

Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes

Teil 2: Jura bis Tertiär und Altersfrage

Mit 36 Abbildungen und 1 Tabelle

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

Inhalt

1. Fortsetzung: Die Lagerstätten	60
1.1. Nachtrag zum ersten Teil	60
1.1.1. Unterer Muschelkalk (Wellenkalk)	60
1.1.2. Oberer Muschelkalk	64
1.1.3. Oberer Gipskeuper	72
1.2. Jura	78
1.2.1. Lias	78
1.2.2. Dogger	88
1.2.3. Malm	101
1.3. Kreide	109
1.3.1. Untere Kreide	109
1.3.2. Obere Kreide	111
1.4. Tertiär	113
1.4.1. Sedimentite	113
1.4.2. Vulkanite und ihre Kontaktzone	113

2. Alter der Neubildungen	118
2.1. Argumente aus der Ausscheidungsfolge vergesellschafteter Mineralien	118
2.2. Argumente aus der Formationskunde	121
2.3. Argumente aus der Tektonik	124
2.4. Alter der Mineralneubildungen in den Nachbargebieten	132
3. Zusammenfassung von Teil 2 und Ausblick auf den Schluß	137
Zitierte Literatur	142

1. FORTSETZUNG: DIE LAGERSTÄTTEN

1.1. Nachtrag zum ersten Teil

Nach dem Erscheinen des ersten Teils unserer Studie sind uns einige weitere Fundmeldungen zugegangen, von denen wir glauben, daß sie geeignet sind, das bisher erkennbare Bild der lagerstättenkundlichen Verhältnisse und der Verbreitung der Mineralien wesentlich zu ergänzen. Dabei handelt es sich in erster Linie wiederum um Funde im Oberen Muschelkalk und im Oberen Gipskeuper, aber auch um Neubildungen im Wellenkalk, die bislang unbekannt waren. Dazu kommen zahlreiche weitere Fundmeldungen, durch die unsere Beobachtungen bestätigt worden sind. Wenngleich diese Meldungen in den folgenden Nachtrag nicht im einzelnen aufgenommen werden können, sei den Findern an dieser Stelle doch sehr für ihre Mitteilung gedankt, da sich Folgerungen aus den Vorkommen um so sicherer ziehen lassen, je dichter das Beobachtungsnetz gespannt ist.

1.1.1. Unterer Muschelkalk (Wellenkalk)

Bruch Von und Zur Mühlen, **Erpentrup**, Bl. Driburg

Bei eigenen Begehungen stießen wir im Juli 1974 bei Erpentrup am Nordhang des Poppen-Berges auf einen Bruch im Oberen Wellenkalk (mu 2), in welchem wir vornehmlich in hellgrauen, knorpeligen Kalkmergeln und Schieferkalken drusenartige, kompakte, gegen das Nebengestein scharf abgegrenzte Mineralneubildungen von kugelig bis eiförmiger Gestalt beobachteten. Die Drusen, deren Durchmesser zwischen 1 cm und 10 cm schwankt, liegen häufig in und besonders am Ende der im Wellenkalk verbreiteten sog. Lebensspuren, unregelmäßig geformter und im Normalfall mit Sediment gefüllter Gänge, in deren bauchigen oder keulenförmigen Erweiterungen eine Mineralneubildung stattgefunden hat. Im Bereich einer etwa 1,5 m mächtigen Bank ist das Gestein von die-

