

Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes

Teil 1: Karbon bis Keuper

Mit 36 Abbildungen und 1 Tabelle

M. B ü c h n e r und E. Th. S e r a p h i m

Inhalt

1. Einleitung	18
2. Die Lagerstätten	19
2.1. Karbon und Zechstein	19
2.2. Buntsandstein	20
2.3. Muschelkalk	21
2.4. Keuper	51
2.4.1. Unterer Keuper	51
2.4.2. Mittlerer Keuper	54
2.4.3. Oberer Keuper (Rhät)	85
3. Zusammenfassung und Ausblick	92
Zitierte Literatur	93

1. EINLEITUNG

Im Unteren Weserbergland haben sich in bestimmten Gesteinen Mineralien bilden können, die sich durch ihr Auftreten und ihre Ausbildungsformen von der in diesen Gesteinen üblichen Mineralvergesellschaftung deutlich abheben. Genauere Bestandsaufnahmen und eingehendere Untersuchungen sollen die Frage klären, ob es sich um Mineralneubildungen handelt, d. h., liegt eine epigenetische Mineralisation vor? Epigenetische Mineralien sind später gebildet als die umgebenden Gesteine und verdanken ihre Entstehung andersartigen Vorgängen als diese. Im Gegensatz dazu sind syngenetische Mineralien gleichzeitig mit ihrer Umgebung entstanden. Die zuletzt genannten Bildungen werden, selbst wenn ihre Entstehung noch in die Diagenese fällt, auch als authigen bezeichnet (vgl. MURAWSKI 1972).

Die Neubildung von Mineralien kann in Hohlräumen, auf Klüften, in Haarrissen und auch im sonst ungestört wirkenden Gestein erfolgen. Dabei ist ebensowohl ein Transport der spezifischen Lösungen, aus denen sich die Mineralien ausgeschieden haben, über weite Entfernungen (z. B. aus magmatischen Herden) wie auch über eine nur geringe Entfernung (z. B. aus dem Nebengestein) möglich. Die Ursachen für die Neubildung können recht verschiedener Art sein; sie werden im zweiten Teil des Beitrages, der im nächsten Vereinsbericht folgt, diskutiert.

Mit dem Unteren Weserbergland meinen wir das Gebiet, welches im Einzugsgebiet der Weser zwischen Osning und Eggegebirge im Süden sowie Wiehengebirge und Weserkette im Norden liegt. Wenn notwendig, wurde die Untersuchung um ein Geringes über diesen Raum hinaus ausgedehnt. Von dem untersuchten Gebiet ist bekannt, daß es — mit Ausnahme des sog. Sandebecker Basaltes — weder Anteil an paläozoischen Sedimenten noch an kristallinen oder metamorphen Gesteinen hat und auch kaum über Bodenschätze verfügt, die einmal Gegenstand eines länger anhaltenden Bergbaus waren. Dennoch wurde gerade dieses Gebiet so früh und so vollständig geologisch spezialkartiert wie kaum ein anderes im Bereich der Zuständigkeit der ehemaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt. Gründe dafür lagen einmal in der Tatsache, daß eine ganze Reihe geologischer Achsen wesentliche Einblicke in das Geschehen der saxonischen Gebirgsbildung versprach und zum anderen in der Existenz zahlreicher Heilbäder, deren weitere Entwicklung eine genaue Kenntnis der tektonischen Verhältnisse und der Lagerstätten erforderte.

Nach dem Abschluß der Kartierung (1939) scheinen wesentliche neue Beobachtungen vielleicht kaum noch möglich. Andererseits liegt das Gebiet zwischen zwei bekannten Tektogenen, nämlich dem Bramscher Massiv (M. u. R. TEICHMÜLLER 1951, SCHREYER 1968, STADLER 1971) und dem Erwitter Massiv (KUTSCHER 1938, REICH 1951) sowie in der Nachbarschaft des Hessischen Basaltvulkanismus (u. a. FRICKE 1955). Auch darf nicht übersehen werden, daß wir in unserem Raum seit langem über zahlreiche Einzelbeobachtungen und -funde epigenetischer Mineralisation verfügen, für die es bisher aber an einer ordnenden Zusammenfassung und

Übersicht fehlt. Dazu kommen aber auch einige Mineralien, über die hier für dieses Gebiet erstmals berichtet wird.

An der Erkundung der Mineralvorkommen (vgl. Tab. 1, S. 89) waren außer den Verfassern zahlreiche Mitglieder der Mineralogischen und Geologischen Arbeitsgemeinschaft des Naturwissenschaftlichen Vereins für Bielefeld und Umgegend beteiligt, die ihre Funde den Verfassern freundlicherweise zur Verfügung gestellt oder wichtige Hinweise mündlich mitgeteilt haben. Ein großer Teil der Funde ist im Naturkundemuseum der Stadt Bielefeld mikroskopisch untersucht worden und dort als Beleg- und Ausstellungsmaterial verblieben. Für ihre Spenden sei den Mitgliedern des Vereins, A. BRANZKA, K. CONRADS, W. v. HORN, A. KRAUSE (Oerlinghausen), K. LENZER, D. MEY, P. OHLERICH und Frau (Dehme), H. POHLE, H. STACHE, E. WÄCHTER, P.-J. WITSCHEL (Herford) und K. ZEIDLER, besonders herzlich gedankt. Aber auch die Information über Beobachtungen und Funde war uns eine wertvolle Hilfe, für die wir den Damen S. REUSCHLE-RÜHLEMANN und H. SCHÜTT (Enger) sowie den Herren F. BESTE (Heepen), E. BIEHLIG, E. ELLERBROK, H. GRIMM, G. KLEINE-BENNE (Pödinghausen), E. NEUMANN (Sennestadt), P.-G. SCHLÜTER (Enger), Dr. H. SPIEKERKÖTTER und F.-K. STORK (Hiddnhausen) danken. Besonderer Dank gilt dem Geologischen Landesamt NRW, namentlich den Herren Prof. Dr. HESEMANN, Prof. Dr. KARENBERG und Oberlandesgeologe Dr. STADLER, die an den Beobachtungen und Funden der Verfasser stets reges Interesse bekundet und spezielle Untersuchungen im Labor ermöglicht haben.

Die Verfasser dieser Studie haben die bei der Abfassung anfallenden Aufgaben unter sich weitgehend aufgeteilt. So hat sich M. BÜCHNER in erster Linie der Untersuchung der Proben und der Bilddokumentation angenommen, während die Erkundung der Aufschlüsse und der Verbreitung der Mineralien vorwiegend auf E. Th. SERAPHIM zurückgeht. Für die Durchsicht des Textes sei an dieser Stelle Herrn Dr. STADLER, Krefeld, sehr herzlich gedankt.

2. DIE LAGERSTÄTTEN

Im folgenden Kapitel werden die Formationen chronologisch und unter besonderer Berücksichtigung bestimmter Lagerstätten behandelt. Wenn dabei auch mehrfach solche Mineralien aufgeführt werden, die keinen sicheren Anspruch auf eine epigenetische Bildung begründen können, so geschieht dies bewußt mit Rücksicht auf die im zweiten Teil des Beitrages folgende kritische Diskussion der Genese.

2.1. Karbon und Zechstein

Im Gegensatz zum Osnabrücker Raum stehen im Unteren Weserbergland keine paläozoischen Schichten zutage an, so daß unsere Informationen über Mineralisierungen in diesen Schichten sehr spärlich sind. Zudem ist zu beachten, daß wenigstens das Karbon nicht mehr unter den Begriff des saxonischen Bruchfaltengebirges fällt. Seine Erörterung ist jedoch schon deshalb erforderlich, weil die dort vorhandenen Lagerstätten, soweit sie

nicht ebenfalls erst später entstanden sind, Schlüsse auf die Herkunft der mesozoischen, jüngeren Bildungen erlauben könnten.

Bei der Thermalbohrung Bad Lippspringe 1962 (Martinus-Quelle), über die FRICKE (1969, S. 123) unter Benutzung der Untersuchungsergebnisse u. a. von G. STADLER berichtet, wurden im Karbon-Sandstein als Kluftminerale (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit) Ankerit in gelblich-weißen, sehr gut ausgebildeten, 2—5 mm großen Rhomboedern, Siderit in gelblich-braunen Rhomboedern eingesprengt im Ankerit, Baryt (Schwerspat) in weißlich-rötlichen, ca. 1 cm großen, pseudorhomboedrischen bis tafeligen Kristallen, verwachsen mit Ankerit und Siderit, sowie Kupferkies in sehr schönen, bis zu 7 mm großen, geriefen Kristallen mit sphenoidischem Habitus, die als anscheinend jüngste Bildung auf den Carbonaten aufsitzen, beobachtet. In anderen Klüften im Schiefertone treten Ankerit-Dolomit, helle honigfarbene Zinkblende sowie Pyrit-Markasit in Spuren und Kupferkies auf. Der Pyrit-Markasit-Gehalt rührt aus dem pyritführenden Nebengestein.

Aus dem Zechstein unseres Gebietes ist Eisenglanz als Einsprengung im Hauptanhydrit anlässlich der Bohrung der Gewerkschaft Wiegleben bei Sonneborn, Blatt Aerzen, in 954—1001 m Teufe bekannt geworden (GRUPE 1927 a, S. 8 f., n. RENNER 1914). Ein Vergleich mit der metasomatischen Vererzung der Zechsteinkalke des Hügels bei Osnabrück ist schon mit Rücksicht auf die sehr geringen Kenntnisse, über die wir von unserem Zechstein verfügen, nicht möglich.

2.2. Buntsandstein

Die Verbreitung des Buntsandsteins beschränkt sich in unserem Gebiet im zutage Anstehenden auf die Sättel der saxonischen Achsen. Hier tritt er in der Osning-Achse sowohl außerhalb des Eggegebirges und Teutoburger Waldes als auch innerhalb des zuletzt genannten Gebirgszuges auf, und zwar zwischen Brakeler Muschelkalkschwelle und Bad Meinberg auch in seiner mittleren, überwiegend als Sandstein ausgebildeten Abteilung, während innerhalb des Teutoburger Waldes nur die obere Abteilung, das Röt, mit seinen Tonen und Mergeln in Erscheinung tritt. Im Bereich des Piesberg-Pyrmonter Achsenfeldes ist der Anteil zutage tretender Buntsandsteinschichten geringer. Hier stehen Mittlerer Buntsandstein und Röt nur in Randlage des Pyrmonter Kessels und in einem Horst bei Lüerdissen und Rentorf auf Blatt Lemgo an. Bei Westorf auf Blatt Vlotho findet sich eine sehr kleine Buntsandsteinscholle, die NAUMANN (1922 b) sogar schon zum Unteren Buntsandstein stellt, eine Auffassung, die von MESTWERDT (1916, S. 8) auch für das Lüerdisser Vorkommen in Erwägung gezogen wird. Eine weite Verbreitung besitzt der Buntsandstein schließlich in der Berlebecker Achse, die vom Meeh-Berg-Horst bei Reelsen (Mittlerer Buntsandstein) über Horn bis Berlebeck südwestlich parallel zur Osning-Achse verläuft, sowie in der Driburger Achse, in der bei Siebenstern auch Mittlerer Buntsandstein horstartig zutage kommt, während der weite Driburger Kessel im übrigen von Rötsschichten eingenommen wird.

Auf der Suche nach epigenetischen Mineralisierungen haben sich bisher nur die Sandsteine des Buntsandsteins einigermaßen ergiebig gezeigt. Bekannt wurden in erster Linie Einsprengungen aus Eisenglanz. Sie fanden sich „vornehmlich auf Spältchen und Klüften“ im Unteren Buntsandstein der Bohrung der Gewerkschaft Wiegleben bei Sonneborn, Blatt Aerzen (GRUPE 1927 a, S. 9, 34 f.), auf Klüften des Mittleren und Unteren Buntsandsteins der Bohrung VI im Kurpark von Bad Oeynhausen (DIENEMANN 1939, S. 127), im Unteren Buntsandstein der Bohrung Neuthermal-Sprudel Bad Salzuflen (DIENEMANN u. FRICKE 1961, S. 182) und in Drusenräumen und auf Klüften im Unteren Buntsandstein der Thermalbohrung Pyrmont 1925/26 (GRUPE 1927 b, S. 48). Darüber hinaus wurden „Schüppchen von Eisenglanz“ auch in den Lüerdisser Sandsteinen (MESTWERDT 1916, S. 8) und „auf Klüften und einzeln eingesprengt“ kleine Kristalle in der Westorfer Buntsandsteinscholle (WEERTH 1929, S. 25; NAUMANN 1922 b, S. 6) beobachtet.

Als weiteres erwähnenswertes Mineral sei das Vorkommen von *Carneol* im Mittleren Buntsandstein der Bad Meinberger Jubiläumsmofette 1967 (FRICKE u. HAASE 1969, S. 246, 248) genannt.

Nicht weit außerhalb des Arbeitsgebietes fand GRUPE (1929 a, S. 8) im Bausandstein des Mittleren Buntsandsteins bei Fürstenberg an der Weser eingesprengt *Malachit* und *Azurit* (Kupferlasur).

2.3. Muschelkalk

Auch das Zutagetreten des Muschelkalkes ist weitgehend an die geologischen Achsen unseres Raumes gebunden, in denen er teils in Sattelstellung, teils in den flankierenden Flügeln von Buntsandstein-Sätteln auftritt.

Die epigenetischen Mineralisierungen beschränken sich fast ganz auf die kluffreiche und poröse Kalkfazies des Unteren und Oberen Muschelkalkes, während die Tone und Mergel des Mittleren Muschelkalkes auf tektonische Beanspruchung mit Verbiegungen und Auswälzungen statt mit Kluffsystemen reagieren und daher eine geringere Wegsamkeit für zirkulierende Wässer entfalten. Auch haben zahlreiche Steinbrüche, vor allem im Trochitenkalk, bislang viel häufiger in die Kalke als in die Mergel und Tone Einblick gewährt.

Der häufigste Kluffbesatz in den Schichten des Muschelkalkes ist *Calcit* (Kalkspat), der von wenige Millimeter starken Adern bis zu 30 cm mächtigen Gängen auftreten kann. Derartige Gänge wurden beispielsweise von MESTWERDT (1916, S. 16) auf Blatt Lemgo bei Huxol und Oberluhe in stark gestörtem Oberen Muschelkalk im Südwestflügel der Piesberg-Pyrmont-Achse und von uns in den Brüchen der Firma Schiewe am Gretberg, Blatt Detmold, beobachtet. Dort handelt es sich um einen spießartig den Keuper durchragenden und in Staffelbrüchen abfallenden Horst vorwiegend aus Trochitenkalk.

Nächst dem *Calcit*, der teilweise auch faserig bis strahlig auftritt, verdient eine im Muschelkalk längs der Verwerfungen wirksame, mehr oder minder starke Mineralisierung durch *Dolomit* Beachtung, wie sie am Königs-Berg bei Detmold von STILLE u. MESTWERDT (1911, S. 10),

bei Polle an der Weser durch GRUPE (1929 b, S. 20) und am Latt-Berg bei Entrup sowie Wöl-Berg bei Eversen, Blatt Steinheim, durch MESTWERDT u. STILLE (1911, S. 10 f.) im Trochitenkalk beobachtet worden ist. Bei den zuletzt genannten Vorkommen hat das „dichte Gestein“ dabei eine „lichtbraune, die Trochiten eine dunklere Farbe angenommen“. Entsprechende Beobachtungen machten wir auch im Trochitenkalk von Niesen am Rande des Peckelsheimer Keupergrabens in direkter nördlicher Fortsetzung des Hüssenbergs-Basaltes, und bei Heesten am Bellen-Berg bei Bad Meinberg. Ob die blaugrauen, sehr festen, „fast glasigen“ Dolomite im obersten Teil des Mittleren Muschelkalkes bei Huxol und Oberluhe, Blatt Lemgo (MESTWERDT 1916, S. 13), auf die gleiche Ursache zurückzuführen sind, muß freilich fraglich erscheinen.

Von besonderem Interesse sind die im Trochitenkalk immer wieder beobachteten und ebenfalls an Klüfte gebundenen Vorkommen von Bleiglanz. Dieses Mineral wurde bisher im Gebiet der dolomitischen Kluftwirkungen bei Eversen und Entrup (Wöl-Berg und Latt-Berg) auf Blatt Steinheim (MESTWERDT u. STILLE 1911, S. 10) festgestellt, ferner zwischen Wintrup und Sandebeck sowie bei Holzhausen, Blatt Horn-Sandebeck (Topogr. Bl. Horn). Das Sandebecker Vorkommen liegt nur 1 km nördlich des Olivinleuzitits (wohl nicht Basalt: Vortrag Dr. BÜCHNER am 26. 3. 1968, Nat. Ver. Bielefeld) vom Uhlen-Berg, Blatt Horn-Sandebeck. Das emporgedrungene, brekziös verunreinigte Magma hat am Uhlen-Berg auf das Nebengestein, Röt und Wellenkalk, anscheinend kaum Einfluß ausgeübt.

Die genannten Vorkommen von Bleiglanz und darüber hinaus solche im Bereich der Osning-Achse bei Niederheesten, Währentrup und Oerlinghausen gibt auch KENTER (1954, S. 44 f.) an; Hinweise auf Bleiglanz im Oberen Muschelkalk des Hiddeser Berges und bei Währentrup finden wir bei WEERTH (1929, S. 31). Demgegenüber weist GRIESE (1955, S. 3, 7, 14) auf Bleiglanz im Muschelkalk der Werther Egge, bei Borgholzhausen und bei Winkelshütten, also in der nordwestlichen Fortsetzung der Osning-Achse, hin.

In der Sammlung A. DEPPE (Nr. 327) im Naturkundemuseum Bielefeld befindet sich ein Belegstück mit Bleiglanz und Calcit aus dem Trochitenkalk des Gemeindesteinbruches Oeynhausens, Blatt Steinheim. Eine Revision dieses Vorkommens im Jahre 1973 hat ergeben, daß die Verhältnisse dort etwa jenen gleichen, die wir in dem weiter unten besprochenen Währentruper Bruch antreffen.

Angesichts dieser Aufzählungen ergibt sich, daß alle bisher bekannten Vorkommen an die Berlebecker- und Osning-Achse gebunden sind, während im Bereich des Piesberg-Pyrmonter Achsenfeldes Bleiglanz erst in der Nähe des Bramscher Massivs auf Blatt Schleddehausen, und zwar wiederum im Trochitenkalk, auftritt. Auch von der Holtenser Achse nördlich Hameln ist dieses Mineral bisher nicht beschrieben worden.

Sehr schöne Bleiglanzwürfel des Niederheestener Vorkommens sind im Museum in Horn, solche des Vorkommens von Währentrup im Bielefelder Naturkundemuseum ausgestellt.

Nach älteren Berichten soll das Bleierz stellenweise, so bei Oerlinghausen und am Sengebeutel bei Holzhausen, in bemerkenswertem Maße silberhaltig gewesen sein (KENTER 1954, S. 44), ebenso bei der Werther Egge, Borgholzhausen und Winkelshütten (GRIESE 1955, S. 3). Für den Bleiglanz des Steinbruches Uphof in **Währentrop bei Helpup** gibt STADLER (1971, S. 481 f.) aber einen Gehalt von nur 120 ppm Silber (gemäß S. 472 gar nur 50 ppm) und < 300 ppm Antimon an. STADLER bemerkt dazu, daß die Helpuper Bleiglanzprobe „extrem arm an Nebenelementen“ ist und den „bei niedrigen Temperaturen gebildeten sogenannten Glasurerzen“ entspricht. Presseberichte, die im Jahre 1956 die Entdeckung der Bleierzader mit Uran in Verbindung bringen wollten, haben sich nicht bestätigt.

Das Mundloch des seinerzeit angelegten Versuchsstollens ist heute verfallen, der Aufschluß jedoch noch immer lohnendes Ziel von Exkursionen. Unsere Untersuchung von Proben aus dem Bruch Uphof (der z. Z. von der Fa. Wilkenloh, Helpup, benutzt wird) ergab folgenden Befund:

Beschreibung des Ganges:

Bleiglangang am Osteingang des Bruches, Streichen $N 10^\circ E$, Fallen 80° nach E. Mächtigkeit des Hauptganges ca. 30 cm; parallel dazu wird das Nebengestein von mehreren, 1–5 cm mächtigen Bleiglangängen durchsetzt. Das Nebengestein ist Trochitenkalk (mo 1), Streichen $N 90^\circ E$, Fallen 18° nach N.

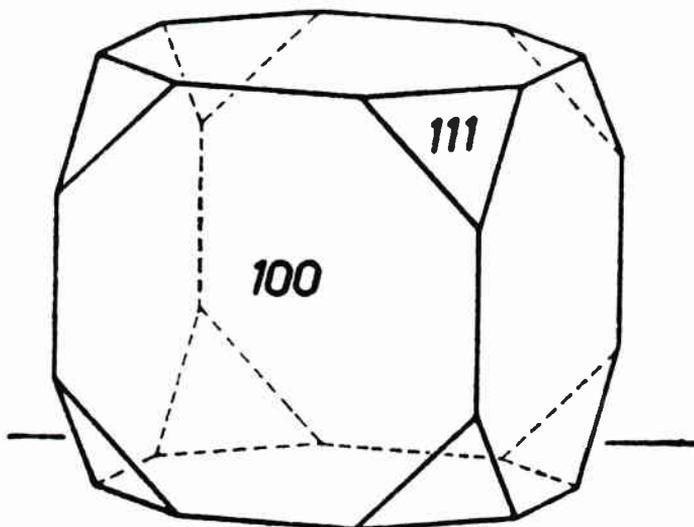


Abb. 1: Bleiglanz: Kombination von Flächen des Würfels (100) und des Oktaeders (111)

Die Gangfüllung Bleiglanz—Cerussit—Calcit

Bleiglanz in Kristallen bis 4 cm, Kombination von Würfel (100) und Oktaeder (111). Vgl. Abb. 1! Auch Flächen des Rhombendodekaeders (110) wurden beobachtet. Zwillinge nach ZwillingsEbene (111) waren z. T. erkennbar. Kristalle manchmal mit Überzug feinkristallinen *Cerussits* (Bleicarbonat) als Bildung der Verwitterung. Dabei handelt es sich um etwa 0,5 mm große Kristalle von scheinbar hexagonalem bis tafeligem Habitus.

Die typische Eigengestalt des *Bleiglanz* ist häufig nicht ausgebildet. Das Mineral nimmt dann Räume zwischen länglichen *Calcit*-Individuen ein (vgl. Abb. 2). Diese Erscheinung spricht für die Gleichzeitigkeit der Bildung von *Bleiglanz* und *Calcit*.

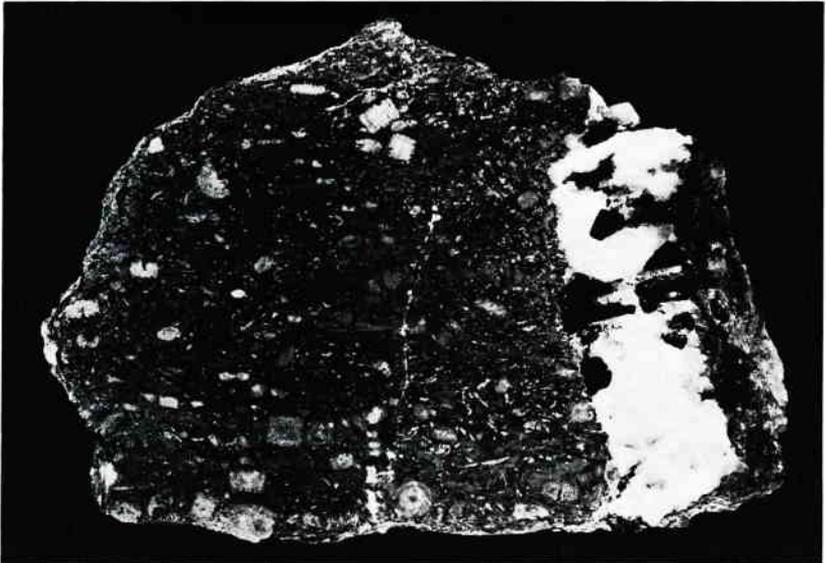


Abb. 2: Trochitenkalk (Oberer Muschelkalk) mit 2 cm breitem *Calcit*-*Bleiglanz*-Gängchen. Der im Bilde schwarz erscheinende *Bleiglanz* erreicht im vorliegenden Falle nur selten seine Eigengestalt

Calcit tritt als grobkristallines Gemenge von zentimetergroßen Individuen auf, ist aber infolge von Platzmangel nur selten in typischer Eigengestalt entwickelt. In Hohlräume können Skalenoederspitzen ragen. Farbe des *Calcits*: weiß bis gelbbraun.

Das Nebengestein

Es handelt sich um Kalkstein mit zahlreichen Stielgliedern von *Encrinurus liliiformis* SCHLOTH., der zum Teil stark angewittert ist, aber auch in Kontaktnähe zu den Bleiglanz-Calcit-Gängen keine Veränderungen des Mineralbestandes zeigt. Häufig beteiligen sich scharfkantige Brocken aus Nebengestein an der Zusammensetzung der Gangfüllung (Gangbrekzie).

Für den Oberen Muschelkalk des östlich anschließenden Gebietes zwischen Weser und Harz liegt eine lagerstättenkundliche Arbeit von HOFMEISTER, SIMON und STEIN (u. a.) vor. Hier wird am Rande auch das Helpuper Bleiglanz-Vorkommen behandelt (1972, S. 20). Den Autoren lagen die Ergebnisse STADLERS (1971) noch nicht vor; neue Mineralfunde sind nicht zu vermerken. Die Arbeit verdient jedoch auch für unseren Raum für Fragen der Deutung (vgl. Teil 2 unserer Studie) Beachtung.

