Anregungen. Den Herren Prof. Dr. FRIEDRICH und Dr. HADITSCH sei ebenso für die zahlreichen Fachgespräche und die Möglichkeit der Veröffentlichung im „Archiv“ aufrichtig gedankt.

Ein besonderer Dank gilt auch dem Bundesministerium für Wissenschaft und Kunst, das mit einem einjährigen Stipendium die finanzielle Grundlage für den Aufenthalt in Newcastle schuf, sowie dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die finanzielle Unterstützung bei der Proben-gewinnung.

Abstracts

Starting from the point of view that the magnesites occur in different geological formations (Silurian, Devonian, Carboniferous and Triassic) it was interesting to find out how far they could be used for paleomagnetic measurement and interpretations. Therefore a feasibility study was undertaken which included rock magnetic experiments.

The J_i -H dependance shows the magnesites to be paramagnetic, with a ferromagnetic component from starting point to 2 kOe.

The J_i -T dependance shows a curie point at 300° C which is due to be pyrrhotite (FeS_{1+x}) and another one between 550 and 600° C which is due to magnetite. Changes in the partial remanence after each step of increasing temperature and cooling in the earth's field shows, that the breakdown of $FeCO_3$ and the formation of magnetite Fe_3O_4 starts at about 200° C. With increasing temperature the magnetite becomes more and more oxidized to hematite Fe_2O_3 and possibly at higher temperatures to magnesiumferrites $MgFe_2O_4$. The low-temperature curves show a weak transition at -155° C (118° K) in the full drawn curves, which proves, that there must be some pure magnetite. Most of the curves however, do not show this transition, the possible reason being the presence of magnesium.

Ausgewählte Literatur

- BRIEGLEB, D., 1969: Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch. Dissertation an der Mont. Hochschule in Leoben.
- FRIEDRICH, O. M.: 1959: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten. Radex-Rdsch. 1959.
- HANUS, V. — KRS, M., 1963: Paleomagnetic Dating of Hydrothermal Mineralisation on Example of Spissko-gemerske Rudohorie, Area — Czechoslovakia. Rozpravy Československe Akademie Ved.
- HAUPTMANN, Z., 1974: High Temperature Oxidation, Range of Non-Stoichiometry and Curie Point Variation of Cation Deficient Titanomagnetite $Fe_{2-x}Ti_{1-x}O_{4+y}$. Geophys. J. R. astr. Soc. 1974.
- HOYE, G. S. — O'REILLY, W., 1973: Low Temperature Oxidation of Ferromagnesian Olivines — A Gravimetric and Magnetic Study. Geophys. J. R. astr. Soc. 1973, 33, 81—92.
- MEIXNER, H., 1953: Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisenspatlagerstätten der Ostalpen. Radex Rdsch. 1953.
- NAGATA, T., 1961: Rock Magnetism. Maruzen Co. Ltd. Tokyo.
- RICHARDS, J. C. W. u. a., 1973: A Magnetic Study of Titanomagnetite Substituted by Magnesium and Aluminium. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 7, 1973.
- RUNCORN, S. K. u. a.: 1971: Magnetic Properties of Apollo 12 Lunar Samples. Proc. R. Soc. Lond. A. 325, 1971.
- STACEY, F. D. — BANERJEE, S. K., 1974: The Physical Principles of Rock Magnetism. Elsevier 1974.
- WILLIAMS, D., 1970: Low-Temperature Transition in Titanium-Doped Magnetite. M. Sc. Thesis in der Universität Newcastle.

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. Dr. Hermann MAURITSCH
Institut für Angewandte Geophysik
Montanistische Hochschule
A-8700 Leoben
(Department of Geophysics and Planetary Physics
School of Physics.
The University of Newcastle upon Tyne NE 1 7RU)

Über den ersten Nachweis von Triplit (Mn, Fe²⁺)₂ [F/PO₄] in Österreich (von Unterweißen- bach, Unteres Mühlviertel, Oberösterreich¹⁾)

Von Heinz MEIXNER (Salzburg)

Zusammenfassung

Aus einem Pegmatit von Mötlas/Unterweißenbach des Unteren Mühlviertels wird erstmals auf Grund von optischen, chemischen und röntgenographischen Bestimmungen das Mn-Fe-Phosphat *Triplit* aus Österreich beschrieben und damit auch auf einen für uns neuartigen Mn-Phosphatpegmatittypus hingewiesen. Zum Unterschied von den an Mühl- und Waldviertel im Norden angrenzenden Gebieten der Böhmisches Masse außerhalb Österreichs gelten unsere Pegmatite als ausgesprochen arm an besonderen Mineralfunden. Herausgegriffen wurden die Minerale Molybdänglanz (4), Zinnstein (2), Columbitgruppe (6) und Beryll (13). Die Zusammenstellung zeigt, daß im Mühl- und im Waldviertel an gut 20 Fundstellen immerhin die genannten Minerale 4-, 2-, 6- bzw. 13mal gemeldet worden sind. Bessere Aufschlußverhältnisse sollten wohl auch hier ein vollständigeres Bild ergeben.

Anläßlich einer Besichtigung des Instituts für Mineralogie und Petrographie der Universität Salzburg im März 1973 durch Linzer Hauptschullehrer unter Führung von Prof. W. KELLERMAYR erhielt ich von diesem einige Mineralproben zur Bestimmung. Von besonderem Interesse erschienen mir zwei schwarze, glanzkohlenartig aussehende, glas- bis pechglänzende und meist muschelrig brechende Stücke, die einerseits merklich schwerer als Kohle waren, andererseits in grellem Licht auffallende orange- bis rotbraune Innenreflexe aufwiesen. Sie wurden vor etwa 15 Jahren von Prof. KELLERMAYR selbst in einem kleinen Steinbruch in der Nähe von Unterweißenbach etwa 20 km Freistadt SO im Unteren Mühlviertel aufgesammelt. Vom Muttergestein zei-

¹⁾ Meinem lieben Freunde Otmar FRIEDRICH mit den herzlichsten Wünschen zum 70. Geburtstag gewidmet!

gen die Proben bloß Spuren von Quarz und Feldspat wahrscheinlich pegmatitischer Herkunft. Sie erinnerten mich an stark angewitterte Eisen- und Manganphosphate, an „Eisenpecherz“ etwa aus der Gruppe Triplit-Triploidit, sowie an den ähnlichen Graftonit. Das Mineral hat einen dunkelbraunen Strich, bei einer Härte von 5 an frisch aussehenden Stellen. Die Dichte beträgt 3,77 (BERMAN-Mikrowaage, Bestimmung von phil. W. HERBST, Salzburg), bei „Tripliten“ liegt sie zwischen 3,5 und 3,9 (18, S. 849).

Die optische Pulveruntersuchung zeigte neben opaken Fe-Mn-Oxiden überraschend reichlich hell bräunlich gefärbte, anisotrope, jeweils gleichmäßig dicke Plättchen, also nach einer guten Spaltbarkeit, sowie geradlinige Begrenzungen, die weitere, schlechtere Spaltungen andeuten. Auf der guten Spaltbarkeit steht die optische Achsenebene senkrecht, in einigen Fällen trat zentral eine kaum gekrümmte optische Achse aus, wobei opt. 2+ mit $2V\gamma = 80-85^\circ$ beobachtet bzw. geschätzt werden konnte. $n\beta = 1,686$, die Doppelbrechung ist mit 0,010 bis 0,015 anzugeben. Ein Pleochroismus mit na' rötlich-braun, ny' hell bräunlich bis fast farblos ist gut erkennbar.

Das sind optische Eigenschaften, die gut zu „Triplit“ passen, vgl. DANAS System of Mineralogy (18, S. 850) oder neuere Werte bei F. ČECH — P. POVONDRÁ — J. STANEK (2, S. 106), während Triploidit und Graftonit wesentlich höhere Lichtbrechungswerte zukommen. Die gute Spaltung entspricht damit c(001) von „Triplit“ mit der darauf senkrecht stehenden A. E. (010).

Innerhalb der Triplit-Triploidit-Gruppe unterscheidet H. STRUNZ (25, S. 316) die F-haltige *Triplit*-Reihe mit

<i>Wagnerit</i> (FUCHS, 1821)	Mg_2IF/PO_4I
<i>Zwieselit</i> (BREITHAUPT, 1841)	$(Fe \cdot \cdot, Mn)_2IF/PO_4I$
<i>Triplit</i> (HAUSMANN, 1813)	$(Mn, Fe \cdot \cdot)_2IF/PO_4I$

von denen auch Mischkristalle bekannt sind, von der (OH)-haltigen *Triploidit*-Reihe mit

<i>Wolfcit</i> (FRONDEL, 1949)	$(Fe \cdot \cdot, Mn)_2IOH/PO_4I$ und
<i>Triploidit</i> (BRUSH — DANA, 1878)	$(Mn, Fe \cdot \cdot)_2IOH/PO_4I$

Qualitativ chemisch wurden in der leicht erhältlichen salpetersauren Lösung Fe, Mn und PO_4''' als Hauptbestandteile ermittelt. F ließ sich mit Zirkon-Alizarinlösung nach FEIGL (4, S. 292/295) feststellen.

Entscheidend zur Einstufung mußte nun die Ermittlung des Fe/Mn-Verhältnisses sein. Dipl.-Ing. F. LASKOVIC (Kirchdorf) erhielt bei mehreren Bestimmungen, berechnet als Gesamt-mangan, um 43,0% MnO und als Gesamteisen um 22,80% FeO.

Das zeigt Manganvornacht an mit einem Verhältnis von Fe:Mn = 1:1,91, also nahe den theoretischen Werten für 1:2, denen 21,23% FeO und 42,16%

MnO entsprechen. Das oberösterreichische Mineral ist demnach als *Triplit* zu bezeichnen, ist chemisch ähnlich zusammengesetzt den Tripliten von Lemnäs, Finnland (mit 1:1,73), von Varuträsk, Schweden (1:1,63) nach (18, S. 850/851) sowie von Videň (= Wien), Westmähren (mit 1:1,71) nach 2, S. 104).

Zur Bestätigung fertigte Frau Dr. E. KIRCHNER (Salzburg) eine Diffraktometer-Aufnahme des Mineralen an, womit größtenteils dieselben Werte, wie sie die ASTM-Kartei für „Triplit“ bringt, erhalten wurden. Getrennte, jedoch immer noch sehr ähnliche Aufnahmen führen F. ČECH — P. POVON-DRA — J. STANĚK (2, S. 107) vom Triplit von Videň und vom Zwieselit von Cyrilov (beide Westmähren an. Die Werte des oberösterreichischen Minerals stimmen besser zum Triplit von Videň, liegen teilweise noch ganz leicht höher, entsprechend dem Trend bei den mährischen Mineralen vom Mn-ärmeren Zwieselit zum Mn-reicheren Triplit, wie es aus den Analysen abzuleiten ist. Doch ist hier wie dort bloß deutlich angewittertes Material analysiert worden, mit teilweisen Oxidationen bei Fe wie Mn.

Triplit ist damit erstmals für ein österreichisches Vorkommen sichergestellt und wir erhalten einen Hinweis auf einen, für unser Land neuartigen Phosphatpegmatittypus. Bisher kannte man davon Apatit-führende Pegmatite

- a) mit ab und zu Xenotim, Monazit, \pm Vivianit oder Uranglimmer (Koralpe, Saualpe, z. T. Waldviertel)
- b) mit Wardit, \pm Brasilianit, Childrenit (Spittal/Drau, Millstatt)
- c) mit sekundären, vorwiegend Fe-Phosphaten: Strengit, Klinostrengit, Rockbridgeit, Strunzit, Kakoxen, Vivianit (Modriach) nach dem Typus Hagen-dorf-Pleystein.

Der Triplit dagegen ist ein Primärphosphat aus einem Phosphatpegmatit mit Manganvormacht (Mn > Fe), Typus Branchville, Connecticut.

Der oberösterreichische Triplit stammt aus der Gegend von Unterweißenbach, wo um 1955 in im Weinsberger Granit aufsetzenden Pegmatiten mehrfach auf *Beryll* geschürft wurde; so östlich des Ortes Unterweißenbach, in der „Katzen-silbergrube“ (jetzt Müllablagerung!) sowie an einigen Stellen südlich davon, zwischen Kastendorf und Mötlas, 3 km westlich Königswiesen. Dieses Vorkommen hat W. FREH (5) beschrieben und angeführt, daß J. SCHADLER darin außer einem großen Beryll-x (4×9 cm) und einem 1 cm großen *Columbit*, auch „Turmaline von rötlicher, grüner und schwarzer Farbe“ gefunden hat. Hier wären, falls Museumsmaterial davon in Linz noch vorhanden, eine Prüfung auf Li-Gehalt für unser Gebiet von großem Interesse! Einen frischen Pegmatitaufschluß zwischen Kastendorf und Mötlas, mit reichlichen Beryllfunden, konnte ich bei der Exkursion der Österr. Mineralog. Ges. am 2. 10. 1960 unter Führung von W. FREH und J. SCHADLER (6, S. 4) persönlich kennenlernen. Prof. KELLERMAYR und verschiedenen Salzburger

Studenten war es im letzten Jahre nicht möglich, in diesem Raum ein Vorkommen mit Triplit wiederaufzufinden. Die alten Aufschlüsse sind völlig verändert, im alten Quarzbruch 2 km SO von Mötlas wurden von W. KELLER-MAYR jetzt nur derbe Fe-Mn-Oxid-Ausscheidungen angetroffen, ohne Hinweis auf das Primärmineral.

Triplit-Zwieselit nach der oben definierten Unterscheidung wurden erst in neuester Zeit exakt auseinandergelassen.

Die ursprünglich auch mit „Triplit“ bezeichneten Vorkommen aus dem Oberpfälzer Wald, vgl. A. FORSTER — H. STRUNZ — Ch. TENNYSON (7) von Marchaney, von Wildenau-Plößberg, vom Kreuzberg bei Pleystein und von Hagendorf Nord und Süd sind *Zwieselit*, ebenso wie nach H. STRUNZ (24) der „Triplit“ des Bayerischen Waldes vom Hühnerkobel bei Zwiesel.

Wie aus den geologisch verwandten Teilen des Bayerischen und des Oberpfälzer Waldes kommen Phosphatpegmatite mit „Triplit“ besonders reichlich in den analogen Teilen Böhmens und Westmährens vor. J. KRATOCHVIL (11, S. 445) nennt für Böhmen 10 Triplitfundorte und E. BURKART (1, S. 967), ergänzt durch T. KRUTA (12, S. 341 bzw. 345) kennen 6 „Triplit“- und 2 *Zwieselit*-Vorkommen in Mähren. Gesichert sind für beide Länder sowohl Triplit wie *Zwieselit* im heutigen Sinne.

Es ist oft schon die auffallende Armut an seltenen Elementen und besonderen Mineralen im Mühlviertel Oberösterreichs und im Waldviertel Niederösterreichs gegenüber den angrenzenden Gebieten Bayerns, Böhmens und Mährens hervorgehoben worden. Reiche Fundpunkte sind aber auch dort nur Örtlichkeiten, an denen es als Rohstoffgewinnungsstätten in Steinbrüchen oder Bergbauen zu größeren Aufschlüssen gekommen ist. Sobald der Betrieb längere Zeit ruht, hören die Fundmöglichkeiten auch da ziemlich auf. Im Wald- und Mühlviertel sind an geeigneten Stellen nur selten Aufschlüsse entstanden. Wo sie geschaffen wurden und auf Minerale geachtet wurde, sind auch bei uns interessante Funde erfolgt. Das soll durch die anschließende Aufzählung mit den bisherigen Vorkommen von *Molybdänglanz*, *Zinnstein*, *Beryll* und *Columbit* (Tantalit) aus Pegmatiten, Apliten und Gangquarz belegt werden, sie ließe sich im gleichen Sinne unschwer durch Flußspat, Apatit, Xenotim, Monazit, Zirkon, Orthit und Turmalin noch erweitern. Die Aufzählung erfolgt etwa von West gegen Ost fortschreitend.

Oberösterreich

- Molybdänglanz*, Pyrit im Mühlthal b. Schlägl (nach H. COMMENDA, 1926 (3, S. 124).
- Beryll* von Natschlag südl. Aigen nach „Notizen Geol. B. A.“, in: E. KIRCHNER et al. 1969 (8, S. 39); siehe auch G. FUCHS — O. THIELE (27, S. 68). „*Tantalit*“ von Neufelden-Obermühl nach DALLA TORRE in H. COMMENDA, 1926 (3, S. 135).
- Columbit* von Obornort östl. Lembach nach J. SCHADLER, 1938 (20, S. 65).
- Molybdänglanz* vom Stbr. „halbe Meile“ ober Aschach, nach H. MEIXNER, 1952 (13, S. 38).
- Columbit* von Grubdorf NW von Königsdorf; nach J. SCHADLER 1937/38 (19, S. 72; 20, S. 65).
- Columbit* von Königsdorf zw. St. Veit und Waxenburg; nach J. SCHADLER, 1938 (20, S. 65).
- Beryll* von Rottenegg, Linz NW; nach „Notizen Geol. B. A.“, in: E. KIRCHNER et al., 1969 (8, S. 39); s. auch G. FUCHS — O. THIELE (27, S. 67/68).
- Beryll* vom Pöstlingberg bei Linz; nach „Notizen Geol. B. A.“, in: E. KIRCHNER et al. 1969 (8, S. 39); s. auch G. FUCHS — O. THIELE (27, S. 67).
- Beryll* von Steyregg; nach „Notizen Geol. B. A.“, in: E. KIRCHNER et al. 1969 (8, S. 39); = SW-Fuß des Pfennigberges bei Linz, mit *Columbit-Tantalit*, nach G. FUCHS — O. THIELE, 1968 (27, S. 68).
- Beryll* von Zissingdorf westl. Neumarkt; nach R. SCHARIZER, 1880 (21, S. 593/599).
- Beryll*, *Zinnstein*, *Columbit*, *Orthit*, *Xenotim*, *Zirkon*, *Apatit* von „Umkreis Neumarkt“, nach E. KIRCHNER — W. MEDITZ — H. NEUNINGER, 1969 (8).
- Molybdänglanz* von Nähe Bahnhof Haslach; nach E. KIRCHNER et al., 1969 (8, S. 41).
- Beryll* von der Katzensilbergrube beim Haselbauer in Unterweißenbach; nach W. FREH — J. SCHADLER, 1960, (6, S. 4).
- Beryll*, *Columbit*, rötl. und grüner *Turmalin* aus einem Schurf zwischen Kastendorf und Mötlas; von hier wahrscheinlich auch unser *Triplit!* Nach W. FREH, 1947 (5) und W. FREH — J. SCHADLER, 1960 (6, S. 4).

Niederösterreich

- Beryll* von 1 km SW Groß-Pertolz; nach E. SCHROLL, 1958 (22).
- Molybdänglanz* vom Kalvarienberg bei Weitra; nach R. OSTADAL, 1927 (17).
- Zinnstein* von desgl., Weitra; nach A. KÖHLER — A. MARCHET, 1941 (9, S. 304) und A. KÖHLER, 1948 (10, S. 182).
- Beryll* mit *Bertrandit* vom „nördlichen Waldviertel“ nach G. NIEDERMAYR, 1971 (15).
- Beryll* von Böhmerstall bei Pöggstall; nach Niederösterr. LM in E. SCHROLL, 1958 (22, S. 86).
- Beryll* von Marbach; nach A. SIGMUND, 1937 (23, S. 176).
- Columbit*, *Apatit*, *Xenotim*, *Monazit* von Königsalm/Kremstal; nach G. NIEDERMAYR, 1969 (14).
- Beryll* vom Doppelbachgraben (Kamptal) nach G. NIEDERMAYR, 1973, 16, S. 38).

Ohne Anspruch auf Vollständigkeit bringt unsere Zusammenstellung im österr. Anteil der Böhmisches Masse 4 Molybdänglanz-, 2 Zinnstein-, 7 Columbit-(Tantalit-) und 13 Beryllvorkommen. Der Triplit von Mötlas/Unterweißenbach paßt gut in diese Paragenese, die genannten Minerale sind mehrfach Triplit/Zwieselit-Begleiter in den benachbarten Bereichen. Es ist bedauerlich, daß es erst so spät zur namentlichen Entdeckung des oberösterreichischen Triplits gekommen ist, zu Betriebszeiten wäre wahrscheinlich noch einiges mehr bei eingehenden Beobachtungen herausgekommen.

Während aus dem niederösterreichischen Waldviertel bereits lange *Fluorit*-Vorkommen bekannt sind, vgl. z. B. A. SIGMUND (23, S. 74), schien das Mineral im Mühlviertel völlig zu fehlen. Erst G. FUCHS (zit. in 27, S. 68) beschrieb *Fluorit* als Kluffbelag im „Sulzberg-Granit“ nördlich von Aigen.

Aus der für Mühl- und Waldviertel nach einheitlichen Gesichtspunkten entworfenen Übersichtskarte des außeralpinen Grundgebirges Österreichs von O. THIELE (26, Abb. 1) geht klar hervor, daß alle unsere oben angeführten, interessanten Mineralisationen an die variszischen Massengesteine usw. gebunden sind, daß sie im einzelnen jedoch verschiedenen Typen zugehören. Man kann nicht einen der Granite u. dgl. als Erz- oder Mineralbringer für alle Vorkommen nachweisen!

Mein Dank gilt dem Finder der Probe, Prof. W. KELLERMAYR (Linz), Hofrat Dr. W. FREH (Linz) für Auskünfte über die Beryllvorkommen um Unterweißenbach, Frau Dr. E. KIRCHNER (Salzburg) für die röntgenographische Bestätigung der Identifizierung und Dipl.-Ing. F. LASKOVIC (Kirchdorf) für die analytische Bestimmung des FeO- und MnO-Gehaltes.

Schrifttum

- (1) BURKART, E.: Moravské nerosty a jejich literatura, Praha 1953, 1005 S.
- (2) ČECH, F. — POVONDRA, P. — STANĚK, J.: Investigation of Triplite, Zwieselite und Graftonite from Pegmatites of Western Moravia. — Acta Univ. Carol., Geologica, Praha 1964, 97—116.
- (3) COMMENDA, H.: Übersicht der Gesteine und Minerale Oberösterreichs. II Mineralien.— Heimatgaue, 7, 1926, 119—143.
- (4) FEIGL, F.: Qualitative Analyse mit Hilfe von Tüpfelreaktionen. — 3. Aufl., Leipzig 1938, 554 S.
- (5) FREH, W.: Das Quarz- und Feldspatvorkommen von Königswiesen. — Jb. Oberösterreich. Mus. Ver., 92; Linz 1947, 353—356.
- (6) FREH, W. — SCHADLER, J.: Hinweise zu den Exkursionen der Österr. Miner. Ges. am 30. 9. und 2. 10. 1960, Linz 1960, 4 Seiten vervielfältigt.
- (7) FORSTER, A. — STRUNZ, H. — TENNYSON, Ch.: Die Pegmatite des Oberpfälzer Waldes insbes. der Pegmatit von Hagendorf-Süd. — Der Aufschluß, Sh. 16, Heidelberg 1967, 137—199.
s. (27) FUCHS, G. — THIELE, O.

- (8) KIRCHNER, E. — MEDITZ, W. — NEUNINGER, H.: Zur Mineralogie des Mühlviertels. — Ann. Naturhistor. Mus., 73, Wien 1969, 37—48.
- (9) KÖHLER, A. — MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. — Fortschr. Miner., 25, Berlin 1941, 253—366.
- (10) KÖHLER, A.: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. — TMPM, 1, 1948, 125—184.
- (11) KRATOCHVIL, J.: Topografická Mineralogie Čech, 1—8, Praha 1957—1966, insbes. 8, 1966, 727 S.
- (12) KRUTA, T.: Moravské nerosty a jejich literatura, 1940—1965, Vydává 1966, 379 S.
- (13) MEIXNER, H.: Neue Mineralfunde in den österr. Ostalpen XII. — Car. II, 142, Klagenfurt 1952, 27—46.
- (14) NIEDERMAYR, G.: Der Pegmatit der Königsalm, Niederösterreich. — Ann. Naturhistor. Mus., 73, Wien 1969, 49—54.
- (15) NIEDERMAYR, G.: Ein Vorkommen von Bertrandit in Niederösterreich. — TMPM, 15, 1971, 311—313.
- (16) NIEDERMAYR, G.: Einige neue Mineralfunde aus dem niederösterreichischen Anteil der böhmischen Masse. — Mitt. Österr. Min. Ges., Nr. 123, Wien 1973, 37—40.
- (17) OSTADAL, R.: Über einen Quarzgang am Kalvarienberg bei Weitra, NÖ., TMPM 37, 1927, 201—206.
- (18) PALACHE, Ch. — BERMAN, H. — FRONDEL, C.: The System of Mineralogy — 7. Aufl., 2, New York 1951, 1124 S.
- (19) SCHADLER, J.: Aufnahmebericht üb. Bl. Linz-Eferding (4652). Krist. Grundgeb., Verh. Geol. B. A., 1937, 70—73.
- (20) SCHADLER, J.: desgl., 1938, S. 64—66.
- (21) SCHARIZER, R.: Mineralogische Beobachtungen. — Jb. Geol. R. A., 30, 1880, 543—608.
- (22) SCHROLL, E.: Ein neuer Fund von Beryll im Waldviertel. Kulturberichte aus NÖ., 11, 1958, 86—87.
- (23) SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs. — 2. Aufl., Wien 1937, 247 S.
- (24) STRUNZ, H.: Mineralien und Lagerstätten des Bayerischen Waldes. — Der Aufschluß, Sh. 21, 1971, 1—91.
- (25) STRUNZ, H.: Mineralogische Tabellen. — 5. Aufl., Leipzig 1970, 621 S.
- (26) THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — Geologie, 19, Berlin 1970, 17—24, mit Karte (Abb. 1).
- (27) FUCHS, G. — THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Geol. B. A., Wien 1968, 96 Seiten + Geolog. Karte 1 : 100 000 (1965).

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Heinz MEIXNER
 Institut für Mineralogie und Petrographie
 Akademiestraße 26
 A-5020 Salzburg

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	189—213	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Entstehung und Zusammensetzung der Leukophyllite (Weißschiefer) in den Ostalpen

Von Mansour MODJTAHEDI (Tabriz, Iran) und Hans WIESENEDER (Wien)

Diese, Herrn Prof. Dr. O. M. FRIEDRICH zur Vollendung des 70. Lebensjahres gewidmete Arbeit, wurde im Rahmen des Internationalen geodynamischen Projektes (Geotraverse Ost) durchgeführt.

Zusammenfassung

Leukophyllite sind Chlorit-Muskovit-Quarzschiefer, die gelegentlich auch Disthen enthalten. Die Chlorite sind eisenarm bis eisenfrei. Die eisenfreien Chlorite sind als Leuchtenbergite zu bezeichnen. Im Gclände sind Leukophyllite fast ausschließlich mit Gneisen assoziiert und an stark durchbewegte Zonen gebunden. Aus den chemischen Untersuchungen geht hervor, daß zur Leukophyllitbildung aus Gneisen Mg^{2+} , Si^{4+} , $(OH)^-$ -Zufuhr und Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} und Ca^{2+} Wegfuhr notwendig ist. Der Al^{3+} Gehalt bleibt fast konstant. Die Muskovite im Leukophyllit sind aus Kalifeldspäten und aus den Anorthitanteilen der Plagioklase entstanden. Die Umwandlung von Anorthit zu Muskovit braucht Kalium; dieses wird aus den Kalifeldspäten frei, die in Muskovit umgewandelt werden. Die Chlorite entstehen aus den Glimmern unter Magnesium-Zufuhr. Bei allen diesen Prozessen ist der Wasserdampfdruck hoch. Die Herkunft des Magnesium dürfte auf die Serpentinisierung von Ultramaftiten in der Tiefe zurückzuführen sein. Unter Berücksichtigung der Diagramme von FAWCETT und YODER (1961—62) und von SEKI und KENNEDY (1964), entsteht Chlorit-Muskovit-Quarzschiefer bei 2 kb P_{H_2O} und 450—500° C. Die Disthenquarzite sind wahrscheinlich aus Koalinsanden entstanden. Für diese Prozesse sind nach ALTHAUS (1969) mindestens 5 kb P_{H_2O} und 500° C notwendig.

Summary

Leucophyllites are chlorite-muscovite quartz schists which contain occasionally kyanite. The chlorites (leuchtenbergites) have a low iron content or are iron free. According to the field studies leucophyllites are nearly exclusively associated with ortho-gneisses and bound to stressed zones. After chemical studies the formation of leucophyllites from gneisses needs a supply of Mg^{2+} , Si^{4+} , OH^- and a removal of Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , Ti^{4+} and Ca^{2+} . The content of Al^{3+} is almost unchanged. The muscovites in the leucophyllites are derived from potassium feldspar and from the anorthite content of the plagioclases. Under the influence of Mg^{2+} supply the chlorites are formed from the micas. P_{H_2O} was high during this process. It is supposed, that the source of magnesium is the serpentinisation process of peridotites in deeper geological units during alpine revolution. With respect to the diagramms of FAWCETT and YODER (1961/62) and SEKI and KENNEDY (1964) the formation conditions of the chlorite-muscovite-quartz schists is 2 kb P_{H_2O} and 450—500° C. The kyanite quartzites are probably derived from kaolinite sands. For this metamorphic process we assume according to ALTHAUS (1969) a minimum pressure of 5 kb and a minimum temperature of 500° C.

Einleitung

Der Name Leukophyllit stammt von STARKL (1883). Unter diesem Namen sind jene schimmernd weißen und gelblich weißen, bisweilen lichtgrün gefärbten Schiefer zu verstehen, welche schon ČZJZEK (1854), als häufige, schwache Einlagerungen an mehreren Stellen des Rosaliengebirges als Talkschiefer erwähnte.

Nach STARKL haben sich mehrere Autoren mit Leukophylliten beschäftigt. Doch sind die Berichte lückenhaft und nicht frei von Widersprüchen. Das Ziel der vorgelegten Arbeit ist die Klärung der Genese der Leukophyllite und ihres Zusammenhangs mit den Nebengesteinen. Das bekannteste Gebiet in Österreich, in dem Leukophyllite vorkommen, ist die Grobgneissserie der Oststeiermark und des benachbarten Niederösterreich. Die untersuchten Gesteine stammen hauptsächlich aus dem Semmering-Wechselgebiet, ferner wurden Leukophyllite aus den Hohen Tauern und von Kleinfeldstriz untersucht. Die in der Grobgneissserie vorkommenden disthenhaltigen Quarzite wurden ebenfalls untersucht, da sie ähnliche mineralogische Zusammensetzung aufweisen, wie die Leukophyllite.

1. Die petrologisch-geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes

sind von WIESENER (1961/1971) dargestellt und mit Kartenskizzen belegt. Wir beziehen hier uns im wesentlichen auf diese Ausführungen.

2. Literaturangaben über Leukophyllite (Weißschiefer)

Seit dem vorigen Jahrhundert existieren verschiedene Berichte über Leukophyllit (Weißschiefer). STARKL (1883) verwendete erstmals für die schimmernenden, weißen und außerordentlich feinblättrigen Gesteine den Namen Leukophyllit. SIGMUND (1937) bestimmte ein weißes, schuppiges Mineral aus dem Talkschiefer von Rabenwald als Leuchtenbergit. (1929) berichtet VENDL über Leukophyllite aus der Umgebung von Sopron. (1930) gab er einen Bericht über die erwähnten Gesteine. Leukophyllite kommen im obersten Teil der Gneisregion vor, die den tieferen Horizont der kristallinen Schiefer im Soproner Gebirge darstellt. Sie liegen bereits nahe an der Grenze der einen höheren Horizont vertretenden sich zum Glimmerschiefer hinneigenden Phyllitregion. Die Leukophyllite treten in Gestalt einer kleineren Linse von maximal 2,7 m Mächtigkeit auf. Nach VENDL besteht das Gestein aus Quarz, Muskovit, leuchtenbergitischem Chlorit und Apatit. Hin und wieder findet man kleine Häufchen ganz winziger und deshalb unbestimmbarer Mineralkörner im mikroskopischen Bilde. VENDEL (1972) gibt für die Leukophyllitbildung eine Temperatur von 550° C bei einem P_{H_2O} von mindestens 5 kb an. Nach VENDEL sind Hangend und Liegend der Leukophyllite feinkörniger, muskovitführender Gneis. (1961) haben BOROVIČZENY und ALKER über das Leukophyllitvorkommen von Kleinfeldstritz bei Weißkirchen (Steiermark) berichtet. Sie unterscheiden zwei Arten von Leukophylliten, nämlich einen chloritreichen einen muskovitreichen Typ. Der chloritreichere Typ besteht aus Chlorit (Leuchtenbergit), Quarz, Apatit, opaken Mineralen und Akzessorien (Granat, Zirkon, Titanit). Der muskovitreichere Typ besteht aus Chlorit, Muskovit, Plagioklas, Quarz, Apatit, opaken Mineralen und Akzessorien. FUCHS (1962) glaubt, daß die weißschieferähnlichen Gesteine des Rosaliengebirges extrem geschieferte Produkte des Grobgneises sind. H. WIESENER (1971) stellte fest, daß in den Grobgneisen, besonders in den randnahen Positionen weiße phyllitische bis quarzphyllitische Gesteine geringmächtig eingeschaltet sind. Sie werden als Leukophyllite oder Weißschiefer bezeichnet. Die Komponenten dieser Gesteine sind Quarz, Muskovit, eisenarmer Chlorit (Leuchtenbergit), gelegentlich auch Turmalin und Mikroklin sowie albitreicher Plagioklas. Die Entstehung geht offensichtlich an Streßzonen vor sich, die einer jungen Phase der alpinen Bewegungen zugeordnet werden. Die erwähnten Gesteine sind keineswegs auf die Grobgneisserie beschränkt, sondern auch aus den Gneisgebieten der Hohen Tauern bekannt. Offensichtlich tritt bei relativ niedriger Temperatur (vielleicht 300° C) eine hydrothermal-metasomatisch bedingte Serizitisierung der Kalifeldspäte ein. Dies wurde auch experimentell von HEMLEY (1959) nachgewiesen. Durch Magnesiumzufuhr scheint die Bildung des Leuchtenbergits begünstigt zu werden, was von VENDL seit (1929) vertreten wird.

SCHWINNER (1932, 1935) teilte die leukophyllitischen Gesteine der Umgebung von Birkfeld in zwei Gruppen. Die erste besteht vorwiegend aus Quarz und Muskovit, weiters ist für sie der Leuchtenbergitmangel kenn-

zeichnend. Zur zweiten Gruppe rechnet er alle, die Leuchtenbergit bzw. Talk enthalten. Hierher gehören auch Leuchtenbergit führende Quarzite. Aus den Zentralgneisen des Granatzpitzen des Großglockners beschrieb CORNELIUS (1939) Weißschiefer, Muskovitschiefer (manchmal auch Leuchtenbergit führend). Die Weißschiefer treten in diesem Gebiet gehäuft im Randbereich der Zentralgneise auf, und Übergänge verbinden sie mit dem Gneis. Nach CORNELIUS gleichen die Muskovitschiefer des Großglocknergebietes weitgehend den Leukophylliten bzw. Weißschiefern des Alpenostrandes. FRIEDRICH (1947) berichtet über Weißstein (Kornstein) im Rabenwald. Die Haupttypen dieser Gesteine sind den Leukophylliten ähnlich, die von VENDL im Soproner Gebirge untersucht wurden. Weiters konnte FRIEDRICH feststellen, daß in manchen Kornsteinen Leuchtenbergit in so reichem Maße vorkommt, so daß richtige Leuchtenbergitschiefer entstehen. Kommt im Kornstein Leuchtenbergit in größeren Mengen vor, was im Talkgebiet fast immer der Fall ist, so tritt auch Disthen reichlich auf. Es kommt vor, daß sich dann beide Minerale zu richtigen Leuchtenbergitdisthenschiefern anreichern. WIEDEN und HAMILTON (1952) untersuchten die Weißerde von Aspang und bewiesen, daß es sich um reine Serizitschiefer handelt. Nach EXNER (1964) kann man in den Hohen Tauern (Gebiet Gastein) Übergänge von Gneis zu Quarzmuskovitschiefern und Quarziten beobachten. Die Muskovitschiefer, die in den granitischen Augengneisen häufig anzutreffen sind, auch Weißschiefer genannt, sind aus besonders intensiv durchbewegten Lagen der Granitgneise entstanden und zwar durch Verglimmerung der Alkalifeldspäte mit teilweiser Abwanderung der Alkalien und des Aluminiums. Dieser Prozeß führte auch zur Bildung von Disthenporphyroblasten.

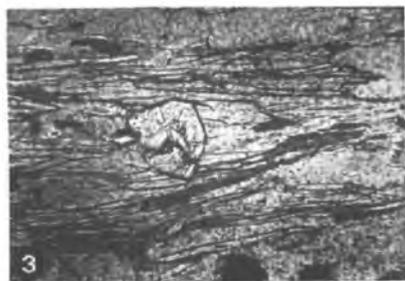
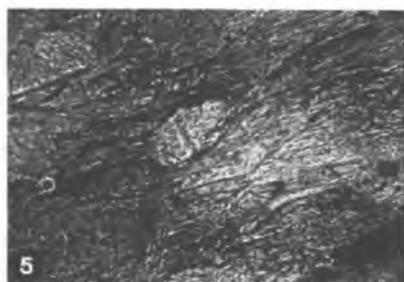
Proben wurden auch bei dem Staudamm Tauernmoosseen in den Hohen Tauern entnommen. Hier sind die Gesteine frisch. Neben den Zentralgneisen wurde Leukophyllit in einer Mächtigkeit von 15 bis 20 Meter gefunden. Dieses Gestein ist durch Übergänge mit dem Gneis verbunden. Muskovitgneis und Quarzmuskovitschiefer sind Übergangsglieder von Gneis zu Leukophyllit, sodaß die Leukophyllitbildung als jüngerer Vorgang anzusehen ist. Einige Meter lange Quarzgänge durchqueren den Leukophyllit und den Gneis und sind damit die jüngsten Bildungen. Kleinere grüne Chloritgänge wurden im Leukophyllit nachgewiesen.

3. Die Proben aus der Grobgnesserie (Oststeiermark-Niederösterreich)

S1 — Grobgneis, St. Jakob

S2 — Chlorit-Serizit-Quarzschiefer (Leukophyllit im engeren Sinn), St. Jakob

S3 — Kornstein oder Chlorit-Serizit-Quarzschiefer (Leukophyllit), Rabenwald (Talklagerstätte)



- Fot. 1. Grobgneis, St. Jakob
 Fot. 2. Leukophyllit, St. Jakob
 Fot. 3. Kornstein mit Apatit,
 Orthofer b. St. Jakob
 Fot. 4. Disthen-Quarzit,
 Schloffereck

Fot. 5. Chlorit-Serizitschiefer mit
 Apatitrundling, Reingruberkogel

- S4 — Serizit-Disthen-Chlorit Quarzit (Disthenquarzit), Schloffereck
- S5 — Serizit-Chloritschiefer, Reingruberkogel
- S6 — Porphyroid, Aspang (Bergwerk)
- S7 — Kalkglimmerschiefer, Aspang (Bergwerk)
- S8 — Chlorit-Serizit-Talkschiefer, Rabenwald (Talklagerstätte)
- S9 — Disthen-Chlorit-Serizit-Quarzschiefer, Eckberg (Inhofel)

Die Proben aus Hohen Tauern (Enzingerboden)

- E1 — Gneis, Staudamm Tauernmoos
- E2 — Chlorit-Serizit-Quarzschiefer (Leukophyllit), Staudamm Tauernmoos
- E3 — Serizitgneis, Staudamm Tauernmoos
- E4 — Muskovit-Quarzschiefer, Staudamm Tauernmoos

Die Proben aus Kleinfeldstritz (Leukophyllit Bergbau)

- K1 — Gneis
- K2 — Leukophyllit

Die Proben aus Sellrain (Tirol, bei Innsbruck)

- T1 — Gneis
- T2 — Leukophyllit

4. Megaskopische und mikroskopische Beschreibungen der untersuchten Proben

- S1 — Grobgnais (St. Jakob)

Das Gestein ist weißgrau und grobkörnig mit stark bis schwach ausgebildetem Parallelggefüge. Megaskopisch kann man weiße Millimeter bis Zentimeter große Alkalifeldspäte erkennen. Seidig glänzende Serizitschüppchen und grau-grüne Chlorite sind netzartig um die großen hellen Gemengteile angeordnet. Die Quarze sind xenomorph ausgebildet. Sie sind unregelmäßig im Gesteinsgefüge verteilt und bilden größere zusammenhängende Partien. Stark undulöse Auslöschung, Verzahnung und Streckung der Quarzkörner deuten auf postkristalline Deformation hin.