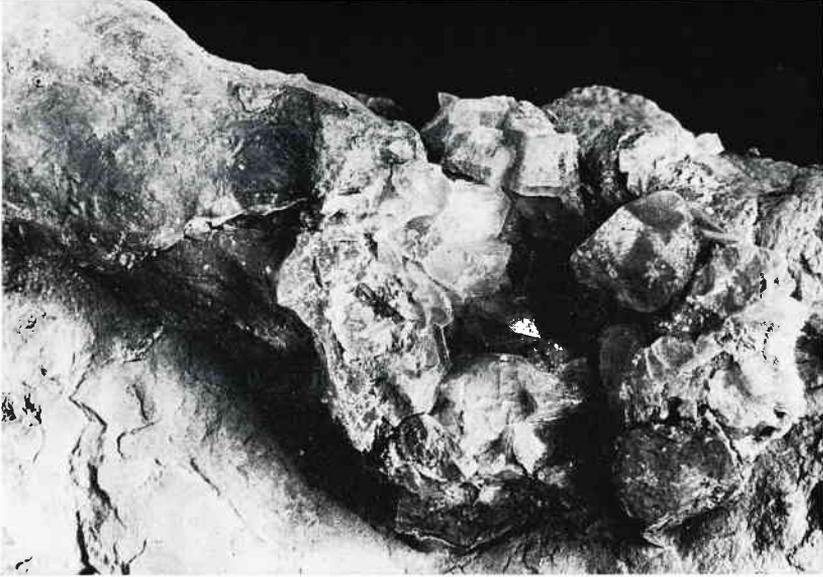


Abb. 1: Unterer Muschelkalk von Erpentrup. Wulstförmige Lebensspur mit Mineralneubildung: Coelestin-Druse.
Bildausschnitt: 72 x 51 mm.

sen drusenartigen Bildungen im Abstand von 20 bis 50 cm dicht besetzt. Unsere Vermutung, daß es sich bei dem überwiegend blaßrosa bis intensiv fleischfarbenen, z. T. aber auch weißlichen bis farblosen und in großen Aggregaten bläulichen Mineral um Coelestin handelt, wurde vom Geologischen Landesamt in Krefeld (brfl. Mitt. Dr. STADLER vom 15. 10. 1974) bestätigt.

STADLER beschreibt die eingesandten Proben wie folgt: „Das Mineral liegt im Kern der Drusen vereinzelt idiomorph (prismatisch und tafelig) ausgebildet vor, — manchmal mit durch polysynthetische Zwillingsbildung verursachter Flächenstreifung. Die Kristalle sind in einigen Proben von einem Eisenhydroxidbelag überkrustet, — vermutlich verwitterte Sulfide (Schwefelkies?). Sporadisch sind in den Zwickelräumen der Drusenmineralaggregate kleine Kristallrasen aus feinkörnigem Calcit (< 1 mm große, klare Skalenoeder) und feinsten Aragonitkügelchen zu beobachten.“

An weiteren Proben, die wir anlässlich eines Kontrollganges nahmen, machten wir noch folgende Beobachtungen:

Die z. T. von Krebsen herrührenden Wühlgefüge, die von groben Coelestinkristallen gefüllt sein können, durchziehen die Kalkmergel in einem weitmaschigen, unregelmäßigen und dreidimensionalen Netz. Häufig nimmt ein einziges Kristallindividuum das ganze Mineralnest ein, weist dann jedoch Wachstumsfehler (Treppen, Scharten) auf. Diese zeigen, kri-

