

# Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes

## Teil 3 (Schluß): Nachträge zu den Lagerstätten und Kausalfrage

Mit 19 Abbildungen und 1 Tabelle

M. Büchner und E. Th. Seraphim

### Inhalt:

1. Nachtrag: Die Lagerstätten . . . . .	10
1.1. Muschelkalk . . . . .	10
1.2. Keuper . . . . .	12
1.3. Lias . . . . .	18
1.4. Dogger . . . . .	23
1.5. Malm . . . . .	24
1.6. Untere Kreide . . . . .	32
1.7. Obere Kreide . . . . .	35
Tab. 1: Verzeichnis der Aufschlüsse . . . . .	37
2. Ursachen der Neubildungen . . . . .	38
2.1. Charakter der Lösungen und ihrer Ausscheidungen . . . . .	39
2.1.1. Sulfide . . . . .	40
2.1.2. Halogenide . . . . .	51
2.1.3. Oxide und Hydroxide . . . . .	52
2.1.4. Carbonate . . . . .	60
2.1.5. Sulfate . . . . .	67
2.1.6. Silikate . . . . .	72
2.1.7. Bitumina . . . . .	76
2.2. Thermische (Inkohlungs-)Anomalien . . . . .	77
2.3. Andere Anomalien . . . . .	80
3. Zusammenfassung von Teil 1—3 . . . . .	81
Zitierte Literatur . . . . .	84

Vorliegende dreiteilige Arbeit ist vor allem durch das gemeinsame Erkenntnisstreben vieler Beteiligten seit 1965 ermöglicht worden. Wichtige Informationen über Fundstellen wurden uns von Mitgliedern des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld gemeldet. Wertvolles Belegmaterial, oft Zierde mancher Privatsammlung, konnte als Leihgabe, meist jedoch sogar als Stiftung für das Städt. Naturkunde-Museum unseren Untersuchungen zugeführt werden. Eigene Aufsammlungen füllen zudem die Magazine des Museums und haben durch die systematische Bearbeitung eine beachtliche Aufwertung erhalten. In der geplanten mineralogischen Ausstellung des im Bau befindlichen neuen Naturkunde-Museums werden die geochemischen Besonderheiten des Heimatraumes deutlich dargestellt werden können.

Wir danken den vielen Helfern, wir danken insbesondere Herrn Präparator W. Fleer für die Geduld beim Herstellen erforderlicher Dünnschliffe für die polarisationsmikroskopische Methodik.

Dankbar sind wir auch für die Hilfestellungen, für Rat und Tat von Seiten auswärtiger Geowissenschaftler an Landesämtern und Hochschul-instituten:

Geologisches Landesamt für Nordrhein-Westfalen, Krefeld:  
Prof. Dr. Hesemann, Prof. Dr. Fricke, Dipl.-Geol. Weier, Dr. Werner,  
die Zusammenarbeit mit Dr. Stadler sei hier besonders hervorge-  
hoben.

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe,  
Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover:  
Bibliothek und Kartenabteilung,  
Dr. Koch, Dr. Simon, Dr. Stoppel.

Sedimentpetrographisches Institut der Univ. Göttingen:  
Dr. Brockamp.

Mineralogisches Institut der Techn. Univ. Hannover:  
Dr. R. Hofmann.

## **1. NACHTRAG: DIE LAGERSTÄTTEN**

Nachdem wir in Teil 1 und 2 unseres Beitrages einen Überblick über die Mineralneubildungen gegeben hatten, galten unsere weiteren Bemühungen vorrangig dem Ziel, eine Antwort auf die Frage nach den Ursachen der verschiedenen Neubildungen zu finden. Dabei hat sich als notwendig erwiesen, neben fortgesetzten Untersuchungen im engeren Arbeitsgebiet vermehrt auch die Verhältnisse im benachbarten nordwestlichen bis nordöstlichen Sektor zu erkunden, um so evtl. vorhandene Kausalbeziehungen zum Niedersächsischen Tektogen im allgemeinen und zum Bramscher Massiv im besonderen zu überprüfen.

### **1.1. Muschelkalk**

Westlich des Salzetales (Herforder Keupervorsprung) treten die Schichten des Muschelkalks erst wieder am Westrand von Blatt Melle und im Bereich von Blatt Schleddehausen zutage. Der Abbau des Gesteins ist dort freilich seit langem eingestellt, so daß in den zumeist völlig

verfallenen und verwachsenen Brüchen kaum noch Untersuchungen möglich sind.

Eine Ausnahme ist der Bruch im Unteren Muschelkalk östlich von **Astrup**, Bl. Schleddehausen. Das hier stark gestörte, etwa 30 Grad SW einfallende Gestein, ein dünnplattiger Kalk, führt bis 10 cm starke Kluffüllungen mit der Ausscheidungsfolge: Calcit-Pyrit-Bergkristall. Malachit-Anflüge zeigen an, daß an der Paragenese auch ein Kupfersulfid, wahrscheinlich Kupferkies, beteiligt war.

Der Mittlere Muschelkalk des Gipsbruches in Bielefeld-**Stieghorst** bietet eine interessante Parallele zu den bekannten salinaren Quarz-Neubildungen von Lüneburg, die wir an einer Probe studierten. An einem Belegstück aus Stieghorst, das uns U. DIEKMANN, Bielefeld, zur Verfügung stellte, beobachteten wir zahlreiche gelborange Quarz-Individuen in Citrin-Ausbildung und auch kugelige Aggregate solcher Quarze. Wie im Lüneburger Gipsberg sind auch die Quarz-Neubildungen von Stieghorst zum Teil Doppelender bei Abmessungen bis 3 mm Länge und 1 mm Breite, d. h. von gedrungener Form. Die Quarze sitzen herausgewittert auf der Oberfläche der Gipsprobe, befinden sich aber auch im Gestein selbst.

Im dem verfallenen Bruch Elsmeier im Trochitenkalk bei **Oldendorf**, Bl. Schleddehausen, beobachteten wir ein Bruchstück einer Kluffüllung mit der Paragenese Calcit-Asphalt. Teile des Asphalts, wahrscheinlicher aber ein Sulfid, waren bereits ausgewittert. Auf dem Calcit eines anderen Stückes fand sich auch hier wieder Malachit als Verwitterungsprodukt einer nicht näher bekannten Kupferverbindung. Hiernach hat es den Anschein, daß der Muschelkalk im westlichen Teil des Piesberg-Pyrmonter Achsenfeldes ähnliche Mineralneubildungen aufweist wie im östlichen.

In Ergänzung zu den bereits mitgeteilten Funden aus dem Oberen Muschelkalk vom **Gret-Berg bei Bentrup** (BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 27 ff.) tragen wir nach, daß durch W. HERZOG, Bielefeld, in Drusen auch größere Bergkristalle (10 x 3 mm) beobachtet wurden. Die Quarze zeigen das hexagonale Prisma und können, wenn sie an einer Prismenfläche aufgewachsen sind, als Doppelender ausgebildet sein. In anderen Fundstücken beobachteten wir polsterförmig gedrängte kleinere Quarz-Individuen.

Unter dem Mikroskop (kurz: u.d.M.) erkennt man, daß Reste von Calcit im einheitlich orientierten Quarz schwimmen, so daß der Quarz als jüngere, aktive Neubildung erscheint, die sich in den Calciten auf dem Lösungsweg Platz schuf. Durch die inzwischen erfolgte Herauslösung dieser und vielleicht auch anderer Einschlüsse sind die Quarze porös geworden und haben dadurch eine schneeweiße Farbe angenommen.

In einer geodenähnlichen Konkretion des gleichen Bruches, wahrscheinlich aus den Ceratiten-Schichten stammend, beobachteten wir auf Schwundrissen bereits makroskopisch Zinkblende und ein weiches, weißgraues Gemenge, das sich unter dem Mikroskop als ein lamelläres Phosphat erwies. Die Zinkblende zeigt die Struktur der Ausscheidung aus einem gelartigen Zustand.

Im Oberen Muschelkalk der **Barnhauser Egge** (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 25 f.) wurde neuerdings auch Bleiglanz zusammen mit Calcit als Kluffverheilung festgestellt. Die Information verdanken wir Herrn v. BEICHMANN, Bielefeld.

In der Sammlung A. DEPPE fand sich ein 18 x 9 x 10 mm großes Spaltstück Bleiglanz aus dem Trochitenkalk der **Stieghorster Egge** bei Bielefeld.

Ein Aufschluß im Oberen Muschelkalk, den wir bislang nicht näher untersucht hatten, ist der Steinbruch W. Schiewe südlich **Lüdenhausen**, Bl. Bösingfeld. Von hier sind durch F. FÖSTE, Bielefeld, Mineralneubildungen in den Kluffthohlräumen des Trochitenkalks bekanntgeworden. Der Genannte fand Quarz-Neubildungen von mehr als 15 mm Länge und 2–5 mm Stärke. Die Individuen sind zum Teil durch einen hohen Anteil eingeschlossener, nicht resorbierter Carbonatsubstanz weißlich getrübt und haben dann ihre Idiomorphie vielfach nicht erreicht. Mit ihnen sind ca. 2 mm große, oktaedrisch entwickelte, oxidierte Pyrite und Calcit vergesellschaftet. Im Grundgestein von eigelb angewitterten Kalken, deren Färbung von Fe-haltigen Carbonat-Rhomboedern herrührt, lassen sich auch idiomorphe Feldspäte mit Abmessungen zwischen 0,06 und 0,08 mm beobachten.

## 1.2. Keuper

Die Nachträge aus dem Keuper betreffen die Unteren bunten Mergel (km 1 = Unteren Gipskeuper) und den Steinmergelkeuper (km 4). Die Unteren bunten Mergel gelten als Schichtenfolge, in der es in starkem Maße zur Bildung von Gipsresiduen gekommen ist. Nachdem wir uns bisher auf die Schilderung dieser Bildungen durch MESTWERDT (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 78) beschränkt hatten, gelang es uns nun, an Saalegge und Rusch-Berg, Bl. Vlotho, residuenhaltige Proben zu nehmen, deren Mineralbestand geeignet ist, den Unterschied zwischen den echten Gipsresiduen und den diesen in einem gewissen Grade ähnlichen Quarz-Calcit-Aggregaten des Steinmergelkeupers (km 4) sichtbar zu machen.

Die Proben von Äckern im Ausstreichenden von km 1-Schichten am SE-Hang der **Saalegge** zeigen faustgroße Konkretionen aus verhärteten grünlichgrauen bis rötlichfleckigen Mergeln, deren Bruch weißliche, feinkristalline Aggregate, hauptsächlich aus Calcit und Quarz bestehend, erkennen läßt. In den größeren Konkretionen können Hohlräume entwickelt sein, die aber außer einem zuckerkörnigen Carbonatbelag keine nennenswerten Mineralneubildungen aufweisen. Die feinkristallinen Wandungen der Aggregate sind von Ton- und Mergelfetzen durchwirkt.

Unter dem Mikroskop werden als Füllmasse der dichteren Aggregate Gips (gemessen wurden Felder von 2 x 0,8 mm Abmessung), Quarze, Feldspäte, Turmalin, Chlorit und Muskovit als authigene Bildungen beobachtet.

Der Gips bildet große, xenomorphe Felder im Schlibbild, durchsetzt von Calciten. Die Altersrelation von Gips und Calcit ist nicht einwandfrei feststellbar. Besonders kennzeichnend sind für den Gips zahl-



Abb. 1: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Calcit (im oberen Abbildungsteil: grau), Anhydrit, z. T. idiomorph, rechteckig erscheinend, z. T. stark gerundet (in Auslöschungstellung liegende Individuen erscheinen schwarz), weißliche Grundmasse: Gips. — Gips-Aggregat aus den Unteren bunten Mergeln (km 1) der Saalegge (Blatt Vlotho). — Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,34 x 0,24 mm.

reiche Anhydrit-Einschlüsse, die häufig idiomorph sind, meist jedoch Anrundungen zeigen. Der Anhydrit weist eine parallele Ausrichtung der als Rechtecke erscheinenden rhombischen Kristalle (3 Pinakoide: (100), (010), (001) auf. Die Anhydrite können Abmessungen bis 0,06 x 0,01 mm erreichen.

Anhydrite werden auch als Einschlüsse (idiomorph, ohne wesentliche Anrundungen) in authigenen Quarzen der Gipsresiduen in km 1 an der Saalegge beobachtet. Die gedrungenen Quarze der Residuen können fast idiomorph entwickelt sein und erreichen Abmessungen um 0,2 x 0,1 mm. Auch Calcit-Reste und Luftblasen können in den authigenen Quarzen eingeschlossen sein. Die neugebildeten Feldspäte sind teils Albite.

Turmalin tritt als authigene Bildung in einer carbonatischen Grundmasse auf. Das Mineral ist als blaugrüner, stäbchenförmiger Kristall mit den Abmessungen 0,09 x 0,02 mm ausgebildet.

Muskovit-Blättchen haben eine Größe um 0,07 mm. In einem Quarzgemenge finden sich weiterhin Chlorit-Schuppen und Tonsub-



Abb. 2: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Anhydrit-Individuum, fast idiomorph, rechteckig (in Bildmitte) in einem Quarz-Calcit-Gemenge. (Der Quarz in Auslöschungsstellung erscheint schwarz.) — Quarz-Calcit-Aggregat aus den Unteren bunten Mergeln (km 1) der Saalegge (Bl. Vlotho). — Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,17 x 0,12 mm.

stanzen, die Bewegungsbahnen innerhalb des Residualgemenges nachzeichnen. Auffällig ist in den km 1-Gipsresiduen das Fehlen deutlich entwickelter authigener Pyrite.

Die Unteren bunten Mergel in einer ehemaligen Mergelgrube am NE-Hang des **Rusch-Berges** enthalten ebenfalls zahlreiche, etwa 55 x 30 mm messende Gipsresiduen, die aus der Abbauwand herausgewittert sind oder, erkennbar an den angeschlagenen Calcit-Kavernen, noch unregelmäßig verteilt im überwiegend rotbraun gefärbten Tonstein sitzen. Im Kontakt der Residuen zum Gestein können unregelmäßig begrenzte, grünliche Verfärbungshöfe beobachtet werden. Im Tonstein erkennbare, calcitisch verheilte Spalten zeigen eine die Residuen tangential umlaufende Ausrichtung.

Im ganzen gesehen machen die Gipsresiduen der Unteren bunten Mergel einen brekziösen Eindruck; Fetzen und Bröckchen von Tonstein werden durch grobspätigen Calcit verkittet.

Im mikroskopischen Bild zeigen die rötlich oder grünlich gefärbten Residuen in ihrem Inneren oft rote Tonbestege und in deren Lösungsschatten angelagerten Gips von etwa 0,2—0,4 mm Breite. Etwas weiter

entfernt von den Tonhäuten wird der auch hier mit Anhydrit-Einschlüssen durchsetzte Gips durch Calcit ersetzt. Auch Quarz-Neubildungen kommen vor.

Bei anderen Residuen ist der Gips in Knötchen von 2—3 mm Durchmesser angereichert, die u.d.M. größere Felder bilden. In den Gips sind auch hier Tonsteinfetzen eingeknetet. Das unruhige, an Strömungsstrukturen erinnernde Bild könnte durch die Hydratation eines ursprünglichen Anhydrits zu Gips oder durch Bewegungen im Gesteinsgefüge infolge Lösungsvorgängen bedingt sein.

Zum Vergleich mit den heimischen wurden auch die Unteren bunten Mergel (km 1) von **Bessinghausen**, Bl. Salzhemmendorf, untersucht. Die hier in schichtkonformen Lagen angeordneten Gipsknollen haben Abmessungen von 10—20 cm mit weißer bis schmutzig-weißer blumenkohlartiger Oberfläche. Diese entsteht durch zahlreiche Calcit-Konkretionen, die von Gips umkrustet sind. Beim Anschlagen werden auch hier im brekziösen Inneren der Knollen viele rote Tonstein-Bröckchen sichtbar.

Kleine Gipskonkretionen von etwa 25 mm Größe im Tongestein können völlig aufgelöst und z. T. von Calcit ersetzt worden sein. Diese Gebilde sind meist hohl und von feinen Calcit-Rasen ausgekleidet. Sie gleichen im Prinzip den calcit-ausgekleideten Kavernen im km 1-Bruch am Rusch-Berg bei Vlotho. Auch zu den dort beschriebenen Residuen mit hohem Anteil an brekziösen Tonsteineinlagerungen gibt es Entsprechungen. Im mikroskopischen Bild finden sich auch erneut die Anhydrit-Einschlüsse im Gips. Idiomorphe authigene Quarze mit Einschlüssen von Carbonatresten, Anhydrit und Luftblasen kommen in Bessinghausen ebenfalls vor und erreichen dort Abmessungen von 0,09—0,13 mm.

Die Beobachtung der Anhydrit-Einschlüsse in den kleinen Quarzen der Unteren bunten Mergel veranlaßte uns, auch die bereits beschriebenen Quarz-Neubildungen aus den Quarz-Calcit-Aggregaten des Steinmergel-Keupers (km 4) auf ihre Einschlüsse näher zu untersuchen. Dabei hat sich ergeben, daß Anhydrit auch dort, wenn auch in geringerem Maße, als Einschluß-Mineral vorkommt. Im übrigen konnten wir jedoch in den Quarz-Calcit-Aggregaten auch weiterhin weder Anhydrit noch Gips feststellen.

Weitere Nachträge zu den Mineralneubildungen im Steinmergel-Keuper: Baustelle Fernmeldeknotenamt **Bielefeld**, Friedrich-Ebert-Str. (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 79 ff.):

Zusätzlich zu den bereits beschriebenen Neubildungen wurden in einer Calcit-Druse erstmals auch leistenförmige bis blättrige, weiße Aggregate aus Baryt mit noch aufsitzenden Sulfidputzen beobachtet. Die Kristallindividuen des Baryt haben Abmessungen von nur 0,002—0,005 mm.

Nachtrag **Schlenkersbrink**, Buhn (BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 72 f.): In einem von Herrn STACHE, Detmold, vorgelegten Quarz-Calcit-Aggregat fand sich erneut Bleiglanz, jetzt als idiomorpher Rhombendodekaeder von etwa 6 mm Größe. Weiterhin wurde in diesem Fundstück ein tetraedrischer Tennantit-Kristall von etwa 5 mm Größe, mit Malachit (oder Tirolit) überzogen, gefunden. Zudem wird



Abb. 3: Bleiglantz-Kristall (Bildmitte) als Rhombendoedekaeeder (110) entwickelt, Letzausscheidung in einem Quarz-Carbonat-Aggregat des Steinmergelkeupers (km 4) vom Aufschluß „Am Schlenkersbrink“, Buhn (Bl. Vlotho). Finder: H. Stache, Detmold, Bildausschnitt: 20 x 14 mm.

an anderer Stelle eine ebenfalls etwa 5 mm messende Ausscheidung von Kupferkies sichtbar, die einen vorgegebenen Hohlraum ausfüllt, also keine Eigengestalt besitzt. Oberflächlich sind darauf Oxidationshäute, u. a. aus Malachit, vorhanden.

Nachtrag Mergelgrube bei **Günnebüsch** am Westhang des Rusch-Berges (BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 132):

Die genannte Grube gibt Gelegenheit, die zeitlichen Beziehungen zwischen den Quarz-Calcit-Aggregaten mit ihren Mineralbildungen und der Tektonik zu studieren. Als Folge jüngerer Tektonik sind die hier bis 10 cm mächtigen Quarz-Calcit-Lagen in mannigfacher Weise verformt und brekziös entwickelt. Auch können die über einige Meter horizontbeständigen Lagen an tektonischen Fugen unvermittelt aussetzen. Sie können mit ihrem Mineralbestand, ohne in Teilstücke zu zerbrechen, auch in aufgeweitete Klüfte im Liegenden oder Hangenden gequetscht worden sein. In diesen Fällen zeigen sie an den Grenzflächen Harnischströmung und verformte Pyrite.

Das mikroskopische Bild bestätigt den brekzienartigen Charakter dieser Aggregate: Grobe Calcite mit Abmessungen bis 1 mm sind ineinander eng verzahnt und verlappt. Häufig sind diese Kristalle nach den Spaltflächen des Calcits aufgebrochen und durch einheitlich orientierten Quarz wieder verheilt.



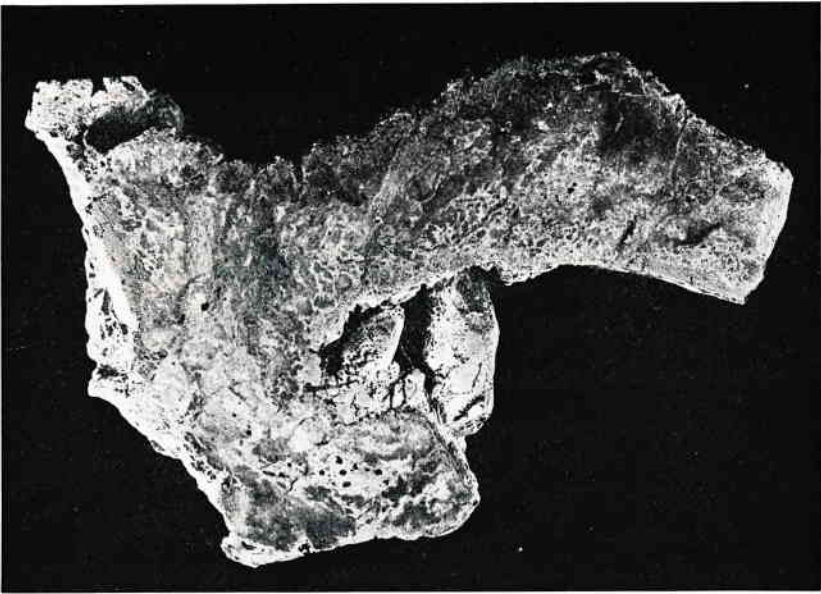
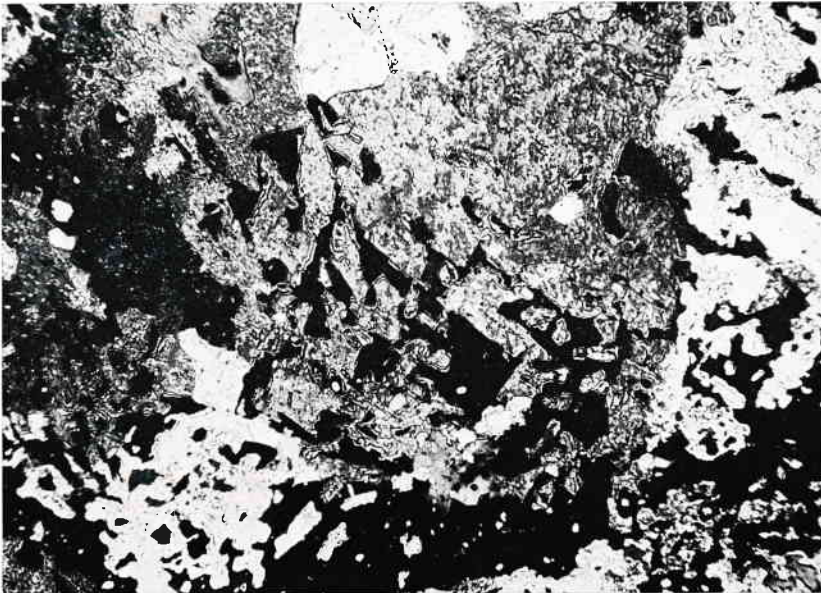


Abb. 4: Anschliff einer tektonisch verformten, ursprünglich schichtenkonformen Quarz-Calcit-Brekzienlage aus dem Steinmergelkeuper (km 4) der alten Mergelgrube bei Günnebüschen, W-Hang des Rusch-Berges (Bl. Vlotho). Die Probe stammt aus einer gefalteten Lage, Abmessungen: 140 x 90 mm.

Abb. 5: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Calcit (im Bilde unterschiedlich hell und dunkel, je nach Auslöschungsstellung) nach seiner Spaltbarkeit aufgebrochen und durch einheitlich orientierten Quarz (im Bilde in Auslöschungsstellung und daher schwarz) erneut verheilt. — Quarz-Calcit-Brekzienlage aus dem Steinmergelkeuper (km 4) der alten Mergelgrube bei Günnebüschen, W-Hang des Rusch-Berges (Bl. Vlotho). — Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.



Eine Folgerung aus den beschriebenen Erscheinungen im makroskopischen wie im mikroskopischen Bereich ist die Feststellung, daß die Tektonik in diesem Gebiet nach der Bildung der Quarz-Calcit-Aggregate noch nicht abgeschlossen war. Syntektonisch oder posttektonisch wurde dabei nochmals Kieselsäure mobilisiert. Da mit dieser Tektonik keine weiteren Mineralneubildungen verbunden waren, kann man vermuten, daß es sich um eine subherzynische oder eine tertiäre Phase handelte (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 122).

Am Kontakt Breckzie/Mergelstein werden im Mergel auch Feldspat-Neubildungen, häufig als Albite, beobachtet. Muskovit-Neubildungen im Gestein erreichen Größen bis 0,05 mm in der Längserstreckung der Blättchen.

Im Prinzip gleichartige Erscheinungen — Abquetschung von Quarz-Calcit-Lagen, Harnischstriemung — finden sich u. a. auch in der aufgelassenen Mergelgrube in km 4 an der Südwestflanke des **Almenaer Berges**, Blatt Rinteln.

Nachtrag **Extertal** (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 56 ff.):

Wie wir bereits berichteten (1973, S. 66 f.; 1975, S. 77 f.), gibt es im Norden unseres Gebietes durch das Auftreten einer zweiten Quarzgeneration, die sich als Rauchquarz und rauchfarbener Zeptherquarz zu erkennen gibt, Argumente für eine gewisse Mehrphasigkeit der Mineralisation. Vielleicht steht sie mit der jüngeren Tektonik, die wir am Rusch-Berg und Almenaer Berg beobachteten, wo ja ebenfalls Kieselsäure neu mobilisiert worden ist, in einem ursächlichen Zusammenhang.

J. ZAPEL, Lemgo, gab dem Naturkunde-Museum Bielefeld ein Belegstück, an dem ein derartiger Rauchquarz von mehr als 10 x 5 mm Abmessung einen kleineren, 3 x 2 mm messenden „Embryo“ trägt, der in gleicher Orientierung auf dem Mutterkristall aufgewachsen ist. Kontaktfläche ist eines der Hauptrhomboeder, so daß sich der kleine Quarz als Doppelender entwickeln konnte.

Ferner legte uns J. ZAPEL auch Pyrit-Zwillinge des Eisernen Kreuzes aus dem Steinmergelkeuper an der Maibolte in der **Lemgoer Mark** vor. Die Zwillingbildungen haben je etwa 10 mm Kantenlänge.

### 1.3. Lias

Anlässlich des Straßenbaues zwischen **Sandebeck** und **Leopoldstal** ergab sich im Herbst 1975 Gelegenheit, die angeschürften Schichten des Unteren Lias auf ihren Mineralbestand zu sichten. Entsprechende Proben verdanken wir den Herren MEY, Detmold, und KARSCH, Bielefeld.

Das Tongestein zeichnet sich durch das Auftreten von Fossilknollen, vorwiegend mit *Avicula inaequalis* (SOW.), in feinkristalliner Imprägnierung durch Markasit aus. Die Fossilshalen bestehen in der Regel aus grobkristallinen, richtungslos oder gerichtet angeordneten Calciten. Feinkörniges Fe-Sulfid kann an den Schalenoberflächen ausgeschieden sein. Organische Primärstrukturen sind an kleinen Ammoniten noch sichtbar. In der Grundmasse des Gesteins lassen sich reichlich Glaukonit und Schwefeleisen, dieses auch in Gestalt kleiner Pyrit-Würfel, nachweisen. Neubildungen von Quarz und Feldspat fehlen hier jedoch ebenso wie in den Fossilshalen.

Auf Spalten finden sich nur Calcit-Skalenoeder und ein durch Hämatit-Einlagerung braunrot gefärbtes Carbonat.

An der Mineralauskleidung von Hohlräumen, so der Luftkammer von Ammoniten, beteiligen sich feinkristallines Eisensulfid, Calcit-Skalenoeder und vereinzelt rosarote Baryt-Aggregate aus blättrig-tafeligen Einzelindividuen.

Von den geschilderten Verhältnissen weichen die Tonsteine des Unteren Lias der Ziegeleigrube Leo Rath, Nieheim, Bl. Steinheim, wesentlich ab. Nach einem bislang nur kurzen Hinweis (BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 80) gehen wir auf die dort beobachtete Mineralisation jetzt näher ein:

In der Grube stehen, abweichend von der Signatur in der Geologischen Spezialkarte, nicht Tone des Miozän, sondern die Arieten-Schichten des Unteren Lias an. In ihnen sind dunkle Lumachellen mit dicken Schalen von *Liogryphaea arcuata* (LAM.) und andere Fossilbruchstücke in grob-calcitischer Erhaltung erkennbar. Das Bindemittel besteht teilweise aus feinkörnigem Eisensulfid, welches auf Schicht- und Kluffflächen gröberkristallin wird und dann als würfelig Pyrit, teilweise mit kleinen Oktaederflächen, bestimmbar ist. Eine Mobilisation des Sulfids ist also anzunehmen, doch bleiben die Pyrit-Individuen unter 1 mm Abmessung. Das Gestein wird außerdem von calciterfüllten Spalten einer jüngeren Tektonik durchzogen.

Überhaupt sind die dunklen Kalkmergel und Tonsteine der Arieten-Schichten von Nieheim tektonisch stark beansprucht. Der Lias ist hier im Zuge des Falkenhagener Störungssystems unter Pressung, Quetschungen und Rutschungen, die verschiedentlich auch zur Harnischstriemung des Gesteins führten, abgesenkt worden.

Proben der Grundmasse des Gesteins und Kluffüllungen wurden im Geologischen Landesamt NRW durch Dr. STADLER der Röntgenbeugungsanalyse zugeführt; die Untersuchungen hatten (brfl. Mitt. 26. 3. 1973) folgende Ergebnisse:

Die Grundmasse des Gesteins ist ein grauer Mergelkalk, der vorwiegend aus Calcit, Quarz und Feldspat (Albit?), untergeordnet aus Glimmermineralien (Illit), Chlorit, ? Kaolinit und Pyrit besteht.

An nichtsulfidischen Hohlraum-(Kluft-)Mineralneubildungen nennt STADLER:

Hellbraune flache Rhomboeder: Ankerit-Dolomit mit Beimengungen von Calcit, Quarz, Pyrit.

Braunschwarze Rhomboeder: Ankerit-Dolomit mit Beimengungen von Calcit, Markasit.

Schwarze, von Asphalt umkrustete Kristalle, Skalenoeder kombiniert mit Rhomboeder-Flächen: Calcit, mit Beimengungen von Ankerit-Dolomit, Pyrit, Quarz?

Grau-weiße Kristalle, Kombination des Skalenoeder mit dem Rhomboeder: Calcit, Quarz?

Alle Kristalle der nichtsulfidischen Reihe haben Abmessungen um 1 mm. Sulfidische Hohlraum-(Kluft-)Mineralien sind:

Markasit, ca. 1,5 mm Abmessung, und Pyrit, würfelig und kubooktaedrisch, ebenfalls ca. 1,5 mm Abmessung.

Die von uns beobachtete Ausscheidungsfolge in Hohlräumen und auf den Klüften lautet: Ankeritdolomit-Sulfide-Calcit-Asphalt-Calcit.

Mikroskopischer Befund der Grundmasse:

Der dunkelgraue Mergelkalk der Grundmasse des Gesteins erwies sich u.d.M. als sandiger Mergelkalk mit Fossilgrus und zahlreichen Mineralneubildungen.

Die detritischen Quarz-Sandkörner sind durch Anlagerung von Kieselsäure zum Teil weitergewachsen, wobei sich gerade Flächen herausbildeten. Oft wurde dabei die Eigengestalt des Quarzes erreicht; die Neubildungen haben Abmessungen bis  $0,3 \times 0,15$  mm. Die ursprünglichen Sandkorn-Konturen sind dann nicht mehr erkennbar.

Auffällig sind die Feldspat-Neubildungen, die besonders an den Rändern von Fossilresten mit feinlamellärem Calcit-Gefüge, vom Gestein ausgehend, auftreten. Sie finden sich aber auch im Gestein selbst. Es treten sowohl Kalifeldspäte mit Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader Gesetz als auch Albite auf. Die Größen schwanken um  $0,02$  mm bis  $0,2 \times 0,1$  mm.

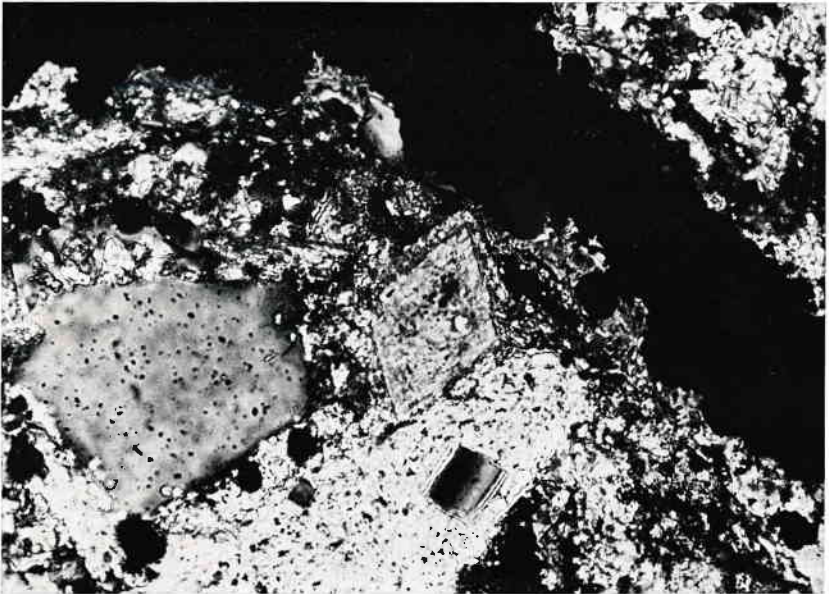


Abb. 6: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Eisensulfid-Ausscheidung (im Bilde schwarz), Carbonat-Rhomboeder (in Bildmitte), darunter eine Feldspat-Neubildung (Zwilling), links neben dem Carbonat-Rhomboeder eine Quarz-Neubildung. — Arietenschichten (Lias alpha 3) von Nieheim (Bl. Steinheim). — Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt:  $0,34 \times 0,24$  mm.