Einen interessanten Sonderfall bietet der Obere Muschelkalk des Bruches der Firma H. Blomeyer, Spenge-Lenzinghausen, in der **Barnhauser Egge**, Blatt Halle i. W. Hier fand A. KRAUSE, Oerlinghausen, in einer im übrigen mit Calcit gefüllten Kluft Asphalt-Ausscheidungen. Im Aufschluß sind mehrfach Störungen erkennbar, durch die der Trochitenkalk und die Ceratitenschichten wiederholt werden. Dabei handelt es sich um Parallelstörungen zur Osning-Achse, die im Begriff der Hasberg-Zone zusammengefaßt werden. Die Untersuchung von Proben ergab:

Probe 1: Das ungestörte Gestein ist grau, stellenweise aber durch Glaukonit-Gehalt auch graugrün bis grüngesprenkelt. Nach unseren Kenntnissen von den Bildungsbedingungen des Glaukonits ist dieses Mineral authigen entstanden und nicht als epigenetische Neubildung anzusehen.

Eine glatte Kluftfläche trennt den grauen Kalk von einem bis 5 mm starken, kristallinen Calcit-Belag, der als Erstausscheidung an einer Kluftwand gelten darf. Diese Kluftcalcite ragen mit z. T. intakten Skalenoeder-Enden in eine gelblich verfärbte Masse. Großenteils sind die Calcite, besonders an ihren freien Enden, aber nachträglich zerbrochen. Ihre Bruchstücke werden von der gelblichen Masse umhüllt. Die gelbe Masse, äußerlich am Handstück wie eine typische Anwitterungszone aussehend, zeigt unter dem Mikroskop jedoch einen anderen Aufbau. Sie erscheint brekziös: In einer feinkörnigen, im Auflicht gelbbraun reflektierenden Grundmasse befinden sich Calcitkörner von unregelmäßigem Umriß, Glaukonitfetzen, vereinzelt auch würfelige Pseudomorphosen von Eisenhydroxid nach Pyrit. Der Pyrit ist als Neubildung anzusprechen. Nach diesen Befunden muß die Probe und besonders ihr gelb verfärbter, eisenhydroxidreicher Teil als tektonische Brekzie angesprochen werden, was der tektonischen Situation im Aufschluß entspricht.

Probe 2: Die aus dem Trochitenkalk stammende Probe zeigt die Grenzfläche zu einem Mineralgang. Von der Gangfüllung sind noch folgende Bestandteile erhalten: 1. Gröberer, weißer Calcit, und kleiner, wasserklarer Calcit mit skalenoedrischen Formen. 2. Auf den Calciten und in

ihren Zwickelräumen sitzen Asphalt-Ausscheidungen. Zum Teil umhüllt der Calcit auch den Asphalt. Braune bis ockerfarbene, poröse Putzen erwiesen sich unter dem Mikroskop als Eisenhydroxid. Anflüge von gelbbraunem FeOOH, z. T. in bunten Anlauffarben schillernd, verfärben einige Partien der Calcitbeläge.

Bei mikroskopischer Vergrößerung zeigt das Nebengestein in der Nähe des Mineralganges kaum Veränderungen. Lediglich zwei Quarze von unregelmäßiger Gestalt und Abmessungen von etwa 0,1 mm wurden festgestellt, die aber wohl auch nur syngenetisch gedeutet werden können.

In Nestern und auf Klüften im Muschelkalk lassen sich weiterhin auch kupferhaltige Mineralien beobachten. Von Herrn KRAUSE, Oerlinghausen, wurde uns aus dem Steinbruch Lüdeking & Co., Niederheesten, Blatt Horn-Sandebeck, ein Belegstück mit Malachit-Putzen zur Verfügung gestellt. Die genauere Untersuchung der Probe ergab:

Neubildungen in Mineralnest

In einem Mineralnest von etwa 20 mm Durchmesser folgen von außen nach innen weißer Calcit, braune Carbonat-Rhomboeder, smaragdgrüne Malachit-Büschel und schließlich wasserklare Calcit-Skalenoeder. Die Carbonat-Rhomboeder sind von einem FeOOH-haltigen Gemenge in dünner Schicht überzogen. Dieses Gemisch füllt zudem zahlreiche Spaltrisse innerhalb der Rhomboeder aus.

Auf diesen eisenhaltigen Carbonaten sitzen flache Stäbchen eines dunkelbraunen Minerals und ähnlich geformte, langprismatische bis radialfasrige Malachit-Kristalle mit Längen bis 2 mm. Die Klarheit und smaragdgrüne Färbung des Malachits lassen ihn bei Betrachtung mit der Prismenlupe in außergewöhnlicher Schönheit erscheinen.

Zwischen dem weißen Calcit und den eisenhaltigen Carbonaten sind zwei konzentrisch-schalige Gebilde sichtbar geworden. Sie sind schwarzbraun gefärbt und tragen einen dünnen Malachit-Überzug. Offensichtlich handelt es sich um Kupferkies, der in ein FeOOH-Gemenge umgebildet wurde und auch seine typische Kristallform verloren hat.

Als Letztausscheidung sind kleine, wasserklare Calcit-Skalenoeder zu beobachten, deren Spitzen durch Ausbildung kleinerer Rhomboederflächen abgestumpft sind. Sie schließen teilweise einzelne Malachit-Prismen ein, sind also später als diese entstanden.

Neubildungen in Fossilien

Die Probe stammt aus einer Kalksteinschicht mit *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) (= *Terebratula vulgaris*) und weist außer den oben genannten Neubildungen im Mineralnest auch Neubildungen auf, die den Innenraum des Brachiopoden z. T. ausfüllen. Es sind Aggregate von gelblichen Calcit-Kriställchen, z. T. als Skalenoeder, mit aufsitzenden braunrötlichen Carbonat-Rhomboedern.

Im Aufschluß fällt sogleich die Häufigkeit eisenhaltiger Carbonate nicht nur als Hohlräumfüllung von Fossilien, sondern besonders auch an sich kreuzenden Systemen verheilter Spalten auf. Es handelt sich um „gedrehte Kristalle“, die im Bruch weiß erscheinen, aber Überzüge einer je nach Grad der Anwitterung gelben bis braunen Substanz aufweisen, durch die der Eisengehalt der Carbonate äußerlich erkennbar wird.

Anzeichen für Neubildungen im Nebengestein wurden bei der Durchmusterung des Belegmaterials mittels Lupe nicht gefunden. Auch der Dünnschliff einer Probe aus der Ruschelzone einer Verwerfung zeigte weder Anzeichen für Mineralneubildungen noch Lösungsmerkmale innerhalb des Kornverbandes.

Die Revision dieses Vorkommens anlässlich einer Exkursion des Nat. Ver. Bielefeld am 25. 3. 1973 (vgl. Exk.-Führer Nr. 55) bestätigte das vorher gewonnene Bild. Über die bisherigen Mineralfunde in Fossilien hinaus wurde von einem Exkursionsteilnehmer in einer geöffneten *Coenothyris* frischer *Kupferkies* als etwa 2 mm großes Kristallaggregat und durch einen anderen Teilnehmer auf einem Steinkern von *Ceratites* ein zusammenhängender Belag von *Malachit* gefunden. Ferner konnte auf einer Muschel der Gattung *Hoernesia* (= *Gervillia*) ein 0,5 mm großes *Zinkblende*-Aggregat nachgewiesen werden. Auf den Steinkernen vieler Fossilien erscheinen als braune Vierecke und Dreiecke, je nach Schnittlage, die Anschnitte ehemals würfelförmiger, bis 3 mm großer *Pyrite*, von denen anzunehmen ist, daß sie vor allem in der Schalensubstanz porphyroblastisch gewachsen sind.

Auch im Oberen Muschelkalk des *Bruches H. Schiewe am Gret-Berg bei Bentrup*, Blatt Detmold, beobachteten wir Kupferminerale. So sind von uns in den 5—20 cm starken Kluffüllungen, die ganz überwiegend aus derbem *Calcit* bestehen, vereinzelt auch *Baryt* und *Malachit* festgestellt worden, dazu ein dunkelgraues bis schwarz-mattes Mineral, in dem *STADLER* anlässlich einer gemeinsamen Befahrung des *Bruches Kupferglanz* vermutete, der aus *Kupferkies* hervorgegangen ist. Fundstücke, die uns Mitglieder der Bielefelder Arbeitsgemeinschaften, so vor allem Herr A. *KRAUSE*, Oerlinghausen, zur Verfügung stellten, veranlaßten uns zu einer genaueren Untersuchung der Fundumstände und des Materials am *Gret-Berg*. An dieser Stelle sei auch dem Abbaunternehmer, Herrn Heinz *SCHIEWE*, Detmold, für sein wohlwollendes Interesse und seine Aufgeschlossenheit gegenüber unseren Belangen gedankt.

Tektonik

Der Gret-Berg stellt ein von den saxonischen Achsen unseres Raumes isoliertes Muschelkalk-Vorkommen dar, das zwischen Osning-Achse und Piesberg-Pyrmonter Achsenfeld den Keuper beulen- bis horstartig durchragt und gegen diesen mit Staffelbrüchen verworfen ist. In den Steinbrüchen selbst zeichnet sich auch eine Sattelstellung ab (vgl. Abb. 3).



Abb. 3: Steinbruch der Firma Heinz Schiewe am Gret-Berg bei Bentrup-Loßbruch, Krs. Lippe (Detmold), 12. 7. 1970. Tektonisch beanspruchte Schichten des Oberen Muschelkalks

Neubildungen in Mineralnestern und Drusen

In dem Gestein des in den Brüchen aufgeschlossenen Trochitenkalkes und der Ceratitenschichten können, wenn auch spärlich, Mineralnester und -drusen gefunden werden, die dem Muschelkalk anderer deutscher Verbreitungsgebiete zu fehlen scheinen. Da ihre Abmessung bis zu 10 cm beträgt, ihr Inhalt recht grobkristallin ist und ein im Inneren befindliches, durch Anwitterung braun gefärbtes eisenhaltiges Carbonat ihnen eine auffällige Farbe verleiht, wird man auf sie leicht aufmerksam. Es handelt sich um Hohlraumfüllungen, wobei die Frage nach der Entstehung der Hohlräume z. Z. nur hypothetisch zu beantworten ist (vgl. Beschreibung Bruch Reinersberg).

An den Wandungen der Hohlräume ist ein in den meisten Fällen heller Calcit (Rhomboeder) ausgeschieden. Hier und da erscheinen auch gelbbraune, durchsichtige, kleine Carbonatindividuen. Eine Probe zeigte an der dem Inneren der Druse zugewandten Grenze des Calcits ein Fünkchen Malachit. Es folgen Bergkristalle (!), deren Säulen in die Resträume ragen; es kann aber auch stark braun gefärbtes Carbonat (Rhomboeder) ausgeschieden worden sein, das bei Behandlung mit verdünnter, kalter Salzsäure die Anwesenheit von Calciumcarbonat verrät. Als

eine noch spätere Ausscheidung kann *Baryt* angesehen werden, der in rundlichen, polsterförmigen Aggregaten bis 3 cm Durchmesser den Resthohlraum einnehmen kann (vgl. Abb. 4/5). Auf den *Baryt*aggregaten sitzen aber vielfach noch winzige Individuen eines nicht genauer bestimmbareren Sulfids, wahrscheinlich *Kupferkies* oder *Pyrit*. Viele Hohlräume zeichnen sich schließlich durch die Anwesenheit von *Calcit*-Skalenoedern aus, die mit ihren bis 5 mm langen Spitzen in die Resthohlräume ragen. Sie umschließen dabei auch die soeben genannten kleinen Kristallindividuen.



Abb. 4: Kristalldruse aus dem Oberen Muschelkalk vom Aufschluß Gret-Berg. u. a. mit (hier angebrochenem) hellem *Baryt*polster. Bildausschnitt: 75 x 52 mm

Von den genannten Neubildungen seien die im Muschelkalk ungewöhnlichen Erscheinungen, soweit sie nicht schon oben beschrieben wurden, näher erläutert:

a) *Quarz*. Es handelt sich um zumeist schlanke, wasserklare Varietäten (*Bergkristalle*) mit *Prisma* und den beiden *Hauptrhomboedern*. Die Länge beträgt bis 2 mm.



Abb. 5: Baryt aus der Kristalldruse vom Aufschluß Gret-Berg, stärkere Vergrößerung. Punktförmig erscheinende Sulfid-Ausscheidungen werden auf den Barytleisten sichtbar. Bildausschnitt: 12 x 8 mm

b) *Baryt*. Wir sehen weiße bis rosafarbene, undurchsichtige Polster und Beläge. Der Baryt wurde durch Lösung in heißer, konzentrierter Schwefelsäure nachgewiesen, wobei sich durch Zugabe von Wasser die Löslichkeit soweit erniedrigte, daß sich eine Ausfällung weißen Bariumsulfats ergab. Unter dem Mikroskop erwiesen sich die Bestandteile des Aggregats als feine, zusammenhängende Schüppchen mit den optischen Merkmalen des Baryts.

c) *Carbonate*. Ohne weiterreichende chemische und röntgenographische Methoden ist eine Diskussion der verschiedenen Carbonat-Ausscheidungen nicht möglich. Es soll jedoch betont werden, daß der *Calcit* in den verschiedensten Erscheinungsformen beobachtet werden kann (Gänge mit weißem Calcit in Rhomboederausbildung, Skalenoeder in Drusenohlräumen, Sinter).

Neubildungen in der Grundmasse

Die Dünnschliffe haben im Nebengestein der Nester und Drusen vor allem größere *Carbonat-Rhomboeder* mit *FeOOH*-Anreicherungen an den Korngrenzen gezeigt. Ob diese in einem genetischen Zusammen-

hang mit den Neubildungen in den Hohlräumen stehen, kann von uns bislang nicht beantwortet werden, da dies eine genauere Kenntnis der Zusammensetzung und des Aufbaues anderer deutscher Muschelkalkgesteine erforderte.

Auffällig ist — schon in den Drusen — das Zurücktreten der Sulfide. Größere Pyrite, denen wir im nördlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes übrigens regelmäßig begegnen, fehlen hier noch völlig. Lediglich ein tektonisch stark beanspruchter und weitgehend durch Calcit verheilter Kalkstein zeigte unter dem Mikroskop in der Grundmasse kleine Pyrite von pentagondodekaedrischer Gestalt. Interessant war auch die Ausbildung einer FeOOH-Pseudomorphose nach Pyrit mit erkennbaren Gelstrukturen. Ein noch vorhandener Wassergehalt mag hier bewirken, daß der braune Rest unter dem Mikroskop optisch isotrop wirkt und nicht die Doppelbrechung des Goethits aufweist. Die Pseudomorphosenbildung mag jung sein, vielleicht durch junge Verwitterung an der Erdoberfläche bedingt.

Die von den Drusen bekanntesten Quarze erscheinen auch im Nebengestein in schlanken Individuen. Diese Quarzneubildungen sind praktisch überall zu finden: in der Grundmasse, als Hohlraumminerale und auch in Fossilresten. Ob winzig kleine, bizarre Quarze der Grundmasse mancher Proben mit diesen größeren Neubildungen genetisch identisch sind, ließ sich nicht klären. Dem Muschelkalk sind erwiesenermaßen auch authigene Quarze — wie auch Feldspäte — eigen (FÜCHTBAUER 1950). Die gemessene Auslöschungsschiefe an einem Feldspat der Grundmasse eines Terebratelkalkes betrug 52° .

Neubildungen in Beziehung zu Fossilien

Die Bruchschillkalke mit starker Anreicherung von Schalen des Brachiopoden *Coenothyris* (= *Terebratula*) *vulgaris* (SCHLOTH.) begünstigten das Entstehen von Kavernen, aus denen die beschriebenen Hohlraumfüllungen teilweise hervorgegangen sein mögen. Doch finden sich Neubildungen auch in den Schalenresten selbst, so schlanke Quarze von beträchtlicher Größe, die vor allem *Coenothyris*-Schalen willkürlich durchsetzen (vgl. Abb. 6/7/8). Der Dünnschliff zeigt deutlich Neubildungen in den Schalen. Auch Ooide können willkürlich von der Quarzneubildung angeschnitten worden sein. Ebenfalls als Neubildungen sind längliche Calcit-Kristalle aufzufassen, die auf *Coenothyris*-Schalen sitzen. Nach MÜLLER (1963, S. 316 f.) werden Brachiopodenschalen bei kalkiger Ausbildung fast vollständig aus Calcit in verschiedenen Anordnungen von Lamellen und Prismen gebildet. Diese aufsitzenden Calcitkristalle, diagenetisch bedingte Ausscheidungen, gehören jedoch zum Allgemeinbild aller Bruchschillkalke, sind also keine spezielle Erscheinung im Muschelkalk des Unteren Weserberglandes.

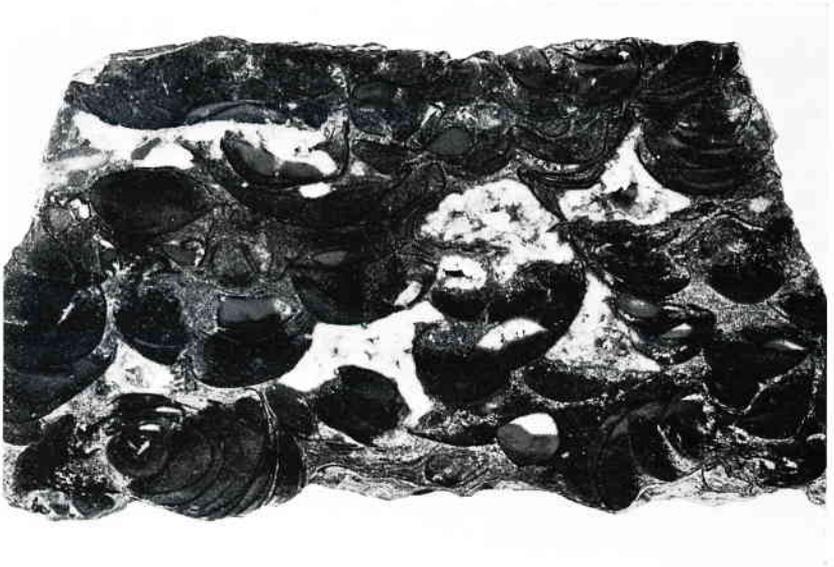


Abb. 6: Oberer Muschelkalk vom Gret-Berg mit *Coenothyris* (*Terebratula*) *vulgaris* (SCHLOTH.). „Terebratelkalk“. Neubildungen von Mineralien (vorwiegend Calcit) zwischen den Schalen und in den Steinkernen der Fossilien. Abmessung des Anschliffs: etwa 130 x 70 mm



Abb. 7: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs, Oberer Muschelkalk vom Gret-Berg, „Terebratelkalk“. Quarz-Neubildungen im Steinkern und in der Schalensubstanz von *Coenothyris*. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 2,6 x 1,7 mm

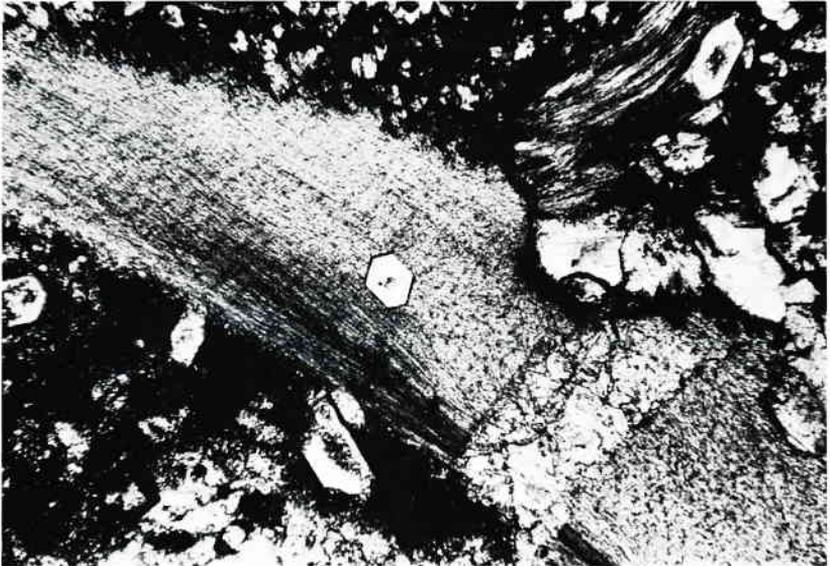


Abb. 8: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs, Oberer Muschelkalk vom Gret-Berg, „Terebratelkalk“. Quarz-Neubildung in der Schale von *Coenothyris*. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 2,6 x 1,7 mm

Herrn STACHE, Bielefeld, verdanken wir ein Fundstück mit Bergkristall und Baryt (Abb. 9) aus Muschelkalk rechts der Weser gegenüber Heinsen, Blatt Holzminden, aus dem Bruch der Firma A. Schulze. Die genannten Mineralien sind dort ebenfalls an Drusen und Nester gebunden. Diese finden sich als nur 1 cm flache, in der Schichtebene liegende, aber bis 10 cm im Durchmesser erreichende, z. T. kavernöse Bildungen. Die Ausscheidungsfolge lautet: Calcit (skalenoedrisch bis 7 mm lang, rhomboedrisch bis 5 mm groß) — Bergkristall (bis 3 mm lang und 1 mm stark) — Baryt (blättrige, radialfächerige bis rosettenartige Aggregate bis 10 mm, weiß bis gelbweiß). Eine dünne Überkrustung als Letzt-ausscheidung ist in verdünnter Salzsäure teils löslich, teils aber auch unlöslich (D o l o m i t ?).



Abb. 9: Baryt und Bergkristall (= 2 schlanke Individuen, stärker reflektierend, in der rechten Bildhälfte). Kristalldruse aus dem Oberen Muschelkalk. Steinbruch am Talhang „rechts der Weser“ gegenüber Heinsen, Krs. Holzminden. Bildausschnitt: 22 x 15 mm.

Kleine Calcit-Drusen mit Bergkristallen u. a. wurden von uns auch in einem zuletzt von der Firma Schiewe betriebenen Bruch im Oberen Muschelkalk am Reinertsberg bei Welstorf, Blatt Lemgo, und im Bruch F. Schneidewind im Oberen Muschelkalk von Alverdissen, Blatt Bösingfeld, gefunden. Proben aus diesen Steinbrüchen wurden näher untersucht:



Abb. 10: Steinbruch am Reinertsberg bei Kirchheide-Welstorf, Blatt Lemgo, 25. 6. 1970. Tektonisch beanspruchte Schichten des Oberen Muschelkalks.

Makroskopischer Befund

Inmitten der Schichtenbänke finden sich Drusen und Nester mit Mineralneubildungen. Das Auftreten der Mineralaggregate ist an bestimmte Horizonte gebunden, eine Streckung der Nester und Drusen nach der Schichtebene läßt sich feststellen. An den Rändern der Mineralnester ist eine Lage weißen Calcits ausgeschieden. Darauf sind Pyrit-Kristalle von Eigengestalt aufgewachsen. Quarzkristalle (Bergkristall) und eisenhaltige Carbonat-Rhomboeder folgen. Die chemische Zusammensetzung des Carbonats war mit den uns zur Verfügung stehenden Hilfsmitteln jedoch nicht genau zu ermitteln. An einer dem Geologischen Landesamt eingesandten Probe wurde mit Hilfe der Röntgenbeugungsmethode ermittelt, daß es sich bei den hellbraunen Kristallen um Ankerit-Dolomit mit untergeordneten Anteilen von Calcit und Goethit handelt (brfl. Mitt. Dr. STADLER vom 6. 4. 1973). Durch Verwitterung ist dieses Carbonat entweder gelbbraun gefärbt oder sogar völlig in ein brauneisenhaltiges Pulver verwandelt worden. Nach Entfernung dieses Gemenges werden Quarze und Pyrite deutlich sichtbar.

Einzelbeschreibung der Mineralneubildungen

a) Quarz. Farblos bis milchig-trüb. Im allgemeinen bis 10 mm lange Individuen mit einer Stärke von 2—2,5 mm; im Extremfall wurde eine Länge von 25 mm beobachtet. Bei idiomorpher Entwicklung des Quarzes sieht man häufig das hexagonale Prisma ($10\bar{1}0$) und die beiden Hauptrhomboeder ($10\bar{1}1$) und ($01\bar{1}1$). An einem Kristall konnte eine Bipyramidenfläche 2. Stellung ($11\bar{2}1$) oder ($2\bar{1}\bar{1}1$) gesehen werden (Abb. 11). Wegen der gegenseitigen Wachstumsbehinderung mit eisenhaltigen Carbonaten treten Quarze auf, die ihre Eigengestalt nicht entwickeln konnten (xenomorphe Quarze).

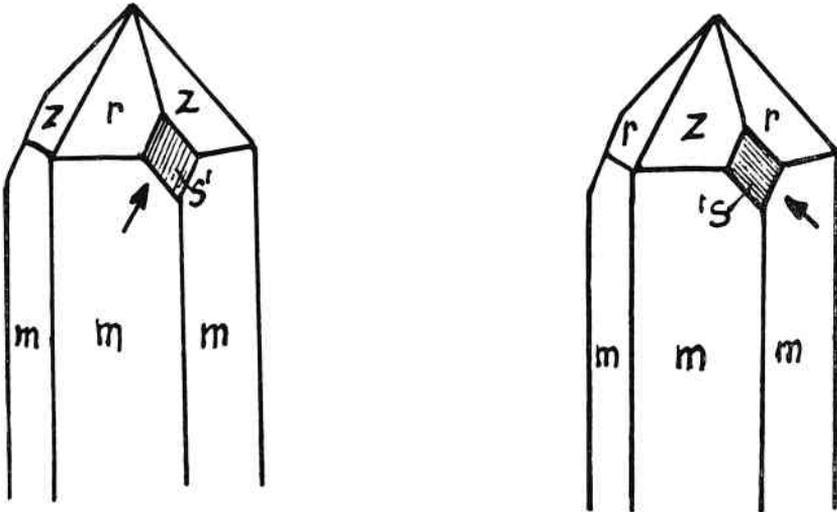


Abb. 11: Quarze mit folgenden Flächen:

m =	hexagonales Prisma	($10\bar{1}0$)
r =	positives Hauptrhomboeder	($10\bar{1}1$)
z =	negatives Hauptrhomboeder	($01\bar{1}1$)
s' =	Bipyramide 2. Stellung rechts	($11\bar{2}1$)
s =	Bipyramide 2. Stellung links	($2\bar{1}\bar{1}1$)

Die auffallend großen Drusenminerale, die daher auch beim Sammler Beachtung finden, sind aber nicht die einzigen Mineralneubildungen. Auch das Nebengestein der größeren Mineralaggregate, d. h. der „normal“ aussehende Kalkstein des Muschelkalks, ist durchsetzt mit Quarzen und Feldspäten (nach brfl. Mitt. von Dr. STADLER, Geol. L.-A. NRW, betrug der Anteil an fraglichem Feldspat in einer eingesandten Probe aus dunkelgrauem Kalkstein aber weniger als 1^o/₁₀), die schon mit der Lupe, recht deutlich aber unter dem Mikroskop sichtbar werden (vgl. Abb. 12).