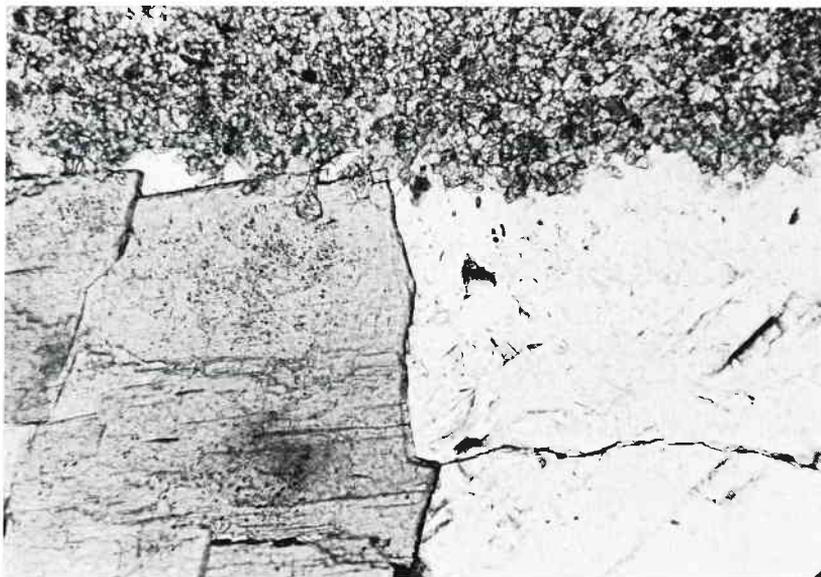


Abb. 2: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Unterer Muschelkalk von Erpentrup. Mineralneubildung: Grobspätiges Carbonat (links, grau) und Coelestin (rechts, weiß). Oben: Feinkörnige Gesteinsgrundmasse. Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

stallographischen Gesetzen folgend, orientierte Anordnungen. In den Drusen können randlich oder eingeschlossen auch Carbonate auftreten, die zwischen gekreuzten Polarisatoren undulös auslöschen. Die Carbonate haben manchmal gerundete Ecken und Kanten.

Außer den beschriebenen fanden wir kleine Drusen mit einem Durchmesser zwischen 0,3 und 0,6 mm, die keinen Coelestin, sondern ein richtungslos körniges Mineralgemenge aus den erwähnten Carbonaten enthalten. An den Wandungen und Korngrenzen kommt Pyrit vor.

Schließlich gibt es in der Grundmasse auch 0,2 mm messende kleine Coelestinnester. In ihnen finden sich Grundmassenpartikel, die noch nicht völlig aufgelöst sind.

Der Wellenkalk von Erpentrup führt in einigen Bänken Fossilagen von 2,5 bis 3 cm Stärke. Die Schalensubstanz der Schnecken und Muscheln ist in vielen Fällen weggelöst, so daß nur noch Steinkerne und Abdrücke verblieben sind. Hat eine Umkristallisation stattgefunden, so beobachtet man unter dem Mikroskop in wechselnden Anteilen grobe Carbonate und Coelestin. Dabei kann Coelestin in einheitlicher kristallographischer Orientierung den gesamten Fossilrest nachbilden. Carbonat-Rhomboeder sitzen in der Coelestinsubstanz oder ragen von den Rändern hinein. Der Coelestin stellt hier gegenüber dem Carbonat die jüngere Ausscheidung dar. Da Coelestin leicht löslich ist, darf man ver-

muten, daß der häufig zu beobachtende Hohlraum zwischen Steinkern und Abdruck auf Lösung dieses Minerals zurückgeht.

Eine vom Geologischen Landesamt durchgeführte Röntgenbeugungsanalyse zur Mineralbestimmung hat ergeben, daß auch das Nebengestein der größeren Drusen bis zu 5 Gew.-Prozent Coelestinbeimengungen enthält; in diese Zahl gehen jedoch die Anreicherungen von Coelestin in den beschriebenen Nestern von 0,2 mm Durchmesser und in kleinen Fossilresten bereits ein.

In der Grundmasse des Gesteins beobachteten wir Neubildungen besonders an Suturlinien, wo stellenweise eine Anreicherung mit kugeligen, goldgelb reflektierenden Sulfid-Aggregaten (\varnothing 0,02 mm) stattgefunden hat. Gelegentlich sind oktaederähnliche Gebilde zu erkennen, die wir jedoch keinem bestimmten Sulfid zuordnen konnten.

Das beschriebene Vorkommen von grobkristallinem, idiomorphem bis hypidiomorphem Coelestin stellt für unser Untersuchungsgebiet bisher eine Einmaligkeit dar, während feinverteilter Coelestin auch im Muschelkalk (Mittleren Muschelkalk?) der Bohrung Alverdissen B 1, Bl. Bösingfeld, nachgewiesen worden ist (STADLER 1974, lt. unveröff. Ber. des GLA aus dem Jahre 1970).

