

Beiträge zur vortertiären Pb-Zn-Cu-Metallogenese im Raum zwischen Rasht und Chalus (Alburs, Iran)

von R. Brandner, J.G. Haditsch und H. Mostler⁺)

Zusammenfassung

Bei der Klärung der Frage, inwieweit die horizontgebundenen karbonen bis triadischen Pb-Zn-Cu-Vorkommen des Alburs zwischen Rasht und Chalus auch als zeitgebunden und syngenetisch angesehen werden müssen, stellte sich die Bindung der Lagerstätten von Guret, Mashkuh und Rochak bei Rudbarak an Granite heraus.

Im Perm und in der Trias desselben Raumes gibt es eine Reihe von Pb-Zn-Cu-Ba-F-Mineralisationen, die an eine Bruchtektonik (in Verbindung mit Heraushebungen und Verkarstungen karbonatischer Sedimente und einer Lateritisierung subaerisch ausgeflossener Basalte) gebunden sind. Die permotriadische Lateritisierung wurde über den gesamten West- und Zentralalburs verfolgt und in ihrem Ablauf speziell hinsichtlich ihrer Metallisationen untersucht.

Summary

In clearing up the problem, to what extent the strata-bound lead, zinc and copper occurrences of the Carboniferous to the Triassic of the Albours ranges between Rasht and Chalus also can be declared as time-bound and of syngenetic origin, it was possible to show, that the deposits of Guret, Mashkuh and Rochak near Rudbarak are bound to granites.

In the Permian and Triassic rocks of the same region there occurs a number of lead, zinc, copper, baryte and fluorine mineralizations, bound to a fracturing deformation (in connection with emersions and karstifications of the carbonaceous sediments and a lateritization of subaeric basalt lava flows). The permotriassic lateritization has been observed all over the Western and Central Albours and also was investigated, especially in respect to its metallizations.

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

Diese Arbeit wurde 1977 über Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung (Wien) durchgeführt. Ursprünglich war eine eingehendere und daher auf mehrere Jahre konzipierte metallogenetische Bearbeitung vorgesehen.

Im Herbst 1977 wurde, um den Rahmen festzulegen, mit den Geländearbeiten begonnen, bei denen besonders an Paläokarsterscheinungen gebundene Mineralisationen entdeckt wurden, welchen aus genetischen Gründen eine besondere Bedeutung zukommt. Deshalb wurde diesen Mineralisationen auch über den ursprünglich vorgegebenen Rahmen (Abb. 1) hinaus besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Infolge der veränderten Lage im Iran war es nicht möglich, auch den anderen Vererzungstypen das gleiche Augenmerk zu widmen, so daß das im nachstehenden Gebrachte nur als eine erste Information zu werten ist.

Grundsätzlich wurde versucht, zu prüfen, ob die bisher als horizontgebunden angesehenen Mineralisationen tatsächlich zeitgebunden sind und syngenetisch gebildet wurden.

Die Untersuchungen im Raum zwischen Zanjan und Rasht haben ergeben, daß man die Erzlagerstätten und -vorkommen in den permokarbonen Sedimentgesteinen nicht nur in einem größeren Rahmen sehen muß, sondern daß sich unter diesen, was die Stoffzufuhr und Platznahme betrifft, auch mehrere Typen verbergen.

Die Aufgliederung nach genetischen Gesichtspunkten erfolgte nach den nachstehenden Gegebenheiten:

1) Eine Reihe der im Karbon und Perm auftretenden, z.T. bis in die Trias reichenden Pb-, Zn- und Cu-Lagerstätten (wie die Guret-Mine bei Rudbarak und die Lagerstätten von Mashkuh und Rochak) ist an mesozoische Granite gebunden. Obwohl ein Teil dieser Vererzungen noch innerhalb des Einflußbereichs der Kontaktmetamorphose liegt, sind diese Lagerstätten nach den Feststellungen der Verfasser ohne Ausnahme hydrothermalen und in Bezug auf die Kontaktmetamorphose postgenetischer Entstehung. Wenngleich bisher somit echte kontaktpneumatolytische Lagerstätten noch nicht entdeckt werden konnten, so kann deren Existenz dennoch nicht ausgeschlossen werden.

Verantwortlich für die Stoffzufuhr sind Hydrothermen aus dem Bereich eines stark gegliederten Granitplutons. Die ortsweise schichtkonkordant auftretende Vererzung hat nichts mit einer sedimentären zu tun; vielmehr folgten die vererzenden Lösungen teilweise wegsamen Flächen (wie z.B. Bank- und Schichtflächen), teilweise führten aber auch Stauhazone zur lateralen Verbreitung der Erze, wie dies gerade bei Wechsellagerungen von kalkigen und tonigen Sedimenten deutlich wurde.

Charakteristisch für diesen Lagerstättentypus ist eine Verbreitung über mehrere Formationen (Karbon, Perm und Trias) in z.T. stark wechselnder Fazies. Die einzelnen Lagerstätten erwecken, für sich betrachtet, den Anschein einer stratiformen, ja sogar syngenetischen Bildung, insgesamt ergibt sich jedoch das Bild eines diskordanten Durchgreifens der Vererzung über einen

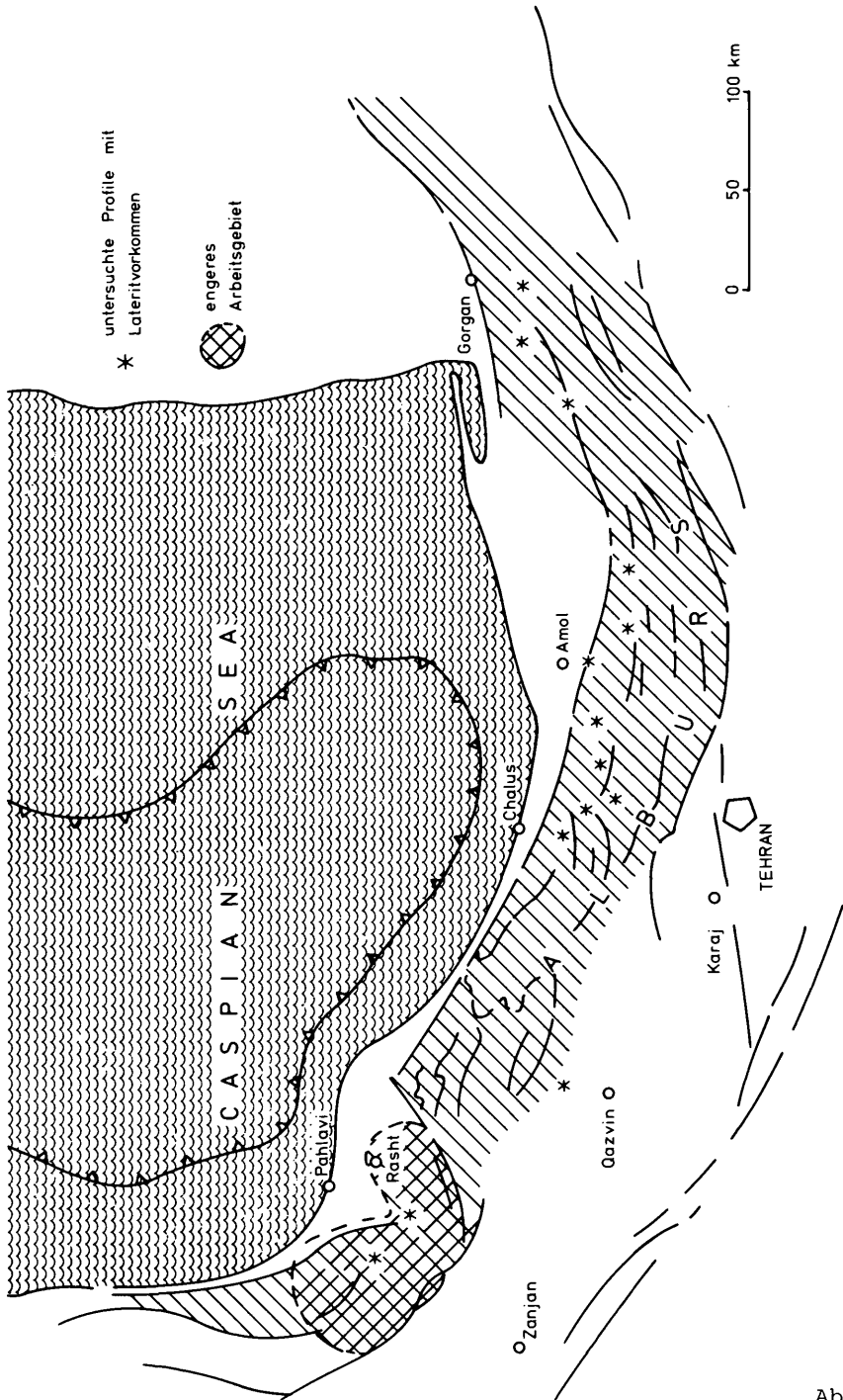


Abb. 1

Schichtkomplex von mehr als 1000 m Mächtigkeit, also das einer epigenetischen Lagerstättenbildung.

2) Eine weitere Lagerstättengruppe, die zunächst einmal streng vom zuerst genannten Typus auseinandergelassen werden muß, steht mit tektonischen Äußerungen in Verbindung, die sich im Zeitraum zwischen Oberperm und Obertrias (? Unterjura) im Alburs ereigneten. Heraushebungen, gekoppelt mit Aufwölbungen und intensiver Bruchtektonik, kennzeichnen dieses Ereignis; örtlich stärkere Einengungen im Norden zeigen bereits Anklänge an den Baustil eines Bruchfaltengebirges, d.h. einen Deformationsstil, der zwischen der germanotypen Tektonik im Süden und der schon alpinotyp entwickelten im daran anschließenden Kaukasus vermittelt. Es muß jedoch darauf verwiesen werden, daß dieser Bauakt nicht einfach von der postdevonischen und postkretazischen Kompressionstektonik zu trennen ist. Die im Zeitraum zwischen Oberperm und basalem Lias ablaufenden Bewegungen schufen eine völlig neue Situation, die entscheidend an der Lagerstättenbildung Anteil hat:

a) Zunächst sind in diesem Zusammenhang die an Bruchzonen gebundenen Lagerstätten (Pb, Zn, Cu, Ba) zu erwähnen. Über den Herd der Erzlösungen gibt es noch keine Anhaltspunkte.

b) In unmittelbarem Konnex mit der Bruchtektonik stehen Heraushebungen außerhalb des Sedimentationsraumes, welche eine intensive Erosion zur Folge hatten. Die in den subaerischen Bereich gelangten Karbonatkomplexe wurden nämlich einer Verkarstung unterworfen, die die Bildung einer Reihe von Lagerstätten (z.B. in der Himmelmine bei Rudbar mit einer Pb- und Ba-Vererzung) entscheidend beeinflusste.

c) Ebenso kam es infolge der Heraushebung zu allitischen Bodenbildungen. Mit der Laterit- bzw. Bauxitbildung und dem gleichzeitigen Aufdringen basaltischer Magmen steht eine Reihe von Lagerstätten (im wesentlichen mit Ba- und Cu-Mineralisationen) in Verbindung.