Die Quarze sind dort 0,03—0,26 mm lang, wobei eine Häufung der Größen um 0,12 mm festgestellt wurde. Auch diese Quarz- und Feldspat-Individuen strebten ihre Eigengestalt an und haben sich dafür Platz schaffen müssen. Dabei wurde der Calcit der Grundmasse teilweise verdrängt. Reste aus nicht gelöstem Calcit lassen sich überall in diesen Neubildungen feststellen. Wegen ihrer unterschiedlichen Bildungsbedingungen sind diese porphyroblastischen Quarze kleiner als die Drusenquarze; der Annahme gleichzeitiger Entstehung steht darum jedoch nichts im Wege.

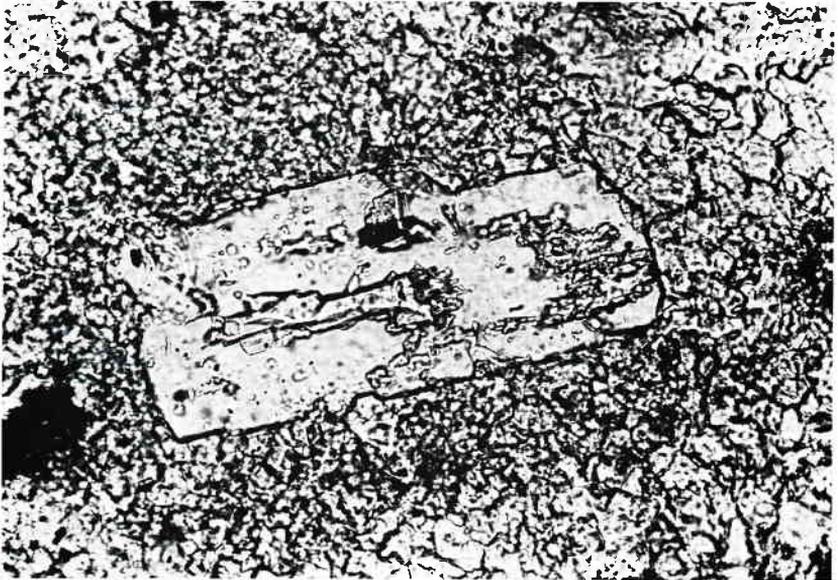


Abb. 12: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs, Oberer Muschelkalk vom Reinertsberg bei Kirchheide-Welstorf: Feldspat-Neubildung. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,36 x 0,24 mm

Während der Quarz, soweit die Neubildung in den Drusen einen bestimmten Grad der Vollendung erreicht hat, gegenüber dem Calcit gerade, wohlausgebildete Flächen entwickelt hat, sind gegenüber dem Ankerit-Dolomit Kompromißflächen gebildet worden. Eine gleichzeitige Ausscheidung von Quarz und Ankerit-Dolomit wird dadurch wahrscheinlich. Sie ist jünger als die Calcitbildung an den Rändern der Drusen, selbstverständlich auch jünger als das Muttergestein, also eine epigene Bildung.

Die Quarzneubildungen im Gestein häufen sich in der Nähe der grobkristallinen Drusen und Nester. Mit Entfernung von diesen nehmen sie anteil-, größenmäßig und im Grad der Idiomorphie ab. Hinsichtlich einer besonderen Bevorzugung bestimmter Gesteinspartien ließ sich lediglich er-

mitteln, daß die neugebildeten Quarze in den Lagen mit reichlichem Fossilgrus größer sind als jene, die in feinkörnigen, fossilarmen Kalkpartien auftreten. Das sperrige Gefüge der fossilreichen Lagen mag die Zufuhr der Kieselsäure und das Wachstum der Quarze begünstigt haben.

b) *Pyrit*. Auch der Pyrit tritt sowohl in den Mineralnestern als auch im Nebengestein auf. Zunächst sind es aber die großen, z. T. frischen, meist aber je nach Grad der Verwitterung oberflächlich bis vollkommen in Brauneisen umgewandelten Pyritindividuen der Drusen und Nester, die dem Sammler auffallen. Vorherrschend sind Formen, die aus Flächen des Oktaeders (111) und des Würfels (100) gebildet werden. Kombinationen von Oktaeder und klein ausgebildeten Flächen des Pentagondodekaeders (210) kommen vor, ebenso solche des Pentagondodekaeders mit dem Würfel sowie kompliziertere Flächenkombinationen (vgl. Abb. 13). In einem Falle

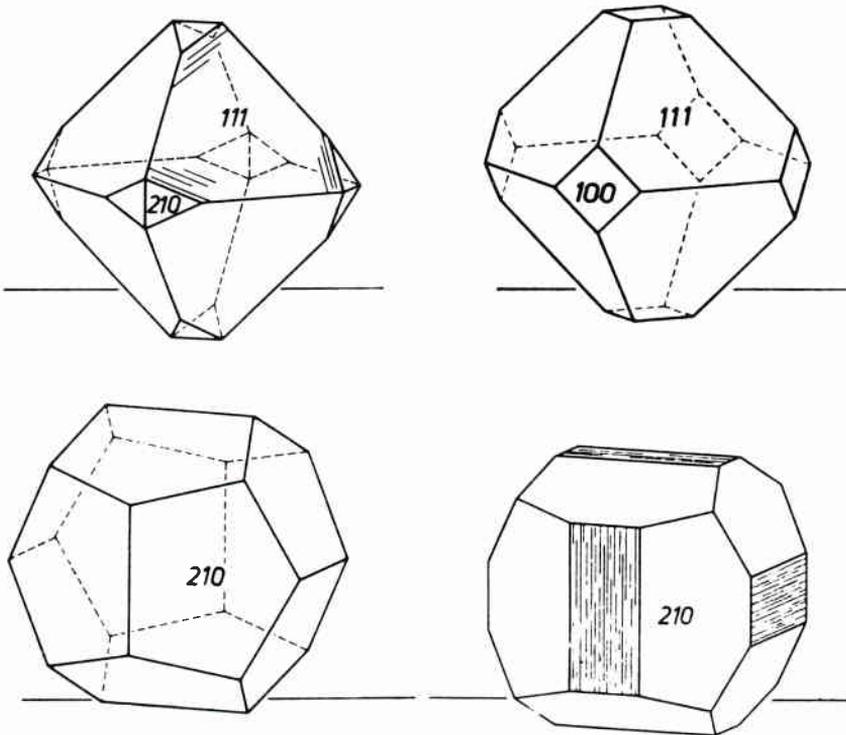


Abb. 13: Flächenausbildungen am Pyrit: Links oben: Kombination Oktaeder (111)/Pentagondodekaeder (210). Rechts oben: Kombination Oktaeder (111)/Würfel (100). Links unten: Pentagondodekaeder (210). Rechts unten: Kombination Pentagondodekaeder (210)/Würfel (100) mit typischer Streifung.

wurde ein verzierter Würfel beobachtet, der mit seinen Abmessungen $5 \times 6 \times 10$ mm einen säuligen Habitus zeigte. Die Pyrite der Drusen, die eine Größe bis zu 20 mm erreichen, scheinen alle auf die Calcit-Generations des Drusenrandes oder auf Quarze aufgewachsen zu sein, niemals aber auf die Ankerit-Dolomit-Ausscheidungen zu folgen, die sich im zentralen Bereich der Drusen als jüngste Bildungen finden. Wegen ihrer Größe durchstoßen die Pyrite allerdings noch den Ankerit-Dolomit. Die Untersuchung einer Druse durch das Geologische Landesamt NRW ergab im Bereich der Pyritzone außer Goethit auch einen besonders hohen Anteil an Lepidokrokit (brfl. Mitt. Dr. STADLER), d. h. γ — FeOOH , auf welche die rötlich- bis schwarzbraune Farbe der Pyrite zurückzuführen ist.

Unter dem Mikroskop können auch im Nebengestein Pyrite in den bereits genannten Formen beobachtet werden. Alle Abmessungen liegen dort in der Größenordnung von 0,08—1,00 mm. Pyrite dieser Größe finden sich im gesamten Nebengestein, wenngleich eine gewisse Häufung in der Nähe der Drusen und im sperrigen Gefüge fossilreicher Partien beobachtet wurde. Hierin bestehen Übereinstimmungen mit der Verteilung der Quarzneubildungen.

c) Kupfersulfide. Bei der Durchsicht der Proben mit der Lupe fallen winzig kleine Ausscheidungen auf den randlichen Calciten der Drusen auf, in denen sich Kupferkies vermuten läßt. Eine Dünnschliffreihe durch einen Ceratitenrest bestätigte die Anwesenheit von Kupferverbindungen. Das Kupfersulfid war dort weitgehend in ein Eisenhydroxid-Gemenge, randlich aber in Malachit umgewandelt (s. Mineralien der Fossilien).

d) Calcit. Kohlensaurer Kalk in Form von Calcit ist unter den Neubildungen in einem Kalkgesteinskörper erwartungsgemäß in mannigfachen Ausbildungen vorhanden. Da er sich nicht nur bei höheren Temperaturen aus wässrigen Lösungen bildet, sondern auch unter den normalen atmosphärischen Temperaturen, z. B. als Sinter in Karsthohlräumen ausfällt, eignet er sich nicht als Argument für bestimmte Neubildungsvorgänge höherer Temperaturbereiche. In einem bestimmten Verhältnis zu solchen Mineralneubildungen steht freilich jener weiße Calcit, der häufig (aber nicht immer) an den Rändern der Kristalldrusen zu finden ist, auf den dann Pyrit, Quarz und vor allem Ankerit-Dolomit folgen können. Seine in die Drusenräume hineinragenden Grenzen verraten Umriss von Rhomboedern ($10\bar{1}1$) (vgl. Abb. 14). Häufig sind sie jedoch abgerundet, wie es das mikroskopische Bild zeigt, als ob eine Anlösung stattgefunden hat.

Auf Klüften sieht man häufig eine kristalline Ausscheidung von Calcit-Individuen (Rhomboider und Skalenoeder, s. Abb. 14), die durch einen dünnen Überzug von Eisenhydroxid bunt schillern. Ebenfalls als Kluftmineral fällt eine fast wasserklare Varietät des Calcit in skalenoedrischer Ausbildung auf, die eine Höhe bis 12 mm erreicht. In Hohlräumen tektonischer Brekzien sind diese Calcit-Individuen ebenfalls zu finden; hier wirken sie als Kittsubstanz des tektonisch zertrümmerten Kalkgesteins.

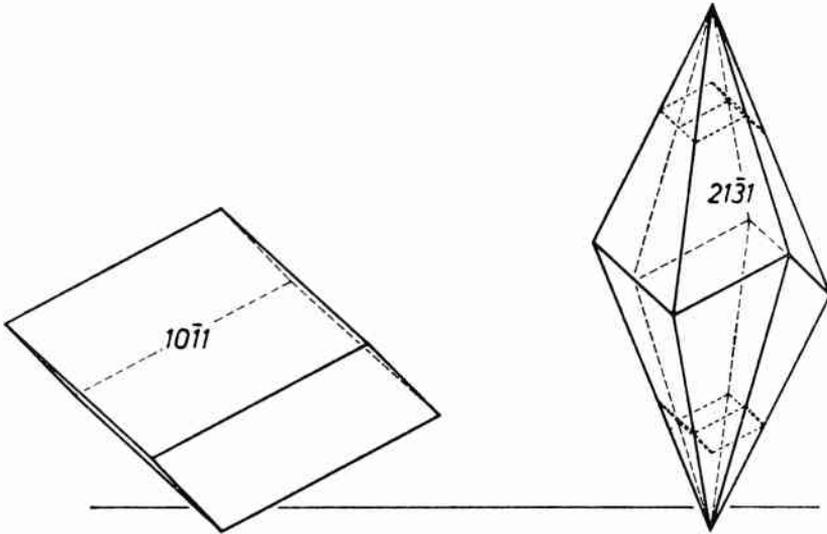


Abb. 14: Flächenausbildung am Calcit: Links: Rhomboeder ($10\bar{1}1$). Rechts: Skalenoeder ($2\bar{1}\bar{3}1$)

e) *Ankerit-Dolomit*. Die Stellung des Ankerit-Dolomits in der Ausscheidungsfolge der Drusenminerale ist bereits erwähnt; er nimmt häufig den Platz im verbliebenen Restraum ein. Fehlt der Calcit, kann Ankerit-Dolomit zusammen mit Pyrit den Hohlraum erfüllen. Unter dem Mikroskop sind rhomboedrische Ausbildungen wahrzunehmen, oft sattel- und linsenförmig gekrümmt. Daher kommt es im mikroskopischen Betrachtungsgang unter Benutzung gekreuzter Polarisatoren beim Drehen des Objektes zu undulösen Auslöschungserscheinungen. Je nach Verwitterungsgrad ist das eisenhaltige Carbonat mehr oder minder in ein eisenhydroxidhaltiges Gemenge umgewandelt.

Auch in der Grundmasse des Gesteins kann das Carbonat vertreten sein, wo es dann mit Grundmassen-Calciten und Quarzneubildungen vergesellschaftet ist.

Mineralien der Fossilien

Ammoniten- und Muschelskelette haben spezifische Primärstrukturen, wie sie an rezenten Weichtierschalen sichtbar werden. Viele fossilen Schalenreste von Reinertsberg weisen jedoch unter dem Mikroskop ein grobkristallines Gemenge von Calcit-Individuen auf, die sich in ihrem Wachstum gegenseitig behinderten, jedoch in ihrer Gesamtheit den einsti-

gen Schalenrest nachbilden (Zoomorphose). Diese Umbildung der organisch bedingten Schalensubstanz läßt sich überall in fossilführenden Schichten beobachten, ist also keineswegs auf unser Arbeitsgebiet beschränkt.

Etwas aus dem Rahmen fällt hingegen die Beobachtung eines verkieselten Seelilien-Stielgliedes im Trochitenkalk, dessen Stielglieder im Normalfall in Calciterhaltung vorliegen. Es handelt sich um ein mikrokristallines Gemenge kaum noch wahrnehmbarer Quarz-Kriställchen.

Auch Pyrit kann die umkristallisierte Substanz fossilisierter Schalen durchsetzen. Er tritt ferner als Steinkernfüllung auf; seine Grenzen zeichnen dann die äußeren Umrisse des fossilen Steinkerns nach.

Wie schon erwähnt, wurden in enger Beziehung zu einem Ceratiten Kupferverbindungen festgestellt. Die Steinkernfüllung besteht hier aus Sediment und grobspätigen Carbonaten. Wie bei den Drusen hat sich der im Ceratitengehäuse verbliebene Hohlraum zunächst randlich mit Calcit, darauf folgend mit Fe-haltigem Carbonat gefüllt. Zwischen Calcit und Carbonat konnte sich in dem noch zur Verfügung stehenden Hohlraum Kupfersulfid ausscheiden. Eigengestalt des Sulfids wurde dabei nicht erreicht.

Bruch F. Schneidewind, Alverdissen:

Auch in diesem Bruch finden sich außer Gangfüllungen mit klaren bis weißen, meist skalenoeidrischen Calciten Kristallnester von unregelmäßiger Gestalt, die Füllungen von ehemaligen, bis 7 cm langen Hohlräumen darstellen. Da diese Nester bevorzugt in fossilreichen Horizonten auftreten, kann man vermuten, daß es detritogene, grobporige Stellen im Gestein waren, wo sich jene Hohlräume entwickelten, die später zu Kristalldrusen wurden.

In den Drusen ist randlich weißer Calcit ausgeschieden, der zum Inneren der Kristallnester gelbliche Färbung annimmt. Ockerfarbenes, eisenhaltiges Carbonat kann folgen, das bei Behandlung mit verdünnter, kalter Salzsäure aufschäumt. Sämtliche drei untersuchten Drusen zeigen wieder Quarzkristalle von wasserklarer bis lichtgelbbrauner Varietät. Überzüge feinkristallinen Calcits können den Quarz umhüllen. Außer dem hexagonalen Prisma und den beiden Hauptrhomboedern sind am Quarz keine weiteren Flächen festgestellt worden. Größtes Individuum: 12 mm lang, 2,5 mm stark.

Von den Sulfiden ist in erster Linie Pyrit zu nennen, der wie alle Muschelkalkpyrite äußerlich schwarzbraun gefärbt ist. Pseudomorphosen von FeOOH nach Pyrit, also völlige Oxidation des primär ausgeschiedenen Sulfids, können am gleichen Handstück nachgewiesen werden. Bis 0,5 mm große, rundliche FeOOH-Gebilde, konzentrisch-schalig brechend (Lupe!), sind hier einzuordnen. Der Pyrit von Alverdissen zeigt die Formen des Oktaeders, Kombinationen mit geringfügig ausgebildeten Flächen des Pentagondodekaeders und Formen des Pentagondodekaeders selbst. Inter-

essant ist das Vorkommen von bis 1 mm großen Pyriten, eingebettet in Calcit, Fe-haltiges Carbonat, aber auch in Quarz. Letzterer dürfte also später als der Pyrit ausgeschieden worden sein und diesen umhüllt haben.

Unter dem Mikroskop lassen sich im Nebengestein — in dichten, wie auch fossilreichen Partien — Neubildungen der bereits genannten Mineralien, jedoch in kleineren Abmessungen nachweisen. Pyrit, zu FeOOH-
Putzen verwittert, tritt in der Größenordnung von 0,02 bis 0,05 mm auf.

Bemerkenswert ist noch das Vorkommen von Feldspäten, und zwar sowohl als Orthoklas (= Kalifeldspat), und zwar bis zur Abmessung $0,08 \times 0,13$ mm, als auch als Plagioklas. Große Feldspäte des Nebengesteins müssen ebenso wie die dortigen Quarze und Pyrite in Eigengestalt und wie die Drusenmineralien als Neubildungen von gemeinsamer Genese angesprochen werden.

Gelbliche, manchmal von Schicht- und Kluftflächen ausgehende Verfärbungen des Gesteins sind keine normalen Oxidationserscheinungen, also Umwandlungen des in der Grundmasse feinverteilten Pyrits zu Brauneisen. Einher geht mit den Verfärbungen, so zeigen es immer wieder die

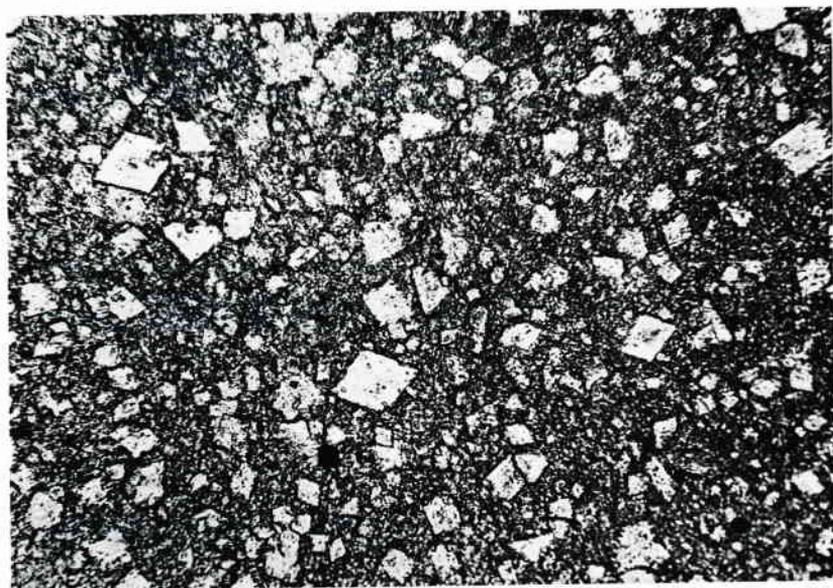


Abb. 15: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs, Oberer Muschelkalk (Trochitenkalk) vom Steinbruch Firma Schneidewind, Alverdissen: Carbonat-Rhomboeder als Neubildung? Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,9 x 0,6 mm

Dünnschliffe unter dem Mikroskop, die Neubildung von Carbonat-Rhomboedern in diesen Zonen. Diese Neubildungen fehlen in dem unverfärbten Muschelkalkgestein. Ihre Größen schwanken um den Betrag von 0,02 bis 0,08 mm. Eingehende Karbonatanalysen müßten hier noch den Beweis erbringen, ob es sich um Dolomit-Rhomboeder, also um eine Dolomitisierung handelt (vgl. Abb. 15).

Nach NAUMANN (1922 b, S. 11) soll auch im Bruch Süllwald in Vlotho eine blaugraue Kalkbank des Trochitenkalkes „auf Klüften kupferig“ gewesen sein. Diese Mitteilung muß allerdings mit Vorsicht aufgenommen werden, da der bunte Kluffbesatz wenigstens im Nachfolgebruch Kahre nicht auf Kupfererze, sondern Calcit mit feinem FeOOH-Überzug zurückzuführen ist. Da auch wir zunächst an das Vorhandensein von Kupfermineralien glaubten und auch sonst einige Kluffmineralien in dem hier besonders stark gestörten Gestein vermutet wurden, hat das Geologische Landesamt NRW eine von uns eingesandte, kluffmineralhaltige Probe näher untersucht. Weitere Proben, vor allem aus der Grundmasse des Gesteins, wurden von uns im Naturkundemuseum Bielefeld einer Untersuchung unterzogen. Über die Ergebnisse dieser Untersuchung soll hier zuerst berichtet werden:

Ehem. Bruch Kahre, **Vlotho**, Herforder Straße, Aral-Tankstelle

Die noch gut erhaltenen Bruchwände weisen eine starke tektonische Beanspruchung des Gesteins (Trochitenkalk und Ceratiten-Schichten) auf (vgl. Abb. 16). Die geologische Kartierung von Blatt Vlotho durch NAUMANN im Jahre 1922 läßt auch in der Nähe des Aufschlusses ein kompliziertes System von Verwerfungen erkennen.

Neubildungen von Mineralien in Nestern und Drusen

Für den Oberen Muschelkalk im Norden des Lipper Berglandes scheint das Auftreten von Calcit-Pyrit-Carbonat/Quarz-Ausscheidungen in Nestern, das wir auch in diesem Bruch beobachteten, typisch zu sein. Die Mineralien füllen wiederum längliche, in Schichtebene liegende Hohlräume zum Teil oder gänzlich aus. Solche Nester können, wie eine Probe zeigte, Abmessungen von $80 \times 40 \times 25$ mm aufweisen, wobei die Abmessungen von 80×40 mm in Schichtebene liegen.

Auf einem z.T. nur Bruchteile eines Millimeters messenden Calcitbelag an der Hohlraumwandung sind braune, eisenhaltige Carbonate, milchig-trüber bis wasserklarer Quarz und Pyrit ausgeschieden worden. In die verbliebenen Hohlräume des Kristallnestes ragen Quarze, Eisencarbonat-Rhomboeder, Pyrite, aber auch die Skalennoeder von weißlichen Calciten. Der Pyrit — auch im Nebengestein als Neubildung nachzuweisen — erreicht in den Nestern ansehnliche Größen. Er wird häufig von Quarzen umgeben. Dabei ist festzustellen, daß die Quarze den Pyrit umwachsen, zum Teil sogar eingeschlossen haben.



Abb. 16: Ehemaliger Steinbruch Kahre, Vlotho, Herforder Straße, 8. 4. 1963. Tektonisch beanspruchte Schichten des Oberen Muschelkalks.

Als Ausscheidungsfolge ist in den Nestern also festzustellen:

Calcit — Pyrit — eisenhaltiges Carbonat (braun)/Quarz.

Bei den zuletzt genannten Mineralien deutet sich eine gewisse Gleichzeitigkeit der Bildung an.

Einzelbeschreibung der Neubildungen

a) *Calcit*. Neben feinkristalliner Calcitsubstanz treten auch große, bis 6 mm messende Individuen mit stark gebogenen Flächen, sonst aber unklaren Kristalltrachten auf. Die feinkristallinen Calcitkrusten aus Rhomboedern können durch Überzüge aus FeOOH , die den Effekt von „Anlauf-farben“ hervorrufen (Phänomen der „Farben dünner Blättchen“ = Strukturfarben), auch bunt schillern. Leuchtend weiße kristalline Überzüge ließen sich unter dem Stereomikroskop als dichtgedrängte, sehr flache Rhomboeder erkennen. Calcit-Skalenoeder können als jüngste Ausscheidungen in die Resträume der Kristallnester hineinragen.

b) *Pyrit*. Die schwarzbraunen Pyritkristalle in den Hohlraumfüllungen erreichen bis 3 mm Größe; es herrscht der Würfel (100) mit den typischen Streifen auf den Flächen vor. Dabei können die Würfel-fächen kräftig gewölbt sein. Die Ecken sind in der Regel durch kleine Oktaederflächen (111)

abgestumpft (vgl. auch Bleiglanz Abb. 1). Kompliziertere Flächenkombinationen und Zwillingsbildungen können beobachtet werden, sind jedoch, da in den Proben häufig nur Bruchformen vorliegen, hinsichtlich ihrer Geometrie schwer zu bestimmen. In der Nähe der Hohlraumfüllungen lassen sich im Nebengestein kleinere Pyritindividuen feststellen. Im Umriß sind Würfel und Pentagondodekaeder erkennbar.

Auch auf Schichtflächen ist der Pyrit häufig schon mit der Lupe wahrnehmbar. Er findet sich weiterhin auch in Fossilresten sowie neben Calcit und anderen Carbonaten als Kluffüllung, worauf auch bereits NAUMANN (1922 b, S. 12) beim damaligen Bruch Süllwald hinweist.