In dem Gebiet zwischen Erpentrup und Merlsheim nähern sich Osning-Achse und Berlebecker Achse auf weniger als 1 km, so daß die Schichten hier tektonisch besonders stark beansprucht, d. h. unregelmäßig gefaltet und in ein Kleinmosaik von Schollen zerbrochen sind

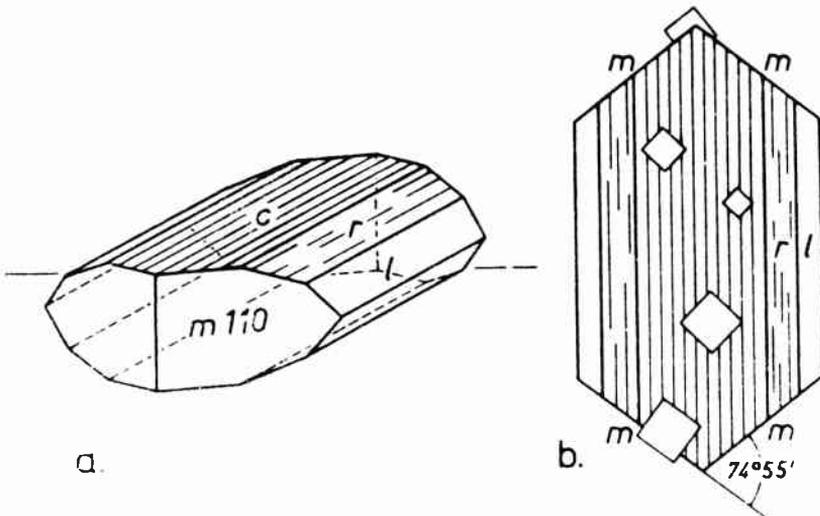


Abb. 3: Markasit, Einzelkristall. Rhombische Modifikation des Eisensulfids. Streifung auf den gewölbt erscheinenden Flächen c und r, Streifung parallel der a-Achse. Teilabbildungen a und b stellen verschiedene Ansichten des Einzelkristalls und seiner Erscheinungsformen dar.

(Bruchfaltung). Innerhalb des Steinbruches ist eine Sattelstellung der Schichten (Streichen des Sattels etwa N—S) angedeutet. Auf einer erzgebirgischen Kluft (Streichen N 50° E, etwa saiger) im nordwestlichen Teil des Bruches fanden wir einen dünnen Belag aus weißem Calcit und messinggelbem Markasit mit Kristallindividuen unter 1 mm Größe. Die Kristalle sind überwiegend zu mehreren rosettenartig angeordnet.

1.1.2. Oberer Muschelkalk

Bereits im ersten Teil der Studie wurden die Bleiglanz-Vorkommen im Trochitenkalk (mo 1) im Süden und Südosten unseres Arbeitsgebietes gewürdigt, während wir auf die für das südöstliche Teilgebiet ebenso charakteristische Dolomitisierung von Muschelkalkgestein nur ganz kurz eingegangen sind. Da zwischen beiden Erscheinungen Beziehungen zu bestehen scheinen, ist es erforderlich, bestimmte Punkte genauer zu betrachten. Deshalb haben wir von dem durch uns bereits erwähnten Vorkommen von Bleiglanz und Dolomit am Latt-Berg bei Entrup und vom Gemeindesteinbruch Oeynhausens, beide auf Blatt Steinheim, nochmals Proben entnommen (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 22). Darüber hinaus wurden ein Aufschluß im Stein-Berg SE Bad Driburg und der Bruch Beller bei Niesen, Bl. Willebadessen, neu untersucht (Koordinaten s. Tab. 1). Besondere Aufmerksamkeit schenkten wir dabei dem Zustand der Ooide und Fossilreste im Bereich ungestörter und stark gestörter Lagerung, hier speziell der Störungen mit Bleiglanz als Klufftmineral.