Die Plagioklase sind hypidiomorph ausgebildet. Sie sind polysynthetisch verzwillingt. Die Zwillinglamellierung durchläuft den ganzen Kristall. Sie sind erfüllt mit hellen Glimmern und Klinozoisitmikrolithen. Das Verhältnis zu hellen Glimmern ist recht variabel. Bei manchen Körnern überwiegt Klinozoisit stark, bei anderen wieder der helle Glimmer. Im allgemeinen jedoch herrscht heller Glimmer vor. Durch Sammelkristallisation von hellen Glimmern haben sich größere Muskovitschuppen entwickelt, die im Plagioklas regellos eingeschlossen sind. Die Alkalifeldspäte kommen in xenomorphen bis hypidiomorphen Kristallen vor. Sie sind perthitisch entmisch. Meist liegt Faser- und Aderperthit vor. Bei manchen Kristallen laufen die Aderperthite schräg zu den Faserperthiten. Deutliche Mikroklitterung ist bei vielen Körnern zu beobachten. Die Alkalifeldspäte führen oft große hypidiomorphe (leistenförmige) einfach verzwillingte Plagioklaseinschlüsse. Die Alkalifeldspäte sind manchmal zerbrochen, die Klüfte mit feinem Quarz und Serizitmaterial gefüllt. Sie sind sehr stark serizitisiert, durch Sammelkristallisation bilden sich größere Muskovite. Der An-Gehalt der Plagioklase beträgt 15 bis 20 %.

Die Chlorite sind feinschuppig ausgebildet. Mittlere Korngröße beträgt 0,4 mm. Anomale Interferenzfarben treten auf. Hellgrüne Farbe und die höhere Lichtbrechung deuten auf eisenreichere Chlorite. Sie sind oft mit Muskovit nach (001) verwachsen. Klinozoisit tritt in Form von Mikrolithen in Plagioklasen auf. Durch Sammelkristallisation haben sich größere Kristalle entwickelt, die manchmal durch den ganzen Plagioklas durchgehen, Fot. 1. Sie sind farblos bis zitronengelb. Die Biotite sind feinschuppig ausgebildet, sie führen Sagenitgitter.

S2 — Chlorit-Serizit-Quarzschiefer (Leukophyllit), aus St. Jakob

Es handelt sich um ein extrem feinschiefriges Gestein. Die Schieferungsflächen sind mit seidig glänzenden Serizithäuten überzogen. Das Gestein zerfällt schuppig bis blättrig. Mit freiem Auge ist es schwer, die farblosen Chlorite von den Seriziten zu unterscheiden. Hauptgemengteile sind Quarz, Muskovit, Chlorit (Leuchtenbergit), untergeordnet sind noch im Gestein Apatit, Klinozoisit, Titanit, Albit, Granat, Zirkon und Erz vorhanden.

Die Quarze sind undulös auslöschend und haben verschiedene Korngröße. Die mittlere Korngröße beträgt 0,7 mm. Die Kristalle sind schwach im s eingeregelt. Die Quarzlagen mit Muskovit-Chloritlagen folgen im raschen Wechsel, so daß ein ausgezeichnetes Parallelgefüge entsteht, Fot. 2. Die hellen Glimmerschüppchen sind fast immer parallel zur (001)-Fläche verwachsen und bilden dünne Fasern und Streifen, die parallel zu s den ganzen Schriff durchziehen. Sie sind schwach undulös. Oft sieht man eine schwache Biegung der Einzelschuppen. Die mittlere Korngröße der Serizite beträgt 0,08 mm. Es gibt auch größere Kristalle, die schräg zu s eingewachsen sind. Die farblosen Chlorite sind mit Seriziten parallel zur (001)-Fläche verwachsen. Die mittlere Korngröße der Chlorite beträgt 0,07 mm. Die Farbe und Lichtbrechung und graue Interferenzfarbe deuten auf eisenarme Chlorite hin.

Die Apatite sind oft zwischen Serizitschüppchen eingewachsen, sie sind hypidiomorph bis idiomorph und haben bei dem Wachstumsvorgang die Serizite zur Seite gedrängt und verborgen. Die Granate sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet und regellos im Gestein verteilt. Sie sind farblos bis hellbraun und führen Einschlüsse. Albit ist selten und tritt in Form von Einzelkörnern im Quarzgrundgewebe auf. Die mittlere Korngröße beträgt 0,15 mm. Klinozoisit ist xenomorph ausgebildet und unregelmäßig im Dünnschliff verteilt. Die Farbe der 0,1 mm im Durchschnitt großen Körner ist gelblichbraun.

S3 — Kornstein oder Chlorit-Serizit-Quarzschiefer (aus dem Bergbau Orthofer, Rabenwald)

Die Beschreibung der Kornsteine entspricht weitgehend der der Leukophyllite. Charakteristisch für die Kornsteine sind neu gebildete Apatite, die oft zwischen Serizitschüppchen, Fot. 3, vorkommen. Diese Apatite sind vom gesamten Gebiet von Rabenwald bekannt. Das untersuchte Gestein liegt unmittelbar neben Talkschiefer.

S4 — Serizit-Disthen-Chloritquarzit (Disthenquarzit vom Schloffereck)

Das Gestein ist hart, schmutzig-weiß und splittrig brechend. Es ist durchwegs mittelkörnig und etwas schiefrig. An Querflächen sieht man kataklastisch zerdrückte Quarzkörner. Mit freiem Auge sind Disthenkristalle zu sehen. Sie sind regellos im Gestein verteilt. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Chlorit, Disthen und Serizit, untergeordnet sind noch Erz, Titanit, Albit, Zirkon und Rutil vorhanden. Die mittlere Korngröße von Quarz beträgt 2,5 mm. Die Auslöschung ist wellig bis streifig. Die größeren Quarzkörner sind von kleineren umgeben. Die Minerale zeigen keine Orientierung. Wo die großen Quarzkörner zerbrochen sind, drängt sich Chlorit als Füllungsmaterial ein. Die farblosen Chloritschüppchen sind so dicht miteinander verwachsen, so daß man schwer die Einzelkörner erkennen kann. Sie sind meistens in Form wirrer Anhäufungen oder schwammartiger Verwachsungen um Disthenkristalle zu finden. Sie sind etwas im s eingeregelt. Selten findet man vereinzelte ganz feine Quarzkörnchen die von Chloritschüppchen eingeschlossen sind. Manchmal führen die Chlorite Erzeinschlüsse, sie sind vermutlich aus Biotit entstanden.

Die Disthenkristalle sind in Bruchstücke zerlegt. Die mittlere Korngröße beträgt 0,55 mm. In manchen Schliffen zeigt sich eine optische Orientierung. Die Disthene sind meist von Chloritschüppchen umgeben und die Kanten sind oft von Quarz und Chlorit verdrängt. Zwillingsbildungen sind selten. Manchmal treten sie auch als Garben oder radialstrahlige Aggregate auf, Fot. 4.

Ist in solchen Gesteinen reichlich Muskovit vorhanden, so tritt in der Regel der Disthen zurück. Albite sind im Quarzpflaster vereinzelt vorhanden. Sie sind unlamelliert und undulös auslöschend.

S5 — Chlorit-Serizitschiefer (Reingruberkogel)

Das Gestein ist grünlichgrau, extrem schiefrig, feinkörnig und schuppig bis blättrig brechend. Unter dem Mikroskop besteht das Gestein hauptsächlich aus Serizit und Chlorit. Die mittlere Korngröße der Chloritschüppchen beträgt 0,3 mm, sie sind im allgemeinen größer als Serizitschüppchen (0,2 mm). Die Chlorite führen manchmal Erzeinschlüsse, sie sind wahrscheinlich aus Biotit entstanden. Neu gebildete Apatitrundlinge sind manchmal zu beobachten. Fot. 5. Als Akzessorien sind im Gestein Granat, Zirkon, Titanit und Quarz vorhanden.

S6 — Porphyroid (Aspang, Kaolinwerk)

Das Gestein ist grünlichweiß, extrem schiefrig und kataklastisch deformiert. Größere Quarzkörner sind zwischen den Schichtmineralien zu beobachten. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Quarz, Muskovit, Chlorit und aus serizitisierten Feldspäten. Die Feldspäte sind so mit Serizit erfüllt, daß man keine näheren optischen Daten bestimmen kann. Zwillingslamellierungen sind selten. Es gibt feinkörnige Quarze, die mit Serizitschüppchen die Grundgewebe bilden. Größere idiomorphe bis hypidiomorphe Quarze kommen vor, sie sind für Porphyroidgesteine charakteristisch. Die Serizitschüppchen sind dicht miteinander parallel zu s verwachsen. Sie sind manchmal undulös auslöschend. Die Chlorite haben höhere Lichtbrechung als Leuchtenbergite und außerdem sind sie etwas grünlich, sie enthalten also etwas Eisen. Untergeordnet sind im Gestein Turmalin, Erz, Apatit, Zirkon, Epidot und Titanit vorhanden.

S7 — Kalkglimmerschiefer (Aspang, Kaolinwerk)

Das Gestein ist dunkelgrau, schiefrig, feinkörnig und massig. Die Hauptgemengeteile sind Calcit, Serizit, Quarz; die Nebengemengeteile sind Alkalifeldspat, Plagioklas und Chlorit. Die Calcite sind optisch in s orientiert, die mittlere Korngröße beträgt 0,4 mm. Die Alkalifeldspäte sind stark serizitisiert. Manchmal sind nur noch die Relikte der Feldspäte zu sehen. Die Plagioklase sind auch stark serizitisiert, jedoch sind die Zwillingslamellierungen noch zu beobachten. Die feinkörnigen Erzkörnchen sind parallel zu s im ganzen Schliiff vorhanden.

S8 — Chlorit-Serizit-Talkschiefer (Rabenwald, Talklagerstätte)

Das Gestein ist hellgrau, schiefrig und feinkörnig. Makroskopisch sind feinkörnige Erze zu beobachten. Sie verursachen die graue Farbe dieses Gesteins, das als Talkschiefer abgebaut wird. Die Hauptgemengeteile sind Talk, Serizit und Chlorit. Auch sind als Akzessorien Epidot, Zirkon, Quarz, Apatit und Titanit vorhanden. Unter dem Mikroskop ist es schwer die Serizitschüppchen von Talkschüppchen zu unterscheiden. Durch Röntgendiffraktometeraufnahme wurden beide Minerale nachgewiesen. Die mittlere Korngröße der Schüppchen beträgt 0,2 mm.

S9 — Disthen-Chlorit-Serizit-Quarzschiefer (Eckberg, Inhofel)

Die Unterschiede zwischen diesem Gestein und Leukophylliten bestehen darin, daß Disthenkristalle vorhanden sind und daß die Chlorite etwas grünlich erscheinen. Das Gestein ist kataklastisch deformiert und hat grünlichweiße Farbe. In einer Probe gibt es einen Zentimeter großen Turmalingang. Neben diesem Gang ist mehr Disthen vorhanden. Als Akzessorien sind Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Erz, Albit und Titanit nachgewiesen.

E1 — Gneis (Hohen Tauern, Staudamm Tauernmoos)

Das Gestein ist mittelkörnig und fast schiefrig. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Muskovit. Die Quarze sind miteinander verzahnt und führen keine Einschlüsse. Die Alkalifeldspäte sind serizitisiert. Perthitische Entmischung, vor allem Aderperthiten sind vorhanden. Die Alkalifeldspäte führen manchmal Plagioklaseinschlüsse. Mengenmäßig überwiegen die Alkalifeldspäte. Plagioklase sind polysynthetisch verzwilligt. Sie sind gefüllt mit Klinozoisit- und Serizitmikrolithen. Der Anorthitgehalt beträgt 15 %. Untergeordnet sind Chlorit, Titanit, Apatit, Erz, Zirkon, Klinozoisit und Rutil vorhanden.

E2 — Chlorit-Serizit-Quarzschiefer (Leukophyllit, Enzingerboden)

Das Gestein ist in mineralogischer und petrographischer Hinsicht dem Leukophyllit aus St. Jakob ganz ähnlich. Nur ist die mittlere Korngröße der Chlorit- und Serizitschüppchen dieses Gesteins einige Zehntelmillimeter größer als die der Leukophyllite aus St. Jakob. Außerdem gibt es weniger neugebildete Apatite.

E3 — Serizitgneis (Enzingerboden)

Es handelt sich um ein bräunlich graues, schiefriges, massiges und mittelkörniges Gestein. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Quarz, Serizit, Alkalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Außerdem sind noch Granat, Epidot, Titanit, Apatit, Zirkon und Klinozoisit vorhanden. Die Quarze sind undulös auslöschend und oft in s orientiert; die mittlere Korngröße beträgt 0,5 mm. Die Alkalifeldspäte sind stark serizitisiert, doch sind perthitische Entmischungen und Mikroclin-Zwillingsgitterungen zu beobachten. Mittlere Korngröße der Alkalifeldspäte beträgt 1,0 mm. Die Plagioklase sind auch serizitisiert, der Anorthitgehalt beträgt 20 bis 25 %. Die Biotit- und Serizitschüppchen sind in s eingeregelt. Beachtlich ist das Fehlen von Chlorit im Serizitgneis, obwohl dieses Gestein als ein Übergangsglied von Gneis zu Leukophyllit betrachtet wird. Die Granate sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet, ihre mittlere Korngröße beträgt 0,7 mm. Sie sind regellos im Gestein verteilt.

E4 — Serizit-Quarzschiefer (Enzingerboden)

Der einzige Unterschied dieses Gesteins verglichen mit Leukophyllit ist das Fehlen von Chlorit. Die Quarze sind auch hier undulös auslöschend, die mittlere Korngröße der Quarze ist etwas größer als im Leukophyllit (0,9 mm). Dieses Gestein liegt beim Staudamm Tauernmoos gangförmig zwischen Serizitgneisen E3. Die neugebildeten Apatite sind auch hier vorhanden. Die mittlere Korngröße der Serizitschüppchen ist ungefähr so groß wie im Leukophyllit (0,08 mm).

K1 — Gneis (Kleinfeistritz, Leukophyllit-Bergbau)

Das Gestein ist hellgrau, mittelkörnig und schiefrig. Die Hauptgemengteile sind Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Serizit und Biotit. Die Plagioklase sind meistens gefüllt, und die Fülle besteht hauptsächlich aus Serizit- und Klinozoisitmikrolithen. Mengenmäßig sind die Serizitmikrolithen häufiger als Klinozoisit. Die Alkalifeldspäte sind stark serizitisiert. Durch Sammelkristallisation von Seriziten haben sich größere Muskovitblättchen entwickelt. Der Anorthitgehalt der Plagioklase beträgt 15 bis 20%. Die Quarze sind miteinander verzahnt und sind undulös auslöschend. Sie bilden zusammenhängende Partien. Die Serizit- und Biotitschüppchen sind meist in s eingeregelt. Die Biotite sind chloritisiert. Untergeordnet sind im Gestein Granat, Chlorit, Apatit, Klinozoisit, Erz und Zirkon vorhanden.

K2 — Leukophyllit (Kleinfeistritz, Leukophyllit-Bergbau)

Es gibt drei Haupttypen von diesem Gestein. Der erste Typ besteht hauptsächlich aus Chlorit. Die chemische Analyse dieser Chlorite zeigt 11,90% ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), sie sind also keine Leuchtenbergite, obwohl sie als solche in der Literatur beschrieben wurden. Untergeordnet sind Quarz Serizit, Disthen, Zirkon, Titanit, Apatit und Erz vorhanden. Das Gestein ist grünlichgrau und extrem schiefrig. Der zweite Typ dieser Gesteine ist ähnlich wie Leukophyllit aus St. Jakob. Der einzige Unterschied besteht darin, daß das Gestein Disthenkristalle enthält. Als Akzessorien sind Apatit, Epidot, Zirkon und Albit vorhanden. Der dritte Typ entspricht völlig den Leukophylliten aus St. Jakob. Übergänge zwischen den drei Typen sind vorhanden.

T1 — Gneis (Tirol, Sellrain)

Das Gestein ist hellgrau, massig, mittelkörnig und schiefrig. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Die Alkalifeldspäte sind getrübt, die Trübung ist auf den Beginn der Serizitisierung zurückzuführen. Myrmekite sind relativ viel zu beobachten. Mengenmäßig sind die Plagioklase seltener als die Alkalifeldspäte. Die Plagioklase sind getrübt durch die beginnende Serizitisierung. Die Zwillingslamellierungen sind trotzdem zu beobach-

ten. Die Quarze sind nicht undulös auslöschend, man kann daher annehmen, daß diese Gesteine nicht stark mechanisch beansprucht wurden. Diese Eigenschaft und die Trübung der Feldspäte sind die Unterscheidung dieser Gesteine von den anderen untersuchten Typen. Untergeordnet sind im Gestein Granat, Zirkon, Rutil, Epidot, Muskovit, Apatit vorhanden.

T2 — Leukophyllit (Tirol, Sellrain)

Es handelt sich um ein grauweißes, schiefriiges Gestein. Das Gestein bricht schuppig bis eckig. Im allgemeinen ist es grobkörniger als Leukophyllit aus St. Jakob. Der große Unterschied zwischen diesem Gestein und Leukophyllit aus St. Jakob besteht darin, daß hier noch Relikte der ehemaligen Feldspäte vorhanden sind, das heißt die Feldspäte sind in situ zu feinen Serizitmikrolithen umgewandelt. Aus der Röntgendiffraktometeraufnahme dieses Gesteins wird viel Muskovit und kein Feldspat festgestellt. Die Quarz- und Chloritreflexe sind zu beobachten. Es ist anzunehmen, daß dieses Gestein durch hydrothermale Vorgänge aus dem benachbarten Gneis entstanden ist, daher ist es fraglich, ob man dieses Gestein Leukophyllit nennen kann. Untergeordnet sind noch Zirkon, Granat, Albit, Apatit und Klinozoisit vorhanden.

5. Schwermineralanalysen der untersuchten Proben

Aus den mikroskopischen Dünnschliffuntersuchungen der Leukophyllite geht hervor, daß sie gelegentlich Disthen enthalten. Zur Klärung der Frage der quantitativen Verteilung des Disthen in Leukophyllit wurden Schwermineralanalysen durchgeführt.

In allen untersuchten Leukophylliten wurden Disthenkörner festgestellt. Charakteristisch für Leukophyllite ist ferner das Auftreten von Apatitrundlingen. Diese sind besonders reichlich in Kornsteinen vom Rabenwald zu beobachten (70 % des Schwermineralanteils). Idiomorphe Zirkonkristalle sind wie im Serizit-Chloritschiefer S5 oft zu beobachten. Erzminerale sind ungefähr 10 % vorhanden. Außerdem sind im Leukophyllit Granat (oft idiomorph), Epidot, Titanit und Klinozoisit vorhanden. Die Schwermineralanalyse der Disthenquarzite ergibt mehr als 90 % Disthen. Apatit wurde im Disthenquarzit nicht beobachtet. Schwermineralienanalysen von Grobgnais zeigen viel Granat (oft idiomorph) 30 %, Epidot 30 %, Erz 30 % und Apatit, Turmalin, Zirkon und Titanit.

Der Gneis des Enzinger Bodens (Tauern) zeigt eine ähnliche Schwermineralverteilung, wie die untersuchten Grobgnaise. Der Serizit-Chloritschiefer des Reingruberkogels enthält relativ viel idiomorphen Zirkon und Apatit (80 %).

6. Optische Untersuchungen der Chlorite und Serizite

Von den Seriziten und Chloriten des Leukophyllits (St. Jakob) und des Chlorit-Serizitschiefers vom Reingruberkogel und dem Disthenquarzit (Schloffereck) wurden Lichtbrechung, Doppelbrechung und Achsenwinkel bestimmt.

Chlorite (Leukophyllite von St. Jakob und Disthen-Quarzite vom Schloffereck)

$$\begin{array}{ll} n_{\alpha} = 1,579 & \gamma - \alpha = 0,012 \text{ (direkt best.)} \\ n_{\beta} = 1,581 & 2 V_{\alpha} = 19,7^{\circ} \\ n_{\gamma} = 1,591 & \end{array}$$

Chlorite (Chlorit-Serizitschiefer vom Reingruberkogel)

$$\begin{array}{ll} n_{\alpha} = 1,591 & \gamma - \alpha = 0,010 \text{ (direkt best.)} \\ n_{\beta} = 1,598 & 2 V_{\alpha} = 20,1^{\circ} \\ n_{\gamma} = 1,602 & \end{array}$$

Serizite (Leukophyllit von St. Jakob und Disthen-Quarzite vom Schloffereck)

$$\begin{array}{ll} n_{\alpha} = 1,555 & \gamma - \alpha = 0,037 \text{ (direkt best.)} \\ n_{\beta} = 1,585 & 2 V_{\alpha} = 43,8^{\circ} \\ n_{\gamma} = 1,592 & \end{array}$$

7. Integrationsanalysen der Proben

Die Integrationsanalyse wurde mit Hilfe eines Zeiss'schen Integrationsokulars durchgeführt. Um durchschnittliche Werte zu bekommen, wurde die Zählung parallel und normal zur Schieferung durchgeführt.

Bei der Berechnung des spezifischen Gewichtes wurde Leuchtenbergit mit $3\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{MgO} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, Muskovit mit $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Disthen mit $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$, Mikroklin mit $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ und Albit mit $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ in Rechnung gestellt.

a) Leukophyllit aus St. Jakob (S₂)

	Volums-%	Gewichts-%
Quarz	50,2	48,9
Muskovit	40,4	41,9
Chlorit	8,8	8,6
Rest	0,6	0,6
	<hr/> 100,0	<hr/> 100,0

Das spezifische Gewicht von Quarz wird mit 2,65, von Muskovit mit 2,82 und von Leuchtenbergit mit 2,67 in Rechnung gestellt.

b) *Serizit-Disthen-Chlorit-Quarzit (S₄) aus Schloffereck*

	Volums-%	Gewichts-%
Quarz	58,6	56,1
Chlorit	18,3	17,1
Muskovit	8,3	8,5
Disthen	13,6	17,6
Rest	1,2	0,7
	<hr/> 100,0	<hr/> 100,0

Diese Untersuchung wurde an einem muskovitreicheren Disthen-Quarzit durchgeführt. Das spezifische Gewicht von Disthen wurde mit 3,60 angenommen.

c) *Kornstein von Rabenwald (S₃)*

	Volums-%	Gewichts-%
Quarz	50,2	49,2
Muskovit	35,7	37,2
Chlorit	13,2	13,1
Rest	0,9	0,4
	<hr/> 100,0	<hr/> 100,0

d) *Grobgneis St. Jakob*

	Volums-%	Gewichts-%
Quarz	37,1	36,5
Alkalifeldspat	28,1	26,5
Plagioklas	6,5	6,4
Muskovit	20,0	20,9
Biotit	0,5	0,5
Chlorit + Apatit	0,6	0,6
Klinozoisit + Epidot	6,3	7,7
Rest	0,9	0,9
	<hr/> 100,0	<hr/> 100,0

Das spezifische Gewicht von Alkalifeldspäte wurde mit 2,54, von Plagioklas mit 2,63, von Biotit mit 2,8, von Epidot mit 3,3 und von Apatit mit 3,1 angenommen.

e) *Leukophyllit (Enzinger Boden) E2*

	Volums-%	Gewichts-%
Quarz	54,7	53,7
Muskovit	33,4	34,9
Chlorit	11,6	11,3
Rest	0,3	0,1
	<hr/> 100,0	<hr/> 100,0

j) Porphyroid (von Aspang) S6

	Volums-%	Gewichts-%
Quarz	42,0	40,7
Muskovit	52,1	53,6
Chlorit	3,5	3,4
Plagioklas	1,2	1,2
Alkalifeldspäte	1,2	1,1
	100,0	100,0

g) Gneis (Enzinger Boden) E1

	Volums-%	Gewichts-%
Quarz	52,9	52,5
Muskovit	14,3	15,1
Chlorit	0,1	0,1
Plagioklas	3,0	3,0
Alkalifeldspat	19,6	18,6
Biotit	6,6	7,0
Rest	3,5	3,7
	100,0	100,0

h) Muskovitgneis (Enzinger Boden) E3

	Volums-%	Gewichts-%
Quarz	63,0	63,1
Muskovit	22,9	22,6
Alkalifeldspat	9,6	9,4
Plagioklase	1,4	1,4
Biotit	1,6	1,7
Rest	1,5	1,8
	100,0	100,0

8. Röntgenographische Untersuchungen

Von allen Proben wurde mit einem Gerät der Firma Philips mit $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung Röntgendiffraktometeraufnahmen durchgeführt. Es wurde versucht, durch eine Weißenbergaufnahme die Gitterkonstante des Chlorits eines Leukophyllites von St. Jakob zu bestimmen. Da kein Einkristall gefunden wurde, konnte man diesen Versuch nicht weiter verfolgen. Viele Chlorite werden prinzipiell an der Aufeinanderfolge der Basisreflexe diagnostiziert, besonders an d_{001} von 14,0—14,3 Å. Mit diesen starken, für viele Chlorite typischen 001-Linien ist jedoch keine nähere Bestimmung möglich. Alle Chlorite der untersuchten Proben wurden als 14-Å-Chlorite und alle Muskovite wurden als 2M1 Muskovite bestimmt. Im Chlorit-Serizitschiefer vom Reingruberkogel wurden keine Talk Peaks festgestellt, obwohl das Material dieses Steinbruches früher als „Talkschiefer“ abgebaut wurde. Im Leukophyllit selbst wurden außer Quarz-, Muskovit- und Chlorit-Peaks keine anderen Reflexe gefunden. Die Disthen-Peaks von Serizit-Disthen-Chlorit-Quarzit (Schloffereck) sind gut zu bestimmen, außerdem sind die Hauptreflexe der Feldspäte manchmal auch erkennbar.

9. Chemische Untersuchungen

9. 1 Analysengang

Um einen durchschnittlichen Wert von der chemischen Zusammensetzung der Gesteine zu bekommen, wurden von einem Gesteinstyp eines Aufschlusses verschiedene Proben zerkleinert, gemischt und pulverisiert. Von dem Probenmaterial wurden zwei bis drei Parallelanalysen durchgeführt und davon der Mittelwert der Analyse berechnet.

Tabelle 1
Chemische Analysen der untersuchten Proben

	S ₂ -Leukophyllit St. Jakob Gew.-%	S ₁ -Grobgneis St. Jakob Gew.-%	E ₂ -Leukophyllit Enzinger Boden Gew.-%	E ₁ -Gneis Enzinger Boden Gew.-%	S ₃ -Kornstein Rabenwald Gew.-%	S ₁ -Disthen- Quarzit Schloßereck Gew.-%	S ₆ -Porphyroid Alpang (Kao.linwerk) Gew.-%
SiO ₂	74.49	70.45	74.53	70.43	75.17	74.77	73.55
TiO ₂	sp.	0.20	sp.	0.22	sp.	sp.	sp.
Al ₂ O ₃	14.80	13.78	14.56	14.83	14.29	15.60	14.95
Fe ₂ O ₃	0.57	1.70	0.31	1.25	0.40	1.51	1.85
FeO	sp.	0.15	sp.	0.60	sp.	sp.	0.30
MgO	2.05	0.70	2.44	0.55	3.34	4.17	0.74
CaO	0.51	0.73	0.269	1.04	0.66	—	0.29
MnO	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	3.98	5.41	3.84	5.55	3.32	2.12	4.25
Na ₂ O	0.13	3.79	0.27	3.41	0.13	0.13	0.33
H ₂ O ⁺	3.31	2.72	2.94	2.04	2.59	2.40	2.95
H ₂ O ⁻	0.37	0.23	0.52	0.25	0.23	0.11	0.38
	100.21	99.86	99.67	100.17	100.13	100.81	99.59

Tabelle 2
Niggli-Werte

	al	fm	c	alk	si	k	mg
S ₁ -Grobgneis	41,0	17,1	5,5	36,6	359,3	0,47	0,59
S ₂ Leukophyllit	56,4	22,9	3,6	17,0	482,5	0,96	0,87
S ₄ -Disthenquarzit	50,9	40,9	0,0	8,2	4,1	0,91	0,84
S ₃ -Kornstein	50,7	31,5	4,3	13,4	453,6	0,94	0,93
E ₁ -Gneis	46,3	11,5	5,8	36,4	368,1	0,51	0,36
E ₂ -Leukophyllit	55,6	25,4	1,1	17,8	485,2	0,90	0,93
S ₆ -Porphyroid	60,0	17,2	2,0	20,7	501,6	0,89	0,42

9. 2 Chemische Analyse der Chlorite

In den Leukophylliten gibt es mehr Chlorit als im ursprünglichen Gneis. Aus den optischen Bestimmungen dieser Chlorite geht hervor, daß sie eisenfrei bis

eisenarm sind. Die chemischen Analysen dieser Chlorite geben Hinweise für die Genese der Leukophyllite. Die wichtigste Art der Leukophyllite sind Chlorit-Muskovit-Quarzschiefer. Aus optischen Untersuchungen geht hervor, daß die Chlorite der zuletzt genannten Gesteine kein Eisen enthalten. Naß-chemisch konnten diese Chlorite nicht analysiert werden, weil sie vom Muskovit nicht getrennt werden konnten.

Von den Chloriten der Chlorit-Muskovitschiefer des Reingruberkogels und den Chloriten der Chloritschiefer aus dem Leukophyllit-Bergbau aus Kleinfestritz wurden Analysen durchgeführt. Die Trennung der Chlorite von Muskovit erfolgte durch einen Magnetschneider. Durch Röntgendiffraktometeraufnahmen wurde die Reinheit der Chlorite geprüft. Die gesamten Alkalien, die im analysierten Chlorit vorhanden waren, wurden auf Muskovit umgerechnet. Nach „DEER, HOWIE und ZUSSMANN“ wurde dann die Zahl der Ionen im Chlorit ausgerechnet. Die Analysen sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Tabelle 3

Chloritanalyse vom Reingruberkogel			
	Gewichts-%	Zahl der Ionen	
SiO ₂	27,40	Si	5,167
Al ₂ O ₃	20,26	Al	2,833
FeO + Fe ₂ O ₃	16,70		
MgO	24,39	Al	1,694
CaO	—	Fe ²⁺ *)	2,870
Na ₂ O	0,02	Mg	7,540
K ₂ O	0,54		
H ₂ O ⁺	10,22	(OH)	
H ₂ O ⁻	0,50		
	100,03		
			8,00
			12,10
			16,00

Chloritanalyse von Kleinfestritz			
	Gewichts-%	Zahl der Ionen	
SiO ₂	30,99	Si	5,991
Al ₂ O ₃	14,36	Al	2,009
FeO + Fe ₂ O ₃	11,90		
MgO	30,46	Al	0,995
CaO	—	Fe ²⁺ *)	1,940
Na ₂ O	0,02	Mg	9,110
K ₂ O	0,45		
H ₂ O ⁺	11,27	(OH)	
H ₂ O ⁻	0,45		
	99,90		
			8,00
			12,04
			16,00

*) Gesamtes Eisen auf Fe²⁺ berechnet.

10. Vorkommen und Genese der Leukophyllite

10. 1 Vorkommen und Nomenklatur

Nach den vorliegenden Untersuchungen kommen Leukophyllite im Soproner-Gebirge, in der Oststeiermark und in den Hohen Tauern vor. Die Leukophyllite der genannten Gebiete sind an Zonen starker Durchbewegung gebunden und kommen als geringmächtige Einschaltungen in Gneisen und an der Grenze der Gneise zu den Nebengesteinen vor. Nach den Feldbeobachtungen gehen die Leukophyllite aus den Gneisen hervor. Betrachtet man den Zusammenhang des Baues der ostalpinen Zentralzone und dem Vorkommen der Leukophyllite, so ergibt sich, daß diese Gesteinsgruppe an die tieferen Elemente des alpinen Baues (Unterostalpin, Pennikum) gebunden sind, und im mittel- bzw. oberostalpinen Kristallin fehlen. Ähnliches wurde bereits von VENDL (1939) betont.

Es gibt verschiedene Arten von Leukophylliten. Um sie auseinanderzuhalten, werden sie nach ihren Hauptmineralien benannt, die Anordnung der Minerale erfolgt nach ihrer zunehmenden Häufigkeit. Die häufigste und wichtigste Art der Leukophyllite sind Chlorit-Serizit-Quarzschiefer, ferner treten Serizit-Quarz-Schiefer, Disthen-Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer, Disthen-Chlorit-Quarzschiefer und Chloritschiefer auf. Mit den Leukophylliten treten auch Disthen-Quarzite auf. Unter diesen gibt es solche, die keinen Serizit enthalten.

11. Die Genese der Leukophyllite

Wie die Geländebeobachtungen zeigen, gehen Gneise allmählich in Leukophyllit über. Leukophyllite sind feldspatfrei, aber reich an Muskovit. Es wird angenommen, daß die Alkalifeldspäte weitgehend in Muskovit umgewandelt wurden.

SEKI und KENNEDY (1964) haben die Stabilitätsgrenze im $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ -System untersucht. Bei niedrigem Druck und höherer Temperatur schmilzt Orthoklas zu Leucit und siliziumreicher Schmelze. Bei höherem $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ schmilzt Orthoklas zu einer wasserreichen Schmelze, bei weiterer Druckerhöhung reagiert Wasser + Orthoklas zu Muskovit und Wasserdampf. Die Reaktion von Orthoklas mit Wasser bei hohem Druck (Muskovit wird gebildet) ergibt Fluida, die an Kalium und Silizium angereichert sind. Diese Fluida können aus einer abkühlenden Granitmasse entweichen und bei niedrigerer Temperatur und Druck (in einer Reaktion) wesentliche Mengen von Orthoklas oder Serizit in ihr Wirtsgestein einführen. HEMLEY (1959) hat experimentell an mineralogischen Gleichgewichten in dem System $\text{K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ gearbeitet. Der Druck der Lösung war 15 000 psi (2400 Bar).

litätsgrenze der Muskovit-Quarzassoziation um 15°C niedriger ist, als bei reinem Muskovit.

Das ist der Grund, weshalb Muskovit in der Quarz-Muskovitassoziation für nähere Temperaturbestimmungen nicht geeignet ist. Nach YODER und EUGSTER sind 2M-Polymorphe des Muskovits stabiler als 1M-Polymorphe. Der Übergang liegt bei 1kb zwischen $200\text{--}350^{\circ}\text{C}$. Außer in den Disthenquarziten ist manchmal auch in den Leukophylliten Disthen vorhanden.

ALTHAUS (1969) hat die Stabilitätsverhältnisse der Minerale Sillimanit, Andalusit und Disthen des Systems $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ unter hydrostatischem Druck bis zu 12 000 bar ermittelt.

Nach diesem Autor liegt der Tripelpunkt bei $6,5 \pm 1$ kb und $595 \pm 10^{\circ}\text{C}$. Nach ALTHAUS beträgt der Minimaldruck zur Bildung von Disthen, der sich in der Grünschieferfazies und der niedrig temperierten Amphibolitfazies bildet 5 kb. Wenn dieser Druck von 5 kb ausschließlich durch das Gewicht der darüber liegenden Gesteine aufgebaut werden sollte, würde das bedeuten, daß alle disthenführenden Gesteine in Tiefen von mindestens 15 km gebildet worden sind. In anderen Gebieten, in denen Disthen gefunden wird, geben die geologischen Beobachter jedoch eine wesentlich geringere Bedeckung mit Gesteinspaketen an. So errechnet z. B. HALLER (1962) für disthenführende Gesteine in Grönland eine maximale Bedeckung von 8—9 km, das entspricht etwa 2,5 kb Belastungsdruck. So geringer Druck reicht aber nach den experimentellen Untersuchungen wahrscheinlich nicht zur Disthenbildung aus. Wenn diese Berechnungen zuverlässig sind, dann muß außer dem Belastungsdruck auf die disthenführenden Gesteine noch ein zusätzlicher Druck ausgeübt worden sein. Zur Klärung dieses Überdruckes sind verschiedene Hypothesen aufgestellt worden, die je nach der Art des Vorkommens angewandt werden. RUTLAND (1965) vertritt die Ansicht, daß die relativ große Plastizität der normalen disthenhaltigen Gesteine die Entstehung von tektonischen Überdrücken praktisch vollständig verhindert. Sein wichtigstes Argument ist, daß sich Streß-Kräfte, die zur Ausbildung tektonischer Überdruck führen können in geologischen Zeiträumen wahrscheinlich völlig ausgleichen. Dem ist entgegenzuhalten, daß die Kristallisation von Disthen durchaus nicht geologischer Zeiträume bedarf, da sie ja auch im Laboratorium in Versuchszeiten von einigen Wochen beobachtet werden kann. Es reicht also aus, mit nur kurzzeitig wirksamen Überdrücken zu rechnen. In diesem Zusammenhang interessiert die Beobachter, daß Disthen häufig erst nach Beendigung der plastischen Deformation gebildet worden ist, also zu einem Zeitpunkt, in dem nach Ansicht der geologischen Bearbeiter der eigentlich zur Gebirgsbildung führende Schub schon aufgehört bzw. nachgelassen hatte.

Aus Geländebeobachtungen geht hervor, daß die Gneise allmählich in Leukophyllit übergehen, wobei die Muskovitgehalte zunehmen und die Feldspäte stärker serizitisiert werden. Das geht bis zu einem Stadium wo die Feldspäte vollkommen in Muskovit umgewandelt werden. Bei mikroskopischen Unter-

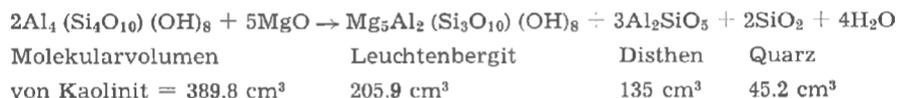
suchungen werden im Leukophyllit Magnesiumchlorite gefunden. Das Vorhandensein dieser macht die Vorstellung von der Umwandlung des Gneises zu Leukophyllit schwierig, da im Gneis nicht genug Magnesium vorhanden ist, daher ist eine Magnesiumzufuhr zur Leukophyllitbildung erforderlich.

Es ist bekannt, daß Metasomatose meist ohne Volumsveränderung vor sich geht. Es läßt sich zeigen, daß die Umwandlung von Gneis zu Leukophyllit ohne wesentliche Volumsänderung erfolgt.

Aus dem Vergleich der chemischen Analysen geht hervor, daß der Aluminiumgehalt in den Ausgangsgesteinen und in den Leukophylliten annähernd gleich ist. Bestimmte Kationen (Mg^{++} , Si^{4+} und OH^-) werden zugeführt, andere wie Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Ti^{4+} und Fe^{2+} dagegen abgeführt. Wie ersichtlich, ist für Leukophyllitbildung hauptsächlich Mg^{2+} und $(OH)^-$ -Zufuhr und Na^+ , K^+ -Abfuhr charakteristisch. Als Vergleich zu Leukophyllit wurde von Disthen-Quarzit (S_4), Porphyroid (S_6) und Kornstein (S_3) die Barth'sche Standardzelle errechnet. Kornstein ist erwartungsgemäß wie Leukophyllit, enthält nur etwas mehr Mg^{2+} . Charakteristisch für Disthen-Quarzit sind weniger K^+ und mehr Mg^{2+} . Porphyroide haben mehr Na^+ und weniger Mg^{2+} .

Die Disthen-Quarzite unterscheiden sich makroskopisch und mikroskopisch von den Leukophylliten. Sie sind nicht extrem schiefrig, dunkler und grobkörniger als Leukophyllite. Außerdem sind millimetergroße Disthenkristalle zu sehen. Die Quarze sind viel größer als bei den Leukophylliten. Die Disthen-Quarzite haben weniger Serizit als die Leukophyllite. In ihrer regionalen Verbreitung sind die Disthenquarzite von den Gneisen unabhängig.