Auch Neubildung von **Muskovit** (mit Feldspat-Einschluß) und von rhomboedrischen Carbonaten wurde beobachtet.

Zu einer Anreicherung mit Bitumen ist es vorwiegend an den Drucksturen innerhalb des Gesteins gekommen.

Häufig sind Putzen von feinkörnigem Eisensulfid wahrnehmbar; größere **Pyrit**-Kristalle, nach den Umrissen u. a. Pentagondodekaeder, lassen eine Entstehung nach der Feldspat- und Quarzbildung erkennen. **Glaukonit** fehlt!

Die Geoden von Nieheim zeichnen sich durch feinkörniges Eisensulfid aus, das in einer mittleren Ebene der Geode traubig-nierig ausgeschieden worden ist. Fossilshalen werden durch bituminös geschwärzten **Calcit** aufgebaut.

Das Gestein von Nieheim mit seinen mikroskopisch erkennbaren, reichhaltigen und deutlichen Anteilen von Neubildungen, insbesondere Feldspäten, beweist eine unerwartet starke thermische Beeinflussung (vgl. auch Kap. 2, Bitumina).

Auch im Lias der Ravensberger Mulde ergab sich zwischenzeitlich Gelegenheit zu einigen ergänzenden Beobachtungen. So konnten auch hier die Tonsteine des Lias alpha 3 auf ihre Mineralneubildungen untersucht werden:

Das Tongestein einer Baugrube auf dem Betriebsgelände der Firma **Kahmann & Ellerbrock** in **Bielefeld**, Feldstraße/Eckendorfer Straße, erwies sich, abgesehen von dem Vorkommen von mikrokristallinem **Pyrit**, **Markasit** und stengeligem **Calcit** auf Klüften und in Fossilien, als steril.

Entsprechendes gilt für Gestein und Fossilien der Tongrube **Kenter & Sohn, Enger**.

Beim Bau der Stadtbahn **Bielefeld** wurden in der Herforder Straße in der Nähe der Eisenbahnüberführung über die Beckhausstraße die **Planicosta**-Schichten des Lias beta angeschnitten. Hier sind die Mineralneubildungen etwas reicher, ohne aber die Vielfalt jener von Nieheim zu erreichen:

In der Grundmasse des Gesteins lassen sich häufig traubig-nierige, knollige Ausscheidungen von Fe-Sulfiden bemerken, an deren „blumenkohlartiger“ Oberfläche manchmal **Markasit**-Aggregate mit deutlich ausgebildeten tafeligen Kristall-Individuen (vgl. **BÜCHNER** und **SERAPHIM** 1975, S. 63) liegen. In kleinen Individuen wurde auch würfeliges **Pyrit** festgestellt.

Auch die Schalen der Fossilien sind stets mehr oder minder verkiest. **K. ZEIDLER** legte 1972 eine Sammlung von Ammoniten der Art *Promicoceras (Aegoceras) planicosta* (SOW.) vor: Die Steinkerne können aus grobkristallinem, tafelig spaltendem **Baryt**, vermengt mit **Zinkblende** und **Calcit**, bestehen. **Baryt**, **Zinkblende** oder **Calcit** können aber jeweils auch allein den Steinkern bilden. Diese Hohlraumminerale sind nicht eigengestaltig, da sie den vorgegebenen Raum völlig ausfüllen und sich gegenseitig im Wachstum behinderten.

**Pyrit**, **Markasit**, **Zinkblende**, **Baryt** und **Calcit** treten auch — ohne klar erkennbare Ausscheidungsfolge — in den Schwundrissen der Geoden dieses Aufschlusses auf.

Der Pyrit (Markasit) setzt sich nicht in angelagerte Nagelkalklagen (Tutenmergel) fort und erscheint daher älter als dieser. Andererseits ist hierzu einschränkend zu bemerken, daß der Tutenmergel vielleicht auch nicht geeignet war, Sulfide an- oder einzulagern und daher bei einer jüngeren Sulfid-Kristallisation verschont blieb.

Nach FÜCHTBAUER und MÜLLER (1970, S. 224) sind Konkretionen von der Art der Geoden eine „sehr frühe Bildung im Sediment“. Da auch die Tutenmergel „vermutlich frühdiagenetisch“ entstanden (l.c., S. 366), mit Sicherheit aber jünger als die Geoden sind, läßt sich für die vorliegende Mineralparagenese als zeitliche Abfolge wahrscheinlich machen: 1. Geodenbildung, 2. Sulfid-Kristallisation, 3. Tutenmergelanlagerung an die Geoden.

In einer Konglomeratlage mit intraformationellen Geröllen gehen Zinkblendebildungen auf den Spalten von Geröllen in den Zement (Grundmasse) über. Die Zinkblende ist also erst im Konglomerat und nicht in den aufgearbeiteten Horizonten ausgeschieden worden, aus denen die Gerölle stammen.

Anlässlich des Brücken-Neubaues der Straße Heepen — Bad Salzfluten über die Autobahn östlich **Altenhagen** wurden an den Autobahnböschungen die Capricornu-Schichten und Amaltheen-Schichten des Mittleren Lias angeschnitten.

Die breiten Schwundrisse von Geoden dieses Aufschlusses sind durch mikrokristallinen, bituminösen (schwarzbraunen) Calcit, dünne Zinkblende-Leisten und grobspätig brechenden, xenomorphen, weißen Baryt ausgefüllt. Die Baryt-Tafeln erreichen Längen bis 50 mm und Stärken bis 5 mm. Treibholz liegt in Gagat-Erhaltung mit Schwundriß-Füllungen durch Calcit und ? Baryt vor.

Weitere Aufschlüsse fanden sich auch im nördlichen Teil der Herforder Liasmulde. Hierzu zählt ein ausgedehnter Aufschluß SSW Gut Steinlacke südöstlich **Südlengern**, Bl. Herford-West. In der Grube wurde Material für Dammschüttungen der Autobahn Osnabrück—Bad Oeynhaußen gewonnen. Es stehen die Schichten des Lias alpha 1—3 an.

Das härtere Gestein und die Geoden sind hier — in einer Depression der Piesberg-Pyrmonter Achse — von zahlreichen calcitverheilten Klüften durchzogen. Der Calcit ist teilweise von langen Goethit-Nadeln durchwachsen. In den Geoden-Schwundrissen fanden wir die Ausscheidungsfolge: schwarzer, feinkristalliner Calcit — weißlicher bis waserklarer Calcit—Limonit in Nestern (aus Pyrit hervorgegangen?) — rhomboedrischer, zum Teil auch büscheliger Ankerit — tafeliger Baryt, wenige mm lang, unter 1 mm stark — Putzen aus Eisensulfid, auf Ankerit und Baryt sitzend. Baryt kann als grobkristallines Gemenge auch ganze Hohlräume in den Geoden füllen.

Wegen charakteristischer Abweichungen im Mineralbestand sind ferner zwei Aufschlüsse nördlich der Linie Bünde—Kirchlengern—Schweicheln bemerkenswert. So zeichnen sich festere Gesteine des Unteren Lias im Bereich der Grube der Bänder Tonwerke, **Bünde**, durch das Auftreten zentimetergroßer xenomorpher Quarze (neben Calcit), auf Spalten und Klüften aus.

#### 1.4. Dogger

Zur Ergänzung der bisherigen Beobachtungen wurden weitere Proben aus dem Raum Bielefeld und aus dem Randgebiet des Wiehengebirges untersucht: Durch Aufschlüsse, die beim Bau des Ostwestfalen-Dammes an der Langenhagen-Brücke, **Bielefeld**, unmittelbar westlich der Bahnlinie Bielefeld—Brackwede entstanden, ergab sich im Jahre 1974 die Gelegenheit, die hier im Liegenden von Flammenmergel (Störung!) anstehenden Coronaten-, Parkinsonien- und Macrocephalen-Schichten des Doggers mineralogisch zu bearbeiten. Es handelt sich hierbei um die westliche Fortsetzung des Doggers der ehem. Betheler Tongruben (BÜCHNER u. SERAPHIM 1975, S. 89).

Untersucht wurden vor allem die Schwundriß-Füllungen der Geoden. Durch die im allgemeinen mit Calcit verheilten Risse werden wulstige, ältere Eisensulfid-Schlieren und -Linsen durchzogen. Als Ausscheidungen in den Schwundrissen beobachteten wir nicht selten auch weitere Carbonate, u. a. Ankerit sowie grobkristalline Zinkblende, feinkristallines Eisensulfid und ? Baryt. In einer Geode mit einem flachgepreßten Fossil wurden am Fossil Mineralneubildungen sichtbar als radialstrahliger Calcit, feinkristallines Eisensulfid, grobkristalliner Bleiglanz (Abmessungen 8 mm, angestrebter Würfel) und tafelige Zinkblende.

U. d. M. ist erkennbar, daß detritische Quarze in der Grundmasse der Geoden durch SiO<sub>2</sub>-Anlagerung zwar weitergewachsen sind, dabei jedoch noch keine Idiomorphie erreicht haben. An den Rändern der Schwundrisse sitzen kleine würfelige und oktaedrische Pyrit-Neubildungen (etwa 0,004 mm). In der tektonischen Brekzie der Dogger/Unterkreide-Verwerfung des Aufschlusses gehen von den Haarrissen keinerlei Mineralneubildungen aus. Die Quarze sind tektonisch zerbrochen, zeigen aber keine Regenerationen. Auch die Vererzung des Dogger in der Brekzie mit Eisensulfid erweist sich älter als die Tektonik, aber jünger als die diagenetisch gebildeten groben Carbonate von Fossilshalen. In Phosphorit-Einschlüssen der Brekzie wurde Glaukonit beobachtet.

Im Norden unseres Gebietes untersuchten wir die Geoden der Tongrube des Dachziegelwerkes Hüllhorst, Inh. Meyer-Holsen, **Holsen**, Bl. Oeynhausens: In einer Geode mit den Maßen 25 x 15 cm, die von Herrn WESSEL, Büttendorf, vorgelegt wurde, beobachteten wir auf Schwundrissen und als zentrale Hohlraumfüllung:

- Calcit, weiß, durchscheinend, grobspätige Individuen bis 10 mm, im Zentralteil flache Rhomboeder.
- Ankerit? Kleine (< 1 mm) weißliche Rhomboeder, z. T. in Aggregaten vergesellschaftet.
- Pyrit, in den sich zum Rande der Geode verengenden Rissen, überwiegend feinkristallin, seltener auch als Würfel mit abstumpfen Oktaederflächen, bis 1,5 mm.
- Baryt, Letzausscheidung der Schwundrisse, in weißen, mm-großen Leisten.

Tongrube der Zgl. **Preußisch-Oldendorf**, 500 m S Linken-Berg, Bl. Melle: Die hier anstehenden Polyplocus-Schichten des Unteren Doggers im Sattelkern der Limberg-Achse sind tektonisch stark beansprucht. Äl-

tere Kluffverheilungen mit Calcit, Ankerit und teilweise idiomorphem Milchquarz (bis 15 mm lang) sind durch jüngere Tektonik nochmals zerrissen und verquetscht. An diesen Rissen und Brüchen ist Harnischstriemung zu beobachten.

### 1.5. Malm

Mehrere Aufschlüsse und andere Fundstellen, die wir bislang noch nicht berücksichtigt hatten, wurden bei Exkursionen des Nat. Ver. Bielefeld aufgesucht. Vordringliches Ziel der Exkursionen war die Feststellung, ob und in welcher Weise sich die Mineralneubildungen des Raumes Porta Westfalica—Extertal noch in nordwestlicher oder nordöstlicher Richtung fortsetzten.

Auf Äckern über Ornaten-Tonen und Heersumer Schichten (R = 3466.200; H = 5794.300) in der Gemarkung „Auf dem Limberg“ SW Holzhausen, Bl. Quernheim, fand Herr ELLERBROCK, Bielefeld, eine Stufe mit Brauneisenerz, Quarzen und grobspätiger, ankeritischer Gangart sowie mehrere besonders große Quarz-Individuen in der Ausbildung von Bergkristall.

Die bis 30 mm langen Quarze der Stufe sind als Doppelender entwickelt. Sie weisen gedrungene Formen mit Flächen des Prismas  $(10\bar{1}0)$  und beider Hauptrhomboeder  $[(10\bar{1}1), (01\bar{1}1)]$  auf. Die Individuen sind auf Haarrissen durch FeOOH bräunlich bis gelblich verfärbt, bleiben aber durchscheinend.

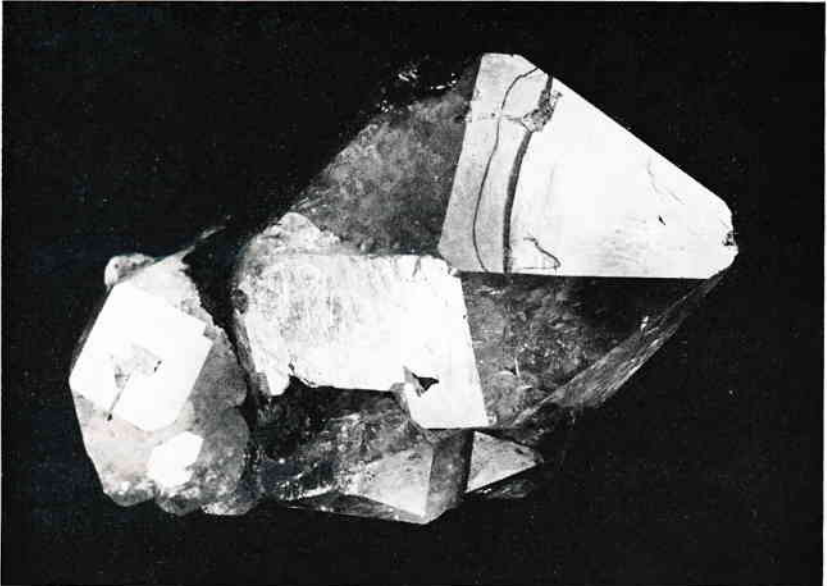


Abb. 7: Bergkristall. Länge der abgebildeten Stufe: 90 mm. Lesestein aus der Gem. „Auf dem Limberg“, SW Holzhausen (Bl. Quernheim), aus einer Gangfüllung im obersten Dogger oder untersten Malm stammend. — Leihgabe: E. Ellerbrok, Bielefeld.



Die großen Einzelkristalle haben folgende Abmessungen:

- a) Höhe 70 mm, Breite 44 mm und 49 mm, die dritte Breite war nicht meßbar.

Prismenflächen 32 mm hoch, 35 mm breit,  
25 mm hoch, 32 mm breit,

Höhe der Rhomboeder-Kombination (pyramidenähnliche Form) ca. 35 mm.

Außer dem hexagonalen Prisma und den beiden Hauptrhomboedern sind keine weiteren Flächen entwickelt. Der Kristall war ursprünglich wasserklar; zahlreiche Brüche bedingen z. T. eine milchig-weiße Trübung, einige Risse sind durch eingedrungenes FeOOH bräunlich verfärbt. Auf den Hauptrhomboedern werden Zeichnungen sichtbar, die als Suturen zu bezeichnen sind.

Suturen werden besonders an alpinen Quarzen beobachtet. Nach RYKART (1971, S. 22) sind es nahtförmige Linien, die unregelmäßig über die Prismen-, aber auch andere Flächen der Quarze verlaufen. An Prismenflächen streben sie eine mehr oder weniger vertikale Verlaufrichtung an. Vorhandene horizontale Riefung, den Prismenflächen häufig eigen, setzt an den Suturen jäh ab. Suturen sind keine Anzeichen einer Zwillingsbildung, sondern Folge von Baufehlern beim Kristallwachstum. Verschieden angelegte, gegeneinander um weniger Winkelgrade verkantete „Gitterblöcke“ bedingen die entsprechend verschiedenen, durch Suturen begrenzten Wachstumsbereiche.

Begleitmineral auch dieses Quarzes ist Brauneisen — einmal in der Ausscheidungsform des Braunen Glaskopfes, zudem als skalenoeidrische Spitzen von FeOOH unter 1 mm Höhe (wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Calcit).

- b) Teilstück, längs zerbrochen.

Höhe 68 mm, Breite 73 mm.

Prismenflächen 30 mm hoch, 38 mm breit,  
34 mm hoch, 41 mm breit.

Höhe der Rhomboeder-Kombination (pyramidenähnliche Form) 32 mm.

Der Kristall ist schwach rauchbraun gefärbt. Auf den Prismenflächen sind auch hier Suturen, auf den Flächen beider Hauptrhomboeder Suturen und zusätzlich Vizinalflächen sichtbar. Die zuletzt genannten sind zu fiederähnlichen, schuppenartigen Gebilden aneinandergereiht. (Abb. 8, S. 26.)

Nach RYKART (1971, S. 23) sind Vizinalflächen am Quarz als flache, dreiseitige Pyramiden mit terrassenförmigem Aufbau auf Hauptrhomboeder-Flächen möglich. Sie werden als Auskristallisation letzter Lösungsreste gedeutet, die mit der fertig gebildeten Kristallfläche in Berührung standen.

Am Limberg wurden auch bereits früher mehrfach ansehnliche Quarze bis 50 mm Länge und 40 mm Breite gefunden; zum Teil waren sie als Doppelender ausgebildet. Die Quarze scheinen allgemein einen stark gedrungenen Habitus zu besitzen.

Steinbruch H. Pott, Haddenhausen, in der **Lutternschen Egge** an der Straße Luttern—Volmerdingsen, Blatt Oeynhausens:

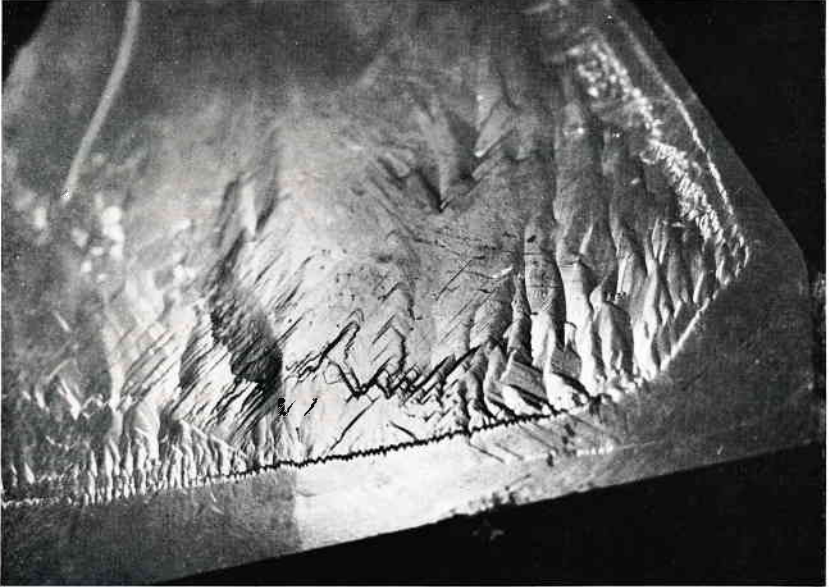


Abb. 8: Vizinalflächen auf der Fläche eines Hauptrhomboider an einem Quarz. Lesestein aus der Gem. „Auf dem Limberg“, SW Holzhausen (Bl. Quernheim). Der Quarz stammt aus einer Gangfüllung des obersten Dogger oder untersten Malm. Bildausschnitt: 32 x 23 mm. Leihgabe: E. Ellerbrock, Bielefeld.

In dem Bruch werden Heersumer Schichten und Korallenoolith abgebaut, die N 115—120 Grad E streichen und 35—38 Grad nach NE einfallen. Größere Störungen sind nicht kartiert.

Mineralneubildungen sind nur in geringer Zahl vorhanden.

Die Hohlkammerfüllungen von Ammoniten (Perisphincten) enthalten Neubildungen in der Ausscheidungsfolge: weißer Calcit — brauner Ankerit — weißer nadeliger bis stengeliger Calcit. Der ältere Calcit kann zonal durch Bitumen geschwärzt sein.

In Schwundrissen und anderen Hohlräumen von Geoden unsicherer stratigraphischer Zuordnung lassen sich Neubildungen folgender Paragenese beobachten: wasserklarer bis dunkler Calcit — rosafarbener Ankerit (besser: Fe-Dolomit) — reinweißer, kristalliner Baryt in tafeliger bis feinschuppiger Ausbildung — Quarz als Bergkristall. Bergkristalle wurden jedoch nur vereinzelt beobachtet. In einem Fall handelte es sich um ein 6 mm langes und 2,5 mm breites Exemplar, in einem anderen um ein Individuum von mindestens 16 mm Länge und 9 mm Breite mit Ansatz zur Zepherquarz-Bildung.

Dr. STADLER, der Proben im Geologischen Landesamt mit der Röntgenbeugungsmethode analysierte, bemerkt (brfl. 1976) zu der ungewöhnlichen Färbung und der chemischen Beschaffenheit des Dolomits:

„Das Röntgendiagramm stimmt genau mit den d-Werten des Ankerites bzw. des «Fe-Dolomites» überein. Rosagefärbte Ankerite bzw. Dolomite sind der Literatur nach zwar selten, aber kein Novum. Insbesondere der sog. Kutnahorit (eine Ankerit-Varietät  $Mn > Mg$  oder  $Fe$ ) soll sich durch eine blaß-rosa Färbung auszeichnen. Von unserem Chemiker (Dr. WERNER) wurde daher eine naßchemische Bestimmung Ihres Minerals durchgeführt:

$FeCO_3$	=	25,15 %
$MnCO_3$	=	0,27 %
$CaCO_3$	=	57,34 %
$MgCO_3$	=	16,92 %
		insges. 99,68 %

Die Probe führt demnach extrem wenig Mangan. Nach dem  $Fe : Mg$ -Verhältnis . . . liegt auch kein eigentlicher Ankerit, . . . sondern ein Fe-Dolomit vor.“

Nachtrag Steinbruch A. Schneider & Co., Häverstädt, Nordseite des **Häverstädter Berges**, Blatt Minden (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 108):

Abgebaut werden die N 100 Grad E streichenden und 30 Grad nach NNE einfallenden Sandsteine und Kalksandsteine der Heersumer Schichten und des Korallenoolith. Größere Störungen sind nicht kartiert.

In Fossilhohlräumen von Gryphaeen und Ammoniten erscheint die Ausscheidungsfolge: Calcit — Fe-Carbonat — weiße Baryt-Täfelchen. An Stelle des Baryt kann auch Quarz als Bergkristall beobachtet werden. An der Grenze der Fossilien gegen die Grundmasse fallen u. d. M. langprismatische dunkle Quarze (M o r i o n e) auf, deren Abmessungen 0,6 mm x 0,1—0,15 mm betragen. Nicht völlig resorbierte Carbonatreste, aber bereits geradflächig angelegte Quarzkristall-Umriss kennzeichnen diese Quarze als typische Kristalloblasten. Die Schwundrisse und andere Hohlräume der Geoden, die auch hier stratigraphisch nicht gesichert sind, zeigen die gleiche Ausscheidungsfolge. Quarze wurden hier bisher aber nicht beobachtet. Das als Fe-Dolomit anzusprechende Carbonat ist rosa oder gelbbraun gefärbt. In ihm lassen lange, schmale, geradlinig begrenzte Lösungshohlformen ehemals vorhandenen Coelestin vermuten. In den Lösungsspalten sitzen reinweiße, unter 1 mm große Blättchen aus B a r y t.

Im aufgelassenen Steinbruch der Firma Porta-Damme am **Dützer Berg**, Blatt Minden, wurde Quarz als Bergkristall (10 mm lang, 3—4 mm breit), aufstockend auf oxidiertem Fe-Carbonat und z. T. von FeOOH-Häutchen umkrustet, gefunden.

Nachtrag Tagebau Barbara Nammen, **Wülpker Egge**, Blatt Minden, Klippenflöz (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 102);

Quarz-Neubildungen, die wir bereits aus Ooiden und der Grundmasse des Gesteins beschrieben haben, finden sich auch zwischen den Calciten des Calcit-Fluorit-Gemenges der Gangausscheidungen. Diese Verkiesung liegt also in der Phase der Kluffverheilung. Die Quarze messen 0,6 x 0,3 mm und haben unregelmäßige Formen.

Auch in den Bestandteilen des Fossilgruses treten Quarz-Neubildungen auf. Die kristallographische Orientierung der Quarz-Kristalloblasten richtet sich nach einem Sandkorn der Umgebung.

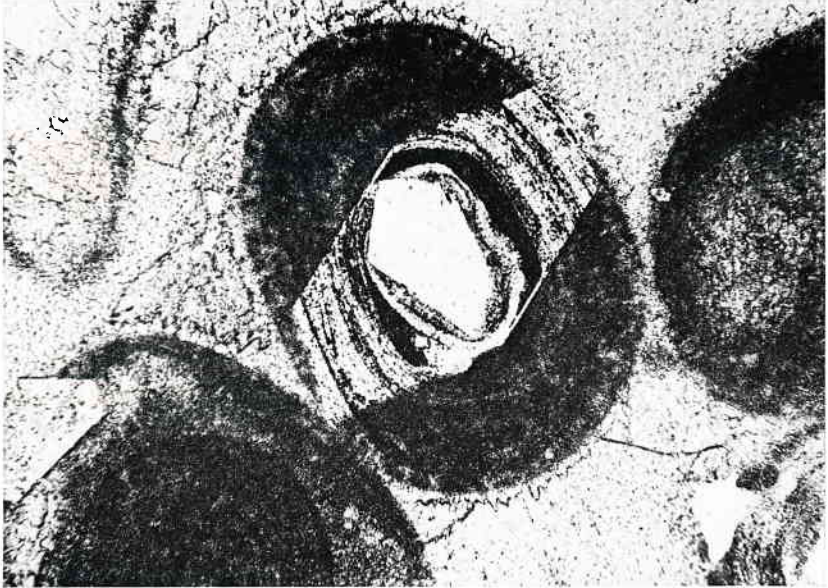


Abb. 9: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Quarz-Neubildung in der Hüllsubstanz eines Siderit-Ooids, ausgehend von einem Sandkorn (Kristallkeim!) im Ooid-Kern. Die mikritisierte Ooid-Schale begünstigte besonders das Quarz-Wachstum, die Quarz-Sprossung endet hier an den äußeren Ooid-Begrenzungen. — Korallenoolith aus dem Tagebau Barbara, Nammen, Wülper Egge (Bl. Minden). — Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

Neben den normalen — wenn auch oft mikritisierten — Ooiden kommen im oolithischen Kalkstein auch aufgearbeitete Oolithe als intraformationelle Gerölle, sog. Intraklasten, vor. Quarz-Neubildungen, die über das Geröll und den es umgebenden Kranz feiner Calcit-Fasern (Calcizement A) hinausragen, beweisen, daß die Quarzbildung jünger als die Oolithgerölle und auch jünger als die frühdiagenetische Zementation ist. Ausgangspunkt der Quarz-Neubildung kann auch hier ein Sandkorn sein.

Quarz-Neubildungen können schließlich auch von einer Calcit-Klufffüllung in das Gestein hineinragen; sie sind also mit der Kluffverheilung gewachsen und haben dann deren Alter. Somit reicht diese Quarzbildung in eine Zeit tektonischer Aktivität oder noch danach.

Nachtrag Schaumburger Steinbrüche, Aufschluß bei **Schloß Arensburg**, Blatt Bückeburg (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 103 ff.):

Hinsichtlich der Quarz-Neubildung herrschen hier im Korallenoolith grundsätzlich die gleichen Verhältnisse wie in der Wülper Egge. Die Erscheinungen reichen von Quarz-Sandkörnern mit deutlichen Anlösungsspuren über andere Sandkörner, die Regenerationssäume mit den Flächenentwicklungen des Quarzes zeigen, bis zu idiomorphen Formen ohne erkennbare Beziehung zum Herkunftsort der wohl nur über eine

kurze Distanz gewanderten Kieselsäure. Allerdings scheint sich von der Porta ostwärts eine allmähliche Verringerung der von den Quarzen erreichten Abmessungen bemerkbar zu machen.

Eine Besonderheit stellen die bereits beschriebenen, in Drusen vorkommenden Coelestin-Kristalle dar. Zwischen ihnen und den anderen Neubildungen bestehen charakteristische Beziehungen: In den großen Bereichen einheitlich orientierten Coelestins „schwimmen“ Carbonat-Rhomboeder um 0,08 mm Größe, wie sie auch im Nachbargestein der Drusen mit hohem Anteil vorkommen. An der Grenze des Drusen-Coelestins

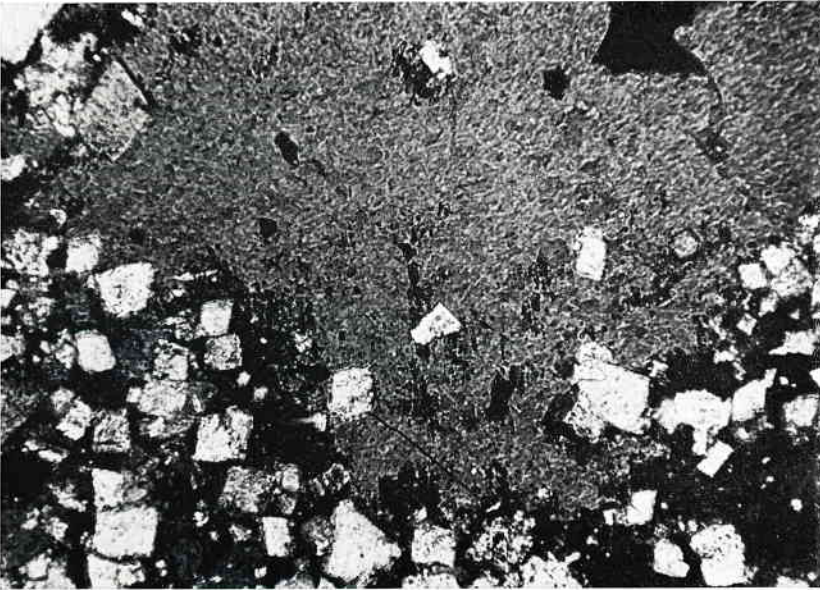


Abb. 10: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Carbonat-Rhomboeder (hell) in einheitlich orientiertem Coelestin einer Druse des Korallenooliths vom Steinbruch am Schloß Arensburg (Bl. Bückeberg). Der Coelestin weist einige Löcher auf. — Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). — Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

finden sich zudem Quarz-Kristalloblasten. In einem strahligen Coelestin-Aggregat wurde ferner Asphalt beobachtet.

Hartsteinbruch **Bernsen**, Möller G.m.b.H., Westhang der **Westendorfer Egge**, Blatt Bückeberg:

Die Schichten des hier abgebauten Korallenooliths streichen N ca. 100 Grad E und fallen mit ca. 15 Grad nach NNE ein. Störungen sind im Gebiet des Großaufschlusses nicht kartiert.

Die Region des Westendorfer Flözes besteht im Aufschlußgebiet aus 2—3 m mächtigen, sandigen Kalken mit einzelnen, meist nur blaßroten

Eisenooidlagen. Im Liegenden befinden sich auch dichte Kalke, die in stärkerer Form zu Ockerkalken verwitterten.

In Hohlräumen treten, wie z. T. schon am Königs-Berg, an der Wülper Egge und bei Schloß Arensburg, neben Calcit und Carbonat-Rhomboedern noch einmal Fluorit, Quarz und Coelestin als Neubildungen auf.

Fluorit liegt in Form etwa 1 mm großer Würfel mit oktaedrischen Abspaltungen vor und bildet eine späte Ausscheidung innerhalb der Drusen-Paragenese: Calcit — rhomboedrische, verdreht gewachsene Fe-Carbonate — Fluorit — Calcit.

Die Quarz-Neubildungen folgen den gleichen Regeln wie bei den anderen Aufschlüssen im Korallenoolith des Wesergebirges.

Der Coelestin, auch hier wieder an Drusen gebunden, bildet sperrig angeordnete, dunkelgrau gefärbte, nach der a-Achse gestreckte Kristalle.

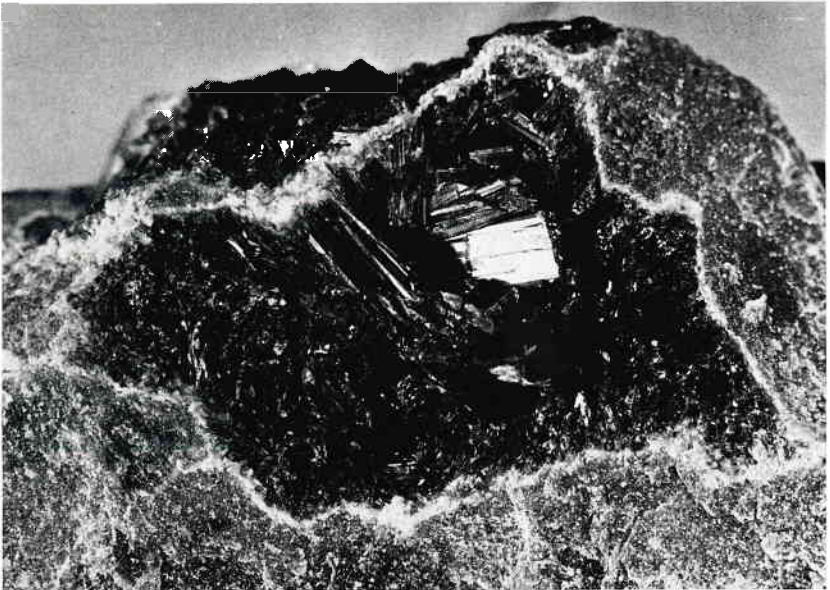


Abb. 11: Coelestin-Druse aus dem Korallenoolith des Steinbruchs Bernsen an der Westendorfer Egge (Bl. Bückeburg). Der Coelestin bildet sperrig angeordnete, dunkelgrau gefärbte Kristalle. Bildausschnitt: 41 x 29 mm. Finder: H. Hofmann, Bielefeld.

Wie die Untersuchung einer Probe im Jahre 1976 am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg zeigte, handelt es sich um einen Coelestin mit röntgenamorphen Einschlüssen. Diese Einschlüsse, die von Bitumen herrühren dürften, das für ein Wachstum des Coelestins unter höheren Temperaturen spricht, bedingen die Graufärbung der Kristalle.

Dem Vergleich mit den Verhältnissen im Wesergebirge diene die Untersuchung von Kalkstein des Korallenooliths östlich unseres Arbeitsgebietes im Süntel und im Deister.

Eine Probe aus dem **Süntel**, 250 m SW der Höllen-Mühle, Blatt Kathrinshagen (R = 3519.620; H = 5786.340), zeigte im mikroskopischen Bereich erneut die bereits beschriebenen Übergänge von detritischen Quarzkörnern über Kristalloblasten bis zu idiomorphen, freilich nur noch sehr kleinen **Q u a r z e n** (1,6 x 0,6 mm).