Wie im folgenden noch gezeigt werden wird, spielt vor allem der basische subaerische Vulkanismus die Hauptrolle, denn im wesentlichen ist dieser das Ausgangsprodukt für die Laterite und schließlich auch für die Ba- und Cu-Vererzung verantwortlich. Eine Reihe von komplex ineinandergreifenden Prozessen führte zu einem mehrphasigen Mineralisationsablauf.

Dieser einleitende Überblick sollte aufzeigen, wie vielschichtig die geologischen Vorgänge, die zur Lagerstättenbildung innerhalb der jungpaläozoischen bis triadischen Sedimentgesteine im Nordwest- und Zentralalbus führten, abliefen. Ohne vorangehende Analyse des tektonischen, magmatischen, sedimentären Geschehens bestand keine Aussicht für eine richtige Erfassung der Genese dieser Lagerstätten. Nachstehend sollen nun kurz die einzelnen Erzlagerstätten und -vorkommen charakterisiert werden, soweit dies für eine genetische Betrachtung erforderlich ist.

Pb-Zn- (Cu-) Lagerstättengruppe

Guret-Mine

Wie aus der Übersichtskarte ersichtlich (Abb. 2) liegt die Guret-Mine in einer aus Kalkmarmoren, verkieselten Tonschiefern und schwach veränderten Kalkmergeln zusammengesetzten Schichtfolge. Deren Alter ließ sich sowohl aus Megafossilien als auch

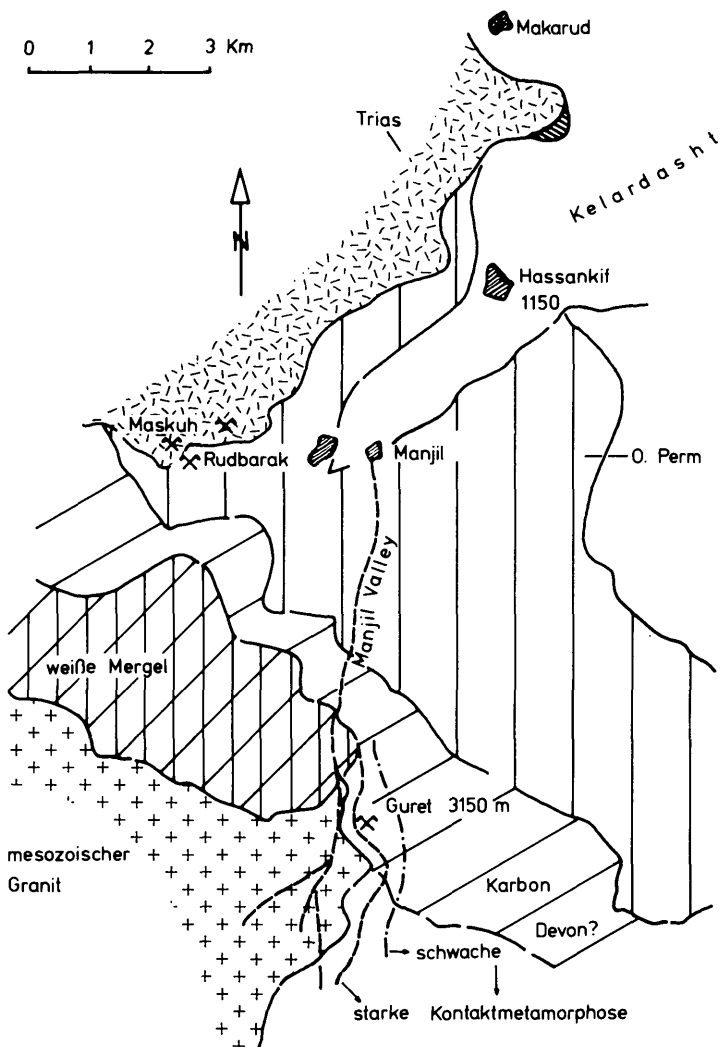


Abb. 2

durch Mikrofaunen (Conodonten) ableiten. Als besonders fossilreich erwiesen sich die Mergel- bis Tonmergellagen, in denen sich neben stark aufgearbeitetem Fossildetritus sehr häufig Brachiopoden, Crinoiden und Bryozoen finden. Dazu gesellen sich (durch Dünnschliffe und Lösungsrückstände belegt) Ostracoden, Trilobiten, Conodonten und Fischreste. Inwieweit die stärker kontaktmetamorphe Schichtfolge (siehe Abb. 3) auch noch dem Karbon und nicht schon dem Devon zuzurechnen ist, läßt sich infolge der Zerstörung der Fossilien nicht mit Sicherheit sagen. Aufgrund derselben faziellen Entwicklung ist hier eher auf ein karbonales Alter zu schließen, zumal man trotz der Kontaktmetamorphose noch klar die Sedimentabfolge (bestehend aus einer Wechsellagerung von Kalken, Tonen und Tonmergeln) erkennen kann. Während die hellen Karbonatlagen in der ersten kontaktmetamorphen Zone in einen grobkörnigen Marmor umgesetzt wurden, wurden die dunklen Kalke durch ihren hohen Bitumen- und Kieselsäuregehalt vor einer Marmorisierung bewahrt. Nur die in der feinkörnigen Matrix eingebetteten Biogenreste wurden von einer Sammelkristallisation erfaßt. Es erscheint wichtig, hier festzuhalten, daß die pigmentierten Echinodermateneinkristalle bestens konserviert wurden (z.T. ist in diesen noch die Maschenstruktur der Echinodermaten erhalten), während alle anderen Biogene völlig verdrängt wurden (sofern es sich nicht um zu stark verunreinigte Ausgangskalke handelte). Waren die Biogene von einer tonig-kieseligen Grundmasse umgeben, so blieben die Außenkonturen der

GURET - MINE

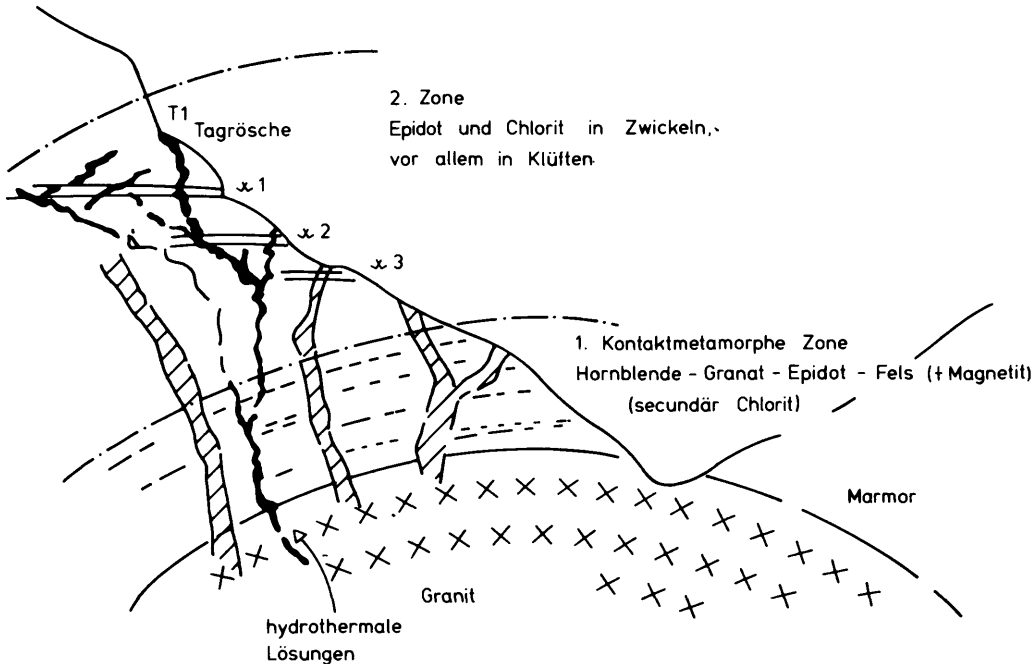


Abb. 3

Biogenreste auch in dem stark kontaktmetamorphen Bereich bewahrt.

Abb. 3 zeigt in einem schematisch gehaltenen Profil die Beeinflussung der Nebengesteine durch einen im Mesozoikum hochgedrungenen Granit, der gerade noch in dem tief eingeschnittenen Haupttal, das Richtung Kelardasht entwässert, erosiv freigelegt wurde: Dort, wo der Granit direkt in Kalke eindrang, kam es nur zu einer starken Marmorisierung (Bildung grobkörniger, "richtungslos-körniger" Marmore), ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen innerhalb der Tonmergel, die im granitnahen Bereich zu großartigen farbenfrohen Kontaktgesteinen umgewandelt wurden: Je nach dem Ausgangsgestein wechseln sich hier Epidot- mit Granatlagen (Tafel 1, Fig. 1) bzw. Epidot-Hornblende- mit Marmorlagen oder feinkörnigen Kalksilikatgesteinen ab. Epidot-Hornblende-Granatfelse herrschen vor. Aufgrund des Auftretens der Mineralassoziation Hornblende-Granat-Epidot-Chlorit-Calcit-Dolomit, wobei der Chlorit wahrscheinlich jüngeren Alters ist (Tafel 1, Fig. 2), kann von einer ersten kontaktmetamorphen Zone, die im Hangenden von einer zweiten, wesentlich schwächeren abgelöst wird, gesprochen werden. Die zweite Zone ist durch das Auftreten besonders von Epidot und Chlorit gekennzeichnet. Abgesehen von diesen beiden Mineralen, die vorwiegend entlang von Rissen und Klüften, seltener in den Zwickeln zwischen den Biogenresten und der Grundmasse auftreten, konnte eine starke Calcit- und Dolomitsammelkristallisation beobachtet werden, die auch noch infolge der Wärmewirkung des Granits entstand.

Sowohl das Aufdringen des Granitganggefüges (aplitischer, granodioritischer und dioritischer Natur) als auch die Vererzung erfolgten in einer späteren Phase, wobei es noch offen ist, welches der beiden Ereignisse zuerst ablief. An den Salbändern von Aplitgängen auftretende Brandenzonen dürften eher auf aus den Nebengesteinen mobilisierte Sulfide (Magnetkies und Kupferkies) zurückzuführen sein, als mit der Pb-Zn-Cu-Vererzung in Verbindung stehen. Die Kupferkies-Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung ist auf jeden Fall jünger als die kontaktmetamorphe Mineralparagenese, kann somit nicht mit den sulfidführenden, kontaktpneumatolytischen Vererzungen in Verbindung gebracht werden, vielmehr liegt hier bereits eine hydrothermale Metallisation vor. Auch das Auftreten von Chlorit in der ersten kontaktmetamorphen Zone könnte auf eine hydrothermale Beeinflussung zurückgehen.