Im allgemeinen fehlt dem hier geschilderten Pyrit infolge starker Anwitterung der messingfarbene Metallglanz. Der Pyrit ist sogar weitgehend in Eisenhydroxid umgewandelt, d. h., es liegen Eisenhydroxid-Pseudomorphosen nach Pyrit vor. In manchen FeOOH-Gemengen sind noch Kerne von intaktem Pyrit zu erkennen. Aus den durch Zerstörung eines größeren Würfels gewonnenen Bruchstücken wurde ein Körnerpräparat hergestellt. Es zeigten sich vornehmlich braune Bruchstücke ohne oder mit schwacher Doppelbrechung neben einigen metallisch-gelb reflektierenden Pyritresten.

Bei der Auswertung dieser Befunde ergeben sich gewisse Bestimmungsschwierigkeiten: Aus Pyrit bildet sich nämlich unter den Bedingungen der Verwitterung Goethit (= α -FeOOH), das auch als Nadeleisenerz bekannt ist. Der rhombisch-bipyramidal kristallisierende Goethit ist durch eine hohe Lichtbrechung und Doppelbrechung gekennzeichnet. Im mikroskopischen Bild stark braun gefärbte, aber noch durchsichtige Individuen des Vlothoer Muschelkalkgesteins weisen aber in der Mehrzahl keine oder nur eine sehr schwache Doppelbrechung auf. Da keine Anzeichen guter Spaltbarkeit festzustellen waren, ist die Verwechslung der kleinen Einsprenglinge mit Zinkblende auszuschließen (vgl. die folgende Notiz Dr. STADLER). Man darf daraus schließen, daß es sich um ein stark wasserhaltiges Eisenhydroxid handelt, denn ein hoher Wassergehalt reduziert merklich die Werte der Licht- und Doppelbrechung, die dem Goethit sonst eigen sind.

c) Quarz und Feldspat. Milchig-trübe bis wasserklare Quarze der Kristallnester sind bereits erwähnt worden. Die hellen Quarze lassen Abmessungen von bis 20 mm Länge und 7 mm Stärke erkennen. Wachstumsbehinderungen durch gelbbraunes, eisenhaltiges Carbonat sind die Regel. Die Bergkristalle haben Abmessungen von bis 9 mm Länge und 3 mm Stärke. Manchmal ist neben den stets vorhandenen Prismenflächen $(10\bar{1}0)$ und den beiden Hauptrhomboedern $(10\bar{1}1)$ und $(01\bar{1}1)$ die rechte Bipyramide 2. Stellung $(11\bar{2}1)$ ausgebildet (vgl. Abb. 11).

Auch im Nebengestein der Kristallnester und in tektonisch beanspruchten, brekziösen Partien lassen sich Neubildungen von Quarzen — aber auch von Feldspäten — feststellen. Letztere sind z. T. Na-reiche Plagioklase mit erkennbarer polysynthetischer Zwillingsbildung und haben die Abmessungen $0,06 \times 0,03$ mm.

Die Entscheidung, ob diese Quarze und Feldspäte authigen, d. h. während der Sedimentbildung bis zur Diagenese, oder durch spätere Mineralisierungsprozesse entstanden sind, ist schwer zu fällen. Kleine, bizarre Quarzindividuen, die im Dünnschliff beobachtet wurden, können ohne weiteres zu den Primärbildungen gehören. Große, meist idiomorphe Quarze, die besonders in der Nähe der Kristallnester auftreten oder sich in Fossilshalen finden, sind jedoch späteren Prozessen zuzuordnen, die den Formenschatz epigenetischer Mineralbildungen im Unteren Weserbergland auszeichnen.

d) *Eisenhaltiges Carbonat*. Oft braun gefärbte Carbonate, die unter dem Mikroskop zwischen gekreuzten Polarisatoren eisblumenartig auslöschten, finden sich in den Kristallnestern und füllen Resträume zwischen Fossilbruchstücken, können aber auch als Fossilisationsmittel grobkristalliner Muschelschalen — hier alternierend mit Calcit — auftreten. In den Kristallnestern stellen sie ein braunes Gemenge mit rhomboedrischen Spaltflächen der Individuen dar, die in die Resthohlräume ragen. Häufig sind sie dort porös und erscheinen angelöst. Die Behandlung mit kalter, verdünnter Salzsäure ergibt eine starke CO₂-Entwicklung als Anzeichen dafür, daß sie Calciumcarbonat enthalten, es sich also nicht um reinen Siderit oder andere Mg-Fe-Ca-Carbonate handelt. Andererseits verbietet die Braunfärbung eine Zuordnung dieser Carbonate zu reinem Calcit. Mit der uns zur Verfügung stehenden technischen Ausstattung müssen wir diese Kristallbildungen allgemein als „eisenhaltige Carbonate“ bezeichnen.

In der von Dr. STADLER verfaßten Notiz des Geologischen Landesamtes NRW (brfl. Mitteilung), die uns während unserer eigenen Untersuchungen bereits vorlag, finden sich einige Feststellungen, die den unsrigen entsprechen und deshalb nicht wiederholt zu werden brauchen. Andere Angaben STADLERs ergänzen unsere Beobachtungen noch wesentlich. Das Material, welches STADLER im Jahre 1966 untersuchte, waren eine Kluftfläche mit ihren Mineralfüllungen und ein daran anschließendes, 12 cm starkes Stück Muschelkalk ohne makroskopisch erkennbare Mineralanreicherungen. Beide wurden einer makroskopisch-mikroskopischen und einer röntgenographischen Untersuchung unterzogen.

Ergebnis der makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung:

„Auf der senkrecht zur Schichtung stehenden Kluftfläche befindet sich stellenweise ein sehr feinkörniger Kristallrasen aus Quarz und Karbonat, Sulfiden und Brauneisen, der offensichtlich aus der Verwitterung von Fe-Sulfiden entstanden ist. Die Betrachtung im Binokular zeigt, daß es sich bei den ‚Sulfiden‘ z. T. lediglich um Quarz und Karbonatkristalle handelt, die von Limonithäutchen überzogen sind und durch ihren Glanz und ihre Farbe Sulfide vortäuschen. Fluorit konnte nicht beobachtet werden. Kubisch wirkende Karbonatkristalle täuschen z. T. lediglich Fluoritkristalle vor.“

In dem fossilreichen Gestein verlaufen schichtparallel mm—cm breite, hellbraune Streifen, die als tonige Calcit-Dolomit-Schlieren bestimmt wurden. Besonders an ihrem Rande sind massenhaft feinste Einlagerungen von idiomorphen Quarzen und Feldspäten zu beobachten. „Offenbar besteht zwischen diesen Calcit-Dolomitschlieren und den Quarz-Feldspatbildungen ein genetischer Zusammenhang.“

Eingeschaltet in das Gestein finden sich auch „langgestreckte, lappige Quarzaggregate, die zahlreiche Einschlüsse von Calcit aufweisen. Idiomorphe Quarze unterschiedlicher Korngröße sind häufig zu beobachten. Offensichtlich handelt es sich dabei um Porphyroblasten, wie die zahlreichen Karbonateinschlüsse zeigen.“

„An Erzminerale sind Pyritkörnchen und idiomorphe helle Zinkblendekristalle vorhanden, die unregelmäßig im Gestein verteilt sind.“

Ergebnis der röntgenographischen Untersuchung

„Um den Mineralbestand der Probe genau feststellen zu können, wurden verschiedene Röntgen-Analysen durchgeführt. (Es ist nur kristallisierte Substanz bestimmbar. Minerale mit einer Mengenbeteiligung unter 3% sind nicht erfaßbar.)

a) Dunkelgrauer Kalkstein:

Calcit ca. 90%, Ankerit-Dolomit ca. bis mehr als 5%, Quarz ca. bis weniger als 5%.

b) Hellbraune Schlieren:

Calcit ca. 70%, Ankerit-Dolomit ca. 10%, Quarz ca. 10—15%, Glimmerminerale ca. 3%, Chlorit ca. bis weniger als 3%, Feldspat ca. 3%.

c) Kluftbelag:

Calcit ca. 85%, Quarz ca. 5—10%, Ankerit-Dolomit ca. bis weniger als 5%, Pyrit ca. 3%.

d) Die Probe wurde mit verdünnter HCl gelöst und der Lösungsrückstand untersucht:

Feldspat ca. 45%, Quarz ca. 40%, Glimmerminerale ca. bis weniger als 5%, Chlorit ca. bis weniger als 5%, Zinkblende ?, Pyrit 3%.

e) Aus dem Lösungsrückstand wurde die Schwermineralfraktion durch Bromoformbehandlung angereichert. Zinkblende, Pyrit.

Wie bereits mit dem Binokular zu erkennen ist, liegt eine sehr eisenarme, helle, grobspätige Zinkblende vor.

Die chemische Analyse ergab für die Gesamtprobe einen Zinkblende-Gehalt von 0,5%. Gegenüber den normalen Zn-Gehalten in Kalksteinen (Clarke-Wert 19 ppm = 0,0019%) liegt der Zinkwert in dieser Probe extrem hoch.“

Aufgrund dieser Befunde schließt STADLER auf „authigene Bildungen“. Die festgestellten Mineralien geben danach keinen Hinweis auf eine „epigenetische Stoffzufuhr“. „Die zum Teil recht hohen Konzentrationen an idiomorphem Quarz, Feldspat und auch Zinkblende sind zwar für Kalkgesteine im allgemeinen ungewöhnlich, aber besonders in den ... Trochiten- und auch Zechsteinkalken bereits recht häufig beobachtet worden.“ Wir werden hierauf im abschließenden Teil unserer Arbeit im nächsten Bericht des Nat. Ver. Bielefeld noch eingehen.

Da man vielfach geneigt ist, die Folgen epigenetischer Einwirkungen vorzüglich dort zu suchen, wo das Gestein einer besonders intensiven tektonischen Beanspruchung unterworfen war, galt unsere Beobachtung anfangs in erster Linie den Kleinschollen, von denen es außer dem Vlothoer Vorkommen noch einige weitere gibt. Unter diesen wurde das ebenfalls sehr stark gestörte Gestein zweier Brüche im Mittleren bis Oberen Muschelkalk bei Gehren, Blatt Vlotho, etwa 800 m westlich Westorf, näher untersucht. Anlaß hierzu waren auch die Angaben von NAUMANN (1922 b, S. 40 f.), wonach hier Eisenspat (Siderit) vorkommen sollte. Die Untersuchung durch das Geologische Landesamt hat jedoch auch hier ergeben, daß kein Siderit vorhanden ist: „Die intensive Braunfärbung wird durch Eisenhydroxyde hervorgerufen, die möglicherweise durch Verwitterung von Fe-Sulfiden oder der Eisencarbonatkomponente des ankeritischen Dolomits entstanden sind“ (brfl. Mitt. Dr. STADLER).

Die beobachteten Klufftmineralien des Gehrener Muschelkalkes sind Ankerit-Dolomit, Calcit und Quarz, dieser als Bergkristall, während Sulfide der eingesandten Probe fehlten. Dabei verdient das Auftreten von Bergkristallen bis 0,6 cm Länge als Klufftfüllung im relativ quarzarmen Kalk sicher Interesse. Wie NAUMANN (1922 b, S. 13) berichtet, fand sich Quarz zusammen mit Calcit und Pyrit auch in Drusen in den sogenannten Tonplatten (mo 2) im Gebiet zwischen Bentorf und Faulensiek, Blatt Vlotho, sowie in Drusen in den gleichen Schichten bei Heidelberg, Blatt Rinteln (NAUMANN 1922 a, S. 7 f.).

Von Schwefelkies in den Ceratitenschichten auf Blatt Herford-Ost (Loose-Bohrung) berichtet MESTWERDT (1922, S. 6), von „Schwefelkies-einsprengungen“ im Trochitenkalk bei Bödexen, Blatt Holzminden, GRUPE (1929 b, S. 18), von Schwefelkieskristallen auf Klufftflächen in den Grenzschiechten von Wellenkalk und Röt bei Bad Salzuflen (Tiefbohrungen) MESTWERDT (1915, S. 5).

Berichte über das Vorkommen von Eisenspat als Klufftfüllung im Wellenkalk am Teimer, Blatt Lemgo (MESTWERDT 1916, S. 11), sowie als „Verwerfungsspaltenausfüllung“ bei Holzhausen, Blatt Pymont (GRUPE 1927 b, S. 7), werden hier nach den Erfahrungen bei Westorf nur zögernd wiedergegeben. Anreicherungen längs Klüften mit Brauneisen sind dagegen wiederholt beobachtet worden, so am Rafelder Muschelkalksattel bei Heidelberg und am Bellenberg-Sattel bei Bad Meinberg. Auch tritt ankeritischer Dolomit mit Sicherheit noch des öfteren auf Klüften des Muschelkalkes auf, z. B. in den Ceratitenschichten bei Hemmensiek, Blatt Vlotho, wo die deutlich geschieferten Tonplatten mit ganzen Netzen von

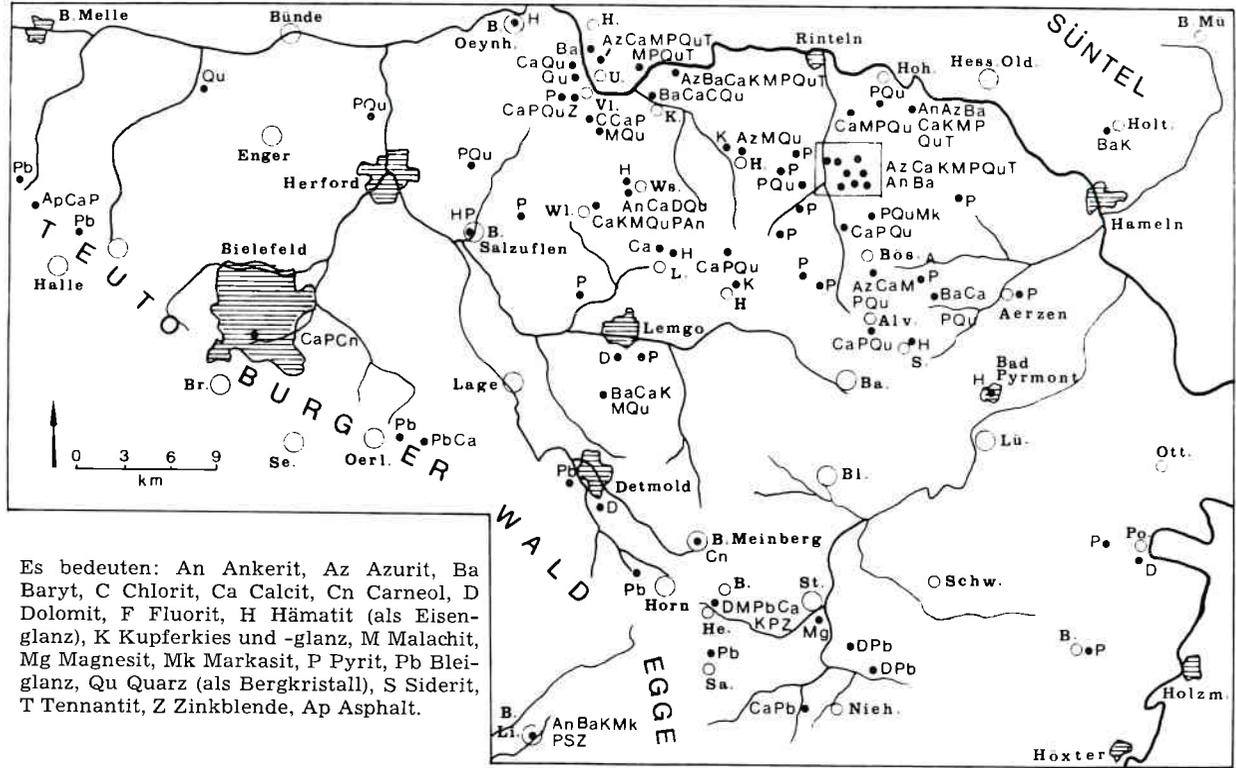


Abb. 17: Die Verbreitung epigenetischer Mineralien im Unteren Weserbergland, Karbon bis Keuper.

Kalkspatfugen durchtrümmert sind und der ankeritische Dolomit auf Klüften und im Nebengestein nachzuweisen ist. Auffällige Schieferung der Tonplatten wurde auch in den Brüchen „Im Gehren“ bei Westorf festgestellt. Auch haben wiederum GRUPE (1927 b, S. 7, 15) bei Holzhausen und Lügde, Blatt Pymont, Braunspat (Ankerit) und Pseudomorphosen von Brauneisen nach Braunspat beobachtet, zum Teil als Rhomboeder (GRUPE 1929 b, S. 17).

Mit Bezug auf das bereits erwähnte Vorkommen „Im Gehren“ bei Westorf schreibt uns Dr. SPIEKERKÖTTER (23. 5. 1967), Bielefeld, daß er in drei dort an verschiedenen Stellen entnommenen Proben Manganerz nachgewiesen habe. Dabei läßt SPIEKERKÖTTER offen, „wieweit ursprünglich vorhandener Mn-Spat gründlich verwitterte und ganz oder zum Teil in Manganit bzw. teilweise in Mn-Hydroxyd überging“.

Schließlich weisen FRICKE und HAASE (1969, S. 247) auf das Vorkommen von Marienglas-Kristallen im Oberen Muschelkalk der Meinberger Mofettenbohrung 1967 hin.

2.4. Keuper

2.4.1. Unterer Keuper

Die Oberflächenverbreitung des Unteren Keupers (Lettenkohlenkeuper) folgt ebenfalls den Flügeln der geologischen Achsen oder dem Streichen der Sättel. So tritt diese Abteilung besonders schön auf den Flügeln der Holtenser Achse, Blatt Hameln, in Erscheinung. Sie ist flächenhaft besonders am Nordflügel der Piesberg-Pyrmonter Achse bei Gellersen, nördlich von Sonneborn und bei Alverdissen, am Südflügel bei Wörderfeld, Blatt Pymont, südwestlich Lügde, bei Hagen, Blatt Pymont, und Sevinghausen, Blatt Blomberg, sowie in Sattelstellung westlich der Linie Bartrup—Alverdissen bis Oelentrup, Blatt Bösingfeld, entwickelt. Entsprechend der Auflösung des Achsenfeldes in ein Kleinmosaik von Bruchschollen findet sich der Untere Keuper weiter nordwestlich bei Schwelentrup, Lüdenhausen, Hillentrup, Lüerdissen, Bavenhausen, Brosen, Talle und Matorf bis Unterwüsten, Wehrendorf und Vlotho ebenfalls nur bruchstückhaft. Lediglich bei Hollenhagen, Blatt Herford-Ost, übernimmt er noch einmal die Achsenführung. Auf Blatt Vlotho flankiert Unterer Keuper in einem schmalen Saum den aus Muschelkalk gebildeten Rafelder Sattel. Westlich von Hollenhagen tritt Unterer Keuper erst wieder im unmittelbaren Einfluß des Bramscher Massivs im westlichen Teil von Blatt Melle und auf Blatt Schleddehausen auf.

Gemäß der lithologischen Beschaffenheit des Materials beschränken sich die Aufschlüsse im Unteren Keuper auf Wege- und Bahneinschnitte sowie kleine, längst verfallene Brüche, in denen zumeist der Hauptdolomit abgebaut wurde. Ein Beispiel hierfür sind die ehemaligen Brüche bei Hollenhagen (Hollenhagener Pflastersteine).

Ein isoliertes, kleineres Vorkommen von Unterem Keuper lehnt sich an den Gret-Berg, Blatt Detmold, an.

Im Bereich der Osning-Achse und auch der Berlebecker Achse gehört das Auftreten von Unterem Keuper zu den Ausnahmen. Gründe hierfür sind einmal die Unterdrückung oder Versenkung dieser Schichten in Gräben während der Tektogenese, zum anderen jüngere Überdeckung mit Hangschutt der Muschelkalk- oder Kreidehärtinge oder mit Löß, schließlich Abtragung. Die Osning-Achse wird auf ihrem Nordwestflügel am Bel-lenberg-Sattel und zwischen Schmedissen und Heidenoldendorf von einem schmalen Saum aus Unterem Keuper begleitet. Die Eignung der Gesteine des Unteren Keupers für epigenetische Mineralausscheidungen ist nicht ungünstig. Um so bedauerlicher ist der Mangel an Aufschlüssen. Besonders in den verbreiteten Dolomiten bieten Klüfte und Auslaugungshohlräume Ansatzstellen für die Mineralabsonderung. Relativ ergiebige Fundstellen hat der Untere Keuper im Bereich der Piesberg-Pyrmonter Achse und der Holtenser Achse geliefert, während von den flächenhaften Vorkommen des Steinheimer Beckens und der Brakeler Muschelkalkschwelle sowie den südlichen saxonischen Achsen bisher keine wesentlichen Fundmeldungen vorliegen.

Wie im Muschelkalk, so fanden sich auch im Unterem Keuper der Piesberg-Pyrmonter Achse und Holtenser Achse Kupfer-Mineralien, kristalliner Dolomit, Bergkristall, Pyrit und Calcit, darüber hinaus aber auch Baryt und kristalliner Chlorit als Kluftmineralien.

Das zusammen mit BRANZKA im Jahre 1969 entdeckte Vorkommen von sehr gut kristallisiertem, schuppigem, dunkelgrünem Chlorit auf Klüften in mergeligen Tonen der „Zone des Grenzdolomits“ (ku2) 600 m süd-östlich Niedern-Mühle bei **Kalldorf**, Blatt Vlotho, hat das besondere Interesse des Geologischen Landesamtes gefunden. In dem von STADLER dort untersuchten Material wurden außer Chlorit u. a. auch Baryt und Quarz als Kluftausscheidungen festgestellt. In dem Bericht des Geologischen Landesamtes vom 11. 11. 1970 (brfl. Mitt. Prof. Dr. KARENBERG) heißt es u. a.:

Zu untersuchen waren grüne und weiße, fleckige Mineralneubildungen, die offensichtlich an ausgeprägte Verwerfungs- bzw. Zerrüttungszonen gebunden sind.

Makroskopische Beschreibung der Proben

Ein braunroter, mergeliger Tonstein, der in ca. 5 cm breiten Bereichen stellenweise stark entfärbt (grünlich-grau) ist. Innerhalb dieser Entfärbungszonen befinden sich auf Rissen und Klüften Anreicherungen eines dunkelgrünen, gut kristallisierten, schuppigen Minerals, das z.T. saumförmig weiße, dichte Kluftmineral-Aggregate umgibt.“

Mineralbestimmungen

„(Die Analysen wurden mit der Röntgen-Beugungsmethode durchgeführt, die quantitativen Angaben sind lediglich abgeschätzte Werte. Die makroskopisch unterscheidbaren Gesteinskomponenten wurden getrennt untersucht.)

- a) Braunroter, mergeliger Tonstein. — Mineralbestand: Quarz ca. 40%, Feldspat < 3%, Illit-Serizit ca. 15%, Chlorit ca. 15%, Dolomit (Fe-haltig) ca. 10—15%, Eisenoxyd oder Hydroxyd (Hydrohämait) > 5% (Rest röntgenamorph).
- b) Grünlicher, gebleichter Tonstein. — Mineralbestand: Quarz ca. 40%, Feldspat < 3%, Illit-Serizit ca. 15% Chlorit (sehr gut krist.) ca. 30%, Dolomit (Fe-haltig) ca. 5%.
- c) Grünliches schuppiges Mineral. — Mineralbestand: Chlorit (sehr gut krist.), ferner etwas Quarz und Schwerspat.
- d) Weißes Kluftmineral. — Mineralbestand: Schwerspat, Calcit ca. 10%.

Zusammenfassung der Ergebnisse

„Das unveränderte Gestein ist ein durch Eisenhydroxyd braunrot gefärbter, schwach ankeritisch-dolomitischer Tonstein mit dem Tonmineralbestand Chlorit und Illit-Serizit. Im Bereich der Klüfte ist das Gestein stark gebleicht. Der Fe-haltige Dolomit tritt hier mengenmäßig stark zurück, das Eisenhydroxyd ist völlig verschwunden, der Chloritgehalt nimmt hingegen stark zu. Innerhalb der Klüfte ist es zu einer Neusprossung von gut kristallisierten, idiomorphen Fe-reichen Chloriten gekommen, die aureolenförmig dichte Aggregate von Schwerspat und Calcit umgeben.“

Auf die kausale Deutung dieser Befunde kommen wir erst im folgenden Teil der Arbeit zu sprechen.

Als Kupferminerale wurden im Unteren Keuper unseres Arbeitsgebietes bisher Kupferglanz-Einsprengungen im Hauptdolomit (ku 1) bei Hillentrup, Blatt Bösingfeld (MESTWERDT 1917 a, S. 15), und Kupferkies im Unteren Lettenkohlsandstein (ku 1) auf Blatt Vlotho an der Straße zwischen Heidelbeck und Tevenhausen (NAUMANN 1922 a, S. 11) beschrieben. Die Beziehung dieser Vorkommen zu Klüften bleibt dabei offen.

Der Dolomit, in dem NAUMANN und BURRE (1927, S. 15) am Brandkopf im Bereich der Holtener Achse nördlich Hameln Malachit fanden, wird als „klüftig“ bezeichnet. In einem mergeligen Liegendhorizont des Dolomits wurden auch „kleine Kupfernieren“, in einem Sandsteinhorizont nochmals Malachit (Durchdringungen) beobachtet. Hierselbst fanden NAUMANN und BURRE auch Baryt, teils in „Trümmern“, teils in einem 5 cm mächtigen Gang (l. c., S. 16).

Die Dolomite des Unteren Keupers, besonders der Hauptdolomit, sind vor allem durch ihre Mineralausscheidungen in Drusen bekanntgeworden. So fand NAUMANN (1922 b, S. 18) im Bruch westlich von Sperlsiek, Blatt Vlotho, im oberen Teil der unter der Bezeichnung ku 1 zusammengefaßten Schichtenfolge „Drusen von Nadelquarzen“ und bei Kalldorf in Drusen des Hauptlettenkohlendolomits „Quarz in wasserklaren Kristallen“ (l. c., S. 16), mit Calcit und Pyrit vergesellschaftet. Auch im Hauptdolomit von Hollenhagen, Blatt Herford-Ost, sind Drusen mit „recht guten Bergkristallen“ beobachtet worden (MESTWERDT 1922, S. 7), im Hauptdolomit südlich Henstorf, Blatt Lemgo, Drusen mit Calcit, Pentagondodekaedern von Pyrit und Quarzkristallen (MESTWERDT 1916, S. 23). Das Vorkommen kleiner Calcitdrusen ist im übrigen in den Dolomiten des Unteren Keupers so gewöhnlich, daß wir hier darüber nicht im einzelnen berichten müssen. Von Klüften im Hauptlettenkohlendolomit bei Kalldorf, Blatt Vlotho, meldet NAUMANN (1922 b, S. 16) auch die Beobachtung von Aragonit.