Einen Einblick in die Verhältnisse im **Deister** sollte eine Exkursion des Nat. Ver. Bielefeld zu einem Bruch im Korallenoolith östlich **Völksen** vermitteln.

In der im Profil aufgeschlossenen Unteren und Mittleren Oolithregion sind keine wesentlichen Neubildungen zu beobachten! Auch HOYER (1965), der Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister u. a. untersuchte, hat als Neubildungen nur **Calcit** und **Pyrit**-Beschläge in Hohlräumen beschrieben.

Die Ooide besitzen vielfach eine mikritisierte Hüllsubstanz mit noch erkennbarer konzentrisch-schaliger Struktur. Neubildungen in den Ooiden sind selten. Haarrisse und calciterfüllte Spalten waren in der Regel keine Zufuhrwege für Lösungen, die Mineralneubildungen begünstigt hätten.

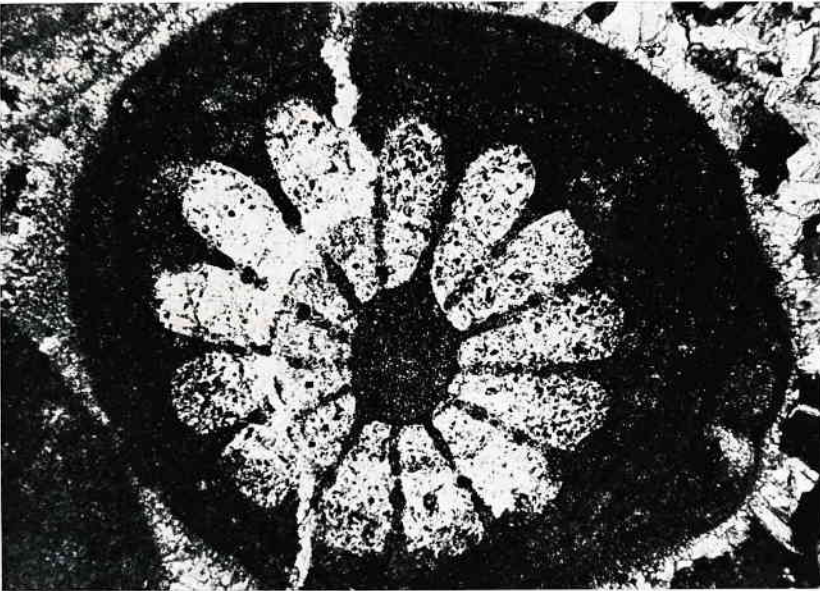


Abb. 12: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Echinodermenrest (Querschnitt durch Seeigelstachel) als Ooid-Kern. Ooid-Schale ohne Mineralneubildungen trotz einer tektonisch bedingten und nur carbonatisch verheilten Spalte, die als Zufuhrweg für Lösungen hätte dienen können. — Korallenoolith aus einem aufgelassenen Steinbruch östl. Völksen/Deister (Bl. Springe). Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

Quarz-Neubildungen von 0,2 x 0,1 mm wurden jedoch auch hier in einer Fossilshale gefunden. Die Quarze sind idiomorph entwickelt, enthalten aber noch Restsubstanzen des Calcit-Gemenges, in dem sie sich bildeten.

Im Querschnitt einer Serpula-Röhre (*Serpula coacervata* BLUMENB.) wurden inmitten des feinfaserigen Fossil-Calcits der inneren Röhrensubstanz besonders gut geformte Quarze, in Vielzahl aneinandergedrängt, gefunden. Sie streben Eigengestalt an, ihre Endflächen sind deutlich ausgebildet, in ihrem Innern ist aber noch ursprünglicher Fossil-Calcit stark vertreten. In einer äußeren Hülle des Fossils ist die Verkieselung feinkristallin.

Quarze dieser Art sind in den Ooidschalen selten. Aufgrund der Größenordnung der Quarze und der mineralogischen Gesamtsituation der Proben ist die Vermutung zu äußern, daß sich die Neubildungen in Völkern durch diagenetische Prozesse deuten lassen. Diese Folgerung ist nicht zuletzt wegen der Tatsache beachtlich, daß der Völkener Aufschluß im Kerngebiet der jungkimmerischen Tektonik der Deister-Phase (Prä-Gigas-Zeit) und der Osterwald-Phase (Prä-Serpulit-Zeit) liegt (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 125, 135).

## 1.6. Untere Kreide

Mit dem Ziel, die Mineralneubildungen im Norden unseres Gebietes zeitlich genauer als bisher einzugrenzen, untersuchten wir Gesteinsproben aus Tongruben des Valendis und Hauterive nördlich des Wiehengebirges (vgl. Teil 2, Altersfrage):

Tongrube Zgl. Aug. Löhr, **Haßlage-Varlheide**, Bl. Lübbecke:

In den hier abgebauten Schichten des Mittel- bis Ober-Valendis finden sich Mineralneubildungen fast nur in den Geoden. Eine Geode mit dem Ammoniten *Dichotomites spec.* (Ober-Valendis) zeigt im Innenbereich des Fossils neben schwarzer Schalensubstanz des Gehäuses (bituminöser Calcit) einen über 30 mm großen Baryt-Kristall mit Entwicklung gerader Flächen. Der wasserklare, schwach rosafarbene Baryt spaltet grobspätig nach seinen drei Spaltflächen (001), (100), (010). Schwundrisse anderer Geoden sind erfüllt mit schwarzem, grobspätigem Carbonat mit gebogenen Flächen. Von den Schwundrissen aus geht eine sehr feinkörnige Eisensulfid-Imprägnation in das Geodengestein.

Die mikroskopische Untersuchung der Geode mit *Dichotomites* läßt erkennen, daß die Quarzkörner der Grundmasse nicht authigen gebildet wurden, sondern höchstens authigene Anwachszone zeigen. In den Schwundrissen wurden hingegen auch kleine authigene, idiomorphe Quarz-Kristalle beobachtet. Meist sitzt der Quarz randlich im Schwundriß-Calcit, niemals jedoch im Baryt der Füllung. Seine Entwicklung hängt eindeutig von Wirts-Quarzen ab, die in enger Nachbarschaft der Schwundrisse, aber noch innerhalb der Grundmasse des Geodengesteins sitzen. Von diesen Quarzkörnern hat die authigene Quarzbildung in den Schwundrissen ihren Ausgang genommen. Sie prägen den authigenen Quarzen ihre kristallographische und damit kristalloptische Orientierung auf.



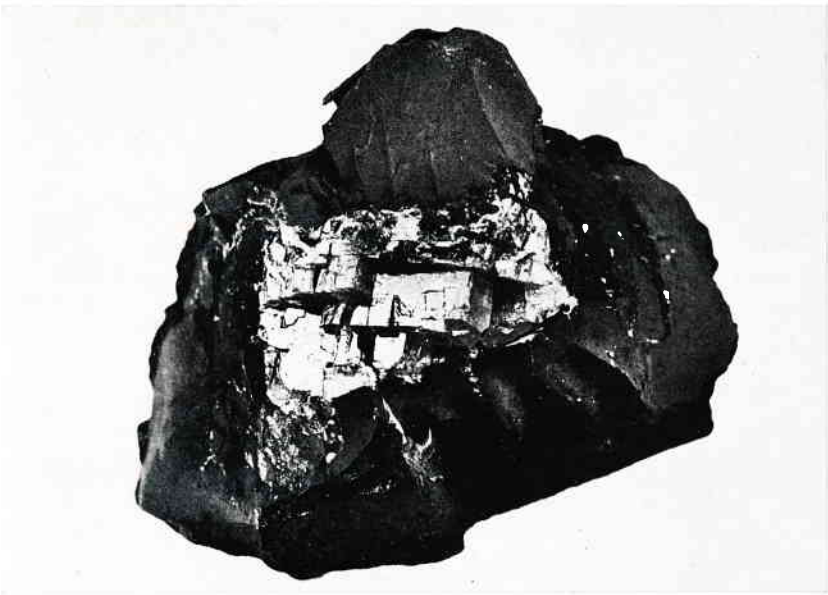
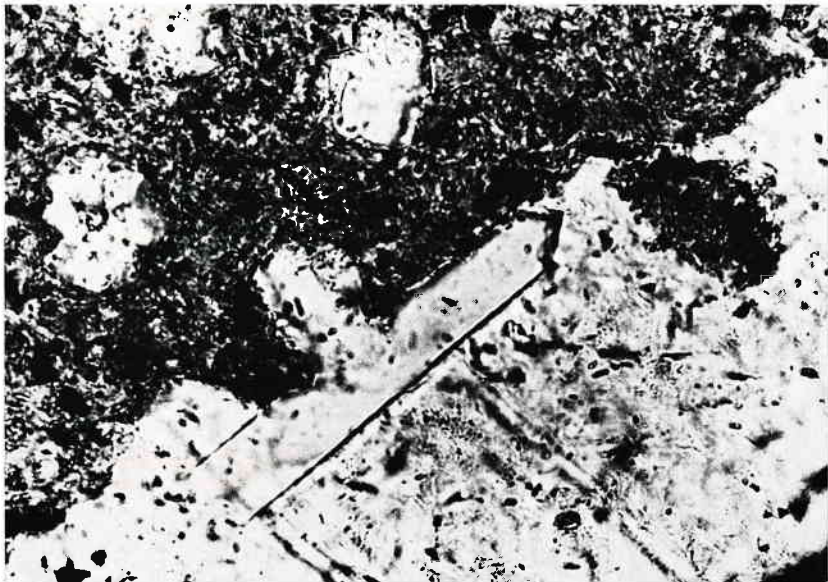


Abb. 13: Bruchstücke eines Ammoniten: *Dichotomites* sp., mit Baryt als Neubildung in den inneren Windungsbereichen. — Geode, Obervalendis (Untere Kreide), Ziegeleitongrube A. Löhr, Haßlage-Varlheide (Bl. Lübbecke). Abmessungen des Belegstückes: 60 x 54 mm. Finder: W. Herzog, Bielefeld.

Abb. 14: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Geodengestein mit Sandkörnern. Rechte untere Bildhälfte: Schwundriß-Calcit mit einer schlanken Quarz-Neubildung an der Grenzfläche zum Gestein. Der Quarz hat die kristallographische Orientierung eines benachbarten Sandkornes. — Obervalendis (Untere Kreide), Ziegeleitongrube A. Löhr, Haßlage-Varlheide. — Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,17 x 0,12 mm.



In der Nähe der Schwundrisse, aber ebenfalls noch im Geoden-Gestein, können auch Plagioklas-Neubildungen beobachtet werden. Dichtgedrängte Zwillingslamellen geben einen Hinweis auf den Albit-Reichtum dieses Mischkristalls. Hierin liegt zugleich ein Hinweis auf einen möglichen Na-Reichtum der Lösungen, in denen aber zusätzlich auch Kieselsäure in gelöster Form vertreten war.

Tongrube Zgl. H. Hollmann, Pott-Mühle südlich **Ovenstädt**, Bl. Uchte: Abgebaut werden Tone des mittleren Ober-Valendis. Als Schwundriß-Füllung in den Geoden beobachtet man wasserklaren Baryt. Von den Schwundrissen gehen auch hier Eisensulfid-Imprägnationen in die Grundmasse der Geoden hinein.

Tongruben der Tonindustrie **Heisterholz**, Fa. E. Rauch, Bl. Petershagen, im Unter-Hauterive: Ebenso wie in den soeben genannten Gruben sind auch hier die Geoden-Schwundrisse mit einem dunklen, grobspätigen Carbonat mit gebogenen Flächen und — seltener — mit Baryt besetzt. Der Baryt ist weiß und erstreckt sich in einheitlicher Orientierung über mehrere, zwar miteinander in Verbindung stehende Schwundrisse. Eisensulfid-Imprägnationen des Geodengesteins sind auch hier wieder festzustellen. In den Ammoniten-Hohlräumen beobachtet man randlich ein schwarzes Carbonat, das zentripetal von weißem Calcit abgelöst wird.

Auch in der Unteren Kreide der Osning-Egge-Zone setzten wir unsere Beobachtungen fort. Interesse verdiente dabei u. a. der beim Bau der Trasse des Ostwestfalen-Dammes in **Bielefeld** an der Langenhagen-Brücke aufgeschlossene Grünsand des Alb, der hier auf einer Störung die Tone des Doggers überlagert (s. Nachtrag Dogger dieses Beitrages). Ein Bohrker aus dem Gestein des Grünsandes zeigt u. d. M. einen Quarzsandstein mit intergranulärem, in situ gebildetem Glaukonit. Die Sandkörner des Gesteins haben keine Regenerationssäume, ein Zeichen dafür, daß das Alb bei Bielefeld an einer Mineralisation der Art, wie sie im Norden unseres Gebietes bis ins Valendis hinein noch nachweisbar ist, nicht mehr teilgenommen hat.

In Teil 2 unserer Arbeit sind wir bereits kurz auf die Verkieselung des Flammenmergels im Lippischen Wald und in der nördlichen Egge eingegangen (BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 109). Die Untersuchung von Proben besonders stark verkieselter Partien des Gesteins durch das Geologische Landesamt (STADLER 1975) ergab folgende Befunde:

a) Probe (Lesestein) vom **Krückenhausen** SE der Externsteine, Blatt Horn-Sandebeck: Makroskopisch handelt es sich um ein durch Eisenhydroxid intensiv mittelbraun gefärbtes, angewittertes, feinkörniges, quarzartiges Gesteinsstück.

STADLER beschreibt den mikroskopischen Befund wie folgt:

„Die Probe besteht aus detritischen Quarzkörnern, mikrokristallinen Quarz-Neubildungen und Eisenhydroxid (Goethit). Die detritischen Quarzkörner sind eckig bis kantengerundet und randlich stark durch das Eisenhydroxid resorbiert. Die Korngrößen der ziemlich gleichmäßig in der Probe verteilten Körner liegen bei 0,05—0,12 mm. Der mikrokristalline Quarz besteht aus ca. 5—10 µ großen Partikeln und umgibt in Form dünner Girlanden gerundete 0,02—0,2 mm große Eisenhydroxidkonkretionen. Vermutlich handelt es sich hierbei um Pseudomorphosen nach Fossilien; stellenweise sind auch ein-

deutig (der Form nach) völlig vererzte Schwammnadeln erkennbar. Das Eisenhydroxid bildet auch z. T. die Matrix zwischen den detritischen Quarzkörnern und füllt 0,1—0,25 mm breite Risse im Gestein aus. Zum Teil ist das Eisenhydroxid völlig dicht, häufig aber auch — insbesondere in den kleinen Drusen und Rissen — weist es einen radialstrahligen Habitus auf, wie er z. B. für Glaspfahlbildungen typisch ist.“

b) Eine andere Probe, ebenfalls vom Krückenhagen, zeigte makroskopisch einen hellgrauen, dichten Hornstein, randlich schwach angewittert und durch Eisenhydroxid bräunlich verfleckt.

Die mikroskopische Untersuchung eines Dünnschliffes durch STADLER ergab:

„Der Hornstein ist äußerst reich an Fossilien, die jedoch — infolge der starken Silifizierung — schlecht erhalten sind. Zu erkennen sind vorwiegend Foraminiferen (Durchmesser ca. 0,1 mm) sowie bis zu 0,7 mm lange Schwammnadeln. Die Korngrößen der Quarzpartikel sind sehr unterschiedlich ( $\leq 3$  bis max. 20 mü). Die Fossilien sind zumeist etwas gröberkörnig (mikrokristallinisch) als die dazwischenliegende Matrix (fast kryptokristallin). Insbesondere im Kern der Fossilrelikte sind stellenweise feinste, radialstrahlige Chalcedon-Aggregate erhalten. — Ziemlich gleichmäßig im Hornstein verteilt sind kleine detritische Quarze (Korngröße ca. 0,06 mm), die jedoch quantitativ unbedeutend sind (ca. 5 Vol. %).

Der Hornstein ist durch diffuse Eisenhydroxid-Flecken verfärbt. Weiterhin sind 0,02—0,05 mm große opake Erzpartikel (S c h w e f e l k i e s) zu beobachten, die häufig die Mikrofossilien nachzeichnen . . .“

c) Probe vom **Buchen-Berg**, Bl. Horn-Sandebeck:

Die mikroskopische Untersuchung eines hellgrauen, dichten, randlich infolge Verwitterung gebleichten Hornsteins durch STADLER (1975) ergab einen sehr ähnlichen Befund wie Probe b). Neben 0,7 mm langen Schwammnadeln und Foraminiferen wurden z. T. hufeisenförmige Tintinninen (Größe im Durchschnitt ca. 0,08 mm) beobachtet.

Die beschriebenen Verkieselungen aller drei Proben entsprechen, wie STADLER (brfl. 25. 8. 1975) feststellt, den Verhältnissen bei normalen Hornsteinen; jedenfalls ließen sich keine eindeutigen Besonderheiten erkennen, die auf genetische Zusammenhänge mit magmatischen Vorgängen hinwiesen. Die von uns geschilderte Begrenzung der intensiven Verkieselungen auf das Umknicken der Streichrichtungen (rheinisch/herzynisch) sei allerdings merkwürdig.

Aufgrund dieser Stellungnahme darf man wohl annehmen, daß die Verkieselung ihre Ursache in der festgestellten Häufung von relativ instabilen Kieselsäure-Skeletten der Mikroorganismen hat und zeitlich in die Diagenese des Gesteins fällt.

## 1.7. Obere Kreide

Nachtrag Steinbruch H. Müller, **Künsebeck**, SW-Hang des Hell-Berges und des Großen Berges, Bl. Halle i. W. (BÜCHNER u. SERAPHIM 1975, S. 111 ff.):

Durch N. SCHULT, Künsebeck, wurde eine Probe Cenoman-Pläner oder -kalk mit B a r y t als Kluftmineral vorgelegt. Es handelt sich um den ersten Fund dieser Art in der Oberen Kreide des Bielefelder Osnings.

Die Klüfte werden von grobem, milchig-weißem Calcit erfüllt. In die noch verbliebenen Hohlräume ragen z. T. Skalenoeder mit abstump-

fenden flachen Rhomboedern, deren freie Kristalllängen bis 10 mm betragen. Ebenso durchziehen geradflächige, jedoch nur bis 1 mm breite Baryt-Tafeln diese freien Hohlräume. Der Baryt ist weiß bis schwach rötlich gefärbt. Die Tafeln sind geradflächige Stege eines feinkristallinen Barytgemenges.



Abb. 15: Mineralneubildungen in einem Klufthohlraum des Cenoman (Obere Kreide) von Künsebeck (Bl. Halle i. W.). — Calcit in Kombinationen von Skalenoeder und Rhomboeder sowie zwei Baryt-Tafeln mit aufsitzen den Rasen feinkristallinen Baryts. Finder: N. Schult, Künsebeck. — Bildausschnitt: 21 x 15 mm.

Unter dem Mikroskop ist vom Steg eine unruhige, z. T. gelappte Grenzfläche zum umgebenden Calcit sichtbar. Der Baryt hat den Calcit verdrängt. Der 0,7 mm breite Baryt-Steg besteht aus einer Vielzahl von Baryt-Fasern, die einen dichten Filz bilden. Auf den in Hohlräumen freien Flächen des Steges hat sich ein Rasen größerer, wasserklarer Baryte ansiedeln können. Die Individuen übersteigen jedoch nicht Größen von 1 mm. An Flächen sind zu beobachten: (001), (110), (102), (011).

Die Baryt-Stege, ebenso der Calcit, wurden im Gefolge tektonischer Kluftbildung, also epigenetisch ausgeschieden. Auf den so entstandenen Baryt-Stege konnte in den Hohlräumen weiterhin Baryt auskristallisieren und dabei auch Eigengestalt entwickeln. Die Baryt-Zufuhr ist also entweder zweiphasig oder währte kontinuierlich.

Ob der Baryt lateralsekretionär oder aszendent zugeführt wurde, bleibt offen. Seine Mobilisation muß nicht unbedingt auf hydrothermale Vorgänge zurückgeführt werden, da Baryt häufig auch als Schwundrißfüllung von Geoden auftritt, die nicht hydrothermalen Bedingungen ausgesetzt waren.

**Tabelle 1:** Verzeichnis der Aufschlüsse, soweit noch nicht in Teil 1 oder 2 genannt. Es bedeuten: Br. Steinbruch, Mg. Mergelgrube, Tg. Tongrube, + aufgelassener Aufschluß.

Aufschluß	Erdzeit- alter, Abk.	Geol. Spezialkarte	Rechts- wert	Hoch- wert
+ Br. Osthang des Buchen-Berges	Unt. Kreide, Flammen- mergel, kru 2 beta	Horn-Sande- beck	3496.220	5745.150
Tg. E. Rauch, Heisterholz	Unt. Kreide, Unt. Hauterive, khu	Petershagen	3496.800	5802.100
Tg. H. Hollmann, südl. Ovenstädt	Unt. Kreide, Ober-Valendis, kvo	Uchte	3498.000	5807.520
Tg. Aug. Löhr, Haßlage- Varlheide	Mittel- u. Ober-Valendis, kvm, kvo	Lübbecke	3470.880	5806.900
Baumaßnahmen Ostwest- falen-Damm, Bielefeld, Langenhagen-Brücke u. a.	Unt. Kreide, z. T. diskordant auf Dogger	Bielefeld	3466.850 3466.600	5764.470 bis 5764.200
Hartsteinbruch Bernsen, Westendorfer Egge	Malm, Korallenoolith jw 2	Bückeberg	3510.200	5786.900
+ Br. Kalkwerk östl. Völksen, Deister	jw 2	Springe	3543.700	5787.160
+ Br. Porta-Damme, Dützer Berg	Malm, Heers. Sch. u. Korallenoolith, jw 1—2	Minden	ca. 3489.200	ca. 5791.300
Tg. Dachziegelwerk, Hüllhorst, Holsen	Dogger, jb	Oeynhausien	3478.580	5792.820
Tg. Zgl. Pr. Oldendorf, südl. Linken-Berg	Dogger, Poly- plocus-Sch., jb 1	Melle	3464.230	5795.770
Autobahneinschnitt bei Altenhagen	Lias, Capri- cornu- u. Amaltheen-Sch., j1 gamma-delta	Bielefeld	3476.100 —150	5767.750 —800
Baugrube Stadtbahn Bielefeld, Herforder Str.	Lias, Plani- costa-Sch., j1 beta	Bielefeld	3468.600	5706.680
Baugrube, Bielefeld, Feldstr./Eckendorfer Str.	Lias alpha- beta	Bielefeld	3470.000	5766.840
Aufschluß südöstl. Südlengern	Unterer Lias, j1 alpha 1—3	Herford-West	3475.900	5783.150

Aufschluß	Erdzeit- alter, Abk.	Geol. Spezialkarte	Rechts- wert	Hoch- wert
Tg. Zgl. Kenter, Enger	Lias, Arieten- Sch., jl alpha 3	Herford-West	3469.140	5779.820
Tg. Bündler Tonwerke, Bünde	Unterer Lias, jl alpha	Quernheim	ca. 3471.000	ca. 5786.000
Baugrube Usling, Löhnerheide	jl alpha	Herford-Ost	3479.560	5782.040
Straßenbahnböschung zw. Sandebeck u. Leopoldstal	jl alpha	Horn- Sandebeck	3498.200	5744.480
+ Mg. am Almener Berg	Steinmergel- keuper, km 4	Rinteln	3504.500	5775.420
Lesesteine, Acker SE-Hang Saalegge	Unt. Gips- keuper, km 1	Vlotho	3492.580	5778.740
+ Mg. NE-Hang Rusch-Berg	km 1	Vlotho	3492.640	5780.280
+ Mg. 500 m SE-Bessinghausen	km 1	Salzhemmen- dorf	3534.600	5767.600
Br. Schiewe, südl. Lüdenhausen	Ob. Muschel- kalk, mo 1—2	Bösingfeld	3500.640	5770.840
+ Br. Elsmeier, Oldendorf	mo 1—2	Schledehausen	3454.050	5790.600
+ Gipsbruch Stieghorst	Mittl. Muschel- kalk, mm	Brackwede	3470.750	5762.000
Gmde.-Steinbruch Grambergen, östl. Astrup	Unt. Muschel- kalk, mu	Schledehausen	3451.120	5794.200

## 2. URSACHEN DER NEUBILDUNGEN

Die folgenden Ausführungen sind nicht das Ergebnis eigener geochemischer oder geophysikalischer Forschung, sondern der Versuch einer Auseinandersetzung mit einer Reihe von Lehrmeinungen, die einen Beitrag zur Deutung der von uns beobachteten Mineralneubildungen leisten könnten. Wir sind uns dabei dessen bewußt, daß wir nur einen Teil der hierzu gehörenden Fachliteratur erfaßt und berücksichtigt haben. Weiterhin wissen wir, daß manche spezielle Untersuchungen zum Ursachenproblem in unserem Gebiet noch ausstehen. Unsere Arbeit kann hierzu vielleicht einige Anregungen geben.

Darüber hinaus verfolgen wir nicht zuletzt das Ziel, den Mitgliedern des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld, die unsere Arbeiten verfolgt und unterstützt haben, einige Einblicke zu vermitteln, die über das Sammeln sehenswerter Handstücke hinausgehen. Da der Exkursionsradius der Geologischen Arbeitsgemeinschaft des Vereins auch in den niedersächsischen Raum hinüberreicht, erscheinen die zahlreichen Ver-

gleiche und Analogien, die wir von dort zur Beleuchtung der bei uns gegebenen Verhältnisse heranziehen mußten, auch aus dieser Sicht wünschenswert.

In methodischer Hinsicht ergab sich für uns mehrfach die Schwierigkeit, die Bildungsbedingungen der verschiedenen Mineralien — in der Reihenfolge ihrer Zugehörigkeit zu chemisch definierten Klassen — nacheinander und einzeln zu erörtern, während das jeweils abzugebende Urteil immer auf die Vergesellschaftung des Minerals mit anderen Mineralien, wenn nicht sogar auf die Gesamtheit der beobachteten Neubildungen Rücksicht nehmen mußte.

Ein unvermeidbarer Nachteil unserer Untersuchung, die über alle Formationen hinweggreifen und möglichst alle Neubildungen in einem recht großen Gebiet erfassen sollte, ist der Verzicht auf eine horizontierte Entnahme der Proben. Die Abhängigkeit der Neubildungen vom Milieu konnte deshalb nur recht allgemein erfaßt werden. Andererseits können wir unsere Aussagen, da praktisch jeder Aufschluß im anstehenden Gestein in die Untersuchung einbezogen wurde, auf ein besonders dichtes Beobachtungsnetz stützen.

## **2.1. Charakter der Lösungen und ihrer Ausscheidungen**

**Hinweis:** Die im folgenden Kapitel erwähnten Fundorte von Mineralien können in der Tabelle jeweils am Schluß von Teil 1 und 2 sowie in der Tabelle des vorliegenden 3. Teiles unserer Studie genauer nachgeschlagen werden. Wir verweisen zudem auf die eingehenden Beschreibungen im Text.

Um über die Herkunft der Stoffe, aus denen sich Mineralien neu bildeten, etwas aussagen zu können, bedarf es der Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der mit dem Ort der Ausscheidung in Beziehung stehenden Gesteine und der in ihnen zirkulierenden Wässer. Die Migration der Wässer geschieht in den Klüften und Poren des Gesteins und kann Entfernungen von vielen Kilometern horizontal und vertikal überbrücken. Die Kenntnis der Zusammensetzung der gegenwärtig nachweisbaren, mit Mineralverbindungen angereicherten Lösungen ermöglicht allerdings insofern nur stark eingeschränkte Aussagen, als zur Zeit der Mineralneubildung mit Sicherheit andere qualitativ/quantitative Verhältnisse in den Lösungen herrschten als heute. Zumindest von den Faktoren Druck und Temperatur, die für die Zusammensetzung der Lösungen wesentlich sind, müssen wir annehmen, daß sie während und auch noch nach der Tektonogenese mehr Einfluß ausübten als gegenwärtig, nachdem die Gesteine durch die Abtragung an den äußersten Rand der Lithosphäre gelangt sind. Soweit im folgenden überhaupt auf die Ergebnisse der Analyse von rezenten Mineralwässern zurückgegriffen wird, sind die mitgeteilten Werte, wie FRICKE und WERNER (1957) kritisch eingewandt haben, auch insofern mit Vorbehalt zu betrachten, als in ihnen nicht die Einflüsse der jahreszeitlich bedingten Niederschläge auf die abgefangenen Mineralwässer und auch nicht die Einflüsse der Fließgeschwindigkeit, der geologischen und petrographischen Situation und der technischen Bedingungen berücksichtigt sind. Nur unter den genannten Vorbehalten könnten die ermittelten Werte u. U. auch als Leitwerte von Erzkonzentrationen gelten.

Mit Rücksicht auf ihre Art ist sicher, daß alle von uns beschriebenen Mineralneubildungen aus wäßrigen Lösungen — und nicht aus einer Gasphase — ausgeschieden worden sind. Seiner Herkunft nach kann das als Lösungs- und Transportmittel wirkende Wasser ebensoviel juvenil wie vados sein. d. h. aus magmatischen Herden der Tiefe stammen oder aus Niederschlagswässern, die im Gestein abgesunken sind und dabei die darin enthaltenen Stoffe gelöst und aufgenommen haben. Was zutrifft, darüber entscheiden die vorgefundenen Mineralneubildungen selbst durch ihre chemische Zusammensetzung und ihre typischen Vergesellschaftungen.

Unter den von uns beschriebenen Mineralneubildungen kann man nach der wahrscheinlichen Herkunft der Lösungen, aus denen sie abgeschieden wurden, sowie nach den für Lösung und Abscheidung erforderlichen bzw. zulässigen Temperaturen und Druckverhältnissen drei Gruppen unterscheiden:

Von einer ersten Gruppe darf man annehmen, daß die Mineralneubildungen aus im Boden absteigenden Wässern abgeschieden wurden; hier handelt es sich um die sog. *deszenten* Lagerstätten (MURAWSKI 1972, S. 36). Lösung, Transport und Abscheidung erfolgen in einem Temperaturbereich unterhalb 70 Grad Cels. und bei geringen Druckverhältnissen.

Daneben gibt es eine zweite Gruppe, die auf *Lateralsekretion* zurückgeht. Hierunter versteht man — wiederum in Anlehnung an MURAWSKI (S. 120) — Abscheidung von mineralischen Stoffen auf Gesteinspalten und in Hohlräumen des Gesteins aus Lösungen, die im Nebengestein diffus verteilte Stoffe aufgenommen haben. Die Lateralsekretion ist bei unterschiedlichen Temperaturen von Null Grad bis in den hydrothermalen Bereich zu finden.

Schließlich beobachteten wir Vertreter einer dritten Gruppe, die als *aszendente* Bildungen bezeichnet werden, worunter man „aus der Tiefe steigende Lösungen oder Dämpfe und deren mineralische Abscheidungen“ (MURAWSKI 1972, S. 13) versteht. Auch die *aszendenten* Lösungen und Abscheidungen entstehen unter unterschiedlichen Temperaturen, die je nach der Art der neugebildeten Mineralien zu beurteilen sind.

Die von uns beobachteten und beschriebenen Mineralneubildungen gehören vorwiegend zur zweiten und dritten Gruppe, die aber insofern durch Übergänge verbunden sind, als ein Teil der Ionen der neugebildeten Mineralien aus dem Nebengestein stammt, ein anderer jedoch aus tieferen Stockwerken zugeführt sein kann. Unter den zuletzt genannten können sich ebensoviel Elemente aus Sedimenten und primären älteren Lagerstätten im Liegenden wie auch aus magmatischen Herden befinden. Die Entscheidung hierüber fällt in vielen Fällen nicht leicht. Zudem gibt es in Gestalt der sog. Formationswässer noch weitere Übergänge, die an geeigneter Stelle erst später erläutert werden sollen.

### **2.1.1. Sulfide**

#### **Zinkblende (Sphalerit, ZnS)**

Zinkblende tritt im westlichen und nördlichen Teil unseres Arbeitsgebietes (Abgrenzung s. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 18) überwie-



gend in Schwundrissen von Geoden des Lias und Dogger auf. Nicht selten fanden wir das Mineral auch als Neubildung in Fossilresten des Oberen Muschelkalkes (Niederheesten), des Lias (Holz in Pödinghausen, Steinkerke bei Bielefeld) und des Dogger (Wiehengebirge). Hohlkammern von Jura-Ammoniten sind häufig von Zinkblende besetzt. Vereinzelt beobachteten wir authigene idiomorphe Zinkblende auch als Einsprengling in der Grundmasse (Oberer Muschelkalk, Bruch Kahre bei Vlotho) und als Klufftfüllung (Wiehengebirgsquarzit).

Vom Oberen Muschelkalk ist bekannt, daß die Grundmasse über einen besonders hohen synsedimentären Zinkgehalt verfügt. An einer von uns eingesandten Probe wurde er durch STADLER (1966), Geol. Landesamt NRW, mit 0,5 % sogar als extrem hoch bestimmt. Diese Tatsache sowie der geringe Eisengehalt der neugebildeten Zinkblende lassen den Schluß auf Lateralsekretion durch abscheidende Lösungen zu.

Mit der Zinkanreicherung und der — freilich sehr seltenen — Abscheidung von Zinkblende in Drusen bestimmter Schichten des Muschelkalkes zwischen Weser und Harzvorland haben sich speziell HOFMEISTER, SIMON und STEIN (1972) auseinandergesetzt. Sie fanden stark streuende, besonders in den gelben Basisschichten des Trochitenkalkes über dem geochemischen Durchschnittswert von Kalken und Mergeln liegende Zinkgehalte. Hierfür werden von ihnen diagenetische und postdiagenetische Zinkumlagerungen innerhalb des Trochitenkalkes und auch aus benachbarten Formationen als Erklärung herangezogen. Da die Zinkblende zwischen Weser und Harz nur als Drusenmineral und nicht auf Klüften und in Gängen auftritt, vermuten die genannten Autoren, daß kein Zusammenhang mit der Bleizufuhr im dortigen Gebiet besteht (S. 4). HOFMEISTER, SIMON und STEIN sprechen sich dafür aus, daß die spurenelementarme Zinkblende ihres Gebietes extrem niedrigthermal entstanden ist. Als Ursache ihrer Bildung werden „vagabundierende Lösungen (Porenwässer) aus dem umgebenden Gestein“, also lateralsekretionäre Prozesse genannt, durch welche die Zinkblende umgelagert und schließlich in Drusen konzentriert wurde (1972, S. 69).