Sie können nach WIESENER (1968) aus Kaolinsanden entstanden sein. Nach VENDL (1972) wäre eine Direktumwandlung von Kaolinit zu Disthen wegen großer Volumsänderung nicht günstig. Da in Disthen-Quarziten auch Leuchtenbergit vorkommt, wäre eine Direktumwandlung von Kaolinit zu Disthen und Leuchtenbergit unter Mg-Zufuhr wegen Volumsausgleich beider günstiger. Die Reaktionsgleichung wäre dann:



Unter dem Mikroskop sieht man Chlorite mit Erzeinschlüssen. Sie sind offensichtlich aus Biotiten entstanden, die im Ausgangsgestein vorhanden waren. Die übrigen Chlorite sollten durch Magnesiumzufuhr entstanden sein. In Leukophylliten wurden Chlorite mit Erzeinschlüssen nicht gefunden.

Nach EUGSTER und WONES (1962) hängt der Stabilitätsbereich der Biotite sehr empfindlich vom Sauerstoffpartialdruck ab. Bei relativ hohem Sauerstoffdruck, liegt die Umwandlungstemperatur des Biotits bei 700° C, bei höherem Sauerstoffdruck bei 400° C. Nach YODER und EUGSTER (1954) steigt die Umwand-

Nach freundlicher mündlicher Mitteilung ungarischer Kollegen wurde in der Nähe Soprons eine Tiefbohrung in der Grobgnaisseuriederie niedergebracht, die eine Endteufe von 649 m erreicht. Angetroffen wurden mittelkörnige Gneise, Glimmerschiefer, phyllitische Glimmerschiefer und mehrere Lagen von Leukophylliten. Radiometrische Datierungen ergaben nach der K/Ar-Methode ein Alter von 105 ± 3.10^6 Jahre, für den Gneis aber 115 ± 3.10^6 Jahre. Diese Daten sprechen für die von uns vertretene Auffassung, daß die Metamorphose der jüngeren Gneise der Grobgnaisseuriederie und die Leukophyllitbildung altpaläozoisch sind.

Eine von SCHREYER (1974) auf Grund von Experimenten postulierte Hochdruck-, Weißschieferfazies“ (10 kb, $t < 800-850^\circ$ C) kommt zur Erklärung der Leukophyllitbildung im Untersuchungsgebiet nicht in Frage. Sie würde einen bedeutenden tektonischen Überdruck erfordern, der aus gesteinsphysikalischen Gründen nicht in Betracht gezogen werden kann, zumal gezeigt wurde, daß die Weißschieferbildung in den Ostalpen ein Prozeß der metasomatischen Metamorphose ist, der im Labor nicht ohne weiteres simuliert werden kann.

Literatur

- ALTHAUS, E. (1969): Das System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. N. Jb. Miner. Abh. 111—161, Stuttgart.
- BOWEN and TUTTLE, O. F. (1950): The system $NaAlSi_3O_8-KaSi_3O_8-H_2O$. Journ. Geol., 58, 489—511.
- BOROVICZENY, F. u. ALKER, A. (1961): Das Leukophyllitvorkommen von Kleinfeldstritz bei Weißkirchen, Steiermark — Joanneum, Min. Mitt. 37—43, Graz.
- CHINNER, G. A. (1966): The Significance of the Aluminium Silicates in Metamorphism Earth-Sci. Rev. 2, 111—126.
- CHRISTIE, O. H. J. (1962): Feldspar structure and the Equilibrium between Plagioklase and Epidote. American Jour. of Sci. 260, 149—157.
- CLARK, S. P. Jr., E. C. ROBERTSON, F. BICH (1960): Experimental determination of Kyanite-Sillimanite equilibrium relations at high Temperatures and pressures. Amer. Jour. of Science 255, 628—640.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Zur Deutung gefüllte Plagioklase. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 25, 4—30.
- CORNELIUS, H. P. u. E. CLAR (1939): Geologie des Großglockner-Gebietes. Geologische Bundesanstalt, Wien (Kapitel Kanalspitzberg).
- CZJZEK, J. (1854): Das Rosaliengebirge und der Wechsel, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 5, 465—528.
- EUGSTER, H. (1956): Muscovite-Paragonite join and its use as a geologic thermometer. Bull. Geol. Sci. Amer. 67, 1693.
- EUGSTER, H. P. und D. R. WONES (1962): Stability relations of the ferruginous biotite, annite, J. Petrol., 3, 82—125.
- EXNER, Ch. (1964): Erläuterung zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. Geologische Bundesanstalt, 21—23.

- FAWCETT J. J. and YODER S. (1961—62): Quarz-Chlorit Assemblages in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Annual Report Geoph. Lab., Washington 88—91.
- FAWCETT J. J. and YODER S. (1966): Phase Relationship of Chlorites in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Amer. Min.* 51, 353—380.
- FRIEDRICH O. (1947): Die Talklagerstätten des Rabenwaldes (Oststeiermark). Berg- und Hüttenmännische Monatshefte der Montanistischen Hochschule in Leoben, 92, 66—85.
- FUCHS G. (1962): Neue tektonische Untersuchungen im Rosalicengebirge. *Jb. Geol. Bundesanstalt (Wien)*, 105, 19—35.
- HEMLEY, J. J. (1959): Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Am. Journ. Sci.* 257, New Haven, 241—270.
- HERITZSCH, H. (1967): Über die Bildungstemperatur der Talklagerstätten auf dem Rabenwald. *Min. Mittbl. Joanneum*, Heft 1, 2, 40—45, Graz.
- MARMO, V. (1955): On the Microcline of the granitic rocks of central Sierra Leone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 35, 155—167.
- MATSUSHIMA SHOGO, KENNEDY C. G., JAGAMADHAM AKELIA, HAY-GARTH J. (1967): A study of equilibrium relations in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $Al_2O_3-H_2O$. *Amer. Jour. Sci.* 265, 28—44.
- PISTORUS, C. W. F. T., KENNEDY, G. C. and SONRIRAJAN, S. (1962): Some relations between the phases anorthite, zoisite and lawsonite at high temperatures and pressures. *Amer. Jour. Sci.* 260, 44—56.
- RICHARDSON S. W., BELL P. W., GILBERT M. C. (1968): Kyanite-Sillimanite equilibrium between 700° and 1500° C. *Amer. Jour. Sci.* 266, 513—541.
- RICHARDSON S. W., BELL P. W., GILBERT M. C. (1968): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: The aluminium silicate triple point. *Amer. Jour. Sci.* 267, 259—272.
- RICHARZ S. (1911): Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). *Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien*, 41, 285—338.
- ROY R. and OSBORN E. F. (1954): The system of $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Amer. Min.* 39, 853—855.
- ROY D. M. and ROY R. (1955): Synthesis and stability of minerals in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Amer. Min.* 40, 147—148.
- RUTLAND R. W. R. (1962): Feldspar structure and the equilibrium between Plagioklase and Epidote, *Amer. Jour. of Sci.* 260, 153—157.
- SCHALLER W. T. (1950): An interpretation of the composition of high-silica Sericites. *Min. Mag.* 29, 406—415.
- SCHLOERER H. (1962): Hydrothermal-synthetische gemeinsame Kristallisation von Orthoklas und Quarz. *Radex Rundschau*, 133—156, 177—193.
- SCHWINNER R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld, *Mitt. Naturw. Vereins f. Stm.* 72, 67—100, Graz 1935.
- SCHWINNER R. (1932): Zur Geologie der Oststeiermark. *Sitzber. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 141, Wien, 319—358.
- SCHREYER, W. (1974): Weißschiefer, ein neuer Typ von Hochdruckmetamorphit und seine geologisch-petrologische Bedeutung. — *Fortschritte der Mineralogie*, 51, Bh. 1, 37—38.
- SEGNIT R. E. and KENNEDY G. C. (1961): Reactions and melting relations in the system muscovites-quartz at high pressure. *Amer. Jour. Sci.* 259, 280—287.
- SEGNIT R. E. (1963): Synthesis of clinocllore at high pressures. *Amer. Min.* 48, 1080—1089.
- SHIGEO A. and ROY R. (1963): A new polymorph of Al_2SiO_5 and further studies in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Amer. Min.* 48, 1322—1347.
- SEKI Y. and KENNEDY G. (1965): Muscovite and its melting relations in the system $KAlSi_3O_8-H_2O$. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 29, 1077—1083.
- SIGMUND, A. (1937): Die Minerale Niederösterreichs. 2. Aufl. Deuticke, Wien.

- SMITH J. v., und YODERS H. S., Jr. (1958): Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Min. Mag. and Journal* vol. XXXI, 209—236.
- STARKL G. (1883): Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. *Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst.*, 33, Wien, 635—658.
- TURNOCK A. C. (1959—1960): The stability of Ion Chlorites. *Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.* 59, 98—103.
- VENDL M. (1929): Die Geologie der Umgebung von Sopron. 1. Teil, die kristallinen Schiefer. Aus den *Mitt. d. Berg- und Hüttenm. Abt. a. d. Kgl. Ungar., Hochschule f. Berg- und Forstwesen zu Sopron, Ungarn.*
- VENDL, M. (1939): Ein Leucophyllit aus den Hohen Tauern und einiges über die Leucophyllitfrage. *Mitt. ungar. berg- u. hüttm. Abt. kgl. ungar. Galatin-Joseph Univ., Sopron, XI.*, 1—5.
- VENDL M. und ROMWALTER A. (1930): Beiträge zur Kenntnis der Leucophyllite. *Mitteilungen der Berg- und Hüttenmännischen Abteilung an der Kgl. Ung. Hochschule für Berg- und Forstwesen zu Sopron, Ungarn*, 366—376.
- VENDEL M. (1972): „Über die Genese der Leucophyllite“ *Tscher. Min. Petr. Mitt.* 17, 76—100.
- WIEDEN P. und HAMILTON G. (1953): Die Weißerde von Aspang. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3, 45—55.
- WIESENER H. (1961): Die Korund- und Spinellfelse der Oststeiermark als Reste einer Anatexis.-Joanneum *Min. Mitt.*, Graz, 1—30.
- WIESENER H. (1962): Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. *Geol. Rdsch.*, 52, 238—246.
- WIESENER H. (1971): Gesteinsserie und Metamorphose im Ostabschnitt der österreichischen Zentralalpen. *Verh. Geol. B.-A.*, Heft 2, S. 344—357, Wien.
- YODER H. S. (1952): The $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ system and the related metamorphic facies. *Amer. J. Sci. Bowen* vol. 569—627.
- YODER H. S. and EUGSTER H. H. (1955): Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, 225—280.
- ZEN, E-An (1969): The stability of the polymorphs of aluminium silicate: A survey and some comments. *Amer. J. Sci.* 267, 297—309.

Anschrift der Verfasser: Dr. Mansour MODJTAHEDI
Geological Department
University of Tabriz, Iran

Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Hans WIESENER
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Wien

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	215—237	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Die Gefüge der synsedimentär-syndiagenetischen Schwerspat-Bleiglanz-Lagerstätte „Breithorn“, Ost- grönland

Von Werner PAAR (Salzburg)

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. O. M. FRIEDRICH,
in Dankbarkeit gewidmet

Inhalt

1. Vorbemerkung
 2. Geographische und geologische Übersicht
 3. Die Gefüge
 - a) Baryt-„Rhythmite“
 - b) Gekröseartige Baryt-„Rhythmite“
 - c) Palisadengefüge
 - d) „birds-eye“-ähnliche Barytgefüge
 - e) Syndiagenetische Verformungen
 - f) Resedimente
 - g) Syndiagenetische Gefüge mit Bleiglanz
 4. Gedanken zur Genesis der Lagerstätte
- Schrifttum

1. Vorbemerkung

Während mehrfacher Aufenthalte in Ostgrönland im Auftrag der dänischen Bergbau- und Prospektionsfirma NORDISK MINESELSKAB A/S (Kopenhagen) gelang im Sommer 1971 die Auffindung einer bedeutenden Schwerspat-Bleiglanz-Lagerstätte.

Im Zuge einer Geländebegehung regte Prof. Dr.-Ing. O. M. FRIEDRICH aufgrund der prächtigen Aufschlußsituation, vor allem aber wegen der Vielfalt der Baryt-Gefüge die eingehende Bearbeitung dieser Lagerstätte an. Es ist mir ein aufrichtiges Bedürfnis, Herrn Prof. FRIEDRICH an dieser Stelle noch-

mals für die zahlreichen Hinweise und Ratschläge, für die vielen Aussprachen und Diskussionen meinen herzlichen Dank abzustatten.

Durch die großzügige Überlassung einer von ihm in mühevollster Arbeit gezeichneten topographischen Karte des näheren Lagerstättenbereiches, dessen Vermessung durch ihn und Kollegen Dipl.-Ing. J. KOCH und Dr. G. TICHY (beide Salzburg) im Sommer 1972 unter z. T. schwierigsten Gelände- und Witterungsbedingungen erfolgte, war eine wesentliche Grundlage für die Übertragung geologischer Daten gegeben.

Herrn Prof. Dr. J. G. HADITSCH, Leoben, danke ich ganz besonders für die Einladung, diesem Festband eine Arbeit beizusteuern, wie auch für seine freundliche Hilfe bei den mikroskopischen Arbeiten.

2. Geographische und geologische Übersicht

Ostgrönland besteht zwischen dem 70. und 77. nördlichen Breitengrad vorwiegend aus kaledonischen Gebirgen und jüngeren Sedimenten. Vorkaledonisch sind der alte Sockel (Petermannserie, paläozoische Schichten) und eine mächtige, nichtmetamorphe Sedimentserie (Eleonore-Bay-Formation, Tillitserie).

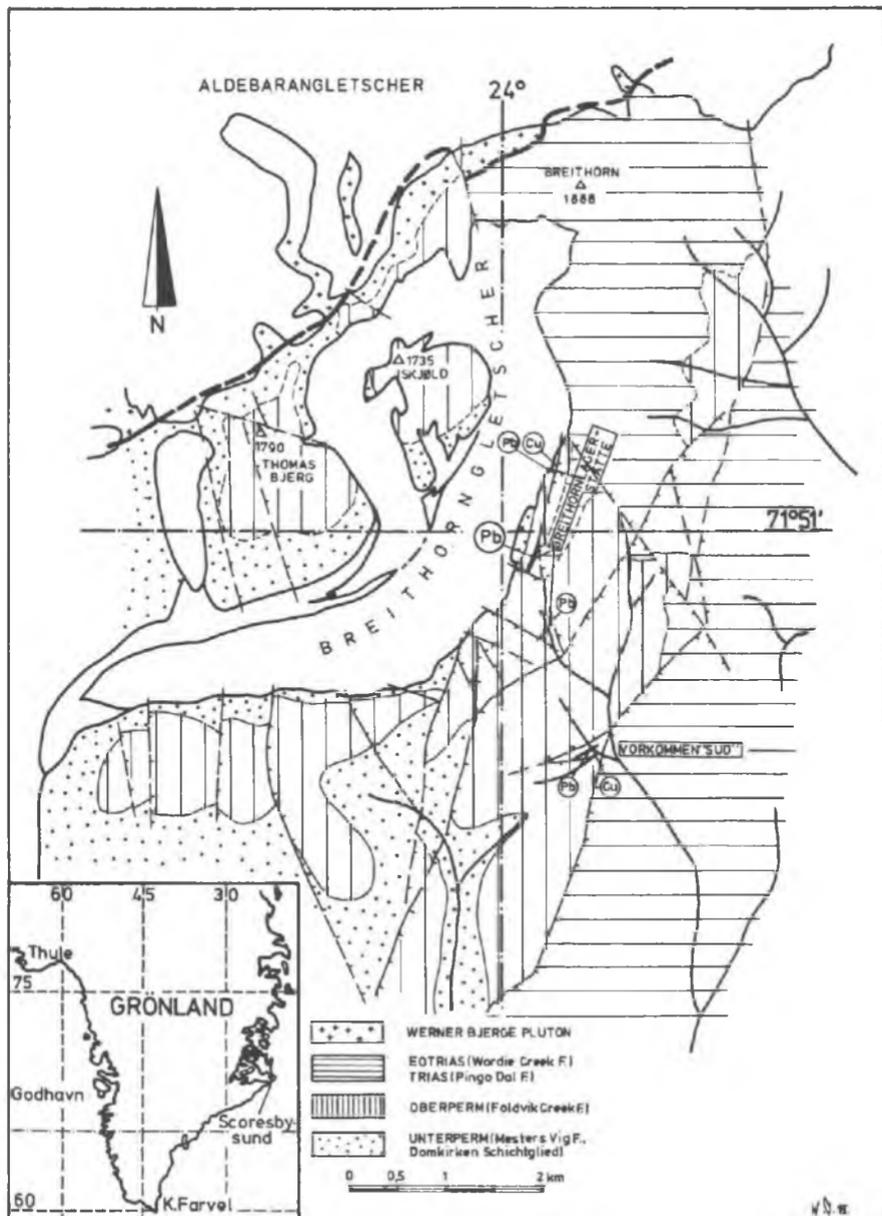
Südlich des Kong Oscar Fjordes, etwa am Schnittpunkt des 72. Breitengrades mit dem 24. Längsmeridian, liegt die markante Gebirgsgruppe der postoberkretazischen Werner Bjerge Intrusion, deren Höhenzüge im SE vorwiegend aus Pyroxenit- und Gabbro-, im NW aus Alkaligranit- und Alkalisyenit-Gesteinen, in dazwischenliegenden Bereichen aus Nephelinsyenit, Sodalith-Nephelinsyenit bestehen (1).

Nach der neuen geologisch-tektonischen Karte von Grönland (1971) zieht ein schmaler, etwa 2,5 km breiter Streifen mariner Oberperm-Sedimente mit einer Unterbrechung (Werner Bjerge) ziemlich genau nach Süden. Östlich davon sind triadische Gesteine mit den bei TRÜMPY (6) näher bezeichneten stratigraphischen Einheiten, westlich kontinentale Karbon-Unterperm-Sedimente (Mesters Vig Formation) des ostgrönländischen „fold belt“ aufgeschlossen.

Das gesamte Sedimentgebiet ist durch intrapermische und postpermische Bewegungen in zahlreiche Bruchschollen zerbrochen. Zum Großteil sind es steile, etwa N-S streichende Abschiebungen, zu denen auch die ostfallende „N-Störung“ zu zählen ist (Taf. 2).

Die Breithornlagerstätte liegt östlich des Breithorngletschers (Taf. 1, 2) inmitten des schmalen, permischen Sedimentstreifens, der sich noch jenseits des Gletschers im Bereich des Skjöld und Thomas Bjerges fortsetzt.

Im gesamten Lagerstättenbereich treten im wesentlichen E-W streichende Störungen auf, die jeweils nur eine geringfügige Verstellung und Kippung der einzelnen Schollen bedingen und jünger als die „N-Störung“ sind.



Taf. 1. Geologische Übersichtskarte des Sedimentgebietes südlich der Werner Bjerge mit den Lagerstätten „Breithorn“ und Vorkommen „Süd“. Die geographische Position des dargestellten Gebietes ist aus dem kleinen Kärtchen links unten zu entnehmen (nordwestlich von Scoresbysund)

Bleiglanz-Baryt-Lagerstätte im Breithorn-Südkamm, Ostgrönland

Auf Grund von Luftbildern des Geodät Institutes in
Kopenhagen und Teilmessungen der Herren
F. Prugger, W. Wadrac und J. Koch zusammenge-
zeichnet im Oktober 1972 von O.M. Friedrich

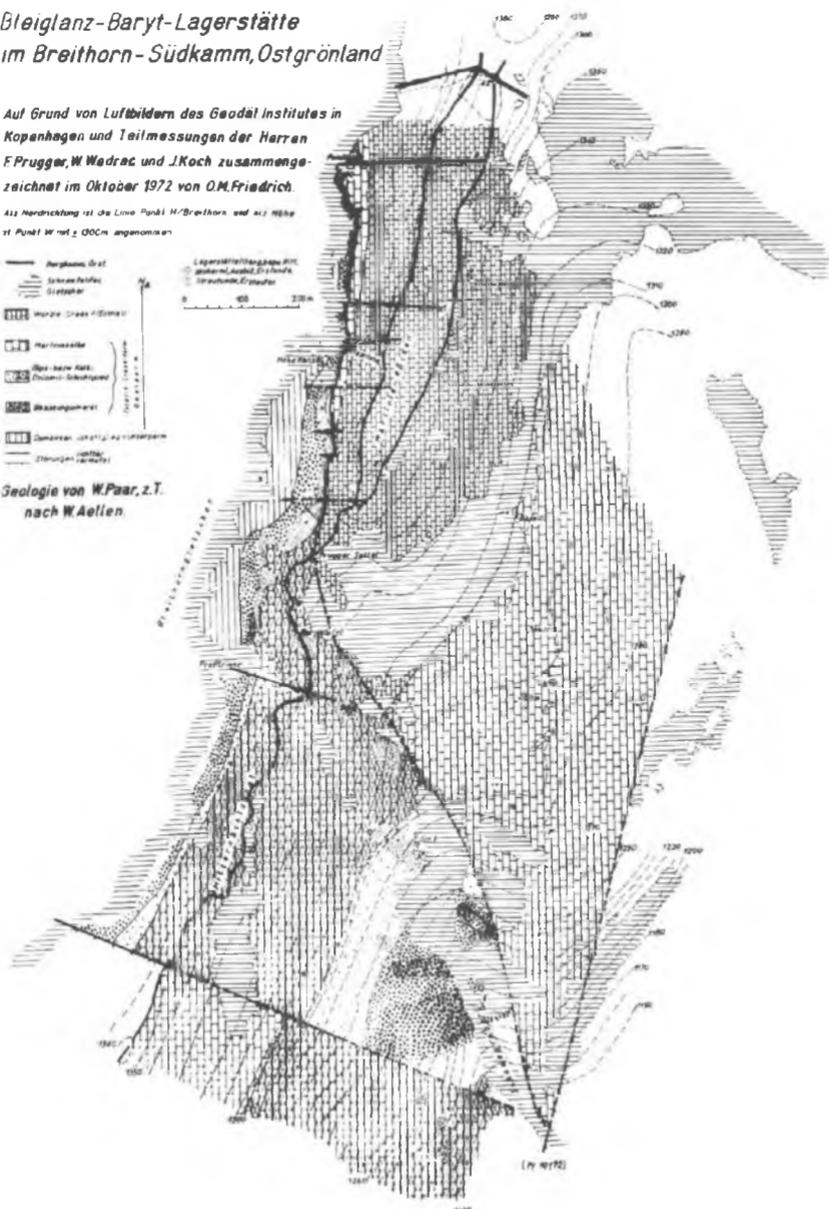
Als Nordrichtung ist die Linie Punkt M/Breithorn nach SW Höhe
21 Punkt M mit $\pm 000m$ angenommen

-  Bergkuppe Grät
-  Senke des Felses Grät
-  Moräne
-  Moränenabfall
-  Röhre ohne Kessel
-  Röhre mit Schuttkegel
-  Abhangsgraben
-  Sandstein
-  Schieferung

-  Lagerstättenzone
-  Schieferung

0 100 200m

Geologie von W. Paar, z.T.
nach W. Aellen



Taf. 2. Geologische Karte des engeren Lagerstättengebietes

Die Vererzung ist im Nordteil der Lagerstätte vorwiegend gangförmig im Bereich der „N-Störung“ aufgeschlossen, im Südabschnitt dagegen schichtgebunden und in den Steilabstürzen zum Breithornrgletscher über 300 m streichend zu verfolgen. In diesem Abschnitt wurde folgende stratigraphische Abfolge festgestellt: Das Liegende besteht aus braunen und violetten Unterperm-Arkosen (Domkirchen-Schichtglied der Mesters Vig Formation). Darüber folgt mit deutlicher Diskordanz (etwa 15⁰) das rotfarbene Basiskonglomerat des marinen Oberperm. Das Hangende wird aus einer etwa N-S streichenden und flach gegen Osten fallenden Sedimentserie gebildet. Im betrachteten Bereich sind es mitunter rauhackennähnliche, manchmal verkieselte, bis 2 m mächtige Gesteinsbänke, die von oberpermischen Kalken und Dolomiten (Kalk-Dolomit-Schichtglied der oberpermischen Foldvik-Creek-Formation) überlagert werden; an die liegenden Partien der letzteren ist die Vererzung gebunden.

Südwestlich der als Profilrinne bezeichneten Lokalität (Taf. 2) keilt der in den reichsten Lagerstättenteilen bis zu 10 m mächtige Erzhorizont aus und wird durch sedimentäre Rauhacken und noch weiter im SW durch Gips- und Anhydritfolgen abgelöst.

3. Die Gefüge

Dieser Abschnitt widmet sich den Gefügen im schichtgebundenen Lagerstättenabschnitt, die aufgrund der hervorragenden Aufschlußsituation ausgiebig in situ studiert werden konnten. Besonderes Augenmerk wurde dabei den z. T. rhythmischen Barytgefügen zugemessen, aus deren Vielfalt in den nächsten Kapiteln einige besonders charakteristische ausgewählt wurden.

In einer kurzen Übersicht (Taf. 3) sind in Anlehnung an SCHULZ (23) die wichtigsten Mineraltypen, die Form der Einzelkörner und ihr Auftreten im Gefügeverband dargestellt. Dabei wurde auch der Versuch einer genetischen Zuordnung unternommen.



Vorkommen nur im Südabschnitt



Vorkommen nur im Nordabschnitt



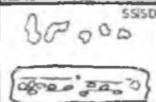
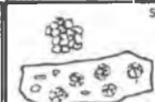
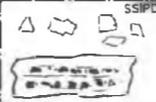
Vorkommen in beiden

SS/SD	
1143	14

genetische Zuordnung (SS ... synsed.; SD ... syndiagenet.; PD ... postdiagenet.)

interne Proben Nr.

lf. Nr. der Zusammenstellung

MINERAL	MINERALTYPEN, FORM DER EINZELKÖRNER, AUFTRETEN IM GEFÜGEVERBAND (I-21)			
ZINKBLENDE	 <p>SSSD</p>	 <p>SD</p>	 <p>SD</p>	
	<p>xenomorphe Körner, teils in ss-parallelen Korngängen 72/4,5, 73215 1</p>	<p>Einzelkristalle, in Kleinhöhlen 24/5 2</p>	<p>grobkristallin, bis erbsengroße Körner, mit Baryt 18 11145 3</p>	
BLEIGLANZ	 <p>SDPD</p>	 <p>SD</p>	 <p>SDPD</p>	
	<p>idiomorphe, würfelige xx, auch polyedrische K., Dol. u/a Baryt 7324,10 4</p>	<p>grobkörnige, mit unter in ss-//Lagen auftr. Massen mit Quarz 20,21 24/24,5,7 5</p>	<p>grobkörnige, derbe Massen, in großen Blöcken 15 "Schneegebirg" 6</p>	
PYRIT	 <p>SS</p>	 <p>SS</p>	 <p>SS</p>	
	<p>8 - 15 µg. Körnchen, Pent. Dodek., selten eingesch. Korngängen, (grad. 24/3 bedding) 7</p>	<p>sammelkrist., u. spr. kolloid., jetzt hypidiom. Körner 24/3 8</p>	<p>Kügelchen m. Fremdbod. St. "Himbeerpyrit" in Schwarzschiefern 24/IV 9</p>	
KUPFERKIES	 <p>SSIPD</p>			
	<p>idiomorphe/hypidiomorphe Körner; in ss-//Kornlagen 24/IV, 7250 10</p>			
BARYT	 <p>SD</p>	 <p>SD</p>	 <p>SD</p>	 <p>SD</p>
	<p>hypid. xx, mit 3/4 Körngesch. Korngänge 73215 11</p>	<p>hypid./id. xx, "Palisadenart" / "Tellerpore Gefüge" 9 12</p>	<p>hypid. xx in insenförmigen ss-// Hohlräumen 13</p>	<p>idiomorphe Einzelkristalle, Strandbildung? 14</p>
	 <p>SSD</p>	 <p>SD</p>	 <p>SDPD</p>	 <p>SDPD</p>
	<p>grobkrist., gerundete Barytennellen, Strandbildung? 11K3 15</p>	<p>hypid. xx, submarine Gleitflächenbildg. 11148 16</p>	<p>grobkrist. Aggregate 7325, 24/IVd, 17</p>	<p>radialfächerige, Agg. dünnf. xx 7282, 24/IV 18</p>
QUARZ	 <p>SB</p>	 <p>SD</p>	 <p>SDIPD</p>	
	<p>idiomorphe xx, authigene Bildg. 73215 19</p>	<p>hypid./xenomorphe xx, s-//Quarzkorngänge 24/24,5,7 20</p>	<p>michiger Gangquarz, in Hohlräumen Kristalle xx in kl. Kavernen 11136, 18 21</p>	

Taf. 3. Zusammenstellung der wichtigsten Mineraltypen der Breithornlagerstätte

a) Baryt-„Rhythmite“

Rhythmische Gefüge dieser Art sind im gesamten schichtgebundenen Lagerstättenteil beobachtbar; besonders charakteristisch dafür sind Aufschlüsse unmittelbar nördlich der „Profilrinne“ (Taf. 2 und Abb. 1, 2, 4, 5, 6) und unterhalb der „Pruggerscharte“.

Der in Abb. 1 gezeigte Bereich ist durch eine „Schrägschichtung“ gekennzeichnet, die über die syndiagenetischen Bankungsfugen hinweggreift. Dieser rhythmischen Einheit sind etwa schichtparallele, aus grobkristallinem Baryt bestehende massige Körper eingeschaltet. Auffallenderweise lagern sich die rhythmischen Lagen parallel den hangenden Konturen der linsigen Körper an — es könnte damit der Eindruck entstehen, daß diese Einschaltungen das „Rhythmit“gefüge sedimentär beeinflußt hätten!

Derartige „Schrägschichtungsgefüge“ werden in ähnlicher Weise, aber ohne Beteiligung von Baryt, von der Pb-Zn-Lagerstätte Touissit (Marokko), beschrieben (20) und dort syndiagenetisch unter Mitwirkung von Algen und Algenmatten gedeutet.

Handstücke (Abb. 5), die dem Schutt unterhalb des in Abb. 1 gezeigten Aufschlusses entstammen, weisen etwa 20 dunkle und ebensoviele helle, 3—4 mm mächtige Lagen auf. Diese sind deutlich mit welligen, unebenen Konturen gegeneinander abgegrenzt; An- und Dünnschliffe verschiedenster Orientierung weisen als Mineralbestand vorwiegend Baryt, eisenreichen Dolomit und authigene Quarze (Abb. 14), daneben Bleiglanz und massenhaft Zinkblendekörnchen auf. Die die hellen Lagen aufbauenden 0,5—1—3 mm langen Barytleistchen sprossen über die dunklen Lagen hinweg. Diese bestehen aus etwa 3 μ messenden Karbonatkörnchen, deren räumliche Anordnung einen recht lockeren Bau der megaskopisch dicht erscheinenden Lagen zeigt. Die einzelnen Barytleistchen übernehmen diese Lagen als s_1 . Verdrängungserscheinungen chemischer Natur sind kaum beobachtbar; allerdings entsteht manchmal der Eindruck, daß die dünnen Karbonatlagen durch die wachsenden Barytleisten mechanisch zur Seite gedrängt wurden. Die authigenen, oft doppelt terminierten, 0,1—0,04 mm messenden Quarzsäulchen lassen im Querschnitt deutliche „Schmutz“-Säume erkennen, die als Zeichen raschen Wachstums und als Versuch der Selbstreinigung anzusehen sind. Die 14—42—140 μ großen Zinkblendekörnchen zeigen stets sehr helle, blaßgelb-hellorange-farbene Innenreflexe, die auf einen sehr geringen Eisengehalt schließen lassen. Es ist bemerkenswert, daß ein Großteil der Zinkblendekörnchen bevorzugt in jenen Teilen der normalerweise braunen, fingerförmigen Rhythmitlagen auftritt, die durch eine Häufung an authigenen Quarzen ausgezeichnet sind. Die Quarze sind meist grauschwarz gefärbt (Bitumen) und treten vorzugsweise in den Zwickeln der sperrigen Barytaggregate auf.

Gelegentlich finden sich im Hangenden dieser Baryt-„Rhythmite“ anders aussehende Folgen, worüber Abb. 6 einen Eindruck vermittelt: Die rechte Bild-

hälfte wird durch eine Aufeinanderfolge zuerst breiterer, dann dünnerer Barytlagen bestimmt, die mit schwarzen, quarzreichen Partien alternieren. Dabei entsteht ein Bild, wie es SAMSON (20) von Touissit als „structure zebree“ beschreibt. Die dunklen Lagen enthalten häufig fächerförmig aufgesproßte Barytaggregate. Mit deutlicher Diskordanz schließen links der Bildmitte braungefärbte, karbonatische mm-Rhythmite an, die häufig durch z. T. spitzwinkelig sie querende Barytlagen ausgezeichnet sind.

All diese Bilder machen den Eindruck syndiagenetischer Verdrängungsprozesse, genauer anadiagenetischer, chemisch bedingter Veränderungen. Dabei griffen subidio-xenoblastische Baryt-Kristallpflaster über prä-existente Texturen hinweg.

b) Gekröseartige Baryt-„Rhythmite“

In einem relativ eng begrenzten Lagerstättenabschnitt nördlich der „Profilirinne“ treten im Hangendsten einer im unteren Bereich bleiglanzführenden, etwa zwei Meter mächtigen Gesteinsbank dünnplattige, barytführende Sedimente auf, die in Schnitten parallel zur ac-Fläche gekröse-gipsartige Gefüge zeigen (Abb. 9). Beide in dieser Abbildung dargestellten Platten weisen eine Fältelung der Baryt-Braunspat-Rhythmite mit geringfügig linksgerichteter Vergenz der Faltenschenkel auf. Die rhythmische Wechselfolge ist im Bereich des oberen Handstückes besser ausgeprägt als im unteren.

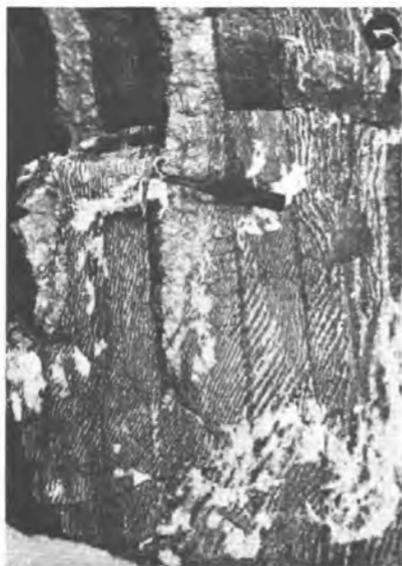
Die Barytlagen sind im Vergleich zu scheinbaren Partien an den Flanken deutlich verdickt, die Faltenscheitel zum Teil ausgedünnt. Unterhalb der 15 m mächtigen Fältelungslage des größeren Handstückes sind verkräuselte Bereiche feststellbar, die keine oder nur geringe Barytgehalte aufweisen. Darunter ist an der Wechsellagerung hell- und dunkelgrauer Lagen das ss ablesbar.

Abb. 1. Baryt-„Rhythmit“ mit schichtparallelen Barytlinsen. Südl. Lagerstättenabschnitt, nördl. Profilirinne

Abb. 2. 0,5 m mächtige, schichtparallele Baryt-Anreicherung mit Schollen des liegenden, dunklen Sedimentes, die von PbS-Krusten umsäumt werden. Im Hangenden des Barytkörpers eine 30 cm mächtige Rhythmit-Folge. Südl. Lagerstättenabschnitt, unterhalb Pruggerscharte

Abb. 3. Verformung eines Baryt-Braunspat-Rhythmites durch untermeerische Rutschung. Profilirinne, Schutt unter dem Kalzitgang

Abb. 4. Baryt-„Rhythmite“ mit raumrhythmischer Anordnung der Baryt- u. Quarzlagen. Unterhalb Ankerit-Köpfl



Die hellen Barytlagen bestehen aus einem Haufwerk miteinander verschränkter, mm-langer Individuen („ophitisches Gefüge“). Die dunklen Karbonat-Kornbänder bestehen keineswegs aus nur einer Lage, sie werden aus mehreren, durch kleine Abstände voneinander getrennten, dünnen Karbonatschnüren aufgebaut. Diese werden einheitlich von den Barytleistchen ohne merkliche Verdrängungserscheinungen chemischer Natur als s_1 übernommen. Ein Teil der in den scheinbaren Faltenpartien gewachsenen Barytkriställchen wurde durch mikrosparitisches Karbonat pseudomorphosiert. Blattsilikat-Pakete treten sowohl in den Rhythmiten als auch im feinkörnigen Sediment darüber auf. Sie zeigen stets eine Einregelung in der Weise, daß ihre Längserstreckung (Y oder Z) parallel zu den Flügeln der muldenartigen Vertiefungen orientiert ist. Im darüberliegenden Sediment liegen sie mit Y oder Z parallel zum ss.

Die Zwickelporen der Barytleisten wurden in einem späteren Abschnitt der Diagenese spatsiert.

Prinzipiell ist zur Deutung dieser Gefüge folgender Mechanismus denkbar: Die Fältelung ist auf mäßiges Gleiten eines noch unverfestigten Gelschlammes zurückzuführen. Sie könnte auch daher rühren, daß Baryt-Kristalle im Zusammenhang mit der darüber stehenden Lösung im Sediment weitergewachsen, sich dabei gegenseitig bedrängt haben und schließlich gemeinsam mit den in die Mühle geratenen Karbonatlagen zusammengeschoben wurden*).

Theoretisch ist auch folgender Vorgang denkbar: Nach der Barytabscheidung folgte ein Zeitabschnitt, in dem Dolomit- und Anhydritabscheidung einander ablösten. Daran schloß sich eine Periode mit Barytbildung, der sich ein Zeitraum mit Dolomit- und Anhydritausfällung anfügte usf. Anhydrit erfuhr durch

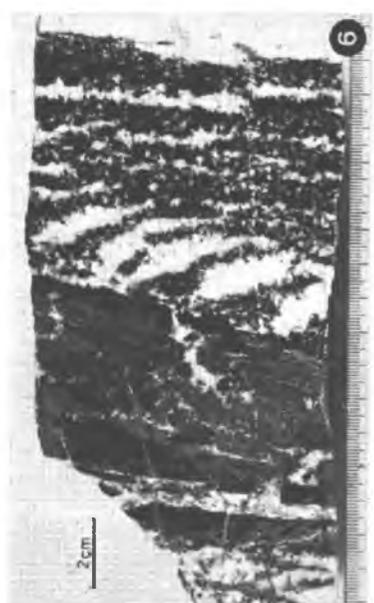
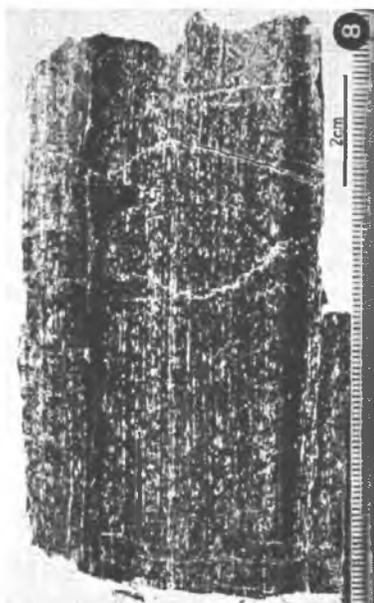
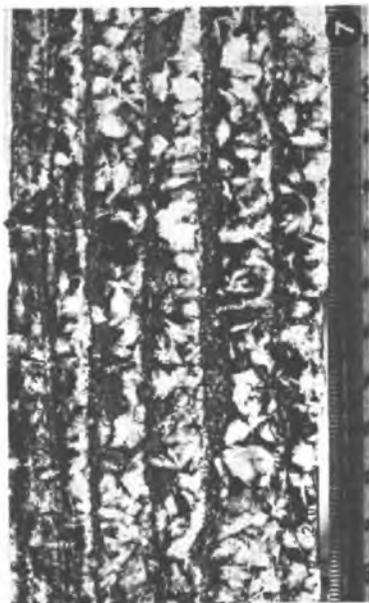
*) Herrn Prof. Dr. FÜCHTBAUER (Bochum) danke ich sehr herzlich für seine in diesem Zusammenhang dargelegte Meinung!