Megaskopisch konnte in Verbindung mit der Vererzung von Guret eine starke Eisenkarbonatisierung festgestellt werden, wobei auffiel, daß gerade im Bereich der stärksten Karbonatbildung eine Anreicherung einer eisenarmen Zinkblende (Honigblende), die in den einzelnen Gängen bis 40 cm mächtig werden kann, auftrat.

Die in mehreren Stollen aufgeschlossenen Gänge zeigen die folgende Mineralassoziation:

Kupferkies: in Auftreten und Menge stark unterschiedlich;
Bleiglanz: in größeren Derberzkörpern, randlich mit schwach anisotropem Pyrit verwachsen. Auffallend sind die relativ häufig innerhalb des Bleiglanzes auftretenden Karbonatidioblasten;
Zinkblende: Derberzkörper, randlich in Verbindung mit Pyrit;
Pyrit: anisotrop, z.T. stark kataklastisch, mit Bleiglanz verwachsen, z.T. feinkörnig, in einem Fall Anzeichen einer selekt-

tiven ss-konkordanten Verdrängung nach stratiformer Anlage (es könnte sich in diesem Fall um einen ursprünglich sedimentären Pyrit handeln);

Markasit: relativ häufig, meist in Verbindung mit Pyrit;
Fahlerz: bisher nur in geringen Mengen beobachtet;
als Verwitterungsminerale: Covellin, Malachit, Anglesit, Cerussit, Goethit, Lepidokrokit.

Die in den schwarzen, bitumenreichen Schiefern vorkommende Mineralisation hat nichts mit der hydrothermalen Kupfer-Blei-Zinkvererzung zu tun, sondern ist beim Eindringen der Granite entstanden, wobei diese Eisen und Kupfer aus den Schwarzschiefern mobilisierten und konzentrierten.

Obwohl somit für alle bisher in Gängen aufgefundenen Mineralisationen eine hydrothermale Bildung belegt ist, könnte dennoch wegen der sehr intensiven Kontaktmetamorphose im Raum Kelardasht eine systematisch angelegte Prospektion noch auf echt-kontakt-pneumatolytische Lagerstätten stoßen.

Mashkuh, Rochak (bei Rudbarak)

Die Lagerstätte Mashkuh liegt nahezu vollständig im Bereich einer Zone starker Verwitterung innerhalb der basalen Trias, weshalb sich, abgesehen von der Feststellung, daß es sich bei ihr um bleiglanzführende diskordante Gänge mit wenig Zinkblende, Fahlerz, Kupferglanz, Covellin, Cerussit und Anglesit und einem relativ hohen Gehalt an verschieden altem Pyrit handelt, keine weiteren Aussagen über ihre Mineralisation treffen lassen. Hingegen läßt sich die Lagerstätte Rochak recht gut erfassen. Das Profil (Abb. 4) soll den stratigraphischen Rahmen der Vererzung aufzeigen, die sowohl in oberpermische Sedimente als auch in die skythische Schichtfolge eingedrungen ist. Obwohl einige Abschnitte eine Stoffkonkordanz zeigen, ist doch die diskordant durchgreifende Vererzung sehr stark verbreitet. Vor allem greift auch die mit der Vererzung einhergehende Dolomitisierung quer über die Schichtgefüge hinweg, so daß der epigenetische Charakter dieser Lagerstätte als eindeutig erwiesen erscheint.

Obwohl die Lagerstätte Rochak nur 2 km Luftlinie von Mashkuh entfernt ist, tritt hier, im Gegensatz zu Mashkuh, eine stärkere Kupfervererzung auf, was möglicherweise auf einen primären Teufenunterschied zurückgeht, da Rochak dem erzspendenden oder mobilisierenden Granit näher bzw. stratigraphisch tiefer liegt als Mashkuh (siehe Abb. 2).

Ba-, F-, Cu-(Fe-, Ti-, Al-W-) Lagerstättengruppe

Diese Lagerstättengruppe ist an eine großräumige Heraushebung in Verbindung mit subaerischem, basischem Vulkanismus gebunden. Die folgende Aufstellung, z.T. das Ergebnis einer gleichzeitig laufenden bio- und lithostratigraphischen Untersuchung, vermittelt einen Überblick über die stratigraphische Position der einzelnen Allitvorkommen bzw. der damit verbundenen Mineralisationen (siehe Abb. 5). Gleichzeitig ist daraus das Auftreten

ROCHAK

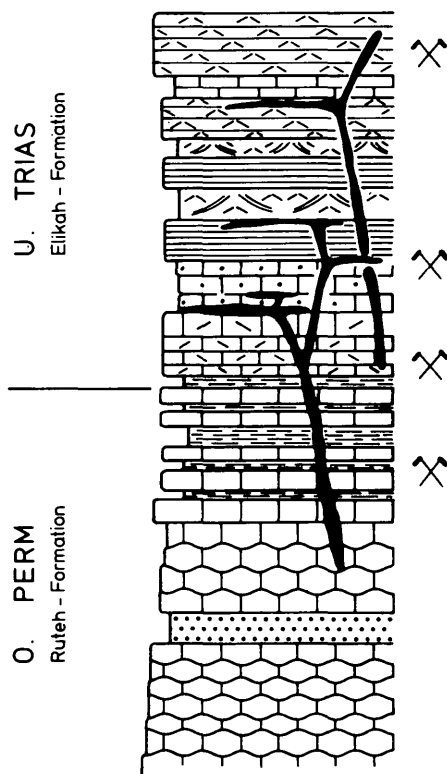
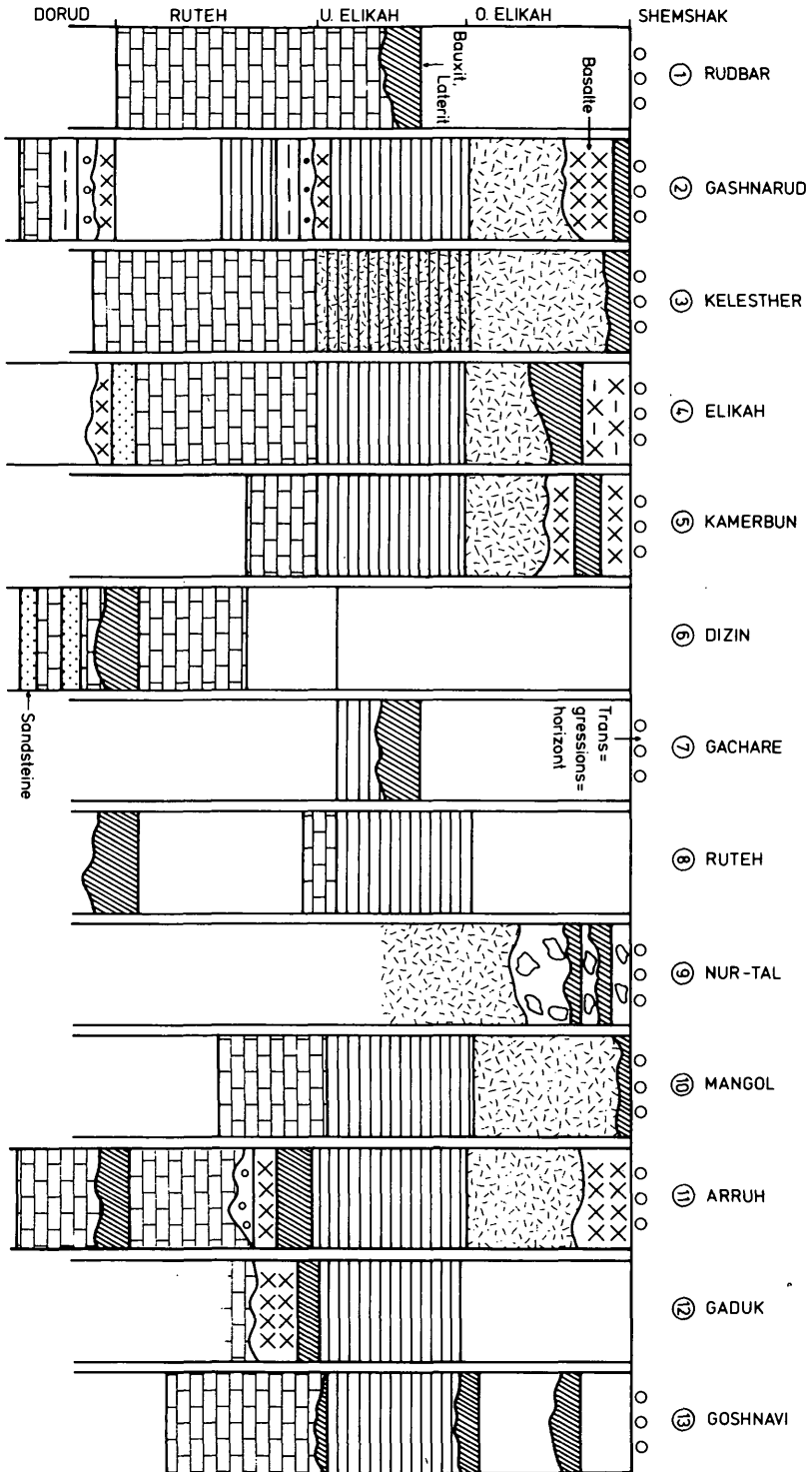


Abb. 4

des basischen Vulkanismus zu entnehmen. Auffallend ist die besonders starke Heraushebung im Oberperm, die generell in der höheren Dorud-Formation einsetzte, und im einzelnen verschieden lang bis in die Ruteh-Formation andauerte. In den meisten Fällen wurde ein Erosionsrelief entwickelt, in dem Vulkanite und Allite auftreten. Die etwa an der Perm/Trias-Grenze in Erscheinung tretenden Emersionen waren ebenfalls von einem Vulkanismus basischer Natur begleitet und treten bevorzugt im Ostalbus auf. Wohl am stärksten sind die auf triassische Bewegungen zurückgehenden Emersionen; es handelt sich dabei um zwei Phasen, die jedoch zu einem Ereignis zusammengefaßt werden können. Die untertriadische Heraushebung läßt sich im Ostalbus gut erfassen, weil nach Ausbildung eines Bodenhorizonts diese von einer mitteltriadischen Schichtfolge übergriffen wird. Im Zentral- und Westalbus



treten zwar diese fossilen Böden innerhalb der Untertrias auf, doch könnten sie, da ihr Bildungsalter nicht unmittelbar erfaßbar ist, mit einer tiefreichenden obertriadischen Verwitterung zusammenhängen.

Im Gebiet von Elikah (Typlokalität der Elikah-Formation) läßt sich der Zeitraum intratriadischer Heraushebung relativ gut datieren. Über der skythischen Abfolge, die etwas über die untere Elikah-Formation hinausgreift, tritt in der oberen Elikah-Formation über mitteltriadischen Dolomiten ein Laterithorizont auf, der von Vulkaniten bzw. Sedimenten des Lias transgressiv übergriffen wird. Da den Vulkaniten, was die Lagerstättenbildung betrifft, eine wesentliche Bedeutung zukommt, sei zunächst auf diese eingegangen. Die bereits als Grungesteine vorliegenden Vulkanite weisen einen basaltischen Chemismus auf. Ausgangsgesteine waren tholeiitische interkontinentale Basalte. In allen erfaßten Bereichen treten diese Gesteine entweder über einer Erosionsoberfläche oder über Lateriten auf, weshalb ihr Auftreten wohl als gesichert subaerisch betrachtet werden kann. Die Vulkanitmächtigkeit schwankt zwischen 30 und 400 m.