Nach LIPPMANN (1955), BORCHERT (1959) und MEMPEL (1962) haben im Prinzip entsprechende Vorgänge zur Neubildung und Anreicherung von Zinkblende auch auf den Schrumpfungsrissen der Geoden in den mesozoischen Tongesteinen Nordwestdeutschlands geführt. Es liegt daher nahe, auch für die Geoden-Zinkblende im Lias und Dogger sowie im Oberen Muschelkalk (Gret-Berg) unseres Gebietes eine analoge Bildung anzunehmen.

Für die Tone des Lias und Dogger Nordwestdeutschlands ermittelten HOFMEISTER, SIMON und STEIN durchschnittlich 80 bzw. 70 ppm Zink, während die Maximalwerte in diesen Abteilungen sogar etwa 200 ppm erreichen.

Freilich fällt auf, daß sich diese und die an Fossilien gebundenen Neubildungen im Nordwesten und Norden unseres Gebietes, d. h. im nordwestlichen Teil der Herforder Liasmulde und im Wiehen-/Wesergebirge, häufen, während sie südlich der Linie Detmold—Blomberg—Schwalenberg—Pyrmont nur selten zu beobachten sind.

Den vermehrten Zinkblende-Neubildungen im Norden unseres Gebietes entsprechen die deutlich höheren Zinkwerte in den Mineralwässern

von Bad Salzuflen mit 0,280 mg/kg Wasser, Rothenuffeln mit 0,324 mg und Holzhausen a. d. Hunte mit gar 0,836 und 0,516 mg. Demgegenüber werden von den anderen Orten unseres Arbeitsgebietes zumeist Werte unter 0,2 mg/kg erreicht (FRICKE und WERNER 1957).

Eine Ausnahme in der geographischen Verteilung stellt der Fund von Zinkblende auf Klüften im paläozoischen Grundgebirge bei Bad Lipp-springe (Thermalbohrung 1962) dar; die Zinkblende war dort mit einer Reihe weiterer Mineralneubildungen vergesellschaftet. Das fast völlige Fehlen von Zinkblende-Neubildungen im Deckgebirge des südlichen bis südöstlichen Teiles unseres Arbeitsgebietes läßt vermuten, daß die bei Lippspringe erbohrte Lagerstätte bereits dem variskischen Mineralisationszyklus angehört. Auch hier stimmen überdurchschnittliche Zinkwerte im Mineralwasser (0,316 mg) mit der Beobachtung der Neubildungen überein. Vergleichbar hohe oder sogar noch deutlich höhere Werte weisen übrigens auch andere Orte am Rande der Westfälischen Bucht bzw. in Randnähe des Abbruchs der Rheinischen Masse auf, ohne daß hier bisher Neubildungen von Zinkmineralen im Deckgebirge bekannt geworden sind.

Ein Hinweis auf möglicherweise primär oder sekundär hydrothermal-aszendente Bildungsweise könnte die weit im Nordwesten gegen das Bramscher Massiv beobachtete Kluftausscheidung von Zinkblende im Wiehengebirgsquarzit bei Thörenwinkel sein.

Der geringe Fe-Gehalt der Zinkblende des Oberen Muschelkalkes von Vlotho — von den anderen Zinkblende-Vorkommen unseres Gebietes liegen keine Nebenelement-Bestimmungen vor — läßt zumindest an dieser Stelle den Schluß auf niedrige Bildungstemperaturen zu. In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, daß STADLER (1971, S. 481) auf den Gegensatz zwischen den nebenelementreichen Zinkblendenden aus dem Dach des Bramscher Massivs (Fe-Gehalt der Zinkblende der Erzlagerstätte des Schafberges ca. 2,5 bis 3,5 %, STADLER S. 455), die mit aszendend-hydrothermalen Zinkblendenden vergleichbar seien, und jenen Zinkblendenden aufmerksam macht, die in anderen Vorkommen des Niedersächsischen Tektogens (vgl. Kap. 2.2.), das sich bis in den Norden unseres Arbeitsgebietes erstreckt, beobachtet und „offensichtlich bei niedrigen Temperaturen gebildet“ wurden.

### **Kupferkies (Chalkopyrit, $\text{CuFeS}_2$ )**

Kupferkies gilt als das häufigste primäre Kupfererz und ist auch in unserem Arbeitsgebiet als Neubildung in allen Formationen bis einschließlich Jura gefunden worden. Wir beobachteten das Mineral, das — abgesehen von liquid-magmatischen — vor allem in hydrothermalen Lagerstätten und nur selten sedimentär oder in der Zementationszone gebildet wird, bei uns allerdings nirgendwo in größeren Anreicherungen. In der Bevorzugung fossilbedingter kleiner Hohlräume verhält sich der Kupferkies bei uns ähnlich wie die Zinkblende, mit der wir ihn jedoch kaum einmal gemeinsam antrafen.

Fossilreste mit Kupferkies-Neubildungen fanden wir vor allem im Oberen Muschelkalk. Als Drusenmineral tritt Kupferkies zudem im Klippenflöz des Korallenoolith und in den Quarz-Calcit-Aggregaten des Mittleren Keupers auf. In den Geoden des Jura fanden wir keinen Kupfer-

kies. Dies wird verständlich, wenn man die — im Verhältnis zum Zink — sehr geringen Kupferwerte in den jurassischen Tonen Nordwestdeutschlands berücksichtigt, die zwischen 10 und 50 ppm liegen, während die Zink-Durchschnittswerte sogar die Maxima der Kupferwerte übertreffen (vgl. HOFMEISTER, SIMON und STEIN 1972, S. 73).

Der besonders witterungsanfällige Kupferkies ist, wenn man von der Häufigkeit des Sekundärminerals Malachit ausgeht, bei uns ehemals verbreiteter gewesen als heute. Die enge genetische Beziehung des Malachit zum Kupferkies geht schon daraus hervor, daß alle unsere Vorkommen von Kupferkies auch Malachit aufweisen, zumeist als Überzug auf dem Primärmineral, oft aber auch als sog. „Funken“ in der Nähe des Minerals. Darüber hinaus wurde von uns Malachit aber auch vielfach ohne Kupferkiesreste beobachtet. Dies ist wie folgt zu erklären: Durch den Sauerstoff der Luft werden die Kupfersulfide (und auch die Eisensulfide) in der Oxidationszone zu Sulfaten oxidiert. Zirkulierende Sickerwässer lösen und führen die Sulfate fort, die dann bei Anwesenheit von Kohlensäure bzw. reaktionsfähiger Minerale, z. B. Kalkstein, oder auch von organischer Substanz als Sekundärminerale, besonders Carbonate, ausfallen, deren häufigstes Malachit ist (LEUBE 1968, S. 274; O'DANIEL 1953, S. 3).

Ein weiteres Derivat aus der Zersetzung von Kupferkies in der Oxidationszone ist Limonit, den wir ebenfalls stets in der Gesellschaft des noch vorhandenen Primärminerals fanden. In der Hauptsache muß die Limonitanreicherung mancher Horizonte der verschiedenen Formationen jedoch auf die Zersetzung von Pyrit zurückgeführt werden.

Malachit (und Azurit) als lebhaft gefärbte Mineralien der Oxidationszone von primären Kupfererzen sind, wie LEUBE (1968, S. 278) feststellt, für den Prospektor der wichtigste Kupferanzeiger. Jedoch „können ganz geringe Kupfermengen weite Flächen anstehender Gesteine außerordentlich stark färben, ohne daß ein größeres Kupfervorkommen ... vorliegt. Besonders kalkreiche oder überhaupt stark basische Umgebung ... hat zur Folge, daß ein erheblich übertriebener Eindruck von der Bedeutung einer Lagerstätte entsteht“.

Die Bindung der Kupferkies-Neubildungen an Drusen und Nester in der Grundsubstanz des Gesteins läßt — wie bei der Zinkblende — auf Lateralsekretion schließen.

Der Temperaturbereich der Neubildung kann, da Kupferkies als Durchläufer gilt, nicht vom Kupferkies selbst, sondern nur aus den Gesamtumständen des Vorkommens dieses Minerals erschlossen werden (vgl. RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 341).

Der Gehalt der Mineralwässer unseres Gebietes an Kupfer liegt zumeist unter 0,1 mg/kg. Ausnahmen sind wie beim Zink wieder vor allem Orte am Rande der Westfälischen Bucht, d. h. in der Nähe des Westfälischen Hauptabbruches der Rheinischen Masse, z. B. Waldliesborn, Westernkotten und Isselhorst (FRICKE und WERNER 1957), aber auch wieder Mineralquellen im nördlichen Teil unseres Arbeitsgebietes, so die Neuthermalquelle in Bad Salzflen, die bei einem Gehalt von 0,22 mg/kg Mineralwasser nach FRICKE (1953, S. 2) jährlich 170 kg Kupfer liefert, und die Mineralwässer in Bad Melle, deren hohen Kupfergehalt trotz geringer Temperatur (12,5 Grad C) und nur wenig freier Kohlensäure FRICKE (S. 5) hervorhebt.

### **Arsenfahlerz (Tennantit, $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ )**

Tennantit, das als hydrothermale Neubildung bei Temperaturen bis hinab in den epithermalen Bereich bei 100 Grad C gilt, fanden wir nur im Steinmergelkeuper (km 4) im Norden unseres Gebietes. Erste eindeutige Fundstelle war hier der Aberg bei Erder, nur 9 km von der Fundstelle von Fluorit in der Weserkette bei Nammen und nur 4 km vom Vorkommen von authigenem idiomorphem Chlorit bei Kalldorf, d. h. Fundpunkten zweier weiterer Mineralneubildungen, die in hohem Maße als Anzeiger für hydrothermale Bildungsbedingungen gelten können. Weitere Fundorte liegen im Extertal und auf dem Buhn.

Tennantit tritt in Drusen der Quarz-Calcit-Aggregate in geringen Mengen als Letztausscheidung der Paragenese Calcit-Baryt-Quarz-Kupfersulfide auf. Als Kluftmineral trafen wir Tennantit bisher nicht an.

Durch Verwitterung von Tennantit haben sich Malachit und Azurit gebildet; das zuletzt genannte kann aber seinerseits in Malachit überführt werden. Beide Minerale finden sich in den Quarz-Calcit-Drusen, aber auch außerhalb derselben. Nach LEUBE (1968, S. 273) entsteht Azurit „fast ausschließlich aus Enargit oder Fahlerz“, also Kupfer-Arsen-Verbindungen, so daß aus der Verbreitung von Azurit Rückschlüsse auf die ehemalige Verbreitung der Tennantit-Neubildungen im Norden unseres Gebietes möglich erscheinen.

Das Vorkommen von Arsen als Spurenelement in den Mineralwässern mehrerer Heilbäder Ostwestfalens kann zum Teil ebenfalls auf die Verwitterung von Fahlerzen zurückgeführt, zum Teil wohl aber auch im Zusammenhang mit Salzlagerstätten gesehen werden (FRICKE und MESTWERDT 1951). Zudem werden hohe Gehalte an Arsen — neben solchen von Kohlensäure, Schwefelwasserstoff, Barium, Fluor, Jod und Schwermetallen — auch als typische Eigenschaften heißer Natrium-Hydrogencarbonatwässer in Gebieten abklingenden Vulkanismus angesehen (LINDGREN 1933, b. FRICKE 1953, S. 1). Aus dieser Sicht werden besonders der deutliche Arsengehalt von Mineralwässern in Bad Driburg (FRICKE und WERNER 1957) und der beachtliche Arsenatrest (0,076—0,399 %  $\text{AsO}_4$ ) neben zahlreichen weiteren Spurenelementen (Ba, Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Sb, Ti, Zn) im Sinter des Bad Pyrmonter Eisensäuerlings (GRUPE 1927 b, S. 32) verständlich.

### **Bleiglanz (Galenit, $\text{PbS}$ )**

Ein deutlicher Schwerpunkt der Fundorte von Bleiglanz liegt im Süden unseres Arbeitsgebietes, wo Bleiglanz an zahlreichen Stellen im Oberen Muschelkalk der Berlebecker und der Osning-Achse zusammen mit Calcit als Kluftfüllung in Form kleiner Gänge beobachtet wurde (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, Abb. S. 24). In Niesen fanden wir Bleiglanz jedoch auch in Hohlräumen von Fossilien, und zwar als Letztausscheidung der Paragenese: Calcit-Carbonatrhomboeder-Sulfide. Ferner trat Bleiglanz auch auf Schwundrissen der Geoden des Dogger von Bielefeld auf.

Ein zweites Verbreitungsgebiet von Bleiglanz-Neubildungen liegt im Norden unseres Raumes, wo das Mineral freilich seltener und weniger reichlich zu beobachten ist. Als Kluftmineral soll Bleiglanz dort im Por-tasandstein, als Drusenmineral in Ammonitenkammern desselben Ge-

steins, wahrscheinlich im Wittekindflöz, vorkommen. Der Muschelkalk bei Vlotho, Kalldorf und im Lippischen Norden scheint frei von Bleiglanz-Neubildungen zu sein. Im Oberen Muschelkalk findet sich dieses Mineral erst wieder wesentlich weiter nordwestlich bei Schleddehausen, d. h. in der Nähe des Bramscher Massivs. In den Quarz-Calcit-Aggregaten des Mittleren Keupers gelang uns der Nachweis von geringfügigen Bleiglanz-Neubildungen nur am Schlenkersbrink auf dem Buhn, wo das Mineral in der Paragenese: Calcit, ankeritischer Dolomit — Baryt — Quarz und Albit — Pyrit, Kupferkies und Bleiglanz — als Letztausscheidung erkennbar ist.

Ebenso wie Zinkblende kann auch Bleiglanz u. a. ebensowohl lateral-sekretionär aus dem umgebenden Gestein ausgeschieden werden wie auf Klüften hydrothermal (oder pseudohydrothermal) aufsteigen.

Im südlichen Teil unseres Gebietes läßt sich für den Bleiglanz eindeutig eine aszendente Bildung feststellen. Die Bestimmung des Gehaltes an Spurenelementen (Ag, Sb) im Bleiglanz von Helpup/Währentrop durch STADLER (1971, S. 481 f.) hat ergeben, daß das Mineral hier „extrem arm an Nebenelementen“ ist und daher den „bei niedrigen Temperaturen gebildeten sogenannten Glasurerzen“ entspricht.

Unter Zugrundelegung der Tabelle von HERTEL (1966), durch den die Beziehungen zwischen Fremdelementführung und Bildungstemperatur für Bleiglanz untersucht wurden, gelangen wir beim Vorkommen von Helpup/Währentrop zur Vorstellung einer telethermalen Vererzung, d. h. Bildungstemperaturen unter 100 Grad C. Die differierenden Fremdelementwerte bei STADLER (< 300 ppm Sb, 50 ppm Ag) bzw. HOFMEISTER, SIMON und STEIN (30 ppm Sb, 7,5—15 ppm Ag und 10 ppm Ni; 1972, S. 68) haben auf die Beurteilung der Bildungsbedingungen an dieser Fundstelle keinen Einfluß.

Für sehr niedrige Temperaturen der aszendenten, Bleiglanz bringenden Lösungen spricht hier, aber auch bei Oeynhausens, Bl. Steinheim, zudem die minimale Beeinflussung des Nebengesteins der Gangspalten (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 65 f.).

Vergleicht man die Bleiglanz-Neubildungen im Süden unseres Gebietes mit solchen in Nachbargebieten, dann tendieren sie räumlich sowie nach ihrer Paragenese und ihren geochemischen Eigenschaften eher zu jenen im Külf zwischen Weser und Harz als zu den Vorkommen im Raume Osnabrück.

Auch im Külf handelt es sich um Bleiglanz, der äußerst arm an Spurenelementen und als Glasurerz zu bezeichnen ist (HOFMEISTER, SIMON und STEIN 1972, S. 68). Seiner Entstehung nach wird er demgemäß ebenfalls als extrem niedrigthermal (telethermal) eingestuft. „Das Blei dürfte keinen juvenilen Zufuhren entstammen, sondern ist als »regeneriertes« (umgelagertes) Blei aufzufassen... Die typischen Begleitelemente und -minerale der hydrothermalen Abfolge fehlen hier, da das Blei bei der Umlagerung von ihnen getrennt wurde.“

Ein genetischer Zusammenhang der dortigen Bleiglangänge mit den nächst benachbarten Magmatiten, den Basalten in Südniedersachsen und Ostwestfalen sowie dem Rolfsbütteler Basalt im Braunschweig'schen, ist für die genannten Autoren „kaum denkbar“ (S. 72). Hiergegen spreche

auch die Erfahrung, daß „Bleierze im allgemeinen nicht zum Basaltgefolge gehören“. Freilich räumen die Verfasser dann doch ein, daß eine Beteiligung von juvenilem magmatogenem Material „nicht völlig ausgeschlossen“ sei, „weil magmatogene Lösungen oft sehr weit wandern...“.

Da die Kohlensäurelinien in Ostwestfalen zu weit entfernt seien, ist nach HOFMEISTER, SIMON und STEIN auch eine sekundär-hydrothermale Bildung der Gangmineralien des Külf — u. a. von Bleiglanz — unwahrscheinlich.

Eine Herkunft des Bleies aus dem kluffbenachbarten Trochitenkalk wird ebenfalls ausgeschlossen; denn „sonst müßte der Trochitenkalk in der Umgebung der Gänge äußerst bleiarm bis bleifrei sein... Wie die... chemischen Untersuchungen ergaben, ist der Trochitenkalk aber bei der Bildung der Gänge nicht an Blei verarmt, sondern lokal und in bestimmten Schichtabschnitten etwas bleireicher geworden, wenn die «Bleiaureole» rund um die Gänge auch nur sehr schwach ist“ (1972, S. 72).

Der Vorgang, dem sowohl Bleiglanz als auch Baryt als dessen Gangart zwischen Weser und Harz ihre Neubildung wahrscheinlich verdanken, bezeichnen HOFMEISTER, SIMON und STEIN als „pseudo-hydrothermal“ in Verbindung mit „Lateralsekretion im weiteren Sinne“ (S. 72), womit ausgedrückt werden soll, daß fossile, wohl chloridische, nichtthermale Tiefenstandswässer, sog. Formations- und Kompaktionswässer, diese Mineralien ihrer gegenwärtigen Lagerstätte zugeführt haben. Die „Lateralsekretion im weiteren Sinne“ unterscheidet sich hinsichtlich der Länge der Wanderwege und durch die Herkunft und den Metallgehalt der Lösungen von der Lateralsekretion im engeren Sinne, die eine Zufuhr aus dem umgebenden Muttergestein meint (S. 75).

Ob die Theorie der „Lateralsekretion im weiteren Sinne“ für die Bleiglanz-Neubildungen im Muschelkalk des südlichen Teiles unseres Arbeitsgebietes wirklich in Frage kommt, erscheint uns unsicher, da sich das hier näher untersuchte Vorkommen, der Bleiglanz von Helpup/Währentrup, durch ein positives Modellalter gegenüber dem Külf-Bleiglanz unterscheidet. Nach LENZ (1972, S. 82) könnte das Blei in Helpup/Währentrup bereits „in jungkimmerischer Zeit von epi- bis telethermalen magmatogenen Lösungen zugeführt worden sein“.

Für den Schwefel im Bleiglanz des Külf gibt NIELSEN (1972, S. 85) aufgrund von Schwefelisotopenmessungen eine wahrscheinliche Herkunft aus den Sulfaten des Mittleren Muschelkalks an. Eine entsprechende Herkunft läßt sich auch in unserem Gebiet vermuten (vgl. LENZ 1972, S. 82).

Der Calcit in den Calcit-Bleiglanz-Gängen von Helpup/Währentrup ebenso wie im Külf stammt nach MÖLLER, PAREKH und SIMON (1976, S. 106) höchstwahrscheinlich aus dem Nebengestein (Lateralsekretion).

Im nördlichen Teil unseres Gebietes ist eine genetische Beziehung der Bleiglanz-Neubildungen zum Niedersächsischen Tektogen wahrscheinlicher. Da bisher geochemische Analysen des Bleiglanzes aus dem Buhn und dem Wiehen-/Wesergebirge fehlen, ist freilich unbekannt, ob der Bleiglanz hier über einen ähnlich hohen Gehalt an Nebenelementen verfügt wie in den paläozoischen Schollen im Raume Osnabrück. Dort betragen diese Werte, die als Argument für höhere Bildungstempera-

turen Verwendung finden können, für Silber zwischen 400 und 660 ppm und für Antimon zwischen 2 980 und 3 500 ppm (STADLER 1971, S. 481). Die Ag- und Sb-Werte von Bleiglanz außerhalb des Niedersächsischen Tektokens entsprechen hingegen im allgemeinen etwa den Werten von Helpup/Währentrup.

### **Pyrit (FeS<sub>2</sub>)**

Pyrit besitzt in unserem Arbeitsgebiet eine allgemeine Verbreitung und scheint deshalb — und da es sich um einen typischen Durchläufer aller Temperaturbereiche handelt — zunächst wenig geeignet für Aussagen über den regionalen und spezifischen Verlauf der Mineralneubildung. Allerdings tritt das Mineral in so verschiedenen Zustandsformen auf, daß man doch auf recht unterschiedliche Ursachen der Bildung schließen muß.

Zum Teil ist der Pyrit bereits *synsedimentär* gebildet worden. Als bevorzugte Stellen *synsedimentärer* schichtkonkordanter Sulfidlagerstätten-Bildung nennt NIELSEN (1972, S. 84), unter der Voraussetzung des Zutritts von Metallionen, z. B. „lokale Eintiefungen des Meeresbodens, sobald der Wasseraustausch mit den sauerstoffreichen höheren Schichten unterbrochen ist“, aber auch die „obersten Lagen neu gebildeter toniger Sedimente“.

Als *synsedimentäre* Bildung durchsetzt der Pyrit in den Tonen des Lias, des Dogger und der Unteren Kreide das gesamte Gestein in mehr oder minder dichter, feinsten Verteilung oder bildet, so im Steinmergel und Schilfsandstein des Keuper sowie in den Sandsteinen des Rhät und des Oberen Oxford, schichtkonkordante Lagen und Schnüre. Aus dem Lias sind zudem linsenartige bis knollige, *synsedimentäre* Anreicherungen mit Pyrit bekannt, die früher im Falkenhagener Grabensystem und bei Dehme sogar Anlaß zum Abbau gaben.

Bereits während der Diagenese der pyrithaltigen Sedimente kann es zur Neubildung von Pyrit-Kristallen kommen. Hierbei werden bestimmte Partien des Gesteins mit *idiomorphen* Pyriten angereichert, während andere an diesem Mineral verarmen. Zu dieser Umlagerung und Umkristallisation des Minerals können außer der Diagenese aber auch andere Prozesse und Faktoren beitragen. z. B. eine Aufheizung des Gesteins durch tektonische oder magmatische Einflüsse.

Zu den *diagenetisch* bedingten Pyrit-Neubildungen unseres Gebietes zählen wir im allgemeinen die Verkiesung von Fossilshalen, Holz und anderen organismischen Resten.

Hierhin gehören wahrscheinlich die Pyriteinlagerungen in Weichtierschalen im Oberen Muschelkalk (Niederheesten, Reinertsberg, Alverdissen), sofern es sich nicht um grobe, millimetergroße Kristalle handelt; hierhin gehören ferner die verkiesten pflanzenhäckselreichen Schichten des Schilfsandsteins (Saalegge, Reine), des Rhät (Lipper Bergland) und des Wiehengebirgsquarzits sowie verkiestes Treibholz (Pödinghausen) und Weichtierskelette im Lias. Diagenetisch bedingt sind auch die Pyritlinsen in der Kohle des Wealden im Bielefelder Osning und nördlich des Wiehengebirges sowie die mikroskopisch kleinen Pyritkristalle im Bonebed des Rhät von Bielefeld. Als diagenetische Neubildung haben wir auch den Pyrit in den Kieselsäurekonkretionen des Flammenmergels aufzufassen.

Hier steht die Pyritbildung mit dem Reichtum des Gesteins an Resten von Silicospongien in Beziehung.

Die Pyrit-Neubildung greift in allen diesen Fällen auf das in den Gesteinswässern „allgegenwärtige“ Eisen einerseits und, nach PUTZER (1968, S. 1110), auf Schwefel des Schwefelwasserstoffs andererseits zurück, der seinerseits sich bei Luftabschluß aus der Zersetzung von organischem Material entwickelt hat.

Diagenetische Neubildungen sind wahrscheinlich auch die kleinen Pyritkristalle im Unteren Muschelkalk von Erpentrup, die dort in Drusen zusammen mit Calcit vorkommen. Schließlich gelten auch die sog. Markasitknollen der Oberen Kreide, bei denen es sich jedoch um Pyrit pseudomorph nach Markasit handelt (v. PHILIPSBORN 1967, S. 17), als diagenetische Bildungen. Solche sind zum Teil auch die Pyritanreicherungen im Wealden von Isenstedt.

In porösen Gesteinen, z. B. dem Flammenmergel der Unteren Kreide und verschiedenen Sandsteinen, aber auch längs Klüften und in Störungszonen, ist der Pyrit vielfach völlig in Limonit überführt, der dann pseudomorph nach Pyrit entwickelt sein kann.

Zur Anreicherung und idiomorphen Kristallisation während der Diagenese bedarf es keiner besonderen thermischen, wohl aber bestimmter chemischer Bedingungen. In vielen Fällen haben hier wohl auch organische Verbindungen skelettfreier vergänglicher Organismen zur Entwicklung dieser Bedingungen beigetragen.

Das gilt ebenso für die Entstehung der Geoden, in deren Schrumpfrissen außer Calcit und Zinkblende mit großer Regelmäßigkeit auch Pyrit-Neubildungen als zahlreiche kleine Kristallindividuen gefunden werden (Werther, Bethel, Holsen, Isenstedt u. a.). Auch in diesem Fall sind Lateralsekretion und Sammelkristallisation während der späten Diagenese anzunehmen.

Im Gegensatz zu den genannten stehen bestimmte Pyrit-Neubildungen im nördlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes, die wir als epigenetisch auffassen. Diese Deutung scheint uns vor allem bei jenen Pyritkristallen angebracht, die von uns besonders im mittleren und unteren Extertal, dessen Nebentälern und auf dem Buhn in den Quarz-Calcit-Aggregaten, aber auch in der Grundmasse der dolomitischen Kalke des Mittleren Keuper sowie im Sandstein des Rhät (dort jünger als die Sandkorn-Regeneration) beschrieben wurden. Der Pyrit fällt hier schon durch die Größe der Kristalle (Kantenlänge von Individuen bis 4 cm, Verwachsungen bis 7 cm), aber auch durch die Vergesellschaftung in Drusen mit zahlreichen anderen Mineralneubildungen (häufigste Paragenese: Calcit, ankeritischer Dolomit — Baryt — Quarz, Albit — Sulfide: Kupferkies, Tennantit, Pyrit, selten Bleiglanz) aus dem üblichen Rahmen. An den Quarz-Calcit-Aggregaten bildet der Pyrit sowohl außen als auch innen — auf Mergelschlieren — dichte Kristallsäume (BÜCHNER und SERAPHIM 1973, Abb. S. 68).

Die von uns im einzelnen beschriebenen Bildungen des Pyrit-Kerngebietes von nur etwa 100 qkm klingen in der näheren und weiteren Umgebung deutlich ab, obwohl dort, z. B. bei Hessisch-Oldendorf, Aerzen, Schwalenberg, Lemgo, Salzuflen und Melle in der entsprechenden Abtei-



lung durchaus vergleichbare lithologische Verhältnisse herrschen. In Bielefeld fanden wir im Oberen Steinmergel beispielsweise nur kleinste Pentagondodekaeder als FeOOH-Pseudomorphosen nach Pyrit, und zwar in den Carneol-Quarz-Aggregaten.

Beachtliche, wenn auch nicht ebenso große Pyrit-Neubildungen finden sich in ähnlicher Mineralgesellschaft auch noch in Drusen und in der Grundmasse im Oberen Muschelkalk und Unteren Keuper (nur Literaturhinweise) knapp westlich, südlich und östlich des Extertales (Vlotho, Alverdissen, Bentrup, Pymont). In den Drusen des Oberen Muschelkalks findet sich Pyrit im Normalfall in der Paragenese: Calcit — Quarz, Ca/Mg/Fe-Carbonate — Baryt — Sulfide: Kupferkies, Pyrit.

Im Oberen Steinmergel von Buhn und Extertal sowie deren Umgebung treten Neubildungen von mehrere Millimeter großen Pyrit-Individuen auch verbreitet auf tektonisch bedingten Rissen, Drucksuturen und Klüften auf (BÜCHNER und SERAPHIM 1973, Abb. S. 60). Als Klufftmineral erscheint Pyrit auch im Rhät, Schilfsandstein (u. a. Reine), Unteren Gipskeuper (Salzuflen) und Oberen Muschelkalk (Lüdenhausen). Ebenfalls auf Klüften fanden sich Pyrit-Neubildungen, freilich bereits an der Grenze der makroskopischen Erkennbarkeit der Individuen, im Lias von Nieheim sowie gelegentlich auf Harnischen im Pläner des Teutoburger Waldes bei Halle.

Hinsichtlich der ausgebildeten Kristallformen (Habitus) zeichnen sich die Pyrit-Neubildungen im Norden unseres Gebietes durch eine große Vielfalt aus. Wir fanden Formen aus den Flächen des Würfels, des Pentagondodekaeders und des Oktaeders sowie Kombinationen und Verzwilligungen einfacher und kombinierter Kristallformen. Unter diesen haben die sog. „Zwillinge des Eisernen Kreuzes“, Durchdringungszwillinge der Kombination von Pentagondodekaeder und Würfel, den Oberen Steinmergel (km 4) im Norden unseres Arbeitsgebietes weithin bekannt gemacht (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, Abb. S. 58, 64; 1975, Abb. S. 76). Über die Ursachen der Ausbildung jeweils eines bestimmten Habitus und der Vielfalt der Formen ist man sich bisher nicht im klaren.

Auf ungleiche Pyritführung des Oberen Steinmergels (km 4) im Lipper Bergland hat auch bereits KÜHL (1957, S. 179) aufmerksam gemacht. Die Ost- bzw. Südgrenze reichlicher Pyritführung wird durch KÜHL mit der Linie Hameln—Aerzen—Lemgo angegeben. Nach Nordwesten soll sich der Reichtum des Oberen Steinmergels an Pyrit bis nach Osnabrück hin fortsetzen.

Diese Darstellung durch KÜHL bedarf insofern einer Korrektur, als der Obere Steinmergel nordwestlich des Herforder Keupervorsprungs, d. h. im Bereich der Geol. Spezialkarten Bl. Melle und Bl. Schleddehausen, merklich weniger Pyrit und erheblich kleinere Kristallindividuen aufweist als im Lipper Norden. Aus dem Gebiet der Meller Berge, die im ganzen aus Gesteinen des Keuper, darunter weithin des Oberen Steinmergels, bestehen, liegt in den Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Bl. Melle, kaum ein Hinweis auf Pyrit vor. Nur vom Schilfsandstein heißt es, daß man darin „oft kleine Schwefelkieskristalle“ finde (DIENEMANN 1939, S. 14). Vom Oberen Steinmergel werden dortselbst nur „drusige Hohlräume, ... die mit kleinen Quarzkristallen überzogen sind“ (S. 15), gemeldet.

Auf thermische Prozesse, wie sie sich im Raum Extertal/Buhn andeuten, lassen die von Blatt Melle bekanntgewordenen Mineralneubildungen nicht schließen. Erst auf Blatt Schleddehausen und mehr noch bei Osnabrück und im Gehn werden solche Prozesse nicht nur in den paläozoischen Horsten, sondern auch — bisher wenig beachtet — in den mesozoischen Formationen wieder deutlich erkennbar (s. z. B. KUMM 1952, S. 424).

So hat es den Anschein, als würden die an epigenetischen Mineralneubildungen relativ reichen Gebiete Osnabrück und Nordlippe durch ein an diesen Neubildungen deutlich ärmeres Gebiet getrennt, das sich auch im Bereich von Dogger und Malm im Wiehengebirge zwischen der Porta Westfalica und Lübbecke beobachten läßt. Pyrit-Neubildungen fanden wir dort in den Luftkammern von Ammonitenskeletten am Häverstädter Berg (Wittekind-Flöz). Im Wealden 4 von Isenstedt nördlich Lübbecke beobachteten wir Pyrit u. a. als Klufftmineral.

Die Auffassung KÜHLs, daß die Pyrit-Neubildungen im Lippischen Norden wegen des „auffälligen Zusammenhangs des Verbreitungsgebietes der Pyrite mit der nordwestlich anschließenden näheren Umgebung des Bramscher Massivs mit ihren zahlreichen hydrothermalen Mineralbildungen“ (1957, S. 179) ebenfalls auf den Aufstieg hydrothermalen Lösungen zurückzuführen seien, teilen wir nur bedingt. Zwar halten wir eine thermische Beeinflussung auch unseres Gebietes für wahrscheinlich, jedoch ist nicht ausgeschlossen, daß keine direkten Einwirkungen des Bramscher Massivs, sondern nur analoge Verhältnisse vorliegen.

### **Markasit (FeS<sub>2</sub>)**

Markasit ist, wie Pyrit, eine Schwefel-Eisen-Verbindung, die jedoch rhombisch-dipyramidal kristallisiert. Er bildet sich bei niedrigen Temperaturen sowohl aus azendenten als auch oberflächennahen lateralen und deszendenten sauren Lösungen.

Nach RAMDOHR und STRUNZ (1967, S. 340) zeigt sein Auftreten an, „daß seit seiner Bildung die Temperatur seiner Paragenese ... nie 400 Grad überschritten hat“, nach v. PHILIPSBORN, daß kurzfristig höchstens noch 350 Grad C, niemals aber 520 Grad C überschritten wurden (1967, S. 17). Bei diesen Temperaturen würde Markasit schnell bzw. sofort in den thermisch resistenteren Pyrit überführt. Unter der Voraussetzung von Mehrstoffsystemen, die im allgemeinen gegeben sind, kann die Umwandlungstemperatur noch weiter herabgesetzt sein. Allerdings ist Markasit, im Gegensatz zum Pyrit, eine meist recht reine Schwefel-Eisen-Verbindung.

Pseudomorphosen von Pyrit nach Markasit, die nicht als Anzeichen der Einwirkung höherer Temperaturen gewertet werden dürfen, können das Vorkommen von Markasit vortäuschen (s. Pyrit). An einigen Stellen ist sein Vorkommen daher fraglich.