Gemeindesteinbruch Oeynhausens, Bl. Steinheim

Das Bleiglanz-Vorkommen befindet sich in dem nördlichen Teilbruch (R = 3503.920; H = 5741.360) und ist dort an einen in Falkenhagener Richtung streichenden Gang (N 70—80° E, etwa saiger) des gleichgerichteten Himmighausen-Nieheimer Störungssystems gebunden. Die Breite des Ganges, der neben wenig Bleiglanz ganz überwiegend eine Trochitenkalk-Brekzie und Calcit enthält, beträgt 2,0—2,5 m.

Die Gangbrekzie

Die scharfkantigen, unregelmäßig begrenzten Brocken haben Abmessungen um 50 mm. Sie bestehen aus einem braungelben, zuckerförmigen, fossilreichen, z. T. oolithischen Kalkstein. Gelbfärbung und ausgeprägte Zuckerförmigkeit scheinen eine Dolomitisierung anzudeuten, zumal auch STILLE und MESTWERDT (1935, S. 8) längs Störungen im Trochitenkalk auf Blatt Steinheim vielfach Dolomitisierung angeben, so am Latt-Berg und am Wöl-Berg. „Die dichten Gesteine haben dabei eine lichtbraune, die Trochiten eine dunklere Farbe angenommen.“ Letzteres fanden wir bei der Gangbrekzie und dem Nebengestein im Steinbruch Oeynhausens allerdings nicht bestätigt.

Das mikroskopische Bild der Brekzie ergibt weiterreichende Hinweise. Alle Ooide haben ihre Primärstrukturen verloren, sind völlig umgebildet. Eine geringe Zahl grober Carbonat-Rhomboeder nimmt den Platz des ursprünglichen Ooids ein. Zum Teil ragen ihre Kristallspitzen auch über die ehemalige Ooidgrenze hinaus. Die Ooide haben im Mittel Durchmesser von 0,6 mm, die Späte in ihnen erreichen Größen von 0,15—0,30 mm.

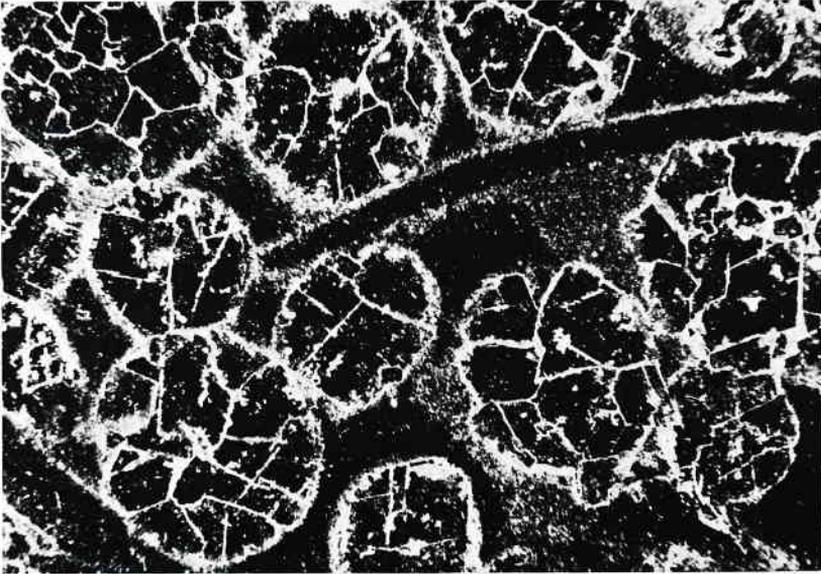


Abb. 4: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Auflicht! Trochitenkalk (Ob. Muschelkalk) von Oeynhausen.

Probe aus der tektonischen Brekzie. Ooide des oolithischen Kalkgesteins sind umgebildet. Grobe Carbonat-Rhomboeder (im Bilde schwarz) nehmen den Raum des Ooids ein. FeOOH an den Kristallgrenzen reflektiert hell. Bildausschnitt: 2,4 x 1,7 mm.