Generell lassen sich folgende Basalttypen unterscheiden:

a) Einsprenglingsreiche Olivinbasalte (Einsprenglinge: Olivin, Pyroxen und Plagioklas): Olivin ist in den meisten Fällen umgesetzt, die übrigen Einsprenglingsminerale sind meist vollständig erhalten (Tafel 1, Fig. 3-6). Der Augit umwächst resorbierter Orthopyroxen, z.T. auch umgesetzten Olivin. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig, jedoch lassen sich kleine Feldspatleisten und zwickelfüllende Augite bei starker Vergrößerung noch erkennen.

b) Einsprenglingsarme Basalte: Die Grundmasse ist mittelkörnig und setzt sich aus mehr oder minder eingeregelt Plagioklasleisten zusammen, in deren Zwickel Opacite und Augite auftreten (Taf. 2, Fig. 1-3). Dieser Typus ist reich an Mandeln, die meist eine äußere Schale aus Karbonat und eine Füllung entweder nur aus Chlorit oder aus Chlorit und Chalcedon aufweisen (Taf. 2, Fig. 4, 5; Taf. 3, Fig. 1-3).

c) Basalte mit intersertalem Gefüge: Grundmasse ist mittelkörnig, als Einsprenglinge treten Plagioklase auf. Hier lassen sich zwei Untertypen auseinanderhalten, nämlich solche mit wenigen, großen Plagioklasen und solche mit vielen, kleinen Einsprenglingen. Örtlich werden die Basalte durch geringmächtige Tuffe überlagert (Taf. 3, Fig. 4-6).

Auffallend sind die an die Vulkanite gebundenen Kupfervorkommen, wobei die Kupferminerale nicht fein verteilt, sondern in Scherzonen konzentriert auftreten. Diese Tatsache spricht entweder für eine hydrothermale Zufuhr im abklingenden Vulkanismus oder für eine hydrothermale Durchströmung, die zur Herauslösung des Kupfers aus den Vulkaniten führte. Ebenso ist ein auffälliger Konnex zwischen der Barytbildung und dem Auftreten der Vulkanite festzustellen, wobei der Schwerspat nie in diesen Vulkaniten selbst, sondern nur in jenen Karbonatgesteinen vorkommt, in welche die Vulkanite eingedrungen sind. So konnte im Bereich von Fashand (Zentralalbus) festgestellt werden, daß entlang von Basaltgängen, die kambrische, salinar beeinflusste Karbonat-

gesteine durchschlagen, stets Baryt im Kontaktbereich auftritt. Es steht daher außer Zweifel, daß das Barium im Zuge des Aufdringens von Magmen in den Karbonatgesteinen mobilisiert bzw. konzentriert wurde.

Auch in den Mandeln treten fallweise Erze auf. In einzelnen vergrünten Basalten konnte Fluorit nachgewiesen werden.

Da die hier beschriebenen subaerisch ausgeflossenen Basalte des Alburs in den meisten Fällen die Ausgangsgesteine für die Allite darstellen, soll im folgenden auf die Veränderungen der Basalte bis zur Lateritbildung eingegangen werden.

Im nicht oder wenig veränderten Zustand bestehen die Basalte aus Olivin (dieser ist allerdings in den meisten Fällen umgewandelt), Pyroxen, Plagioklas als Einsprenglinge bzw. Pyroxen, Opacite und Plagioklas als Grundmasse. Hinzu kommen noch Mandelfüllungen. Sowohl diese als auch die Einsprenglinge und die Grundmasse blieben trotz starker Verwitterung unter besonderen Voraussetzungen erhalten. Die Verwitterung lief in mehreren Stufen ab. Im ersten Verwitterungsstadium wurde der nicht schon früher postvulkanisch (autometasomatisch) umgesetzte Olivin felderartig in Chlorit, der Pyroxen gleichfalls in Chlorit (Taf. 1, Fig. 6) oder (seltener) in Karbonat umgewandelt. Die Plagioklase wurden in Hydroglimmer oder Karbonat übergeführt, während die Mandeln in der ursprünglichen Zusammensetzung erhalten blieben. Die Grundmasse kann nur mehr teilweise erkannt werden, weil durch die Zersetzung die Korngrenzen der ohnehin sehr kleinen Mineralkörner (vorherrschend Plagioklase) verfließen.

In einer zweiten Phase wurden die Einsprenglinge in zunehmendem Ausmaß von einer Karbonatisierung erfaßt (Taf. 4, Fig. 1). Ein Teil der Pyroxene wurde vollständig in Karbonat umgesetzt, der andere Teil besteht heute nur mehr aus mehr oder minder scharf abgegrenzten Chloritfeldern (ähnlich wie diese bei Hohlraumfüllungen auftreten; Taf. 2, Fig. 6). In diesem Stadium ist auch die Grundmasse vollständig in ein feinstes Chloritgemenge umgesetzt (Taf. 1, Fig. 6), die darin enthaltenen Feldspäte sind vielfach nicht mehr auszumachen.

Im nächsten Stadium wurden sehr deutliche Pseudomorphosen von Karbonat nach Augit und Plagioklas ausgebildet, wobei die Kristallgrenzen durch einen breiten, dunklen Pigmentsaum (wie bei gepanzerten Relikten) gekennzeichnet werden (Taf. 1, Fig. 5). Ein Teil der Augite wurde völlig in feine, homogene Chloritmassen umgesetzt. Die Grundmasse kristallisierte völlig in eine homogene Masse, bestehend aus einem Gemenge von Chlorit, Eisenhydroxyd und Chalcedon, um.

In der letzten Phase, kurz bevor das ursprüngliche Gefüge völlig unkenntlich wird, sind demnach Einsprenglinge und Mandeln in einer homogenen Grundmasse (wie oben beschrieben) nur mehr in den wenigsten Fällen nach ihren Umrissen zu erkennen (Taf. 4, Fig. 2). Erst mit der Herausbildung von eisen- und aluminiumreichen Pisoiden, wahrscheinlich in Verbindung mit Umlagerungen, kam es zu einem vollen Verlust des Reliktgefüges. Der weitere Vorgang der Lateritisierung der Basalte ist nicht mehr auf

direktem Weg ablesbar, sondern kann nur mehr mittels verwitterungsresistenter Schwerminerale bzw. über stabile Spurenelemente erschlossen werden.

In Verbindung mit der der fossilen Bodenbildung vorangegangenen Verkarstung kam es zu Mineralisationen. Ein derartiger Mineralisationstyp soll hier stellvertretend für mehrere Vorkommen besonders behandelt werden. Dies erscheint gerade im Vergleich zu den kalkalpinen österreichischen Blei-Zink-Lagerstätten, deren Bildung z.T. auch auf einen Paläokarst zurückgeführt wird, sehr zweckmäßig.

Verschiedene lateritische Paläoböden des Albus lagern über einem flachen Relief auf triadischen Dolomiten, z.T. auf permischen Kalken. Mächtige klastische Sedimente der Shemshak-Formation begruben diese triadischen Bodenbildungen. Für diesen einschneidenden Sedimentationsumschlag sind eine triassische Bruchtektonik größeren Ausmaßes und großräumige, nicht nur den Albus erfassende, Verbiegungen der Kruste verantwortlich.

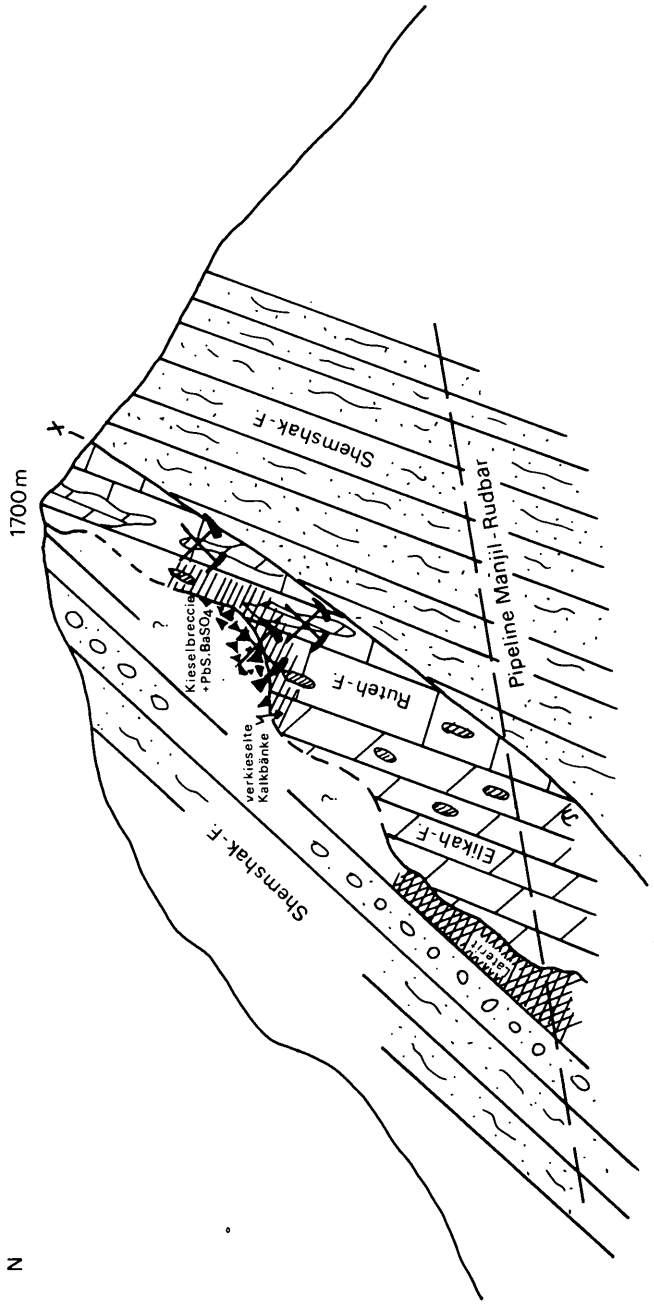
Die wahrscheinlich obertriassische tektonische Phase ist besonders im nördlichen Albus weit verbreitet. Sie verursacht hier eine generelle Heraushebung (Aufwölbung) des Untergrundes, oft verbunden mit Bruchtektonischen Erscheinungen und teilweise auch lokalen Verfaltungen. Im äußersten NE des Irans (Agh-Darband) übergreifen liassische Flachmeerablagerungen eine eng verfaltete Triasabfolge (STÖCKLIN, 1968; u.a.). Im Bereich westlich von Masuləh (Shahrud) soll die Shemshak-Formation Schichtglieder des Alt- und Jungpaläozoikums und vielleicht auch des unteren Mesozoikums diskordant überlagern. Sogar Anzeichen für eine lokale Dynamometamorphose (Rb/Sr-Datierung: ~ 220 M.J.) konnten in permokarbonen Sedimenten festgestellt werden (DAVIES et al., 1972).