In unserem Arbeitsgebiet ist Markasit weitaus seltener als Pyrit, dennoch aber in vielen Formationen und fast im gesamten Gebiet vorhanden, so daß hier höchstens mesothermale Bedingungen erreicht worden sein können. Dieser Folgerung entspricht das Auftreten der als niedrig-hydrothermal geltenden Mineralneubildungen unseres Gebietes.

Markasit findet sich bei uns bevorzugt mit Calcit auf Klüften oder Gängen, so im Unteren Muschelkalk von Erpentrup, im Lias von Nieheim und im Korallenoolith von Schloß Arensburg in der Weserkette. Ob es sich dabei um Abscheidungen aus azendenten Lösungen, sog. Formationswässern (vgl. Bleiglanz) oder um lateralsekretionäre Bildungen handelt, muß hier offen bleiben, zumal Markasit „nur selten unzweifelhaft azsenderer Herkunft“ ist (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 445).

Darüber hinaus bildet Markasit im Rhätsandstein bei Bösingfeld schichtparallele, linsen- bis nierenförmige, wohl bereits diagenetische Aggregate. Im Lias von Sandebeck und Bielefeld werden Fossilien durch Markasit imprägniert; im Bielefelder Lias findet er sich außerdem auch in Geoden-Schwundrissen.

## 2.1.2. Halogenide

### Flußspat (Fluorit, $\text{CaF}_2$ )

Nach RAMDOHR und STRUNZ (1967, S. 472) ist Fluorit ein Durchläufermineral, das sich auf vielen hoch- und niederthermalen Gängen findet. Nach PUTZER (1968, S. 1134) gehören die Flußspatvorkommen zu den magmafernststen Bildungen, die nach Ausfällung der metallischen Mineralisationslösungen aus „abgespaltenen, epi- bis telethermalen Restlösungen“ häufig im Dach von sauren Batholithen entstehen.

In unserem Gebiet wird Fluorit nur im Norden, und zwar im Wesergebirge beobachtet, wo er im Korallenoolith bei Nammen/Kleinenbremen Klüfte besetzt und Gänge in der Paragenese Siderit-Fluorit bildet, ferner bei der Arensburg sich als Neubildung zwischen Fossilischen findet und bei Bernsen in Hohlräumen im Gestein als Drusenmineral vorkommt.

Siderit und Fluorit sind auch vom Piesberg bei Osnabrück und von Uchte bekannt geworden. STADLER (1971, S. 494) sieht als „Indikationen für eine höherthermale Bildung“ dieser Paragenese den „sehr niedrigen Mangengehalt der Siderite“ ( $< 2\% \text{ MnCO}_3$ ) sowie „das Fehlen von Schwerspat, der im katathermalen Bildungsbereich ( $> 300 \text{ Grad C}$ ) im allgemeinen nicht auftritt“.

Diese Aussage gilt selbstverständlich nur für die untersuchten Gänge selbst und ihre nächste Nachbarschaft, nicht aber mehr für die gangfernen Gesteinspartien. So fanden wir im gleichen Bruch in der Wülper Egge, unbeeinflusst von den dort auch vorkommenden Siderit-Fluorit-Gängen, in einer Druse in der Grundmasse des Gesteins auch Baryt.

Da sich Fluorit bei Erhitzung auf 200–300 Grad C entfärbt (v. PHILIPSBORN 1967, S. 164), der Drusenfluorit sich aber als violettblau und die Gangfluorite als meist intensiv violett, seltener grünlich oder hellblau gefärbt erwiesen, darf man wohl auch bei den Gängen auf höchstens mesothermale Bedingungen schließen.

Für eine azendent-hydrothermale Genese der Siderit-Fluorit-Gänge (und der Calcit-Imponit-Gänge) von Nammen haben sich in den fünfziger Jahren bereits THIENHAUS (1953) und MEMPEL (1956, 1958), für eine lateralsekretionäre Bildung dagegen TAUPITZ (1954) und TRIEBEL (1957) ausgesprochen. Die zuletzt genannten begründeten ihre Auffassung mit dem fehlenden Nachweis eines erzbringenden Magmatismus in diesem Raum. Das Fluor soll aus dem Phosphorit der Nebengesteine stam-

men oder gemeinsam mit dem Epi-Impsonit (s. Kap. Bitumina) aus den tonigen, bituminösen Schichten im Liegenden des Erzlagers mobilisiert sein.

STADLER (1971, S. 472) gibt demgegenüber zu bedenken, daß die Phosphatarmut (weniger etwa 0,2 % P) der oolithischen Erze die nicht unbedeutlichen Flußspatkonzentrationen kaum verursacht haben könne. Auch spräche die ungleichmäßige Verteilung der Kluftparagenesen gegen eine Herkunft ihrer Komponenten aus den unterlagernden Schichten. Offen bliebe bei einer Deutung durch Lateralsekretion auch die Frage nach der Ursache, die zu einer derartigen, für die Schichten des nordwestdeutschen Malm ungewöhnlichen Gangbildung geführt habe. Für die Deutung der Kluftvererzungen als hydrothermale Folgeerscheinungen eines Tiefenmagmatismus spricht nach STADLER auch das Auftreten von „fingerstarken, derben Flußspatklüften“ in einem Sideritgang des flözführenden Karbons, der in der Nachbarschaft von Uchte, 40 km nordwestlich der Grube Wohlverwahrt-Nammen, in einer Bohrung festgestellt wurde.

Für eine höchstwahrscheinlich hydrothermale Herkunft der Fluorite und Calcite bei Nammen haben sich jüngst u. a. aufgrund ihres Gehaltes an Seltenen Erden auch MÖLLER, PAREKH und SIMON ausgesprochen. Doch haben die hydrothermalen Lösungen auch Kalk aus dem Nebengestein aufgenommen, und es kommen auch Calcite vor, die durch Lateralsekretion aus dem Nebengestein entstanden (1976, S. 77).

### 2.1.3. Oxide und Hydroxide

#### Magneteisenerz (Magnetit, $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )

Dieses Mineral, das hauptsächlich in feiner Verteilung als Bestandteil vieler magmatischer Gesteine auftritt und hierdurch Ausgangssubstanz der meisten sedimentären Eisenerze ist (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 487), tritt in unserem Arbeitsgebiet nur in den Magmatiten der Ausläufer des nordhessischen Basaltvulkanismus und — kontaktmetamorph — in den Einschlüssen von Fremdgestein in diesen Magmatiten auf.

Als Fundstelle von Magnetit-Neubildungen im Einschlußgestein haben wir den Vulkanit von Sandebeck beschrieben (BÜCHNER und SERAPHIM 1975, Abb. S. 117). Jegliche Hinweise auf eine weiterreichende Vererzung durch Magnetit in diesem Gebiet fehlen.

#### Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )

Hämatit tritt in zwei u. a. nach Glanz, Farbe und Korngröße verschiedenen Ausbildungsformen auf, nämlich als Eisenglanz und als Roteisenerz, die beide in unserem Arbeitsgebiet als Neubildungen vorkommen.

##### a) Eisenglanz (Specularit)

Eisenglanz, ein Mineral, das als Gemengteil von Gneisen und metamorphen Schiefen verbreitet ist, wurde in unserem Gebiet bisher nur im nördlichen Teilgebiet, und zwar in der Roten Wand des Mittleren Keupers (km 3) von Heidelberg und, mit einer gewissen Stetigkeit, im Unteren und Mittleren Buntsandstein beobachtet. Dazu gehören einmal die kleinen Buntsandsteinschollen im Zuge des Piesberg-Pyrmonter Achsenfeldes bei Lüerdissen und Westorf, zum anderen erbohrtes Material bei

Bad Pyrmont, Sonneborn, Bad Salzuflen und Bad Oeynhaus. Auf allen Fundstellen wurde Eisenglanz als Klufftmineral, bei Lüerdissen und Pyrmont aber auch in Drusen und in der Westorfer Scholle auch als Einsprengling gefunden.

Zur Frage nach den Ursachen und der Herkunft der Eisenglanzanreicherung im Buntsandstein (und Zechstein) bei Sonneborn und Bad Pyrmont hat sich schon früh GRUPE (1927 b, S. 40) in der Weise geäußert, daß das Eisen „in größerer Tiefe unter dem Buntsandstein und Zechstein“ zu suchen und magmatischen Ursprungs sei. Dabei hält GRUPE genetische Zusammenhänge nicht nur zwischen dem miozänen Basaltvulkanismus im Solling und nördlichen Hessen einerseits und den Kohlen-säurevorkommen sowie dem Eisensäuerling von Bad Pyrmont andererseits, sondern auch mit der Eisenglanzabscheidung für gegeben.

Unter Berufung ebenfalls auf GRUPE wird die Bildung des Eisenglanzes von MESTWERDT (1916, S. 8 f.) anlässlich der Erörterung des Lüerdissener Vorkommens mit kohlen-säurehaltigem Wasser in Verbindung gebracht, das die in der Tiefe befindlichen basaltischen Gesteine zersetzte und ihren Eisengehalt als Eisencarbonat entführte; aus dem Carbonat soll sich dann durch Oxidation der Eisenglanz gebildet haben.

Zweifel an der Richtigkeit von GRUPEs Auffassung ergeben sich freilich, wenn man das Vorkommen von Eisenglanz-Neubildungen im Buntsandstein auch des Raumes Osnabrück berücksichtigt. Dort wird Eisenglanz in großen Schuppen auf Klüften und in Drusen des Buntsandsteins der Hollager Berge u. a. angetroffen. Die gleichen Mineralbildungen zeigen dort aber auch Buntsandsteingerölle im Oberen Oligozän; hierdurch wird erkennbar, daß zwischen dem miozänen Basaltvulkanismus im östlichen Teil der Pyrmont Achse und den Neubildungen von Eisenglanz zumindest im Raume Osnabrück keine Beziehung besteht (HAACK 1926, b. STADLER 1971, S. 470). Man wird daher auch bei den Eisenglanz-Neubildungen unseres Gebietes ein prä-miozänes Alter und eine Unabhängigkeit vom jüngeren Basaltvulkanismus in Betracht ziehen können.

#### **b) Roteisenerz (Hämatit i. e. S.)**

Roteisenerz ist ein Mineral, das unter den unterschiedlichsten Bedingungen zu entstehen vermag, auf die wir nicht im einzelnen eingehen können.

In unserem Beobachtungsgebiet tritt Hämatit i. e. S. im wesentlichen als Pigment anderer Mineralneubildungen und in oolithischen Eisenerzflözen auf.

Die im Dogger in den Macrocephalen-Schichten sowie im Malm im Oberen Oxford liegenden Flöze wurden bereits von zahlreichen Autoren beschrieben, zuletzt u. a. durch SIMON (1966) und THIENHAUS (1969); auf ihre Literaturverzeichnisse wird verwiesen.

Wenngleich die oolithischen Erze des Wiehengebirges und des Weser-girges allgemein als sedimentäre Lagerstätten aufgefaßt werden, stellt sich für uns doch die Frage, weshalb hier — neben Chlorit-, Chamosit- und Sideritoiden — mit wechselndem Anteil auch Roteisenerz auftreten (vgl. SIMON 1966, S. 111). Nach SCHNEIDERHÖHN (1955, S. 248) gehört die Bildung von Hämatit in oolithischen Eisenerzen in die

epimetamorphe Abfolge. Bezeichnet das Auftreten der Roteisenoide im Wiehengebirge und in der Weserkette evtl. den Ansatz zu einer Regionalmetamorphose, d. h. von „Metamorphosewirkungen, die weite Gebiete erfassen und langfristig andauern“ (MURAWSKI 1972)?

Hiervon abgesehen, kommt den oolithischen Erzen der Weserkette im Rahmen unserer Untersuchungen auch insofern Bedeutung zu, als ihre Ooide sich als bevorzugte Orte verschiedener anderer Mineralneubildungen erwiesen haben. Auf diese kommen wir jeweils an entsprechender Stelle zurück.

Als farbgebendes Pigment fanden wir Hämatit in Dolomit-Ankerit-Neubildungen in den Hohlkammern von Ammoniten des Wittekindflözes sowie in Schwundrissen der Geoden in den Ornatentonen des Doggers am Häverstädter bzw. Jakobs-Berg.

### **Quarz (SiO<sub>2</sub>)**

Quarz-Neubildungen, und zwar ganz überwiegend als schlanker Bergkristall, treten in unserem Gebiet in allen Formationen und Abteilungen bis zur Unteren Kreide, in makroskopischen Abmessungen aber nur im nördlichen Teil unseres Arbeitsgebietes auf. Am größten (zentimetergroß) und zahlreichsten sind die Bergkristalle im mittleren und unteren Extertal, auf dem Buhn und beiderseits der Porta Westfalica. Weiter nordwestlich, besonders im Bereich des Limberg-Sattels, bei Thörenwinkel und bei Hüsede, sind sie aber ebenfalls noch in zahlreichen und zum Teil besonders großen Exemplaren zu finden. In den genannten Gebieten werden die Quarz-Neubildungen ebenso auf Klüften wie in Geoden-Schwundrissen, drusigen Hohlräumen, Fossilien und auch in der Grundmasse der Gesteine beobachtet. Diese Umstände machen in hohem Maße wahrscheinlich, daß die Vorkommen im Norden unseres Gebietes eine gemeinsame Ursache haben.

Nördlich des Wesergebirges und auch in dessen östlichen Abschnitten, sowie auf Blatt Steinheim und im südlichen Teil der Herforder Liasmulde läßt sich beobachten, daß die Kristalle kleiner und seltener werden und schließlich nur noch als mikroskopisch kleine Kristalloblasten vorliegen (Abb. 6).

Authigene Quarze können diagenetisch salinar oder auch epigenetisch hydrothermal entstehen. Wie GRIMM (1963/64, S. 601) ausführt, ist für Quarze salinärer Entstehung ein gedrungener Habitus charakteristisch. Auch handelt es sich bei diesen Quarzen im allgemeinen um doppelt terminierte Kristalle. Salinare Quarze sind ferner reich an Einschlüssen. Demgegenüber sind hydrothermal gebildete Quarze langprismatisch, im allgemeinen einfach terminiert und relativ arm an Einschlüssen.

Sichtet man die von uns beschriebenen Quarz-Neubildungen unter diesen Gesichtspunkten, dann ergibt sich der Eindruck, daß die wasserklaren, schlanken Drusenkristalle im Norden unseres Untersuchungsgebietes eher hydrothermal als salinar entstanden sind. Diese Auffassung wird auch durch die Paragenese, in welcher der Quarz ausgeschieden wurde, gestützt, vor allem durch die enge Beziehung zu den Neubildungen von verschiedenen Sulfiden, Fluorit und Albiten. Der von GRIMM vertretenen Auffassung, die Quarze des Keupers von Vlotho seien salinar zu

erklären (1963/64, S. 609), können wir uns daher nicht anschließen, zumal GRIMM auch den hohen Inkohlungsgrad der organischen Substanz in diesem Gebiet noch nicht kannte.

Demgegenüber können die im allgemeinen im mikroskopischen Bereich liegenden authigenen Quarze der Gipsresiduen der Unteren bunten Mergel (km 1) des Keupers und der Gipslagerstätte Stieghorst im Mittleren Muschelkalk als saline Bildungen gelten. Auch für die einer jüngeren Quarz-Generation angehörenden Rauchquarze des Steinmergelkeupers (km 4) und des Malm könnte diese Annahme zutreffen. Reich an Einschlüssen scheinen die Quarze im Steinmergelkeuper von Reinerbeck gewesen zu sein, deren schneeweiße Farbe auf Hohlräume zurückgeht, die bei der inzwischen eingetretenen Verwitterung der Einschlüsse entstanden.

Nach SIEVER (1962; bei FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1970, S. 394) steigt die Löslichkeit von Quarz bei einem Temperaturanstieg von 25 auf 120 Grad C auf das Zehnfache. Andererseits wirkt zunehmender Salzgehalt der Löslichkeit der Kieselsäure entgegen. Bedenkt man beides, so liegt die Annahme nahe, daß die Ausscheidung der Quarze aus Thermalen erfolgte, die sich während ihres Aufstieges in salinaren Horizonten (u. a. Röt, Mittlerer Muschelkalk, Untere bunte Mergel und Rote Wand des Keupers) mit Salzlösungen anreicherten. Hierdurch würde evtl. verständlich, daß die Quarze der Quarz-Calcit-Aggregate im Norden unseres Gebietes Anhydrite einschließen, ohne damit als eigentliche saline Bildungen gelten zu können.

Mikroskopische Studien an Quarz-Kristalloblasten nichtsalinärer Horizonte im östlichen Wiehengebirge, im Wesergebirge und bei Nieheim, d. h. in den Randgebieten des beschriebenen Bergkristall-Vorkommens, lassen erkennen, daß die Neubildung der Quarze oft von detritischen Sandkörnern ausgeht, die ebensowohl Lieferant (Anlösung) wie auch Abscheidungsart von Kieselsäure (geradflächig angelegte Quarzkristall-Umrisse) sein können. (Vgl. Abb. 16 u. 17, S. 56.)

Auch diese Beobachtungen weisen mehr in Richtung einer thermisch bedingten als einer salinaren Bildungsweise der entsprechenden Neubildungen. Die detritischen Sandkörner im Grünsand des Teutoburger Waldes bei Bielefeld — räumlich und möglicherweise auch zeitlich außerhalb der thermischen Beeinflussung des nördlichen Teiles unseres Gebietes — zeigten u. d. M. keine Regenerationssäume.

Da die Neubildungen von Quarzen im Norden unseres Gebietes seit langem bekannt sind, liegen in der Literatur außer der erwähnten von GRIMM (1963/64) auch bereits einige andere Stellungnahmen zur Kausalfrage vor:

HAMM (1959, S. 6 f.) führt die Bergkristalle in den Quarz-Calcit-Aggregaten des Steinmergelkeupers auf Thermalwässer der Tiefe zurück, die auch die mannigfachen sonstigen Minerale, z. B. die Kupfererze, in diesem Gestein abgesetzt haben sollen.

Nach Auffassung von KUMM (1952, S. 477) spricht auch das Vorkommen von Quarzkristallen auf Rissen in den Kalkgeoden der Ornatentone im Bereich der Porta Westfalica für hydrothermale Einflüsse.

Außerhalb unseres Arbeitsgebietes sieht PATNAIK (1975, S. 84) in dem Auftreten zahlreicher idiomorpher, authigener Quarze im Muschel-

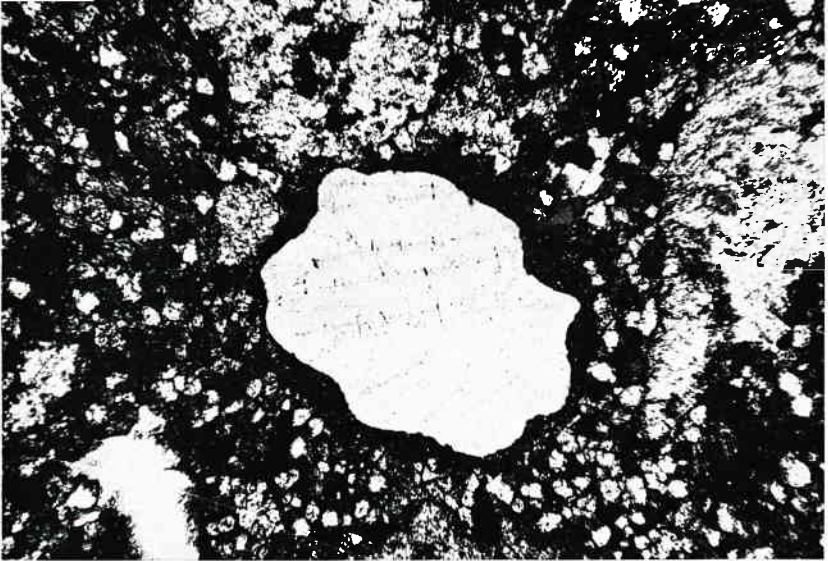
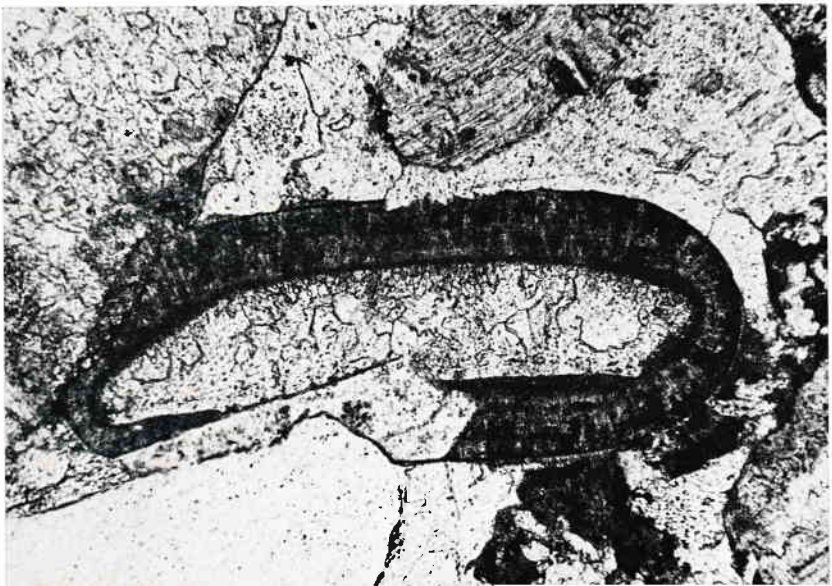


Abb. 16: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Grobes Quarz-Sandkorn mit Anlösungserscheinungen. In der Umgebung des Kornes liegen z. T. rhomboedrische Carbonat-Neubildungen. Ein feinkörniger FeOOH-reicher Carbonatsaum umkränzt das Sandkorn. — Korallenoolith des Steinbruchs Bernsen an der Westendorfer Egge (Bl. Bückeburg). — Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 2,4 x 1,7 mm.

Abb. 17: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Längliches Ooid mit umkristallisiertem carbonatischem Kern und feinkörniger (mikritisierter) Schale. Quarz-Neubildung, von einem benachbarten Sandkorn ausgehend. Besonders die Ooid-Schalensubstanz begünstigte ein Wachstum der Quarz-Neubildung. — Korallenoolith (Malm) vom Steinbruch am Schloß Arensburg (Bl. Bückeburg). — Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.





kalk im Bereich des Bramscher Massivs einen Hinweis auf einen „deutlichen Wärmeeinfluß“.

Die Anlösung von detritischen Quarzen, die von uns im Norden u. a. im Malm und im Rhätsandstein beobachtet wurde, läßt vermuten, daß die für das Wachstum der Bergkristalle erforderliche freie Kieselsäure wenigstens teilweise nicht azsenderer Natur war, sondern aus den aufgeheizten Gesteinen in der Nähe der Orte der Kristallbildung selbst stammte. Ein Grund für diese Annahme ist auch die Tatsache, daß in den relativ kieselsäurearmen Gesteinen (Muschelkalk, Steinmergelkeuper, Jura überwiegend) die Klüfte selbst im allgemeinen nicht verkieselt sind. Nur in den Sandsteinen, d. h. schon primär hochgradig kieselsäurehaltigen Sedimenten, finden sich häufiger schmale, kluftgebundene Quarzadern, so z. B. in den Planicosta-Sandsteinen des Lias von Löhne-Obernbeck, den Sandsteinen des Kimmeridge bei Hüsedde und dem Wiehengebirgsquarzit im westlichen Wiehengebirge. Aber auch der Gehalt der kieselsäurearmen Gesteine reichte zur Bildung von authigenen Quarzen wahrscheinlich aus.

Diese Meinung vertritt in einem konkreten Fall offenbar auch STADLER, der den Mineralbestand von Proben der relativ kieselsäurearmen Trochiten-Schichten bei Vlotho untersuchte (b. BÜCHNER u. SERAPHIM 1973, S. 48 f.) und in den darin beobachteten idiomorphen Quarzen (sowie Feldspäten und Zinkblende) authigene Bildungen sieht, die nicht die Annahme einer „epigenetischen Stoffzufuhr“ begründen könnten.

Nach unserer Auffassung sprechen die in unserem Gebiet beobachteten Phänomene also zwar für eine thermische Mobilisation der Kieselsäure (und mancher anderen Bestandteile), nicht aber unbedingt für ihre hydrothermal-azsendente Zulieferung. Hierfür spricht auch, daß selbst in den Siderit-Fluorit-Gängen im Oberen Oxford von Nammen und den mit Baryt und Chlorit ausgekleideten Klüften im Unteren Keuper von Kalldorf, d. h. Störungen, von denen man mit einiger Sicherheit sagen kann, daß sie von azsendenten Hydrothermen benutzt worden sind, Quarz nur ganz untergeordnet als Neubildung beobachtet wird.

Daß während der Aufheizung im Norden unseres Gebietes auch ein gewisser Vertikalaustausch von mobilisierter Kieselsäure zwischen den verschiedenen Formationen stattgefunden hat, ist trotz der Annahme hauptsächlich lateralsekretionärer Vorgänge nicht ausgeschlossen. So nimmt GRUPE (1927 a, S. 20) für die Quarz-Calcit-Aggregate im Steinmergelkeuper eine Zuleitung von Kieselsäure aus den hangenden quarzitären Sandsteinen des Rhät in Anspruch.

Die Ursachen für die Freisetzung der Kieselsäure im Rhät werden von GRUPE nicht diskutiert. Auf keinen Fall sind sie in Verwitterungsprozessen zu sehen, wie sie in einigen Gebieten während des Tertiärs stattgefunden und zur Verkieselung der Liegendschichten geführt haben. Zuleitung von Kieselsäure aus dem Liegenden oder Hangenden kann ohnehin keine größere Rolle gespielt haben, weil dann ja mit gleicher Wahrscheinlichkeit auch der Obere Muschelkalk durch die Sandsteine des Unteren Keupers oder die Unteren bunten Mergel des Keupers durch den hangenden Schilfsandstein hätten verkieselt werden können. Entsprechende Beobachtungen liegen jedoch weder für die genannten Schichten noch für analoge Lagerungsverhältnisse, z. B. im Jura, vor.

Einen Sonderfall der Konzentration von Kieselsäure, der sich nicht ohne weiteres mit der Annahme lateralsekretionärer Wanderung von thermisch mobilisierter Kieselsäure innerhalb des umgebenden Gesteins erklären läßt, stellen die Quarz-Calcit-Aggregate im Oberen Steinmergel des Mittleren Keupers (km 4) dar. Mit ihrer Entstehung haben wir uns bereits in Teil 1 unserer Arbeit auseinandergesetzt, und zwar vor allem mit der Auffassung, die Aggregate hätten sich auf der Grundlage von Gipsresiduen gebildet. Dabei sind wir zu dem Ergebnis gekommen, daß gegen diese Ableitung eine Reihe von Bedenken spricht. Wir verweisen hier auf die seinerzeit mitgeteilten kritischen Einwände (BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 77 ff.). Die neuerliche Untersuchung von unbestrittenen Gipsresiduen im Unteren bunten Mergel (km 1), die sich von den Quarz-Calcit-Aggregaten ganz wesentlich unterscheiden, stützt unsere Bedenken (s. 2.1.5. Sulfate: Gips).

Unsere Einwände gelten auch für die Arbeit von KÜHL (1957) über „Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning“, soweit in ihr die schon von MESTWERDT (1917, S. 20), NAUMANN (1922, S. 21) und GRUPE (1927 a, S. 20) vertretene Residuentheorie für die Entstehung der Quarz-Calcit-Aggregate wieder aufgenommen wird. Wir wenden uns damit keineswegs gegen die Lehrmeinung, im Steinmergelkeuper (km 4) gebe es Gipsresiduen, sondern nur dagegen, die Quarz-Calcit-Aggregate darin hätten sich aus solchen Residuen entwickelt.

Folgt man KÜHL, dann sind Gipsresiduen nur in den unteren 10 m des (bei Schwalenberg) etwa 26—27 m mächtigen Steinmergelkeupers, die als „Unterer bunter Steinmergelkeuper“ bezeichnet werden, häufiger. Die von uns beschriebenen Quarz-Calcit-Aggregate finden sich aber in großen Mengen im sog. „Oberen grauen Steinmergel“ dieser Unterstufe. Auch handelt es sich bei den von KÜHL als Gipsresiduen bezeichneten Bildungen um „Mergelbreccien mit roten und grünen Tonmergelsteinbrocken oder um kristallinische bis dichte knollige Kalkresiduen ... neben Residualsandlagen“ (KÜHL 1957, S. 168), d. h. Bildungen, die den von uns beschriebenen Aggregaten auch im Habitus nicht entsprechen.

Interessant ist, daß KÜHL im Zusammenhang mit der Anreicherung von authigenen Pyritkristallen im Steinmergelkeuper neben den Residuallagen auch „Quarzbreccien“ und „mit Calcit und klaren Bergkristallen ausgekleidete Drusen“ (1957, S. 179) erwähnt, ohne auf diese freilich näher einzugehen. Eben diese sind die von uns als Quarz-Calcit-Aggregate bezeichneten Bildungen.

Das Problem der Entstehung der Quarz-Calcit-Aggregate läßt sich in folgende Teilfragen gliedern: 1. Woher stammt die Kieselsäure der Aggregate? 2. Durch welche Prozesse kam es zur Hohlraumbildung? 3. Woher kamen die Lösungen, aus denen sich die Mineralneubildungen in den Hohlräumen als Drusen abschieden?

Zunächst zur Frage nach der Herkunft der Kieselsäure: Schon in Teil 1 unserer Arbeit (1973, S. 84) schien uns wichtig, daß die äußeren Grenzflächen zwischen den Aggregaten und dem Sediment unebenmäßig sind, nämlich rundliche, traubig-nierige Erhebungen aufweisen, „welche den Erscheinungen gleichen, die bei der Eintrocknung von Gelen ent-

stehen“. Von ähnlichem Aussehen sind z. B. auch die ebenfalls auf Kieselsäuregele zurückgeführten Feuersteinknollen der Oberen Kreide. Hier- nach wäre die Kieselsäure in schichtparallelen Lagen als Gel bereits syn- sedimentär abgelagert worden. Verfestigung und Überdeckung der zu- nächst halbflüssigen Kieselsäureklumpen sind die folgenden Phasen der Entwicklung. Mit ihnen geht die Diagenese des umgebenden Sediments einher.

Hohlraumbildung, d. h. Lösung der Kieselsäure, und Abscheidung der charakteristischen Mineralparagenesen haben sich nach unserer Auffas- sung gleichzeitig, und zwar unter Wärmezufuhr abgespielt. Dabei kam es unter Verdrängung des umgebenden Sediments zu einer Neuorientierung der Kieselsäure. Merkmale der Verdrängung des Sediments, aber auch der Reaktion mit dem Sediment, sind die Mergelschlieren in der Wand der Aggregate, ferner Anhydriteinschlüsse in den neugebildeten Quarz- kristallen und die im Dünnschliff feststellbaren Druckwirkungen auf das Sediment. Die Minerallösungen, aus denen die Neubildungen durch Sam- melkristallisation in den Drusenräumen der Aggregate abgeschieden wur- den, stammen nach unserer Auffassung wenigstens teilweise aus dem umgebenden Gestein, sind soweit also lateralsekretionärer Herkunft. Eine hydrothermale Zuleitung von bestimmten Stoffen ist ebenfalls anzuneh- men, dürfte aber insgesamt nur von untergeordneter Bedeutung gewesen sein. Sie kommt in erster Linie bei den Baryt- und Tennantit-Neubildun- gen in den Drusen der Aggregate in Frage.

Die in der Phase der thermischen Beeinflussung mit Kieselsäure ange- reicherten Wasser wirkten auch auf das Nebengestein der Klüfte, feinen Risse und Poren, auf denen sie zirkulierten. So fanden wir in einer Mer- gelgrube bei Jägerborn, Bl. Bösingfeld, dünne, verkieselte Lagen, die reich an mikroskopisch kleinen Quarzen und Feldspäten waren und sich in unmittelbarer Nähe von Klüften häuften (BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 84 f.). Auch eine enge Beziehung von Pyrit-PorphYROblasten zu dem Kluftsystem wurde beobachtet (l. c., Abb. S. 60). Die verkieselten La- gen unterschieden sich im übrigen vom sonst leicht zerbröckelnden Ge- stein durch ihre Festigkeit und den schärferen Bruch.

Bei einer weitergehenden Imprägnierung des Nebengesteins mit Kie- selsäure entwickeln sich schlierige Partien, die Übergänge zu den eigent- lichen Quarz-Calcit-Aggregaten bilden können.

Die außerhalb des eng umgrenzten Gebietes der thermischen Aufhei- zung im Oberen Steinmergelkeuper ebenfalls vorhandenen primären, schichtparallelen Kieselsäurelagen beteiligten sich nur noch schwach oder gar nicht mehr an den geschilderten Prozessen. An Stelle der groben Aggregate mit ihren sperrigen Kristallanordnungen und Hohlräumen fin- den wir dort deshalb noch heute die schmalen, nur wenige Millimeter bis Zentimeter starken Quarzbänder — KÜHLs „Quarzbreccien“ —, zu denen die Kieselsäuregele während der Diagenese schrumpften.

Für die Frage, bei welchen Temperaturen der Quarz im Norden unse- res Gebietes aus den Lösungen entlassen wurde, ist sicher wesentlich, daß er sich in einem Mehrfachsystem befand, so daß für seine Abscheidung epithermale bis telethermale Bedingungen ausreichten.

Abschließend nehmen wir noch kurz zu den Verhältnissen im S ü d e n unseres Arbeitsgebietes Stellung.

Im Flammenmergel des Alb zwischen der Dörenschlucht und Altenbeken werden in kleinen Hohlräumen von Hornsteinlagen Rasen von bis 0,5 mm langen, wasserklaren idiomorphen Quarzen beobachtet. Ihre Bildung läßt sich mit jener vergleichen, die in den Hohlräumen von Flintknollen gelegentlich festzustellen ist. Dünnschliffe des Gesteins lassen zahlreiche Schwammnadeln erkennen, auf deren Vorhandensein schon HAACK (1930, S. 31) aufmerksam gemacht hat. Diese Nadeln beobachtete STADLER (1975) auch in den Hornsteinen einer Probe vom Buchen-Berg bei Sandebeck, Bl. Horn, wo sie sich zusammen mit kleinen detritischen Quarzen in einer fast kryptokristallinen Matrix befinden. STADLER bemerkt zu dem Gesamtbefund der Proben zwischen Externsteinen und Sandebeck, daß keine genetischen Zusammenhänge zwischen der Anreicherung des Gesteins mit Kieselsäure und magmatischen Vorgängen erkennbar sind. HAACKs Vermutung, daß der Kieselsäuregehalt der festen Mergel des Alb auf die Skelettelemente der Kieselschwämme zurückgeht, dürfte daher wohl zutreffen. Da auch der Sandstein des Oberen Oxford im Wiehengebirge zahlreiche Schwammrhaxen enthält (WORTMANN 1971, S. 24), beteiligt sich im übrigen auch dort organogene Kieselsäure neben derjenigen aus den detritischen Quarzen (und vielleicht auch juveniler Kieselsäure) an der Verkieselung des Gesteins.