Zwischen den Kristallen, also an ihren Grenzen, ist FeOOH ausgeschieden, ein Rückstand bei der Selbstreinigung, die sich im Gefolge der Umbildung von der ursprünglichen Ooids substanz zur jetzt vorliegenden Pseudomorphose vollzogen hat. Dieses intergranuläre FeOOH bedingt wesentlich die Gelbfärbung des Gesteins. Der mikroskopische Vergleich mit Trochitenkalk des südlichen Teilbruches (R = 3503.900; H = 5741.220) ergab, daß die Ooide des auch dort allgemein stark gestörten Gesteins ebenfalls umkristallisiert sind, doch wesentlich kleinere Neubildungen vorliegen, die aufgrund der größeren Zahl der Kristalle auch mehr Grenzflächen und daher eine stärkere FeOOH-Pigmentierung aufweisen. Zentren der Ooide sind grobkristalline Bildungen von rhomboedrischem Umriß, z. T. aber auch Fossilbruchstücke, die in normaler, dem Muschelkalk gemäßer Erhaltung vorliegen. Im letzten Falle umkränzen rhomboedrische Neubildungen den zentral gelegenen Fossilrest.

Das Nebengestein

Etwa 1 m außerhalb NW der Gangbrekzie des Nordbruches entnommene Proben bestehen aus Trochitenkalk mit Schalenbruchstücken, die ooidartig umkrustet sind. Die Kruste besteht aus feinkörnigem Calcit und läßt im mikroskopischen Bild bei Betrachtung ohne Analysator normale konzentrische bis parallele Anwachszonen erkennen. Sehr spora-

disch treten in dieser feinkörnigen Umhüllungssubstanz auch grobe Carbonat-Rhomboeder auf, deren nähere chemische Bestimmung — ob Calcit oder Dolomit — hier freilich aussteht. Jedenfalls liegen hier, in gewisser Entfernung von der Gangbrekzie, Ooide vor, die von den Umbildungsvorgängen nicht mehr so stark erfaßt zu sein scheinen wie die vollkommen umgebildeten Ooide der Gangbrekzie selbst.

Eine Mittelstellung nehmen die Umbildungen im Südbruch ein, aus dem uns durch die Eheleute PFUNDT, Leopoldshöhe, auch dünne Asphalt-Überzüge auf Calcit-Skalenoedern kleiner Drusen sowie auf feinsten Migrationsbahnen in *Encrinus*-Kronen vorgelegt worden sind. Der Asphalt stellt gegenüber dem Calcit also eine jüngere Ausscheidung dar, wie dies von uns auch für das Asphalt-Vorkommen in der Barnhauser Egge, Bl. Halle i. W., festgestellt wurde (BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 25).

In diesem Zusammenhang ist von Interesse, daß die Umkristallisation von Kalkooiden — und zwar in Dolomit — schon durch v. KOENEN und GRUPE (1910, S. 24) beschrieben wurde, wenn auch nicht für unser Gebiet und den Oberen Muschelkalk, sondern den Korallenoolith des Malm von Blatt Eschershausen. Die Dolomitisierung wurde dort „besonders an



Abb. 5: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Trochitenkalk außerhalb der tektonischen Brekzie von Oeynhausen. Einzelne Carbonat-Rhomboeder in der ooidartigen Umhüllungssubstanz einer hier fast gerade gestreckt erscheinenden *Coenothyris*-Klappe (= *Terebratula*). Die Klappe verläuft durch die rechte Bildhälfte, links unten liegt ein Muschelrest. Polarisiertes Licht ohne Analysator.
Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

der Oberfläche, den Klippen, an Klüften und Verwerfungen“ beobachtet. Weiter heißt es, daß die oolithische Struktur bei der Umwandlung in Dolomit entweder ganz verloren gegangen sei oder durch mehr oder minder deutliche rundliche Poren ersetzt wurde, und auch die Fossilien seien gewöhnlich „ganz unkenntlich“ geworden. Dies sind Feststellungen, die mit unseren Verhältnissen z. T. korrespondieren.