Abb. 5. Baryt-„Rhythmit“. Südl. Lagerstättenabschnitt, nördl. Profilrinne

Abb. 6. Baryt-„Rhythmit II“. Deutlich sind 2 unterscheidbare Bildungszyklen ablesbar, die zu Baryt-Quarz-„Rhythmiten“ rechts der Bildmitte und feingeschichteten, vorwiegend Baryt mit Braunspat-Lagen führendem Sediment links davon führten. Südl. Lagerstättenabschnitt, unterhalb Pruggerscharte

Abb. 7. cm-„Rhythmit“ mit polar-fächerförmigen Barytaggregaten. Palisadengefüge. Profilrinne N, südl. Lagerstättenabschnitt

Abb. 8. „Planlaminare Feinschichtung“. Deutlich sind ein Fein- und ein Grobrhythmus (dunkle Lagen) zu erkennen. Mega-Stylolithen im oberen Bild-drittel. Südl. Lagerstättenabschnitt, 24/II



Wasseraufnahme eine Umwandlung zu Gips, was zu einer Volumsvergrößerung führte. Durch Konzentrationsverschiebungen des darüberstehenden Meerwassers kam es zur Auflösung des Gipses. In den dabei entstehenden Hohlräumen zirkulierten bariumhaltige Lösungen, die ein Weiterwachsen der bereits vorhandenen Baryt-Individuen bewirkten und dabei auch die Karbonat-Kornlagen als s_j übernahmen.

In den Dünnschliffen fiel auf, daß dünnere Karbonatlagen durch die großen Barytkristalle mechanisch zur Seite geschoben sind. Daraus erscheint sich die Folgerung zu ergeben, daß diese Kristalle mehr oder weniger primär in dieser Form gewachsen sind; jedenfalls in einem frühen Stadium der Diagenese, als noch eine Verbindung mit dem Meerwasser bestand und wohl auch eine Möglichkeit, mechanisch andere Gefüge zu verdrängen und jene gekröseartige Aufquellung zu bewirken. Wie es zu der letzteren kam, kann nicht mit Sicherheit angegeben werden, zwei Deutungs-, „Versuche“ wurden oben angegeben.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß mitunter Bleiglanz in mm-dünnen und 6—8 mm langen, gebogenen Körperchen in diesen gekröseartigen Gefügen vorkommt. Er wurde einmal in einer scheidelnahen Rhythmitlage gemeinsam mit Baryt angetroffen. Damit scheint auch er in die Fältelung der Rhythmite einbezogen worden sein.

c) Palisadengefüge

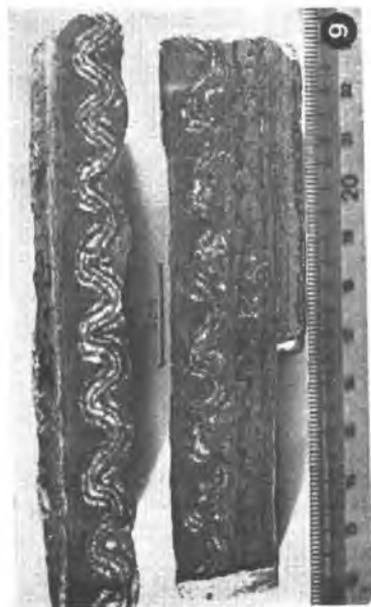
Gefüge dieser Art treten etwa 120 m nördlich der Profilrinne in einer 4 m mächtigen Folge innerhalb des Lagerstättenkörpers auf. Im Aufschluß- und

Abb. 9. Gekröseartige Baryt-„Rhythmit“-Gefüge. Südl. Lagerstättenabschnitt, Probe 24/I

Abb. 10. Verformung eines Baryt-Braunspat-„Rhythmits“ durch untermeerische Rutschung. „Profilrinne“, Schutt unter dem Kalzitgang

Abb. 11. Durch Übereinandergleiten einzelner verfalteter Lagen wurden Hohlräume geschaffen, die während des Vererzungsvorganges zuerst mit Quarz austapeziert, dann mit PbS verfüllt wurden. In den Restlumina kristallisierten mitunter kleine Kalzitkriställchen aus

Abb. 12. Das primär feinschichtige, auch Schlammfalten und Kräuselungen aufweisende Sediment wurde durch die den Vererzungsvorgang einleitenden und begleitenden Bodenunruhen in einzelne Schollen zerbrochen. PbS in unregelmäßigen Körnern an Stellen, wo die Sedimentstruktur gestört ist. Quarz entlang schichtparalleler und vertikaler Risse, auch als Hohlraumfüllung. 24/5



Handstückbereich wird die sedimentäre Schichtung durch 4—6 mm dicke, braune Lagen abgebildet. Während sich im unteren Aufschlußbereich die Lagen alle 2—4 cm rhythmisch wiederholen, sind sie darüber undeutlich, zerstückelt, und treten erst wieder in etwas höher liegenden Aufschlußbereichen in größeren Abständen in Erscheinung.

Innerhalb dieser Lagen tritt Baryt in polar-fächerförmigen Aggregaten auf (Abb. 7). Manchmal verlaufen merklich dunklere Lagen (Abb. 7, nahe des oberen Bildrandes) spitzwinkelig zur sedimentären Schichtung und queren — mit freiem Auge erkennbar — durch die Barytfächer hindurch. Diese dunklen Lagen bestehen aus Karbonatkörnern, die während des Wachstums der Barytindividuen von diesen ohne merkliche Verdrängungserscheinungen übernommen wurden.

Das mikroskopische Bild zeigt außer Baryt und Karbonat (Dolomit, z. T. Braunspat) authigenen Quarz, der vielfach in bis mm-langen Säulchen vorliegt und zahlreiche Einschlüsse von Karbonatkörnchen enthält.

Diese Gefügebilder könnten folgendermaßen gedeutet werden:

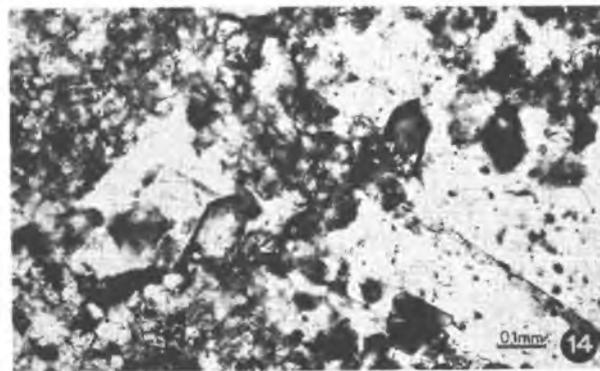
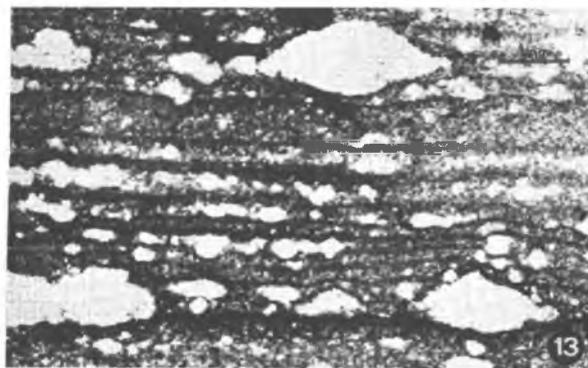
- a) Im Verlauf der Syndiagenese (im Sinne von BISSELL, 1959) des Karbonat-sedimentes, vielleicht auch schon vorher, strömten fortgesetzt bariumhaltige Lösungen in das Meerwasser. Diese Lösungen durchtränkten gemeinsam mit eisenhaltigen das frühdiagenetisch dolomitisierte Sediment. Dabei kam es zur Bildung der Baryt enthaltenen Braunspat-Lagen. Der anfänglich noch schwachen Bariumzufuhr folgte eine stärkere; diese führte zur Ausbildung der fächerförmigen Barytaggregate. Die Kalkschlammsedimentation setzte nun wieder stärker ein. Das Sediment füllte die Hohlräume zwischen

Abb. 13. „birds-eye“-Struktur. Die dunklen, horizontal verlaufenden Lagen könnten Algenmatten darstellen. Mikrospatit (Dolomit/Braunspat) als Matrix 24/II. II Nic.

Abb. 14. Authigene Quarz-xx im Baryt. D 7321 H, x Nic.

Abb. 15. PbS-Korn (schwarz) mit unregelmäßigen, welligen Konturen inmitten sammelkristallisierten Karbonats (Makrospatit, Korngröße 12—36 μ). Die Drucksutur verläuft ein Stück entlang der Korn-grenze des PbS, trennt die großen Barytleisten (li. oberer Bildteil) von der rechtsseitig gelegenen Karbonathälfte. D 11143. x Nic.

Abb. 16. Ausfüllung der Zwickel zwischen den Barytleisten (lichtgrau, randlich) durch zonares Karbonat (Spatisation). Im re. unteren Bildteil Karbonatidioblasten im Baryt. D 24/II. x Nic.



den Barytaggregaten — damit fänden geopetale Gefüge innerhalb dieser Bereiche ihre Erklärung. Während dieser Periode wurden authigene Quarze gebildet, die in den fast schwarzen Zwickelfüllungen (Abb. 7) gehäuft auftreten. Der reliefgefüllenden Kalkschlamm sedimentation folgte ein Abschnitt, in dem anhaltend geringe Ba-Zufuhr und Karbonatabscheidung wiederum zur Bildung der braunen Lagen führte.

- b) Das ursprüngliche Sediment (Paläosom) wies Lagen unterschiedlicher Porosität und Wegsamkeit auf, dichtere wechsellagerten mit lockerer gebauten. Entlang der lockeren Lagen drangen bevorzugt bariumhaltige Lösungen ein und kristallisierten in Form der polar fächerförmig angeordneten Gebilde aus. Die Ba-Lösungen durchtränkten auch die braunen, karbonatischen Lagen darunter. In den von der Kristallisation ausgesparten Hohlräumen sammelte sich das mechanisch zur Seite geschobene Sediment an, wurde z. T. vielleicht auch eingeschwemmt.

d) „birds-eye“-ähnliche Barytgefüge

Südlich der kancelartig vorspringenden Lagerstättenwand unterhalb des sogenannten „Ankeritköpfs“ treten eigenartige Barytgefüge auf, die in keinem anderen Lagerstättenteil beobachtet werden können.

Handstücke davon (Abb. 8) zeigen eine feinlamierte Wechselfolge heller Baryt- und dunkler, karbonatreicher Lagen, sodaß sie vorläufig als mm-„Rhythmite“ bezeichnet werden. Das Kennzeichnende dieser Rhythmite sind Mega-Styrolithen. An den Flanken dieser Drucksuturen ist die Sedimentstruktur gestört, die kesselartigen Vertiefungen weisen eine „Fülle“ aus Lösungsrückständen, mikrit. Karbonatkörnchen und Schichtsilikatschuppen auf. Durch das Handstück ziehen vertikale Sprünge, die als Trockenrisse gedeutet werden. Entlang ihrer Konturen ist im Dünnschliff eine geringfügige Brekzierung bemerkbar.

Der Dünnschliff offenbart Strukturen (Abb. 13), die durch schichtig angeordnete, durch Baryt zementierte Kavernen charakterisiert sind. Diese perlschnurartig aneinandergereihten, linsenförmig gestreckten Körperchen werden von dunklen, papierdünnen Schichten unter- und überlagert. Auffallend ist, daß sich diese Lagen mitunter den Konturen der Barytlinsen anschmiegen, sie gleichsam nachbilden. Sie könnten u. U. als Algenmatten angesprochen werden. Die diagenetisch umkristallisierte Matrix besteht aus 5—15 μ großen Dolomit/Braunspat-Körnchen (Mikrospatit)! Die linsenförmigen Gebilde weisen manche interessante Details auf, von denen die hier gebrachten nur einen kleinen Ausschnitt darstellen:

Die Internstruktur der Gebilde wird durch leistenförmige Barytindividuen geprägt. Sie sind meist tafelig nach (001) und lassen Knickungs- und Fältelungslamellen erkennen. Fast der gesamte linsige Hohlraum wird von den

regellos angeordneten Barytlinsen erfüllt. Das verbleibende Restlumen — die Zwickelporen der einzelnen Barytkristalle — ist spatiiert. Häufig beobachtet man dunkle Säume von Eisenoxid oder bituminösen Ton in den Karbonat-Individuen. Sie können als eine Art Selbstreinigung der Kristalle aufgefaßt werden, die mit dem geringen Einbauvermögen von Fremdionen (z. B. Fe) unter niedrigeren P-T-Bedingungen zusammenhängen.

Einige Linsen zeigen bei x Nic. verbackene Kornaggregate mit gelapptem Umriß und ungleichmäßiger Internstruktur, sogenannte „lumps“ (grapestone; bahamitic grain, BEALES, 1958). Diese Schlammklümpchen werden von Chalcedon sphärolitischer Textur ummantelt. Die einzelnen Chalcedonfasern sind mehr oder weniger radial zum Klümpchen orientiert.

Häufig sind Quarzidioblasten erkennbar, die in Schnitten senkrecht zur c-Achse siebartig angeordnete Karbonateinschlüsse erkennen lassen.

All diese Beobachtungen lassen Rückschlüsse auf das Milieu während des Ablagerungszeitraumes zu. Die „birds-eye“-Strukturen, die frühdiaogenetischen Dolomite, z. T. in Verbindung mit Algenmatten, vertikale und horizontale Trockenrisse sind charakteristisch für ein Environment, wie es sich im supratidalen Marsch vorfindet (11). Nur hier kann bei geeignetem Klima primärer Anhydrit entstehen. Man könnte sich vorstellen, daß die Kavernen (auch „shrinkage pores“ — Schrumpfporen, nach FISCHER) ehemals mit diesem Mineral gefüllt waren. Durch Wasseraufnahme kam es zu den bereits bei den gekröseartigen Gefügen erwähnten Quellungserscheinungen, die eine Vergrößerung der Poren zur Folge hatten. Gips wurde in der Folge weggelöst, damit konnten in das kommunizierende Porensystem bariumhältige Lösungen eindringen und ihren Ba-Gehalt darin absetzen. Auch eine Entstehung entsprechender Strukturen in lagunärem Milieu ist denkbar. Hier könnten die kaverneartigen Hohlräume durch Gasblasen entstanden sein. Sie wurden durch Ba-hältige Lösungen verdrängt, die Poren anschließend durch Baryt zementiert.

e) Syndiagenetische Verformungen

Im gesamten Lagerstättenbereich lassen sich Gefügebilder studieren, die auf paradiagenetische Formungen hinweisen (Abb. 3, 10). Sie sind außerordentlich vielfältig, was bei einer Sedimentation auf einem reliefreichen Meeresboden verständlich ist. Untermeerische Rutschungen der obersten, wenig scherfesten Lagen führten zu Verformungen des unterschiedlich teilbeweglichen Braunspat-Baryt-Sedimentes. Dabei wurden die Baryt- und Braunspat-Lagen verformt und verbogen. Die Intensität der Verformung war verschieden stark. Neben reinen Biegewülsten (Abb. 3) sind alle Übergänge zu Bewegungsbildern solcher schlierenförmiger Art vorhanden. Neben monoklinen sind auch rhombische Wülste beobachtbar. Durch die Miteinbeziehung von Bleiglanz, Baryt und Braunspat wird deren paradiagenetische Existenz bestätigt.

f) Resedimente

In manchen Lagerstättenbereichen treten im erz- und barytführenden Sediment (Karbonat-Mikrosparrit) Intraklaste auf, die aus aufgearbeiteten Kalken des Kalk-Dolomit-Schichtgliedes bestehen. Die Intraklaste weisen vielfach Geröllstrukturen auf, auch brekziöse, eckige Fragmente sind beobachtbar. Sie erreichen bis Nußgröße, in der Mehrzahl überwiegen jedoch kleinere Geröllchen und Bruchstücke. Mitunter ist eine lagige, ss-parallele Anordnung der Gerölle feststellbar. Sie selbst sind erzleer (außer wenig Pyrit), werden jedoch von Baryt, Zinkblende, Bleiglanz und Quarz begleitet. Baryt, untergeordnet auch Kalzit, verheilen die schmalen Risse der Geröllchen.

Da die Intraklaste nie erzführend sind, wurde eine ebenfalls erzleere Sedimentlage aufgearbeitet. Geländebefunde passen gut zu diesen Beobachtungen: Die Resedimente finden sich nur in den kammnahen Regionen des Kalk-Dolomit-Schichtgliedes südlich der „Prugger“-Scharte und dieses ist in diesem Abschnitt erzleer. Somit sind die Erze, Quarz und Schwerspat relativ jünger als die Gerölle, gehören aber dennoch dem gleichen Großzyklus an, der das oberpermische Kalk-Dolomit-Schichtglied bevorzugt in den tieferen Horizonten vererzte.

Resedimentationen werden an Aufschlüssen südlich des „Ankeritköpfls“ und in der Hangendbank bei Pkt. H oberhalb der „Profilrinne“ angetroffen. Wesentliche Barytmengen, wenn auch geringere als in den vorhin besprochenen Kapiteln, sind hier nachweisbar. Baryt tritt meist in Form radialstrahlig angeordneter, auch fächerförmig aggregierter Leisten auf, die als knotenähnliche Gebilde in der mikrokristallinen Matrix aufgesproßt sind. Ähnliche Gefüge wie diese wurden auch auf Wegener Halvø (Ostgrönland) am Mt. Quensel angetroffen.

g) Syndiagenetische Gefüge mit Bleiglanz

Bleiglanz ist das Haupterzmineral der Lagerstätte; er ist silberarm. Einschlüsse etwa in Form 17—60 μ großer, idioblastischer Karbonatkörner, z. T. in sammelkristallisierten Bereichen, sind häufig (Abb. 15). FRIEDRICH bildet siebartige Durchwachsungen dieser Art ab (18). Sie sind durch „Umstehen“, durch Kristallisation eines gemischten Geles in einer Spätphase der Diagenese entstanden.

Der Großteil der Bleiglanz-Vererzung erfolgte syndiagenetisch, wie sein Auftreten in den Baryt-„Rhythmiten“, den gekröseartigen Gefügen und anderen beweis. Daneben tritt er in den stratigraphisch hangendsten, kammnahen Sedimenten oberhalb der „Profilrinne“ gemeinsam mit Baryt und Geröllen aufgearbeiteter oberpermischer Sedimente auf. Dünnschliffuntersuchungen dieser Proben zeigen häufig Mikrostylolithen, die mitunter an der Grenze Baryt/Karbonat auftreten (Abb. 15). Mikrostylolithen werden anadiagenetisch durch

Drucklösung gebildet; es ist daher anzunehmen, daß die Vererzung (Baryt + Bleiglanz) bereits im Verlauf der Syndiagenese im Sinne BISSELLs (1959) erfolgte.

150 m nördlich der Profilirinne (SH 1300 m) befindet sich ein Bleiglanzaufschluß, der aufgrund seiner Gefüge besondere Beachtung verdient (Abb. 11, 12). Die Gangmächtigkeit bzw. die Höhe der erzführenden, wandartig vorspringenden Kalk-Dolomit-Folge beträgt etwa 2 m. Über dem Schutt folgt zuunterst braun anwitternder Dolomit mit Baryt, dann eine stark kavernöse, 1 m mächtige Gesteinsbank. Die Kavernen sind in den tieferen Partien vorwiegend mit makrokristallinem Baryt, in den oberen dagegen mit Kalzit zementiert, können aber auch ohne Mineralfüllung sein. Wie Dünnschliffuntersuchungen zeigen, besteht diese Gesteinsbank fast zur Gänze aus Quarz: Die xenomorphen bis hypidiomorphen Quarze bilden ein geschlossenes Korngefüge ab. Sie besitzen vielfach zonar angeordnete Schmutzsäume, die einzelne Wachstumsstadien erkennen lassen.

Im Hangenden der kavernösen Bank folgt eine dunkelgraue bis schwarze, hornsteinähnliche Lage, darüber graubraune Dolomite, die die erwähnten Erzgefüge zeigen. In den höchsten Aufschlußpartien treten die bei den Barytgefügen erwähnten gekröseartigen Bildungen (Abb. 9) auf. Das braun anwitternde Sediment besteht gewöhnlich aus sich rhythmisch wiederholenden Quarz- und Braunspatlagen. Mitunter treten darinnen auch dichte, hornsteinähnliche, bis cm mächtige Lagen auf. Die Sedimentstruktur ist meist erheblich gestört, neben bruchlos verformten Lagen (Abb. 11, 12) treten vor allem auch Deformationsbrekzien auf (Abb. 12). Letztere hängen unmittelbar mit der Vererzung und den dabei auftretenden endogenen Bodenunruhen zusammen. Das Sediment zerbrach in einzelne Schollen und dünne Lagen, die von den quarzführenden Lösungen umkrustet wurden. Der Quarzzufuhr folgten Pb-hältige Lösungen, die entlang schichtparalleler Fugen und in Hohlräumen (Abb. 11) ihren Metallinhalt absetzten. Dabei wurde das Sediment um die Bleiglanzkörner in auffallender Weise gebleicht.

Syndiagenetische Gleiterscheinungen am Meeresboden führten zu eigenartigen Verformungsstrukturen (Abb. 11). Sie haben ein aus verschiedenen mächtigen Minerallagen aufgebautes und damit unterschiedlich teilbewegliches Sediment betroffen. Während des Gleitvorganges des zähplastischen Sedimentschlammes schoben sich manche Lagen derart übereinander, daß eine Aufwölbung der oberen über einer Einmuldung der tieferen zu liegen kam. Die dabei gebildeten Hohlräume wurden mit kleinen Quarzkriställchen austapeziert, das Restlumen mit Kalzit oder Erz zementiert. Auch diese Gefügebilder lassen eine Zerbrechung der oft 0,5 mm und noch dünneren Sedimentlagen erkennen. Die einzelnen Bruchstücke ragen teils in die Hohlräume hinein, teils „schwimmen“ sie in der Quarzmatrix (Abb. 11).

Neben Bleiglanz tritt Zinkblende in hellgelben, maximal 1 mm messenden Körnchen auf.

4. Gedanken zur Genesis der Lagerstätte

Aufgrund der geologischen Position, der Gefügestudien und darüber hinaus angestellter Untersuchungen können nunmehr folgende Aussagen über den Vererzungsablauf und die dabei herrschenden Milieueinflüsse gemacht werden:

Das marine Oberperm transgredierte über die Penepplain des kontinentalen Unterperms (Domkirchen-Schichtglied). Während es im darauffolgenden Abschnitt westlich des Schucherts Flod im allmählich steigenden, warmen und seichten Meer entlang der Küste zur Entwicklung mächtiger organogener Riffe kam, gelangten im Breithorngebiet z. T. Kalke und Dolomite, z. T. gipsführende Schichten zum Absatz. Dabei mögen die Karbonate bevorzugt in den Randbereichen der Becken, die Ca-Sulfate dagegen in den daran anschließenden Saumgebieten — auch in abgeschlossenen Meeresbecken mit lagunärer Fazies — sedimentiert sein. In Mischsedimenten, etwa Gips-Dolomit-Gesteinen, wurden vielfach Gipskonkretionen und -porphyroblasten ausgelaugt; dies führte zur Bildung der „Rauhacken“, die weiter südlich der „Profilrinne“, im Bereich der 1. Gipsaufschlüsse, häufig anzutreffen sind.

All diese Vorgänge spielten sich in einer ruhigen Flachsee ab, wie die Funde krümeliger Kalke (Pkt. A 3, 1330 m) beweisen. Im Gezeitenbereich kam es zum Wachstum von Algen und Algenmatten, die möglicherweise am Aufbau der rhythmischen und anderer Baryt-Gefüge wesentlichen Anteil hatten. „Birds-eye“-ähnliche Strukturen in manchen Lagerstättenabschnitten sprechen für ein Milieu, wie es in der supratidalen Marsch geherrscht haben könnte. Dafür sprechen auch frühdiaogenetische Dolomite, z. T. in Verbindung mit Algenmatten usf.

In diesem Zeitabschnitt ist es dann infolge tektonischer Ereignisse (Absenken des Permtroges) zur Ausbildung bzw. Anlage der „N-Störung“ gekommen. Dabei kam es zu ähnlichen Erscheinungen, wie sie FRIEDRICH in (7, 8) ausführlich beschrieben hat, auch in (10) darauf näher eingeht: Das Absacken und Nachsitzen an dieser Störungslinie führte zu verbreiteten Bodenunruhen, damit zur Bildung syndiaogenetischer Brekzien, wie sie mehrfach im Lagerstättenbereich nachgewiesen werden konnten. Nahe der Störung kam es infolge untermeerischer Rutschungen zu syndiaogenetischen Formungen des Sedimentes.

Die 1. Vorläufer der Vererzung dürften bereits während der Sedimentation der Kalke und Dolomite bzw. der Sediment-Bildungen des Gips-Schichtgliedes entlang der Störung hochgeströmt sein. Dabei waren es zuerst vielleicht Fe-hältige Lösungen, die ins Meer gelangten und die verbreiteten Braunspat-Bildungen bewirkten. In ihrem Gefolge oder auch wenig später drangen SiO_2 -führende Lösungen hoch und silifizierten die nahe der Störung gelegenen Sedimente besonders intensiv. Dabei wurden etwas ZnS und vor allem PbS zu-

geführt. Mit größerer Entfernung von der Störung waren die Erzlösungen bereits verdünnter, sodaß PbS in diesen Abschnitten nur mehr in dünnen Lagen, in Knollen und Knollenzügen auftritt. In dem Maße, wie die erzführenden Lösungen an Pb, Si verarmten, vermehrte sich der Zustrom an kühler temperierten, Ba-hältigen Lösungen, die ihren Inhalt bevorzugt in den gangferneren, schichtgebundenen Lagerstättenteilen absetzten. Nachdem die Erzzufuhr über verhältnismäßig lange Zeiträume, zumindest während der gesamten Diagenese (Syn- und Anadiagenese) des Kalk-Dolomit- bzw. Gips-Schichtgliedes anhielt, kam es zu immer wieder erneutem Aufreißen der schon teilverfestigten, z. T. vererzten Schichtpakete, sodaß junge Erzabfolgen neben älteren zu liegen kommen. Es ist einleuchtend, daß dieses „telescoping“ besonders dort verstärkt auftritt, wo die Entfernung zur Störung gering, also im Bereich unterhalb der „Pruggerscharte“, ist.

Auch postdiagenetisch ist es zu Erzzufuhren gekommen. Und es wäre denkbar, daß das letzte Aufreißen der Gangspalte während des Hochdringens des Werner Bjerge Plutons erfolgte, obwohl dies aus guten Gründen als sehr unwahrscheinlich bezeichnet werden kann: Denn Gangfüllungen nahe des Breithorns, die aufgrund der Intrusionsnähe mit dem Werner Bjerge Pluton in Verbindung gebracht werden können, sind vollkommen erzleer und führen außerdem Fluorit, ein Mineral, das im gesamten Lagerstättenbereich nie nachgewiesen werden konnte.

Die im gesamten Kalk-Dolomit-Profil (ca. 100 m) südlich der „Profilrinne“ beobachtbare, wenn auch z. T. sehr geringe Vererzung, weist auf einen lang anhaltenden Zustrom metallführender Lösungen hin. Dabei ist es selbstverständlich, daß die Zusammensetzung der Lösungen sowie die von ihnen mitgeführten Metallmengen von Zeitabschnitt zu Zeitabschnitt variierten. Daß die Stoffzufuhr z. T. pulsierend erfolgte, beweisen die schichtigen, rhythmisch aufgebauten Erzkörper (Baryt-„Stromatolithe“) im gesamten Lagerstättenbereich. Diese langanhaltende, pulsierende Stoffzufuhr bewirkte es auch, daß keine richtige Fauna aufkommen konnte; lediglich Algen konnten wachsen. Daher fehlen auch die sonst bei Lagerstätten ähnlicher Genese (10) so auffallenden Bitumenlagen. In den stratigraphisch höheren und kammnahen Partien dagegen, wo nur recht geringe Vererzungen (z. T. postdiagenetischer Natur) angetroffen werden, ist die Fauna wieder reicher entwickelt und man findet Brachiopoden, Bryozoen, Anthozoen usf.

Die ältesten syndiagenetischen PbS-Bildungen liegen uns in den durch untermeerische Rutschungen verformten Baryt-Braunspat-Rhythmiten (Abb. 3, 10), die jüngsten in den kammnahen Resedimentationen vor. Für Baryt gilt dasselbe, wenn auch sein Bildungsintervall noch größer gewesen sein dürfte.

- (1) BEARTH, P.: On the alkali massif of the Werner Bjerger in East Greenland — *Medd. o. Gr.* 153, Nr. 4, 1959.
- (2) BIRKENMAJER, K., BROMLEY, R. G., AELLEN, M. und PERCH-NIELSEN, K.: Field observations in palaeozoic and mesozoic sediments of Scoresby Land and Northern Jameson Land — *Grønlands Rapp. of geol. Unders.* 48, S. 39—59, 1972.
- (3) BORCHERT, H.: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. — *Geol. Rdsch.* 50, 1960, S. 484—514.
- (4) BUSCHENDORF, F. und PUCHELT, H.: Untersuchungen am Schwerspat des Meggener Lagers. — *Geol. Jb.* 82, S. 499—582.
- (5) Colloque sur de gisements stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc (2 mai — 14 mai 1962). Notes et memoires du Service Geologique Nr. 181 — Edit. du Service Geologique du Maroc, Rabat (1968).
- (6) DEFRETIN-LEFRANC, S., GRASMÜCK, K. und TRÜMPY, R.: Notes on triassic stratigraphy and palaeontology of North-Eastern-Jameson-Land (East Greenland). — *Medd. o. Gr.* 168, Nr. 2, 1969.
- (7) FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — *Archiv Lgstfschg. Ostalpen* 8, 1968, S. 1—136.
- (8) FRIEDRICH, O. M.: Zur Genesis der Blei- und Zinklagerstätten in den Ostalpen. — *N. Jb. f. Min., Mon. H.*, 1964, S. 33—49.
- (9) FRIEDRICH, O. M.: Unken bei Lofen, eine sedimentäre Pb-Zn-Lagerstätte in den nördlichen Kalkalpen. — *Archiv Lgstfschg. Ostalpen* 5, 1967, S. 56—79.
- (10) FRIEDRICH, O. M.: Radnig, eine sedimentäre Pb-Zn-Lagerstätte in den südlichen Kalkalpen. — *Archiv Lgstfschg. Ostalpen* 2, 1964, S. 121—146.
- (11) FÜCHTBAUER, H. und MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. — *Sediment-Petrologie, Teil II*, Stuttgart 1970.
- (12) HALLER, J.: *Geology of the East Greenland Caledonides-Interscience Publ.* (John Wiley and Sons Ltd.), 1971.
- (13) KEMPTER, E.: Die jungpaläozoischen Sedimente von Süd Scoreby Land. — *Medd. o. Gr.* 164, 1, 123 pp.
- (14) MAYNC, W.: Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands. — *Medd. o. Gr.* 115, 2, 128 pp.
- (15) MÜLLER-JUNGBLUTH, W. und TOSCHEK, P. H.: Karbonat — sedimentologische Arbeitsgrundlagen. — *Veröffentl. d. Univ. Innsbruck* 8, 1969.
- (16) PAAR, W.: Montangeologischer Bericht über die Prospektionsgebiete: Werner Bjerger Süd und Ost sowie Wegener Halvø. — *Ber. 7/1972, Nordisk Mineselskab A/S*, Kopenhagen.
- (17) PETTIJOHN, F. J. und POTTER, P. E.: *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures*. — Springer Verlag 1964.
- (18) POLLAK, A.: Zur Metallogenese in Skandinavien. — *Geol. Rdsch.* 42, 1, 1953, S. 54—59.
- (19) PUCHELT, H.: Zur Geochemie des Bariums im exogenen Zyklus. — *Sitz. Ber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss.* 1967, Abhandlg. 4.
- (20) SAMSON, Ph.: Touissit — Un gisement plombo-zincifère en milieu récifal. — *Comp. Royal Asturienne des Mines, Mine de Touissit*, 1968.
- (21) SCHNEIDERHÖHN, H.: Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. — *Geol. Rdsch.* 42, 1, 1953, S. 34—44.
- (22) SCHULZ, O.: Sedimentäre Baryt-Gefüge im Wettersteinkalk der Gailtaler Alpen. — *Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitt.* 12, 1, S. 1—16.
- (23) SCHULZ, O.: Die synsedimentäre Mineralparagenese im oberen Wettersteinkalk der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth (Kärnten). — *Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitt.* 12, 2—3, S. 231—286.

(24) TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil I (Bestimmungstabellen) und Teil II (Textband). — Stuttgart 1971 bzw. 1967.

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. Dr. Werner PAAR
Institut für Mineralogie und Petrographie der Univ.
Akademiestraße 26
A-5020 Salzburg

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	239—264	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Die Struktur der Mischboride $(\text{Cr, Fe})_2\text{B}$ und $(\text{Cr, Fe})_5\text{B}_3$ in Edelmstählen und die Revision des zugrundeliegenden Teiles des Systems Cr-B*)

Von Johann ROBITSCH (Kapfenberg/Leoben)

Mitteilung aus den Versuchsanstalten der Gebrüder Böhler & Co., AG, Edelmstahlwerke, Kapfenberg, Österreich

Zusammenfassung

Es wird die Struktur der Mischboride $(\text{Cr, M})_2\text{B}$ und $(\text{Cr, M})_5\text{B}_3$ besprochen und näher bestimmt. Die Daten (Netzebenenabstände und Intensitäten) für die röntgenographische Bestimmung dieser technisch wichtigen Phasen werden gebracht. Einige widersprechende Angaben im System Cr-B werden richtiggestellt.

Allgemeines zu den Boriden

Wie der Kohlenstoff und der Stickstoff tritt auch das Bor in Lücken der Metallgitter ein, wird aber nicht in demselben Umfang für Härtungszwecke verwendet, weil die Tendenz zur Bildung von selbständigen Verbindungen noch ausgeprägter ist als beim Stickstoff.

Die Boride können, vor allem in Form des im folgenden besprochenen Mischborides $(\text{Cr, Fe})_2\text{B}$, als Ausscheidungen die Härte austenitischer Cr-Ni-Stähle vom Typ 18/8 erhöhen und damit die Streckgrenze und Festigkeit steigern. In

*) Teilabdruck aus der am 16. 2. 1972 vom Professorenkollegium der Montanistischen Hochschule approbierten Habilitationsschrift des Verfassers.

normalen Baustählen verbessern Spuren von gelöstem Bor die Durchhärthbarkeit und damit die Kernfestigkeit.

Ein Sondergebiet ist die Anwendung in Kernenergieanlagen für Abschirmungen und Reglereinrichtungen. Bor weist nämlich einen großen Wirkungsquerschnitt für Neutronenabsorption auf und wird daher solchen Stählen entsprechend zulegiert. Die durch Cr-Abbindung verminderte Korrosionsfestigkeit muß in Kauf genommen oder durch Legierungsmaßnahmen wieder verbessert werden.

Das System der Boride in Stählen ist keineswegs so geklärt, wie es der Wichtigkeit dieser Gruppe entspricht und die folgenden Arbeiten versuchen einen Beitrag hiezu zu leisten.

Die Stellung der Mischboride M_2B und M_5B_3 ($M = Cr, Fe$ u. a.) in Edelmetallen und die Revision der Chromboride

Zu Beginn der Arbeiten des Verfassers 1963 war es an Hand der Unterlagen (1) und (2) nicht möglich, einzelne der wichtigsten Mischboride aus Edelmetallen eindeutig zu bestimmen und ihren Strukturtypen zuzuordnen. Auch heute noch bestehen Widersprüche in den Neuauflagen der Werke (1) und (2) und es wird versucht, mit Hilfe der beiden folgenden Arbeiten an den angeführten zwei Mischboriden diese Widersprüche zu klären.

Da sich herausstellte, daß sich beide Mischboride an die Phasen des Rand-systemes Cr-B anschließen, dieses System selbst aber nicht geklärt ist, so stellen diese Arbeiten zugleich Beiträge zum System Cr-B dar, dessen Teilrevision hiermit weitergeführt werden kann.

Das Mischborid M_2B und seine Struktur

Das beherrschende Mischborid aus Edelmetallen mit hohen Borzusätzen ist M_2B , vorwiegend in Form eines $(Cr, Fe)_2B$ mit bis zu 50-Mol % Fe_2B . BUNGARDT bezeichnet dieses Borid noch 1963 in (3) als „unbekannt“. Zwar führt PEARSON in (1) ein „wahrscheinlich“ rhombisches Cr_2B mit den richtigen Zellenabmessungen nach (4) an, jedoch wurden keinerlei weitere Daten, die eine Bestimmung und sichere Zuordnung ermöglicht hätten, mitgeteilt.

Der Verfasser ist schließlich auf die russische Arbeit von EPELBAUM u. a. (5) aus 1958 gestoßen, der im System Cr-B ein Cr_2B anführt und mit Netzebenenabständen und Intensitäten belegt, das offensichtlich mit dem hier untersuchten M_2B gleichzusetzen war. Diese Arbeit (5) erwies sich auch weiterhin als äußerst ergiebig und ließ nur die Frage des Cr_3B_3 offen, das bei den Verfassern von

(5) ganz andere Röntgendaten lieferte als bei den Erstbearbeitern BERTAUT und BLUM in (6) aus 1953.

Es gelang dem Verfasser daraufhin, mit Hilfe von (5) alle zugänglichen Angaben der verschiedensten Stellen aufzulösen und befriedigend zu deuten. Diese Ergebnisse sind im firmeninternen Befund (7) zusammengefaßt worden und dienen seither im Verein mit den eigenen Diffraktometerdaten als willkommenes Hilfsmittel bei der Bestimmung der Boride innerhalb der Firma. Wir bringen anschließend die beiden maßgeblichen Vergleichstabellen aus diesem Befund mit den vorgeschlagenen Lösungen und den neuen Daten. Sie zeigen am besten die seinerzeit vorhanden gewesen Widersprüche (Tabelle 1, Tabelle 2).

Auch in der zusammenfassenden Tafel im Schlußabschnitt über die Revision der Chromboride werden die Daten nach PEARSON (1), 1958/I, der Fortschritt durch den Befund (7) und der Stand nach PEARSON (1), 1967/II, sowie durch die hier vorliegende Arbeit am Cr_5B_3 angeführt.

Die Gitterkonstanten des untersuchten M_2B mit rund 30 Metall % Fe sind um etwa 1 % kleiner als die Gitterkonstanten des reinen Chromborides und wurden leider mit einem Druckfehler in die Arbeit (8) übernommen, worauf hier ausdrücklich hingewiesen sei. Anschließend erschien 1964 in (9) eine verfeinerte Strukturbestimmung an einem $\text{Cr}_{0,9}\text{Fe}_{1,1}\text{B}$, die aber keine Aufnahme in die ASTM-Kartei finden konnte, weil darin, wie auch in (6) für das Cr_5B_3 , keinerlei Diffraktometerdaten mitgeteilt wurden.

Diese Beschränkung auf die bloßen kristallographischen Strukturdaten, wie Zellenabmessungen, Atompositionen, Raumgruppen usw., wie sie die Strukturberichte ausschließlich anführen, genügt heute für die technische Praxis nicht mehr. Es sind Mitteilungen auch unvollständiger Diffraktometerdaten (wie etwa d-Werte und Intensitäten allein) für die praktische Bestimmung vor allem im technischen Betrieb wichtiger und brauchbarer als die Anführung der kristallographischen Daten allein, wie dies die „Strukturberichte“ und auch Originalarbeiten (9) und (6) tun.

Das Mischborid $\text{M}_2\text{B}(\text{Cr}, \text{Fe}_2)\text{B}$ gehört demnach bis zu etwa 55 Metall % Fe zum Typ Mn_4B , D_{1f} , wobei aber neben den beiden Metall-Lagen 16e und 16f noch die Borlage 16e' voll besetzt ist und nicht nur zur Hälfte in statistischer Verteilung, wie im Mn_4B . Die Formel lautet dann M_2B statt M_4B und das noch in Pearson II/1967, (1), angeführte M_4B wäre aufzugeben. Das Mn_4B müßte nachgeprüft werden, ob es tatsächlich einen eigenen Typ darstellt, oder nicht auch dem Typ M_2B entspricht. Die Raumgruppe ist bei beiden Fddd , D_{2h}^{24} .