### **Brauneisenerz (Limonit, FeOOH)**

Limonit, ein Gemenge aus den Mineralien Goethit (Nadeleisenerz,  $\alpha$ -FeOOH) und Lepidokrokit (Rubinglimmer,  $\gamma$ -FeOOH) unter Vorherrschen von Goethit, ist Farbträger der meisten gelblichen und braunen Tönungen unserer Gesteine. Er entsteht bei der Verwitterung u. a. von Siderit, Ankerit-Dolomit, Hämatit und Pyrit und ist daher in unserem Gebiet weit verbreitet. Man findet ihn als Überzug, oft in den Anlauffarben schillernd, auf den verwitternden Mineralien selbst und auf fast allen Kluft- und Schichtflächen. Nicht selten bildet Limonit auch die traubig-nierigen Krusten des sog. Braunen Glaskopfs mit einer „wie lakkiert aussehenden glatten und fast schwarzen Oberfläche“ aus (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 536). Beispiele hierfür sind bei uns die Oberflächen mancher Gerölle von sog. Eisenschwarten des Osningsandsteins und der sog. Markasitknollen der Oberen Kreide.

In Gesteinen mit idiomorph ausgebildetem Pyrit, z. B. im Keuper des nördlichen Lipper Berglandes, beobachtet man Limonit auch pseudomorph nach Pyrit. Auch Pseudomorphosen nach Ankerit und Siderit sind in unserem Gebiet möglich.

Aufgrund der Umstände seiner Bildung erlaubt Limonit bei uns keine Aussagen über die thermische Situation während der Mineralisation.

## **2.1.4. Carbonate**

### **Kalkspat (Calcit, CaCO<sub>3</sub>)**

Calcit, die von uns am häufigsten beobachtete Mineralneubildung, ist Bestandteil fast aller Mineralparagenesen auf Klüften, in den Drusen und in Fossilresten der verschiedenen Kalke, Kalksandsteine, Kalkmergel, Mergel und Tonsteine unseres Gebietes. Er findet sich ferner stets in den Schwundrissen der Geoden und in den Gipsresiduen der Keupermergel.

Die Neubildung des Minerals geht zum Teil auf lateralsekretionäre Ausscheidung aus kalkhaltigen Wässern zurück, die sich in den Gesteinen durch Lösung von organogen-sedimentärem (Fossilien) oder chemisch gefällttem Kalk (u. a. Kalkooide) bildeten, zu einem anderen Teil aber auch auf die diagenetische Umwandlung weniger stabiler Zustandsformen von Calciumcarbonat, z. B. in den Schalen von Weichtieren.

Die Calcitbildung in den Gipsresiduen des Keupers wird von KÜHL (1957, S. 18) damit erklärt, daß Stoffe mit einem oder mehreren gemeinsamen Ionen ihre Löslichkeit gegenseitig herabsetzen. Daher müsse der Prozeß der Gipsauslaugung (Calciumsulfat) zur Ausfällung des Calcits (Calciumcarbonat) aus den wässrigen Lösungen des Gesteins geführt haben. Über die Bedingungen der Gipsauslaugung hat sich KÜHL in der Weise geäußert, daß es sich um einen allmählichen, oberflächennahen Prozeß gehandelt habe (S. 17 f.). Diese Deutung halten wir für richtig, soweit sie nicht auf die Quarz-Calcit-Aggregate des Steinmergelkeupers (km 4) bezogen wird. Es wäre für uns vor allem nicht einsichtig, wie es dort nach der Auslaugung der Gipslagen durch Tageswässer in Oberflächennähe noch zur Mobilisation von Lösungen gekommen sein sollte, aus denen in die Auslaugungshohlräume die beschriebenen Neubildungen von Kupferkies, Arsenfahlerz, Bleiglanz, Pyrit, Bergkristall, Baryt und Albiten ausgeschieden wurden.

Aus den Formen der Calcit-Kristalle sind unter bestimmten Voraussetzungen Schlüsse auf die Bildungstemperatur möglich. Solche Voraussetzungen sind, abgesehen von der Schwierigkeit der exakten Bestimmung der sehr zahlreichen Kristallformen, auch die Kenntnis der Lösungsgenossen des Calciumcarbonats und der Druckverhältnisse, unter denen die abscheidenden Lösungen stehen bzw. standen. Entsprechende Untersuchungen gehören in eine speziellere Thematik und hätten mit den uns zur Verfügung stehenden Methoden nicht durchgeführt werden können. Angaben zu den thermischen Beziehungen zwischen Calcit und Aragonit finden sich bei der Erörterung des Aragonits. Als Erstausscheidung ist der Calcit bei uns zumeist rhomboedrisch, als spätere Ausscheidung aber meist skalenödrisch entwickelt.

Wegen seines sehr weiten Bildungsbereiches eignet sich Calcit — ohne die erwähnten Spezialuntersuchungen — nicht als Argument für die geothermische Situation während der Mineralisation. Eine nur geringe Eigenschaft läßt sich zudem auch aufgrund der Tatsache vermuten, daß er — im Gegensatz zu einigen anderen Mineralneubildungen — bei uns nicht regional angereichert und auch in Formationen verbreitet ist, in denen die signifikanteren Mineralneubildungen nicht mehr zu beobachten sind (Obere Kreide, Tertiär; s. Altersfrage, BÜCHNER u. SERAPHIM 1975).

### **Bitterspat (Magnesit, $MgCO_3$ )**

Das Vorkommen von Magnesit in Drusen wird in der Literatur für den Unteren Keuper bei Steinheim angegeben. Weitergehende Schlüsse sind wegen des Fehlens genauerer Angaben nicht möglich.

### **Eisenspat (Siderit, $FeCO_3$ )**

Siderit ist ein Mineral, das sich (u. a.) hydrothermal, aber auch sedimentär bilden kann. Bei hydrothermalen Entstehung findet sich das Erz

in erster Linie auf Klüften und Gängen oder als Verdrängungsprodukt von Kalken und Dolomiten, bei sedimentärer Bildung oft in Form von „Lagen knolliger Konkretionen“ und in Oolithen (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 550).

Das nächstgelegene bekannte Vorkommen von hydrothermalem Siderit außerhalb unseres Arbeitsgebietes sind die Gänge grobspätigen Erzes und die metasomatischen Lagerstätten feinkristalliner Erzmassen in den Zechsteinkalken der paläozoischen Horste bei Osnabrück, für sedimentären Siderit die von SCHMITZ (1965) beschriebenen Geoden in der Unteren Kreide von Farmsen bei Hildesheim.

Siderit beobachteten wir in unserem Arbeitsgebiet nur im nördlichen Teil, und zwar im Wiehen-/Wesergebirge zwischen dem Häverstädter Berg und Schloß Arensburg. Das Mineral tritt hier in 5–25 cm starken Siderit-Fluorit-Gängen (Nammen, Wülpker Egge), als Neubildung in Chamosit-Ooiden (Wittekind-Flöz am Häverstädter Berg), aber auch in Gestalt von Siderit-Ooiden (Arensburg; s. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, Abb. S. 107) und schließlich als Druseninhalt (Klippen-Flöz am Königs-Berg) auf. Ferner wurde es früher — in Verbindung mit ? Kohle — im Dogger des Limberg-Sattels im Wiehengebirge beobachtet.

Das bedeutendste Vorkommen, die Gangerze von Nammen/Kleinenbremen, ist von verschiedenen Autoren untersucht und auch hinsichtlich der Kausalfrage erörtert worden. Wir verweisen in diesem Zusammenhang auf unsere Ausführungen über den Fluorit des Wiehen-/Wesergebirges. Die dort im Anschluß an THIENHAUS, MEMPEL und STADLER vertretene Auffassung, daß die Gangfüllungen thermisch bedingt sind, wurde durch Untersuchungen von STAHL (1971), die u. a. der Klärung der Herkunft der Kohlensäure in den Kluftcarbonaten galten, zusätzlich gestützt. STAHL (1971, S. 429) stellte fest, daß die untersuchten Kluftcarbonate aus der weiteren Umgebung des Bramscher Massivs, darunter eine Sideritprobe aus dem Tagebau Wohlverwahrt/Nammen, unter Beteiligung eines Kohlendioxids gebildet wurden, „das zu einem erheblichen Teil aus der thermischen Zersetzung oder der metamorphen Umwandlung mariner Carbonate stammt“.

Im Gegensatz hierzu steht die von STAHL (1971, S. 433 f.) und davor auch bereits von FRICKE (1968) festgestellte und mit dem miozänen Vulkanismus Nordhessens in Beziehung gebrachte magmatische Provenienz des Kohlenstoffs im Kohlendioxid von Bad Pyrmont, Bad Driburg und Bad Meinberg.

Die marinen Carbonate, die den Kohlenstoff des Siderit von Nammen lieferten, könnten unseres Erachtens die oolithischen Kalke des Ober-Oxford selbst gewesen sein, in denen die Siderit-Fluorit-Gänge stehen. Ein Argument hierfür ist die Tatsache, daß der Siderit in den gleichen Schichten wie bei Nammen in einer oolithischen Lagerstätte an der Arensburg vorkommt, die nicht hydrothermal, sondern eher sedimentär zu erklären ist.

Angesichts der Gesamtheit der Beobachtungen, die für eine thermische Beeinflussung des nördlichen Teiles unseres Arbeitsgebietes sprechen, halten wir für möglich, daß auch bei Nammen ursprünglich eine oolithische Chamosit-Siderit-Lagerstätte vorlag, die jedoch durch Pro-

zesse, die bereits Anklänge an eine thermische Regionalmetamorphose zeigen, in eine Roteisenerz-Lagerstätte überführt wurde.

Als Folge der thermischen Einflüsse, die auch bei der Arensburg noch wirksam waren, beobachteten wir dort in den Sideritoiden idiomorphe Quarz-Neubildungen.

Durch die Vorstellung, daß der Siderit aus sideritführenden Oolithen des Nebengesteins der Klüfte, Gänge und Drusen stammt, wird unseres Erachtens eher verständlich, weshalb nicht auch in anderen Formationen in der Nähe des Wesergebirges, die noch reicher an Neubildungen sind, z. B. im Keuper des Buhn und des nördlichen Lipper Berglandes oder im Oberen Muschelkalk, Siderit beobachtet werden konnte.

### **Zinkspat (Smithsonit, $\text{ZnCO}_3$ )**

Zinkspat wurde in unserem Gebiet bisher nur aus Ammoniten-Hohlkammern des Doggers bei Dehme beschrieben. Das Mineral kommt dort zusammen mit Zinkblende vor und kann als Verwitterungsprodukt der Blende gelten. Für die Frage der geothermischen Situation unseres Gebietes während der Mineralisation ist das genannte Vorkommen bedeutungslos.

### **Dolomit ( $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ ) und Braunspat (Ankerit, $\text{CaFe}[\text{CO}_3]_2$ )**

Der reine Dolomit, bei uns wohl nur angenähert vertreten, ist ein Doppelsalz bei einem molekularen Verhältnis  $\text{MgCO}_3 : \text{CaCO}_3 = 1 : 1$ . Andere Mischungsverhältnisse mit weniger, selten mehr  $\text{MgCO}_3$  beruhen nach RAMDOHR und STRUNZ (1967, S. 552) auf Verwachsungen mit Calcit oder Magnesit. Dagegen bestehen zum Ankerit alle Übergänge. Der Magnesiumanteil im Ankerit ist „nie ganz klein“ (S. 553).

Die genannten Minerale konnten, da sie einander sehr ähnlich und durch Übergänge verbunden sind, von uns nicht immer hinreichend sicher unterschieden werden. Wir haben sie daher im allgemeinen summarisch als „Carbonat-Rhomboeder“ bezeichnet. In einigen Fällen können unter diesem Begriff auch unreine Calcite mit erfaßt worden sein. Für die Beurteilung der Gesamtsituation während der Mineralisation in unserem Gebiet stellt die summarische Behandlung von Dolomit, Ankerit-Dolomit und Ankerit keinen entscheidenden Nachteil dar.

Ankerit-Dolomit oder (und) Dolomit in feinsten Verteilung führende Gesteine sind in unserem Arbeitsgebiet recht verbreitet. Einen besonders hohen Gehalt an Ankerit-Dolomit weist das Wealden 4 von Isenstedt auf. Dolomit ist in einem hohen Prozentsatz auch Bestandteil der Kalke des Unteren Keupers und auch vieler Schichten des Mittleren Keupers.

Von besonderem Interesse ist wegen seiner zahlreichen Mineralneubildungen der Obere Gipskeuper (Steinmergelkeuper, km 4).

Schon GRUPE (1927 a, S. 19) erkannte, daß die sog. Steinmergel „durchweg stark dolomitiert“ sind. Die von ihm veröffentlichten Analysen von verschiedenen Mergelgruben auf Blatt Aerzen zeigen folgende Prozentsätze Kalk und Dolomit:

	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>
Mergelgrube bei Hilkenbreden	20,36	18,54
Mergelgrube am Totenberg bei Groß-Berke	29,66	14,73
Weitere Mergelgrube am Toten-Berg	30,67	24,98
Mergelgrube an der Schrappmühle	30,25	19,68

HAMM (1938, S. 131) gibt beim Oberen Gipskeuper für das südliche Niedersachsen 10—30 % kohlensauren Kalk, 10—20 % kohlensaures Magnesium, nur 1—2 % Ton und „viel Kieselsäure“ an.

Nach KÜHL (1957, S. 166 ff.) zeigen die von einer Anzahl typischer Gesteine in km 4 des südlichen Lippe durchgeführten komplexometrischen Carbonatbestimmungen, „daß der Dolomitanteil fast durchweg überwiegt. Vielfach liegt ... fast normaldolomitische Zusammensetzung vor“.

Ein weiteres Beispiel für einen hohen Dolomitgehalt sind die sog. Dolomitbänke der Unteren Letten des Unteren Keupers, für die MESTWERDT (1911, S. 10) auf Blatt Blomberg 54 % CaCO<sub>3</sub> und 39 % MgCO<sub>3</sub> angibt.

Ferner berichtet KÜHL (1957, S. 8) von einem 50 bis 80 % betragenden Anteil Dolomit an dem durchschnittlichen Gesamtcarbonatgehalt des unteren Teiles des Unteren Gipskeupers (km 1), der 15—20 % beträgt. Die Mehrzahl der Gesteine in km 1 ist nach KÜHL als „dolomitischer Tonstein bzw. Tonmergelstein“ anzusprechen. Auch in den Gesteinen der Roten Wand (km 3) ergab die Carbonatbestimmung einer typischen Gesteinsprobe bei 16,2 % Gesamtcarbonat rechnerisch 9,2 % Dolomit und 7 % Kalk (KÜHL 1957, S. 156).

Sowohl Dolomit als auch Ankerit sind häufig durch metasomatische Verdrängung von Kalkstein entstanden, wobei sich Ankerit manchmal als Zwischenglied der Verdrängung von Kalkstein durch Siderit bildet (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 553).

Da die Schwelle des syngenetischen MgO-Gehaltes in den Kalksteinen bei etwa 5 % liegt (GRAUPNER 1968, S. 1263), diese Schwelle aber bei vielen der uns bekannt gewordenen Analysen deutlich überschritten wird, fällt syngenetische Sedimentation als Erklärung weitgehend aus. Bis zu diesem Anteil ist das Magnesium nach GRAUPNER biologischer Herkunft und stamme aus organischen Stoffen. „Größere Mengen Mg gelangen fast ausschließlich sekundär durch Austausch in den Kalkstein, entweder durch Meerwasser oder aus juvenilem Wasser.“

Die marine, früh- bis spätdiagenetische Dolomitanreicherung im Wellenkalk Oberfrankens ist kürzlich durch RIECH dargestellt worden (RIECH 1975, S. 41 ff.). Unter den Bildungen, die von RIECH beschrieben werden, sind nicht nur schichtige oder in Linsen angereicherte kryptokristalline Dolomite, sondern, entsprechend den in unserem Gebiet beobachteten Neubildungen, auch größere Rhomboeder erwähnt. In den grobkristallinen, sog. Beckenrand-Dolomiten des Unteren Muschelkalks liegen die von RIECH beobachteten Kristallgrößen des Dolomits zwischen 30 und 800  $\mu$ . Diese Abmessungen korrespondieren durchaus mit den Dolomit-Neubildungen unseres Gebietes. Es bliebe deshalb zu untersuchen, ob die von RIECH beschriebenen diagenetischen Entstehungsbedingungen



des Dolomits auch für wenigstens einen Teil unserer dolomitreichen Kalke und Dolomit-Neubildungen zutreffen.

Wir fanden Neubildungen von Carbonat-Rhomboedern, darunter mehrfach auch sattelförmig gekrümmte Kristall-Individuen, die für das Vorliegen von Dolomit sprechen, vor allem im Oberen Muschelkalk. Sie kommen dort im gesamten Gebiet von Niesen im Süden bis Vlotho im Norden in Nestern und Drusen, aber auch in deren Nebengestein, ferner in Fossilshalen und als umkristallisierter Inhalt von Ooiden vor.

In fast allen Mineralnestern und Drusen wurden die Carbonat-Rhomboeder im Anschluß an weiße Calcit-Rhomboeder ausgeschieden. In reicheren Paragenesen, die vor allem im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes auftreten, können dann noch Bergkristall, Baryt und Sulfide folgen. Carbonat-Rhomboeder, die zum Teil durch genauere Untersuchungen im Geologischen Landesamt NRW als Ankerit-Dolomit identifiziert worden sind, treten auch häufig in den Paragenesen der Quarz-Calcit-Aggregate auf. Sie finden sich dort wiederum als Folgemineralie von weißen Calcit-Rhomboedern. Jünger als der Ankerit-Dolomit u. ä. Bildungen sind Baryt, Quarz und Albit sowie die Sulfid-Neubildungen.

Die gleiche Position nehmen die Ankerit-Dolomit-Neubildungen in den Geoden-Schwundrissen der Ornatentone an der Porta Westfalica ein. Auch auf den Schwundrissen der Geoden anderer Schichten des Lias und Dogger wurden Ankerit-Dolomit-Neubildungen beobachtet.

Fast stets lassen die Carbonat-Rhomboeder an ihren Korngrenzen infolge Verwitterung eine Limonitanreicherung erkennen, die auf ihren Fe-Gehalt schließen läßt.

In allen hier genannten Fällen liegt, soweit Dolomit bereits in der Grundsubstanz der Gesteine vorhanden ist, z. B. im Unteren und Mittleren Keuper, die Annahme nahe, daß die Neubildungen ihren stofflichen Ursprung im Nebengestein haben.

Über einen relativ geringen ursprünglichen Dolomitgehalt scheint demgegenüber der Obere Muschelkalk zu verfügen, so daß die in ihm zu beobachtenden Dolomit-Neubildungen besonders aufschlußreich sein können. PATNAIK, der den Muschelkalk im Gebiet des Bramscher Massivs und in dessen „Umgebung“ bis hin nach Bielefeld und Vlotho untersuchte, fand Dolomit nur in einzelnen Proben, und zwar als Zement, in Fossilshalen und in linsenartiger Form, ferner, wie wir, im Oberen Muschelkalk auch in Ooiden (1975, S. 20 f.). Aufgrund der Kristallgröße ( $> 10 \mu$ ) und des verhältnismäßig hohen FeO-Gehaltes (bis zu 3,2 %) schließt PATNAIK auf eine spätdiagenetische Dolomitbildung.

Allerdings ist der Dolomit, wie auch Mikroaufnahmen zeigen (PATNAIK 1975, S. 22 f.), wenigstens teilweise jünger als die ebenfalls authigenen Albit- und Quarz-Neubildungen. Da PATNAIK die zuletzt genannten als Hinweis auf einen deutlichen Wärmeeinfluß ansieht (S. 84), der vom Bramscher Massiv ausging, dürften diese Dolomit-Neubildungen nicht mehr mit spätdiagenetischen Prozessen in Beziehung gebracht werden. Vielmehr läge hier ein für unser Gebiet beachtlicher Hinweis auf eine thermische Provenienz auch von Dolomit-Neubildungen.

Die Neubildung von Carbonaten im Muschelkalk sieht PATNAIK wesentlich als Ergebnis einer Sammelkristallisation. Ursachen einer solchen

können ebensowohl diagenetische wie auch Metamorphose-Prozesse sein (MURAWSKI 1972, S. 180).

Der Annahme einer nur diagenetischen Bildung widerspricht auch die Beobachtung, daß die Carbonat-Rhomboeder in vielen Fällen einen engen Bezug zum tektonisch bedingten Kluftsystem zeigen. Sie sind dann jünger als das Kluftsystem, das höchstens jungkimmerisch sein dürfte.

So ließen sich deutliche Beziehungen zwischen den Klüften und Schichtflächen einerseits und Bildung von Carbonat-Rhomboedern andererseits im Oberen Muschelkalk von Alverdissen feststellen. Bei Oeynhausens, Bl. Steinheim, zeigte vorzüglich das Gestein einer brekziösen Gangfüllung, in der auch Bleiglanz beobachtet werden konnte, die Neubildung von Carbonat-Rhomboedern. Am Latt-Berg, Bl. Steinheim, fanden wir Dolomit auf Spalten des Oberen Muschelkalks, bei Nieheim Ankerit-Rhomboeder auf Klüften des Lias. Aus der Literatur wurden von uns Angaben für Braunsopat auf Klüften im Malm von Kleinenbremen und von eisenreichem Dolomit auf Klüften der Unteren Kreide nördlich des Wiehengebirges referiert.

STILLE und MESTWERDT sprechen sich in den Erläuterungen zu Blatt Detmold (1911, S. 10) dafür aus, daß die am Königs-Berg bei Detmold beobachtete Dolomitisierung des Trochitenkalks „durch kohlen-saure Magnesia“ bedingt sei, die dem Kalk „durch Spalten zugeführt worden sein dürfte“. In die gleiche Richtung weist auch die Beobachtung von GRUPE (1929, S. 20), daß der Trochitenkalk bei Polle, Bl. Holzminden, längs der Verwerfungen zuweilen dolomitisiert ist. Für die kluftnahen Partien gibt GRUPE folgende Analysen-Werte an: Unlös. Bestandteile 1,32 %,  $Mn_2O_3$  Spur,  $Fe_2O_3$  0,79 %, FeO 3,53 %, MnO 1,27 %, CaO 30,99 %, MgO 17,06 %,  $CO_2$  44,94 %,  $H_2O$  0,16 %,  $SO_3$  Spur, organ. Substanz 0,10 %.

Für alle diese an tektonischen Störungen gebundenen Anreicherungen mit grobkristallinen Carbonat-Rhomboedern stellt sich die Frage nach den Ursachen der posttektonischen Mobilisation. Im Süden unseres Gebietes ist ein Zusammenhang mit den Bleiglanz-Vorkommen, die wohl auf niedrig-thermale bis pseudo-hydrothermale azsendente Lösungen zurückzuführen sind (vgl. „Bleiglanz“), nicht auszuschließen.

### **Aragonit ( $CaCO_3$ )**

Auf Aragonit als Neubildung sind wir in unserem Gebiet, abgesehen von jungen Sinterbildungen, nur vereinzelt gestoßen. Wir beobachteten das Mineral z. B. in den Ammoniten-Hohlkammern der Macrocephalen-Schichten am Häverstädter Berg, wo es sowohl als fröhdiagenetischer Aragonit-Zement als auch in Gestalt eines filzigen Belags als Letztausscheidung vorkommt. Weiterhin stießen wir auf den Literaturhinweis, daß sich Aragonit im Unteren Keuper im sog. Hauptlettenkohlendolomit bei Kalldorf gefunden habe.

Das Verhalten von Aragonit gegenüber der Temperatur hängt u. a. von den Druckverhältnissen und der Anwesenheit von Lösungsgenossen ab. So ist KIRCHHOFs Angabe (1966), soweit uns Calciumcarbonat in Form von Aragonit begegne, dürften wir mit einer Bildungstemperatur oberhalb 30 Grad C rechnen, nur unter der Voraussetzung zutreffend, daß die Mineralbildung aus einer reinen Lösung erfolgte. Da Aragonit-Neu-

bildung bei Gegenwart von Lösungsgenossen, insbesondere von Magnesiumsalzen, auch unter 29 Grad C stattfindet (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 548), kann das Vorkommen dieses Minerals in marinen Sedimenten kein Indiz für erhöhte Temperaturen während der Bildung sein.

Bei höheren Temperaturen ist die Stabilität des Minerals nur gering. Bei 400 Grad C geht Aragonit in Calcit über (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 554), über größere Zeitabschnitte vermag er sich im allgemeinen nur bei Temperaturen unter 100 Grad C zu behaupten (STADLER 1971, S. 486).

Aus der anscheinend geringen Verbreitung älteren Aragonits in unserem Gebiet Schlüsse bezüglich der thermischen Situation während der Mineralisation abzuleiten, erscheint uns wegen der hier noch zu geringen Zahl spezifischer Untersuchungen verfrüht. Allerdings haben JORDAN und STAHL (1971) anlässlich von isotopischen Paläotemperatur-Bestimmungen an Fossilien eine Konvergenz zwischen der Aragonit- bzw. Calcit-Erhaltung der Molluskenskelette und dem Inkohlungsgrad von Hölzern in Rhät und Lias festgestellt. Die von ihnen gezogene Süd- und Westgrenze der Aragoniterhaltung schließt in Südniedersachsen und Ostwestfalen in auffälliger Weise die von uns wegen ihrer Mineralneubildungen hervorgehobenen Gebiete aus.

#### **Weißbleierz (Cerussit, $PbCO_3$ )**

Cerussit ist ein Mineral, das ausschließlich in der Verwitterungszone von Bleiglanz-Lagerstätten vorkommt (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 556). Wir beobachteten Cerussit als feinkristallinen Überzug auf Bleiglanz der Lagerstätte im Oberen Muschelkalk von Helpup/Währentrup.

#### **Kupferlasur (Azurit, $Cu_2[OH/CO_3]_2$ ) und Malachit ( $Cu_2[(OH)_2/CO_3]$ )**

Azurit und Malachit als Verwitterungsprodukte von Kupfersulfiden sind bei uns besonders im Norden verbreitet. Wir verweisen auf die näheren Angaben bei der Erörterung der Vorkommen von Kupferkies und von Arsenfahlerz.

Die Verbreitung von Malachit reicht vom Buntsandstein über den Muschelkalk bis zum Oberen Steinmergelkeuper (km 4), während Azurit bisher nur im Gebiet der Quarz-Calcit-Aggregate des Oberen Steinmergelkeupers gefunden wurde.

### **2.1.5. Sulfate**

#### **Schwerspat (Baryt, $BaSO_4$ )**

Baryt — und sein carbonatischer Vertreter Witherit, den wir bisher noch nicht beobachteten — gelten als „typisch hydrothermale Minerale“ (PUTZER 1968, S. 1138), d. h. eines Temperaturbereiches etwa zwischen 450 und 200 Grad C. Darüber hinaus ist Baryt aber auch als sedimentäre Bildung, und zwar „konkretionär in Knollenlagen“ (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 575), sowie als lateralsekretionäre Ausscheidung bekannt geworden.

Als hydrothermales Mineral tritt Baryt nicht selten als selbständige Gangfüllung oder als Gangart auf sulfidischen Erzgängen sowie als metasomatisches Verdrängungsprodukt, z. B. von Kalken und Dolomiten, auf. So stellt STADLER (1971, S. 456, 465) die Barytgänge am Schafberg bei

Ibbenbüren und am Hügel bei Osnabrück in die sulfidische Nachphase einer hydrothermalen saxonischen Vererzung, in der es in der Hauptsache jedoch zur metasomatischen Verdrängung von Dolomiten des Zechsteins durch Siderit gekommen ist. Nach SCHREYER (1968, S. 83) steht hier der Baryt in einem klaren Bezug zu tektonisch geschaffenen Kluft- und Spaltensystemen. Daneben finde sich Baryt aber auch in Drusen.

Demgegenüber wird der Baryt auf Klüften am Kirschenberg bei Hildesheim und im Kulf von HOFMEISTER, SIMON und STEIN (1972, S. 72) auf „Lateralsekretion im weiteren Sinne“ zurückgeführt. Nähere Angaben, auf die wir hier verweisen dürfen, haben wir bei der Erörterung der Bleiglanz-Neubildungen dieses Gebietes gemacht. Ein wesentlicher Grund, von der Annahme hydrothermal oder auch nur sekundärhydrothermalen Bedingungen bei der Bleiglanz- und Baryt-Neubildung abzusehen, war für die Autoren die Tatsache, daß an Kirschenberg und Kulf „keinerlei magmatische Tätigkeit bekannt ist“. Auch das „übrige Mineral- und Spurenelementgefüge“ spreche gegen eine juvenilhydrothermale Abfolge, ebenso wie das Fehlen anderer Anzeichen für eine höhere Bildungstemperatur der Kluft- und Gangmineralisation (1972, S. 71). Für den Sulfatschwefel des Baryts konnte aufgrund von Schwefelisotopenmessungen nachgewiesen werden, daß er aus dem Salinar des Mittleren Muschelkalks stammt (NIELSEN 1972).

Baryt konnten wir in allen Formationen mit Ausnahme des Tertiärs und fast im gesamten Untersuchungsgebiet als Neubildung nachweisen. Diese sehr weite Verbreitung des Minerals läßt zunächst vermuten, daß seine Bildung in unserem Raum ganz oder weitgehend unabhängig von einer thermischen Förderung erfolgte, die wir bei anderen Mineralneubildungen — besonders im Norden unseres Gebietes — annehmen mußten. Für die Klärung der Frage, ob und wieweit auch beim Baryt hydrothermale Einflüsse vorliegen, gewinnt die Stellung, die das Mineral jeweils innerhalb der Paragenesen einnimmt, eine besondere Bedeutung.

Im Oberen Muschelkalk beobachteten wir Baryt als Neubildung bisher am Gret-Berg, Bl. Detmold, im Bruch Schneidewind in Alverdisen und in einem Bruch an der Weser bei Heinsen unterhalb Holzminden. An den genannten Stellen bildet er in Drusen dichte Polster oder auch aufgelockerte Büschel idiomorpher Kristalle (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, Abb. S. 35). Demgegenüber scheint das Mineral im Oberen Muschelkalk des südlichen Teiles des Arbeitsgebietes zu fehlen. Die für den oberfränkischen Raum von RIECH (1975, S. 104) getroffene Feststellung, Baryt sei eine Art Leitmineral für den Oberen Muschelkalk, konnten wir bei uns nicht bestätigen.

Im Mittleren Keuper beobachteten wir Baryt häufig in groben, tafeligen Kristallen (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, Abb. S. 72) oder lockeren Garben in Drusen der mineralreichen Quarz-Calcit-Aggregate des Lippischen Nordens, vereinzelt aber auch in Drusen der entsprechenden Schichten bei Bielefeld.

Ferner fanden wir das Mineral in Steinkernen und Geoden-Schwundrissen im Lias der Ravensberger Mulde, wo es in Gestalt feinverfälschter Lamellen und auch tafeliger Kristalle auftritt. Nicht selten werden durch Baryt als Fossilisationsmittel auch organische Strukturen, z. B. von Holz,

nachgezeichnet. Bemerkenswert ist, daß sich Baryt zusammen mit Calcit und Eisensulfid auch in Ammoniten-Hohlkammern des Lias von Sandebeck im nördlichen Eggesenkungsfeld beobachten läßt.

Im Dogger des Wiehen-/Wesergebirges und seines südlichen Vorlandes sind ebenfalls Geoden-Schwundrisse und Ammoniten-Hohlkammern von Barytkristallen besetzt (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, Abb. S. 99). Schließlich findet sich Baryt als Drusenmineral, Hohlkammerfüllung oder Schwundrißfüllung von Geoden auch im Oxford des Wiehen-/Wesergebirges und in Geoden-Schwundrissen des Valendis und Hauterive nördlich des Wiehengebirges.

Unter den aufgeführten Vorkommen geben die Paragenesen im Norden unseres Gebietes Anlaß zu der Annahme der Beteiligung thermischer Prozesse. Dies gilt einmal für den Oberen Muschelkalk, wo Baryt nach Bergkristall und vor (seltener nach) Sulfiden, die zumeist die Letzt-ausscheidung darstellen, erscheint, sowie auch für den Steinmergelkeuper, wo sich der Baryt nach Calcit und Ankerit-Dolomit, aber vor Quarz und Sulfiden bildete. Weiterhin ist eine epigenetische und wohl auch hydrothermale Bildung für den Baryt der Geoden-Schwundrisse der Ornamentone an der Porta anzunehmen, wo das Mineral sowohl vor als auch nach der Ausscheidung der Bergkristalle gebildet wurde, und für die Paragenese der Ammoniten-Hohlkammern im Norden unseres Gebietes, wo Baryt zusammen mit Bergkristall und Sulfiden eine späte Ausscheidung darstellt.

Ob das Barium lateralsekretionär aus dem Nebengestein oder aszendend zugeführt wurde, muß von uns in allen diesen Fällen offengelassen werden. Allerdings erscheint Baryt bzw. Barium in keiner der uns bekannt gewordenen Analysen des Grundgesteins der verschiedenen Formationen unseres Gebietes (vgl. u. a. GRUPE 1912 betr. Hauptdolomit in Ku; GRUPE 1929 betr. dolomitisierten Trochitenkalk bei Polle; KÜHL 1957 betr. Mittleren Keuper; PATNAIK 1975 betr. Muschelkalk).

Wegen der nahezu allgemeinen Verbreitung auf den Schwundrissen der Geoden und in Fossilresten der tonigen Ablagerungen des Jura und der Unteren Kreide eignet sich der Baryt dort nicht als Argument für hydrothermale Einflüsse. So fanden wir Baryt in späterer Ausbildung — neben Zinkblende — z. B. auch im süddeutschen Lias bei Aalen/Würt., fern jeder längeren Aufheizung, in Proben einer Ammoniten-Brekzie, wo das Mineral die Innenwindungen eines *Grammoceras striatulum* (SOW.) besetzte.