Verkipnungen von großen Schollenbereichen brachten auch ältere Gesteine an die Oberfläche, wodurch es zu den oben erwähnten lateritischen Bodenbildungen über triassischen und auch älteren, vor allem permischen, Gesteinen kam.

Im Zuge der Emersionen entstanden Roterden, die im Lauf der Zeit zu 8-15, stellenweise auch 20 m mächtigen Lateriten wurden. Sie liegen in den meisten Fällen in Erosionstaschen und sind über weite Strecken über Karbonaten oder über Basalten, z.T. auch zwischen diese Gesteine, eingeschaltet. Bisher wurden zwei Laterittypen bekannt. Der eine ist, wie bereits erwähnt, sicher auf die Verwitterung von Basalten zurückzuführen, der andere entwickelte sich direkt über Karbonatgesteinen. Ob der reine "Kalkbauxit"-Typus in dem untersuchten Raum entwickelt ist, können erst weitergehende chemische Untersuchungen erweisen. Aus der Gesamtsituation gesehen scheint es viel eher zuzutreffen, daß alle Allite dieses Raumes auf vulkanische Gesteine zurückgehen. Auch die über den Karbonatgesteinen auftretenden fossilen Böden können nämlich letztlich auch auf geringmächtige und völlig umgesetzte Vulkanite zurückgeführt werden.

In Verbindung mit diesen Lateriten treten an der Basis Ba-, Cu-, seltener F- und Fe-Mineralisationen auf.

S



N

Abb. 6

Nachstehend soll der auch für die Erklärung der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten interessante Paläokarsttyp näher erläutert werden:

An der Pipeline-Straße Manjil-Rudbar sind fossile Bodenbildungen im primär-sedimentären Kontakt mit dem Liegenden und Hangenden aufgeschlossen (Abb. 6). Eine lateritische Abfolge von 3 m überlagert hier in eindeutig sedimentärem Verband Triasdolomite, wobei die Trägergesteine wahrscheinlich durch sedimentäre Gleitvorgänge der Shemshak-Formation eingeschaltet wurden. Aufgearbeiteter Laterit findet sich in den Geröllen der hangenden Basiskonglomerate der Shemshak-Formation. An der obertriadischen Landoberfläche wurden Kalke der Ruteh-Formation stark und die darauf liegenden Breccien dieser permischen Kalke vollkommen verkieselt (Taf. 4, Fig. 3). Bereits primär der Ruteh-Formation eingelagerte Kieselknuern wurden von der sekundären Verkieselung nicht erfaßt.

Die durch die Verkieselung belegte starke Mobilisierung von SiO_2 kann gut mit den erfolgten lateritischen Verwitterungsprozessen im sauren Milieu in Zusammenhang gebracht werden, da SiO_2 unter derartigen Voraussetzungen am leichtesten und intensivsten in Lösung geht. Möglicherweise stellen die verkieselten Bereiche auf der prärhätischen Landoberfläche Senken dar, in die gelöstes SiO_2 über ein Flußsystem transportiert und dort an der Grenze zum Grundwasserbereich ausgefällt wurde.

Einem ähnlichen Prozeß der Umlagerung mußten auch die hier vorkommenden Ausscheidungen von Bleiglanz und Baryt unterworfen worden sein. Diese Vererzungen sind nach ihrem Vorkommen auffällig an die alte Landoberfläche gebunden, ja zeichnen diese im Untergrund sogar nach, wie es beispielsweise ein Barytvorkommen in Elikah (Abb. 7) in verkarsteten triadischen Dolomiten nachweist (Taf. 4, Fig. 4-6; Taf. 5, Fig. 1, 2). In gleicher Weise müssen die einige Zehnermeter unter der alten Landoberfläche vorkommenden Bleiglanzlagerstätten der "Himmelmine" gedeutet werden (Abb. 6). Hier fand in den oberpermischen Kalken eine lagige epigenetische Dolomitisation statt, die in Form einer reinigenden Metasomatose auch eine starke sekundäre Bitumenanreicherung zur Folge hatte. Gebunden daran tritt wiederum Bleiglanz mit Baryt auf.

Die bisherigen Bearbeiter haben zwar immer wieder auf eine mögliche Verbindung dieser Lagerstätten mit den jurassischen Gesteinsintrusionen hingewiesen, jedoch kann gerade hier, d.h. im Bereich von Rudbar, in diesen stratiformen Bleiglanzlagerstätten kein Anzeichen einer derartigen Genese festgestellt werden, denn es gibt hier weder echte Gänge noch eine Nachbarschaft zu Granitintrusionen.

Weitere Vererzungen in Verbindung mit fossilen Böden wurden eingehender im zentralen Albus untersucht. Die Analysen mehrerer Lateritproben wiesen für sie K_1 -Werte von 0,92-1,60 nach. Diese Paläoböden sind demnach z.T. als Allite, z.T. als Siallite (nach HARRASSOWITZ, 1926) bzw. als tonige Bauxite bis bauxitische Tone (nach BARDOSSY, 1963) oder als kaolinitische Bauxite, bauxitische Tone und Tone (nach VALETON, 1968) zu bezeichnen.

⁺) Die Analysen wurden uns freundlicherweise von Herrn Chefchemiker Dipl.-Ing. F. LASKOVIC (Kirchdorf/Krems - OÖ.) zur Verfügung gestellt.

PROFIL ELIKAH

Laterite

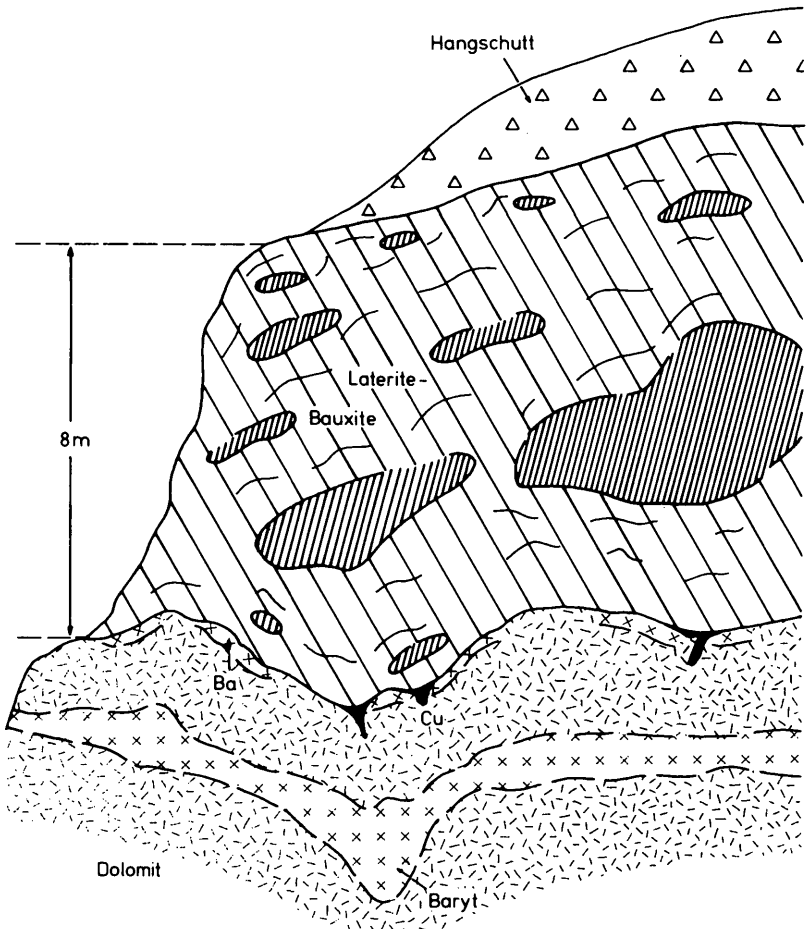


Abb. 7

Die Abbildungen 7 bis 10 geben die Verhältnisse ausgewählter Lateritprofile wieder.

Über triadischen Kalken, die im Zuge der Paläokarstentwicklung dolomitisiert wurden, lagern bis 8 m mächtige Laterite einem Karstrelief auf. Eine auffallende Bariummineralisation bildet dieses Relief in einem tieferen Horizont ab und dürfte einem Ausfällungshorizont innerhalb der Dolomite entsprechen. Vereinzelt tritt Baryt, z.T. in Verbindung mit Kupferkies und Bornit, auf, wobei die Kupfermineralisation besonders durch Kleintaschen kontrolliert wird. Die Laterite entsprechen ihrer Ausbildung nach der Konkretionszone derartiger Bildungen. Viel-

PROFIL KAMERBUN Laterite

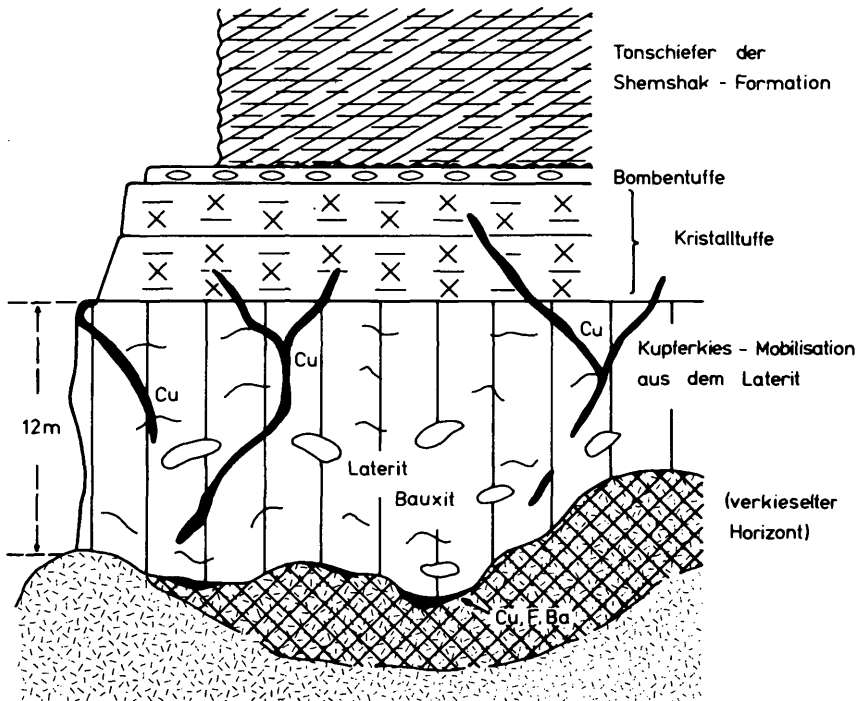


Abb. 8

fach zerbrochen die ursprünglich konkretionären Blöcke (Taf. 5, Fig. 3-5) in einem früheren Stadium, wurden z.T. wieder zementiert und werden heute immer von lockeren, erdigen Lateritmassen umflossen (Taf. 5, Fig. 6; Taf. 6, Fig. 1).