Tabelle 1

Vergleich der gefundenen Netzebenenabstände und Indizierung

Kapfenberg*) 2. 4. 1962 Debye-Sch.		Düsseldorf*) 1963 I Diffraktom.		Düsseldorf*) 1963 II Diffraktom.		Kapfenberg*) Juli 1964 Diffraktom.	
d	I	d	I	d	I	d	I
		3,645	82	3,653	st		
		2,918	9	2,925 2,832	sw sw	2,889	sw-mi
(2,500	ssw)						
2,266	st-mi	2,281	68	2,282	st	2,264	mi-st
2,218	sw						
2,068	sw-mi	2,092	48	2,093	mi	2,082	mi-st
2,005	st	2,026	100	2,028	st	2,014	sst
1,921	sw	1,938	20	1,941	sw	1,929	mi
		1,855	4				
		1,822	52				
		1,815	63?			1,815	mi
1,792	st	1,808	70	1,813	st	1,802	mi-st
1,620	mi	1,635	32	1,634	mi	1,629	mi
1,463	sssw	1,480	9	1,481	sw	1,476	sw
1,280	mi	1,291	18	1,288	mi	1,287	mi
1,239	mi	1,246	11	1,259	sw	1,247	sw
1,232	sw						
1,210	mi-st	1,213	70	1,214	st	1,212	st
						1,202	sw-mi
1,193	mi-st	1,199	23	1,200	sw	1,199	sw-mi
		1,180	7			1,181	ssw
1,146	mi	1,150	11			1,151	sw
1,117	mi	1,122	11			1,121	sw
(1,072	ssw)						
1,048	mi-sw	1,055	11	1,056	sw-mi	(1,060	sw)
,982	st-mi					,990	mi
,959	sw						
,932	st-mi						
,908	mi-st						

*) Gebr. Böhler u. Co. AG., Edelstahlwerke, Werke Kapfenberg, Österreich

zum M₂B

nach D 2h/18; alles Pulveraufnahmen von Isolaten; Å

TH Graz Juli 1964 Guinier		Kapfenberg*) 10. 8. 1964 Diffraktom.			M ₂ B hkl D 2h/18
d	l	d	l ₄	l ₁₁	hkl
3,665	30				400
3,560	30				111
2,929	40	2,905	6	0	311
2,834	5				021?
2,563	70				420
2,287	80	2,275	47	66	511
2,223	40	(2,174	2)	—	421
2,095	100	2,091	49	59	131
2,043	20	2,026	64	75	620
2,030	100	2,022	100	100	112
1,942	60	1,936	19	15	331
1,870	5				(312)
1,839	10				402
1,831	20	1,821	11	85	621
1,815	50	1,807	45	77	711
1,641	30				422
1,637	60	1,631	36	23	241
1,571	30				132
1,483	10	1,478	6	11	731
1,339	20				313
1,293	20	1,290	15	11	10.21
1,283					931
1,254	20	1,251	—	5	513
1,248	30	1,247	11	9	551
1,214	50	1,214	23	113	060
1,207	30				642
1,202	30	1,200	17	17	152
1,182	20	1,183	2	0	333
		1,151	9	9	751/460
		1,122	15	17	11.31
		1,070	0	2	13.1.1
1,058	60	1,055	11	5	062
		,990	17	19	371
		,958	9	6	553
		,935	19	17	14.02
		,932	0	2	172
		,915	2	0	734
		,912	11	18	753
		,902	4	4	280?

und Düsseldorf, BRD.

Tabelle 2

Vergleich der Netzebenenabstände verschiedener Quellen; alles Pulveraufalles

Epelbaum 58 Cr ₂ B, rhomb. D 2h/18 a = 14,7; b = 7,34; c = 4,29 Debye-Sch.		Krafft 60 Cr ₂ B (7) (nach Steinitz) Debye-Sch.		Krafft 60 MeB (7) kleinste Werte (R308/R309) Debye-Sch. (Hull-Kam.)	
d	I	d	I	d	I
3,665	sssw	3,65	sw	3,606	ssw
3,571	sssw	3,57	sw	3,528	sssw
		3,03	sssw		
2,940	ssw	2,93	mi	2,906	ssw
		2,71	sssw		
		2,503	ssw		
		2,381	sssw		
		2,356	mi		
2,296	mi	2,286	sst	2,269	st
2,109	st	2,107	ssst	2,085	sst
2,039	st	2,038	ssst	2,021	sst
		1,965	sw		
1,956	sw	1,9	50 mi	1,935	sw
1,838	sssw	1,841	mi	1,819	ssw
1,825	mi	1,821	st	1,804	st
		1,720	sw		
		1,678	ssw		
1,653	ssw				
1,645	mi	1,649	sst	1,631	st
1,493	ssw	1,489	sw	1,476	sw
		1,390	ssw		
		1,344	ssw		
		1,336	ssw		
1,303	ssw	1,300	st	1,292	mi
1,264	sw	1,263	st	1,250	sw
1,258	sw	1,256	st	1,247	st
1,244	sssw	1,240	sw		
		1,230	sw		
1,221	mi	1,224	ssst	1,214	sst
1,221		1,219	st		
1,212	mi	1,214	sst	1,205	ssw
1,209	ssw	1,209	st	1,201	miDo
1,206	ssw				
1,191	sw	1,192	miDo	1,182	miDo
1,172	ssw				
1,164	mi	1,165	sstDo		
1,160	mi	1,160	sstDo	1,155	miDo
				Fast ident. mit Kapfenberg 1964	

zum M₂B

nahmen von Isolaten oder massiven Sonderschmelzen (bei Epelbaum);
in A

Bungardt 63 M ₂ B (3) Debye-Sch. (Straum.)		Kapfenberg 64 M ₂ B (7) rhomb. D 2h/18 14, 57/7, 28/4, 25 Diffraktom.		Epelbaum 58 Cr ₂ B ₃ (5) Debye-Sch.	
d	I	d	I	hkl	
3,656	sw			400	
3,584	sw			111	
2,936	mi	2,905	6	311	3,075 ssw
					2,521 sw
					2,399 ssw
					2,376 mi
2,290	sst	2,275	57	511	
		2,174	2	421	
2,108	sst	2,091	54	131	2,112 mi
		2,026	70	620	2,041 mi
2,039	sst	2,022	100	112	1,975 st
1,951	mi	1,936	17	331	
1,843	mi	1,821	11/85	621	1,853 mi
1,821	st	1,807	45/77	711	
					1,726 mi
					1,679 ssw
1,651	sst	1,631	30	241	
1,490	sw	1,478	9	731	
		(1,339)	T. H.	313	(1,393) Bert
1,300	st	1,290	13	10.21	1,312 mi
		1,251	2	513	1,287 ssw
1,256	st	1,247	10	551	
					1,239 mi
					1,232 mi
		1,214	23/113	060	1,224 sw
1,218	st			060	
				642	
1,210	stDo	1,200	17	152	1,203 mi
				260	
		1,183	2	333	
				623	
				713	
		1,151	9	751	
		usf. wie Tab. 1 (10 weit. Lin.)			Do=Doppel- linie

Das Mischborid M_5B_3 und seine Struktur

Wie aus dem vorangegangenen Abschnitt zu entnehmen ist, bleibt als einzige wichtigere Frage noch die Struktur des Borides Cr_5B_3 offen. Da das Mischborid M_5B_3 des Verfassers ebenfalls eindeutig die Linien des Cr_5B_3 nach EPELBAUM (5) zeigte, konnte damit die Arbeit an dieser letzten Frage begonnen werden.

Die Schwierigkeit dabei ist folgende: nach der Arbeit von BERTAUT und BLUM (6) 1953 (weiterhin als BuB[6] bezeichnet), ist ein Typ eines Cr_5B_3 eindeutig festgelegt und in den Atompositionen bestimmt worden. Dieser Typ $D8_L$, tetr. $I4/mcm$, D_{4h}^{18} , $a = 5,46$ $c = 10,64$ Å, $c/a = 1,95$, $Z = 4$ Moleküle, Nr. 140, ist später für einige Verbindungen tatsächlich gefunden und in der ASTM-Kartei vermerkt worden. So werden z. B. $Fe_5(SiB_2)$, 19—627; $V_5(SiB_2)$, 12—110; oder $Mo_5(B,Si)_3$, 9—292 zwar ausdrücklich als Cr_5B_3 -Typen bezeichnet und mit allen Daten angeführt, jedoch sind weder bei BuB (6) noch anderswo Röntgendaten für das Cr_5B_3 selbst zu finden. Nur EPELBAUM bringt in (5) (weiterhin als Eb [5] bezeichnet) das bereits erwähnte nicht indizierte Diagramm einer tetragonalen Cr_5B_3 -Phase, die von den berechneten Soll-Werten nach BuB (6) stark abweicht, jedoch mit den Diagrammen des Verfassers übereinstimmt.

Der Verfasser konnte nunmehr nach sorgfältigen Messungen und Vergleichen sowohl seine Diagramme, als auch die Diagramme nach Eb (5) nach einer Zelle mit etwa $2a$, c nach dem Cr_5B_3 von BuB (6) befriedigend indizieren, was in der Tabelle 3 unter hkl $2a$, c angeführt ist.

Da nunmehr auch der Verfasser den Eindruck einer einzigen homogenen Phase hatte, wurde unter Außerachtlassung einiger schwacher und verwischener Linien zu Beginn des Diagrammes, die ungefähr einer Überstruktur mit $4a$, $2c$ entsprechen, versucht, die Struktur dieser Phase mit der Zelle $2a$, c neu zu bestimmen.

Die d -Werte und Intensitäten der Tabelle 3 stellen unkorrigierte Mittelwerte aus 6 Aufnahmen dar und stammen aus verschiedenen Proben und verschiedenen Isolaten. Die Diagramme sind sehr linienreich und zeigen außerdem noch zahlreiche schwache Reflexe, die im Untergrund verschwinden, so daß nur Reflexe verwendet werden, die sich mindestens in 4 Diagrammen wiederholten.

Tabelle 3

Diffraktometerdaten zum M_5B_3

d gem.	I	h k l 2a, c	d Ep (23)	I	h k l a, c	d CrB ASTM	I	h k l
4,916	7	0 0 2			0 0 2			
3,0166	10	2 2 2	3,075	ssw	1 1 2	2,78	40	1 1 0
2,7372	12	2 1 3						
2,5163	12	0 0 4	2,521	sw	0 0 4			
2,3648	16	4 0 2	2,399	ssw	2 0 2			
2,3287	46	4 2 1	2,376	mi	2 1 1	2,35	80	0 2 1
2,3143	25	4 1 2						
2,0996	18	2 2 4	2,112	mi	1 1 4	2,02	100	1 1 1
2,0027	12	1 0 5	2,041	mi				
1,9932	39	5 2 0				1,965	90	040/130
1,9520	100	4 2 3	1,975	st	2 1 3			
1,8975	9	4 4 0	1,928	ssw	2 2 0			
1,8397	17	4 0 4	1,852	mi	2 0 4			
1,7718	7	4 4 2			2 2 2			
1,7016	22	0 0 6/ /6 2 0	1,727	mi	0 0 6/ /3 1 0			
1,6787	12	6 0 2	1,679	ssw		1,63	40	041/131
1,6225	12	2 0 6						
1,5174	6	4 4 4			2 2 4	1,484	15	2 0 0
1,4345	6	4 0 6			2 0 6	1,465	25	0 0 2
1,3481	4	8 0 0			4 0 0			
1,3236	4	7 4 1				1,311	10	0 6 0
1,3004	10	8 2 0						
1,2928	4	8 0 2			4 0 2	1,297	15	1 1 2
1,2723	5	0 0 8			4 0 0			
1,2654	9	6 6 0			3 3 0	1,255	90	151/221
1,2465	18	8 3 1						
1,2406	10	2 0 8						
1,2216	10	6 6 2			3 3 2			

Tabelle 3 Fortsetzung M_5B_3

d gem.	I	h k l 2a, c	d Ep (23)	I	h k l a, c	d CrB ASTM	I	h k l
1,2113	6	2 2 8			1 1 8			
1,2014	11	8 4 0			4 2 0			
1,1918	7	8 0 4			4 0 4	1,196	20	0 6 1
1,1705	12	8 4 2			4 2 2	1,184	25	2 4 0
1,1560	5	4 0 8			2 0 8	1,175	100	042/132
1,1380	11	6 6 4			3 3 4			
1,1224	4	6 4 6						
1,0956	5	8 4 4			4 2 4			
1,0692	7							
1,0548	4	10. 2. 0			5 1 0			
1,0455	7							
1,0401	7	6 0 8						
1,0283	6	6 2 8			3 1 8			
1,0188	9	0. 0. 10			0. 0. 10			
1,0139	6	6 6 6			3 3 6			
0,9999	5	2. 0. 10/ /10. 4. 0						
0,9811	8	10. 4. 2						
0,9743	13	10. 2. 4			5 1 4			
0,9655	7	6 4 8						
0,9566								
0,9502	9	8 8 0			4 4 0			
0,9306	16	10. 4. 4						
0,9282	10							
0,9247	8	8 0 8			4 0 8			
0,9210	10	10. 6. 0			5 3 0			
0,9047	11							
0,9003	9	6 6 8						

Siemens Kristalloflex IV; Co-K-Alpha, Fe-Filter; \pm einige mA bis mA/10 je nach dem Beugungswinkel θ . Einige verwaschene Überstrukturlinien wurden weggelassen.

h k l, 2a, c: vermeintliche, einwandfrei indizierbare Struktur mit Zelle 2a, c (= $M_5B_3 + CrB$).

h k l, a, c: Struktur des M_5B_3 -(Cr_5B_3) mit a = 5,37; c = 10,188 Å; c/a = 1,895; 4 Mol/Zelle; tetr. I4/mcm, D_{4h}^{18} , Nr. 140.

Positionen:

4 Cr_I in c mit (0, 0, 0; $1/2, 1/2, 1/2$) + (0, 0, 0; 0, 0, $1/2$)

16 Cr_{II} in L mit x = 0,164; z = 0,146

4 B_I in a mit (0, 0, 0; $1/2, 1/2, 1/2$) + (0, 0, $1/4$; 0, 0, $3/4$)

8 B_{II} in h mit (0, 0, 0; $1/2, 1/2, 1/2$) \pm (x, $1/2 + x$, 0; $1/2 + x$, \bar{x} , 0); x = 0,382

Tabelle 3 Fortsetzung
 Analysenblatt zum M_5B_3

Sonderschmelze 91226

25,0 Cr; 67,7 Ni; 5,0 Fe; 2,07 B; Summe: 99,77

Isolat (Lösungsrückstand); nur Metallproportionen; Schmelze 91226, geglüht; Naßanalyse

79,5 Cr; 6,1 Ni; 1,2 Fe; Summe: 86,8

Mikrosondenanalyse; Sonderschmelze 91226, geglüht; nur Metallproportionen:

	Cr	Ni	Fe	Summe
Matrix	17,7	78,9	5,6	102,2
Borid 1	77,7	8,4	1,5	87,6
Borid 2	76,8	3,6	0,6	81,0
Borid 1 + 2	77,3	6,0	1,0	84,3

(berechnet)

Die naßanalytisch festgestellten Metallproportionen des Isolates entsprechen weitgehend den Metallproportionen der Summe der beiden Boride, wie sie von der Mikrosonde festgestellt wurden.

Röntgenanalyse: Matrix + Cr_5B_3 + CrB =

	Cr	Ni	Fe	B	Summe
Cr_5B_3 (M_5B_3)	79,0	8,5	1,5	11,0	100,0
CrB (MB)	78,6	3,7	0,6	17,1	100,0

berechnet als M_5B_3 und MB nach dem Mikrosondenbefund für „Borid 1“ und „Borid 2“.

Auch hier stimmen wiederum die Metallproportionen im gegebenen Rahmen sehr gut mit den Feststellungen der Mikrosonde und der Isolat-analyse überein. Die Übereinstimmung ist umso wertvoller, als die Analysen und Messungen unabhängig voneinander und noch vor der Klärung des Cr-B Phasensystems, bzw. vor der Röntgenanalyse durchgeführt wurden. — Für die Beistellung der Mikrosondenbefunde und der Analysen ist Herrn Dr. BLÖCH und Herrn Ing. REISENHOFER von der Fa. Böhler noch besonders zu danken.

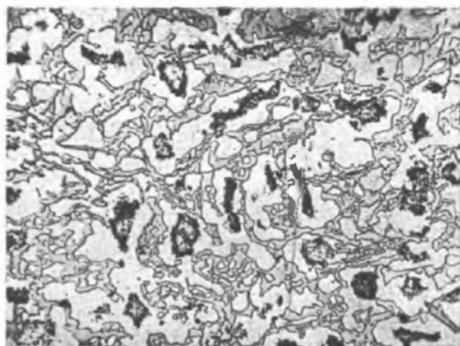


Abb. 1. Schmelze 91 226, 250fach, stark geätzt; neben der Matrix (weiß) sind deutlich die beiden Boride (grau und dunkel) in beträchtlichen und ungefähr gleich großen Mengen zu sehen



Abb. 2. Wie 1, jedoch geringere Vergrößerung. Die weißen Dendriten der Matrix treten deutlicher neben den beiden dunklen Boriden hervor

Die Strukturbestimmung am Mischborid M_5B_3

Aus den vorhin angeführten Gründen mußte versucht werden, die unbekannte Struktur mit der Zelle 2a, c mit größerem Einsatz und anderen Verfahren als bei BuB (6) zu bestimmen, um eine sichere Aussage gerade wegen der teilweisen Koinzidenz mit dem Typ Cr_5B_3 nach BuB (6) machen zu können. Die erste und wahrscheinlichste Annahme, daß es sich um eine Überstruktur mit regelmäßigen oder unregelmäßigen Fehlstellen in der zugrunde liegenden Zelle der Struktur a, c nach BuB (6) handelt, erwies sich bald nach den ersten Intensitätsrechnungen als nicht haltbar. Es ergaben sich viel zu kleine und anders verteilte Intensitäten für die Überlinien (gegenüber BuB) und nicht so hervorragende Intensitäten wie etwa (412)/25 oder (520)/39 nach Tabelle 3.

Es wurde daher unter der Annahme, daß gewisse Elemente der Struktur nach BuB (6) bestehen bleiben, wie etwa das Grundnetz oder gewisse Variationen desselben, versucht, die Zelle innen anders aufzubauen, bzw. versucht, aus den vermessenen Überlinien und neuen Intensitäten die neuen Atompositionen zu erschließen oder zu berechnen.

Bestimmung des Parameters z

Die Analyse der Auslöschungen in Tabelle 3 zeigt für die Struktur mit allen Überlinien (2a, c) folgende Bedingungen: OkL — (L für l, um die Verwechslung mit 1 zu vermeiden) — tritt nur auf, wenn $k + L = 2n$ und hhL tritt nur auf mit $L = 2n$. Das ergibt als höchstsymmetrische Raumgruppe $P4/mnc$, D_{4h}^6 , Nr. 128. Das ist eine ähnliche Raumgruppe wie beim Cr_5B_3 , nur daß in der allgemeinsten Lage nur 16 Atome, statt 32 wie bei $I4/mcm$ bestimmt sind, weil die Innenzentrierung wegfällt. Die Atome haben also etwas mehr Freiheit in der Platzwahl. Mehr Atome können natürlich auch nicht in die gleiche Zelle a, c hineingehen, aber es könnten durch geringe Lageänderungen und Ausfall einiger Atome ganz andere Lagen möglich sein.

Nun zeigt die Betrachtung des Strukturformfaktors der festgestellten Raumgruppe $P4/mnc$, daß sich unter Auswertung der Eigenschaften desselben ganz bestimmte Hinweise auf einzelne Parameter der Atomlagen ergeben, wenn man die gemessenen Intensitäten in Betracht zieht.

Der Strukturformfaktor für $P4/mnc$ lautet nach (10) I 447

$$A = 8 \cos 2\pi Lz \cdot G \quad [1]$$

worin G eine Funktion von h, k, x und y bedeutet, die für $h = 0$ und $k = 0$ zu 2 wird. [1] vereinfacht sich daher weiter zu

$$A = 16 \cos 2\pi Lz \quad [2]$$

wenn man eine Reihe $00L$ auswählt. Da man nur Intensitätsverhalten betrachtet, darf man auch die Konstanten weglassen, so daß schließlich die sehr einfache Funktion

$$A' = \cos 2\pi Lz \quad [3]$$

überbleibt.

Dieser Strukturformfaktor ist nun mit den Intensitäten durch die verschiedenen Korrekturfaktoren nach Lit. (10) verknüpft nach

$$I = LPGH (\sum A' \cdot f \cdot T)^2 = LPGH \cdot F^2 \quad [4]$$

worin LP den Lorentz-Polarisationsfaktor, G den geometrischen Faktor und H die Häufigkeit bedeuten. f ist der Atomstreufaktor, der ungefähr der Ordnungszahl entspricht und T der Temperaturfaktor.

Alle diese Faktoren außer H, sind von ϑ , dem Beugungswinkel und damit indirekt von hkl abhängig. Betrachten wir aber nur einen kleinen Bereich, in dem die stärksten Intensitäten liegen, so kann man für Orientierungszwecke alle diese Faktoren außer der Häufigkeit als Konstanten ansehen und ebenfalls weglassen, so daß [4] zu

$$I = H F^2 \text{ und } F = \sqrt{I/H} = A'' \quad [5]$$

wird. Damit sind nun sehr einfach die gesuchten Intensitätsvergleiche aus Tabelle 3 abzuleiten.

A'' wurde für die $\Sigma A'$ gesetzt, weil sich die Summe aller A auf die Summierung über alle Atomgruppen bezieht. Hier soll aber vorerst ja nur eine einzelne Gruppe in allgemeiner Lage mit 16 Atomen nach der Raumgruppe P4/mnc nach [2] betrachtet werden, bzw. ihr Platz, ihre Höhe z in der Zelle gesucht werden. Die Zelle a, c hat ja nach dem bekannten Volumen 4 Formeleinheiten Cr_2B_3 , das sind 20 Atome Cr und 12 Atome B. Die Zelle 2a, c hätte das 4fache. Die bisherige Bestimmung gilt unabhängig von a, da sie sich nur auf c und z bezieht und c bzw. z für beide Strukturen gleich ist. Die Benennung der Netzebenen ist dann für die Reihe 00L auch gleich, nämlich 002, 004 und 006 und für die Benennung von Netzebenen allgemeiner Lage werden meist beide Indizierungen (2a, c und a, c) angeführt, z. B. 423/213, 421/211 usw. Der Einfluß der 4 restlichen Cr-Atome wird einstweilen vernachlässigt und ebenso die sehr geringen Beiträge der 12 Boratome.

Berechnen wir nunmehr die Intensitäten oder besser die Strukturamplitude A, so ergibt sich nach Gleichung [3], [5] und Tabelle 3 für die stärksten Intensitäten folgende Reihe

002	004	006	213	211					a, c
002	004	006	423	421	213	412	602	520	2a, c
7	12	22	100	46	12	25	12	39	I gem.
2	2	2	16	16	16	16	8	8	H
1,87	2,45	3,32	2,57	1,70	0,86	1,25	1,23	2,18	$\sqrt{I/H}$
0	31	45	36	29	(36	0	0	Max.)	A, z =, 145
56	74	100	77	51	26	38	37	66	$\sqrt{I/H} \%$
0	69	100	80	64	(80	0	0	Max.)	A %, z =, 145

Die Reihe 00L wurde in der voranstehenden Tafel gleich erweitert, da sich A auch für Netzebenen allgemeiner Art hkL angeben läßt, wenn man G nach [1] kennt. Diese Größe G kann aber mit dem Maximum 2 (nach Gleichung [2]) angesetzt werden, wenn man maximale Intensitäten betrachtet, die sicherlich in den günstigsten Atompositionen erzielt werden.

(520) gehört eigentlich nicht mehr in diese Reihe, weil es nicht mehr von L und z abhängt, da ja bei (520) das Glied Lz in [1] stets das Maximum 1 ergibt und die Intensität somit nur mehr vom Glied G abhängt, das ausschließlich

von x , j , h und k bestimmt wird. (520) wurde nur als starke Intensität allgemeiner Lage und stärkste Intensität, die für die Zelle 2a, c kennzeichnend ist, dazugestellt.

Nun müssen noch die Werte unter der Reihe $\sqrt{I/H}$ erklärt werden. $\sqrt{I/H}$ stellt den Meßwert umgerechnet auf A'' nach [5] dar. Die Reihe A, $z = 0,145$ stellt dagegen bereits den errechneten A-Wert dar, der aus Abb. 3 für $z = 0,145$ abgelesen wurde.

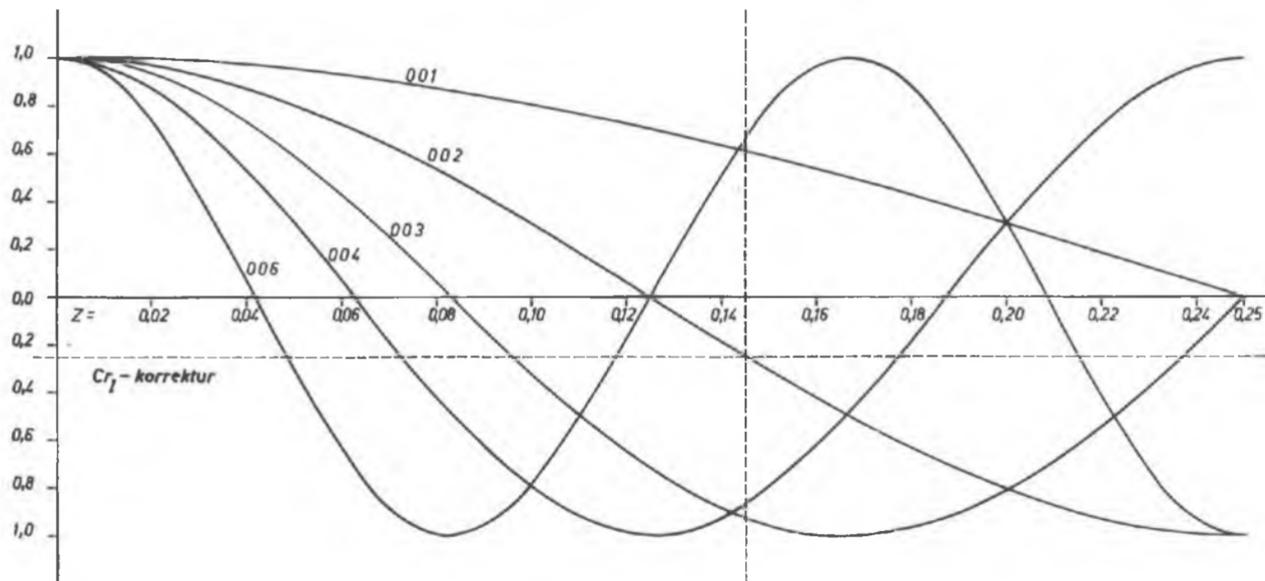
Die Abb. 3 enthält nichts anderes als die Intensitäten oder besser Strukturamplituden der angeführten Netzebenen, die eine allgemeine Lage von 16 Atomen in Raumgruppe $P4/mnc$ liefert, wenn sie von $z = 0$ in der Zelle zu $z = 0,25$ aufwärts wandert. Gezeichnet wurden hier nach [3] die Funktionen (= Intensitäten) für $00L = 002, 004, 006$, aber auch nach [1] für $hk1$ und $hk3$, wobei G mit dem Maximum wie in [3] angesetzt wurde. Es sind also einfach die Winkelfunktionen [3] für $L = 1, 2, 3, 4, 6$ zu zeichnen gewesen, oder in anderer Schreibweise für $\cos(L \cdot 360^\circ \cdot z)$.

Diese Winkelfunktionen stellen also theoretisch berechnete Werte für die Intensitäten dar, die die betreffenden Netzebenen in verschiedener Höhe liefern. Es genügt die Darstellung bis $z = 0,25$ da sich z nach der Symmetrie der Raumgruppe bei $c/2$ wiederholt und zugleich nach $-z$ spiegelt. Es ist daher in Abb. 3 jenes z zu suchen, bei dem möglichst alle, zumindest aber die stärksten gemessenen Intensitäten der Tabelle 3 mit den gezeichneten Werten der Abb. 3 übereinstimmen.

Dies trifft nun weitgehend für ein $z = 0,145$ zu, wie aus Abb. 3 zu entnehmen ist und wie in der vorangegangenen Aufstellung im einzelnen ziffernmäßig dargestellt ist. Darin stimmen die Werte der beiden letzten Zeilen für die Netzebenen $004, 006, 213/423$ und $211/421$ und $211/421$ bis auf einige Prozent überein. Die restlichen Unstimmigkeiten sind einerseits darauf zurückzuführen, daß ja sämtliche Korrekturfaktoren nach Gl. [4] vernachlässigt wurden oder daß etwa die Atome für die Netzebenen $213/423$ und $211/421$ keineswegs die angenommene optimale Lage für das Maximum des Faktors G nach [1] einnehmen müssen. Bei 002 handelt es sich um eine schwache gemessene Intensität bei der sich die betrachteten Intensitäten der Chromatome aufheben, jedoch kommen nunmehr offensichtlich die 12 Boratome in den optimalen Lagen a und h zur Geltung. Zusätzlich ist auch der vernachlässigte Lorentz-Polarisationsfaktor für diese Netzebene wesentlich günstiger und schließlich kann auch der Einfluß einer Fremdlinie eine Steigerung der vermessenen Intensität verursachen. Alle diese Linien gehören zur Struktur a, c .

Die restlichen Linien gehören sämtlich zur Struktur $2a, c$ und passen gar nicht mit dem Wert $0,145$ für z zusammen. Für sie würde zumindest teilweise ein z von $0,07, 0,09$ oder auch $0,22$ passen, bei dem aber wiederum die Hauptintensitäten nicht passen würden.

Tafel 3a ; Bestimmung der Parameter z aus dem Strukturfaktor $F = \cos Lz$
 und den gemessenen Intensitäten $F = \pm \sqrt{I_H}$



$z = 0,145$ für $002, 004, 006, 213, 211 = a, c$
 ($z = 0,07, 0,095, 0,22$ für $213, 412, 602 = 2a, c$)

Cr_1 korrektur = Korrektur von $+1/3$ durch die
 Beiträge der Lage $4Cr_1$ in c (Grundnetz)

Das läßt bereits die Vermutung zu, daß wohl die Struktur a, c stimmt, die Struktur $2a, c$ aber nicht und daß die besonderen Linien der Struktur $2a, c$, die Überlinien zur Struktur a, c nur zufällig zur Struktur a, c als solche Überstrukturlinien passen. Sie gehören demnach einer eigenen Phase an, die mit dem Cr_5B_3 nichts zu tun hat.

Bestimmung des Parameters x und y

Auch hier soll eine von der Bestimmung durch BuB (6) vollständig unabhängige Methode verwendet werden, die für beide in Frage kommenden Strukturen gilt und LIPSON in (11) folgt. Sie beruht auf den sogenannten "Strukturgraph's, die der Verfasser eher als Moduldiagramme bezeichnen möchte.

Dem Wesen nach ist es dasselbe Verfahren wie bei der Bestimmung des Parameters z , nur daß hier zwei Parameter bei ihrem Ablauf nach dem Strukturfaktor ein flächenhaftes Diagramm ergeben und die Diagramme für verschiedene Netzebenen auf durchsichtigen Pausen übereinandergelegt werden müssen, um gemeinsame Optima für die Atomlagen und Intensitäten zu finden.

Wiederum wird vom Strukturfaktor nach Gl. [1] ausgegangen, nur wird diesmal der Faktor G , der für beide in Frage kommenden Strukturen und Raumgruppen gleich ist, gezeichnet und z nach dem vorhin errechneten Wert als fest angenommen. z könnte auch beliebig sein, da dadurch der Faktor G nach $(\cos 2\pi Lz)$. G entsprechend dem \cos -Faktor nur größer oder kleiner würde, jedoch würde unabhängig davon sein prinzipieller Ablauf nach den Moduldiagrammen für x und y nicht geändert werden. Für die Netzebenen der Reihe hko liefert allerdings $\cos 2\pi Lz = \cos 0$ stets den Maximalwert 1. Für Netzebenen allgemeiner Lage hkl mit maximalen Intensitäten kann aber $\cos 2\pi Lz$ ebenfalls maximal und die Lage der Atome nahe den optimalen theoretisch berechneten Parametern für x, y und z angenommen werden, so wie vorhin bei der Bestimmung von z der Faktor G für maximale Intensitäten maximal angesetzt wurde.

Reduziert man also wie vorhin den Strukturfaktor wiederum auf die zugrunde liegende Winkelfunktion, die nur etwas umständlicher ist als für den Parameter z , so kann man für jedes x, y -Paar einen A -Wert in einen Querschnitt durch die Zelle normal zu Z eintragen nach

$$A = G = f(\cos, \sin, x, y, h, k) \quad [6]$$

eine Funktion, die den Internationalen Tabellen (10) I, 446 und 458 zu entnehmen ist und maximal 2 erreicht.

Solche Moduldiagramme sind nun für sämtliche in der vorhin gebrachten Aufstellung verzeichneten Netzebenen mit den stärksten Intensitäten in den Abbildungen 6—13 gezeichnet worden. Sie können einerseits dazu verwendet werden,

um die Übereinstimmung der Atomlagen (Mittelpunkte der Atome) mit den Maxima der Diagramme zu überprüfen, oder andererseits, um aus der Übereinstimmung mehrerer Maxima in den Diagrammen der stärksten Intensitäten überhaupt erst eine optimale Atomlage neu zu erkennen und aufzufinden.

Wie bei der Bestimmung von z ist jene Atomlage zu suchen, die für die stärksten Intensitäten die gleichzeitige Übereinstimmung der Maxima in den Diagrammen ergibt, oder die beste Übereinstimmung mit den gemessenen Intensitätsverhältnissen.

Auch hier ergibt sich eindeutig gute Übereinstimmung für die Netzebenen 213/423 und 211/421 mit der zu erwartenden geringen Abweichung von der optimalen Lage; deutliche, wenn auch geringere Plusbeiträge für die Netzebenen 202/402 und 204/404, sowie 310/620 und 312/622 bei einem Parameter von rund $1/6$, der vor allem im Diagramm für die Maximalintensität und Netzebene 213/423 abzulesen ist.

Damit läßt sich aber bereits die gesamte Struktur zeichnen. Die weiteren Netzebenen der Struktur 2a, c zeigen ja wiederum keine oder nur mangelhafte Übereinstimmung sowohl untereinander als auch mit der Struktur der Abb. 4 oder der Abb. 5. Die Struktur der Abb. 4 war die einzige auffindbare Möglichkeit unter Beibehaltung gewisser Elemente der Struktur nach BuB (6) auf eine Zelle mit 2a, c zu kommen, jedoch entsteht dabei bereits eine fremde Raumgruppe, die nicht mehr mit den gefundenen Auslöschungen der Zelle 2a, c nach unseren Messungen vereinbar ist.

Damit waren wiederum die Überlinien der Struktur 2a, c auszuschalten und eine Zelle a, c festgelegt. Die verbleibenden Netzebenen der Zelle a, c zeigen nunmehr aber die Auslöschungen der Raumgruppe $I4/mcm$ ($h + k + l = 2n$, Okl mit $k = 2n$ und $l = 2n$, hhl mit $l = 2n$ und $hk0$ mit $h + k = 2n$). Damit ist eine allgemeine Lage mit 32 Atomen bestimmt, die aber nicht zutreffen kann, da in der Zelle ja nur 20 Cr-Atome Platz haben. Das Diagramm der stärksten Linie (213) weist nun eindeutig auf die spezielle 16er Lage L hin welche durch einen einzigen Parameter x voll bestimmt ist.

Daraus wäre wie bei der Bestimmung des Parameters z eine Zeichnung einfacher linearer Funktionen zur Bestimmung des Parameters x zu entnehmen, da ja jedes x bereits ein y festlegt (z. B. nach x , $y = 1/2 + x$), jedoch herrschen für die anderen speziellen Atomlagen dieser Raumgruppe andere Zusammenhänge zwischen x und y und es mußte ja die Bestimmung der Atomlagen bis hierher unabhängig von der Festlegung auf eine bestimmte Raumgruppe geschehen.

Nach Festlegung auf die Raumgruppe $I4/mcm$ und die Zelle a, c kann allerdings der Parameter x nunmehr auch nach der Raumerfüllung in dieser Zelle überprüft und genauer festgelegt werden und die ganze Struktur bis auf verbleibende 4 Atome Cr gezeichnet werden. Verlegt man diese in das Grundnetz in

die Lage c und setzt B in die verbleibenden Lücken ein, so kann damit die ganze Struktur bereits gezeichnet und gerechnet werden. Dies ist in Abb. 5 für 4 Zellen a, c geschehen und zwar bis zur Höhe $z = 1/2$, da sich von da ab die Lage spiegelsymmetrisch nach der Hauptspiegelebene m wiederholen.

Die Zeichnung und noch besser die Rechnung zeigt die typische Einmaligkeit einer richtigen Strukturauflösung mit voller Raumaussnützung und Auftreten der bekannten Atomdurchmesser in der gemessenen Zelle a, c. Die Koordinate x für die Lage Cr_{II} ergibt sich mit 0,164, z mit 0,146 und für die Unterbringung der Boratome in den verbleibenden Lücken ergibt sich ein x für die Lage B_{II} in h mit 0,382. Dabei beträgt der mittlere Atomabstand Cr-Cr 2,496, also nur um 1.10^{-3} weniger als die bisherigen Erfahrungswerte nach (10). Das ist zugleich ein Beweis für die Zuverlässigkeit der Extrapolation der Gitterkonstanten und der Diffraktometermessung überhaupt. Der Durchmesser des Boratoms ergibt sich mit 0,899 und liegt damit genauer fest als in den Tabellen. Der Durchmesser in Richtung $Cr_{II}-B_{II}$ ist um 0,1 Å, also recht viel kleiner, was bei Bor aber mehrfach vorkommt, da es bereits zu Ionenbindung hinneigt und durchaus auch asymmetrisch sein kann.

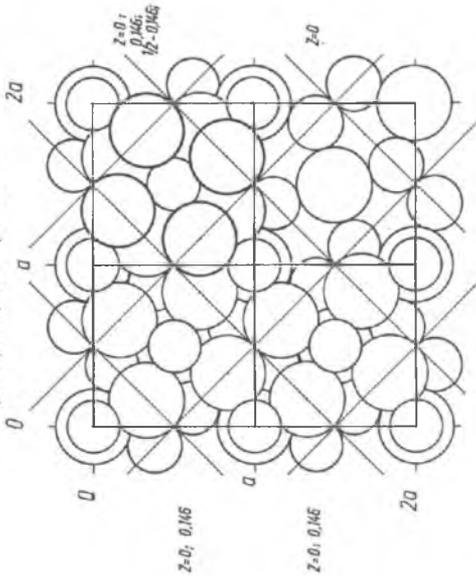
Die genauere Berechnung eines R-Faktors nach (10) muß der anschließend vorgesehenen Maschinenrechnung vorbehalten bleiben, die auch vielleicht die Frage klären kann, wie weit die Asymmetrie in Richtung $Cr_{II}-B_{II}$ auch dem Chrom zuzuschreiben ist. Die gute Raumerfüllung zu 99,9 % ist ja ein wesentlich zuverlässiger Beweis für die Richtigkeit der Strukturauflösung, bzw. der Strukturbestätigung, als der R-Faktor, der auf Vergleich der gemessenen und berechneten Intensitäten beruht.