Bemerkenswert sind weiterhin zwei Vorkommen von Kluft-Baryten. Das eine findet sich im Cenoman von Künsebeck im Teutoburger Wald und stellt die einzige ungewöhnliche Mineralneubildung in der Oberen Kreide unseres Gebietes dar. Eine Deutung ist hier z. Z. noch nicht möglich.

Beim anderen Vorkommen handelt es sich um feine Baryt-Bestege, die von uns zusammen mit Calcit und idiomorphem Chlorit (s. Silikate: Chlorit) im Unteren Keuper von Kalldorf im Norden unseres Gebietes gefunden wurden. STADLER (1970), der die von uns eingesandten Proben freundlicherweise untersuchte, äußert die Auffassung, die Komponenten des Baryts seien hier „vermutlich neu zugeführt“; das aber hieße, daß sie

nicht auf Lateralsekretion zurückzuführen sind, sondern Aszendenz barythaltiger Lösungen in Erwägung gezogen werden muß.

Weitere Hinweise auf Baryt bzw. Barium ließen sich aus den Analysen der Heilwässer der zahlreichen Kurorte unseres Gebietes erwarten. Auffällig ist jedoch, daß Barium gar nicht oder nur in Spuren oder sehr geringen Mengen ermittelt wurde (DIENEMANN und FRICKE 1961). Dies gilt ebenso für die Mineralwässer im Norden unseres Gebietes in Minden, Melle, Bünde, Oeynhausens, Salzuflen und Kalldorf wie für die im Süden in Driburg, Meinberg, Hermannsborn und Lippspringe. In den Brunnen der Karolinenquelle in der Kammeratsheide in Bielefeld wurde, wie MESTWERDT und BURRE berichten (1926, S. 27), kein Barium, wohl aber Strontium [2,246 bzw. 0,931 mg  $\text{SrH}_2(\text{CO}_3)_2$  im Liter Wasser] festgestellt.

Diese negativen Ergebnisse sprechen unseres Erachtens allerdings weniger für eine allgemein geringe Verbreitung als für die sehr geringe Löslichkeit von Baryt in Wasser.

Da die Löslichkeit des Baryt durch die Anwesenheit von Chloriden erhöht wird, läßt sich die Neubildung von Baryt im Norden unseres Gebietes möglicherweise — in Anlehnung an von SCHNEIDERHÖHN (1949) vertretene Auffassungen — mit dem Aufstieg chloridischer Thermen begründen. Das von ihnen in älteren Generationen gelöste und mitgeführte Barium wäre danach dem Muschelkalk und Keuper zugeführt worden, wo es durch die Anwesenheit von Sulfationen aus dem Anhydrit des Röt, Mittleren Muschelkalks und des Keupers selbst als Baryt ausgefällt wurde. Eine direkte magmatische Herkunft des Bariums ist weniger wahrscheinlich, da das Barium nach v. ENGELHARDT (1936) vorwiegend in die Erstausscheidung der Kaliummineralien eingeht, so daß in der primären hydrothermalen Mineralbildung keine größeren Mengen an Barium verfügbar sind.

Soweit das Barium in älteren Lagerstätten als Carbonat (Witherit) gebunden ist, kann es nach FRICKE (1953, S. 8) auch durch die Zufuhr von kohlenstoffhaltigen Wässern mobilisiert worden sein. Da die Mineralquellen im Bereich der Pyrmonter Achse im Norden unseres Gebietes zum großen Teil sowohl Chloride als auch Kohlensäure führen (Chlorid-Säuerlinge von Oeynhausens, Salzuflen, Kalldorf und Pyrmont), vermögen wir die vorausgesetzten Hydrothermen nicht näher zu charakterisieren.

### **Coelestin ( $\text{SrSO}_4$ )**

Coelestin ist ein Mineral, das als Neubildung gelegentlich auf hydrothermalen Gängen, häufiger jedoch lateralsekretionär auf Klüften und Lösungshohlräumen von Kalksteinen und konkretionär in Kalken, Mergeln und Gipsen auftritt (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 576).

Wir beobachteten Coelestin-Neubildungen sowohl im Süden als auch im Norden unseres Arbeitsgebietes, im Süden als derbe Einsprenglinge, Drusen und Grabgangfüllungen im Unteren Muschelkalk von Erpentrup, Bl. Driburg, im Norden als lamellares Gemenge und tafelige Kristalle in fossilbedingten und willkürlichen Hohlräumen des Oberen Oxford (BÜCHNER und SERAPHIM 1975, S. 60 ff., 104 ff.).

Da Coelestin-Anreicherung und -Neubildung im germanisch entwickelten Unteren Muschelkalk kürzlich am Beispiel Oberfrankens reprä-

sentativ behandelt worden sind (RIECH 1975), können wir uns im folgenden für das Erpentruper Coelestinvorkommen weitgehend auf die Ergebnisse dieser Arbeit stützen. Dies gilt um so mehr, als RIECH in seinem Arbeitsgebiet eine durchaus ähnliche Ausbildung und Verteilung des Coelestins beobachtet hat.

RIECH bezeichnet den Coelestin aufgrund seiner Verbreitung als das „Leitmineral“ des Unteren Muschelkalks (1975, S. 104). Für sein Arbeitsgebiet betont RIECH, daß der Coelestin weder synsedimentär-evaporitisch, noch infolge von Auslaugungsvorgängen im hangenden Salinar des Mittleren Muschelkalks, sondern lateralsekretionär entstanden ist (S. 169). Für den benachbarten Thüringer Raum gibt es freilich auch Beobachtungen, die den Schluß auf eine Zufuhr Sr-haltiger Lösungen aus dem Mittleren Muschelkalk zulassen (u. a. LANGBEIN 1967).

Der Zeitpunkt der Coelestingenese wird in seinem Arbeitsgebiet von RIECH (1975, S. 143, 168 f.) wie folgt näher bestimmt: „Teilweise bildete sich der Coelestin im noch plastischen Sediment. Weiterhin ist er jünger als Bioturbation, Sedimentgleitungen, Zement A und Sigmoidalklüftung, aber älter als Stylolithen und tektonische Klüftung. In den Schillen fällt seine Bildung in die finale Phase der Zementation. Im Beckeninnern ist er etwa gleich alt mit dem Dolomit...“ Hierdurch erscheint der Coelestin RIECH als eine Bildung der späten Frühdiagenese und der Spätdiagenese. „Verantwortlich waren die hohen Sr-Gehalte der karbonatischen Primärminerale, da das Sr/Ca-Verhältnis im Muschelkalkmeerwasser vermutlich über dem normalozeanischen Wert lag“ (S. 169).

Von den im Korallenoolith des Wiehengebirges beobachteten Coelestin-Neubildungen vermuten wir, daß sie ebenfalls lateral-sekretionär entstanden, daß aber Lösung im Nachbargestein und Ausscheidung in den Drusen zugleich thermische Effekte sind. Zu dieser Einschätzung trägt einmal die Vergesellschaftung mit ebenfalls neugebildeten Quarzen, Carbonat-Rhomboedern und Asphalt bei, evtl. auch die Aufnahme von Bitumen durch den wachsenden Coelestin-Kristall (Bernsen), zum anderen die räumliche Gesamtsituation, die in mehrfacher Hinsicht zur Annahme thermischer Einflüsse Anlaß gibt.

Die nächste Lagerstätte, die nördlich unseres Gebietes bearbeitet worden ist (SCHMIDT 1961), liegt im Malm Südoldenburgs in einem höheren Niveau und hat einen vom Wesergebirge abweichenden Habitus (MÜLLER 1962).

### **Gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ )**

Gips wird in unserem Gebiet überwiegend als Umwandlungsprodukt von Anhydrit infolge Zufluß und Aufnahme von Wasser gefunden. Lagerstätten dieser Art sind die Gipsvorkommen u. a. im Röt und Mittleren Keuper („Gipskeuper“) des Lipper Berglandes sowie im Mittleren Muschelkalk, besonders in Bielefeld-Stieghorst. Während der Wasseraufnahme durch den Anhydrit kommt es zu einer Volumenvergrößerung um 60 %/o, so daß der entstandene Gips andere Schichten, z. B. Tone und Mergel, unter Schleifenbildung verdrängt.

Die Gipslagerstätten werden weiterhin auch ihrerseits wieder durch zirkulierende Wässer gelöst, die den Gips auf Spalten und Rissen des durchflossenen Gesteins teilweise wieder abscheiden können. Auf diese

Weise sind im Graugips des Stieghorster Bruches die schönen Fasergips-Bänder entstanden. „Senkrecht zu den beiden Wänden einer solchen Gesteinsspalte wachsen . . . dicht an dicht die aus dem Wasser ausgeschiedenen Gipskriställchen in Form allerfeinster Nadelchen gegeneinander, um sich in der Mittellinie der Kluft zu treffen“ (HAMM 1938, S. 95).

Auf Gips-Neubildung aus zirkulierenden Wässern stießen wir auch im Resthohlraum einer Ammonitenkammer des Doggers (s. BÜCHNER und SERAPHIM 1975, Abb. S. 94).

Demgegenüber haben sich die Gipskristalle auf Klüften und Schichtflächen von Lias und Dogger durch Einwirkung der bei der Pyritverwitterung entstehenden Schwefelsäure auf den Kalk des Tongesteins gebildet.

Für die Beurteilung der geothermischen Situation während der Hauptmineralisationsphase unseres Gebietes haben die Gips-Neubildungen keine Bedeutung.

### 2.1.6. Silikate

**Turmalin** (wechselnd und kompliziert zusammengesetzte Mischkristalle aus der Abteilung der Cyclosilikate)

Das — wenn hydrothermal — bis in den mesothermalen Bereich hinab gebildete Mineral Turmalin wurde von uns bisher nur einmal, und zwar in mikroskopischen Abmessungen in Gipsresiduen der Unteren bunten Mergel (km 1) an der Saalegge, Bl. Vlotho, gefunden. Diese Fundumstände sprechen mehr für saline als für hydrothermale Bildungsbedingungen.

PATNAIK (1975, S. 68) erwähnt authigenen Turmalin u. a. auch aus dem Muschelkalk des Bramscher Massivs und des Wesergebietes. Von den Turmalin-Kristallen im süddeutschen Muschelkalk nimmt PATNAIK aufgrund von kohligen und/oder tonigen Einschlüssen eine diagenetische Bildung an. Über die Größenordnung der Kristalle finden sich keine näheren Angaben, doch handelt es sich in jedem Falle um mikroskopisch kleine Individuen.

### **Kali-Tonerdeglimmer (Muskovit, $KAl_2 [(OH,F)_2/AlSi_3O_{10}]$ )**

Muskovit ist ein Mineral, das in unserem Gebiet verbreitet detritisch vorkommt und dann im Rahmen unserer Untersuchungen, die den Neubildungen gelten, keine Bedeutung besitzt. Dabei kann es, wie z. B. im Buntsandstein und im Schilfsandstein, auf Schichtflächen zu einer Anreicherung von Muskovit gekommen sein. Im Schilfsandstein ist das Mineral noch auffällig frisch. Nach WURSTER (1964, S. 18) spricht hier die Korngemeinschaft für ein „unzersetztes Ausgangsmaterial, das ohne Umwege oder Aufarbeitung in das Keuperbecken gelangt sein muß“.

Als Neubildung wurde das Mineral von uns im Keuper der Saalegge, im Lias von Nieheim und im Dogger an der Porta Westfalica beobachtet.

Derartige Neubildungen können sich u. a. bei hydrothermalen Zersetzung und bei der Metamorphose anderer Silikate, z. B. von Tonmineralien, ergeben.

**Glaukonit** (ein Eisen-Aluminium-Silikat stark wechselnder Zusammensetzung)



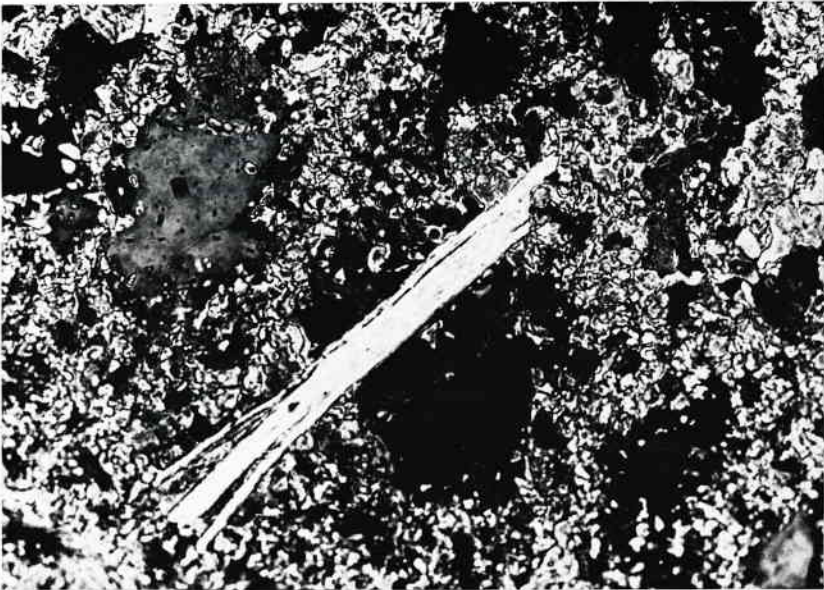


Abb. 18: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Muskovit-Neubildung in Nachbarschaft von teilweise regenerierten Quarzkörnern. — Geodengestein aus dem Ornatenon (Dogger) des Jakobs-Berges (Porta Westfalica) (Bl. Minden). — Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,34 x 0,24 mm.

Glaukonit, in typischer Ausbildung als intensiv grüne bis schwarzgrüne Körner leicht erkennbar, bildet sich bei normalen Temperaturen authigen am Meeresboden und kommt in vielen marinen Sandsteinen, Mergeln und Kalken der verschiedenen geologischen Formationen vor. Andererseits verschwindet das Mineral bei Drucken von 2 bis ca. 6 kbar schon im Temperaturbereich oberhalb 400 Grad C (RAMDOHR und STRUNZ 1967, S. 360). Die unter diesen Bedingungen sich einstellende Grünschiefer-Fazies der Regionalmetamorphose ist in unserem Gebiet aber nirgendwo erreicht. Es muß daher zunächst erwartet werden, daß der Glaukonit bei uns eine weite, wenn auch faziesgebundene Verbreitung besitzt.

Wir beobachteten Glaukonit in den älteren Formationen bisher nur im Oberen Muschelkalk und im Lias der Osningzone. Sein Hauptvorkommen sind aber die Sandsteine, Kalke, Kalksandsteine und Kalkmergel der Unteren und Oberen Kreide (Teutoburger Wald, Stemweder Berge) und des Tertiärs (Doberg). Diese Vorkommen sind entweder jünger als die Mineralisation im Norden unseres Gebietes (Doberg, Stemweder Berge) oder sie liegen außerhalb des Kerngebietes der Mineralneubildungen. Im Lias von Nieheim beobachteten wir keinen Glaukonit.

Die Grünfärbung der Keupermergel und -sandsteine im Norden unseres Gebietes rührt ganz oder doch überwiegend von anderen eisenhalti-

gen Verbindungen, z. B. Chloriten, her. Die Frage, ob im Kerngebiet der Mineralneubildungen auch Glaukonit als Bestandteil der Grundmasse der Gesteine auftritt, bedarf noch einer eingehenden Untersuchung.

### **Chlorit**

„Chlorit“ ist Sammelbezeichnung einer Reihe von Phyllosilikaten, die besonders in Chloritschiefern und hydrothermal auf Klüften verschiedener anderer Gesteine vorkommen, aber auch diagenetisch in verschiedenen Sedimentiten auftreten können.

Idiomorphe Neubildungen von Chlorit fanden wir in den Unteren buntmergeligen Mergeln (km 1) des Keupers an der Saalegge und auf Klüften im Unteren Keuper bei Kalldorf im Norden unseres Gebietes.

Neubildungen in der von uns beschriebenen Form sind für das Saxonikum des Weserberglandes ungewöhnlich. Nach STADLER (1970), der von uns eingesandte Proben untersuchte, sind die Mineralneubildungen von Kalldorf, zu denen auf den gleichen Klüften auch Baryt und Calcit gehören, „offensichtlich durch saure Hydrothermen, die auf Störungen zirkulierten, verursacht worden“.

Die Neubildung von Chlorit bei Kalldorf griff auf den beachtlichen Gehalt des die Klüfte randlich begrenzenden Gesteins an sedimentärem, feinverteiltem Chlorit zurück, der gelöst und dann in idiomorphen Kristallen auf den Klüften neu ausgeschieden wurde. Nach STADLER (1970) ergab die mit der Röntgenbeugungsmethode durchgeführte Analyse des eingesandten Muttergesteins folgenden Mineralbestand: Quarz ca. 40 %, Feldspat 3 %, Illit-Serizit ca. 15 %, Chlorit ca. 15 %, Dolomit (Fe-haltig) ca. 10–15 %, Eisenoxid und -hydroxid (Hydrohämait) 5 %. Der Rest erwies sich als röntgenamorph.

STADLER charakterisiert den Prozeß der Mineralneubildung auf den Klüften des Gesteins wie folgt: « 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 Neuspaltung von gut kristallisierten, idiomorphen, Fe-reichen Chloriten gekommen, die aureolenförmig dichte Aggregate von Schwespat und Calcit umgeben.

Diese Mineralien- bzw. Neubildungen dürften durch die Zufuhr von stark sauren Kluftwässern verursacht worden sein, wobei die Mineralumsetzungen unter reduzierenden Bedingungen stattgefunden haben müssen. — Der Ankerit wurde bei diesem Vorgang zum Teil gelöst und der Eisenhydroxydgehalt des Tones vollständig reduziert, das freierwirdende Fe<sup>2+</sup> und wahrscheinlich auch das Magnesium führte unter den o. a. Milieubedingungen zur Chloritneubildung».

Von den Komponenten des Schwespates vermutet STADLER, daß sie neu zugeführt wurden, während das zur Calcitbildung benötigte Calcium aus dem zerstörten Ankerit hergeleitet werden könne.

Die Chlorit-Neubildung von Kalldorf fällt demgemäß unter die Erscheinung der Lateralsekretion, die hier allerdings durch die Hydrothermen gefördert wurde.

Das nächste Vorkommen von Chlorit-Neubildungen außerhalb unseres Arbeitsgebietes findet sich im Dach des Bramscher Massivs im Malm des Gehn.

### Feldspäte

Die zu den Tektosilikaten gehörenden Feldspäte sind bei uns teilweise detritischer und teilweise authigener Herkunft. Die hier interessierenden authigenen Feldspäte sind teilweise Orthoklase (Kalifeldspäte,  $K[AlSi_3O_8]$ ), teilweise Plagioklase. d. h. Mischkristalle von Natronfeldspat (Albit,  $Na[AlSi_3O_8]$ ) und Kalkfeldspat (Anorthit,  $Ca[Al_2Si_2O_8]$ ).

Die in erster Linie an Magmatite und Metamorphite gebundenen authigenen Feldspäte kommen untergeordnet auch in den Sedimentgesteinen des Weserberglandes vor. Ihre Häufung, besonders als Albit, kann als Indiz für eine schwache Metamorphose der Gesteine gelten.

Die von uns im allgemeinen nicht näher bestimmten Feldspat-Neubildungen häufen sich anscheinend im Norden unseres Gebietes, und zwar in erster Linie in den Mineralnestern, Drusen, Aggregaten, Schlieren und Fossilresten, in denen auch andere Mineralneubildungen vermehrt zu beobachten sind. Besonders eng scheint die Bindung an die neugebildeten Quarze zu sein.

Die Beobachtung von Feldspat-Neubildungen reicht im Norden unseres Arbeitsgebietes durch fast alle Abteilungen und Stufen, während sie uns im südlichen Teil bisher kaum möglich war. Vorkommen, auf die wir — ohne nähere qualitativ/quantitative Angaben — bereits hingewiesen haben, sind im Oberen Muschelkalk die Aufschlüsse am Reinertersberg bei Welstorf, bei Alverdissen und bei Vlotho, im Steinmergelkeuper die Aufschlüsse bei Fhs. Dobbelsstein (Bl. Hessisch-Oldendorf), bei „Am Schlenkersbrink“ auf dem Buhn und bei Reinerbeck, im Lias die Grube in Pödinghausen (Bl. Herford-West) und im Dogger die Macrocephalen-Schichten am Häverstädter Berg im Wiehengebirge. Hinzu kommen die im vorliegenden Teil der Arbeit genannten Feldspat-Kristalloblasten im Oberen Muschelkalk von Lüdenhausen (dort zusammen mit Quarz und Pyrit), in der Grundmasse des Gesteins (in der Nähe von Quarzbrekzien) im Mittleren Keuper an der Saalegge, in Fossilnähe im Lias von Nieheim und schließlich in Geoden der Unteren Kreide nördlich des Wiehengebirges.

Über einen hohen Feldspatgehalt bei deutlichem Überwiegen der authigenen Albite gegenüber den detritischen Feldspäten in dem Tongestein des Münder Mergels im Bereich des Ellerburg-Sattels nördlich des Wiehengebirges hat WORTMANN (1971, S. 37 f.) berichtet. WORTMANN bezeichnet den bis zu 40 % des Gesteinsvolumens betragenden Gehalt an authigenen Albiten als „erstaunlich“.

Wie hoch der Anteil der authigenen — sei es diagenetisch oder epigenetisch — gebildeten Feldspäte in unserem Gebiet ist, wurde sonst bisher nur am Beispiel des Muschelkalks, und zwar durch PATNAIK (1975) untersucht. PATNAIK verglich Proben aus dem unmittelbaren Bereich des Bramscher Massivs (Bohrung Ellerburg Z 1, Bl. Lübbecke), aus der „Bramscher Umgebung“ (Wester-Berg und Schützen-Berg auf Bl. Osna-brück; Ummelmans Hof auf Bl. Bielefeld; Bruch an der Straße Hohenhausen—Tevenhausen, Bl. Vlotho), aus der „Weserumgebung“ (Raum Karlshafen und mittlere Diemel), aus dem Braunschweiger Gebiet (Wol-

fenbüttel und Königslutter) sowie schließlich auch aus Süddeutschland (Neckar und Jagst). Danach liegt der authigene Anteil der Albite im Bramscher Massiv bei 95 %, der der Kalifeldspäte bei 85 %. Für die Weserumgebung lauten die entsprechenden Zahlen 65 und 69 %, für das Braunschweiger Gebiet 19 und 48 %, für den Muschelkalk an Neckar und Jagst schließlich 30 und 60 %. Bei den Albit-Neubildungen handelt es sich überwiegend um Tiefalbite (S. 44).

Nur im Bereich des Bramscher Massivs selbst beobachtete PATNAIK auch eine Feldspatisierung von Fossilschalen (S. 80).

Unterschiede in der Beschaffenheit der authigen gebildeten Feldspäte im Bereich des Bramscher Massivs sowie des nordwestfälisch-lippischen Gebietes einerseits und des Raumes Karlshafen-Diemel andererseits bestehen auch darin, daß die Zahl der „reinen“ Feldspatneubildungen zur Weser/Diemel hin zugunsten sekundärer Umwachsungen von detritischen Feldspäten abnimmt (S. 51 ff. u. a.).

Als Ursache der genannten Unterschiede sieht PATNAIK (1975, S. 3) die „unterschiedliche Wärmegegeschichte“ der betreffenden Räume, wobei mit wachsendem Diagenesegrad der Sedimente zugleich besonders der Anteil an authigenen Albiten deutlich zunehme. Die immer noch relativ hohen Albit-Werte im Raum Karlshafen-Diemel deutet PATNAIK als großregionalen thermischen Effekt, nämlich als letzte Ausläufer der im Nordwesten bei Bielefeld und Vlotho, besonders aber bei Osnabrück und Bramsche viel intensiveren Erscheinungen (Kartenskizze Abb. 19). In bezug auf authigene Feldspäte erwiesen sich die Proben an Weser und Diemel nach PATNAIK (S. 89) unabhängig von der Entfernung von den Basaltintrusionen Nordhessens.

Als Bildungstemperatur der authigenen Feldspäte im Muschelkalk gibt PATNAIK aufgrund des Diagenesegrades des Gesteins vom Bramscher Massiv bis zur Weser maximal 300 Grad an (S. 82 f.). Als Anzeiger für den Diagenesegrad wird u. a. die Illitkristallinität genannt. In den von PATNAIK untersuchten Gebieten zeigen die Illite (bestimmte Glimmer) verschiedene Kristallinitätswerte. Legt man die WEBERsche Skala (WEBER 1972) zugrunde, so schwanken sie im Gebiet zwischen Bramsche und der oberen Weser um Werte, die dem Zwischenbereich von Diagenese und Anchimetamorphose entsprechen.

### **2.1.7. Bitumina**

Bei dieser Gruppe handelt es sich um Ausscheidungen im Gestein, die vorwiegend aus niederen Organismen durch chemische Umwandlung organischer Verbindungen hervorgegangen sind. Die neu entstandenen Substanzen sind Kohlenwasserstoffe von bräunlicher oder schwarzer Farbe; es handelt sich nicht um Mineralien im engeren Sinne, sondern um amorphe organische Bildungen. Wir gehen auf diese Substanzen dennoch kurz ein, da sie zum Teil geeignet sind, das Milieu auch der Mineralneubildung zu charakterisieren.

#### **Asphalte**

Bei den Asphalten handelt es sich um die Abdunstungsreste von Erdöllagerstätten. Sie können an Ort und Stelle authigen gebildet sein, ebenso aber auch allothigen, d. h. Bitumina sein, die im Rahmen einer

mobilen Phase erst sekundär eingewandert sind. Die Mobilisation sowohl der authigenen als auch der allothigenen Asphalte ist häufig auf geothermische Einflüsse zurückzuführen.

In unserem Gebiet findet sich Asphalt im Lias von Nieheim als Spätausscheidung der dortigen Paragenese auf Klüften und Drucksuturen sowie in Hohlräumen. Hier wie auch in den Ammoniten-Hohlkammern des Dogger am Häverstädter Berg kann, da Lias und Dogger bei uns überwiegend aus Schiefertönen mit einem relativ hohen Anteil an feiverteiltem Bitumen aufgebaut sind, angenommen werden, daß die Asphaltanreicherungen authigen entstanden. Die Bitumenzone im Calcit der Kammerfüllungen der Ammoniten markiert hier zudem deutlich die Mobilisationsphase.

Bei dem Asphalt auf Calcit in Klüften des Oberen Muschelkalks der Barnhauser Egge im Osning und bei Oldendorf, Bl. Schleddehausen, dürfte es sich demgegenüber eher um aus anderen Schichten zugeführtes Bitumen handeln. Dasselbe gilt für den Oberen Muschelkalk im Gemeindesteinbruch Oeynhausien, Bl. Steinheim, wo der Asphalt in Drusen auftritt und auch auf feinsten Migrationsbahnen in den Kronen von Seelilien ausgeschieden wurde. Ferner vermuten wir eine allothigene Bildung auch in einer Coelestindruse im Korallenoolith bei Schloß Arensburg und Bernsen. Die erwähnten Steinbrüche in der Barnhauser Egge und bei Oeynhausien sind zugleich Fundorte von Kluft-Bleiglanz.

Eine Sonderform des Asphalt stellt der höher inkohlte Epi-Imponit dar. Als Vorkommen in unserem Gebiet wurden die mit Calcit und Epi-Imponit gefüllten Klüfte im Tagebau Wohlverwahrt/Nammen und im Bruch E. Meyer am Osthang des Königs-Berges, Bl. Minden, beide im Korallenoolith, erwähnt. Weitere Vorkommen sind wahrscheinlich.

## **2.2. Thermische (Inkohlungs-)Anomalien**

Als Ergebnis der vorangegangenen Erörterung wird in hohem Maße wahrscheinlich, daß der nördliche Teil unseres Arbeitsgebietes zeitweise einer höheren Geothermik ausgesetzt war, die zur Mobilisierung von Lösungen, zur aszendenten und lateralsekretionären Migration dieser Lösungen und schließlich zur Abscheidung der entsprechenden Mineralneubildungen führte. Im südlichen bis südöstlichen Teil unseres Arbeitsgebietes sind solche Anzeichen einer höheren Geothermik demgegenüber deutlich geringer und zum Teil auch umstritten.

Ein unmittelbarer Nachweis erhöhter Paläotemperaturen kann durch die Intensität der Inkohlung von pflanzlicher Substanz der verschiedenen Formationen, aber auch von Erdölrückständen als Umwandlungsprodukten von Mikroorganismen erbracht werden.

Für das Niedersächsische Tektogen und speziell den Raum Osnabrück und das engere Gebiet des Bramscher Massivs wurde dieser Nachweis schon mehrfach, zuerst mit chemischen Verfahren, dann auch mit mikroskopischen Reflexionsmessungen an Vitriniten, geführt (u. a. M. u. R. TEICHMÜLLER 1951; BARTENSTEIN, M. u. R. TEICHMÜLLER 1971). Dabei wurde in den genannten Gebieten z. T. eine Metamorphose bis zum Anthrazit-Stadium beobachtet. Das mittlere Reflexionsvermögen der Vitrinite erreicht im Wealden nördlich des Wiehengebirges bei Bohmte,

20 km E Bramsche, mit 3,85 % ein Maximum (BARTENSTEIN und M. u. R. TEICHMÜLLER 1971, Tafel 1). Für das ältere, tiefer abgesenkte und schon daher stärker inkohlte pflanzliche Material ermittelte KOCH unter Mitarbeit von ARNEMANN (1975, S. 51 ff.) im Dach des Bramscher Massivs bei Voltlage in Lias beta sogar den Wert 6,0 % und bei Ostercappeln im Lias gamma 4,85 %. Der Anthrazit-Bereich beginnt oberhalb des Reflexionswertes 2,25 %.

Für die Frage nach dem Alter des Bramscher Massivs ist wesentlich, daß die hohe Inkohlung noch die pflanzlichen Substanzen des Wealden erfaßt hat. Als engere Zeitmarke für das Empordringen des zu vermutenden Intrusivkörpers bei Bramsche gelten allgemein einige Intrusiva, die in Gestalt basischer Gang-Magmatite im Wealden des deutsch-holländischen Grenzgebietes, etwa 70 km W Bramsche, beobachtet worden sind. Ob man hieraus, wie es vielfach geschieht, auf ein oberkretazisches Alter des Bramscher Massivs schließen soll, erscheint uns fraglich, weil wir uns bei Nordhorn und Bentheim, wie auch die geringen Reflexionswerte der Vitrinite zeigen, bereits an der äußersten Grenze oder sogar außerhalb der Einflußsphäre des Bramscher Massivs befinden.

Einen Anhaltspunkt für das Alter des Bramscher Massivs gibt weiterhin der von O. BROCKAMP (1976) erbrachte Nachweis eines stark erhöhten, von vulkanischen Tuffen abzuleitenden Montmorillonit-Gehaltes in den Mergeln und Tonen Nordwestdeutschlands seit dem Apt.

Für die von ihm geäußerte Auffassung, daß der magmatische Körper von Bramsche schon Ende Jura — Anfang Kreide intrudierte, gibt PAT-NAIK (1975, S. 7) keine Begründung.

Da die organischen Substanzen im Ober-Campan des Niedersächsischen Tektogens (Stemweder Berge, Dammer Obere Kreide) nur bis zum Braunkohlen-Stadium inkohlt sind und den Gesteinen dieser Stufe auch die entscheidenden Mineralneubildungen fehlen, war der Bramscher Intrusivkörper zu dieser Zeit bereits abgekühlt.

Wie BARTENSTEIN und M. u. R. TEICHMÜLLER (1971, S. 516) feststellten, greift die hohe Inkohlung des Wealden „bemerkenswerterweise nach Osten weit über den Bereich des Bramscher Massivs hinaus“. Die genannten Autoren bringen diese Beobachtung mit von NODOP (1971) aus seismischen Befunden auch bei Uchte vermuteten Magmatiten in Verbindung.

Mit dem Ziel, das Alter des dort die Aufheizung bewirkenden Plutons näher zu bestimmen, wurden durch Dr. KOCH von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe kürzlich vier von uns eingesandte Treibholzproben aus dem Ober-Valendis der Tongrube im Lever Wald, Bl. Rahden (R = 3467.080; H = 5807.640), untersucht. KOCH (1977) stellte einen mittleren Reflexionswert von 1,46 % und einen Gehalt an flüchtigen Bestandteilen von 25,8 % waf fest. Das Treibholz befindet sich demgemäß im Fettkohlen-Stadium. Hieraus ergibt sich, daß auf Blatt Rahden auch noch das Ober-Valendis Aufheizungsmerkmale zeigt.

Aus den von BARTENSTEIN und M. u. R. TEICHMÜLLER für Wealden und Malm gezogenen Isoreflexionen entsteht der Eindruck, daß unser engeres Arbeitsgebiet bereits außerhalb der Inkohlungsanomalie des Niedersächsischen Tektogens liegt (Isoreflexionen für Wealden z. B. 1,0 und

1,3). Tatsächlich lagen jedoch in dieser Stufe und auch im Jura seinerzeit keine oder nur ganz wenige Meßwerte zur Auswertung vor.

Durch die Untersuchung der Inkohlung in Rhät und Lias durch KOCH unter Mitarbeit von ARNEMANN (1975) konnten diese Lücken inzwischen weitgehend geschlossen werden. Dabei hat sich herausgestellt, daß die Reflexion der Vitrinite auch noch in Teilen des Unteren Weserberglandes die Werte von anthrazitisierter Kohle erreicht. Bei ihren Untersuchungen an mehr als 100 Proben erfaßten KOCH und ARNEMANN vor allem den in unserem Arbeitsgebiet gelegenen Süd- und Südostrand des Anthrazit-Bereiches für die Rhät-Lias-Grenze. Wesentlich ist hier das weite Vorspringen der Anthrazitzone zwischen Bad Salzuflen und Hameln nach Süden. „Mit dem südlichsten Ausläufer wird noch der Ostteil der Falkenhagener Störungszone erreicht“ (S. 49).

KOCH und ARNEMANN führen des weiteren aus, daß innerhalb der Anthrazitzone noch Differenzierungen angedeutet sind: „Ein Zentrum hoher Inkohlung ist nordwestlich Osnabrück zwischen Bramsche und Fürstenaue zu suchen, wo z. T. Metaanthrazit vorliegt. Ein weiteres, nicht ganz so starkes Zentrum hoher Inkohlung dürfte um Bad Oeynhausen lokalisiert sein.“

Vergleicht man die Ergebnisse von KOCH und ARNEMANN mit der Verbreitung der von uns als thermisch bedingt interpretierten Mineralneubildungen im Norden unseres Gebietes, so ergibt sich eine bemerkenswerte räumliche Übereinstimmung. Für Proben aus dem an Neubildungen reichen nördlichen Teil unseres Gebietes werden im Lias beta auf Blatt Oeynhausen 3,2—3,9, im Lias beta auf Blatt Herford 3,2—3,4 und im Lias alpha 2 auf Blatt Rinteln 3,6 % als besonders hohe Reflexionswerte angegeben.