Ehem. Steinbrüche am **Latt-Berg NW Entrup**, Bl. Steinheim

Die Steinkerne von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) aus Proben vom Latt-Berg bestehen aus grauem, stellenweise gelbem, dichtem Kalkstein. Verbliebene Hohlräume und die zahlreichen Spalten sind mit wasserklaren, abgestumpften Calcit-Skalenoedern gefüllt. Zusätzlich kommt in den Spalten auch weißer Dolomit vor, der nach Fortlösung der übrigen Mineralien des Gesteins in verdünnter Salzsäure als Rückstand verblieb. Die im Steinbruch zu beobachtende starke tektonische Beanspruchung des Gesteins ist auch im Handstück erkennbar, doch fehlte den Proben bislang der von MESTWERDT und STILLE (1911, S. 10) für den Latt-Berg angegebene Bleiglanz.

Aufschluß am Südhang des **Stein-Berges SE Driburg**, Bl. Driburg, an der B 64

Auch in diesem tektonisch stark gestörten, zur Rehberg-Achse (einer der beiden Driburger Teilachsen) gehörenden Gesteinsverband aus Trochitenkalk treten Kalkooide auf. Die weißlichen Gebilde stellen einen hohen Anteil am Gestein, hinzu treten Klappen von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.).

Unter dem Mikroskop zeigen diese Ooide einen völlig normalen Bau, nämlich konzentrische Lagen um einen Kern, der meist ein mehr oder minder abgerollter Fossilrest oder ein Mikrofossil aus dem Fossildetritus (= Grus) ist. Bei gekreuzten Polarisatoren wird manchmal noch der frühere radialstrahlige Aufbau des ehemaligen Aragonit-Ooids sichtbar. Häufig ist er jedoch durch die im Muschelkalk typische, durchaus normale Umwandlung des Aragonits in ein Calcit-Gemenge verwischt. Diese Umwandlung kann bereits einem diagenetischen Prozeß, Mikritisierung genannt, zugeordnet werden (vgl. FÜCHTBAUER und MÜLLER 1970, S. 358). Die Ooide sind durch diesen Prozeß zu mikrokristallinen Calcit-Aggregaten umgewandelt worden.

Steinkernfüllungen, das sind feinkörnige, mergelige Gemenge in den Hohlräumen der Fossilien, zeigen manchmal authigene Quarze bis zu 0,05 mm Größe. Diese nichtcarbonatischen Gemengteile sind auch im Thüringer Muschelkalk häufig in Fossilsteinkernen anzutreffen. Daher lassen sich authigene Bildungen dieser Art und Größe eher diagenetischen und nicht unbedingt epigenetischen Prozessen zuordnen. Im übrigen scheinen authigene Quarze und Feldspäte in der Grundmasse des Driburger Trochitenkalks zu fehlen.

Zwei weitere Belegstücke des Driburger Aufschlusses freilich bestehen aus gelblichem, zuckerkörnigem Material. Sie wurden aus einer auffälligen Störungszone am Fuß der abgeschrägten Wand des Aufschlusses entnommen.