Moduldiagramme [Strukturgraph nach (11)] zum $M_5B_3-Cr_5B_3$; Abb. 6 bis 13

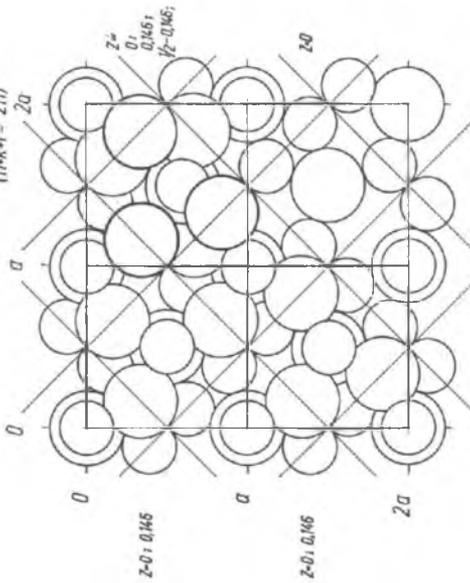
Beiträge des Strukturfaktors F für verschiedene Atomlagen in einem Querschnitt durch die Zelle normal zu Z für die Netzebenen mit den stärksten gemessenen Intensitäten. Die Linien geben Orte der Nullbeiträge, die schraffierten Felder Orte der Minusbeiträge und die hellen Gebiete Orte der Plusbeiträge an. Die Zeichen in den Plusgebieten stellen die Lage der Maxima in diesen Gebieten dar. Positionen in Minusgebieten können nach $I = F^2$ auch Beiträge zu den Intensitäten liefern, diese subtrahieren sich jedoch in der Summe der F von den hier stets vorhandenen Plusbeiträgen einzelner Atome. Die Beiträge des Bors sind vernachlässigbar. Seine Positionen werden durch die verbleibenden Lücken im Cr-Gitter bestimmt.

Die Diagramme werden als Pausen über die Strukturentwürfe in Abb. 4 und 5 gelegt und lassen die Beiträge einzelner Atome zur gemessenen Beugungsintensität erkennen. Daraus kann entweder die Übereinstimmung mit einer entworfenen Struktur abgelesen werden oder es kann eine günstigste Lage (ein gemeinsames Optimum für alle stärksten Intensitäten zugleich) überhaupt erst neu erkannt und gefunden werden.

Tafel 5; 4 Zellen a, c; $14/m\bar{c}$; D_{2d}^{14}
 $a=5,375\text{\AA}$; $c=10,75\text{\AA}$; $c/a=1,95$ $Z=4$ Nr. 140



Tafel 4; Zelle $2a, c$;
 $14/m$; C_{2h} ; D_{2h}^{14}
 $(h+k+l=2n)$



Diese Struktur ist nicht verträglich mit den
 auftretenden Auslöschungen für $P4/mnc$ D_{2h}^{14} ; 128.

$(h+k+l)$: ohne Bedingung; okl: $k=2n$; $l=2n$.)

Positionen wie Zelle a, c jedoch nur 6 Atome
 je Teilzelle a, c/2 statt 8 = $M_4 B_2$

Rechts unten: tiefste Lage $z=0$ links unten und
 oben 2. Lage $z=0,166$; Rechts oben 3. Lage: $z=1/4=0,146$.

Struktur des $M_4 B_2$ — $C_{2h} B_2$

Positionen: $4C_2$ in c

$16C_{2x}$ in l; $x=0,164$; $z=0,146$

$4B_2$ in a

$8B_2$ in h; $x=0,383$

B_{12} (32) — C_{2h} $x=0,166$; $z=0,15$; $a=5,46\text{\AA}$; $c=10,64\text{\AA}$.

B_{12} $x=0,375$ (0,125); $c/a=1,95$; $z=4$

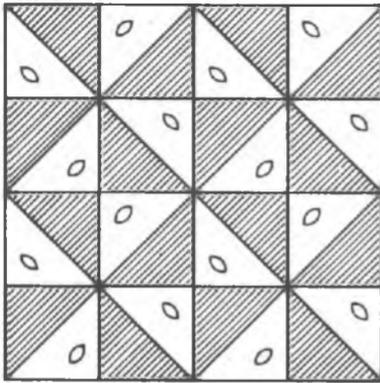


Abb. 6. Struktur a, c; (211) (213)

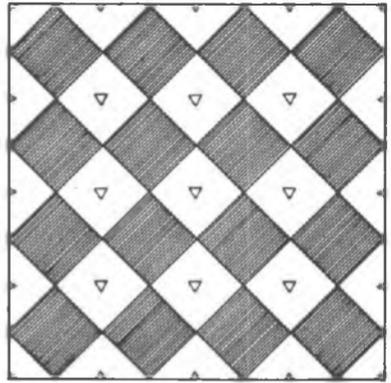


Abb. 7. Struktur a, c; (202) (204)

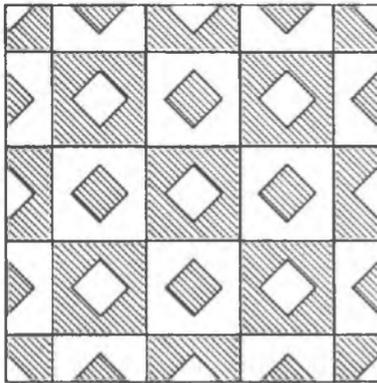


Abb. 8. Struktur a, c; (310) (312)

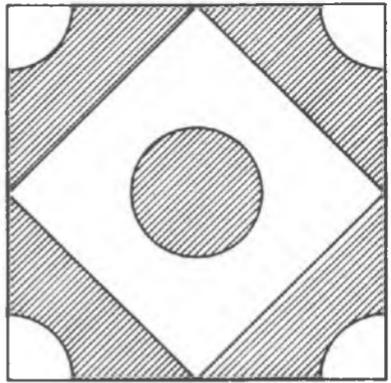


Abb. 9. Struktur 2a c; (213)

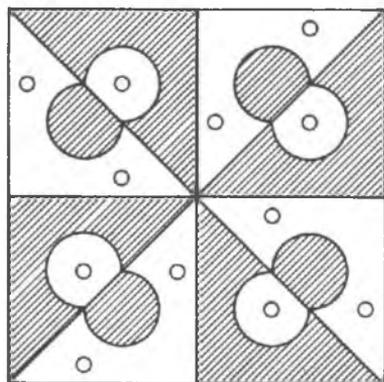


Abb. 10. Struktur 2a, c; (412)

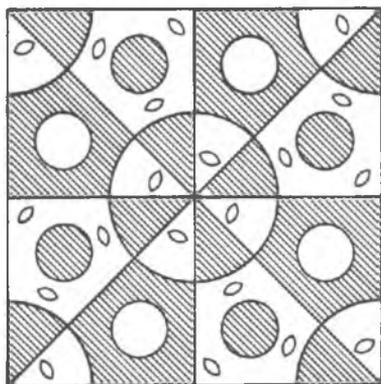


Abb. 11. Struktur 2a, c; (520)

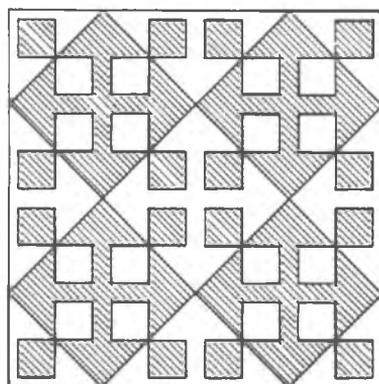


Abb. 12. Struktur 2a, c; (602)

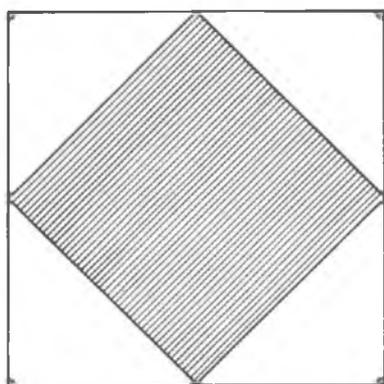


Abb. 13. Struktur 2a, c; (206)

Im vorliegenden Fall zeigen die Diagramme der Struktur a, c Übereinstimmung der Maxima an der Stelle der kennzeichnenden Lagen der allgemeinen Position Cr_{II} bei den Netzebenen (211), (213) und (310), (312), sowie Nullbeiträge für die Lage des Grundnetzes Cr_I . Für die Netzebenen (204), (202) dagegen liefert das Grundnetz Maximalbeiträge und die Lage Cr_{II} nur Nullbeiträge.

Die Diagramme der Struktur 2a, c andererseits geben weder Übereinstimmung der Maxima mit einer der gezeichneten (räumlich möglichen) Lagen, noch Übereinstimmung mehrerer Maxima für irgendwelche anderen, neuen Atompositionen. Sie gehören also nicht zur gezeichneten Struktur und auch zu keiner anderen gemeinsamen, noch nicht erkannten Struktur. Gelegentliche Plusbeiträge heben sich mit Minusbeiträgen auf.

Es ist daher trotz der guten und vollständigen Indizierbarkeit aller Linien nach einer gemeinsamen Zelle 2a, c bei unseren Proben und bei Epelbaum (5) diese gemeinsame Zelle 2a, c und die entsprechende Struktur aufzugeben und nur für den entsprechenden Teil der Linien die voll passende Struktur und Zelle a, c vom Typ Cr_5B_3 für das M_5B_3 anzunehmen. Damit ist auch zugleich der Typ Cr_5B_3 selbst mit ausführlichen Röntgendaten bestätigt worden. Die Überlinien gehören offensichtlich zu einer beigemengten Fremdphase und lassen sich nach Tabelle 3 auch fast vollständig mit tragbaren Abweichungen dem CrB zuordnen.

Die Ursache, daß bei EPELBAUM in (5) und beim Verfasser der Eindruck einer einzigen homogenen Phase mit stets gleichem Verlauf aller Intensitäten und mit durchaus möglicher einheitlicher Indizierung nach einer Zelle 2a, c entstand, kann darin liegen, daß es sich um eine eutektische Ausscheidung mit konstantem Mischungsverhältnis der beiden benachbarten Phasen Cr_5B_3 und CrB handelt. Eine chemische Unterscheidung ist kaum möglich, da das Cr_5B_3 89 Gew.% und die Mischung mit 50 Mol.% CrB 88 Gew.% Cr hat.

Die Revision der Chromboride und der Mischboride M-B

Da sich die Arbeiten an den Mischboriden auf die zugrunde liegenden Typen der reinen Chromboride verlagerten, läßt sich nunmehr auch die in den Arbeiten (5) usf. begonnene Revision der Chromboride fortsetzen. Zumindest helfen die hier gebrachten neuen Daten diese Revision zu sichern.

Die vorgeschlagene Neufassung des Systems Cr-B, sowie der wenigen Mischboride M-B folgt in Kurzform in den angeschlossenen Tafeln.

Die Schwierigkeit liegt dabei einerseits in der Fülle der auftretenden Chromboride — wobei in der Tafel nur die in Edelmetallen wichtigen Boride der Stahlmetalle mit normalen Atomburchmesser angeführt sind und die Boride der Metalle mit großen Atomen (W, Mo, usw.) oder mit Nicht- und Halbmetallen (P, Si, usw.) weggelassen wurden — und andererseits in der damit

Tabelle 4
Cr-B (M-B), Einfache Systeme

M ₄ B	M ₃ B	M ₂ B	M ₂ B	M ₂ B ₃	M ₂ B ₃	MB	MB	M ₃ B ₄	MB ₂	MB ₃
D1 _f orh	D0 ₁₁ orh	D1 _f orh	C16 te	D8 _L te	— orh	B _f orh	B27 orh	D7 _b orh	C32 hex	— te
Mn ₄ B oF40	Fe ₃ C oP16	Mn ₄ B oF40	Al ₂ Cu tI12	Cr ₅ B ₃ tI32	—	CrB oC8	FeB oP8	Ta ₃ B ₄ oI14	AlB ₂ hP3	—
I. Stand nach Pearson (1) I 1958										
Cr ₄ B	Fe ₃ — (B, C)	Cr ₂ B? mon.?	Cr ₂ B Fe ₂ B Mn ₂ B Ni ₂ B Co ₂ B	Cr ₅ B ₃	Ni ₃ B ₂	CrB	FeB MnB NiB CoB	Cr ₃ B ₄ Mn ₃ B ₄	CrB ₂	
II. Stand nach (5) Epelbaum 1958 und (7) Robitsch 1964										
= Cr ₂ B	"	Cr ₂ B	—	Cr ₅ B ₃ mit Überlinien Strukt.?		"	"	"	Cr ₃ B ₅	"
—		D1 _f	Fe ₂ B usw.						D7 _b Mn ₃ B ₄	
III. Stand nach Pearson (1) II 1967										
—	" Ni ₃ B Co ₃ B eher	Cr ₂ B D1 _f	— Fe ₂ B usw.	Cr ₅ B ₃ D8 _L	Ni ₄ B ₃ orh+ + mon	"	"	Cr ₃ B ₄ D7 _b Mn ₃ B ₄	"	CrB ₈ te
Mn ₄ B?		Mn ₂ B								
IV. Stand nach Robitsch 1971 (M ₅ B ₃ -Cr ₅ B ₃ -Struktur)										
—	"	"	— Fe ₂ B usw.	Cr ₅ B ₃ D8 _L sicher, u. CrB- Überlinien	"	"	"	"	"	"

Erläuterung in der folgenden Tabelle.

Tabelle 5
M-B; Mischsysteme

M ₁ B	M ₂ B	M ₃ B	M ₂ B	M ₃ B ₂	M ₄ B ₃	MB	MB	M ₃ B ₄	MB ₂	MB ₃
Letzter Stand; Einzelheiten zu den Strukturtypen nach der vorhergehenden Tabelle; angeführt werden nur die beteiligten Metalle										
D1 _f	DO ₁₁	D1 _f	C16	D ₈ _L	-tc	B _f	B27	D7 _b	C32	-tc
		CrFe	FeMn CoFe CoMn	CrFe		CrFe		Cr ₂ Ni		
<p>Ähnlich wie das M₃B mit Zementitstruktur wäre hier das Mischkarbid Fe₂₃ (B₃C₃)₆, kub. M₂₃C₆-Cr₂₃C₆-Typ, D8₄, cF116, anzuführen. Es wurden hier aber solche Karbidstrukturtypen, wie auch andere Boride mit großen Atomen (Mo, W usw.) und Boride mit Nichtmetallen (P, Si usw.) weggelassen, da sie in Edeltählen eine sekundäre Rolle spielen.</p> <p><i>Erläuterung:</i> In der Tabelle der einfachen Systeme folgen auf die Atomproportionen M-B in der 2. Zeile die Strukturtypen nach den Strukturberichten (12), in der 3. Zeile des Kristallsystem, in der 4. Zeile der Mustertyp nach Pearson (1) und in der 5. Zeile der Strukturtyp nach Pearson (1).</p> <p>Für die Zuteilung und Bestimmung ist in erster Linie der nach den Diffraktometerdiagrammen deutlich unterscheidbare Strukturtyp maßgebend. Die Unterschiede der chemischen Gewichtsproportion sind dagegen oft innerhalb der Fehlergrenze. Z. B. hat Cr₅B₃ 89 Gew.-% Cr und die in (5) und beim Verfasser vorhandene (eutektische) Mischung mit etwa 50 Mol.-% Cr₅B₃ und 50 Mol.-% CrB 88 Gew.-% Cr!</p> <p>Einige starke Linien sprechen bei M₂B, orth, für die Raumgruppe D_{2h}¹⁸, Cmca, nach (5) statt D_{2h}²⁴, Fddd, nach (9).</p>										

zusammenhängenden schwierigen Unterscheidbarkeit nach der Gewichtsproportion, aber auch in der starken Abweichung des Chroms von den anderen Übergangsmetallen (z. B. bildet es allein einen eigenen M₂B- und einen eigenen MB-Typ), sowie in der Fülle der einander widersprechenden Daten aus den Strukturbestimmungen an den vorwiegend niedrigsymmetrischen Strukturen.

Zusammenfassend läßt sich aber trotzdem sagen, daß in Edeltählen entweder der Cr₂B-Typ als (Cr,Fe)₂B-Mischtyp oder der Fe₂B-Typ als (Fe, Cr)₂B-Mischtyp vorherrscht. Nur in Sonderschmelzen treten noch der CrB-Typ als (Cr, Fe) B- oder (Cr, M)B-Mischtyp, oder der Cr₅B₃-Typ als (Cr, M)₅B₃-Mischtyp auf. In hoch Ni-hältigen Schmelzen bildet sich noch der seltene, aber sehr stabile und wohlkristallisierte Ni₃B-Typ mit Zementit-(Fe₃C)Struktur.

Die beigegebenen Tabellen zeigen einerseits die Entwicklung und andererseits den neuesten Stand einschließlich der wenigen Mischboride. Die Angaben können am besten nach dem umfassenden Handbuch von PEARSON (1) II 1967, ergänzt werden. Hier wurde der Blickpunkt vorwiegend auf die in Edeltählen auftretenden und vorherrschenden Boride gerichtet.

Dank

Der Verfasser dank der Firma *Gebr. Böhler & Co., AG, Edelstahlwerke, Kapfenberg*, für die Ermöglichung der Arbeit und die Freigabe der Ergebnisse. Im besonderen gilt dieser Dank Herrn Forschungsdirektor Prof. Dipl.-Ing. Dr. E. PLÖCKINGER, dem Leiter der Metallurgischen Direktion Herrn Direktor Dr. E. KRAINER und dem Leiter des Forschungslabors Herrn Dipl.-Ing. Dr. H. WEINGERL.

Schrifttum

- (1) PEARSON, W. B.: *A Handbook of Lattice Spacings ...*, Pergamon Press, London 1958/I, 1967/II.
- (2) ASTM-Kartei: X-Ray Powder Data File, Set 1—18, American Society for Testing and Materials, 1601 Park Lane, Swarthmore, Pennsylvania 19081, USA.
- (3) BUNGARDT, K. und LENNARTZ, G.: *Archiv f. d. Eisenhüttenwesen*, 34, (1963), 531—546, Düsseldorf.
- (4) ARONSSON, B. und ASELIUS, J.: *Acta Che., Scand.*, 12, 1476 (1958).
- (5) EPELBAUM, W. u. a.: *Žurnal Noorganiceskoj Khimii*, 1958, 2545—52 (russisch).
- (6) BERTAUT, F. und BLUM, P.: *Comptes rendus Acad. Sci. Paris*, 236 (1953), 1055—56.
- (7) ROBITSCH, J.: Boride aus borhältigen, korrosionsfesten Stählen, Böhler Untersuchungsbeund 1939/64 vom 9. 10. 1964, Gebr. Böhler u. Co. AG, Edelstahlwerke, Kapfenberg.
- (8) ZITTER, H., WEINGERL, H. und MATZER, F.: Gefügeaufbau, technologische und Korrosionseigenschaften chemisch beständiger Stähle mit hohen Borgehalten, *Radex-Rundschau* 5 (1966), 304—311, Radenthein, Kärnten.
- (9) BROWN, B. E. und BEERNTSEN, D. J.: *Acta Cryst.*, 17, 448, 1964. Nach Pearson II, 1298.
- (10) *International Tables for X-Ray Crystallography*, I/1952, II/1959, III/1962, Kynoch Press, Birmingham, England.
- (11) LIPSON, H. und COCHRAN, W.: *The Determination of Crystall Structures*, G. Bell u. sons LTD, London 1953.
- (12) *Strukturberichte, Structure reports*, Vol. 1—24 (1913—1960), Oosthoek's Uitgeversmaatschappij N. V., Domstraat 11—13, Utrecht, Netherlands.

Anschriften des Verfassers: Doz. Dr. Johann ROBITSCH
Leiter des Röntgenfeinstrukturlabors der
Gebr. Böhler & Co. AG, Edelstahlwerke
A-8605 Kapfenberg; derzeit
Montanistische Hochschule
Institut für Mineralogie und Gesteinskunde
A-8700 Leoben

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	265—286	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Kritische Betrachtungen zur mathematischen Behandlung von Korngrößenverteilungen

Von Georg WALACH (Leoben)

1. Zusammenfassung
2. Einleitung
3. Allgemeine Ausführungen
4. Darstellung von Korngrößenverteilungen
5. Mathematische Behandlung von Korngrößenverteilungen
Statistische Momente
Näherungsformeln
6. Das Problem der „offenen“ Verteilungskurven
Näherungsweise Bestimmung der statistischen Momente bzw. Momentkoeffizienten
Extrapolierbarkeit unbekannter Quantilmaße
7. Wahl des optimalen Formelsystems

Literaturnachweis

1. Zusammenfassung

Die Abschnitte 2—4 geben einen kurzen Überblick über Bedeutung, Ausführung und Darstellung von Korngrößenanalysen.

Der Abschnitt 5 beschäftigt sich mit der mathematischen Behandlung von Korngrößenverteilungen. Die Definitionsgleichungen der auf statistischen Momenten beruhenden Kennzahlen werden in eine äquivalente Form übergeführt, die ihre Berechnung mittels Bürocomputer wesentlich erleichtert.

Im Abschnitt 6 wird das Problem der Kennzahlen sogenannter „offener“ Korngrößenverteilungen dargestellt und analysiert. Aufgrund der Ergebnisse dieser Analyse wird schließlich eine einfache Methode zur Bestimmung des optimalen Formelsystems entwickelt, in der nur mehr der Anteil an nicht analysierter Feinfraktion als Parameter auftritt.

2. Einleitung

Die Korngrößenverteilung ist die wichtigste Eigenschaft klastischer Sedimente, weil sie in enger Beziehung zu jenen physikalischen Kräften steht, die während des Sedimentationsvorganges wirksam waren (G. MÜLLER, 1964, p. 56). Aus diesem Grund nimmt die Korngrößenanalyse seit den Anfängen der modernen Sedimentpetrographie (J. A. UDDEN, 1898, A. ATTERBERG, 1905) eine zentrale Stellung bei jeder Untersuchung klastischer Sedimente ein.

Entsprechend dem Korngrößenbereich klastischer Sedimente, der sich von etwa 1 Mikron (Tone) über 7 Zehnerpotenzen bis zu mehrere Meter großen Geschieben erstreckt, wird die Korngrößenanalyse nach verschiedenen Methoden durchgeführt, die sich in drei Gruppen — Messen, Sieben und Klassieren nach der Fallgeschwindigkeit — einteilen lassen.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich ausschließlich mit der Analytik sandiger Sedimente (Korngrößenbereich größer 0,063 mm). Daher beziehen sich die folgenden Ausführungen vorwiegend auf die wichtigste Methode zur Untersuchung von Sanden — die Siebanalyse.

Ausführliche Darstellungen der Methodik von Korngrößenanalysen findet man bei W. BATEL (1960), G. MÜLLER (1964), E. KÖSTER (1964), R. E. CARVER (1971) u. a., eine zusammenfassende Beschreibung der wichtigsten Korngrößenparameter gibt R. L. FOLK (1966).

3. Allgemeine Ausführungen

Beim Siebvorgang wird das zu analysierende Korngemisch durch eine Reihe übereinander gestapelter Siebe mit steigender Maschenweite hindurchgesetzt. Dadurch wird es in eine Anzahl von „Kornklassen“ zerlegt, da auf jedem Siebboden ein Teil des Gemisches als „Korngrößenfraktion“ zurückbleibt. Die Kornklassen werden gewogen und repräsentieren in ihrer Gesamtheit die Korngrößenverteilung des Gemisches.

Die eindeutige Charakterisierung der Korngrößenverteilung ist aber erst dann möglich, wenn exakte Benennungsprinzipien bestehen, die eine Einordnung der Korngrößenverteilung in ein feststehendes Schema erlauben. Dieses Schema muß eine quantitative und verbale Korngrößenklassifikation mit der aus ihr abgeleiteten Normsiebreihe und zusätzlich Vereinbarungen über die Benennung von Korngemischen umfassen.

Die ersten Korngrößenklassifikationen wurden von A. ATTERBERG (1905) und C. K. WENTWORTH (1922) entwickelt. Ihr Grundgedanke, die Zuordnung bestimmter Korngrößenbereiche zu den verbalen Begriffen Ton — Schluff — Sand — Schotter und Steine, wurde in der Folge nicht mehr verändert, wenn auch die Grenzen zwischen den einzelnen Bereichen von verschiedenen Autoren modifiziert wurden.

Die modernste Korngrößenklassifikation ist jene nach D. J. DOEGLAS (1968). Neben einer sehr exakten Benennung des Korngemisches ermöglicht sie auch die Charakterisierung jeder Korngrößenverteilung durch drei oder fünf ganzzahlige Werte, was die Erfassung und Verarbeitung großer Datenkollektive durch den Computer ganz wesentlich erleichtert. Da diese Klassifikation mit den in den USA gebräuchlichen Normsiebriihen (Tyler- bzw. ASTM-Norm) übereinstimmt, wird sie international in steigendem Maße angewendet.

Im deutschen Sprachraum ist die Verwendung einer nach der DIN 4022 genormten Klassifikation üblich, die zwar in den Hauptgruppennamen (Ton — Schluff [Silt] — Sand — Schotter [Kies] — Steine) mit der DOEGLAS-Skala übereinstimmt, in den Gruppen aber eine gröbere Unterteilung hat. Auf dieser Klassifikation beruhen die nach der DIN 4187 (Lochsiebe) und der DIN 4188 (Maschensiebe) genormten Siebriihen.

Für die Benennung von Korngemischen schlägt H. FÜCHTBAUER (1969, p. 8) ein Schema vor, welches die Abstufung 10—25—50 % wie folgt in den Gesteinsnamen aufnimmt. Die häufigste Komponente, die in der Regel mehr als 50 % ausmacht, liefert den Gruppennamen (z. B. Sand). Weitere Komponenten werden ihrer Häufigkeit entsprechend hinzugefügt, wie das folgende Beispiel zeigt:

Sand mit 25—50 % Schluff: „stark schluffiger Sand“

Sand mit 10—25 % Schluff: „schluffiger Sand“

Sand mit 0—10 % Schluff: „schwach schluffiger Sand“ oder einfach „Sand“

Auch aus Dreieckdarstellungen abgeleitete Benennungskriterien werden von verschiedenen Autoren (H. FÜCHTBAUER, 1959, R. L. FOLK, 1954, u. a.) vorgeschlagen.

4. Darstellung von Korngrößenverteilungen

Die Korngrößenverteilung kann wie alle statistischen Verteilungsfunktionen grundsätzlich auf zwei verschiedene Arten dargestellt werden, die man als „Summenkurve“ und „Häufigkeitskurve“ bezeichnet (E. WALGER, 1965, p. 978).

Bei der Summenkurve wird jedem auf der Abszisse aufgetragenen Korndurchmesser x_i jener Gewichtsanteil der Gesamtprobe als Ordinate zugeordnet, dessen Körner einen Durchmesser kleiner oder gleich x_i haben.

Bei der Häufigkeitskurve wird der Gewichtsanteil jeder Kornklasse über dem entsprechenden Korngrößenintervall aufgetragen.

Die Häufigkeitskurve geht also durch Differenzenbildung aus der Summenkurve hervor, umgekehrt entsteht durch Summierung aus der Häufigkeits-

kurve die Summenkurve. Mathematisch gesehen ist die Häufigkeitskurve die erste Ableitung der Summenkurve oder umgekehrt ist die Summenkurve die Integralkurve der Häufigkeitskurve.

Da die Bestimmung der Häufigkeitskurve meist mit einigem Rechenaufwand verbunden ist und sie außerdem viel empfindlicher auf Fehler des Siebvoranges und der Interpolation reagiert (FÜCHTBAUER, 1969, p. 47), wird in der Praxis überwiegend die Darstellungsform der Summenkurve verwendet.

Mit den Problemen der Bestimmung und Darstellung der Häufigkeitskurve befaßten sich in den letzten Jahren vor allem R. MOSEBACH (1954) und E. WALGER (1965).

Die Skalierung der Koordinatenachsen ist ein Faktor, der die Aussagekraft der graphischen Darstellung entscheidend beeinflusst.

Die Teilung der Ordinatenachse erfolgt bei der Summenkurve in Gewichtsprozent. Da die Häufigkeitskurve die erste Ableitung der Summenkurve darstellt, also die Gewichtsänderung pro Korngrößeneinheit angibt, muß in diesem Falle die Ordinatenenteilung in Einheiten des Quotienten „Gewichtsänderung pro Korngrößeneinheit“ erfolgen.

Die Teilung der Abszisse ist für beide Darstellungsarten gleich und kann auf drei verschiedene Arten erfolgen.

Eine lineare Abszissenteilung wird heute nur noch selten verwendet, weil sie die relativen Korngrößenänderungen nicht zum Ausdruck bringt und auch Schwierigkeiten bei der Darstellung breiter Korngrößenbereiche verursacht. Es sind aber gerade die relativen Korngrößenänderungen, die von besonderem Interesse sind, weil die Korngrößenverteilung einem logarithmischen Aufbaugesetz folgt. Eine logarithmische Verstreckung der Abszissenteilung löst zwar das Problem der Darstellung breiter Korngrößenbereiche, bringt aber den Nachteil mit sich, daß nun die Korngröße in jedem Teil der Abszisse in einem anderen Maßstab gemessen wird und dadurch die Häufigkeitskurve nicht mehr direkt aus der Summenkurve abgeleitet werden kann (WALGER, 1965, p. 988).

Eine von W. C. KRUMBEIN (1936) vorgeschlagene logarithmische Transformation räumt auch diesen Nachteil aus dem Wege. KRUMBEIN definierte zwei lineare Funktionen als relativierende Korngrößenmaße.

Die erste Definitionsgleichung

$$\phi = -\log_2 \frac{x \text{ (mm)}}{x_0 \text{ (mm)}} = -1/\lg 2 \cdot (\lg x/x_0) \quad (1)$$

$$x_0 = 1 \text{ mm}$$

liefert ein relativierendes Korngrößenmaß, welches als WENTWORTH-Skala bezeichnet und in Phi-Graden ausgedrückt wird. Die Phi-Grade sind heute das am häufigsten benützte Korngrößenmaß.

Die zweite Definition

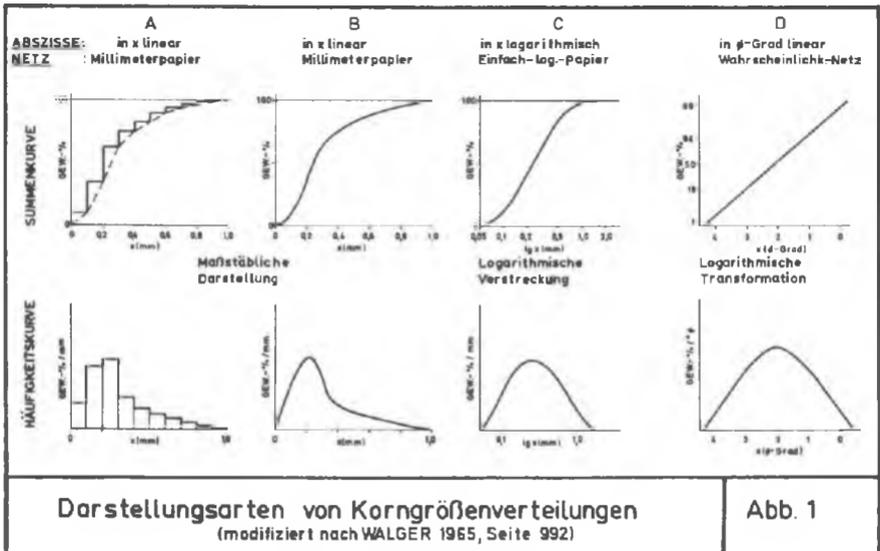
$$\xi = -\lg \frac{x \text{ (mm)}}{x_0 \text{ (mm)}} \quad (2)$$

$$x_0 = 2 \text{ mm}$$

bezeichnet KRUMBEIN als ATTERBERG-Skala, weil sie besonders auf die in Deutschland übliche Korngrößenklassifikation Bezug nimmt. Trotz mancher Vorteile wird die Zeta-Skala in Deutschland kaum angewendet.

Nach WALGER (1965, p. 990) sind die Bezeichnungen „Phi-Grade“ bzw. „Zeta-Grade“ wie Skalenbezeichnungen nach der Art von Grad Celsius oder Grad Fahrenheit aufzufassen, da es sich dabei um Intervallskalen handelt. Genaue Umrechnungstabellen von Millimeter in Phi-Grade und umgekehrt findet man unter anderem bei D. L. INMAN (1952, p. 127).

Die Abbildung 1 zeigt die wichtigsten Darstellungsarten von Korngrößenverteilungen. Die Kurven A (Histogramm) und B (glatter Kurvenzug) haben eine lineare, die Kurven C eine logarithmisch verstreckte Korngrößenteilung, wodurch die relativen Korngrößenänderungen viel besser zum Ausdruck kommen. Die Kurven D schließlich zeigen die Darstellung der Korngrößenverteilung im Wahrscheinlichkeitsnetz, unter Verwendung des relativierenden Korngrößenmaßes der Phi-Skala. Letztere Darstellungsform wurde auch für diese Arbeit gewählt.



5. Mathematische Behandlung von Korngrößenverteilungen

Die beschriebenen Darstellungsformen der Ergebnisse von Siebanalysen ergeben ein anschauliches Bild der Korngrößenverteilung und ermöglichen eine Beschreibung des Korngemisches. So kann man zum Beispiel ein Sediment aufgrund seiner Kornverteilungs- bzw. Summenkurve unter Berücksichtigung einer festgesetzten Korngrößeneinteilung (z. B. DIN 4022) exakt benennen oder Konvergenzen zwischen Kornsummenkurven verschiedener Aufschlüsse aufzeigen. Sollen aber weiterreichende Aussagen, wie etwa Hinweise auf das Transportmedium oder das Ablagerungsmilieu des Sedimentes formuliert werden, dann ist es in den meisten Fällen notwendig, eine Quantifizierung in der Weise vorzunehmen, daß die Korngrößenverteilung durch Maßzahlen charakterisiert wird.

Im wesentlichen sind es vier Maßzahlen, die für die quantitative Charakterisierung von Häufigkeitsverteilungen verwendet werden. Es sind dies nach L. SACHS (1968, p. 83):

1. Lageparameter, welche das durchschnittliche Verhalten einer Verteilung angeben. Man faßt sie unter dem Sammelbegriff „Mittelwerte“ zusammen. Die gebräuchlichsten Mittelwerte sind Modalwert, Median, arithmetischer, geometrischer, harmonischer und vektorieller Mittelwert. Davon ist der arithmetische Mittelwert der bei weitem wichtigste und am besten erforschte.
2. Konzentrationsparameter, welche die Variabilität der Verteilung kennzeichnen. Sie kann man unter dem Sammelbegriff „Streumaße“ zusammenfassen; die gebräuchlichsten sind Variationsbreite, mittlere Abweichung, Varianz und Standardabweichung.
3. Formparameter, welche die Abweichung einer Verteilung von der Form der Normalverteilung angeben.
 - a) Formparameter erster Art sind Schiefemaße, welche die Abweichung von einer symmetrischen Form berücksichtigen.
 - b) Formparameter zweiter Art sind Wölbungsmaße, auch Kurtosis oder Exzeß genannt, welche die Gipfeligkeit (flach-, normal-, hochgipfelig) der Verteilungskurve berücksichtigen.

Die Formulierung dieser, vorerst nur allgemein beschriebenen Maßzahlen, kann zum ersten mathematisch exakt über die sogenannten „statistischen Momente“ erfolgen. M. G. KENDALL (1945), G. U. YULE — M. G. KENDALL (1948), E. KREYSZIG (1965) u. a. geben umfassende Darstellungen der mathematischen Theorie dieses Problemkreises. Zum zweiten ist es aber auch möglich, diese Maßzahlen durch bestimmte Punkte der Kornsummenkurve auszudrücken. Mathematisch gesehen stellt diese zweite Gruppe Näherungslösungen dar. In der Folge werden alle wichtigen statistischen Parameter dargestellt und ihre Vor- und Nachteile diskutiert.

Die Berechnung der statistischen Parameter von Korngrößenverteilungen nach der Momentmethode wurde von C. E. VAN ORSTRAND (1925) und C. K. WENTWORTH (1929) eingeführt. W. C. KRUMBEIN — F. J. PETTIJOHN (1938) adaptierten die Methode für die Phi-Skala. Seit der Einführung des Computers erfreut sich diese Methode steigender Beliebtheit.

Nach KREYSZIG (1965, p. 92) bezeichnet man Ausdrücke der Form

$$m_r = \sum_i n_i (x_i - m)^r \quad (3)$$

$$r = 1, 2, 3 \dots \infty$$

$$i = 1, 2, 3 \dots k \text{ (Klassenzahl)}$$

als zentrale Momente vom Grade r einer Verteilung. Mathematisch läßt sich beweisen, daß alle im Rahmen von Korngrößenuntersuchungen auftretenden Verteilungen durch eine Folge von unendlich vielen Zahlen m_r eindeutig festlegbar sind (KREYSZIG, p. 95). Nach D. MARSAL (1967, p. 27) genügen die zentralen Momente vom Grade 1 bis 4, um eine für numerische Zwecke ausreichende Charakterisierung von Korngrößenverteilungen zu erzielen.

Nun lauten die Definitionsgleichungen der verwendeten Parameter:

1. Arithmetischer Mittelwert m :

Existiert das erste zentrale Moment einer Verteilung, was auf Korngrößenverteilungen immer zutrifft, so hat es den Wert Null, weil m in Analogie zur Mechanik dem Schwerpunkt der Verteilung entspricht und das auf den Schwerpunkt bezogene statische Moment den Wert Null hat.

$$m_1 = \sum n_i (x_i - m) = 0$$

bzw.

$$\sum x_i n_i - m \sum n_i = 0$$

Mit $\sum n_i = 1$ lautet die Definitionsgleichung des arithmetischen Mittelwertes

$$m = \sum x_i n_i \quad (4)$$

2. Varianz s^2 bzw. Standardabweichung s :

Das zweite zentrale Moment ist die Varianz der betreffenden Verteilung

$$m_2 = s^2 = \sum n_i (x_i - m)^2$$

$$s^2 = \sum (x_i - m)^2 n_i \quad (5)$$

Die Standardabweichung ist die Quadratwurzel aus s^2 und das Mittel aller Abweichungen von m

$$s = \sqrt{s^2} \quad (6)$$

3. Momentkoeffizient der Schiefe α_3 :

Der Momentkoeffizient der Schiefe leitet sich aus dem dritten zentralen Moment

$$m_3 = \sum (x_i - m)^3 n_i$$

ab und lautet per Definition

$$\alpha_3 = (\sum [x_i - m]^3 n_i) / s^3 \quad (7)$$

4. Momentkoeffizient der Kurtosis α_4 :

Er leitet sich aus dem vierten zentralen Moment

$$m_4 = \sum (x_i - m)^4 n_i$$

ab und lautet per Definition

$$\alpha_4 = (\sum [x_i - m]^4 n_i) / s^4 \quad (8)$$

bzw. in normierter Form

$$\alpha'_4 = \alpha_4 - 3 \quad (9)$$

Für die praktische Arbeit mit einem Kleincomputer sind die Definitionsgleichungen (4) bis (8) ungünstig, weil für die Berechnung der höheren Momentkoeffizienten die Kenntnis des arithmetischen Mittelwertes m vorausgesetzt wird. Wegen der meist beschränkten Speicherkapazität solcher Geräte müßten die Daten zweimal eingegeben werden, womit sich auch der Zeitaufwand für die Durchführung einer Rechenoperation etwa verdoppeln würde.

Zweckmäßigerweise führt man die Definitionsgleichungen in eine äquivalente Form über, die nur eine einmalige Dateneingabe erfordert.

E. F. McBRIDE (1971, p. 118) beschreibt eine Umformung der Definitionsgleichungen, die sich aber, wie weiter unten dargestellt wird, noch weiter vereinfachen läßt. Nebenbei bemerkt, enthalten McBRIDEs Formeln mehrere Fehler, die dazu führen, daß ein von ihm auf Seite 124 dargestelltes praktisches Beispiel vollkommen falsche Resultate liefert.

Der Zweck der vom Auto abgeleiteten Umformung ist darin zu sehen, daß jeder berechnete Parameter in die Berechnung des nächst höheren einbezogen werden kann.

Der arithmetische Mittelwert

$$m = \sum x_i n_i \quad (4)$$

bedarf keiner Umformung.