Zu beachten bleibt noch der gelegentliche Hinweis auf die kristalline Beschaffenheit des Dolomits (NAUMANN 1922 b, S. 16; MESTWERDT 1917 a, S. 15), dies vor allem im Raume Vlotho und dem südöstlich benachbarten Blatte Bösingfeld, ferner von Magnesit (Bitterspat) im Unteren Kohlenkeuper (ku 1) am Schor-Berg südöstlich von Steinheim (MESTWERDT u. STILLE 1911, S. 20). Demgegenüber verdienen die gelegentlich, besonders im Anoplophorasandstein, auftretenden Roteisensteinknöllchen in unserem Zusammenhang keine besondere Beachtung. Wieweit das Auftreten quarzitischer Lagen im Unteren Keuper bei Hillentrup (MESTWERDT 1917 a, S. 15 f.) epigenetisch zu deuten ist, kann hier nicht entschieden werden.

2.4.2. Mittlerer Keuper

In den folgenden Erörterungen lehnen wir uns in der Gliederung des Mittleren Keupers (= Gipskeuper) eng an MESTWERDT (1907, 1911) an. Danach wird der Gipskeuper in den Unteren Gipskeuper (= Untere bunte Mergel, km1), den Mittleren Gipskeuper mit Schilfsandstein (km2) und Roter Wand (= Obere bunte Mergel, km3) und den Oberen Gipskeuper (= Steinmergelkeuper, km4) eingeteilt.

Unter allen erdgeschichtlichen Formationen bzw. Abteilungen, die am Aufbau des Unteren Weserberglandes zwischen Teutoburger Wald/Eggegebirge und Weser teilhaben, steht der Mittlere Keuper an erster Stelle. Ihm sind hier, nun bereits abseits der geologischen Achsen, teils quellige Tallagen (km3), teils weite Verebnungen und Flachhänge (km1), teils kuppige Höhen (km2) und auch steile Hänge mit Neigung zur Klippenbildung (km4) zugewiesen. Größere Landschaftsteile, die aus Schichten des Mittleren Keupers aufgebaut werden, sind die geologische Mulde von Vlotho-Hohenhausen, die Talung der Exter, die obere Salzetalung, das Steinheimer und das Blomberger Becken samt ihren Randhöhen sowie die Landschaft um den Köterberg.

In der Ravensberger Mulde überbrückt die Piesberg-Pyrmonter Achse ein Gebiet schwächerer saxonischer Bewegung mit Schichten des Mittleren Keupers (und des Rhät), die hier die Fortsetzung der Achse in das Osna-brücker Bergland markieren. Mittlerer Keuper in Achsenstellung begegnet uns im Herforder Keupervorsprung, auf Blatt Herford-West im Schweich-ler Berg und bei Eilshausen und Hiddenhausen sowie auf Blatt Melle in den Höhen von Düingdorf und den Meller Bergen.

Im Gebiet der Osning-Achse ist der Mittlere Keuper vielfach unterdrückt oder im nördlichen Vorland des Teutoburger Waldes von mächtigen pleistozänen Schichten überdeckt. Hier geben vereinzelt größere Bauvorhaben, u. a. im Bielefelder Stadtgebiet, Gelegenheit zu mineralogischen Studien.

Die epigenetische Mineralisation ist in erster Linie im Steinmergelkeuper (km4), der reich an Klüften und kleinen Hohlraumbildungen ist, verfolgsbar. Doch verfügen wir auch aus den Unteren bunten Mergeln (km1), denen in geringem Umfang auch graue Mergel und Steinmergel eingelagert sind, und dem Schilfsandstein (km2) über einige interessante Beobachtungen, während die Rote Wand (km3) nur schlecht aufgeschlossen ist und infolge ihrer recht dichten, tonigen Ausbildung für zirkulierende Wässer — als Voraussetzung für epigenetische Mineralisierung — kaum gangbar ist.

Sämtliche epigenetische Mineralisierungen des Mittleren Keupers, über die hier zu berichten ist, sind im Piesberg-Pyrmonter Achsenfeld, und zwar mit Schwerpunkt in der mittleren und unteren Extertalung sowie deren Umgebung, nicht also im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes beheimatet. Eine entsprechende räumliche Beschränkung wurde, mit Ausnahme der Bleiglanzfunde, schon für den Muschelkalk mitgeteilt, während umgekehrt Bleiglanz sowohl im Muschelkalk als auch im Keuper des nördlichen Teilgebietes bisher nicht beobachtet werden konnte.

Wegen der günstigen Aufschlußverhältnisse und der besonderen Erziebigkeit haben unsere Untersuchungen vorzüglich dem Steinmergelkeuper gegolten. Nach einer kurzen Darstellung der Beschaffenheit seiner Grundmasse und seines Fossilgehaltes, soweit diese für Fragen der Mineralisierung von Bedeutung sein können, werden wir zuerst die Pyrite und Quarz-Calcit-Aggregate in ihren über große Teile des nördlichen Lipper Berglandes gleichartigen Erscheinungen erörtern und anschließend auf mehrere Besonderheiten eingehen, darunter das Vorkommen von Tennantit (Arsenfahlerz), Baryt und bestimmten Kupfer-Verbindungen.

Im Zuge der jüngsten Baumaßnahmen zur Erweiterung der Extertalstraße ergab sich die Gelegenheit, bergfrisches Material unveränderten Muttergesteins aus km4 zu untersuchen (vgl. auch ZAPPEL 1973). Es handelt sich dort um einen blaugrauen bis schwärzlichen, festen, in Anwitterungszonen hell gefärbten Tonmergel. Nach KÜHL (1957, S. 167) überwiegt hier im Steinmergelkeuper unter den Carbonaten häufig der Dolomitanteil gegenüber dem Anteil an Calcit.

Die mikroskopische Untersuchung der Grundmasse des Steinmergels von Aufschlüssen im Extertal zwischen Bösingfeld und Bögerhof ergab:

Unter dem Mikroskop ist ein aggregatpolarisierendes Gemenge von Mineralien sichtbar, d. h. die Bestandteile sind kleiner als Dünnschliffdicke (0,02 mm), so daß mehrere Gemengteile im Schliiff übereinander liegen können. In der insgesamt recht eintönig wirkenden Grundmasse aus Carbonaten, feinkörnigen Gemengteilen der sog. Tonfraktion (incl. Tonmineralien) und dunklem, feinverteiltem Eisensulfid, das bei Anwitterung oxidiert, wurde an einigen Belegproben auch ein Gehalt an Sanden festgestellt. Die Sandkörner haben eine Größe zwischen 0,06 und 0,08 mm und bestehen vornehmlich aus schlecht gerundetem Quarz, aus Feldspäten (Plagioklassen) und vereinzelt Zirkon und Muscovit. Gips (Anhydrit) wurde in der Grundmasse nicht festgestellt.

Fossilgehalt des Steinmergels im Extertal

Das Sedimentationsmilieu wird auch durch den außerordentlich geringen Fossilgehalt des Gesteins gekennzeichnet. An Fossilien sind Bruchstücke von Fischen der Gattung Semionotus, die A. KRAUSE im Sommer 1968 im Steinmergel der Straßenböschung zwischen Bögerhof und Bremke, Blatt Rinteln, fand, sowie Elasmoidschuppen vom Typus der Ctenoidschuppen (MÜLLER 1966, S. 188), die der gleichen Gattung angehören könnten und bei einer Vereinsekkursion an gleicher Stelle gefunden wurden, bisher die einzigen Belege. Anzeichen einer Molluskenfauna sind hier bisher nicht beobachtet worden.

Die Existenz der zudem seltenen Fischreste läßt auf die Frage, ob im Steinmergelkeuper die Ausscheidung von Gips (Anhydrit) möglich war, kaum eine Antwort zu. Dabei wären primär angelegte Linsen von Gips für die Deutung der Genese der heute vorhandenen Quarz-Calcit-Aggregate, von denen weiter unten die Rede sein wird, evtl. bedeutsam.

Die Pyrite des Mittleren Keupers, unter besonderer Berücksichtigung des Steinmergelkeupers

Außer dem Bergkristall sind es vornehmlich die Pyrite, die den lippischen Steinmergel weit über seine Verbreitungsgrenze bekannt gemacht haben. Die im Volksmund „Hummelkensteine“ oder — in kugeligen Aggregaten — „Mergelnüsse“ genannten Pyriteinsprenglinge (KLAGES 1962, S. 73) sind wegen ihrer auffälligen Formen und metallisch glänzenden Bruchflächen, die ihnen auch die Bezeichnung „Silbersteine“ eingetragen haben, nicht nur bei allen Sammlern geschätzte Fundstücke; spricht doch selbst MESTWERDT, der bei den geologischen Kartierungsarbeiten z. B. im Amte Sternberg sogenannte „Zwillinge des Eisernen Kreuzes“ fand, in den Erläuterungen zu Blatt Bösingfeld von „wunderbaren Exemplaren“ (1917 a, S. 25).

Der Hinweis auf Pyrit als Kluftmineral findet sich schon bei GRUPE (1927 a, S. 18) sowie bei DIENEMANN und FRICKE (1961, S. 186). GRUPE fand Schilfsandstein bei Reine, Blatt Aerzen, „längs zahlreicher Klüfte von Schwefelkieskristallen durchsetzt“, die eine „nachträgliche Bildung“ darstellen. DIENEMANN und FRICKE berichten, daß FeS_2 anlässlich der Thermalbohrung III Salzuflen in km1 zusammen mit Gips auf Klüften vorgekommen sei. Sowohl im Unteren Gipskeuper der genannten Bohrung als auch im Schilfsandstein auf Blatt Vlotho bei Röhr, Sperlsiek und Silberblick (NAUMANN 1922 b, S. 24) findet sich Pyrit jedoch auch in schichtparallelen Lagen und Schnüren, oft oberflächlich mehr oder minder zu Brauneisen oxidiert.

In der beschriebenen Grundmasse des Steinmergels tritt Pyrit ebenfalls häufig in Lagen, Linsen und Nestern angereichert auf. Dabei zeigen viele Handstücke eine Anhäufung des Minerals in, an und in der Nähe von Quarz-Calcit-Aggregaten. Hier sollen zunächst die abseits solcher Aggregate beobachteten Pyrite beschrieben werden: An den einzelnen wie auch an den in Gruppen auftretenden Kristallen sind vielfach auffällig gebogene Flächen erkennbar. Diese Krümmungen sind das Ergebnis einer treppenartigen Ausbildung der Flächen durch die wechselweise Beteiligung des Würfels (100) und des Pentagondodekaeders (210). Hierauf ist auch die typische Kombinationsstreifung aller dieser Pyrite zurückzuführen. Aus dem häufigen Wechsel der Flächenausbildungen resultieren nicht selten auch unregelmäßige Formen, an denen Streckungen und andere Verzerrungen erkennbar sind. Einzelpyrite treten in allen Größen bis zu Abmessungen von 40 mm, Gruppen von Pyriten in Linsen auf, bei denen die größeren Abmessungen bis 70 mm betragen und in der Schichtebene verlaufen. Hier sind Abmessungen von 10 bis 20 mm jedoch besonders häufig. Übergänge der Linsen zu rundlichen Knollen von 40 mm Durchmesser kommen vor. Die Einzelkristalle der Linsen und sonstigen Pyritgruppen messen in der Regel 2—3 mm, ausnahmsweise auch bis 8 mm, und sind miteinander verwachsen. Hierzu zählen auch die besonders schönen Durchdringungszwillinge von Pentagondodekaedern, die als Zwillinge des Eisernen Kreuzes bezeichnet werden (vgl. Abb. 18/19). Aber auch reine Würfel, einzeln oder in Gruppen, lassen sich beobachten. Würfelpyrite wurden von uns bisher nur in den Partien des Gesteins abseits der Quarz-Calcit-Drusen festgestellt; in deren Nähe überwiegen hingegen die Pyrite aus der Kombination Pentagondodekaeder/Würfel.

Nach NAUMANN (1922 a, S. 19) sollen die Hexaeder (= Würfel) allgemein in den höheren, die Pentagondodekaeder (= Pyritoeder) und deren Zwillinge in den tieferen Horizonten des Steinmergels vorherrschen. Das sei jedoch keine strenge Regel, „denn in einer Mergelgrube bei Laßbruch liegt z. B. zu unterst ein grauer Steinmergel mit lauter kleinen Würfeln und etwa $1\frac{1}{2}$ m höher ein solcher mit lauter winzigen Pyritoedern. Dagegen findet man in der großen Mergelgrube nördlich von Kükenbruch und nördlich vom Hagenberg bei Nösingfeld nur Würfel“. Weiterhin berichtet auch bereits NAUMANN von der Beobachtung von „Kombinationen“ beider Kristallformen (l. c., S. 19). Als Fundorte auf Blatt Rinteln werden hierzu

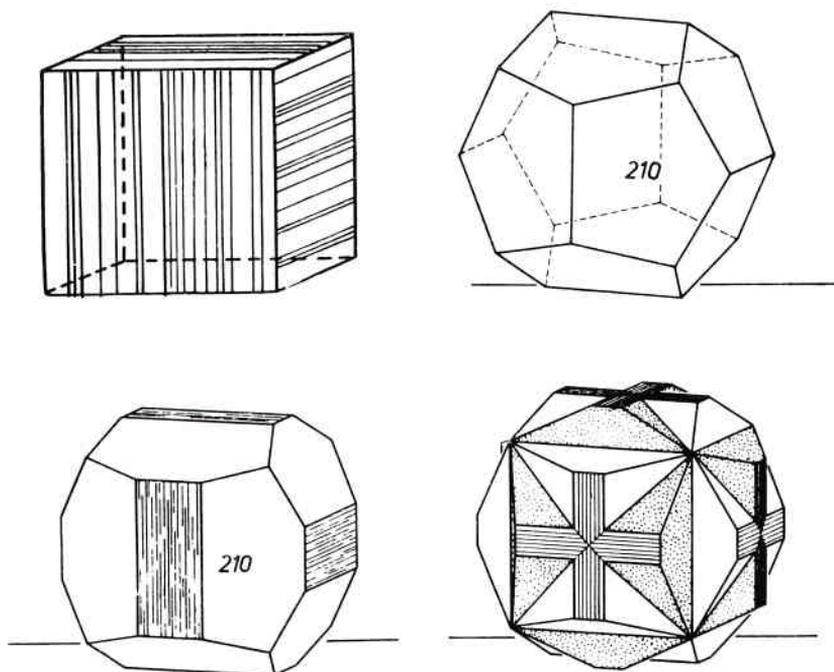


Abb. 18: Flächenausbildungen am Pyrit: Links oben: Würfel (100) mit typischer Streifung. Rechts oben: Pentagondodekaeder (210). Links unten: Kombination Würfel/Pentagondodekaeder. Rechts unten: „Zwilling des Eisernen Kreuzes“ = Ergänzungszwilling zweier einander durchkreuzender Kombinationen von Würfel und Pentagondodekaeder

aufgeführt: Aufschluß an der Straße Uchtdorf—Wennenkamp mit Pyritoedern und Kombinationen von Pyritoedern mit Würfeln; Mergelgrube südwestlich vom Hellerberg mit Pyritoedern; Mergelgrube bei 317,7 zwischen Rott und Friedrichswald mit Würfeln; Mergelgrube südlich von Bremke mit Würfeln und Kombinationen von Würfel und Pyritoeder; Höhe der Straße Silixen—Heidelbeck mit Würfeln; Mergelgrube am Südfuß des Rinneberges bei Bremke mit Kombinationen von Würfel und Pyritoeder; Mergelgrube zwischen Fütig und Meierberg mit Würfeln.

Nach MESTWERDT (1917 a, S. 25) sollen die Pentagondodekaeder auf Blatt Bösingfeld, das sich an Blatt Rinteln südlich anschließt, häufiger sein als die Würfel. Auch auf Blatt Herford-Ost (MESTWERDT 1922, S. 14) und Blatt Lemgo (MESTWERDT 1916, S. 29) soll der Pyrit meist in Form von



Abb. 19: Pyrit: „Zwilling des Eisernen Kreuzes“. Steinmergelkeuper (km 4) von der Schurfstelle an der Straße Vlotho-Veltheim, Krs. Minden, Blatt Vlotho. Privatsammlung H. Stache, Bielefeld-Ubbedissen. Abmessung des Pyritzwillings: 5 x 6 mm

Pentagondodekaedern vorliegen. GRUPE (1927 a, S. 19) gibt von Blatt Aerzen, NAUMANN (1927, S. 10 f.) von Blatt Hessisch-Oldendorf beide Kristallformen an, wobei NAUMANN (S. 12) hervorhebt, daß die Pyriteinsprenglinge hier im Steinmergel bedeutend seltener sind als auf Blatt Vlotho, „wo sie ganze Schichten füllen“. Als Fundstelle von „zahllosen winzigen Rhombendodekaedern“ gibt NAUMANN eine Mergelgrube bei Rodenbeck an.

Hierzu können die Verfasser noch einige Beobachtungen ergänzen. Aufschlüsse, in denen Pyrit in Würfelform beobachtet wurde: Bruch 500 m sw Hunnenburg, Blatt Vlotho, an der Straße nach Bonneberg; der große Bruch am Südhang des Almenaer Berges, Blatt Rinteln; Bruch an der Extertalstraße am Haltepunkt „Fahrenplatz“, Blatt Bösingfeld (die Würfel haben hier eine Kantenlänge bis 40 mm); die ehemaligen Mergelgruben bei Malmerhaupt im Tal der Alme, Blatt Bösingfeld; Bruch an der Straße Asmissen—Linderhofe se Aechternhöfen, Blatt Bösingfeld; Bruch an der Straße n Jägerborn bei Asmissen, Blatt Bösingfeld; Bruch n Hof Reesenberg bei Hüttenhau, Blatt Bösingfeld; ein Bruch nw Hagendorf, Blatt Rinteln. Pyrit

in Form von Pentagondodekaedern wurde vor allem in der Mergelgrube Noltemeier am Bremke-Bach 350 m w Bremke, im Bruch am Haltepunkt „Bremke“ der Extertalbahn, Blatt Rinteln, im Bruch bei Schwarzenbrink an der Straße Wennenkamp-Uchtdorf, Blatt Rinteln, in dem Steilufer eines Baches 2 km sw Hohenrode, Blatt Rinteln, in dem Bruch an der befestigten Waldstraße 800 m sse Fhs. Dobbelstein, Blatt Hessisch-Oldendorf, in einer Wegeböschung 300 m wnw Hof Frevertsberg se Asmissen, an den Nordhängen des Hohen Asch, Blatt Bösingfeld, und an den bewaldeten Hängen bei Fhs. Kirchberg, Blatt Vlotho, beobachtet. In den Brüchen und Mergelgruben auf dem Buhn, nördlich der Weser, wurden beide Kristallformen festgestellt. Aus dem Schilfsandstein sind Pyrite bisher als Pentagondodekaeder von der Fahnenbreite, Blatt Lemgo (MESTWERDT 1916, S. 27), und von Blatt Bösingfeld (MESTWERDT 1917, S. 22) sowie als Würfel vom Vieren-Berg, Blatt Salzuflen (MESTWERDT 1915, S. 13), aus der Literatur und schließlich als Pentagondodekaeder von der Saalegge, Blatt Vlotho, aus eigenen Beobachtungen bekannt geworden.

Der Erhaltungszustand der Pyrite des Steinmergels im Extertal ist im Verhältnis zu dem im Schilfsandstein recht gut. Zumindest in den neuen Aufschlüssen tritt nur gelegentlich eine dunkle, braune Oxidhaut auf. Alle Bruchstellen glänzen aber auch in diesen Fällen metallartig messingfarben.



Abb. 20: Pyrit, auskristallisiert an tektonisch bedingten Klüften, Rissen und Drucksuturen. Steinmergelkeuper (km 4), Extertal. Bildausschnitt: 40 x 28 mm

Starke Oxidation, z. T. völlige Umwandlung in Eisenhydroxid, ist an Proben festzustellen, die längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt waren. Auch BURRE, der Blatt Herford-West geologisch bearbeitet hat, berichtet bereits von Pseudomorphosen von Brauneisen nach Pyritpentagondodekaedern im Steinmergel am Schweichler Berg (1926, S. 9).

In einem Falle ließ sich unter dem Mikroskop ein dünner weißer Belag auf Pyrit nachweisen, bei dem es sich um Gips handelte, der als sekundäre Bildung bei der Anwitterung von Pyrit in Anwesenheit von Calciumcarbonat im Sediment aufzufassen ist.

Über die Genese der Pyrite soll hier, mit Rücksicht auf Teil 2 des Beitrages, nur ausgesagt werden, daß sich die porphyroblastischen, idiomorphen Pyrite nicht syngenetisch während der Sedimentation und auch nicht während der Diagenese, sondern erst nachträglich, d. h. epigenetisch, gebildet haben können. Dies ergibt sich einmal aus dem mikroskopischen Bild; denn das Wachstum der Kristalle ist ohne Rücksicht auf andere Partikel des Sedimentes, z. B. Quarzkörner, verlaufen. Die Platznahme ist durch Lösung des vorhandenen, bereits diagenetisch verfestigten Gesteins erfolgt. Zweitens ergibt sich der Schluß auf eine epigenetische Bildung auch daraus, daß Pyrite nicht nur, wie bereits erwähnt, im Unteren Gipskeuper und im Schilfsandstein, sondern auch im Steinmergel an tektonischen Beanspruchungslinien angereichert sind. So häufen sich an kleinen Harnischen und Flächen, die als Drucksuturen anzusprechen sind, Pentagondodekaeder von sehr geringer Größe (< 1 mm) bis zu 4 mm Abmessung (vgl. Abb. 20). Diese Anreicherung in der Nachbarschaft tektonisch bedingter Flächen läßt auf eine nachträgliche Imprägnierung mit Pyrit schließen.

Über das Vorkommen von Pyrit in Beziehung zu Quarz-Calcit-Aggregaten wird sogleich berichtet.

Die Quarz-Calcit-Aggregate des Steinmergels

In beliebigen Horizonten des Steinmergels, vornehmlich zwischen der Salzetalung im Nordwesten und der Hummetalung im Südosten, ganz besonders aber wiederum im Gebiet der mittleren und unteren Exter, treten auch häufig Quarz-Calcit-Aggregate auf. Die in Drusen, Knollen, Linsen und flachen Lagen schon bei der Betrachtung der Aufschlußprofile auffallenden, hellen Aggregate (vgl. Abb. 21) ähneln in gewissem Sinne den ebenfalls mehr oder minder horizontbeständigen Geoden, wie wir sie im Lias und Dogger unseres Raumes verbreitet vorfinden. Sie lassen sich in allen Größen bis hinab in den mikroskopischen Bereich beobachten.

Bei näherem Zusehen läßt sich manchmal ein dem Aggregat außen anliegender Saum aus dicht gedrängten Pyriten erkennen, der aber auch in Abstand von einigen Millimetern parallel zur Grenzfläche im Nebengestein verlaufen kann. Die bis 5 mm großen, meist aber erheblich kleineren Pyrit-Individuen weisen auch hier Flächenkombinationen Pentagondodekaeder/Würfel mit gebogenen Flächen und Kombinationsstreifung auf.

Dabei wird im allgemeinen annähernd der Habitus des Pentagondodekaeders erreicht (vgl. Abb. 22). Auch die vorhin bereits beschriebene Durchdringung von Individuen in verschiedenster Form kommt vor (Abb. 23).

Die Beziehung dieser Pyritsäume zu den Quarz-Calcit-Aggregaten ließ sich z. B. gut an einer 8 cm starken und in Schichtebene 40×50 cm messenden Aggregatplatte beobachten, die wir am Fahrweg se Gut Rickbruch (Rechtswert 3507.050, Hochwert 5775.530) fanden. Wenngleich es sich hier auch um Fremdmaterial handelt, besteht doch kein Zweifel, daß es vom Bau der Extertalstraße aus dem dortselbst anstehenden Steinmergel stammt. Erstes Belegmaterial hiervon verdanken wir dem Ehepaar B. und P. OHLERICH, Dehme.

Durch das Abschneiden einer Ecke der Platte wurde eine im Inneren vorhandene Druse sichtbar. Die Wandung der Druse besteht aus einem dichten Gemenge von Calcit und Quarz, das Innere aus einem Resthohlraum, in den größere Kristalle aus Calcit, Quarz und Pyrit hineinragen.



Abb. 21: Quarz-Calcit-Aggregate im Steinmergelkeuper (km 4), mehr oder minder horizontbeständig angeordnet. Aufschluß der ehemaligen Mergelgrube Uffeln, an der Straße Uffeln-Holtrup bei Vlotho, Krs. Minden. Aufnahme: 8. 4. 1968



Abb. 22: Pyrit-Anreicherung auf Schichtfläche im Steinmergelkeuper (km 4),
Extertal. Abmessung der Probe: 80 x 62 mm.