Im Profil von Kamerbun (Abb. 8) wurden die triadischen Kalke ebenso dolomitisiert. Das unmittelbare Liegende der Laterite wurde stark verkieselt und weist eine Cu-F-Ba-Mineralisation auf. In den auch hier konkretionär entwickelten Lateriten setzen kupferkiesführende Rupturen auf, die z.T. bis in die hangenden Kristalltuffe hinaufreichen und wohl auf eine Cu-Mobilisation aus dem Laterit zurückgehen. In einem Fall übergriffen Laterite auch Basalte, die ebenfalls von einer starken Silicifizierung erfaßt wurden (Taf. 6, Fig. 4-6).

Während die Abfolge in Dizin der vorhin besprochenen sehr ähnlich ist (Abb. 9), zeigen die Verhältnisse in Ruteh (Abb. 10),

PROFIL DIZIN /oberhalb Shemshak/
Laterite

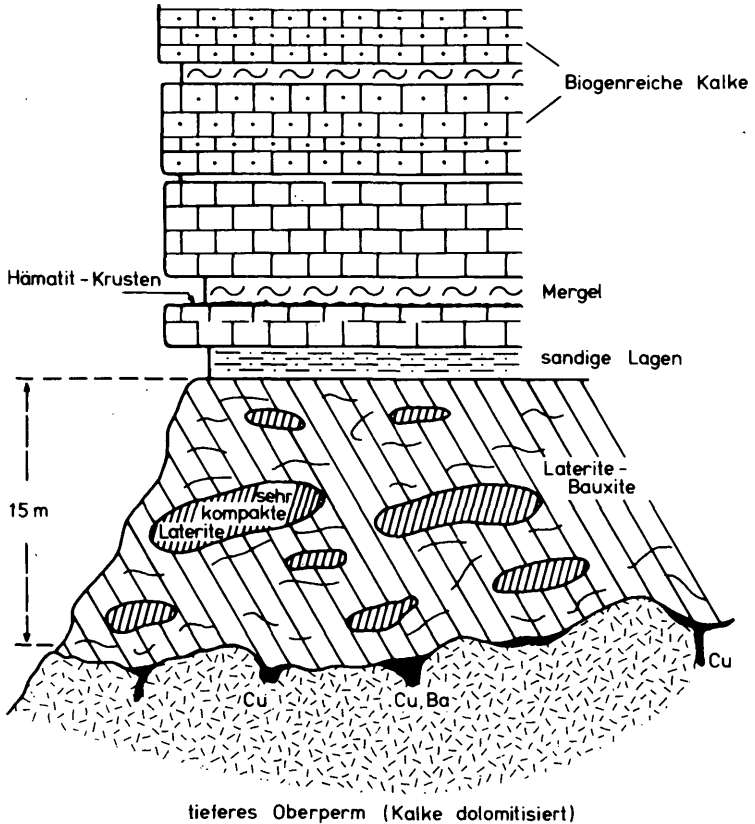


Abb. 9

daß in den hangendsten Bereichen des Paläokarsts eisenreiche Karbonate vorherrschen, was darauf hindeutet, daß die oberpermischen Kalke im Zuge der Verkarstung nicht nur einer Dolomitierung, sondern einer umfassenderen metasomatischen Umsetzung unterworfen wurden. Zwischen den konkretionären Lateritblöcken liegen lockere, erdige, gelbgrüne Allite bis Siallite, die z.T. aus sehr tonreichen Pisoiden bestehen (in diesen Fällen wird ein tonreicher Kern von einer vergleichsweise nur sehr dünnen und meist nicht vollständigen eisenreichen Kruste umgeben; Taf. 6, Fig. 2, 3).

PROFIL RUTEH Laterite

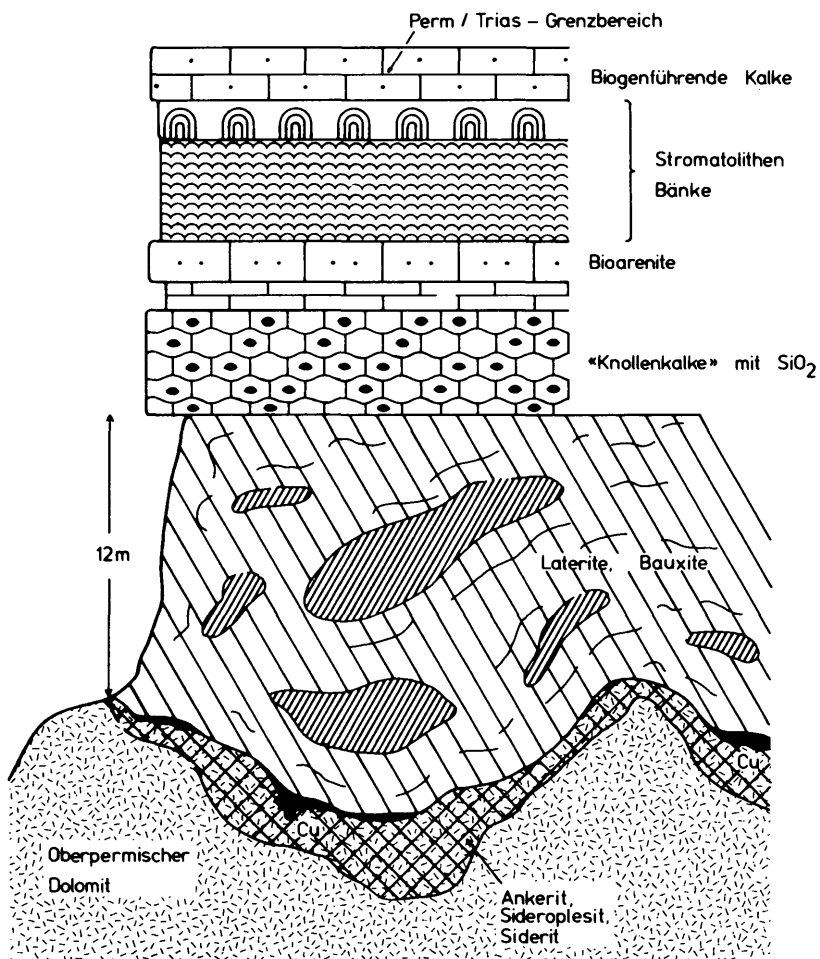


Abb. 10

Verwendete Literatur

- DAVIES, R.G.; JONES, R.C.; HAMZEPOUR, B. & G.C. CLARK (1972):
Geology of the Masuleh Sheet 1:100 000, Northwest Iran. -
Geol. Survey Iran, Rep. No. 24, 110 S.
- STÖCKLIN, J. (1968): Structural History and Tectonics of Iran:
a review. - Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 52,
2, 681-694.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1 Granatfels (dunkelgrau, unten) in Kontakt zu einem Quarz-Epidot-Gewebe (hellgrau), das nach oben hin in ein feinkörniges Granulat aus Quarz, Epidot und Dolomit übergeht. Der Granatfels schließt örtlich Großkornepidote ein.
1 Pol., 24 x
- Fig. 2 Chloritfächer sitzen als Zwickelfüller einem Epidot-Dolomit-Granulat der 2. kontaktmetamorphen Zone auf.
1 Pol., 24 x
- Fig. 3 Vergrünter Basalt, reich an Plagioklaseinsprenglingen.
1 Pol., 24 x
- Fig. 4 Basalt mit ausgeprägtem Fluidalgefüge (ablesbar aus der Regelung der Feldspatleisten). Einzige Einsprenglinge sind große Feldspäte, die vom Rand her chloritisiert werden (Plagioklaseinsprengling, im Bild rechts; grau: Chlorit).
1 Pol., 24 x
- Fig. 5 Völlig karbonatisierte Klinopyroxeneinsprenglinge mit deutlichen Korrosionsschläuchen und Limonitrinde (schwarz). Die Grundmasse besteht aus einem Chloritgewebe mit feinverteiltem Opacitpigment.
1 Pol., 97 x
- Fig. 6 Klinopyroxeneinsprengling, am Rand völlig in Chlorit umgesetzt, gegen den Kern hin reliktsch (an den Spaltrissen erkennbar) erhalten.
1 Pol., 24 x

TAFEL 2

- Fig. 1 Intersertales Gefüge des Grundgewebes in einem blasenreichen Basalt.
1 Pol., 24 x
- Fig. 2 Ausschnitt aus der Fig. 1. Zwischen den Feldspatleisten liegen Klinopyroxen-, Ilmenit- und Leukokörner. Die Plagioklase sind im Kern chloritisiert.
1 Pol., 97 x

- Fig. 3 Intersertales Feldspatgefüge mit Chlorit und Opaciten als Zwickelfüller. Die auf die Verwitterung zurückgehenden Limonitschwaden bewirken (in der Abbildung deutlich erkennbar) verschwimmende Korngrenzen.
1 Pol., 97 x
- Fig. 4 Blasenreicher Basalt; in der Mitte der Abbildung eine Mandelfüllung, deren Randbereich aus wandständigem Calcit und deren Kern aus Chlorit besteht.
1 Pol., 24 x
- Fig. 5 Mandelfüllung, randlich aus faserigem Chlorit (im Bild weißer Saum), im Kern aus wirrstrahligem Chlorit.
+ Pol., 24 x
- Fig. 6 Völlig in Chlorit umgesetzter Klinopyroxen. Das Bild ähnelt stark einer Mandelfüllung, umso mehr als der Chlorit der Mandelfüllungen und der der umgesetzten Pyroxene der gleiche ist. An der einen Seite stark entwickelter Opacitsaum.
1 Pol., 24 x

TAFEL 3

- Fig. 1 Randbereich einer rund 2 cm großen Mandel. An das Grundgewebe aus Plagioklasleisten, Chlorit und Opaciten schließt eine schmale Zone von Quarzgranulat (weiß), das unregelmäßig in den äußersten Chloritsaum hineingreift, an. Dieser Chloritsaum sproßte bipolar von einer in der Abbildung dunkel erscheinenden, stark durch Opacite pigmentierten Karbonatzone auf, in der vereinzelt Quarze (weiß) schwimmen. Aus der Abbildung ist nicht ersichtlich, daß auch diese Zone ein bipolares Wachstum zeigt. Den Hauptanteil der Abbildung bildet ein wirrstrahliger Chlorit und radialstrahlig entwickelte Chalcedonkugeln.
1 Pol., 24 x
- Fig. 2 Ausschnitt aus dem zentralen Bereich der gleichen Mandel. Auffallend ist hier das Zusammenwachsen der Chalcedonkugeln.
1 Pol., 24 x
- Fig. 3 Mandelfüllung aus radialstrahlig angeordnetem Chlorit mit einem sehr schmalen wandständigen Quarzsaum. Im Inneren der Mandel haben sich Calcitkugeln gebildet, die in einer späteren Phase von einer Sammelkristallisation überprägt wurden. Dabei kam es, wie am dunklen Pigmentsaum erkennbar, zu einer Reinigung des Karbonats.
1 Pol., 24 x
- Fig. 4 Ein Auswürfling eines stark veränderten (vollständig chloritisierten) Basaltes schwimmt in einer feinyroklastischen, meist karbonatisierten Grundmasse.
1 Pol., 24 x
- Fig. 5 Mehrere Lapilli aus unterschiedlich zersetzten Basalten. Der in der Abbildung (unten rechts) weiß erscheinende Auswürfling besteht aus großen, nicht umgesetzten Feldspatleisten, während der große Auswürfling am linken Bildrand vollständig umgesetzt

wurde. Eine Komponente (am rechten Bildrand) zeigt eine starke Karbonatisierung.