Nun ist die Varianz

$$s^2 = \sum (x_i - m)^2 n_i \quad (5)$$

wird der Klammerausdruck ausquadriert

$$s^2 = \sum (x_i^2 - 2x_i m + m^2) n_i$$

und die Summierung aufgespalten

$$s^2 = \sum x_i^2 n_i - 2m \sum x_i n_i + m^2 \sum n_i$$

so ergibt die Umformung

$$s^2 = \sum x_i^2 n_i - 2m^2 + m^2$$

schließlich die neue Formel

$$s^2 = \sum x_i^2 n_i - m^2 \quad (10)$$

mit

$$s = \sqrt{s^2} \quad (11)$$

Analog wird bei den folgenden Umformungen der Momentkoeffizienten von Schiefe und Kurtosis vorgegangen.

Momentkoeffizient der Schiefe

$$\alpha_3 = (\sum [x_i - m]^3 n_i) / s^3 \quad (7)$$

$$s^3 \cdot \alpha_3 = \sum x_i^3 n_i - 3m \sum x_i^2 n_i + 3m^2 \sum x_i n_i - m^3 \sum n_i$$

$$= \sum x_i^3 n_i - 3ms^2 - 3m^3 + 3m^3 - m^3$$

$$\alpha_3 = (\sum x_i^3 n_i - 3ms^2 - m^3) / s^3 \quad (12)$$

Momentkoeffizient der Kurtosis

$$\alpha_4 = (\sum [x_i - m]^4 n_i) / s^4 \quad (8)$$

$$s^4 \cdot \alpha_4 = \sum x_i^4 n_i - 4m \sum x_i^3 n_i + 6m^2 \sum x_i^2 n_i - 4m^3 \sum x_i n_i + m^4 \sum n_i$$

$$= \sum x_i^4 n_i - 4m (\alpha_3 s^3 + 3ms^2 + m^3) + 6m^2 (s^2 + m^2) - 4m^3 m + m^4$$

$$= \sum x_i^4 n_i - 4m\alpha_3 s^3 - 12m^2 s^2 - 4m^4 + 6m^2 s^2 + 6m^4 - 4m^4 + m^4$$

$$\alpha_4 = (\sum x_i^4 n_i - 4m\alpha_3 s^3 - 6m^2 s^2 - m^4) / s^4 \quad (13)$$

Näherungsformeln

Neben der mathematisch exakten Momentmethode zur Bestimmung der statistischen Parameter einer Korngrößenverteilung existieren eine Reihe von Näherungsformeln, die im Laufe der Zeit von verschiedenen Autoren, wie P. D. TRASK (1932), W. C. KRUMBEIN (1936), G. H. OTTO (1939), D. L. INMAN (1952), R. L. FOLK — W. C. WARD (1958), R. B. McCOMMON (1962) u. a. m., entwickelt wurden. Alle diese Formeln bauen auf den sogenannten „Quantilmaßen“ auf, welche aus der graphischen Darstellung der Kornsummenkurve abgelesen werden können.

Unter einem Quantilmaß versteht man allgemein den zu einem bestimmten Ordinatenwert (Kornsumme) gehörigen Abszissenwert (Korngröße). So ist zum Beispiel ϕ 50 die zur Kornsumme 50 Gew. % gehörige Korngröße in Phi-Graden. Quantil ist der Übergriff für Quartile, Dezile und Perzentile, welche die Kornsummenkurve in 4, 10 bzw. 100 gleiche Teile zerlegen.

Diese Formeln berücksichtigen nun nicht mehr die gesamte Kornverteilung, sondern einen durch 1, 2, 3 ... n Punkte (Quantile) charakterisierten Zentralbereich der Summenkurve. Je mehr Quantile in einer Formel Berücksichtigung finden und je größer der Bereich der Summenkurve ist, den sie überdecken, desto genauer wird das exakte Ergebnis angenähert. McCOMMON (1962) untersuchte die gebräuchlichsten Formeln für Mittelwert und Streuung (Sortierung) auf den Grad ihrer Annäherung des exakten Ergebnisses und drückte den Annäherungsgrad als „statistischen Wirkungsgrad“ (statistical efficiency) in Prozent aus.

Tabelle 1

Die wichtigsten Näherungsformeln der statistischen Parameter Mittelwert, Standardabweichung, Schiefe und Kurtosis (Tab. modifiziert nach FOLK [1966])

Mittelwert		
TRASK (1932)	Median $M_d = \phi_{50}$ bzw. Q_{50}	64 %
OTTO (1939), INMAN (1952)	$M_{\phi} = (\phi_{16} + \phi_{84})/2$	74 %
FOLK-WARD (1957)	$M_Z = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$	88 %
McCOMMON (1962)	$(\phi_{10} + \phi_{30} + \phi_{50} + \phi_{70} + \phi_{90})/5$	93 %
McCOMMON (1962)	$(\phi_5 + \phi_{15} + \dots + \phi_{85} + \phi_{95})/10$	97 %
Sortierung (Standardabweichung)		
TRASK (1932)	$S_0 = Q_{75}/Q_{25}$	—
KRUMBEIN (1934)	$QD\phi = (\phi_{25} - \phi_{75})/1.35$	37 %
OTTO (1939), INMAN (1952)	$S_{\phi} = (\phi_{16} - \phi_{84})/2$	54 %
FOLK-WARD (1957)	$S_I = (\phi_{16} - \phi_{84})/4 + (\phi_5 - \phi_{95})/6.6$	79 %
McCOMMON (1962)	$(\phi_5 + \phi_{15} - \phi_{85} - \phi_{95})/5.4$	79 %
McCOMMON (1962)	$(\phi_3 + \phi_{10} + \phi_{20} + \phi_{30} - \phi_{70} - \phi_{80} - \phi_{90} - \phi_{97})/9.1$	87 %
Schiefe		
TRASK	$S_k = (Q_{25} \cdot Q_{75})/(Q_{50})^2$	
KRUMBEIN- PETTIJOHN (1938)	$Sk_q = (\phi_{25} + \phi_{75} - 2\phi_{50})/2$	
INMAN (1952)	$\alpha_1\phi = (\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50})/(\phi_{16} - \phi_{84})$	
INMAN (1952)	$\alpha_2\phi = (\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50})/(\phi_{16} - \phi_{84})$	
FOLK-WARD (1957)	$Sk_I = (\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50})/2(\phi_{16} - \phi_{84}) + (\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50})/2(\phi_5 - \phi_{95})$	
Kurtosis		
KRUMBEIN- PETTIJOHN (1938)	$K_{q_3} = (\phi_{25} - \phi_{75})/2(\phi_{10} - \phi_{90})$ $(\phi_5 - \phi_{95}) - (\phi_{16} - \phi_{84})$	
INMAN (1952)	$\beta\phi = \frac{\phi_{16} - \phi_{84}}{\phi_5 - \phi_{95}}$	
FOLK-WARD (1957)	$K_G = \frac{\phi_5 - \phi_{95}}{2.44(\phi_{25} - \phi_{75})}$ bzw. $K'_G = \frac{K_G}{K_G + 1}$	

In der Tabelle 1 sind die gebräuchlichsten Formeln für Mittelwert, Sortierung, Schiefe und Kurtosis zusammengestellt. Zur Schreibweise der Formeln ist noch eine Bemerkung notwendig. Während es in den USA üblich ist, die Kornsummenkurve als Sieb-Rückstandkurve darzustellen, bevorzugen viele europäische Sedimentpetrographen die Darstellungsform der Durchgangskurve. Diesem Umstand wurde in der Weise Rechnung getragen, daß die Bezeichnung der Quantilmaße im gegenläufigen Sinne erfolgte. Daher entspricht zum Beispiel das Quantil ϕ 5 in dieser Arbeit dem Quantil ϕ 95 in den Formeln der zitierten amerikanischen Autoren. Am Sinn der Formeln ändert sich dadurch nichts.

TRASK (1932) entwickelte die ersten brauchbaren Formeln für Mittelwert, Sortierung und Schiefe. Sie basieren, zum Unterschied von allen anderen Formeln, die sich auf die ϕ -Skala beziehen, auf einer Korngrößenskala in Millimetern. Obwohl ihre Aussagekraft nur gering ist, weil sie nur die inneren 50 % der Kornsummenkurve berücksichtigen, waren sie doch bisher die meistverwendetsten und werden auch heute noch von vielen Sedimentpetrographen angewendet, was wohl mit ihrer einfachen Handhabung zu erklären ist. Von KRUMBEIN (1934) bzw. KRUMBEIN — PETTIJOHN (1938) wurden sie auch für die ϕ -Skala adaptiert.

Sieht man von McCOMMONS Formeln für Mittelwert und Sortierung ab, die trotz ihres höheren statistischen Wirkungsgrades mehr Nachteile als Vorteile bringen, weil sie Quantile in Rechnung stellen, die bei der praktischen Arbeit oft schwer bestimmbar sind (zum Beispiel ϕ 3), ermöglichen die Formeln nach FOLK — WARD die schärfste Aussage, da sie erstens bis zu 5 Quantilen in die Berechnung einbeziehen und zweitens 68 bzw. 90 % der Kornsummenkurve erfassen.

Die Formeln nach OTTO (1939) und INMAN (1952) nehmen mit 2—4 Quantilen und einem Bereich von 68 % der Summenkurve eine Mittelstellung ein.

Nach Ansicht des Autors wird durch eine Kombination von McCOMMONS erster Mittelwertsformel mit den Formeln für Sortierung, Schiefe und Kurtosis nach FOLK — WARD ein Optimum in der Berechnung von Näherungslösungen der statischen Parameter erreicht. Formeln mit höherem statistischem Wirkungsgrad müßten mehr als 90 % der Kornsummenkurve und mehr als 5 Quantile in die Berechnung einbeziehen. Dann wird es aber schon sinnvoller, die statistischen Momente bzw. Momentkoeffizienten zu berechnen.

6. Das Problem der „offenen“ Verteilungskurven

Die Methodengrenze der Siebanalyse liegt in der Praxis bei einer Korngröße von 63 μ m, günstigenfalls bei 31 μ m. Fast alle Sande haben aber größere oder kleinere Anteile pelitischen Materials, über dessen Korngrößenverteilung die Siebanalyse keine Aussagen liefert. In diesem Fall spricht man von sogenann-

ten „offenen“ (englisch „open ended“) Verteilungs- bzw. Summenkurven. Wohl kann man mit Hilfe der Sedimentationsmethoden auch die Korngrößenverteilung in diesem Bereich bestimmen, doch lassen sich die Ergebnisse von Sieb- und Schlämmanalysen nur schwer verknüpfen, weil jede Methode etwas anderes mißt. Bei der Siebanalyse ist es ein Minimalquerschnitt, der es dem Korn gerade noch erlaubt, die Maschen des Siebes zu passieren. Dagegen ist bei der Schlämmanalyse ein „mittlerer hydraulischer Korndurchmesser“ für die Sedimentationsgeschwindigkeit verantwortlich, welcher mit den Abmessungen des Kornes, die beim Siebvorgang wirksam werden, in keinem direkten Zusammenhang steht.

Diese Diskrepanz drückt sich auch in den statistischen Parametern aus. FOLK (1962, 1966), aber auch L. VAN DER PLAS (1962) weisen darauf hin, daß zwar die Einflüsse auf Mittelwert und Sortierung meist vernachlässigbar sind, daß aber die Werte für Schiefe und Kurtosis völlig verfälscht werden.

Ein gutes Beispiel liefern die Untersuchungen von F. P. SHEPARD — R. YOUNG (1961) an Strand- und Dünenstränden der texanischen Golfküste. SHEPARD — YOUNG errechneten aus Schlämmanalysen stark negative Schiefewerte (im Mittel -0.40 , mit Spitzenwerten bis $-2.30!$). Siebanalysen anderer Autoren, wie C. C. MASON — R. L. FOLK (1958), G. M. FRIEDMAN (1961) oder R. J. MOIOLA — D. WEISER (1968) machten aber deutlich, daß die Feinsande des betreffenden Gebietes in Wirklichkeit Schiefewerte zwischen $+0.15$ und -0.15 besitzen.

Will man also Korngrößenanalysen einer mathematischen Behandlung unterziehen, so muß man sich aufgrund des vorliegenden Probenmaterials entscheiden, ob man Schlämm- oder Siebanalysen durchführen soll. Entscheidet man sich für die Siebanalyse, dann wird man sicher mit dem Problem der „offenen“ Verteilungskurven konfrontiert und muß eine geeignete Form der mathematischen Auswertung finden, die diesen Umstand berücksichtigt.

Näherungsweise Bestimmung der statistischen Momente bzw. Momentkoeffizienten

Die statistischen Momente bzw. Momentkoeffizienten einer „offenen“ Korngrößenverteilung können erst dann berechnet werden, wenn man eine Annahme über die Verteilung der Feinfraktion getroffen hat.

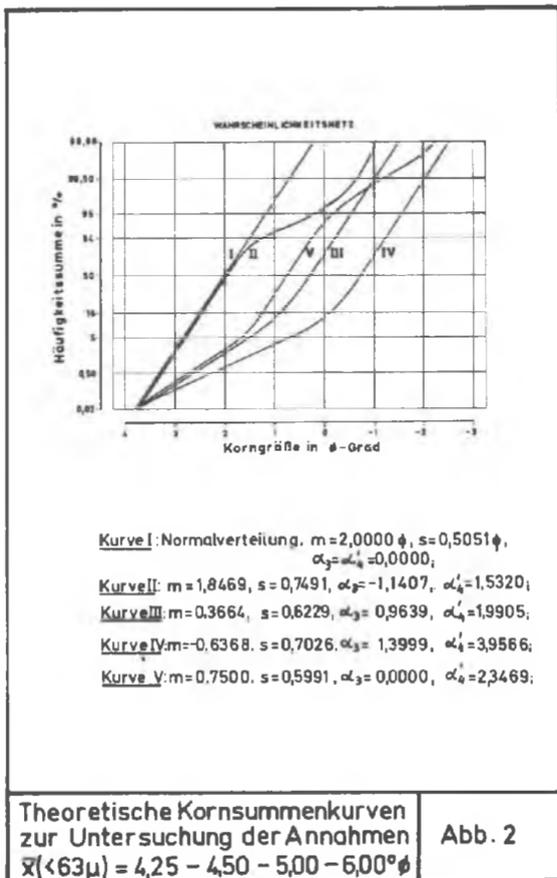
FRIEDMAN (1961, 1962, 1967) verwendete bei seinen sehr erfolgreichen Untersuchungen zur Unterscheidung rezenter Strand- und Flußsande mit Hilfe der statistischen Parameter eine Annahme, bei der er sich die Feinfraktion in einer Klasse konzentriert dachte und für deren mittlere Korngröße er die Annahmen 4.25 bzw. 6.00ϕ traf. Obwohl er ausdrücklich auf den fiktiven Charakter der auf diese Weise bestimmten Parameter hinwies (1967, p. 348) und auch durch schrittweise Verschiebung einer Normalverteilung in den Fein-

kornbereich die Abhängigkeit der berechneten Parameter vom jeweiligen Feinkornanteil aufzeigte, wurden doch seine Annahmen in der Folge mehrmals falsch interpretiert und als eine Art Allheilmittel angesehen.

So kann man bei McBRIDE (1971, p. 118) folgende Verallgemeinerung lesen, die hier in freier Übersetzung wiedergegeben werden soll:

„Für Proben mit einem Feinanteil kleiner als 8 % sollen bei vorwiegend schluffiger Feinfraktion die Annahmen 4.25 bzw. 4.50 ϕ verwendet werden; enthält die Feinfraktion vorwiegend Ton, soll mit mittleren Korngrößen von 8 bis 10 ϕ gerechnet werden.“

Leider ist dieses Problem in so einfacher Weise nicht zu lösen. Das beweist die folgende Untersuchung.

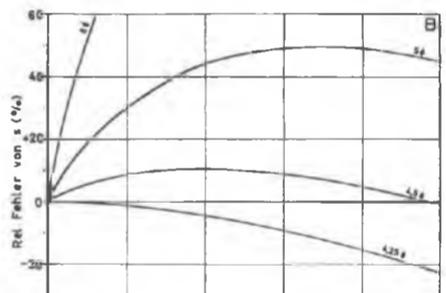
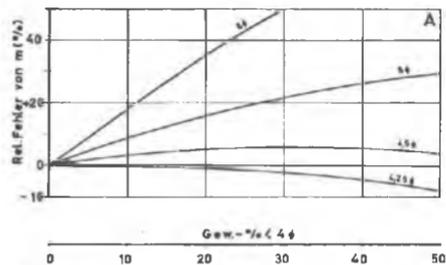


Zum Zwecke dieser Untersuchung wurden 5 Kornsummenkurven ausgewählt, die den wichtigsten in der Praxis vorkommenden Kurventypen entsprechen. Zur Verminderung des Rechenaufwandes überdecken sie allerdings nur den Schluffbereich, was aber die Grundsätzlichkeit der später formulierten Aussagen nicht beeinflusst. Sie sind in Abbildung 2 graphisch dargestellt und durch ihre exakten statistischen Parameter charakterisiert.

Jede Summenkurve wurde in 6 Schritten rechnerisch in der Weise nach links verschoben, daß sich eine Variation des Feinkornanteiles von 0 bis 50 % ergab. Zu jedem Schritt wurden die statistischen Parameter für die Annahmen 4.25, 4.50, 5.00 und 6.00 ϕ berechnet. Aufgrund der Ergebnisse dieses Rechenprogramms war es nun möglich, die Änderung der statistischen Parameter jeder Kurve (Ordinatenwert) in Abhängigkeit von der getroffenen Annahme (Scharparameter) und vom Feinkornanteil (Abzissenwert) zu verfolgen und graphisch darzustellen. Aus diesen Diagrammen, die in den Abbildungen 3 (a, b) und 4 (a, b) beispielsweise für die Kurventypen I und IV dargestellt sind, lassen sich folgende Aussagen ableiten:

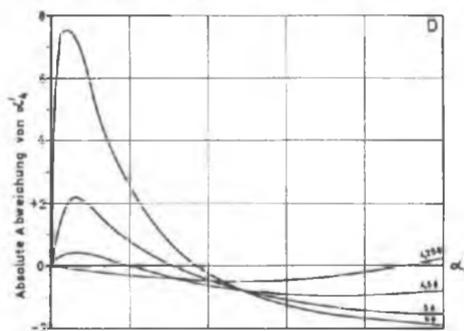
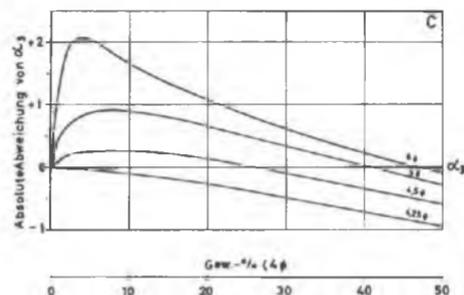
1. Es besteht eine starke Abhängigkeit von der Art der Kornsummenkurve. Für normalverteilte und rechtsschiefe Summenkurven (Typ I und II) ist es möglich, für alle Parameter auch über den von McBRIDE angegebenen Bereich von 8 Gewichtsprozent Feinanteil hinaus eine gute Annäherung der exakten Ergebnisse zu erzielen. Für linksschiefe Summenkurven (Typ III und IV) gilt das nur für die Berechnung von Mittelwert und Sortierung. Die Werte von Schiefe und Kurtosis weichen schon bei 2 bis 3 Gewichtsprozent Feinanteil so stark vom exakten Ergebnis ab, daß auf ihre Berechnung verzichtet werden muß. Symmetrische, flach- oder hochgipfelige Summenkurven nehmen eine Mittelstellung ein, wobei hochgipfelige Kurven (Typ V) ein ähnliches Verhalten wie die linksschiefen zeigen.
2. Die Güte der erzielten Ergebnisse ist sehr stark von der richtigen Wahl des mittleren Korndurchmessers der Feinfraktion abhängig. Schon ein Fehler von 0.25 bis 0.50 ϕ kann zu einer totalen Verfälschung der Ergebnisse führen.
3. Nicht immer ist eine Annahme für alle statistischen Parameter gleich gut. Am Beispiel von Kurventyp IV ist deutlich zu sehen, daß zwar die Annahme von 4.50 ϕ für den mittleren Korndurchmesser der Feinfraktion für den Mittelwert die beste Annäherung ergibt, daß aber für Sortierung und Schiefe die Annahme 5.00 ϕ besser geeignet ist; für die Kurtosis liefert keine Annahme brauchbare Ergebnisse.

Die Berechnung der statistischen Parameter „offener Kornsummenkurven über die Momentformeln kann also dann und nur dann mit einiger Sicherheit erfolgen, wenn der Feinkornanteil einen Wert von 2 bis 3 Gewichtsprozent nicht übersteigt und zusätzlich Informationen über die Verteilung der Feinfraktion



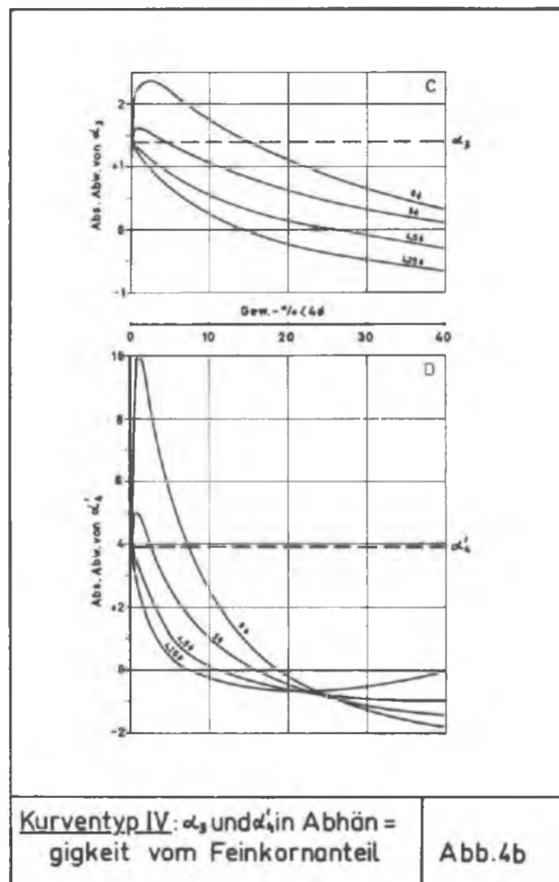
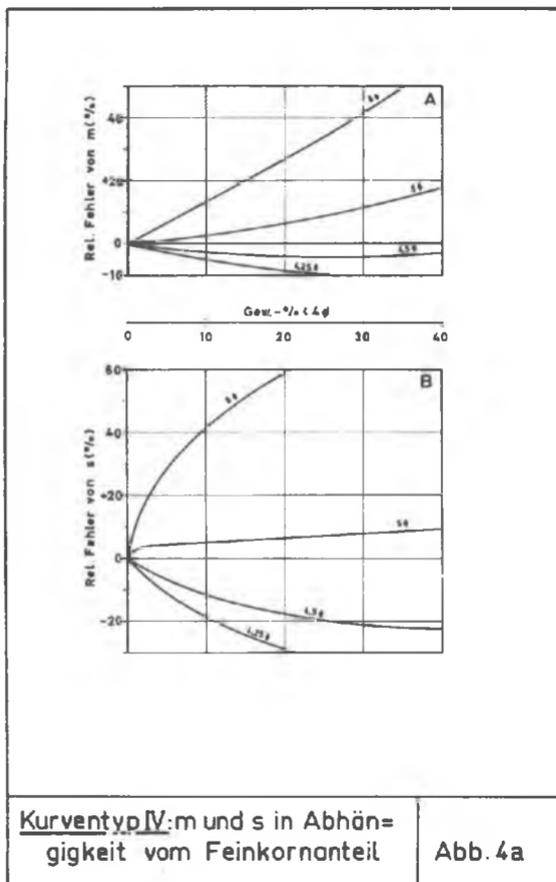
Kurventyp I: m und s in Abhängigkeit vom Feinkornanteil

Abb. 3a



Kurventyp I: α_3 und α_4 in Abhängigkeit vom Feinkornanteil

Abb. 3b



vorliegen. Besondere Vorsicht ist bei Kornverteilungen mit positiver Schiefe geboten, weil bei solchen Kurven die Werte für Schiefe und Kurtosis schon unter 3 Gewichtsprozent Feinanteil, auch bei exakter Wahl des mittleren Korndurchmessers, beträchtlich verfälscht werden können.

Aufgrund der komplexen Zusammenhänge zwischen Kurventyp, Feinkornanteil und Feinkornverteilung ist es nicht möglich, allgemein gültige Regeln für die Berechnung der statistischen Momente bzw. Momentkoeffizienten „offener“ Korngrößenverteilungen zu formulieren. Eine gewisse Unsicherheit muß immer in Kauf genommen werden.

Extrapolierbarkeit unbekannter Quantilmaße

Die auf Quantilmaßen aufbauenden Formeln für die Berechnung der statistischen Parameter sind an und für sich für die mathematische Behandlung „offener Korngrößenverteilungen“ besser geeignet als die Momentformeln, weil sie nur einen begrenzten Bereich der Summenkurve in Rechnung stellen. Ist der prozentuelle Anteil des nicht analysierten Feinkornes kleiner als der Ordinatenwert des niedrigsten Quantils, so hat er auf das Ergebnis keinen Einfluß.

Die in Tabelle 1 beschriebenen Formeln erfassen verschiedene Zentralbereiche der Summenkurve. Somit besteht die Möglichkeit, eine dem jeweiligen Feinkornanteil angepaßte Formel in Anwendung zu bringen. Der Nachteil dieser Vorgangsweise ist, daß mit der Einengung des erfaßten Bereiches der Summenkurve auch die Aussagekraft der Ergebnisse reduziert wird.

Damit stellt sich die Frage, ob es vertretbar ist, den erfaßten Bereich durch Extrapolation unbekannter Quantilmaße zu erweitern.

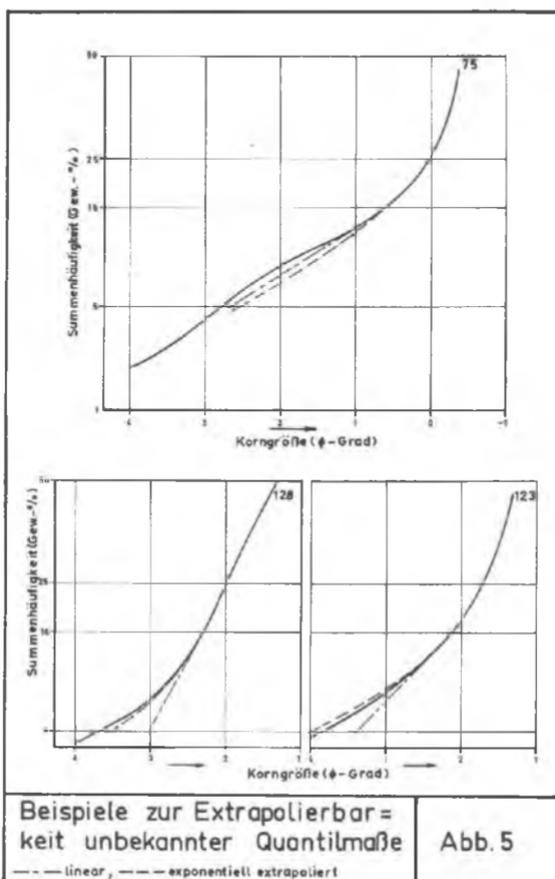
Zur Klärung dieser Frage wurden aus einer praktischen Arbeit des Verfassers (WALACH, 1972) 31 Siebanalysen herausgegriffen, deren nicht analysierter Feinanteil kleiner als 5 Gewichtsprozent ist. Somit lag das Quantil ϕ 5 innerhalb des Analysenbereiches und die Auswertung nach den Formeln von FOLK — WARD war für alle 31 Kornsummenkurven möglich.

Nun wurden alle Summenkurven künstlich bis zum Quantil ϕ 16 verkürzt, neuerlich das Quantil ϕ 5, diesmal aber durch Extrapolation bestimmt und die statistischen Parameter nach FOLK — WARD berechnet. Ein Vergleich der Ergebnisse zeigte schließlich die Differenzen auf und ermöglichte eine Aussage über die Anwendbarkeit der Extrapolation.

Die Extrapolation wurde auf 2 Arten durchgeführt. Zum ersten wurde die lineare Extrapolation angewendet. Dabei wurde die Summenkurve durch eine Gerade mit der Steigung der Kurve im Punkt ϕ 16 bis zum Schnitt mit dem abszissenparallelen Ordner des Quantils ϕ 5 verlängert. Diese Art der Extrapolation ist bekannt und wird auch allgemein angewendet.

Zum zweiten wurde aber auch ein Versuch mit einer exponentiellen Extrapolation gemacht. Dazu wurde ein spezielles Extrapolationslineal für Exponentialkurven (DIETZGEN 2217—59) verwendet, welches in der Lagerstättenphysik zur Prognostizierung des Förderabfalles erdölfördernder Produktionseinheiten Anwendung findet. Diese Extrapolationsart hat den Vorteil, daß nicht nur die Steigung der Summenkurve im Punkt ϕ 16 Berücksichtigung findet, sondern daß man den Trend der Krümmung eines längeren Kurvenstückes in den Extrapolationsbereich hinein fortsetzen kann.

In Abbildung 5 ist der Extrapolationsvorgang für das Quantil ϕ 5 am Beispiel dreier Summenkurven (Proben 75, 123 und 128) graphisch dargestellt.



Mit Hilfe der so erhaltenen Daten war es nun möglich, Kennzahlen zu errechnen, die einen quantitativen Vergleich der beiden Extrapolationsarten erlauben. Als Kennzahlen werden erstens die mittlere Abweichung a der aufgrund der Extrapolation errechneten Parameter von den exakten FOLK — WARD-Werten und zweitens die Variationsbreite b der Abweichungen verwendet, wobei unter Variationsbreite die Differenz zwischen der maximalen positiven und negativen Abweichung verstanden wird. Die Indices 1 (linear) und e (exponentiell) in der folgenden Tabelle weisen auf die Art der Extrapolation hin.

Parameter	Kennzahlen (in ‰)			
	a_1	b_1	a_e	b_e
Sortierung s_I	-0,034	0,127	-0,004	0,048
Schiefe Sk_I	-0,031	0,103	-0,003	0,039
Kurtosis K'_G	-0,019	0,047	-0,002	0,018

Die berechneten Kennzahlen zeigen nun sehr deutlich die Überlegenheit der exponentiellen Extrapolation. Die mittlere Abweichung a wird gegenüber der linearen Extrapolation etwa um ein Zehntel reduziert und für alle Parameter in den Bereich der dritten Dezimale verdrängt. Da es üblich ist, die statistischen Parameter nur auf zwei Dezimalen genau anzugeben, ist der Extrapolationsfehler zu vernachlässigen.

Aus der Berechnung kann aber noch ein weiterer Vorteil der exponentiellen Extrapolation abgelesen werden. Die lineare Extrapolation hat die Tendenz, die Werte aller statistischen Parameter zu verkleinern. Das beweisen die deutlich negative mittlere Abweichung und die stark negative Asymmetrie der extremen Abweichungen. Die exponentielle Extrapolation hingegen zeigt nur eine schwach negative mittlere Abweichung und ungefähr symmetrische Extremabweichungen, was darauf hinweist, daß sich bei Betrachtung einer Stichprobe von n Einzelwerten die Abweichungen nahezu ausgleichen werden.

Auch eine für die Sortierung durchgeführte Berechnung der linearen Korrelationskoeffizienten beider Extrapolationsarten (exakter s_I -Wert = Nichtzufallsvariable, extrapoliertes s_I -Wert = Zufallsvariable), brachte mit $r_1 = 0.9981$ gegenüber $r_e = 0.9995$ für die exponentielle Extrapolation einen besseren funktionellen Zusammenhang mit den exakten FOLK — WARD-Werten.

Zusammenfassend kann man daher sagen, daß die exponentielle Extrapolation gegenüber der linearen deutliche Vorteile bringt und ein geeignetes Verfahren darstellt, den durch Quantile erfaßten Bereich der Kornsummenkurve zu erweitern und den Weg zu aussagekräftigen Parametern zu eröffnen. Genau genommen gilt diese Aussage aber nur für das in dieser Arbeit untersuchte Probenmaterial. Ihre Allgemeingültigkeit könnte nur durch ein großes Untersuchungsprogramm an Proben verschiedenster Lokalitäten und Ablagerungsmilieus bewiesen werden.

7. Wahl des optimalen Formelsystems

Die entwickelten Bewertungskriterien für die Berechnung der statistischen Parameter „offener“ Korngrößenverteilungen bieten nun die Möglichkeit, aufgrund der Ergebnisse der Siebanalyse ein optimales Formelsystem für die mathematische Behandlung des Datenmaterials zu wählen.

Wie gezeigt wurde, ist der prozentuelle Anteil an nicht analysierter Feinfraktion der entscheidende Faktor und dies erlaubt die Formulierung des folgenden einfachen Schemas:

Feinanteil (Gew.-%)	optimales Formelsystem
0— 3	Momentformeln mit oder ohne Annahmen nach FRIEDMAN (1967)
3— 5	Formeln nach FOLK — WARD (1958)
5—16	Formeln nach FOLK — WARD mit exponentieller Extrapolation von ϕ 5
16—25	Formeln nach OTTO (1939) bzw. INMAN (1952) mit exponentieller Extrapolation von ϕ 16

Übersteigt der Feinkornanteil 25 Gewichtsprozent, so ist die Grenze der Anwendbarkeit der statistischen Parameter überschritten. Zwar wäre es noch möglich, durch Extrapolation das Quantil ϕ 25 zu bestimmen und die Formeln nach TRASK (1932) anzuwenden, doch ist deren Aussagekraft an und für sich schon so gering, daß sie nicht mehr als einen ersten Hinweis auf die Eigenschaften des untersuchten Sandes liefern können.

Es ist mir eine angenehme Aufgabe, Herrn em. o. Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. Otmar Michael FRIEDRICH herzlich zu danken, daß er mir durch seine großzügige Unterstützung diese Arbeit ermöglicht hat.

Herrn a. o. Prof. Dr. phil. Johann Georg HADITSCH danke ich besonders für die zahlreichen Diskussionen und Ratschläge während der Durchführung der vorliegenden Arbeit.

Literatur

- ATTERBERG, A.: Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. — *Chemiker Zeitung*, 29, 195—198, 1905.
- BATEL, W.: Einführung in die Korngrößenmeßtechnik. — Springer, 163 pp., 1964.
- CARVER, R. E.: *Procedures in Sedimentary Petrology* — Wiley, New York, 653 pp., 1971.
- DOEGLAS, D. J.: Grain-size indices, classification and environment. — *Sedimentology*, 10, 83—100, 1968.
- FOLK, R. L.: The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock-nomenclature. — *J. Geol.*, 62, 344X359, 1954.
- FOLK, R. L.: Of skewnesses and sands. — *J. Sed. Petr.*, 32, 145—146, 1962.
- FOLK, R. L.: A review of grain size parameters. — *Sedimentology*, 6, 73—93, 1966.
- FOLK, R. L. — WARD, W. C.: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. — *J. Sed. Petr.*, 27, 3—26, 1958.
- FRIEDMAN, G. M.: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — *J. Sed. Petr.*, 31, 514—529, 1961.
- FRIEDMAN, G. M.: On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. — *J. Geol.*, 70, 737—753, 1962.
- FRIEDMAN, G. M.: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. — *J. Sed. Petr.*, 37, 327—354, 1967.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — *Erdöl und Kohle*, 12, 605—613, 1959.
- FÜCHTBAUER, H. — MÜLLER, G.: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 726 pp., 1969.
- INMAN, D. L.: Measures for describing the size distribution of sediments. — *J. Sed. Petr.*, 22, 125—145, 1962.
- KENDALL, M. G.: *The advanced Theory of Statistics*. — C. Griffin, London, 457 pp., 1945.
- KÖSTER, E.: Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. — Enke-Verlag, Stuttgart, 336 pp., 1964.
- KREYSZIG, E.: *Statistische Methoden und ihre Anwendungen*. — Vandenhoeck u. Ruprecht, Göttingen, 422 pp., 1965.
- KRUMBEIN, W. C.: The probable error of sampling sediments for mechanical analysis. — *Amer. Jour. Sci.*, 27, 204—214, 1934.
- KRUMBEIN, W. C.: Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. — *J. Sed. Petr.*, 8, 84—90, 1936.
- KRUMBEIN, W. C. — PETTIJOHN, F. J.: *Manual of sedimentary petrography*. — D. Appleton-Century Co., 549 pp., 1938.
- MARSAL, D.: *Statistische Methoden für Erdwissenschaftler*. — Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 152 pp., 1967.
- MASON, C. C. — FOLK, R. L.: Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. — *J. Sed. Petr.*, 28, 211—226, 1958.
- McBRIDE, E. F.: Mathematical treatment of size distribution data. — In R. E. CARVER: *Procedures in sedimentary petrology*, 109—127, 1971.
- McCOMMON, R. B.: Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. — *J. Geol.*, 70, 453—465, 1962.
- MOIOLA, R. J. — WEISER, D.: Textural parameters: an evaluation. — *J. Sed. Petr.*, 38, 45—53, 1968.

- MOSEBACH, R.: Auswertung und Darstellung von Kornanalysen und Anwendung ihrer Ergebnisse auf petrologische Fragen. — *Geologie*, 3, 413—440, 1954.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung. — Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 303 pp., 1964.
- OTTO, G. H.: A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sediments. — *J. Sed. Petr.*, 9, 62—76, 1939.
- SACHS, L.: Statistische Auswertungsmethoden, Springer, Berlin-Heidelberg, 671 pp., 1968.
- SHEPARD, F. P. — YOUNG, R.: Distinguishing between beach and dune sands. — *J. Sed. Petr.*, 31, 196—214, 1961.
- TRASK, P. D.: Origin and environment of source sediments of petroleum. — Houston, Texas, 323 pp., 1932.
- UDDEN, J. A.: Mechanical composition of wind deposits. — *Augustana Library Publ.*, 1, 69 pp., 1898.
- VAN DER PLAS, L.: Preliminary note on the granulometric analysis of sedimentary rocks. — *Sedimentology*, 1, 145—157, 1962.
- VAN ORSTRAND, C. E.: Note on the representation of the distribution of grains in sands. — Committee on Sedimentation, Natl. Res. Council, 63—67, 1925.
- WALACH, G.: Ein Beitrag zur Analytik sandiger Sedimente, dargestellt am Beispiel eines Profils durch die Westflanke des Österreichischen Beckens. Unveröff. Diss., Mont. Hochschule, Leoben, 1972.
- WALGER, E.: Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. — *Geol. Rundschau*, 54, 976—1002, 1965.
- WENTWORTH, C. K.: A scale of grade and class terms for classifying Sediments. — *J. Geol.*, 30, 377—392, 1922.
- WENTWORTH, C. K.: Method of computing mechanical composition types in sediments. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 40, 771—790, 1929.
- YULE, G. U. — KENDALL, M. G.: An introduction to the theory of statistics. — Griffin, 570 pp., 1948.