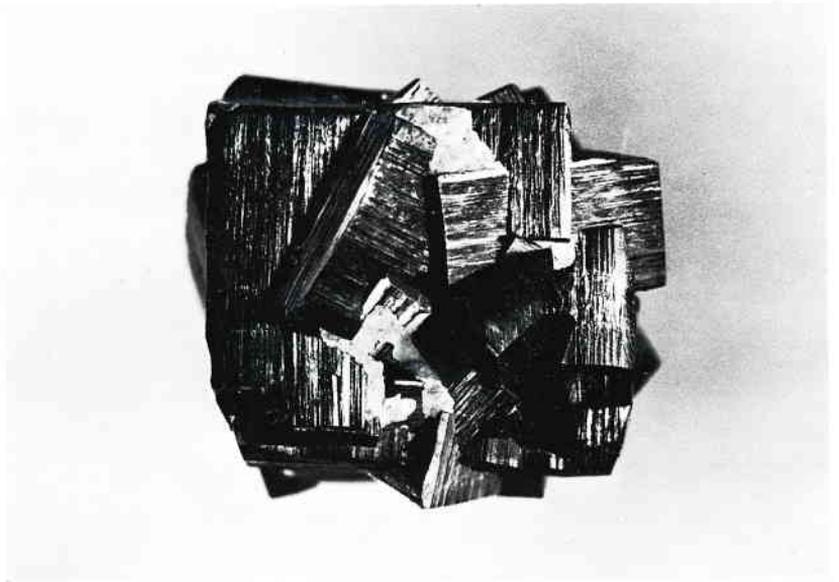


Abb. 23: Durchdringung einer Mehrzahl von Pyritwürfeln. Steinmergelkeuper (km 4) vom Aufschluß am Sportplatz zwischen Silixen und Kükenbruch, Nähe Extertal, Krs. Lippe (Lemgo). Abmessung: etwa 17 x 13 mm. Slg. Seraphim.

Der Quarz, dessen Enden im Hohlraum oft wasserklar (Bergkristall) erscheinen, wird in diesem Handstück bis 5 mm lang und bis 1 mm stark (vgl. Abb. 24). Allgemein hat eine Durchsicht aller Belegstücke des Steinmergels ergeben, daß gut gewachsene Bergkristalle bis 10 mm lang und bis 2 mm stark werden können. Darüber hinausgehende Abmessungen gehören zu den Ausnahmen, z. B. Kristalle 22×8 mm, 22×10 mm und 26×12 mm; die beiden zuletzt genannten Individuen wurden im Tal der Osterkalle oberhalb von Heidelberg als Gerölle gefunden. Auch auffällig langprismatisch bis nadelig ausgebildete Bergkristalle, die schon BURRE (1926, S. 8f.) auf Blatt Herford-West am Osthange des Schweichler Berges erwähnt und die wir, oft in schwach gelblicher Färbung, auch im Steinmergel am Haltepunkt Möllbergen und in dem Bruch an der Straße Vlotho-Bonneberg, Blatt Vlotho, gefunden haben, weichen von den üblichen Abmessungen des Extertales ab.



Abb. 24: Bergkristalle, in den Hohlraum eines Quarz-Calcit-Aggregates ragend. Steinmergelkeuper (km 4), Extertal. Bildausschnitt: 29 x 20 mm

An dem erwähnten Handstück sind die Flächen des hexagonalen Prismas, wie an allen Quarzen des Steinmergels des Untersuchungsgebietes, stark gestreift. Die Streifung ist auf das Alternieren sehr steiler positiver und negativer Rhomboeder und vielleicht auch auf andere Flächen zurückzuführen. Wegen solcher Flächen erscheinen die Quarze oft auch unregel-

mäßig kristallisiert (vgl. RAMDOHR u. STRUNZ 1967, S.183). Auf den Flächen der beiden Hauptrhomböeder sitzen manchmal zusätzlich kleine Quarzindividuen.

Allgemein treten beim Quarz des Steinmergels im Untersuchungsgebiet an Flächen auf (vgl. Abb. 11):

Haxagonales Prisma 1. Stellung ($10\bar{1}0$), gestreift, Hauptrhomböeder, positiv und negativ ($10\bar{1}1$) und ($01\bar{1}1$), Bipyramide 2. Stellung, rechts und links, ($11\bar{2}1$) und ($2\bar{1}11$).

Bemerkenswert sind jüngere Quarzbildungen, besonders vom Haltepunkt Fahrenplatz der Extertalbahn, die wegen ihrer deutlich dunkleren Farbe bereits als schwach gefärbte Rauchquarze anzusprechen sind. Sie sitzen auf älteren, wasserklaren Quarzen und sind im Habitus gedrungener (bis 10 mm lang und 5 mm stark). Sie können auch einmal mit der Prismenfläche aufgewachsen sein. Durch Wachstumsbehinderung ist in jenem Falle die der aufgewachsenen Fläche gegenüberliegende Prismenfläche nur als schwacher Steg entwickelt, wobei eine „Scharte“ aus treppenartig angeordneten Flächen der Hauptrhomböeder und der Prismenfläche gebildet wird.



Abb. 25: Zepterquarz im Hohlraum eines Quarz-Calcit-Aggregates, Steinmergelkeuper (km 4), Extertal, Aufschluß am Bahnhof Fahrenplatz. Privatsammlung H. Stache, Bielefeld-Ubbedissen. Bildausschnitt: 14 x 10 mm

Die Rauchquarze zeugen von einer späteren Quarzbildung unter etwas geänderten physikalisch-chemischen Bedingungen. Nicht nur der eingetretene Färbungsunterschied, sondern auch der gedrungene Habitus künden von dieser Mehrphasigkeit der Quarzbildung. Als Zeugen der Mehrphasigkeit können darüber hinaus auch gelegentlich auftretende Zepterquarze gelten (vgl. Abb. 25).

Die Calcite der Drusen Hohlräume des Steinmergels erreichen Größen bis 30 mm. Sie sind weiß, undurchsichtig und häufig wegen Wachstumsbehinderung xenomorph. Kleinere, wasserklare Individuen weisen, wenn ein idiomorphes Wachstum möglich war, kompliziertere Flächenkombinationen auf, wobei Skalenoeder und Rhomboeder gut erkennbar sind. Häufig sind die Calcite angelöst, dies sowohl als Folge jüngerer Verwitterung als auch epigenetischer Platznahme durch Quarze. Unter dem Mikroskop sind alle Stadien dieser Verdrängung durch Lösung erkennbar; auch enthalten die Quarze nicht selten Calcit-Reste, so daß wir die Quarze für eine jüngere Bildung im Verhältnis zu den Calciten halten müssen. Da Calcite, meist als Skalenoeder und Rhomboeder, auch ohne Beanspruchung durch Quarze angetroffen werden, dürfen wir wohl auch jüngere Calcit-Bildung annehmen.

Zu einer konzentrischen, zonalen Ausscheidung von Calcit und Quarz vom Rand zum Inneren der Drusen ist es jedoch nicht gekommen. Das liegt nicht zuletzt an zahlreichen, die Drusen schlierenartig durchziehenden Resten des ursprünglichen, grauen Sedimentes. Eine Regel läßt sich aber in der Weise erkennen, daß sowohl die randlichen als auch die den Sedimentschlieren benachbarten Kristalle, sei es Quarz, Calcit oder auch Pyrit, kleiner geblieben sind als die zentralen und von den Schlieren entfernteren Kristalle. Die Mergelschlieren durchziehen die Quarz-Calcit-Aggregate in unregelmäßigen Windungen, sich aufspaltend und oft durchbrochen. Sie werden ziemlich regelmäßig von Pyritsäumen begleitet, die hier häufiger als abseits der Schlieren im Aggregat auftreten. Diese Pyrite sind den Pyritsäumen am Außenrand der Aggregate durchaus vergleichbar (vgl. Abb. 26). Abseits der Schlieren finden sich Pyrite vornehmlich an den Grenzflächen der Calcite zu den Quarzen, aber auch in den Quarzen, auf den Quarzen und auf den noch zu beschreibenden Ausscheidungen der Drusen (Baryt, Tennantit). Der Drusen-Pyrit liegt häufig in komplizierten, annähernd kugelig erscheinenden Flächenkombinationen mit Abmessungen bis 1 mm Größe vor.

Über die Beobachtung von rotem Calcit in Knollen auch im Unteren Gipskeuper, und zwar zwischen Berenkämpfen und Steinbründorf, Blatt Vlotho, hat NAUMANN (1922 b, S. 21) berichtet. Ebenfalls von NAUMANN (1927, S. 8) stammt der Hinweis auf fleischroten und faserigen Calcit im Steinmergel bei Wehrbergen, Blatt Hessisch-Oldendorf. Schließlich tritt Calcit häufig auch als Kluftmineral in Erscheinung, wobei die Kluftfüllungen jedoch selten stärker als 0,5 cm sind. Beobachtungen von durch Calcit verheilten Klüften im Steinmergel liegen u. a. von Blatt Herford-West bereits durch BURRE (1926, S. 8 f.) und von Greste, Blatt Lage, durch HARBORT, KEILHACK und STOLLER (1917, S. 16) vor.



Abb. 26: Pyritsäume (im Bilde dunkel) an den Grenzflächen der Quarz-Calcit-Aggregate (im Bilde hell). Steinmergelkeuper (km 4), Extertal. Das Belegstück ist etwa 83 mm, das Quarz-Calcit-Aggregat darinnen etwa 40 mm stark. Horizontaler Bildausschnitt: 170 mm

Weitere Mineralien der Quarz-Calcit-Aggregate (Tennantit, Baryt, Kupferkies) und anderer Bildungen des Mittleren Keupers

Die einzigen Hinweise der Literatur auf weitere Mineralien im Steinmergel stammen von MESTWERDT (1916, S. 30), der am Biester-Berg südlich Lemgo Dolomit-Rhomboeder beobachtete, sowie von NAUMANN (1927, S. 10), der bei Rumbeck, Blatt Hessisch-Oldendorf, das Vorkommen von Baryt erwähnt. Bei GRUPE (1927 a, S. 19) heißt es noch, der Steinmergel auf Blatt Aerzen sei „durchweg stark dolomitisiert“. Ebenso spärlich sind die Hinweise auf Mineralisation der anderen Stufen des Mittleren Keupers. Hier verfügen wir nur über die Angaben von NAUMANN (1922 b, S. 21), wonach nw Hof Kölling bei Valdorf, Blatt Vlotho, in km 1 — außer „Quarkriställchen“ in Drusen — „rippenförmige Kupferkonkretionen“ vorkommen, die z. T. zu Malachit zersetzt sind. Der Vollständigkeit halber sei noch der Hinweis von NAUMANN (1922 a, S. 16) auf das Vorkommen von Eisenglanz in der Roten Wand bei Heidelberg, Blatt Rinteln, aufgenommen; über nähere Umstände des Vorkommens ist nichts bekannt.

So mußte überraschen, daß in Verbindung mit den Quarz-Calcit-Aggregaten des Steinmergels noch eine ganze Reihe weiterer Mineralien vorkommt, die als epigenetische Bildungen zu gelten haben.

Außer dem Pyrit kommt als weiteres Sulfid auch Kupferkies vor. Wir sind auf ihn durch Schwerfraktions-Anschliffe aufmerksam geworden, die das Geologische Landesamt von km 4-Proben angefertigt hat, die wir von einem Aufschluß am **Aberg zwischen Erder und Varenholz**, Blatt Vlotho, eingesammelt hatten (brfl. Mitt. Dr. STADLER, 13. 5. 1966). Der eigentliche Anlaß hierzu war ein eisenschwarzes Mineral, das wir zusammen mit A. BRANZKA im Inneren von Quarz-Calcit-Drusen gefunden hatten. Hier ergab der Röntgenbefund Tennantit, ein kupferhaltiges Arsenfahlerz. Das Erz tritt in geringen Mengen — aber makroskopisch durchaus bereits sichtbar — in den Drusen des Steinmergels zusammen mit Calcit, Quarz (Bergkristall), Pyrit, Kupferkies, Malachit, Azurit und Baryt auf. Die Mineralbildung erfolgte in den Drusen in der Reihenfolge Calcit — Baryt — Quarz — Tennantit/Kupferkies.

Fundorte des seltenen hydrothermalen Minerals Tennantit sind im Steinmergel unseres Gebietes bisher: Wegeböschung am Aberg, 80 m unterhalb der Straße Erder-Varenholz; Bruch am Haltepunkt Bremke der Extertalbahn, Blatt Rinteln; Straßböschung beim Haltepunkt Möllbergen der Bundesbahnstrecke Vlotho-Rinteln, Blatt Vlotho; Bruch an der Straße Uffeln-Holtrup, Blatt Vlotho; Bruch bei Rumbeck, etwa 1 km s Fhs. Doppelstein, Blatt Hessisch-Oldendorf. Entsprechend zu den Verhältnissen am Aberg haben wir auch bei Möllbergen und Bremke Malachit sowie bei Uffeln und Doppelstein Malachit und Azurit in den Drusen beobachtet, ferner stets Calcit, Bergkristall und Pyrit. Um Tennantit könnte es sich auch bei einem dunklen Mineral handeln, das von uns in den Quarz-Calcit-Aggregaten des Steinmergels im aufgelassenen Bruch Noltemeier, Bremke, 300 m unterhalb des Ortes Bremke am dortigen Bach, zusammen mit Malachit, Azurit und einem bunt anlaufenden Kupfererz (Kupferkies?) gefunden wurde.

Überhaupt wird man auf Tennantit ebenso wie auf Kupferkies zumeist über die sekundären Kupferverbindungen Malachit und Azurit aufmerksam. Bei vollständiger Umsetzung der primären Kupferverbindungen in die sekundären Carbonate bleibt freilich offen, auf welche ursprüngliche Verbindung sie zurückgehen. Sowohl Malachit als auch Azurit treten in einzelnen „Funken“ oder auch in dichteren Ansammlungen von Schuppen auf. Außer den bereits genannten Stellen fanden wir sie auch im Gestein des Steinmergels der Prallhangklippen der Weser bei Möllbergen in den dortigen Quarz-Calcit-Aggregaten, in Lesesteinen von Äckern am Nordhang des Hohen Asch bei Bösingfeld sowie ebenfalls in Lesesteinen bei Langewand nördlich Heidelbeck, Blatt Rinteln. Wo die Aggregate bereits seit langem der Verwitterung ausgesetzt waren, sind Calcit und — soweit primär überhaupt gebildet — auch der Baryt völlig aus dem Gestein herausgelöst, so daß nur das dann kavernös wirkende Kieselsäureskelett mit Bergkristallen sowie Malachit und Azurit als Rückstände erhalten sind.

Malachit wurde von uns auch in Quarz-Calcit-Aggregaten im km 4-Bruch an der Straße Wennenkamp-Uchtdorf, Blatt Rinteln, festgestellt.

Ein weiteres Mineral, das von uns im Innern der Drusen des Steinmergels beobachtet wurde, ist Baryt. Wir fanden es bisher in den Aggregaten des Aufschlusses an der Straße zwischen Bögerhof und Bremke im Extertal in der ehem. Mergelgrube östlich der Straße Reinerbeck-Reine, Blatt Aerzen, sowie in einem Bruch am befestigten Waldweg etwa 1 km südlich Fhs. Doppelstein bei Rumbeck, Blatt Hessisch-Oldendorf; Herrn STACHE, Bielefeld, verdanken wir den Hinweis auf Baryt in Quarz-Calcit-Aggregaten des Bruches am Schlenkersbrink auf dem Buhn, Blatt Vlotho.

Bei Bremke tritt der Baryt in 0,5 bis 1 mm großen Täfelchen auf, die radialfächerige bis rosettenartige Anhäufungen bilden. Der tafelige Habitus nach (001), gestreckt nach [010], d. h. in der b-Achse, entspricht der idiomorphen Ausbildungsform des Minerals (Abb. 27). Die Farbe variiert bei unseren Barytaggregaten von weiß bis braungelb. Auf den Kristallen und in deren Nachbarschaft befinden sich FeOOH-Körperchen bis 0,1 mm Größe, wohl Pseudomorphosen nach Pyrit oder anderen Sulfiden. Einschlüsse von Barytgarben und -täfelchen in Quarzen zeigen, daß die Barytausscheidung der Quarzbildung vorausgegangen ist.

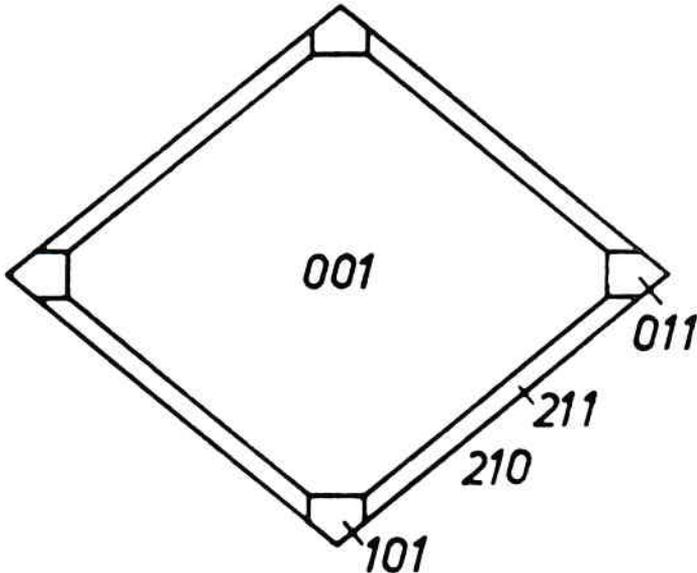


Abb. 27: Baryt, tafelig entwickelt nach Fläche (001), gestreckt nach [010]

Entsprechendes gilt auch für den Aufschluß s. **Fhs. Dobbelstein** (vgl. Abb. 28), wo graue Horizonte des mittleren bis oberen Teils des Steinmergels anstehen. Bankig entwickelte Horizonte wechsellagern hier mit scherbüchsig zerfallenden; die Aggregate sind in mehreren Lagen ohne volle Horizontbeständigkeit entwickelt.



Abb. 23: Aufschluß im Steinmergelkeuper (km 4) am Forsthaus Dobbelstein bei Rumbeck, Blatt Hessisch-Oldendorf. Aufnahme: 4. 1. 1973

Die Untersuchung von Proben aus dem Bruch s Fhs. Döb-
belstein ergab im einzelnen:

Außer Quarz-Calcit-Aggregaten, die in ihrem Mineralbestand und der Mineralausscheidung den Verhältnissen im Extertal entsprechen (Calcit, Quarz, Tennantit und sekundäre Kupferverbindungen), gibt es auch Aggregate, in denen es zusätzlich zur Ausscheidung von Ankerit-Dolomit und Baryt — bei gleichzeitigem Fehlen von Tennantit — gekommen ist.

Der Baryt ist in sehr groben, tafeligen, rein weißen Kristallen entwickelt, die den gesamten Drusenraum einnehmen können (vgl. Abb. 29). Ankerit-Dolomit erscheint als Bestandteil eines 2—4 mm breiten, blaugrauen Kristallgemenges am Rande der Aggregate, das ebenfalls bereits zu den Neubildungen zu rechnen ist. Proben beider Komponenten der Aggregate wurden sowohl von uns im Naturkundemuseum Bielefeld als auch durch Dr. G. STADLER im Geologischen Landesamt NRW einer mikroskopischen Untersuchung bzw. einer Röntgenbeugungs-Analyse unterzogen.



Abb. 29: Grober, tafelig entwickelter Baryt in einem Kristallaggregat des Steinmergelkeupers (km 4) vom Forsthaus Döbbelstein. Vertikaler Bildausschnitt: 75 mm

Für die blaugraue Substanz fand Dr. STADLER (brfl. Mitt. vom 26. 3. 1973) in der Reihenfolge der Gemengeanteile die Zusammensetzung Calcit, Quarz, Ankerit-Dolomit, Feldspat? (< 1%), für die weiße Substanz im Inneren der Druse Baryt, Quarz, Calcit.

Nach unseren mikroskopischen Befunden handelt es sich bei dem Kristallgemenge des blaugrauen Saumes um grobe, pigmentierte Carbonate; die weißen Barytkristalle lagern sich an diesen Saum zum Inneren der Druse hin an. Dabei handelt es sich teils um idiomorphe Individuen als Tafeln nach (001), teils um xenomorphen Baryt-Individuen, die ohne Regel sperrig das Aggregat durchziehen, erreichen Größen bis über 60 mm bei Stärken bis 10 mm.

Unter dem Mikroskop ergeben sich eindeutige Bilder zur Ausscheidungsfolge und damit zum Ablauf der Genese:

Ein relativ früh ausgeschiedenes Gemenge grober Carbonate, nämlich Calcit und Ankerit-Dolomit, wurde durch Baryt teilweise verdrängt. Calcit-Relikte sind mengenmäßig im Baryt noch stark vertreten. Der Baryt wiederum wurde vielfach durch spätere Quarzbildungen verdrängt. Der Quarz, der seine Kristallform im Baryt gut entwickeln konnte — im Calcit weniger gut —, zeigt dann, außer Calcit, besonders reichlich Baryt-Relikte (Abb. 30/31).

Auch im mikroskopischen Bild ist ein sperriges Gefüge von Baryt-Individuen zu sehen. Schon sehr kleine Nester marmorartig-körnigen bis erdig-feinkörnigen Baryts erweisen sich bei mikroskopischer Betrachtung als feinerfilzte Individuen.

Das Vorkommen von Ankerit-Dolomit ist übrigens nicht auf den Aufschluß bei Fhs. Dobbelstein beschränkt, sondern durch die mikroskopische Untersuchung der kristallinen Füllung von Quarz-Calcit-Drusen im Extertal und durch die Beobachtung kristallinen Dolomits in dem km4-Bruch Am Schlenkersbrink auf dem Buhn durch A. KRAUSE, Oerlinghausen, auch für andere Aufschlüsse nachgewiesen.

Schließlich sei noch kurz auf die Beobachtung von Feldspäten, wahrscheinlich Albit, sowie von einem Glimmermineral, die ebenfalls in den Drusen des Steinmergels auftreten, eingegangen. Während dieser zu den Illiten gehörende Glimmer durch Dr. STADLER röntgenographisch in Material der Schlieren ermittelt wurde, fanden sich die Feldspäte in der Nähe der Schlieren, in den Grobcalciten und besonders in den Quarzen. Ihre Beobachtung erfolgte in den Aggregaten bei Fhs. Dobbelstein, aber auch des Aufschlusses am Rusch-Berg, Blatt Vlotho, sowohl röntgenbeugungs-analytisch durch Dr. STADLER als auch mikroskopisch durch uns. Dabei erscheint der Feldspat unter dem Mikroskop oft rechteckig und mit polysynthetischer Zwillingsstreifung (alternierende helle und dunkle Streifen bei Betrachtung u. d. M. bei gekreuzten Polarisatoren) und Erscheinungen der Durchkreuzungsverzwilligung. Das Mineral hat eine geringe Doppelbrechung — etwa wie Quarz —, aber geringere Lichtbrechung. Der kleinere Brechungsindex liegt in Richtung der Längsachse. Die Abmessungen betragen etwa $0,1 \times 0,05$ mm (vgl. Abb. 32).



Abb. 30: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs, Quarz-Neubildung mit vielen Relikten von Baryt und Carbonaten in feinverfilztem Baryt einer Kristalldruse aus dem Steinmergelkeuper (km 4). Aufschluß Forsthaus Dobbelstein. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 2,6 x 1,7 mm



Abb. 31: Gleiche Aufnahme bei Anwendung polarisierten Lichtes mit Analy-
sator (= gekreuzte Polarisatoren)



Abb. 32: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Durchkreuzungsverzwilligung an einem Feldspat. Neubildung in einem Quarz-Calcit-Aggregat, Steinmergelkeuper (km 4), Extertal. Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,36 x 0,24 mm

Zur Genese der Quarz-Calcit-Aggregate und ihrer kristallinen Einschlüsse

Von den kartierenden Geologen (u. a. GRUPE 1927 a, S. 20; MESTWERDT 1917 a, S. 20; NAUMANN 1922 b, S. 21) ist die These vertreten worden, daß die Quarz-Calcit-Aggregate des Steinmergelkeupers bzw. auch die Calcit-Aggregate des Unteren Gipskeupers sich in den Auslaugungsräumen ehemaliger Gipsknollen, d. h. kavernösen Gipsresiduen, entwickelt haben. Diese Hohlräume seien dann mit dem jetzt vorliegenden Mineralbestand gefüllt worden. Demgegenüber führte BURRE (1926, S. 9) die Entstehung der Hohlräume im Steinmergel auf die Auslaugung von Kalk zurück.

Später hat KÜHL (1957, S. 165) nochmals Gipsresiduen, und zwar in den „unteren 10 m“ (S. 168) des Steinmergels erwähnt. Bei der Überprüfung der Auffassung, daß sich die Quarz-Calcit-Aggregate auf der Grundlage von Gipsresiduen entwickelt haben, ist es uns bisher nicht gelungen, im Steinmergel auch nur geringe Restmengen an Gips nachzuweisen. Dabei hat uns ein reichhaltiges Material aus verschiedenen Aufschlüssen und unterschiedlichem stratigraphischem Niveau auch in unverwittertem Zustand vorgelegen. Das bedeutete, ursprüngliches Vorhandensein von Gips vorausgesetzt, die Auslaugung der Gipslager im Steinmergel, während Gips im Röt, im Mittleren Muschelkalk, dem Unteren Gipskeuper, der Roten Wand und im Münder Mergel unseres Untersuchungsgebietes bis in die Gegenwart in zum Teil recht oberflächennahen Vorkommen erhalten ist.

Die Durchsicht der Schichtverzeichnisse von Tiefbohrungen führte bei den Bohrungen I bis III im Kurpark von Bad Oeynhausen auf Gipslinsen in der Roten Wand in mehr als 300 m Tiefe (MESTWERDT 1917 b, S. 73). Für den Steinmergel wird hier kein Gips angeführt. Dortselbst ergab die Tiefbohrung IV zwischen 509 und 260,5 m Teufe auch im Unteren Gipskeuper mehrfach Gips- und Anhydritknollen und -adern, in der Roten Wand „Letten mit Gips und Anhydrit“ und schließlich auch im Steinmergel „bunten Letten mit Gips“ (S. 74). Während Gips und Anhydrit auch in der Bohrung V in km1 und km3 erschroten wurden, werden solche Lager für km4 nicht mehr angegeben.

Von Bad Salzuflen liegen Beobachtungen von Gips oder Anhydrit aus Tiefbohrungen nur für den Unteren Gipskeuper vor: Bohrung Sophienquelle ab 128,2 m (MESTWERDT 1917 b, S. 97, nach Aufzeichnungen von W. BRANDES); Bohrung Leopoldsprudel ab 110 m Letten und Mergel mit Gips (MESTWERDT 1917 b, S. 104); Bohrung Neuthermalsprudel II ab 164 m Mergel mit Gips (DIENEMANN u. FRICKE 1961, S. 181); Bohrung Thermalsprudel III mit Gips in 88,6—110,3 m (FRICKE u. WEWELMEYER 1959). Bei den zuletzt genannten Vorkommen handelte es sich allerdings teilweise um Kluffverheilungen in einer Störungszone, so daß hier der Gips selbst als epigenetische Mineralausscheidung auftritt. In derselben Bohrung führte der Untere Gipskeuper jedoch auch reichlich syngenetisch angelegte Gipslager.