Für die Deutung der Inkohlungsanomalie zwischen Salzuflen und Hameln ist beachtenswert, daß die thermischen Wirkungen eines Intrusivkörpers „im wesentlichen nur auf den Bereich zwischen seinem Dach und der Erdoberfläche beschränkt“ sind und nach der Seite rasch abnehmen (NODOP 1971, S. 419). So läßt die Feststellung des im Südosten des Niedersächsischen Tektogens weit nach S vorspringenden Keiles hoher Inkohlung (Reflexionswerte  $> 2,5$ ) nach KOCH und ARNEMANN den Schluß auf einen Nebenherd der Aufheizungszone des Bramscher Massivs oder auf eine Ausbuchtung des Massivs selbst..., etwa zwischen Herford und Weser“, zu (1975, S. 46).

Aufgrund der Beobachtung bestimmter Mineralneubildungen, in erster Linie von Tennantit, Fluorit, Bergkristall, Siderit, Chlorit, Muskovit, Albit sowie Epi-Imponit, darüber hinaus aber auch anderer, mit den genannten vergesellschafteter Mineralien, vertreten wir die Auffassung, daß wir es mit einem Nebenherd mit eigenem, wenn wohl auch untergeordnetem Aufheizungszenrum zu tun haben. Zu dieser Beurteilung tragen ebenso die Inkohlungswerte und auch die im folgenden Kapitel noch kurz zu erörternden sonstigen Anomalien durch ihre Art und ihren Verlauf bei. Alle diese Faktoren führen zu der Vorstellung eines weiteren Intrusivkörpers, dessen Top nicht wesentlich tiefer als der des Bramscher Massivs (ca. 5 500 m) liegen dürfte.

Mit Rücksicht auf diese, die bisherigen Vorstellungen modifizierenden Befunde halten wir für zweckmäßig, gegenüber der Bezeichnung „Bram-

scher Massiv“ die Bezeichnung „**Bramsche-Vlothoer Massiv**“ den Vorzug zu geben. Von einem gesonderten „Vlothoer Massiv“ (bzw. auch „Uchter Massiv“, s. NODOP 1971) zu sprechen, halten wir wegen der Überschneidung der Einflußsphäre der zu vermutenden Intrusivkörper für weniger sinnvoll.

### 2.3. Andere Anomalien

Der Inkohlungsanomalie des Bramsche-Vlothoer Massivs entspricht im geo-physikalischen Bereich die Feststellung einer Reihe weiterer Anomalien, die ebenfalls zur Vorstellung mehrerer Intrusiva führen.

Hierzu zählen magnetische, gravimetrische und seismische sowie weitere, von diesen abzuleitende Anomalien. Wegen der möglichen gleichen Ursachen werden die genannten Anomalien häufig gemeinsam beobachtet. Dies trifft auch beim Bramscher Massiv i. e. S. zu, dessen gravimetrische und magnetische Anomalie bereits im Rahmen der Geophysikalischen Reichsaufnahme erfaßt wurden (REICH 1948, 1949).

In einer neueren Interpretation dieser magnetischen Anomalie kommen HAHN und KIND (1971) unter Berücksichtigung auch der Ergebnisse der Gravimetrie, der Refraktionsseismik und der Inkohlungsmessungen zur Vorstellung eines etwa 5 km tief liegenden magnetischen Körpers, der „entweder die Gestalt eines Lakkoliths mit einer horizontalen Erstreckung in der Größenordnung 50 km und einer Mächtigkeit von einigen km hat oder der in Form eines hohen Berges auf dem magnetischen Teil des kristallinen Grundgebirges aufsitzt und von rund 12 km bis 5 km Teufe aufragt“ (S. 387).

Aus den ihnen vorliegenden Meßergebnissen leiten HAHN und KIND Tiefenlinien der oberen und der randlichen Begrenzung des magnetischen Störkörpers ab. Die östliche Begrenzung des Körpers verläuft in etwa 8 000 m unter N. N. ungefähr auf der Linie Lengerich—Osnabrück—Bad Essen.

Weiter östlich, etwa bei Lübbecke und bei Hohenhausen, d. h. im Gebiet der von uns bemerkten intensiven Mineralneubildung, befinden sich nach der Karte der Anomalien des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland, 1 : 500 000 (1976), zwei weitere magnetische Anomalien geringerer Intensität.

Über die gravimetrischen Verhältnisse gibt der Verlauf der BOUGUER-Isanomalien der Geophysikalischen Karte von Nordwestdeutschland 1 : 500 000 Auskunft (REICH 1948). Eine für die Abgrenzung des Bramscher Massivs wichtige Linie ist die + 30 mgal-Isanomale, die das Massiv von drei Seiten einfaßt; im Südosten greift diese Linie freilich in einem breiten Ausläufer, der über Bad Oeynhaus und Vlotho bis über das Extertal hinwegreicht, auch noch in Gebiete, die nicht mehr zum Bramscher Massiv i. e. S. gehören und sich bemerkenswerterweise wieder mit jenem Raum decken, in dem wir eine Reihe thermisch bedingter Mineralneubildungen beschrieben haben.

Mit den seismischen Verhältnissen im Bereich des Bramscher Massivs selbst, aber auch im östlich anschließenden Gebiet, haben sich zuletzt u. a. THYSSEN, ALLNOCH und LÜTGEBOHMERT (1971) befaßt. Die genannten Autoren stellten fest, daß durch Sprengungen aus-



gelöste Wellen im Bereich des Bramscher Massivs eine geringere Laufzeit aufweisen als in Nordwestdeutschland und im Münsterland. Demgegenüber entsprechen die Laufzeiten im Streichen des Niedersächsischen Tektogens in südöstlicher Richtung wiederum denjenigen der Bramscher Anomalie selbst. Zudem verlaufen die Isochronen im Bramscher Massiv „im großen ähnlich wie die BOUGUER-Isanomalien“ der Reichsaufnahme (1971, S. 401).

Daß die Annahme mehrerer Störkörper, die sich freilich in ihrer stofflichen Zusammensetzung und ihren Eigenschaften unterscheiden, berechtigt ist, geht schließlich auch aus dem von NODOP (1971) veröffentlichten, aus tiefenrefraktionsseismischen Befunden hergeleiteten Profil Versmold—Lübbecke—Nienburg hervor. Das Profil wurde mit dem Ziel gelegt, das präpermische Paläozoikum in der Tiefe des Nordwestdeutschen Beckens zu untersuchen. Der Verlauf der gewählten Profillinie war durch die Lage der Tiefbohrung Versmold 1 (als Einhängpunkt in das bekannte westfälische Paläozoikum) und durch die Erwartung bestimmt, auf der Teilstrecke Hoyel—Lübbecke—Uchte den Störungskörper des Bramscher Massivs zu vermeiden. Wie NODOP berichtet, stieß die refraktionsseismische Untersuchung zwar nicht in der Längsachse des Niedersächsischen Tektogens, wohl aber im nördlichen Teil der Profillinie bei Uchte in etwa 6 000 m Tiefe wahrscheinlich auf einen bisher unbekanntem Intrusivkörper, „der vergleichsweise unmagnetisch ist und als Ursache der Inkohlungserscheinungen in diesem Gebiet angesehen wird“ (1971, S. 412). NODOP vermutet, daß dieser Intrusivkörper gegenüber dem wahrscheinlich basischen Gestein des Bramscher Massivs einen mehr sauren Charakter hat.

Im Zusammenhang mit der Frage der Existenz weiterer magmatischer Intrusiva — neben jenem von Bramsche — ist auch die Bemerkung von STADLER (1971, S. 494) zu beachten, daß die magnetische Anomalie, die mit dem Bramscher Massiv korrespondiert, im wesentlichen vom Gehalt an Ferromineralien abhängig ist. „Dieser dürfte infolge der Magmadifferentiation regional unterschiedlich sein. Daher wird durch die magnetische Anomalie nur ein Teilbereich der offensichtlich viel ausgedehnteren Tiefenintrusiva markiert. Die räumliche Verteilung der Lagerstätten-Gruppen unterschiedlicher Bildungstemperatur deckt sich hingegen mit den Hochgebieten der Inkohlung und Gesteinsdiagenese.“ Deshalb ist zumindest im Osten des Niedersächsischen Tektogens die „enge genetische Beziehung zu den Magmatiten im tieferen Untergrund offensichtlich“.

Nach STADLER (1971, S. 483) könnte man aufgrund der größeren Löslichkeit von Mangan im Vergleich zum Eisen sogar folgern, daß die manganarmen Siderit-Varietäten von Wohlverwahrt-Nammen und Uchte in größerer Nähe des Magmenherdes als die manganreicheren der Karbonschollen des Osnabrücker Landes gebildet wurden. Voraussetzung für eine solche Folgerung wäre allerdings, daß die Siderite von Uchte, Nammen und Osnabrück der gleichen Lagerstättenprovinz angehören.

### **3. Zusammenfassung von Teil 1—3**

Angeregt durch die Beobachtung einiger für das Untere Weserbergland ungewöhnlicher Mineralien, haben die Verfasser, unterstützt durch die Mitglieder des Nat. Ver. Bielefeld, in den Jahren 1965 bis 1976 das ge-

nannte Gebiet und zum Teil auch dessen Umgebung systematisch auf das Vorkommen von Mineralneubildungen untersucht. Dabei wurden die Aufschlüsse vom Mittleren Buntsandstein bis zum Tertiär aufgenommen, aus den anstehenden Schichten Proben entnommen und die Mineral-Paragenesen und Einzelkristalle makro- und mikroskopisch beschrieben. Auch wurde versucht, die Neubildungen hinsichtlich ihres Alters und der Bedingungen ihrer Entstehung zu deuten.

Als Neubildungen werden an einer Vielzahl von Beispielen aus den verschiedenen Formationen 28 verschiedene Mineralien und Asphalt aufgeführt. Aufgrund ihrer Art, ihrer Menge, ihrer Größe, ihrer Beziehung zu den Formationen und zu den Gesteinstypen sowie ihrer Vergesellschaftung wird für zahlreiche Mineralneubildungen im nördlichen Teil des Unteren Weserberglandes, speziell nördlich der Linie Herford—Lage—Blomberg—Nieheim—Holzminden, mit Schwerpunkt zwischen Bad Oeynhausens und Rinteln eine geothermische Mobilisation der Mineralien abscheidenden Lösungen unter epi- bis mesothermalen Bedingungen wahrscheinlich gemacht und angenommen. Während für Tennantit, Fluorit, Eisenglanz, Hämatit und Baryt eine hydrothermale Herkunft der abscheidenden, z. T. wohl auch chloridischen Lösungen anzunehmen ist, werden Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Pyrit, Quarz (als Bergkristall und Morion), Siderit, Dolomit, Ankerit, Coelestin, Muskovit, Chlorit, Albite und Asphalte, soweit sie nördlich der genannten Linie in den zumeist mineralreichen Paragenesen zusammen mit den hydrothermal bedingten Mineralien auftreten, auf Lösungen zurückgeführt, die zwar lateralsekretionär aus dem Nebengestein ausgeschieden wurden, deren Mobilisation jedoch zugleich thermisch bedingt war.

Für eine zeitweise höhere Geothermik im nördlichen Unteren Weserbergland spricht auch die Inkohlung der pflanzlichen Substanz aller Formationen einschließlich des Valendis der Unteren Kreide bis zu einem Anthrazit-Stadium sowie von Asphalten bis zu Epi-Imponit.

Eine räumliche Beziehung zum Bramscher Massiv ist zwar erkennbar, doch zeigt der Norden des Unteren Weserberglandes hinsichtlich der Art und der Verbreitung der Mineralneubildungen sowie auch der Intensität der Inkohlung eine deutliche Eigenständigkeit. Dieser Situation wird am besten die Annahme eines weiteren Plutons im Raume Oeynhausens—Vlotho—Rinteln gerecht. Hierfür sprechen auch die magnetischen, gravimetrischen und tiefenrefraktionsseismischen Befunde.

Wegen der Überschneidung der Mineralisations-Aureole und angenommener Gleichaltrigkeit des Bramscher Massivs und des vermuteten Plutons im nördlichen Unteren Weserbergland fassen wir beide Gebiete unter der Bezeichnung „Bramsche-Vlothoer Massiv“ zusammen.

Im südlichen Teil des Unteren Weserberglandes lassen nur die Bleiglanz-Gänge und Asphalte im Oberen Muschelkalk der Osningzone aufaszendende, epi- bis telethermale Lösungen schließen. Eine Beziehung dieser wahrscheinlich bereits jungkimmerischen Mineralneubildung zu den in ihrem Alter relativ unsicheren Neubildungen im Norden des Unteren Weserberglandes scheint nicht zu bestehen. Der Aufstieg der Plutone, der im Norden zu einer Anchimetamorphose der Gesteine führte, hat sich zwischen Valendis und Campan vollzogen. Für die genauere Ein-

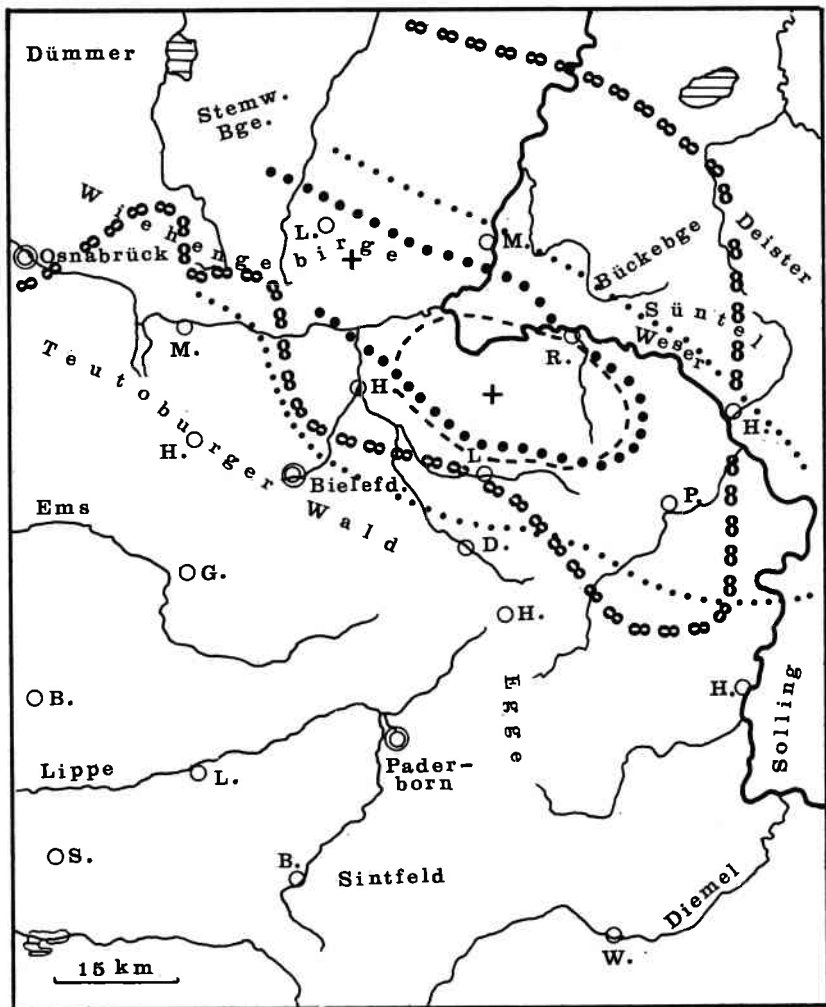


Abb. 19: Inkohlungsanomalie, magnetische Anomalien und Verbreitung von Quarz- und Pyrit-Neubildungen. Es bedeuten: ∞ ∞ ∞ Verbreitung der Anthrazit-Erhaltung pflanzl. Substanz an der Grenze Rhät/Lias (n. KOCH u. ARNEMANN 1975); . . . Quarz-Neubildungen 2—15 mm. • • • > 15 mm; - - - - Pyrit-Neubildungen ≥ 5 mm; + magnetische Anomalien (n. Karte d. Anomalien d. Totalintens. d. erdmagnet. Feldes 1 : 500 000).

grenzung ist beachtlich, daß der Pluton des Bramscher Massivs i. e. S. während des Ober-Campans bereits abgekühlt war. Eine Untersuchung der Gesteine des Valendis bis Campan im nordwestlichen Teutoburger Wald auf durch das Bramscher Massiv bedingte Mineralneubildungen ließe eine nähere zeitliche Festlegung der thermischen Einwirkungen erhoffen.

Mehrfach ergab sich Gelegenheit festzustellen, daß im Norden des Unteren Weserberglandes nach der Mineralisation noch deutliche tektonische Bewegungen stattgefunden haben, die ihrerseits nicht mehr von thermisch bedingten Mineralneubildungen begleitet waren. Die Mineralisation im Norden des Gebietes ist also, wenn überhaupt, dann mit einer älteren tektonischen Phase, richtiger aber wohl mit der Intrusion eines magmatischen Körpers in diesem Raum in Verbindung zu bringen, dessen Hydrothermen die von der älteren Tektonik geschaffenen Klüfte und Spalten benutzten. Auch in der Osningzone, die zumindest in ihrem Südwestflügel erst durch subherzynische Bewegungen gestaltet wurde, sind selbst die größeren Störungen von wesentlichen Mineralneubildungen freigeblieben.

Unter den Neubildungen des Unteren Weserberglandes sind Limonit, Smithsonit, Cerussit, Azurit und Malachit Oxidationsprodukte von Sulfiden infolge von Verwitterungsprozessen, Gips ein Umwandlungsprodukt von Anhydrit infolge Wasseraufnahme.

Zinkblende, Bleiglanz und Baryt auf den Schwundrissen der Geoden des Lias und Dogger der Osningzone werden als Neubildungen aufgefaßt, die durch Sammelkristallisation aus lateralsekretionären Lösungen ohne thermische Beeinflussung hervorgehen konnten, ebenso der Coelestin im Unteren Muschelkalk von Erpentrup.

Die von uns unter der Bezeichnung „Carbonat-Rhomboeder“ zusammengefaßten Neubildungen in Ooiden und Fossilresten des Oberen Muschelkalks der älteren saxonischen Achsen im Süden des Unteren Weserberglandes bedürften noch einer weiteren wissenschaftlichen Bearbeitung. Epigenese und ursächliche Beziehungen zur Bildung des Kluft-Bleiglanzes sind nach den bisherigen Befunden wahrscheinlicher als eine diagenetische Bildung.

#### Zitierte Literatur

- ALLNOCH, H. G.: Einige Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten usw., s. THYSSEN, ALLNOCH u. LÜTGEBOHMERT 1971.
- BARTENSTEIN, H., u. TEICHMÜLLER, M. u. R.: Die Umwandlung der organischen Substanz im Dach des Bramscher Massivs. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **18**, S. 501—538, Krefeld 1971.
- BORCHERT, H.: Neuere geochemische Untersuchungen von Blei und Zink in lagerstättenkundlicher Sicht. — Zs. dtsch. geol. Ges., **110**, 3 (1958), S. 450—473, Hannover 1959.
- BROCKAMP, O.: Nachweis von Vulkanismus in Sedimenten der Unter- und Oberkreide in Norddeutschland. — Geol. Rundschau, **65**, S. 162—174, Stuttgart 1976.

- BÜCHNER, M., u. SERAPHIM, E. Th.: Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes, Teil 1: Karbon bis Keuper. — Ber. Nat. Ver. Bielefeld, 21, S. 17—95, Bielefeld 1973.
- BÜCHNER, M., u. SERAPHIM, E. Th.: Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes, Teil 2: Jura bis Tertiär und Altersfrage. — Ber. Nat. Ver. Bielefeld, 22, S. 59—146, Bielefeld 1975.
- BURRE, O.: Erl. Bl. Bielefeld s. MESTWERDT u. BURRE 1926.
- 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., 476 S., Göttingen 1961.
- ENGELHARDT, W. v.: Die Geochemie des Bariums. — Chemie d. Erde, 10, S. 187—246, Jena 1936.
- FRICKE, K., u. MESTWERDT, A.: Aufgaben und Probleme der Heil- und Mineralquellengeologie. — Heilbad und Kurort, 1951, H 10, 1 S., Gütersloh (Flöttmann) 1951.
- FRICKE, K.: Der Schwermetallgehalt der Mineralquellen — Zs. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, 6, H 7, S. 1—10, Stuttgart 1953.
- FRICKE, K., u. WERNER, H.: Geochemische Untersuchungen von Mineralwässern auf Kupfer, Blei und Zink in Nordrhein-Westfalen und angrenzenden Gebieten (Vorläufige Mitteilung). — Heilbad u. Kurort 1957, H 3, 4 S., Gütersloh (Flöttmann) 1957.
- FRICKE, K.: Mineral- und Heilwässer usw., s. DIENEMANN u. FRICKE 1961.
- FRICKE, K.: Zur Entstehung von CO<sub>2</sub>-Lagerstätten. — Rep. 23. Internat. Congr., Prag 1968, 17, S. 205—212, Prague 1968.
- FÜCHTBAUER, H., u. MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, Teil II. — 726 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- GRAUPNER, A., unter Mitarbeit von H. UDLUFT: Gesteine und Erden. — In: BENTZ u. MARTINI: Lehrbuch der Angewandten Geologie, Bd. II, Teil I, S. 1149—1355, Stuttgart (Enke) 1968.
- GRIMM, W.-D.: Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten. — Zs. dtsh. geol. Ges., 1962, 114, S. 590—619, Stuttgart 1963/64.
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Bl. Ottenstein, Lief. 153. — Kgl. Geol. L.-A., Berlin 1912.
- 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. Pymont, 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. Holzmind. Lief. 289, Nr. 2297. — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1929.
- HAACK, W.: Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., 47, S. 160—207, Berlin 1926.

- HAACK, W.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Iburg. Lief. 286, Nr. 2079. — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1930.
- HAHN, A., u. KIND, E. G.: Eine Interpretation der magnetischen Anomalie von Bramsche. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westfl., **18**, S. 387—394, Krefeld 1971.
- HAMM, F.: Einführung in Niedersachsens Erdgeschichte. — 333 S., Hildesheim u. Leipzig (Lax) 1938.
- HAMM, F.: „Diamanten“ und „Hummelkensteine“ im Lippischen Bergland. — Der Aufschluß, **10**, H 1, S. 4—7, Göttingen 1959.
- HERTEL, L.: Fremdelementführung der Bleiglanze als Hilfe zur Bestimmung der Bildungstemperatur. — Zs. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, **19**, S. 632—635, Stuttgart 1966.
- 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.
- HOYER, P.: Fazies, Paläogeographie und Tektonik des Malm im Deister, Osterwald und Süntel. — Geol. Jb., Beih., **61**, 249 S., Hannover 1965.
- JORDAN, R., u. STAHL, W.: Isotopische Paläotemperatur-Bestimmungen an jurassischen Ammoniten und grundsätzliche Voraussetzungen für diese Methode. — Geol. Jb., **89**, S. 33—62, Hannover 1971.
- KIND, E. G.: Eine Interpretation usw., s. HAHN u. KIND 1971.
- KIRCHHOF, F.: Chemisch-Biologisches zur Frage der Entstehung des Dolomits. — Der Aufschluß, **17**, H 9, S. 235—240, Göttingen 1966.
- KOCH, J., unter Mitarbeit von ARNEMANN, H.: Die Inkohlung in Gesteinen des Rhät und Lias im südlichen Nordwestdeutschland. — Geol. Jb., Reihe A, H **29**, S. 45—55, Hannover 1975.
- KOCH, J.: Inkohlungsuntersuchungen an Treibholz aus dem Obervalendis der Tongrube im Lever Wald. — Unveröff. Ber. Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe, 3 S., Hannover 1977.
- KÜHL, K. W.: Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. — Diss. T. H. Braunschweig, 199 S., Ungedr. Manuskript, Braunschweig 1957.
- KUMM, A.: Der Dogger (Mittlerer oder Brauner Jura). — In: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, 2: Das Mesozoikum in Niedersachsen, S. 329—509, Veröff. Nieders. Amt f. Landesplanung u. Statistik, 1952, Bremen (Dorn) 1952.
- LANGBEIN, R.: Bemerkungen zur Petrographie des Unteren Muschelkalks in Thüringen. — Geologie, **16**, S. 29—40, Berlin 1967.
- LENZ, H.: Altersbestimmungen von Bleiglanz im Karbon und Zechstein des Weser-Ems-Gebietes und im Trochitenkalk zwischen Weser und Harzvorland. — In: HOFMEISTER, SIMON u. STEIN 1972, Geol. Jb., Reihe D, H 1, S. 78—82, Hannover 1972.
- LEUBE, A.: Kupfer. — In: BENTZ u. MARTINI: Lehrbuch der Angewandten Geologie, Bd. II, Teil I, S. 270—297, Stuttgart (Enke) 1968.
- LIPPMANN, F.: Ton, Geoden und Minerale der Barrême von Hoheneggelsen. — Geol. Ru., **43**, 2, S. 475—503, Stuttgart 1955.
- LÜTGEBOHMERT, G.: Einige Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten usw., s. THYSEN, ALLNOCH u. LÜTGEBOHMERT 1971.
- MEMPEL, G.: Erdöl im Paläozoikum zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge? — Erdoel-Z., **72**, S. 274—277, Wien 1956.

- MEMPEL, G.: Vorkommen und Bildung von Impsonit (inkohltem Asphalt) im devonischen Riffkalk des Iberges bei Grund (Oberharz). — Erdöl u. Kohle, **11**, S. 849—852, Hamburg 1958.
- MEMPEL, G.: Verbreitung und Genese der Buntmetallerg-Spuren in den paläozoischen und mesozoischen Sedimenten Nordwestdeutschlands. — Zs. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, **15**, S. 62—72, Stuttgart 1962.
- 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.: Erl. Bl. Detmold s. STILLE u. MESTWERDT 1911.
- 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.
- MESTWERDT, A., u. BURRE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Bielefeld, Lief. 256, Nr. 2149. — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1926.
- MESTWERDT, A.: Aufgaben und Probleme usw., s. FRICKE u. MESTWERDT 1951.
- MÖLLER, P., PAREKH, P. P. u. SIMON, P.: Seltene Erden als geochemische Indikatoren für die Genese von Fluorit und Calcit auf Gang- und Klufflagerstätten im Weserbergland (Nordwest-Deutschland) und benachbarten Gebieten. — Geol. Jb., Reihe D, Heft **20**, S. 77—112, Hannover 1976.
- MÜLLER, G.: Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätte von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg). — Geologie, **11**, Beih. S. 1—90, Berlin 1962.
- MÜLLER, G.: Sedimente usw., s. FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1970.
- MURAWSKI, H.: Geologisches Wörterbuch. Begr. von C. Ch. BERINGER. — 6. Aufl., Stuttgart (Enke) 1972.
- 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.
- NIELSEN, H.: Schwefel-Isotopenbestimmungen von Bleiglanz, Zinkblende und Schwerspat im Trochitenkalk zwischen Weser und Harzvorland und im Karbon und Zechstein des Weser-Ems-Gebietes. — In: HOFMEISTER, SIMON u. STEIN 1972, Geol. Jb., Reihe D, H 1, S. 82—88, Hannover 1972.
- NODOP, I.: Tiefenrefraktionsseismischer Befund im Profil Vermold — Lübecke — Nienburg. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 411—422, Krefeld 1971.
- O'DANIEL, H.: Wanderung des Kupfers und Nickels in der Erdkruste. — Der Aufschluß, **4**, H 1, S. 2—4, Göttingen 1953.
- PAREKH, P. P.: Seltene Erden usw., s. MÖLLER, PAREKH u. SIMON 1976.
- PATNAIK, P.: Authigene Feldspatbildung im Muschelkalk und ihre Ursachen. — Diss. Abtlg. Geowiss. Ruhr-Univ. Bochum, 95 S., Ungedr. Manusk., Bochum 1975.
- PHILIPSBORN, H. v.: Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen. — 2. Aufl., 319 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1967.
- PUTZER, H.: Industrie-Minerale. — In: BENTZ u. MARTINI: Lehrbuch der Angewandten Geologie, Bd. II, Teil I, S. 1062—1149, Stuttgart (Enke) 1968.

- RAMDOHR, P., u. STRUNZ, H.: KLOCKMANNs Lehrbuch der Mineralogie. — 15. Aufl., 820 S., Stuttgart (Enke) 1967.
- REICH, H.: Geophysikalische Karte von Nordwestdeutschland 1:500 000, Bl. 1: Magnetik, Bl. 2: Gravimetrik. — Hannover (Reichsamt f. Bodenforsch.) 1948.
- REICH, H.: Die geophysikalische Erforschung Nordwestdeutschlands 1932—1947, ein Überblick. — In: Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschland, S. 21—28, Hannover u. Celle 1949.
- RIECH, V.: Petrographische Untersuchungen zur Coelestingeneese im fränkischen Muschelkalk. — Diss. Abtlg. Geowiss. Ruhr-Univ. Bochum, 185 S., Ungedr. Manuskri., Bochum 1975.
- RYKART, R.: Bergkristall. Form und Schönheit alpiner Quarze. — 228 S., Thun, München (Ott) 1971.
- SERAPHIM, E. Th.: Mineralneubildungen usw., s. BÜCHNER u. SERAPHIM 1973 (Teil 1) und 1975 (Teil 2).
- SIMON, P.: Dogger- und Malmeisenerze des Wiehen- und Wesergebirges. Exkursion Deutsche Mineral. Ges., 9. 9. 1965. — Fortschr. Min., 43, 2, S. 110—112, Stuttgart 1966.
- SIMON, P.: Blei und Zink usw., s. HOFMEISTER, SIMON u. STEIN (u. a.).
- SIMON, P.: Seltene Erden usw., s. MÖLLER, PAREKH u. SIMON 1976.
- SCHMIDT, V.: Petrographische und fazielle Untersuchungen an Karbonatgesteinen des Oberkimmeridge und des Oberen Malm 1 in Süddoldenburg. — Diss. Univ. Kiel, 287 S., Kiel 1961.
- SCHMITZ, H.-H.: Die Mineralparagenesen in Geoden der Unterkreide von Farmsen bei Hildesheim. — Geol. Jb., 83, S. 65—96, Hannover 1965.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland. — N. Jb. Min., Abtlg. A, S. 191—202, Stuttgart 1949.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten. — 3. Aufl., 375 S., Stuttgart (Fischer) 1955.
- 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 Maschinschrift)
- STADLER, G.: Notiz über mineralogische Untersuchungen an einer kluftmineralhaltigen Muschelkalkprobe aus einer Störungzone zwischen Vlotho/Weser und Bad Oeynhausien. — Manuskript, 3 S., Krefeld 1966.
- STADLER, G.: Bericht über mineralogische Untersuchungen an Chloritneubildungen in mergeligen Tonen des Unteren Keuper (Bl. Vlotho). — Manuskript, 3 S., Krefeld 1970.
- STADLER, G.: Die Vererzung im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung. — Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., 18, S. 439—500, Krefeld 1971.
- STADLER, G.: Petrographische Untersuchungsergebnisse von verkieselten Proben aus dem Flammenmergel. — Manuskript, 7 S., Krefeld 1975.
- STAHL, W.: Isotopen-Analysen an Carbonaten und Kohlendioxid-Proben aus dem Einflußbereich und der weiteren Umgebung des Bramscher Intrusivs und von hydrothermalen Carbonaten aus dem Siegerland. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18, S. 429—438, Krefeld 1971.
- STAHL, W.: Isotopische Paläotemperatur-Bestimmungen usw., s. JORDAN u. STAHL 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.
- STRUNZ, H.: KLOCKMANNs Lehrbuch usw., s. RAMDOHR u. STRUNZ 1967.
- TAUPITZ, K. C.: Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. — Chemie d. Erde, **17**, S. 104—164, Jena 1954.
- TEICHMÜLLER, M. u. R.: Inkohlungsfragen im Osnabrücker Raum. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., **1951**, S. 69—85, Stuttgart 1951.
- TEICHMÜLLER, M. u. R.: Die Umwandlung der organischen Substanz usw., s. BARTENSTEIN u. M. u. R. TEICHMÜLLER 1971.
- THIENHAUS, R.: In: Diskussionsbemerkungen zum Vortrag H. SCHNEIDER: Über einige Beziehungen der Erzvorkommen im Osnabrücker Raum zum varistischen Magmatismus. — Zs. dtsh. geol. Ges., **104**, S. 519—521, Hannover 1953.
- THIENHAUS, R.: Die Eisenerze des Korallenooliths im Wesergebirge (Grube Wohlverwahrt-Nammen). — Geol. Jb., Beih., **79**, S. 233—255, Hannover 1969.
- THYSSEN, F., ALLNOCH, H. G., u. LÜTGEBOHMERT, G.: Einige Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten im Bereich der Bramscher Anomalie. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**, S. 395—410, Krefeld 1971.
- TRIEBEL, K.: Schichtenfolge und Klufftektonik im Korallenoolith der Gruben Wohlverwahrt-Nammen/Wesergebirge und ihr Einfluß auf die Stand- und Deckenfestigkeit in den Bergbauaufschlüssen. — Lagerstättenkd. Meldearbeit, 45 S., 15 Anl., T. H. Clausthal 1957 (unveröff.).
- WEBER, K.: Notes on determination of illite crystallinity. — N. Jb. Min., Mh., **1972**, S. 267—275, Stuttgart 1972.
- WERNER, H.: Geochemische Untersuchungen usw., s. FRICKE u. WERNER 1957.
- WORTMANN, H.: Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erl. Blatt 3617 Lübbecke und 3618 Hartum. — 214 S., Geol. L.-A. Nordrhein-Westfalen, Krefeld 1971.
- WURSTER, P.: Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. a. d. Geol. Staatsinst. in Hamburg, Heft **33**, Textband (140 S.) u. Atlasband (15 Karten), Hamburg 1964.
- ... Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes in der Bundesrepublik Deutschland 1 : 500 000. — Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover 1976.

#### Namen und Anschriften der Verfasser:

Dr. Martin Büchner, Naturkunde-Museum, Kreuzstr. 38, 4800 Bielefeld 1.  
 Dr. E. Th. Seraphim, Schäferweg 30, 4790 Paderborn.