1 Pol., 24 x

- Fig. 6 Großer Pyroklast mit unzersetzten Feldspatleisten und zersetzten Pyroxenen in den Zwickeln. Die Matrix setzt sich aus vielen kleinen und stark zersetzten Komponenten zusammen.
1 Pol., 24 x

TAFEL 4

- Fig. 1 Karbonatisierte Pyroxeneinsprenglinge. Bei der fortgeschrittenen Karbonatisierung kommt es zur Ausbildung eines Calcitnetzwerkes, das auch in der Abbildung bereits angedeutet erscheint. Die chloritisierten Pyroxene und die ebenfalls in Chlorit umgesetzte Grundmasse sind in der Abbildung dunkel.

+ Pol., 24 x

- Fig. 2 Letztes Stadium der Basaltzersetzung: Die ursprüngliche Form der Einsprenglinge ist wegen der hochgradigen Umsetzung und des damit zusammenhängenden plastischen Verhaltens des Gesteins kaum mehr kenntlich. Neben gelartigen Phasen treten verschiedene zersetzte und unter dem Mikroskop nicht mehr sicher ansprechbare Silikate auf.

1 Pol., 24 x

- Fig. 3 Probe aus einer Verkieselungszone. Chalcedon- und Chloritkugeln (dunkel, fast schwarz bzw. grau) schwimmen in einem Quarzgranulat (weiß). Der in der Abbildung dunkel erscheinende Chalcedon wurde von einem schmalen, ursprünglich radialfaserig aufgesproßten Chalcedonsaum umgeben, wonach das Restlumen von Quarzgranulat eingenommen wurde.

1 Pol., 24 x

- Fig. 4 Mehrere radialstrahlig gesproßte Barytkristalle werden von idiomorphen Quarzen verdrängt.

+ Pol., 24 x

- Fig. 5 Schwerspatkristalle mit zwickelfüllendem und schwach den Baryt verdrängendem Quarzgranulat.

+ Pol., 24 x

- Fig. 6 Ausschnitt aus einem nicht radialstrahlig gesproßten Baryt.

+ Pol., 24 x

TAFEL 5

- Fig. 1 Blockiger Baryt wird durch idiomorphen Quarz verdrängt. Der Quarz zeigt randlich einen radialstrahlig aufgebauten Saum, der wohl das ursprüngliche Chalcedonwachstum abbildet.

1 Pol., 24 x

- Fig. 2 Fluoritkristall, von Karbonat, z.T. entlang der Spaltrisse, durchwachsen.

1 Pol., 24 x

- Fig. 3-5 Pisolith mit verschieden ausgebildeten, gut ent-

wickelten, Fe- und Al-reichen Pisoiden.

1 Pol., 24 x

Fig. 6 Unvollständige Pisoidentwicklung.

1 Pol., 24 x

TAFEL 6

Fig. 1 Unvollständige Pisoidentwicklung.

1 Pol., 24 x

Fig. 2 Pisolith aus inhomogen aufgebauten Al-reichen Kernen und sehr schmalen Limonitkrusten.

1 Pol., 24 x

Fig. 3 Teil eines Pisoids mit einem homogenen Al-reichen Kern und einer Fe-reichen Kruste.

1 Pol., 24 x

Fig. 4 An Klüften eines Basalts vorgreifende Verkieselung (Quarz: weiß; Chlorit: hellgrau)

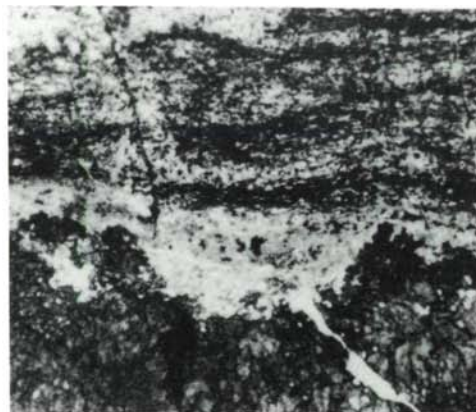
1 Po., 24 x

Fig. 5 Vollständig verkieselter Einsprengling mit einem Opacitsaum in einem Basalt.

1 Pol., 24 x

Fig. 6 Wie Fig. 5, nur unter gekreuzten Polarisatoren.