Zusammenfassend ergibt sich aus den Schichtverzeichnissen der Tiefbohrungen und den Aufschlüssen (vgl. MESTWERDT. 1911, S. 13 ff.) der

Eindruck, daß Gips im Steinmergelkeuper fehlt oder doch stark zurücktritt, während er im Unteren Gipskeuper und in der Roten Wand ursprünglich reichlich vorhanden war und in Oberflächennähe zum Teil der Auslaugung zum Opfer gefallen ist. Dort finden wir in den Aufschlüssen auch tatsächlich häufig Gipsresiduen, während diese im Steinmergel wohl nur in den untersten Lagen, buntem Mergel vom Typus der Roten Wand, vorkommen. Gerade der Steinmergel aber hat die beschriebenen Quarz-Calcit-Aggregate eingelagert — und diese fehlen dem Unteren Gipskeuper und der Roten Wand. Irreführend könnten deshalb die Angaben von HAMM (1959, S. 6 f.) sein, der im Zusammenhang mit den Bergkristallen der Drusen des Steinmergels auch den früheren Abbau von Gips in zwei je 60 cm mächtigen Bänken am Klus-Berg bei Vlotho erwähnt. Hier ist nicht beachtet worden, daß der Abbau in der Roten Wand umging — wenn auch „an ihrer oberen Grenze“ (NAUMANN 1922 b, S. 25, nach KLUTH 1894).

Die im Unteren Gipskeuper und — seltener — in der Roten Wand auftretenden knolligen Bildungen, die man als Gipsresiduen auffaßt, unterscheiden sich beträchtlich von den Quarz-Calcit-Aggregaten des Steinmergels. Diesen sei hier deshalb eine Beschreibung der Knollen des Unteren Gipskeupers durch MESTWERDT (1922, S. 9 f.) gegenübergestellt: „Ursprünglich ist . . . Gips in solchen, etwa faustgroßen Knollen abgesetzt, aber nachträglich durch Wasser ausgelaugt worden. Es entstanden dadurch Hohlräume, die nun weiterhin von einer Kalkspatkruste ausgekleidet wurden und dabei auch die aus dem Gips stammenden, ungelösten Bestandteile in Form von Quarzkriställchen und Sandkörnchen weiterhin umschlossen. Solche Bildungen bezeichnet man als Gipsresiduen.“ Wenngleich MESTWERDT behauptet, daß diese Knollen „eine auch in anderen Schichten des Gipskeupers gewöhnliche Erscheinung“ (S. 9) seien, so trifft die Beschreibung auf die Quarz-Calcit-Aggregate doch so wenig zu, daß wir für sie nach einer anderen Genese suchen müssen.

Der Versuch, die Quarz-Calcit-Aggregate mit ihren Mineralausscheidungen auf Gipsresiduen zurückzuführen, stößt noch auf weitere Schwierigkeiten. Es wäre zwar einsichtig, wenn der Gips im Steinmergel ebenso wie in den anderen Stufen des Mittleren Keupers bis zu einer gewissen Tiefe ausgelaugt wäre; der Vorgang der epigenetischen Mineralisierung würde damit aber in einen sehr jungen Abschnitt der Erdgeschichte unseres Raumes verlegt! Die Mineralisierung hätte natürlich erst nach der Entstehung der Hohlräume einsetzen können. Befand sich das Gestein aber erst einmal in kavernösem Zustand in der Nähe der Erdoberfläche, dann würde der Prozeß der Mobilisierung von Lösungen, aus denen Baryt, Tennantit, Quarz, Chlorit und Kupferkies ausgeschieden werden konnten, schwer vorstellbar. Das gilt ebenso für eine Mobilisierung der Stoffe im Nachbargestein der Hohlräume wie für eine Stoffzufuhr aus größerer Tiefe. Auch würden sich dann aus diesen Lösungen eher Kalk- und Kiesel-Sinter als derbe Rhomboeder bzw. Bergkristalle des beschriebenen Typus ausscheiden.

Jede Theorie zur Genese der Aggregate und ihrer Mineralinhalte wird zudem zu berücksichtigen haben, daß diese Bildungen im wesentlichen auf

das Untere Weserbergland beschränkt sind. Sogar schon außerhalb des Gebietes, das durch die Humme im Osten, die Bega im Süden und die Salze im Westen eingefasst wird — im Norden schließen sich jurassische Schichten an —, läßt der Gehalt an Quarz-Calcit-Aggregaten deutlich nach. Zugleich nimmt die Mächtigkeit der Aggregate bis auf wenige Zentimeter ab. In den jetzt viel kleineren Drusen ist der Bergkristall nur in kleinsten Individuen, die teilweise nur noch unter Mikroskopvergrößerung sichtbar sind, nachweisbar. Schon im Gebiet von Bad Salzuflen und Bad Oeynhäusen, mehr noch bei Aschen, Blatt Herford-West, läßt sich dies beobachten. Auch im Süden, am Rand des Blomberger und des Steinheimer Beckens, wird diese Feststellung bestätigt, z. B. in einem Aufschluß in km⁴ etwa 2 km se Schwalenberg.

In **Bielefeld** ergab sich anlässlich des Neubaus des Technik-Gebäudeteils beim Fernmeldeknotenamt in der Friedrich-Ebert-Straße folgender, vom nördlichen Lipper Bergland abweichender Befund:

Im Aushub der Baustelle, der im ehem. Steinbruch Pape im Osning-Sandstein in der Nähe der Gasthäuser „Eiserner Anton“ und „Hubertus“ deponiert wurde, befanden sich kleine, hohle Calcitdrusen mit Abmessungen bis zu 3 cm, dünnplattige Quarz-Calcit-Aggregate mit sehr kleinen Carbonat- und Quarzkristallen sowie Carneol-Aggregate mit Durchmesser bis zu 3 mm.

Die Hohlraumwandungen der Calcitdrusen sind mit orangerot gefärbten Carbonaten ausgekleidet, auf die eine Calcit-Generation aus Skalenodern bis 5 mm Größe und wasserklaren Spitzen, die in die Drusen Hohlräume ragen, folgt.

Eine Besonderheit der Quarz-Calcit-Aggregate sind dünne Bestege aus einem weißen Verwitterungsprodukt, das sich im Hohlraum kleiner Drusen findet, dessen Zusammensetzung jedoch bisher noch nicht eindeutig geklärt werden konnte (gipshaltig?).

Eine Besonderheit stellen auch die **C a r n e o l**-Aggregate dar. Es handelt sich um orangerote, traubig-nierige bis kugelige Gebilde, die aus feinkristallinen, radialstrahlig angeordneten Fasern von Quarzsubstanz bestehen. Sie treten einzeln oder auch dicht gedrängt in Lagen auf, die zu Knollen zusammentreten können oder verquetschte Knauern mit eingewirkten Mergelfetzen bilden.

Die Carneol-Aggregate sind häufig mit idiomorphen **Q u a r z e n** vergesellschaftet, die als echte Porphyroblasten vorliegen. Sie erreichen Längen bis 5 mm und Stärken bis 2 mm. Ihre Oberflächen erscheinen — sichtbar auf Bruchflächen des Gesteins — aufgeraut, doch sind Kristallformen klar erkennbar: Doppelender mit Prisma und ungleich ausgebildeten Haupt rhomboedern.

Unter dem Mikroskop erscheinen die Quarz-Porphyroblasten und Carneol-Aggregate, untergeordnet auch Plagioklase, in besonders aussagekräftigen Bildern (vgl. Abb. 33—35). Bei der Bildung der Quarz-Porphyroblasten wurde ehemaliges Sediment weitgehend gelöst und verdrängt, denn die

Quarze zeigen kaum Sedimentrelikte. Anschließend wurden manche Quarze — aber nicht alle — von einer roten SiO_2 -Masse umkrustet. Dabei kam es zu einer charakteristischen Beschränkung der Färbung auf bestimmte, konzentrisch angeordnete Zonen. Die heute vorliegenden Carneol-Aggregate besitzen also einen idiomorphen Quarz als Kern. Idiomorphe Quarz-Porphyroblasten ohne Carneol-Schale können auf bestimmte Horizonte beschränkt sein, Quarze mit Carneol-Schale auf andere Lagen; sie treten aber auch nebeneinander auf. Diese Neubildungen können so stark angereichert sein, daß ursprüngliches Sediment völlig verdrängt wurde. Zwischen den SiO_2 -Neubildungen werden auch grobe Carbonate, die älter zu sein scheinen, sichtbar.

Der Pyrit spielt eine untergeordnete Rolle. In einem Dünnschliff ließ sich in einer Carneol-Quarz-Anreicherung eine FeOOH -Pseudomorphose nach Pyrit (Pentagondodekaeder) von 0,9 mm Größe feststellen. Eine Probe aus dem Aushub zeigte an einem wulstförmig aufgeblähten Carneol-Quarz-Aggregat traubig-nierige Ausscheidungen (bis 10 mm groß), wobei es sich auch hier als Folge der Verwitterung um FeOOH handelt — pseudomorph nach radialstrahligem Markasit oder Pyrit.

Alle hier beschriebenen Erscheinungen wurden in Proben eines grünlich-grauen Mergels sichtbar. Der Dünnschliff eines roten Mergels aus dem Anstehenden zeigte lediglich einen höheren Sandgehalt, aber keine Neubildungen.

Im Vergleich mit den nordlippischen Vorkommen fällt auf, daß im Bielefelder Steinmergelkeuper andersartige Kristallformen und -größen auftreten, die den Schluß auf abweichende Entstehungsbedingungen zulassen. Schon die volkstümliche Bezeichnung der Bergkristalle unseres Raumes als „Lippische Diamanten“ oder „Schaumburger Diamanten“ zeigt die geographische Begrenzung der typischen Quarz-Calcit-Aggregate und ihrer Drusenminerale auf.

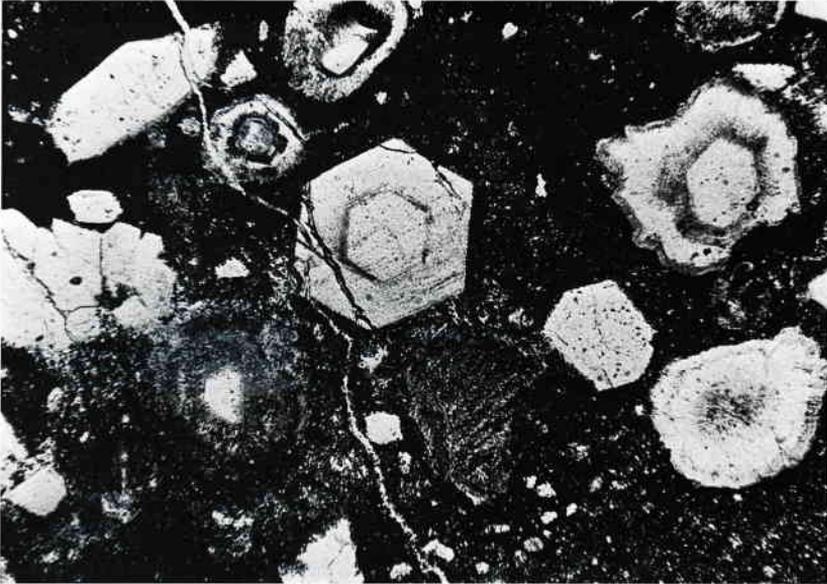


Abb. 33: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Quarz-Neubildungen im Steinmergelkeuper (km 4). Baugrube Fernmeldeknottenamt Bielefeld. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 2,6 x 1,7 mm

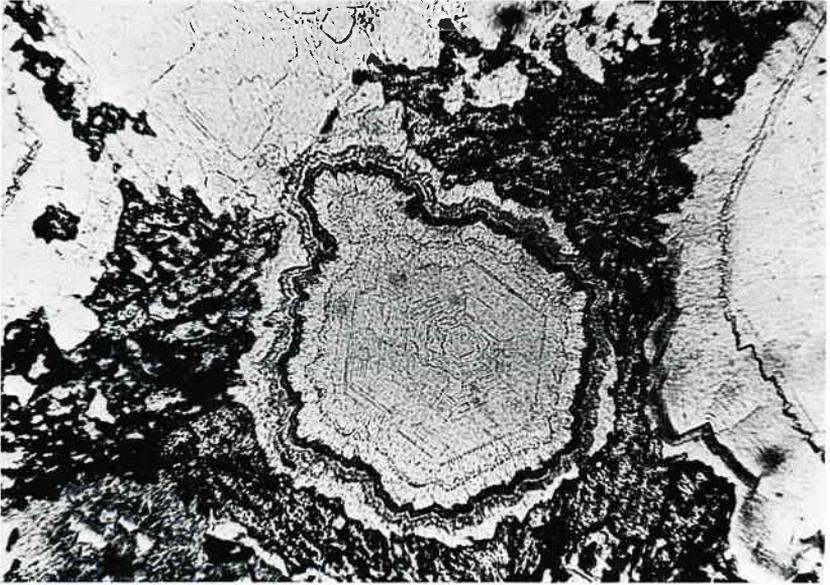


Abb. 34: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Quarz-Neubildungen im Steinmergelkeuper (km 4), Baugrube Fernmeldeknotenamt Bielefeld. Zonares Wachstum des Quarzindividuums im zentralen Teil der Neubildung, gekennzeichnet durch Einlagerung eines schwach ausgebildeten rötlichen Pigments. Dann: Anlagerung von radialstrahligem Quarz, wobei stärkere, rötliche (hier im Bilde dunkel erscheinende), konzentrisch angeordnete Zonen ausgebildet werden konnten. Das gesamte Gebilde erhält dadurch eine carneolartige Färbung.
Polarisiertes Licht ohne Analysator
Bildausschnitt: 2,6 x 1,7 mm



Abb. 35: Gleiche Aufnahme bei Anwendung polarisierten Lichtes mit Analy-
sator (= gekreuzte Polarisatoren).

Da der Versuch, die Bildung der Quarz-Calcit-Aggregate auf Gipsresiduen zurückzuführen, erhebliche Widersprüche nach sich zieht, bleibt die Möglichkeit zu bedenken, ob sowohl die Mineralien, die sich heute auf Klüften, in Drusen und als Porphyroblasten im Gestein befinden, als auch die Hohlräume, die sie dort besetzt haben, durch die Anwesenheit und Wirkung heißer, wässriger Lösungen und oberflächenferner Aufheizung des Gesteins geschaffen worden sein könnten. Wenn diese Erklärung richtig ist, wird sie zwangsläufig auch für entsprechende Mineralinhalte älterer und bestimmter jüngerer Formationen unseres Raumes aktuell. Dabei spielt der Typus der beobachteten Mineralien ebenso eine Rolle wie das räumliche Verhältnis der Mineralien zum Kluftsystem, die stoffliche Zusammensetzung des die Aggregate umgebenden Gesteins und des Gesteins anderer Formationen im Liegenden und Hangenden sowie die Ergebnisse qualitativ-quantitativer Analysen von Mineralwässern u. a. der Heilbäder unseres Gebietes. Da wir auf diesen Komplex im zweiten Teil unserer Studie näher eingehen müssen, machen wir hier nur noch auf folgendes aufmerksam:

Eine Vorstellung vom ursprünglichen Sediment, das gelöst und ersetzt wurde, vermitteln zum Teil die bereits erwähnten Mergelschlieren der Aggregate, in denen wir nicht vollständig gelöste und dann im Zuge der Mineralisierung verdrängte und mannigfach „eingewirkte“ Bestandteile dieses Sedimentes vermuten dürfen.

Weiterhin haben die Grenzflächen zwischen Aggregat und Sediment ein bemerkenswertes Relief aufzuweisen. Wir beobachten rundliche, traubig-nierige Erhebungen, welche den Erscheinungen gleichen, die bei der Eintrocknung von Gelen entstehen (vgl. Opale). Im Dünnschliff werden unter dem Mikroskop Ausbuchtungen an den Grenzflächen sichtbar, die auf das benachbarte Sediment einen Druck ausgeübt haben.

Allgemein ist eine Anordnung der Aggregate des Steinmergels in Schichtebene festzustellen. Dies könnte in einem ursächlichen Zusammenhang mit dem bereits erwähnten Vorkommen von Horizonten mit erhöhtem Sandgehalt stehen, in denen ein größeres Porenvolumen zugleich eine bessere Wegsamkeit für wandernde Lösungen bedeutet. Unter dem Mikroskop lassen sich Ansätze der Aggregatbildung gut beobachten, und häufig ist die Unterscheidung, ob es sich um Sandkornlagen oder bereits um epigenetische Neubildungen handelt, nur schwer zu treffen.

In der Grundsubstanz des Steinmergels eines Aufschlusses nördlich **Jägerborn bei Asmissen**, Blatt Bösingfeld, finden wir verkieselte Lagen, die sich in unmittelbarer Nähe von Klüften häufen. In diesen Bildungen, die oft nur Abmessungen von wenigen Zentimetern haben, dürfen wir, auch mit Rücksicht auf ihren übrigen Habitus, durchaus noch keine Quarz-Calcit-Aggregate sehen, die in diesem Aufschluß sogar fast fehlen. Das verkieselte Material ist aber reich an mikroskopisch kleinen idiomorphen Quarzen und Feldspäten, und wir halten für wahrscheinlich, daß diese mit Neubildungen angereicherten Lagen Quarz-Calcit-Aggregate in statu nascenti sind. Sie bleiben wegen des Fehlens makroskopisch sichtbarer Mineralindividuen zumeist unbeachtet, sind aber auch in den anderen Aufschlüssen im Steinmergel vorhanden. Auch eine enge Beziehung der Pyrit-

Porphyroblasten, die in der Mergelgrube bei Jägerborn mehrere Zentimeter lange, zopfförmige, flache Aggregate bilden, zu dem Kluftsystem wurde beobachtet.

2.4.3. Oberer Keuper (Rhät)

Das Rhät wird im wesentlichen aus mächtigen, gegenüber der Verwitterung sehr widerstandsfähigen, quarzitischen Sandsteinen gebildet. Entsprechend tritt der Obere Keuper im Arbeitsgebiet, soweit er nicht der nach-saxonischen Abtragung anheimgefallen ist, in mehr oder minder achsenfernen Schichtköpfen zutage. Die Schichtücken der Sandsteine tragen, soweit dafür durch Verebnungen in flachen Mulden oder bei planer Lagerung die Bedingungen gegeben sind, an manchen Stellen auch noch die weichen rhätischen Tonschiefer, die schon zum Lias überleiten. Die Verwendung der quarzitischen Sandsteine als Pflastersteine hat früher den Abbau des Gesteins in zahlreichen Brüchen gefördert, während die tonigen Zwischenmittel und Hangendschichten gelegentlich von Ziegeleien (Deesberg b. Babbenhausen, Blatt Vlotho, Dörentrup, Blatt Lemgo, Grube in der Lemgoer Mark) abgebaut wurden.

Ein Teil der aus quarzitischen Sandsteinen des Rhät aufgebauten Höhenrücken und Bergzüge liegt bei uns auf dem Nordflügel der Piesberg-Pyrmonter Achse längs der Südabdachung der Wesertalung zwischen Hameln und Bad Oeynhaus. Hier werden von einigen Rhäthöhen wie der Waldau (339 m) und dem Schierholz-Berg (336,6 m) auf Blatt Ärzten, dem Hohen Asch (370,6 m) bei Bösingfeld, Mühlings-Berg und Stein-Berg (379,3 bzw. 387,6 m) nördlich Burg Sternberg, den Rhäthöhen bei Goldbeck (370 m), dem Rumbecker Berg (339,8 m), dem Knick bei Heidelbeck (289,8 m), dem Bruns-Berg bei Hohenhausen (272 m), dem Großen Seel-Berg (276,2 m) und dem Rusch-Berg (295 m) bei Valdorf sowie der Ebenöde (237,3 m) und der Steinegge (250 m) im Herforder Keupervorsprung Höhen erreicht, wie sie im Unteren Weserbergland sonst fast nur von den Muschelkalkhärtlingen bekannt sind. Ebenso bedeutend sind die Rhätzüge auf der Südwestflanke der Piesberg-Pyrmonter Achse, wo der Köter-Berg (497 m) die höchste Erhebung des ganzen Unteren Weserberglandes links der Weser bildet. Nächst ihm erreichen auch der Schwalenberger Wald mit dem Wester-Berg (336,4 m) und der Mörth (445,8 m), der Blomberger Wald mit dem Winter-Berg (428,8 m) und die Lemgoer Mark mit dem Windelstein (346,9 m) beträchtliche Höhen. Weiter westlich übernimmt das Rhät in der Herforder Liasmulde in den Gebieten geringer Hebung die Linienführung der Piesberg-Pyrmonter Achse.

Auffällig ist die Bedeutungslosigkeit des Rhät als Schichtstufenbildner im Nordostflügel der Osning-Achse, was sowohl fazielle als auch tektonische Ursachen hat.

Auf epigenetische Einwirkungen im Rhät dürfte wohl die Verdichtung der Sandsteine in bestimmten Gebieten zu quarzitischen Sandsteinen und die Bildung von Styloolithen zurückzuführen sein. Darüber, daß

auf Klüften und im porösen Gestein im nördlichen Lipper Bergland postdiagenetisch noch reichlich Kieselsäure zirkuliert ist, lassen einmal die Bergkristallvorkommen in Drusen und auf Klüften in allen bisher behandelten Formationen, selbst in den Kalken des Muschelkalks, keinen Zweifel. Darüber hinaus muß auffallen, daß sich quarzitisches Gestein und Quarzknuern in diesem Gebiet — und auch nur hier — in der gesamten Schichtenfolge vom Unteren Keuper bei Hillentrup (MESTWERDT 1917 a, S. 15 f.) über den Unteren Gipskeuper (u. a. am Osthang der Saalgege, Blatt Vlotho), und den Steinmergel-Keuper (Calcit-Quarz-Linsen) bis zum Rhät beobachten lassen. Diese Erscheinungen finden in den quarzitischen Planicosta-Sandsteinen auf Blatt Oeynhaus im Lias und in den Wiehengebirgsquarziten des Oberen Oxford ihre Fortsetzung.

Hinweise auf „Rhätquarzite“ haben wir vor allem durch GRUPE (1933, S. 7) für das Gebiet um Holtrup auf dem Buhn, Blatt Minden, durch NAUMANN (1922 a, S. 22) z. B. für den Taubenberg sw Hohenrode, Blatt Rinteln, wo der Quarzit als „hellgrau und infolge seines kieseligen Bindemittels sehr hart und scharfkantig zerspringend“ beschrieben wird, durch MESTWERDT (1917 a, S. 26) für Blatt Bösingfeld und nochmals durch MESTWERDT (1922, S. 15) für Blatt Herford-Ost, wo ausdrücklich zwischen Quarziten, quarzitischen Sandsteinen und Tonquarziten (Tonkieselsteinen) unterschieden wird. Die Quarzite werden hier im Volksmund fälschlich als „Basalt“ bezeichnet. Schließlich gibt MESTWERDT (1911, S. 25) auch einen Hinweis auf Rhätquarzite auf Blatt Blomberg.

Die stärkste Entwicklung des Sandsteins in Richtung auf einen dichten Quarzit finden wir in dem von dem Kunststeinwerk „fribola“ in Laßbruch, Blatt Rinteln, nördlich des Ortes angelegten Rhätbruch. Deutlicher aber als die quarzitisches Beschaffenheit der Rhätsandsteine — man fragt, weshalb nicht auch der Schilfsandstein diese Veränderung erfahren hat — spricht für epigenetische Mineralisierungen des Rhät das Auftreten von „schön entwickelten Bergkristallen“ auf Klüften im Bereich von Blatt Herford-Ost (MESTWERDT 1922, S. 16). WEERTH (1929, S. 42) gibt an, daß sich Bergkristalle im Rhät stellenweise sogar „in Menge, bald in Drusen, bald auch freiliegend“ finden: sie seien außerordentlich rein und klar und im Volksmund unter der Bezeichnung „Sternberger Diamanten“ bekannt. Von Interesse mag hier auch sein, daß WEERTH (l. c., S. 42) von verkie-seltem Holz im rhätischen Abhangschutt des Dörenberges bei Sternberg berichtet. Zusammen mit BRANZKA fanden wir auf Klüften im quarziti-schen Rhätsandstein nördlich **Bösingfeld** in einem Bacheinschnitt 550 m se Hof Stirnhausen ebenfalls Bergkristall, dazu reichlich Pyrit. Dieses Vorkommen wurde von uns näher untersucht und das Gestein im Geologischen Landesamt durch Dr. STADLER zudem einer Röntgenbeugungsanalyse unterzogen:

Beschreibung der Grundmasse des Gesteins

Die Grundmasse des weiß- bis gelblichgrauen Gesteins besteht nach dem Befund von Dr. STADLER aus Quarz, Chlorit, Feldspat (Albit?) und Glim-

mermineralen (Illit). Schwarze, wohl kohlige Lagen mit phosphoritischen Einlagerungen verleihen dem Gestein horizontweise eine dunkle Färbung. Außerdem sind bis 1 mm starke Mergelbänder schichtparallel eingelagert. Auf Schicht- (und Kluft-) Flächen können *Vivianit*-Beläge festgestellt werden.

Mineralneubildungen

a) *Quarzneubildungen*. Die relativ gut gerundeten Sandkörner des Sedimentes sind durch Zufuhr von SiO_2 in ihrer kristallographischen und damit kristalloptischen Orientierung weitergewachsen bis zu einem Stadium, in dem die einzelnen Individuen mit ihren Nachbarn Komproßflächen bilden mußten. Somit liegt bereits das Bild eines Quarzits vor. Die alte Kornform läßt sich in vielen Fällen noch unter dem Mikroskop erkennen, sie wird durch einen ehemaligen Belag auf der Kornoberfläche (Tonhäutchen) nachgezeichnet. Wieweit diese Verkieselung bereits diagenetisch und wieweit vielleicht auch noch epigenetisch erfolgt ist, läßt sich an der Grundmasse des Gesteins selbst allerdings nicht nachweisen. Immerhin kann der vergleichsweise hohe Grad der Verkieselung als Argument auch für epigenetische Prozesse angeführt werden.