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. Dr. mont. Georg WALACH
 Institut für Erdölgeologie und Angewandte
 Geophysik, Montanistische Hochschule
 A-8700 Leoben

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	287—296	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Notizen aus dem Bergbauggebiet Oberzeiring

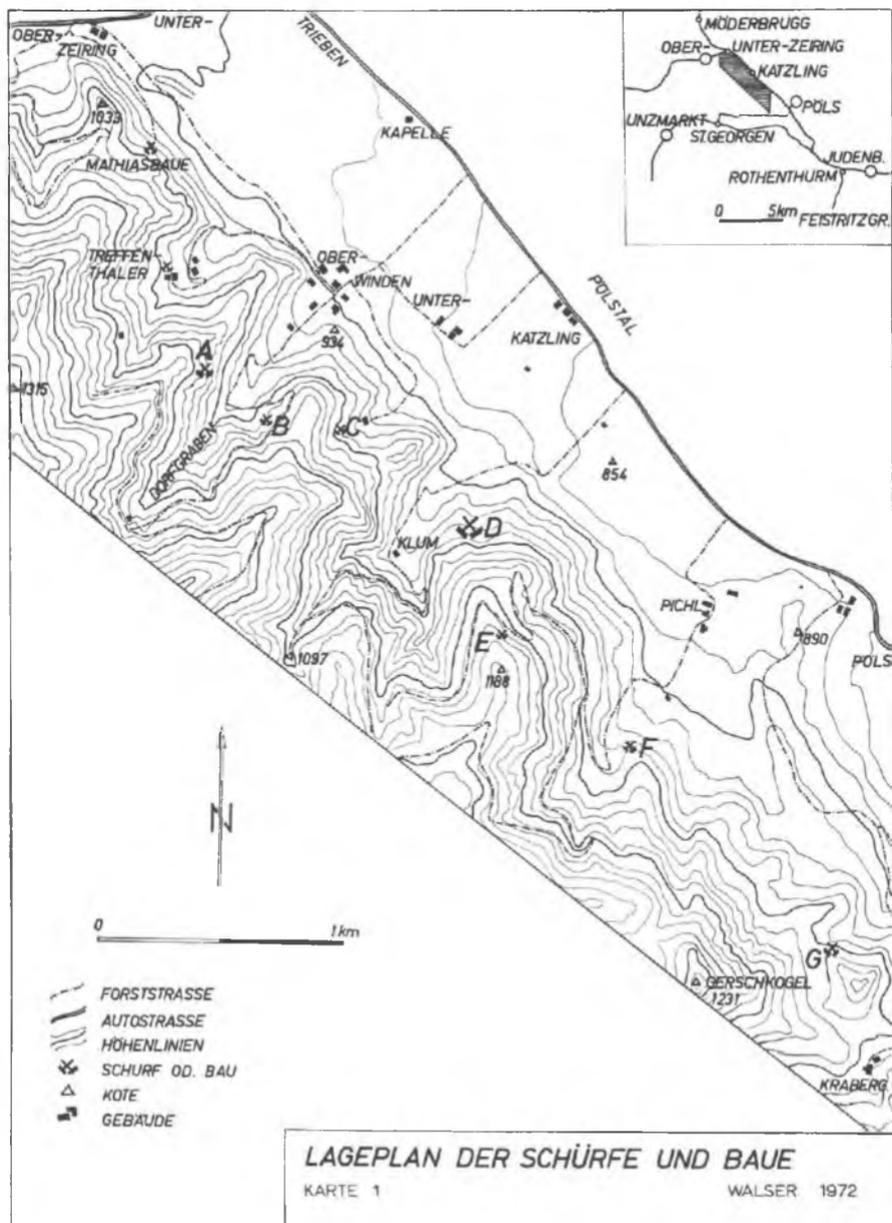
Von Peter WALSER (Fohnsdorf)

Im Laufe meiner lagerstättenkundlichen Tätigkeit im Bergbauggebiet Oberzeiring/Steiermark im Jahre 1971 hatte ich Gelegenheit besonders den Bereich südlich des alten Bergbauortes bis Pöls im Rahmen einer geochemischen Probenahme genauer kennenzulernen. Dabei stellten meine Mitarbeiter, die Studenten G. HAMEDINGER und G. HARTMANN — denen an dieser Stelle für ihre Aufmerksamkeit und ihr Interesse gedankt sei — und ich zahlreiche alte Grubenbaue und Schürfe fest. Diese sollen, bevor sämtliche Spuren verschwunden sind, in der vorliegenden Arbeit ohne Anspruch auf Vollständigkeit festgehalten werden, alleine schon deshalb um späteren Bearbeitern dieses Gebietes dies zur Kenntnis zu bringen. Manch nützlicher Hinweis aus der Bevölkerung bereichert diese Aufstellung, so konnten vermutete Pingen von Augenzeugen als Bombentrichter des letzten Weltkrieges erklärt werden.

In der zahlreichen Literatur, die bisher über den Bergbau in und um Oberzeiring erschienen ist, finden sich leider keine genauen Angaben über die folgenden Einbauten, sodaß eine zeitliche Einordnung kaum vorgenommen werden kann. Lediglich Spuren aus der Bohr- und Schießarbeit und die Stollenhöhe ermöglichen eine grobe Datierung. An Hand der beiliegenden Karten werden die einzelnen Schürfe und Gruben von Norden nach Süden erläutert.

Die „Wolfsgruben“ und der Erbstollen zur Pöls

Auf der Karte 1 wurde 300 m östlich der Kote 1033 ein Graben angedeutet, der in der Literatur (SCHMUT 1904, NEUBAUER 1952) als Pingenzug der alten Wolfsgruben gedeutet wird. Nach SCHMUT deuten diese ehemals „zehn Pingen die Richtung an, in welcher der vom Zeiringer Bergbau herlaufende Erbstollen das ganze Tal (= Pölstal) durchquerend zur Pöls führte“. An Hand der mir zur Verfügung stehenden Luftbilder (1964/65) kann ich diese Theorie nicht unterstützen. Die Luftbilder zeigen ein natürlich gewundenes Bachbett, das wohl durch eine Verlagerung des Zeiringbaches vertrocknete und nun infolge der landwirtschaftlichen Nutzung immer mehr eingeebnet wird. Eine Auswertung der heute vorliegenden topographischen Karten (1967/69) zeigt, daß dieser Erb-



stollen bei ca. 2500 m Länge einen Teufengewinn von weniger als 25 m erbracht also in Oberzeiring einen Bergbau bis in die Teufe von 885 m SH ermöglicht hätte. Heute liegt der Wasserspiegel in der Piergrube in Oberzeiring bei 890 m SH und es gibt keinen Anhaltspunkt dafür, daß in früheren Zeiten der Wasserspiegel höher liegen hätte sollen. Somit hätte also der Bau dieses Erbstollens eine Senkung des Wasserspiegels von fünf Metern bedeutet, sicher zu wenig um solch ein Projekt durchzuführen. Die Existenz des Erbstollens zur Pöls wie auch die der Wolfsgruben — geochemische Profile über diesen „Pingenzug“ zeigten keinerlei Anomalie — muß folglich bestritten werden.

Die Mathiasbaue

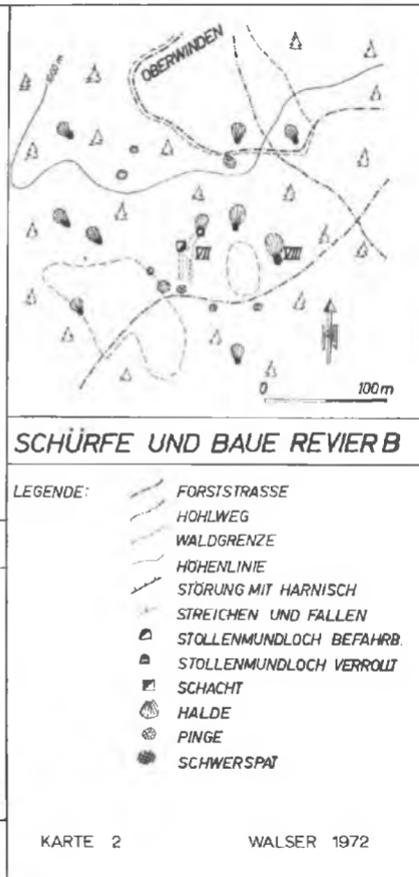
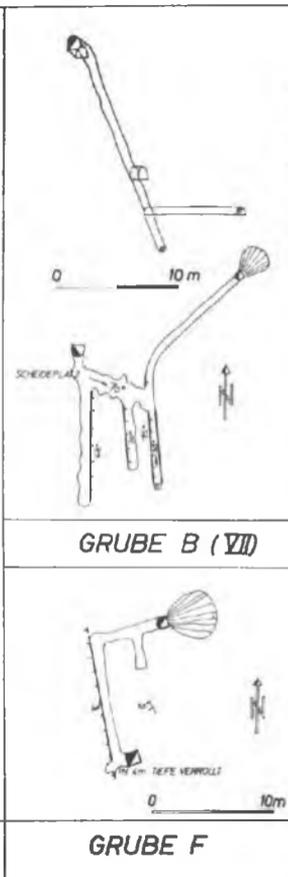
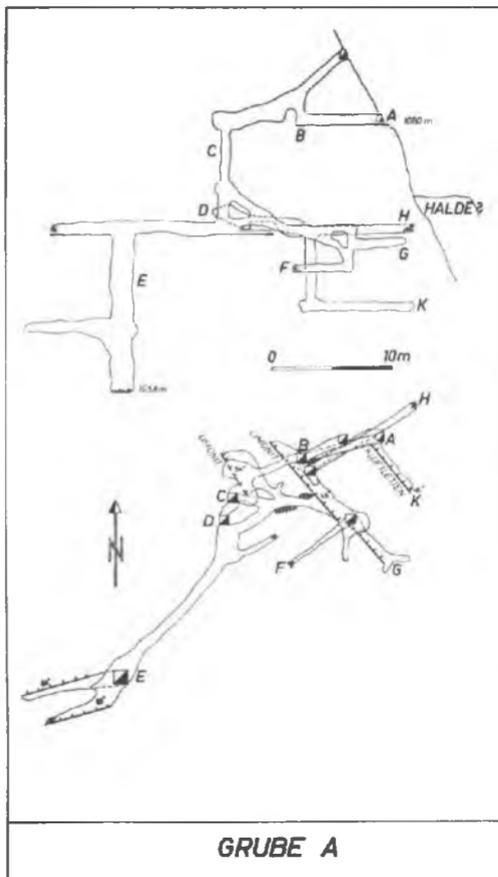
Da J. G. HADITSCH (1967) diese Grube noch befahren konnte und eine Beschreibung gab, sei ergänzend nur hinzugefügt, daß die Geochemie sehr starke Anomalien auf Blei und Silber im Bereich der alten Baue erbrachte.

Der Stollen beim Treffenthaler

Ca. 50 m nordwestlich des Wohnhauses des Gehöftes Treffenthaler ist die Pinge eines Stollens erkennbar, der in der Richtung 270 W angeschlagen wurde. Die mündliche Überlieferung am Hof berichtet, daß hier ein Bergbau umgegangen sei. Heute sickert trübes Wasser aus der Pinge. Die Geochemie verrät uns nichts über die Fündigkeit dieses Stollens.

Grube A (siehe Karte 2)

Ca. 600 m südwestlich von Oberwinden liegt in 1080 m Höhe der Eingang zur Grube A. Im massigen Marmor hat ein System von natürlichen Höhlen dem alten Bergmann die Arbeit erleichtert. So zeigen sich wohl immer Spuren von Schrämararbeit, jedoch sind die Mehrzahl der heute offenen Räume natürlicher Entstehung. Die Grube orientiert sich nach zwei großen Störungen, die schöne Harnische zeigen. Einer Störung (325/45 E) folgt der Abbau in zwei Zechen, wobei man nur mehr Limonitkrusten vorfindet, eine tiefer angeschlagene Strecke (K) auf dieselbe Störung zeigt nur mehr eine Füllung mit Kluffletten. Da in den Ulmen handtellergröße Nester mit Schwerspat anstehen (in der Karte stark vergrößert gezeichnet), liegt die Vermutung nahe, daß hier edlere Erze abgebaut wurden. Der Kriechstollen H ist ausschließlich in Schrämararbeit vorgetrieben und könnte für die beiden Zechen als Förderstollen geschlagen worden sein. Seine Tagöffnung ist im steilen Gelände nicht zu finden, jedoch ist das Material, mit dem der Stollen heute nach 8 m verrollt ist, unschwer als obertägig zu erkennen.



Im Süden der Grube A folgt der Blindschacht E der zweiten Störung (75/85 N). Die Ausnehmungen für den Schachtkranz sind gut zu erkennen. Der Schacht ist in 12 m Teufe verrollt. Da keine Abbauspuren im unteren natürlichen Raum, der durch die Störung gebildet wurde, zu sehen sind, muß der Schacht für tiefere Grubenbereiche eingerichtet worden sein. So finden sich über den ganzen Hang unterhalb Halden verteilt, die von einem Bergbau in diesem Bereich zeugen. Dieser Bereich zeigt auch eine schwache Silber-Anomalie. In Rollstücken unterhalb der Halden finden sich sehr poröse, stark limonitische Kalke mit Spuren von Malachit. Mit den Schwerspatfunden ergibt dies das Bild einer gemischten Sulfid-Vererzung; die Hoffnung auf den Fund von Silbererzen muß man ob der gründlichen Abbaumethoden der Alten sehr gering einschätzen.

Diese Grube könnte auch mit der in der Literatur immer wieder erwähnten Grube von „Purgstallofen“ ident sein. Eine Karte von J. F. GALL aus dem Jahr 1739 (?) zeigt unter dem Titel „Purgstallofner Gruben bei Oberwinden“ jedoch eine ausgedehnte Grube, die weder der Größenordnung noch der Himmelsrichtung nach in diesem Bereich aber auch nicht in der weiteren Umgebung einzuordnen ist.

Grubenrevier B (siehe Karte 2)

Gleich am Hang gegenüber der Grube A ca. 600 m südlich von Oberwinden finden sich die Schürfe und Baue des Reviers B. Das Mundloch des durch Feuersetzen in Richtung 48 vorgetriebenen Kriechstollens zur Grube VII finden wir in 1060 m Höhe. Auch diese Grube folgt einer Störung (355/70 E) und hat in einer natürlichen Höhle ihren Anfang gefunden. Als der Abbau in entsprechende Teufen gelangt war, wurde der Kriechstollen angeschlagen, der entlang der Störung dann als Gesenk in die Teufe führt, heute aber nach 8 m verrollt ist. Am Höhleneingang in einer Nische konnten einige lose Stücke mit derbem Arsenkies gefunden werden, dies könnte wohl der Scheideplatz für edlere Erze gewesen sein. Entlang der Störung finden sich nur Limonitkrusten und auch die Geochemie gibt uns keinen Hinweis auf die Art der Vererzung.

Ca. 50 m östlich der Grube VII liegt die große Halde und die Pinge eines Stollens (VIII), der angeblich erst durch den Bau der Forststraße vor ca. 5 Jahren verschüttet wurde und bis dahin „gut und sehr weit“ befahrbar war. Eine Zahl von Pingens südlich der Baue VII und VIII könnte alte Zechen dieser Gruben markieren. Auch in der weiteren Umgebung finden sich Halden und Pingens, die von intensiver Bergbautätigkeit Zeugnis ablegen.

Stollen C

Folgt man einem Feldweg von Oberwinden nach Süd-Osten, so kommt man auf der Höhe von Unterwinden im kleinen Tale am Ende dieses Weges zu der

Ruine eines Stadels. Ca. 150 m oberhalb dieser Ruine im Taltiefsten betritt man eine große Halde und im Gestrüpp kann man die Pinge eines Stollens erkennen, der in Richtung 220 SW im Marmor angeschlagen wurde. Auch hier sickert noch heute das Grubenwasser aus der Pinge und füllt einen Trog. Die Halde mit über 500 m³ läßt auf einen tiefen Stollen oder rege Abbautätigkeit schließen, eine leichte geochemische Anomalie für Silber verstärkt die Vermutungen.

Revier D = Klum (siehe Karte 3)

Südlich von Katzling erstreckt sich östlich der Klum-Hube das Grubenrevier D. Mit Ausnahme der Grube V zeigen alle Einbauten in ihrer Umgebung starke bis sehr starke Anomalien bezüglich Silber, Blei und Zink. Im vorliegenden Gebiet steht ein brekziöser bis massiger Marmor an, der bei steilem Einfallen NW-SE streicht. Mehrere zum Streichen parallele Störungen zerhacken diesen Marmor und dürften die Erzzufuhr ermöglicht haben. In diesem Zusammenhang darf darauf hingewiesen werden, daß übereinstimmend von allen Bearbeitern der Zeiringer Lagerstätte die große Pölstalstörung, die ebenfalls NW-SE streicht, als Hauptlieferant der Erzlösungen angesehen wird.

Bevor auf die einzelnen Baue eingegangen wird, sei erwähnt, daß die Halden im Bereich VI aufgegraben wurden und das Haldenmaterial nach der Wichte angereichert wurde. Dafür danke ich Herrn Dipl.-Ing. H. KOLB sehr herzlich. Eine Zahl von Anschliffen dieser Schwerekonzentrate brachte keinen eindeutigen Erznachweis. Herr Professor Dr. J. G. HADITSCH — dem an dieser Stelle für seine stete Hilfsbereitschaft gedankt sei — fand jedoch in einem Schliff Kupferkieströpfchen in zersetztem Bleiglanz, dessen ursprüngliches Gitter noch erkannt werden konnte, und er schließt daraus auf eine Paragenese Bleiglanz—Zinkblende—Kupferkies, wobei dann der Bleiglanz als Silberträger angesehen werden muß. Sämtliche Schriffe zeigen reichlich Pyrit mit allen Übergängen zu Limonit, wobei jedoch schon der Marmor einen hohen primären Pyritgehalt zeigt.

Der Bau I in 1070 m an einer markierten Flurgrenze gelegen ist ein Beispiel dafür, daß der natürlichen Klüftung nachgearbeitet wurde. Auf der Karte 3 wurden die Stollen doppelt so groß dargestellt. Der Hauptstollen folgt einer Kluft (160/70 W) ca. 14 m bis er verrollt ist. 3 m hinter dem Mundloch zweigt von einer Kaverne mit 3 m Durchmesser ein Seitenstollen nach Osten ab, der einem Harnisch (280/85 S) folgt. Dieser Seitenstollen endet nach 13 m im festen Fels. Beide Stollen sind nur grob ausgebrochen und erreichen eine Höhe von 150—200 cm. Abgesehen von einer leichten Limonitisierung des Marmors zeigen sich keine Erzspreuen.

Stollen II (1030 m) folgt dem Streichen des klüftigen Marmors (135/65 W) ca. 10 m, dann ist auch dieser 150 cm hohe Stollen verrollt. Hier ist auch das

Mundloch schon stark verrollt, eine sehr große Halde zieht sich den Hang entlang und läßt auf rege Bergbautätigkeit schließen.

Ebenso zeigt Stollen III (1020 m) eine mächtige Halde. Der Stollen folgt einer Störung (145/40 NW), wobei bedingt durch kleine Querverwerfer die Stollenrichtung 180 S beträgt. Nach 14 m ist der Bau verrollt.

Zwischen den Stollen II und III kann man auf dem Schlag sehr gut eine kleine Terrasse ausnehmen, von der nach Norden also abwärts wie auch aufwärts nach Süden Trassen weglafen, die an die Überreste eines Bremsberges erinnern. In diesem steilen Gelände haben wohl die alten Bergleute auch schon etwas Ähnliches betrieben, wobei die Terrasse als Umladestation gedient haben mag. Daß sich im Bereich dieser Trassen keine geochemischen Anomalien zeigen, wäre durch die Verwendung der dichten, ledernen Erzsäcke erklärbar.

Westlich des Stollens III trifft man auf die Halde mit dem fast vollständig verrollten Mundloch des Stollens IV (1010 m), der einer Störung (330/55 W) folgt. Ein Befahren dieses Baues war mir nicht möglich.

Fährt man auf der Forststraße von Katzling kommend zur Klum, so trifft man gleich bei der ersten Biegung, wenn man 50 m nach Westen auf den Hang klettert, auf die Einbauten V (900 m). Ein Stollen führt in der Richtung 235 SW und zwei Pingen in dieser Richtung — wohl durch die geringe Überdeckung verbrochen — zeigen den weiteren Verlauf an. Eine große Halde läßt auch hier auf einen einst tiefen Stollen schließen, der vielleicht nie die erzführende Zone erreicht hat, was aus dem Fehlen einer geochemischen Anomalie im Bereich dieser Baue geschlossen werden darf. Gleich 30 m westlich findet sich ein zweiter Stollen, der im anstehenden Fels angeschlagen wurde. Auch dieser ist verbrochen und zeigt nur eine kleine Halde.

Folgt man nun der Forststraße nach Osten, so trifft man nach 100 m und 150 m auf zwei mächtige Halden, die ihre dazugehörenden Stollen als bedeutende Unterfahrungsstollen für die darüber liegenden Baue (VI) ausweisen. Der Forstweg schneidet beide Halden an, doch konnte ich trotz diesem verhältnismäßig guten Aufschluß auch in diesen Halden keine erzhältigen Handstücke finden.

Die Baue VI zeigen teilweise große Halden und vor allem sehr hohe Silberanomalien im gesamten Bereich. Es ist umso verwunderlicher, daß in der Literatur über diese Baue, die vielleicht einmal einen beachtlichen Anteil der Silberproduktion des Oberzeiringer Reviers lieferten, nichts zu finden ist. Südlich davon finden wir noch einen Stollen (E auf Karte 1), der auf der Karte 3 nicht mehr Platz fand, sicher aber zum selben Revier gehört. Dieser Stollen liegt 100 m nördlich der Höhenkote 1188 und ist auch schon beim Mundloch verrollt.

Grube F (siehe Karte 2)

Südlich von Pichl befindet sich am Fuße des mächtigen brekziösen Marmors, der deutlich als Rücken vorspringt, gleich 50 m oberhalb des Waldrandes das Mundloch zur Grube F (970 m). Der Stollen wurde in einer lichten Höhe von 120 cm durch Feuersetzen vorgetrieben und trifft nach 6 m auf eine Störung (350/60 W), der die Bergleute nach Süden 10 m folgten. In einer kleinen Kaverne wurde ein Blindschacht abgeteuft, der aber heute nach 4 m verrollt ist. Parallel zur Störung stehen Schwarzschiefer an und wieder kann man außer Limonitkrusten keine Vererzung feststellen. Die Geochemie zeigt erhöhte Zinkwerte. Außerhalb der Grube im limonitischen Marmor finden sich vereinzelt Bohrbüchsen, doch muß diese Tätigkeit nicht mit der Grube zusammenhängen. Die Halde ist jedenfalls größer als dies der heute offene Grubenraum vermuten läßt.

Geht man um diesen Marmorrücken in westlicher Richtung 50 m weiter, findet sich noch eine Höhle, die einem Harnisch (60/20 N) ca. 3 m in die Teufe folgt, aber eher natürlicher Entstehung ist.

Grube G

Wandert man im Süden des Arbeitsgebietes vom Kraberger-Gehöft ca. 500 m nach Norden auf die kleine Paßhöhe, trifft man auf eine große Pinge am Waldrand der sumpfigen Wiese. Im hier anstehenden Pegmatitfels mit schön ausgebildeten Muskovittafeln ist diese Pinge mit einem Durchmesser von 8 m und einer Tiefe von 5 m nicht zu übersehen. Zum Wiesenrand hin liegen mächtige Halden aufgeschüttet und darin konnte ich Stücke von derbem Arsenkies finden, der im Anschliff starke tektonische Beanspruchung zeigt. Hier muß es sich um einen größeren Abbau gehandelt haben, der durch einen Unterfahrungsstollen von Norden her erleichtert werden sollte, als er eine beschwerliche Teufe erreicht hatte. Dieser Stollen wurde 115 m nördlich ca. 30 m unter Niveau im hier anstehenden Marmor (75/85 S) angeschlagen und in Richtung 174 S mittels Bohren und Schießen vorgetrieben. Nach 13 m durchörtert man eine Ruschelzone (110/70 N) und kommt damit in mürbe Kalk-Glimmerschiefer (90/80 N), die nach 22 m (vom Mundloch gerechnet) konkordant in massigen Marmor übergehen. Bei einer Länge von 28 m kam es zu einem jähen Ende der Vortriebsarbeiten, wie die noch vorhandenen Bohrbüchsen in der Stollenbrust beweisen. Der Stollen weist mit einer Höhe von knapp 200 cm und der Bohr- und Schießarbeit auf die bergbaulichen Aktivitäten der Gewerke Neuper im 19. Jahrhundert, ob allerdings der Bergbau bei der Pinge aus älterer Zeit stammt, bleibt offen. Auch in diesem Bereich verhilft uns die Geochemie zu keiner Klärung der Frage nach den hier abgebauten Erzen.

Literatur

- GALL, J. F.: Karte der Purgstallofner Gruben bei Oberwinden 1739 (?) Hof- und Kammerarchiv Wien P d 3.
- HADITSCH, J. G.: Die Zeiringer Lagerstätten. — Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 6, 1967, 4—196, Leoben.
- NEUBAUER, W.: Geologie der Blei-Zink-Silber-Eisen-Lagerstätte von Oberzeiring. — BHM, 97, 1952, 5—15 und 21—27, Leoben.
- SCHMUT, J.: Oberzeiring. Ein Beitrag zur Berg- und Münzgeschichte Steiermarks. — Berg- und hüttenm. Jb. d. k. k. Montan. Hochschule Leoben 1904.
- TUNNER, P.: Das alte und neue Bergwerk zu Oberzeiring. — Jb. f. d. innerösterreich. Berg- und Hüttenmann 1841 Leoben.
- Luftbilder Ö. K. 130/1964 — Str. 11, Nr. 2245—2248; 160/61/1965 — Str. Nr. 7110—7117 und 7331—7337.
- Österr. Karte 1 : 50 000, Blatt 130 Oberzeiring 1967/69 und Blatt 160 Neumarkt in Steiermark 1966/67.

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Ing. Dr. mont. Peter WALSER
Precheisengasse 2
A-8753 Fohnsdorf

Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen	Sonderband 2 Festschrift O. M. FRIEDRICH	297—302	Leoben 1974
--	--	---------	-------------

Über zwei Feinsedimente aus der Grazer Schotterterrasse in der Brucknerstraße (Würm)

Von Josef HANSELMAYER (Graz) und Tivadar KOTSIS (Budapest)

Inhalt

1. Einleitung
2. Korngrößenanalysen
3. Der Mineralbestand des hellbräunlichen Sandes
4. Untersuchungen am Material aus sandig-toniger Lage (Silt)
 - 4.1 Die röntgenographische Aufnahme
 - 4.2 Derivatographische Aufnahme
5. Schluß
6. Literatur

1. Einleitung

Petrographische Untersuchungen an *Grobsedimenten* der Würmterrassen entlang der Mur von Judenburg bis ins Leibnitzer Feld wurden schon von mehreren Örtlichkeiten veröffentlicht (siehe FLÜGEL 1960, 1961, HANSELMAYER 1962a, b, 1963, 1964, 1974, 1975), so daß wir gute Kenntnisse über die qualitative und quantitative gesteinskundliche Zusammensetzung, sowie über die Korngrößen dieser Schotterakkumulationen haben. Auch Herkunftsfragen wurden hiebei erörtert.

Wie es sich gezeigt hat, kommen *Feinsedimente*, in erster Linie Sande, sowohl als Bindemittel zwischen den Geröllen als auch als eigene Einschaltungen zwischen den Geröllagen vor. Selten gibt es sandigtonige bzw. tonige Zwischenlagen. Darüber liegen noch keine Nachrichten vor.

Verwiesen sei in diesem Zusammenhange auf die Arbeit von KOLMER 1968 über den Mineralbestand von Feinsedimenten zwischen Friesach und dem Leibnitzer Feld und von 5 Proben aus dem Grazer Feld. Aber bei diesen

Untersuchungen handelt es sich um Entnahmen aus Lößschichten, die alle über der Würmterrasse liegen. Siehe auch HÖLLER & KOLMER 1965 und HAUSER 1952, 1954.

Mit Hilfe systematischer Studien an den sich zwischen den Geröllagen befindlichen sandigen und sandig-tonigen Sedimenten, die sich auf Korngrößen, besonders aber auf den Mineralbestand und auf Veränderungen desselben beziehen, soll versucht werden, Ausgangsmaterial und Einzugsgebiete festzulegen und eventuell auch eine Trennung der eiszeitlichen (z. B. Würmglazial, Ribßglazial) und der zwischeneiszeitlichen (z. B. Ribß-Wurm-Interglazial) Schotterakkumulationen durchzuführen.

Die für diese Studie entnommenen Proben stammen aus der NW-Wand der Schottergrube in Graz, Brucknerstraße (gegenüber den Häusern Nr. 28 und 30), Würmterrasse östlich der Mur, HANSELMAYER 1974 und zwar aus einer 12 cm mächtigen, horizontal gelagerten hellbräunlichen Sandlage (2¹/₂ m unter dem Hangenden) und aus einer 1,8 cm dicken, makroskopisch tonig aussehenden grünlichgelben Feinsedimentlage, welche diese Sandlage überdeckt.

2. Korngrößenanalysen

Aus sandig-toniger Lage		Aus sandiger Lage	
Korndurchmesser	Vol.-%	Korndurchmesser	Vol.-%
über 1 mm	0,00	über 1 mm	7,6
0,50 —1,0 mm	0,18	0,50 —1,0 mm	17,1
0,25 —0,50 mm	0,62	0,25 —0,50 mm	34,4
0,125—0,25 mm	0,89	0,125—0,25 mm	31,8
0,063—0,125 mm	7,41	0,063—0,125 mm	6,2
unter 0,063 mm	90,90	unter 0,063 mm	2,9
	100,00		100,00

3. Der Mineralbestand des Sandes

Ergebnis der Auszählung von 500 Körnern mit ϕ über 0,125 mm			
	Kornzahl-%		Kornzahl-%
Granat	3,2	Epidot	0,6
Dolomit	0,4	Klinozoisit	0,2
Quarz	72,0	Opake Mineralien	3,2
Turmalin	0,4	Granitbrösel	0,8
Zirkon	0,2	Quarzit	3,4
Hornblende	2,2	Amphibolit	0,6
Chlorit	0,6	Kieselschiefer	0,4
Kna-Feldspat	1,0	Serizitschiefer	0,2
Plagioklas	2,2	Kalksteine	2,8
Muskowit	2,6	unbestimmbar	2,2
Biotit	0,6		
Titanit	0,2		100,00

Die Granate sind hellrosa, kein Körnchen farblos. Quarze entweder glashell durchscheinend (18 Stück-% glashell, hellgrau, hellgelblich) oder nicht durchscheinend (hellgrau, grau, lichtocker, hellgelbbraunlich). Unter den Blattspaltern überwiegt Muskowit, ein Biotit ausgebleicht. Die Glimmerschuppen nehmen in der Fraktion 0,125 mm und darunter merklich zu. Die KNa-Feldspäte stammen aus Graniten und/oder Pegmatiten und aus Gneisen. Drei Plagioklase mit „echter Fülle“, keine basischen Plagioklase. Unter den größeren Körnern sieht man Quarze bzw. Quarzfelsbröckelchen, teils stärker, teils weniger stark gerundet, aber auch Quarzite. Einige größere Körner sind aus wenigen Individuen verschiedener Mineralart (meist mit ϕ von je 0,2—0,3 mm) zusammenzementiert. Das Bindemittel ist eisenoxydartig. Auch einige Karbonatbrösel sind erhalten geblieben, darunter Dolomit sehr zurücktretend.

4. Untersuchungen am Material aus sandig-toniger Lage (Silt)

Unter dem Stereomikroskop sieht man parallel gelagerte, sehr feinkörnige Mikroschichten, in denen hauptsächlich Muskowit-Serizit, Quarz und zurücktretend Chlorit enthalten sind. Illit ist auch vorhanden, wie die Thermometrie bzw. die DTA-Kurve zeigt, aber wegen der Kornfeinheit nicht identifizierbar. Siehe hierzu auch NEMECZ 1973.

4.1 Die röntgenographische Aufnahme

(Röntgenapparat: MÜLLER MIKSO PHILIPS 1010, Cu/Ni 44 KV, 22 mA) läßt Muskowit, Illit, sowie Chlorit und Quarz erkennen.

4.2 Derivatographische Aufnahme, siehe Abb. 1

Seit Beginn der DTA-Methode besteht das Bestreben, neben qualitativen auch quantitative Schlüsse aus den erhaltenen Kurven ziehen zu können. Die Grundlagen der quantitativen Auswertung gehen auf SPEIL, 1945 zurück, während sie später von KERR & KULP, 1949 weiterentwickelt und teils modifiziert wurden. Beim ausführlichen Abfassen und bei der mathematischen Diskussion dieser Methode hat sich VOLD, 1949 u. a. Verdienste erworben.

Die oben erwähnten Zusammenhänge zeigen, daß die bei jedem thermischen Prozeß eintretende Enthalpieänderung der Fläche unter der Kurve, das heißt der Konzentration des Minerals proportional ist. In der Praxis kann man aber die Auswertung der DTA-Kurven nur mit einer relativen Genauigkeit von 5 bis 10 % durchführen.

Diese Genauigkeit wird durch Verwendung des *Derivatographen*, System ERDEY L., PAULIK F. & PAULIK J. 1954 usf. bedeutend verbessert. Die Komplex-Thermoanalytische Einrichtung enthält ein Gerät für Differential-

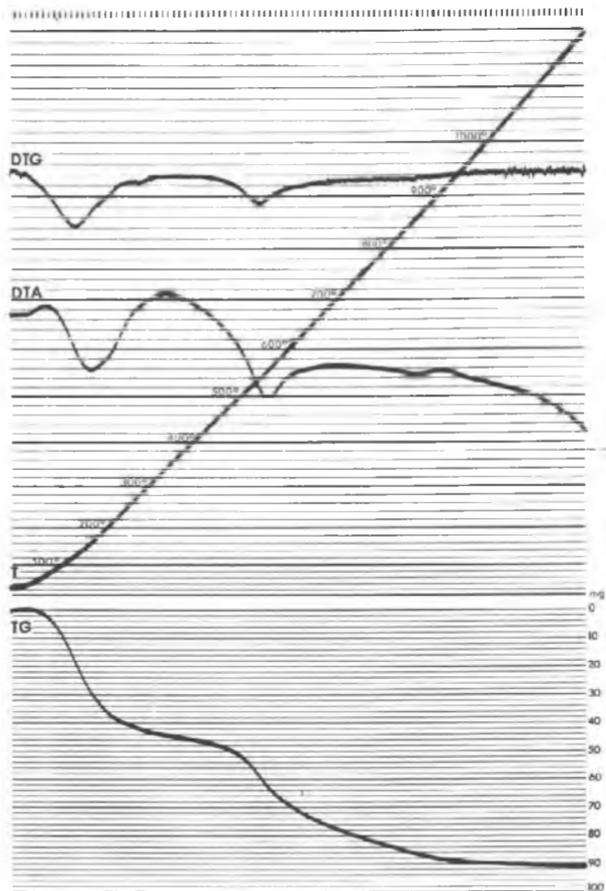


Abb. 1. Derivatographische Aufnahme (System ERDEY, F. PAULIK & J. PAULIK) eines sandig-tonigen Feinsedimentes aus der Würmterrasse in Graz, Brucknerstraße. — DTG = Differentialthermogravimetrische Kurve. DTA = Differentialthermoanalytische Kurve. T = Temperaturkurve. TG = Thermogravimetrische Kurve. Einwaage = 1,0 g.

thermoanalyse, eine Thermowaage und eine derivierende Thermowaage mit Galvanometer, Tiegel für Prüfgut und Inertstoff, elektrischem Ofen u. a. Mit diesem Derivatographen kann man die Temperatur T, die Gewichtsänderung TG, die Geschwindigkeit der Gewichtsänderung DTG, sowie die durch die Umbildung verursachte Enthalpieänderung DTA der zu prüfenden Substanz *gleichzeitig* messen. Gegenüber dem oben erwähnten DTA-Verfahren wird die mittels dieses Apparates gewonnene DTA-Kurve in erster Linie zur qualitativen Auswertung herangezogen. Wesentlich wichtiger sind aber die Ergebnisse, welche mit Hilfe der DTG-Kurven bzw. durch deren Vergleich mit der DTA-Kurve gewonnen werden können. Da die Meßergebnisse automatisch aufgezeichnet werden, sind subjektive Meßfehler ausgeschlossen.

Bei unserer derivatographischen Untersuchung am Feinsediment aus der Brucknerstraße in Graz betrug die Einwaage 1,0 g. Waageempfindlichkeit = 200 mg. In der vorliegenden Aufnahme sind 10 mg = 1%. Aufheizgeschwindigkeit = 12° C/min. Die Aufnahme wurde photographisch registriert.

Man sieht im Derivatogramm erstens die Enthalpieänderungen und zwar eine endotherme Reaktion bei 160° C im Zusammenhang mit einem Wasserverlust vom Illit, nach ihr eine exotherme Reaktion bei 340° C, zurückgehend auf Illit und einem geringen Eisenoxidgehalt. Die folgenden zwei endothermen Spitzen gehören auch zum Illit, bei 560° C übereinstimmend mit Quarz und bei 865° C auch mit Chlorit. Beachte den zugehörigen Verlauf der DTG-Kurve. Aus der thermogravimetrischen Kurve (TG) lassen sich die entsprechenden quantitativen Werte ablesen. Die Gewichtsabnahme ist im ganzen gesehen relativ flach, insgesamt bis 1000° C nur 92 mg = 9,2%. Im speziellen tritt eine stärkere Gewichtsabnahme bei ca. 50° C und bei 500° C ein, im Einklang hierzu natürlich der Verlauf der DTG-Kurve.

Auch die Endothermie bei 560° C ist sehr bezeichnend für Illit. Es liegt nicht ein mixed layer Illit vor, sondern ein reines Mineral. Im ersteren Falle würde die Kurve anders aussehen und auch die DTG von unserer abweichen.

5. Schluß

In dieser Studie werden *die ersten derivatographischen* Untersuchungen (nach dem System PAULIK-PAULIK-ERDEY) an Feinsedimenten aus dem *österreichischen Ostalpenraum* mitgeteilt. Derartige Untersuchungen an solchen äquivalenten Lagen in den Würmterrassen entlang der Mur in der Steiermark werden fortgesetzt. Erst nach deren Beendigung erscheint eine eingehende, vergleichende und zusammenfassende Diskussion angebracht.

Schrifttum

- ERDEY, L., PAULIK, F. & PAULIK, J. (1954): Differential Thermogravimetry. — *Nature* 174: 885.
- (1955): Differencial termogravimetria. — *Magyar Tud. Akad. Kém. Tud. Oszt. Közleményei* 7: 55—89.
- FLÜGEL, H. (1960): Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes. 1: 100 000. — *Geol. B.A. Wien*.
- (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes. — *Mitt. Museum Bergbau etc. Joanneum, Graz*, 1—212.
- HANSELMAYER, J. (1962a): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung. XVII. Fund eines Lazulith-Quarzfels-Gerölles im Würmglazialschotter von Graz (Don Bosko). — *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math. naturwiss. Kl.*, 171: 1—6.
- (1962b): Dies. Beiträge XVIII. Erster Einblick in die petrographische Zusammensetzung steirischer Würmglazialschotter (speziell Schottergrube Don Bosko, Graz). — *Sitzungsber. Akad. Wsis. Wien, math. naturwiss. Kl.*, 171: 41—78.
- (1963): Dies. Beiträge XIX. Petrographie der Schotter aus der Würmterrasse von Friesich-Gratkorn. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 93: 137—158.
- (1964): Dies. Beiträge XXIII. Petrographie der Schotter aus der Würmterrasse von Stocking. — *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math. naturwiss. Kl.*, 173: 277—299.
- (1974): Dies. Beiträge XXXII. Zur Petrographie der steirischen Glazialschotter, speziell Graz-Brucknerstraße. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 104: 9—18.
- (1975): Dies. Beiträge XXXIII. Petrographie von Proben aus der Würmterrasse Frohnleiten. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 105 (im Druck).
- HAUSER, A.: Die Lehme und Tone Steiermarks. 1952, I.: Allgemeines und Überblick über die steirischen Vorkommen. 1954, II.: Das Ergebnis der Untersuchung. — *Lehrkanzel f. techn. Geologie d. Techn. Hochschule Graz*, 1—39 bzw. 1—68.
- HÖLLER, H. & KOLMER, H. (1965): Sedimentpetrographische Untersuchungen an steirischen Lössen und Lößlehmen. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 95: 115—122.
- KERR, P. F. & KULP, J. L. (1948): Multiple Differential Therme Analysis. — *American Mineralogist*, 33: 387—419.
- KOLMER, H. (1968): Über Lösssedimente des Murtales. — *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 98: 11—15.
- NEMECZ, E. (1973): *Agyagaszvanyok (Tonmineralien)*. Akademische Verlagsgesellschaft, Budapest. Ungarisch.
- SPEIL, S., BERKELHAMMER, L. H., PASK, J. A. & DAVIES, B. (1945): *Differential Thermal Analysis*. — *US Bur. Min. Techn. Paper* Nr. 664.
- VOLD, M. J. (1949): *Differential Thermal Analysis*. — *Anal. Chemie*, 21: 683—688.

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. Josef HANSELMAYER
Rechbauerstraße 54
A-8010 Graz
Dr. Tivadar KOTSIS
Krisztina krt. 73
1016 Budapest