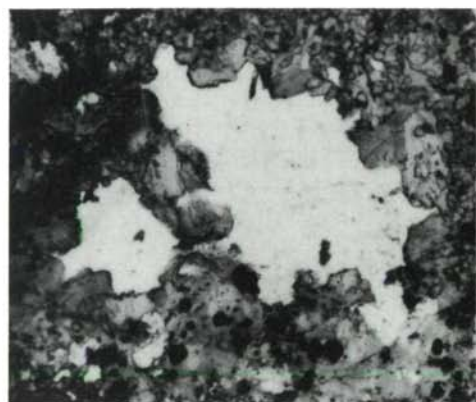
Tafel 1



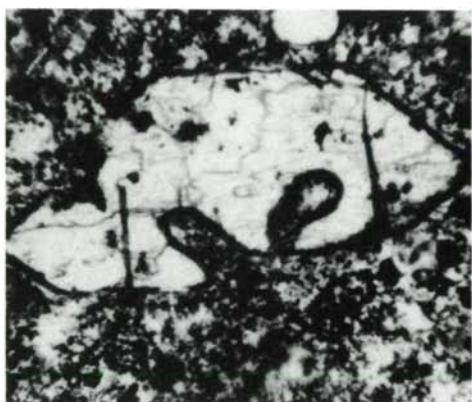
1



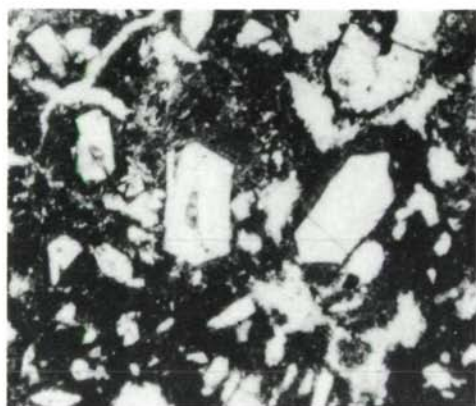
4



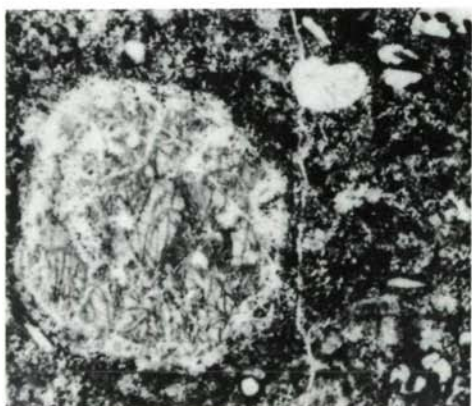
2



5

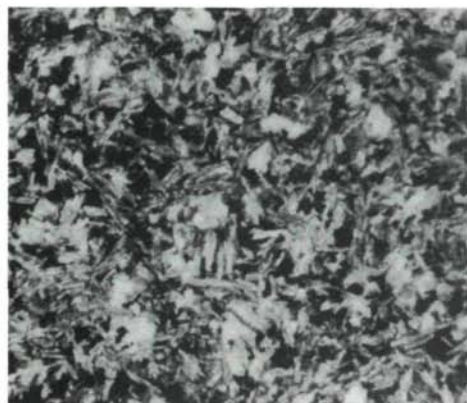


3

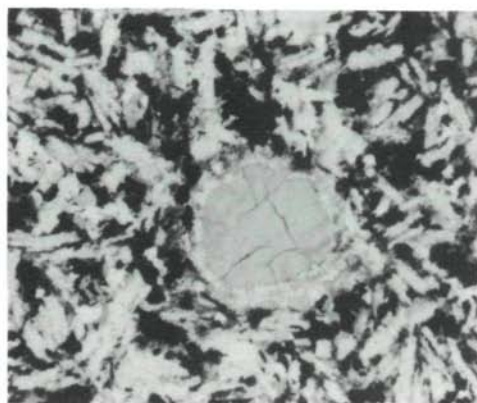


6

Tafel 2



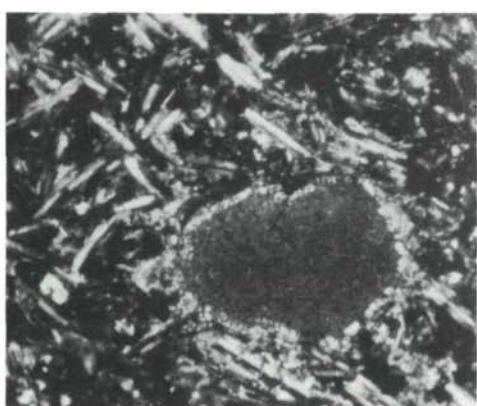
1



4



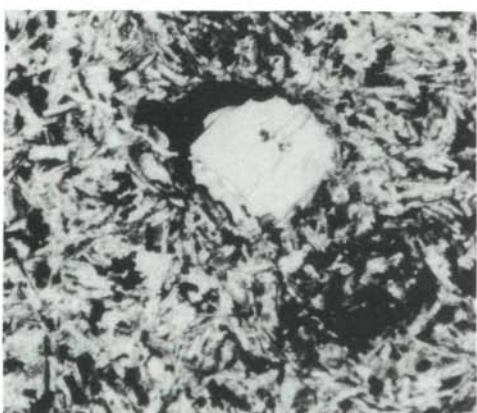
2



5

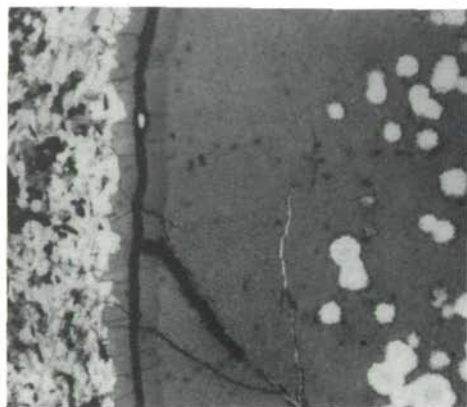


3

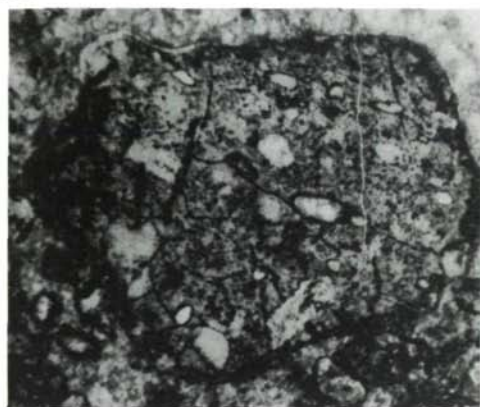


6

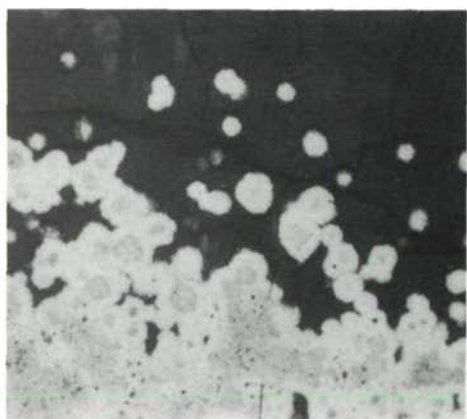
Tafel 3



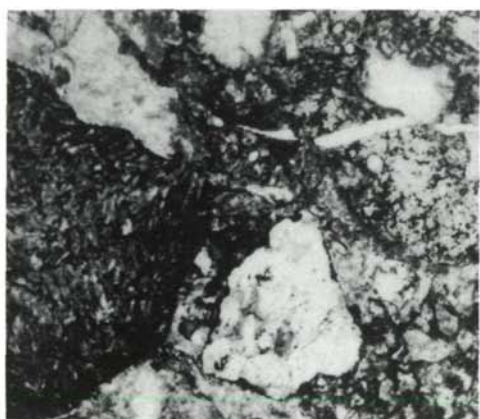
1



4



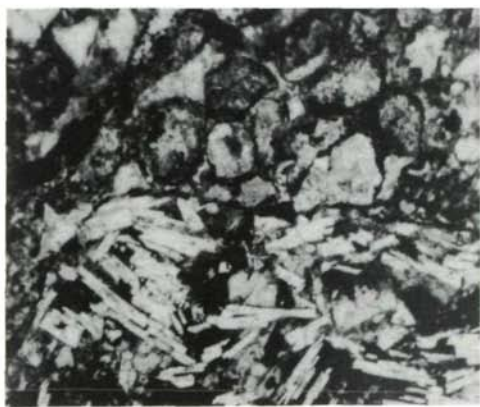
2



5



3

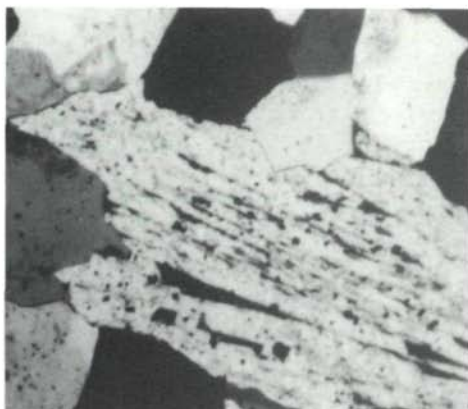


6

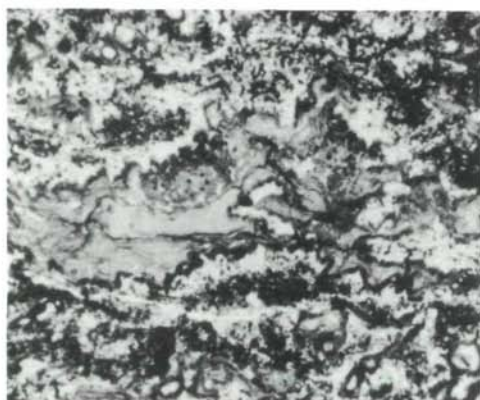
Tafel 4



1



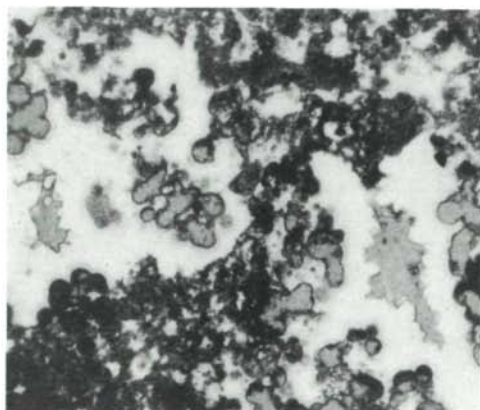
4



2



5

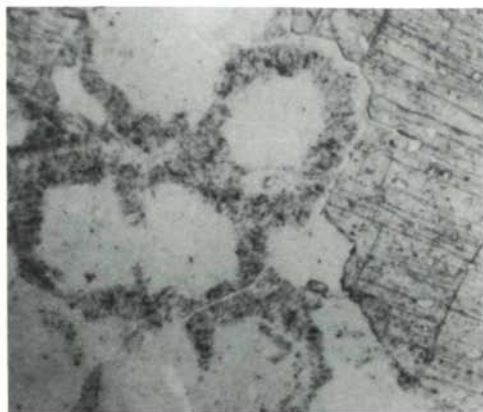


3

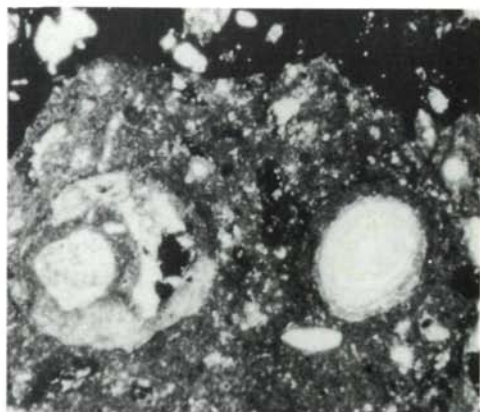


6

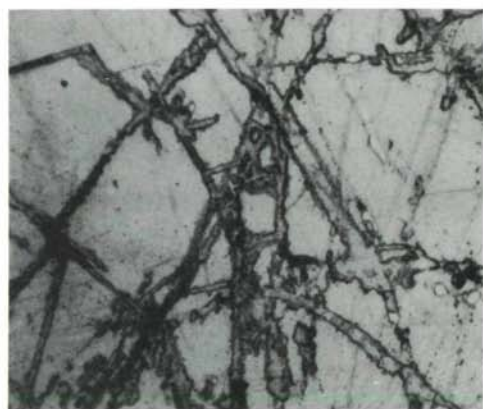
Tafel 5



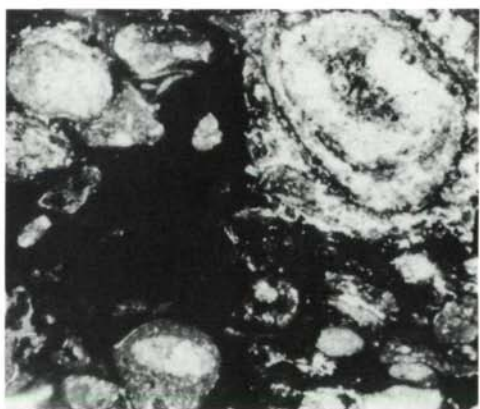
1



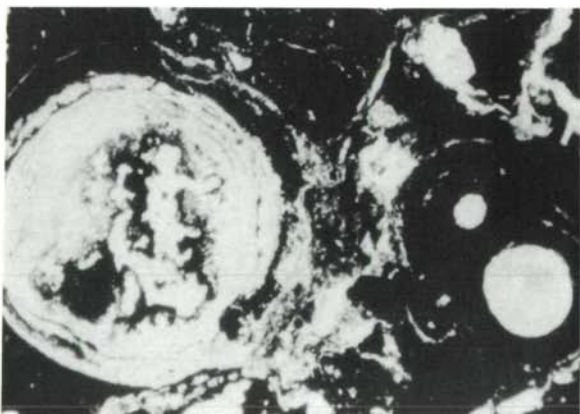
4



2



5

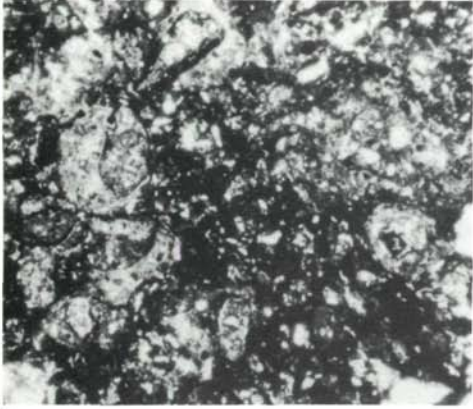


3

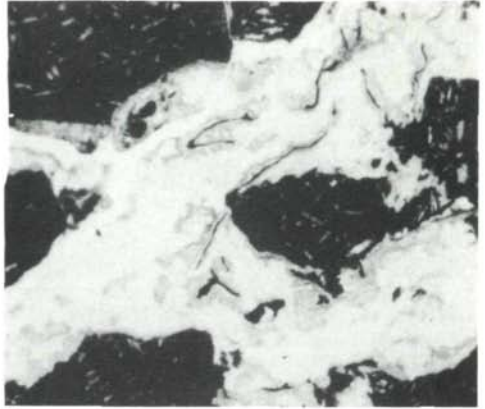


6

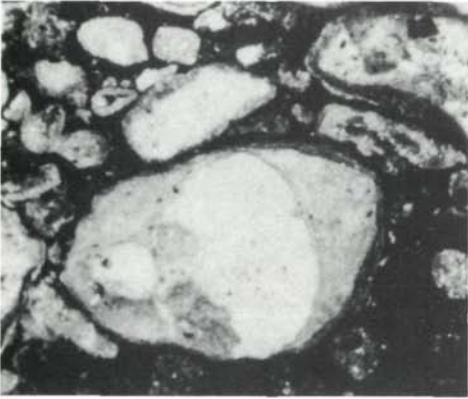
Tafel 6



1



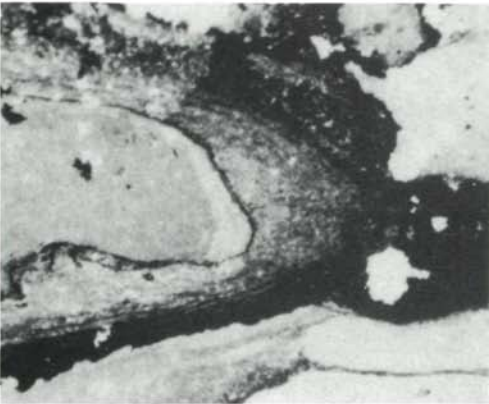
4



2



5



3



6