In dieser Weise sind vor allem die auf Klüften auftretenden *Bergkristalle* zu deuten. Sie sind häufig mit einer Prismenfläche aufgewachsen und liegen dann als Doppelender vor. Ihre Länge beträgt bis 3 mm, ihre Stärke bis 1 mm.

b) *Pyritneubildungen*. Die *Pyrite* erscheinen als willkürliche Einsprengungen in dem quarzitischem Sandstein. Kombinationen von Würfelflächen mit denen des Pentagondodekaeders überwiegen. Im Erscheinungsbild gleichen diese Neubildungen den *Pyriten* des Steinmergelkeupers im Extertal mit ihren gebogenen Flächen und typischen Kombinationsstreifungen. Ihre Größe beträgt aber nur bis zu 2 mm. Anreicherungen in Nestern sind häufig. Außer den Kombinationen kommen auch Würfel mit bis 1 mm Kantenlänge vor. Unter dem Mikroskop sieht man die *Pyritporphyroblasten* frei von Einschlüssen; sie haben also die Gemengteile des Sandsteins durch Lösung vollkommen verdrängt. Weiterhin ist erkennbar, daß die Sandkorn-Regeneration (Verkieselung) keine Beziehungen zu den *Pyriten* aufweist. Es kommen Regenerationen vor, die nicht möglich wären, hätte es die *Pyrite* schon gegeben. Die Regeneration, im wesentlichen wohl schon ein Vorgang der Diagenese, war weitgehend erfolgt, bevor die *Pyrite* wuchsen (vgl. Abb. 36). Der *Pyrit* ist also epigenetisch entstanden. Er ist übrigens besonders gut in den hellen Varianten der quarzistischen Sandsteine zu beobachten.

Ferner kommen an anderen Belegproben derbe, messingfarbene, metallglänzende, linsen- bis nierenförmige Aggregate (15×6 mm) mit Längserstreckung in der Schichtebene vor. Nach einer Untersuchung durch Dr. STADLER handelt es sich um *Markasit*, dessen Bildung aber schon synsedimentär erfolgt sein kann.

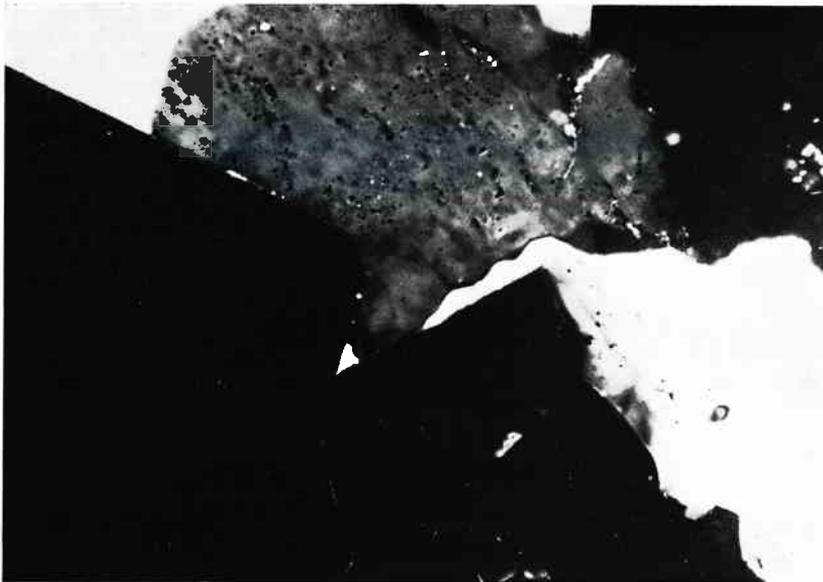


Abb. 36: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Pyrit-Neubildung (im Bilde schwarz) in einem verkieselten Rhät-Sandstein. — Lesestein Feldflur nördl. Bösingfeld, bei Höhe 309,6 m NN.
Die Pyrit-Neubildung ereignete sich in einem bereits diagenetisch verkieselten, also regenerierten Sandstein. Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,36 x 0,24 mm

Pyrit findet sich darüber hinaus auch sonst im quarzitischem Sandstein und Quarzit des Rhät, z. B. am Toten-Berg bei Groß-Berkel, Blatt Aerzen (GRUPE 1927 a, S. 19), westlich Polle bei Hünlicher Mühle und am Eselsberg, Blatt Ottenstein (GRUPE 1929 c, S. 41 f.), in Form kleiner Pentagondodekaeder in einer Bank am Biernberg bei Leese, Blatt Lemgo (MESTWERDT 1916, S. 31), auf Blatt Salzuflen (MESTWERDT 1915, S. 19) und „in gewissen Platten“ auf Blatt Herford-Ost (MESTWERDT 1922, S. 15 f.). Nirgendwo ist die Anreicherung jedoch so bedeutend wie in den Schichten auf den Blättern Rinteln und Bösingfeld. Auf Pyritkristalle im Rhät auf Blatt Rinteln bei Fütig, Rickbruch und Silixen weist NAUMANN (1922 a, S. 20 ff.) hin. NAUMANN (1922 b, S. 32) fand in einer Tongrube im Rhät bei Bonneberg, Blatt Vlotho, „siegellackrote Klüfte“; von den Verfassern wurde im ehemaligen Rhätbruch bei Gut Deesberg, Blatt Vlotho, mehrfach Gagat beobachtet. Mit Bezug auf ein Bonebed in diesem Bruch, das sich an der Grenze zum Oberen Steinmergel befindet, meldet BÜCHNER (1967, S. 14) „eine wechselnd große Zahl von mikroskopisch erkennbaren Quarzkristallen“, die in speziellen Fällen „die phos-

phatische Fossils substanz vollkommen verdrängt haben“. Die Kristalle „zeigen häufig eine angenäherte Idealgestalt, nämlich je nach Schnittlage lange Prismen oder hexagonale Umrisse“ (l. c., S. 14 f). „Die Vlothoer Bonebed-Reste sind also sekundär verkieselt, d. h. durch Zufuhr von SiO₂ in wässriger Lösung und Bildung von Quarzkristallen sind ursprüngliche Mineralgemenge z. T. oder völlig verdrängt worden.“ BÜCHNER sieht in den Mineralneubildungen bei Vlotho ein deutliches Unterscheidungsmerkmal gegenüber sonst gleichartigen Bonebeds etwa in Württemberg. Interessant ist in diesem Zusammenhang ferner, daß BÜCHNER auch in Lippinghausen, Blatt Herford-West, in einem Rhät-Bonebed Neubildungen von Quarzindividuen beobachtet hat, „wenn auch nicht in dem Maße wie in Vlotho“ (l. c., S. 17). Als weitere sekundäre Mineralbildungen in den Bonebeds führt BÜCHNER Calcit, in Lippinghausen als nadelige Aggregate, in Vlotho als z. T. gut ausgebildete Rhomboeder an. Außer den organischen Einschlüssen weist auch der Feinsand, in dem diese liegen, eine nachträgliche Verkieselung auf, so daß er „jene Festigkeit und Härte erlangt hat, die eine Bezeichnung „Rhät-Quarzit“ erlauben“ (l. c., S. 16).

Demgegenüber können in ebenfalls rhätischen Bonebeds, die im Stadtgebiet von Bielefeld aus Baugruben gewonnen werden, Neubildungen von Quarz nicht beobachtet werden (BÜCHNER 1969, S. 41). Wohl sind aber auch hier Neubildungen von Calcit beobachtet worden, weiterhin auch von Pyrit, der in kleinen Kriställchen über das gesamte Gestein verteilt ist und den Habitus von Pentagondodekaedern besitzt (l. c., S. 42 f).

Tabelle 1: Verzeichnis der Aufschlüsse (vgl. Text). Es bedeuten: Br. Steinbruch, Mg. Mergelgrube, + aufgelassener Aufschluß.

Aufschluß	Erdzeit- alter, Abk.	Geol. Spezialkarte	Rechts- wert	Hoch- wert
Bachufer se Hof Stirn- hausen	Rhät, ko	Bösingfeld	3509.750	5772.900
+ Tongrube ehem. Zgl. in Lippinghausen	ko	Herford-West	3474.540	5779.660
+ Br. am Biemberg bei Leese	ko	Lemgo	3490.620	5768.500
+ Br. am Taubenberg sw Hohenrode	ko	Rinteln	3509.350	6780.800
Br. der fribola-Werke n Laßbruch	ko	Rinteln	3503.170	5776.400
+ Br. ehem. Zgl. Dees- berg n Vlotho	ko	Vlotho	3489.940	5784.120
+ Mg. östl. d. Straße Reinerbeck—Reine	Steinmer- gelkeuper km4	Aerzen	3513.220	5768.200
+ Mg. bei Malmershaupt Br. an Straßenrand	km4 km4	Bösingfeld Bösingfeld	3504.200 3505.760	5773.680 5769.620
n Jägerborn b. Asmissen				

Br. Haltepunkt Fahren- platz d. Extertalbahn	km4	Bösingfeld	3507.540	5771.920
+ Mg. an Straße se Aechternhöfen	km4	Bösingfeld	3504.300	5769.740
+ Mg. n Hof Reesenberg bei Hüttenhau	km4	Bösingfeld	3503.200	5772.250
+ Mg. bei Rodenbeck	km4	Hessisch- Oldendorf	3514.640	5774.440
Br. am Waldweg s. Fhs. Dobbelstein	km4	Hessisch- Oldendorf	3511.750	5780.200
+ Mg. bei Kükenbruch	km4	Rinteln	3504.560	5777.300
Br. n Haltepunkt Fütig, Extertalbahn	km4	Rinteln	3506.600	5774.720
+ Mg. bei Hagenberg s Nösingfeld	km4	Rinteln	3509.040	5776.500
+ Mg. a. d. Straße Uchtdorf—Wennenkamp	km4	Rinteln	3503.140	5780.160
+ Mg. sw Heller-Berg bei Hagendorf	km4	Rinteln	3509.940	5775.540
+ Mg. s Bremke	km4	Rinteln	3507.560	5776.360
+ Mg. am Rinnen-Berg bei Bremke	km4	Rinteln	3507.500	5777.080
+ Mg. am Südhang des Almenaer Berges	km4	Rinteln	3504.500	5775.400
+ Mg. nw Hagendorf	km4	Rinteln	3508.620	5775.620
+ Mg. Hof Noltemeier, w Bremke am Bremker Bach	km4	Rinteln	3507.100	5776.780
Br. am Haltepunkt Bremke der Extertal- bahn	km4	Rinteln	3506.880	5776.700
Bachufer sw Hohenrode	km4	Rinteln	3509.700	5780.500
+ Mg. 2 km se Schwalen- berg	km4	Schwalenberg	3514.550	5747.860
+ Mg. bei Günsen- büschen, Westhang d. Rusch-Berges (Karte: Busch-Berg)	km4	Vlotho	3491.840	5780.040
+ Mg. sw Hunnenburg bei Bonneberg	km4	Vlotho	3489.130	5780.720
+ Mg. in Uffeln, a. d. Straße nach Holtrup	km4	Vlotho	3491.260	5784.100
+ Mg. Am Schlenkers- brink	km4	Vlotho	3490.860	5784.750
Straßenböschung sw Bundesbahn-Haltepunkt Möllbergen	km4	Vlotho	3494.750	5783.350
Wegeböschung am Aberg bei Erder	km4	Vlotho	3497.020	5782.670
+ Mg. nw Hof Kölling, Valdorf	Unt. Gips- keuper km1	Vlotho	3491.150	5778.680
Hohlweg bei Kalldorf	Unt. Keu- per, ku2	Vlotho	3494.730	5781.040

+ Br. bei Sperlsiek n Vlotho	ku1-2	Vlotho	3489.760	5782.400
+ Brüche in Hollen- hagen	ku1	Herford-Ost	3483.880	5776.060
		Herford-Ost	3483.180	5776.720
		Herford-Ost	3484.420	5777.200
Br. F. Schneidewind, Alverdisen	Ob. Mu- schelkalk	Bösingfeld	3509.200	5765.700
	mo1-2			
Br. H. Schiewe, Gret- Berg b. Bentrup	mo1-2	Detmold	3492.600	5761.400
Br. H. Blomeyer, Barnhausen	mo1-2	Halle i. W.	3455.160	5773.850
Br. Lüdeking & Co., Niederheesten	mo1-2	Horn- Sandebeck	3499.400	5748.380
+ Br. bei Oberluhe	mo1-2	Lemgo	3493.980	5770.130
+ Br. am Latt-Berg bei Entrup	mo1-2	Steinheim	3509.840	5743.780
+ Br. am Wöll-Berg bei Eversen	mo1-2	Steinheim	3507.400	5744.480
Br. am Reinertsberg bei Welstorf	mo1-2	Vlotho	3490.860	5774.100
+ Br. Kahre (ehem. Süllwald), Vlotho	mo1-2	Vlotho	3489.920	5781.170
+ Br. Im Gehren bei Westorf	mo1-2	Vlotho	3493.960	5774.530
+ Br. Uphof, Währentrup	mo1	Lage	3480.300	5759.000
+ Gemeindesteinbruch Oeynhausien	mo1	Steinheim	3503.920	5741.220

3. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Der hier vorgelegte erste Teil unserer Studie umfaßt mit dem Lipper Bergland im wesentlichen den östlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Mit der Ravensberger Mulde im Westen und dem Wiehen-Weser-Gebirge im Norden, in denen jurassische Schichten dominieren, sind große Teile des Arbeitsraumes noch unerörtert. Im Teutoburger Wald ist bisher nur der Nordostflügel berücksichtigt, während mit dem Südwestflügel, der jurassische und kretazische Schichten aufweist, ebenfalls wichtige Teilgebiete noch unberücksichtigt sind.

Als Ergebnis unserer Studien wird bisher erkennbar, daß im Süden des bearbeiteten Teilraumes als epigenetisch entstandenes Mineral vor allem Bleiglanz auftritt, der im nördlichen Teil völlig zu fehlen scheint. Der in Gängen und Nestern auftretende Bleiglanz ist arm an chemischen Beimengungen und hat auf das Nebengestein praktisch keinen Einfluß ausgeübt. Im Südosten des Gebietes finden wir zunehmend eine intensive epigenetische Dolomitisierung des Nebengesteins der größeren Klüfte und Verwerfungszonen.

Demgegenüber zeichnet sich das nördliche Teilgebiet, vom südlichen durch eine Zone unbedeutender Mineralisierung getrennt, durch das Auftreten von einigen kupferhaltigen Mineralien aus, unter denen Kupferkies und Tennantit (Arsenfahlerz) als primäre Mineralien, Malachit, Azurit und Kupferglanz als Abkömmlinge der zuerst genannten gelten können. Weiterhin zeichnet sich das nördliche Teilgebiet durch das reichliche Vorkommen von Quarz als Bergkristall, von Pyrit in großen, idiomorphen Formen, sowie von Chlorit und Baryt aus. Zu diesen treten, wie im zweiten Teil unserer Arbeit noch zu zeigen ist, weitere interessante epigenetische Mineralisierungen.

Hinsichtlich der Bedingungen der Mineralausscheidung ist bisher erkennbar, daß die beobachteten Mineralien sich einerseits in Form von Klüftfüllungen finden, andererseits aber auch Hohlräume besetzt haben, wie wir ihnen vor allem in den partiell leicht löslichen und daher zu Kavernen neigenden Kalken (Muschelkalk), Dolomiten (Unterer Keuper) und Mergeln (Mittlerer Keuper) begegnen. Dabei fällt auf, daß die Drusen- und Nesterbildung im südlichen Teilgebiet trotz vergleichbarer lithologischer Voraussetzungen viel seltener zu beobachten ist. Entsprechendes gilt für die nach Art von Porphyroblasten im Nebengestein der Nester und in der Grundmasse des Gesteins auftretenden Mineralneubildungen.

Der zweite Teil unserer Studie wird den Formationen Jura bis Tertiär gelten. Weiterhin werden wir versuchen, einige Aussagen über die Ursachen, den Ablauf und das Alter der Mineralisierung zu machen. Dabei werden ebensowohl Beiträge der Tektonik wie auch der Geophysik und der Bädergeologie zu beachten sein.

Da wir unsere Arbeit nicht zuletzt als Anregung zu weiteren Beobachtungen verstehen, hoffen wir, daß uns zwischenzeitlich auch noch Informationen über neue Funde im Muschelkalk und Keuper zugehen, die wir im zweiten Teil als Nachtrag verwerten wollen.

Zitierte Literatur

- BRANDT, O.: Über Versteinerungen und Mineralien aus Westphalen. Verhdl. d. naturforsch. Ver. f. d. preuß. Rheinlande u. Westphalen, **26**, Bonn 1969.
- BÜCHNER, M.: Fossilerhaltung in rhätischen Bonebeds. Ein Vergleich zwischen württembergischen und ostwestfälischen Vorkommen. Ber. Nat. Ver. Bielefeld u. Umgeg., **18**, S. 5–24, Bielefeld 1967.
- BÜCHNER, M.: Rhät-Bonebed im Stadtgebiet von Bielefeld. Ber. Nat. Ver. Bielefeld u. Umgeg., **19**, S. 37–54, Bielefeld 1969.
- BURRE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Herford-West. Lief. 256, Nr. 2082, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1926.
- BURRE, O.: Erl. Bl. Hameln s. NAUMANN u. BURRE 1927.
- DIENEMANN, W.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Blätter Melle, Quernheim, Oeynhaus. Lief. 347, Nr. 2013, 2014, 2015, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1939.
- DIENEMANN, W., u. FRICKE, K., mit Beiträgen von W. HARRE, R. SCHMIDT-BERGER u. S. SCHNEIDER: Mineral- und Heilwässer, Peloide und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. In d. Reihe: Geologie u. Lagerstätten Niedersachsens, Bd. 5, Die Lagerstätten und ihre Bewirtschaftung, 5. Abtlg., Göttingen 1961.
- FRICKE, K.: Kohlensäurelinien und Basaltzonen in Ostwestfalen. Heilbad u. Kurort, Zs. f. d. gesamte Bäderwesen, 1955, H 5, Flöttmann, Gütersloh 1955.
- FRICKE, K., u. WEWELMEYER, W.: Die Neubohrung „Thermalsprudel III“ im Staatsbad Salzuflen. Heilbad u. Kurort, Zs. f. d. gesamte Bäderwesen, 1959, H 4, Flöttmann, Gütersloh 1959.
- FRICKE, K.: Mineral- und Heilwässer ... in Niedersachsen usw. s. DIENEMANN u. FRICKE 1961.
- FRICKE, K.: Die Thermalbohrung Bad Lippspringe 1962 (Martinus-Quelle). Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**, S. 95–130, Krefeld 1969.
- FRICKE, K., u. HAASE, K.: Die Bohrung „Neue Große Mofette 1967“ (Jubiläums-Quelle) in Bad Meinberg. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**, S. 243–262, Krefeld 1969.
- FÜCHTBAUER, H.: Die nichtkarbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalkes mit besonderer Berücksichtigung der Mineralneubildungen. Heidelbg. Beitr. Min. u. Petrogr., **2**, S. 235–254, Berlin 1950.
- GRIESE, G.: Der Bergbau in Ravensberg. Beiträge zur Geschichte des Berg-, Hütten- und Salinenwesens in der Grafschaft Ravensberg und im Fürstentum Minden. Jb. Histor. Ver. f. d. Grafschaft Ravensberg, **57**, 1952–1954, S. 1–62, Bielefeld 1955.
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Aerzen. Lief. 251, Nr. 2153, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1927. (1927 a)
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Pyrmont. Lief. 251, Nr. 2223, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1927. (1927 b)
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Höxter. Lief. 289, Nr. 2371, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1929. (1929 a)
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Holzminden. Lief. 289, Nr. 2297, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1929. (1929 b)
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Ottenstein. Lief. 289, Nr. 2224, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1929. (1929 c)
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Minden. Lief. 330, Nr. 2016, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1933.

- HAASE, K.: Die Bohrung „Neue Große Mofette 1967“ usw. s. FRICKE u. HAASE 1969.
- HAMM, F.: „Diamanten“ und „Hummelkensteine“ im Lippischen Bergland. Der Aufschluß, **10**, H 1, S. 4—7, Göttingen 1959.
- HARBORT, E., KEILHACK, K., u. STOLLER, J.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Lage. Lief. 197, Nr. 4018, Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1917.
- HOFMEISTER, E., SIMON, P., u. STEIN, V. (u. a.): Blei und Zink im Trochitenkalk (Trias, Oberer Muschelkalk 1) Nordwest-Deutschlands. Geol. Jb., Reihe D, H 1, 103 S., Hannover 1972.
- KEILHACK, K.: Erl. Bl. Lage s. HARBORT, KEILHACK u. STOLLER 1917.
- KENTER, E.: Bergbau im Lande Lippe. 71 S., Tölle, Detmold 1954.
- KLAGES, O.: Der Steinmergelkeuper von Erder. Der Aufschluß, **13**, H 3, S. 72—74, Göttingen 1962.
- KLUTH, R.: Der Gipskeuper im mittleren Wesergebiet. Diss. Göttingen 1894.
- KÜHL, K. W.: Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. Diss. T. H. Braunschweig, 199 S., Ungedr., Manusk., Braunschweig 1957.
- KUTSCHER, F.: Eine magnetische Anomalie zwischen Soest und Paderborn. Jb. Preuß. Geol. L.-A., **58**, S. 691—696, Berlin 1938.
- MESTWERDT, A.: Gliederung des Gipskeupers bei den Aufnahmen der Blätter Steinheim i. W. und Blomberg i. Lippe. Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. für 1907, S. 1019—1026, Berlin 1907.
- MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Blomberg. Lief. 167, Nr. 4020, Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1911.
- MESTWERDT, A., u. STILLE, H.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Steinheim. Lief. 167, Nr. 4120, Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1911.
- MESTWERDT, A.: Erl. Bl. Detmold, s. STILLE u. MESTWERDT 1911.
- MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Salzuflen. Lief. 197, Nr. 3918, Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1915.
- MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Lemgo. Lief. 197, Nr. 3919, Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1916.
- MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Bösingfeld. Lief. 197, Nr. 3920, Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1917. (1917 a)
- MESTWERDT, A.: Die Bäder Oeynhausen und Salzuflen. Jb. Preuß. Geol. L.-A. für 1916. **37**, Teil II, H 1, S. 64—131, Berlin 1917. (1917 b)
- MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Herford-Ost. Lief. 233, Nr. 2083, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1922.
- MÜLLER, A. H.: Lehrbuch der Paläozoologie. Bd. II, Invertebraten, Teil 1, Protozoa — Mollusca 1. 2. Aufl., VEB Fischer, Jena 1963.
- MÜLLER, A. H.: Lehrbuch der Paläozoologie. Bd. III, Vertebraten, Teil 1, Fische im weiteren Sinne und Amphibien. VEB Fischer, Jena 1966.
- MURAWSKI, H.: Geologisches Wörterbuch. Begr. von C. Ch. BERINGER, 6. Aufl., Enke, Stuttgart 1972.
- NAUMANN, E.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Rinteln. Lief. 233, Nr. 2085, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1922. (1922 a)
- NAUMANN, E.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1: 25 000, Bl. Vlotho. Lief. 233, Nr. 2084, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1922. (1922 b)

- NAUMANN, E.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Hessisch-Oldendorf. Lief. 251, Nr. 2246, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1927.
- NAUMANN, E., u. BURRE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1:25 000, Bl. Hameln. Lief. 251, Nr. 2087, Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1927.
- RAMDOHR, P., u. STRUNZ, H.: KLOCKMANNs Lehrbuch der Mineralogie. 15. Aufl., Enke, Stuttgart 1967.
- REICH, H.: Der tiefere Untergrund des Münsterer Beckens im Bereich von Gütersloh. Gütersloh 1951.
- SCHREYER, D.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen an hydrothermalen Vererzungen im Raum Osnabrück. Inaugural-Diss. d. Math. Nat. Fak. d. Westfäl. Wilhelms-Univ. zu Münster, 150 S., Münster 1968. (In Maschinenschrift)
- RENNER, O.: Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse. Zs. dtsh. Geol. Ges., **66**, 1914, M.-Ber., S. 1—7, Berlin 1914.
- SIMON, P.: Blei und Zink usw. s. HOFMEISTER, SIMON u. STEIN (u. a.) 1972.
- STADLER, G.: Die Vererzung im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 439—500, Krefeld 1971.
- STEIN, V.: Blei und Zink usw. s. HOFMEISTER, SIMON u. STEIN (u. a.) 1972.
- STILLE, H., u. MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1:25 000, Bl. Detmold. Lief. 167, Nr. 4019, Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1911.
- STILLE, H.: Erl. Bl. Steinheim s. MESTWERDT u. STILLE 1911.
- STOLLER, J.: Erl. Bl. Lage s. HARBORT, KEILHACK u. STOLLER 1917.
- STRUNZ, H.: KLOCKMANNs Lehrbuch usw. s. RAMDOHR u. STRUNZ 1967.
- TEICHMÜLLER, M. u. R.: Inkohlungsfragen im Osnabrücker Raum. N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1951, H 3, S. 69—85, Stuttgart 1951.
- WEERTH, O.: Geologie des Landes Lippe. Sond.-Veröff. d. geschichtl. Abtlg. d. Naturwiss. Ver. f. d. Land Lippe, III, 156 S., Meyer, Detmold 1929.
- WEWELMEYER, W.: Die Neubohrung „Thermalsprudel III“ usw. s. FRICKE u. WEWELMEYER 1959.
- ZAPEL, J.: Exkursion im Extertal. Der Aufschluß, **24**, H 4, S. 154—155, Göttingen 1973.

Namen und Anschriften der Verfasser:

Dr. Martin Büchner, 48 Bielefeld, Naturkunde-Museum, Stapenhorststr. 1
 Dr. E. Th. Seraphim, 479 Paderborn, Schäferweg 30