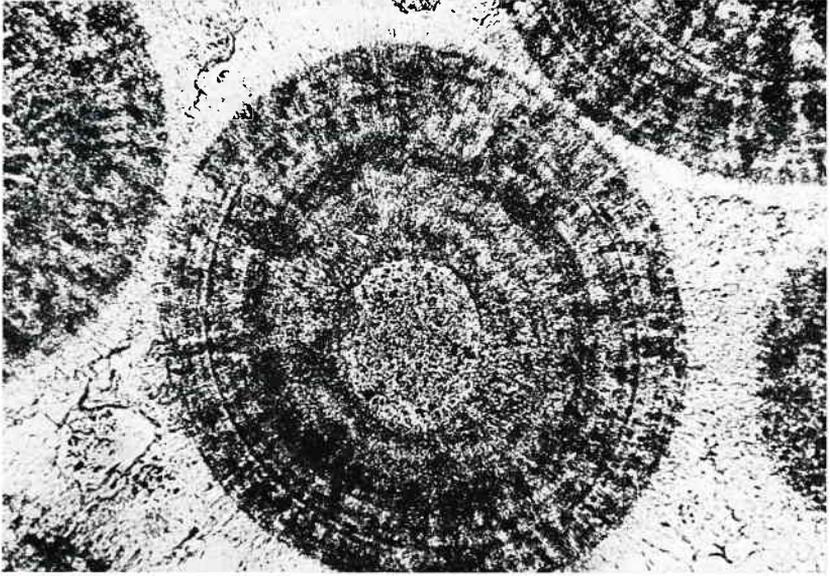


Abb. 6: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs. Oolithischer Trochitenkalk vom Stein-Berg bei Bad Driburg. Kalkkoid mit normalem konzentrischem Aufbau der Umhüllungssubstanz um einen abgerollten Fossilrest. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

Das erste Belegstück ist ein Oolith, dessen Ooide jedoch zum großen Teil herausgelöst sind. Unter dem Mikroskop erkennt man an den verbliebenen Ooiden einen grobkristallinen Inhalt, wobei es sich um Carbonat-Individuen handelt, die zum Teil ihre Eigenform als Rhomboeder erreicht haben.

Offensichtlich haben wir es hier, wie in der tektonischen Gangbrekzie von Oeynhausens, mit einer epigenetischen Sammelkristallisation zu tun. Das Nebeneinander im gleichen Bruch von normalen Ooiden und völlig umkristallisierten Ooid-Inhalten läßt keine Erklärung durch nur diagenetische Prozesse zu. Sie hätten den gesamten oolithischen Trochitenkalk — zumindest einer größeren Region — in gleicher Weise erfassen müssen.

FeOOH-Pigmente an den Kristallgrenzen der groben Carbonat-Rhomboeder sind auch hier in Driburg festzustellen. Undulöse Auslöschung der groben Rhomboeder verweist zusätzlich auf eine ankeritische Zusammensetzung.

Das zweite abweichende Belegstück ist ein gelblicher Bruchschill-Kalkstein. Unter dem Mikroskop lassen sich nur vereinzelte, undeutliche Ooide nachweisen, die wiederum grobkristallin umgebildet sind. Die bei der Umbildung entstandenen Carbonat-Rhomboeder sind auch in der Masse zwischen den Fossilbruchstücken und in den Fossilien selbst, z. B. einem *Enocrinus*-Stielglied, festzustellen.



Abb. 7: Steinbruch der Firma Beller, Niesen, Krs. Warburg. 1. 8. 1974. Flacher Sattel in Schichten des Oberen Muschelkalkes. Trochitenkalk, grob-bankig, mit Einlagerungen feinkbankiger Kalke und Mergel in der Ausbildung der Ceratitenschichten.

Steinbruch Beller, Niesen, Blatt Willebadessen

Das aus Trochiten- und Ceratiten-Kalk bestehende Gestein wird am Osthang der Nethe in einem ausgedehnten Bruch abgebaut. Der durch den Abbau angeschnittene flache Sattel ist stark durch herzynisch, erzgebirgisch und eggisch streichende Klüfte gestört, doch sind die Verwerfungsbeträge nur gering.

Das Gestein neigt, im Gegensatz zu den entsprechenden Schichten im Gebiet der Osning- und der Piesberg-Pyrmonter Achse, nach Anwitterung zum Zerfall in eine zucker körnige Masse, was bereits STILLE (1935, S. 8), der sie als „Kalksand“ bezeichnete, aufgefallen ist.

Frische Proben zeigen eine Zusammensetzung des Gesteins vorwiegend aus Fossilgrus, gelblichen Ooiden und einer zucker körnigen, ebenfalls gelblichen Grundmasse. Unter dem Mikroskop erkennt man einen völlig umkristallisierten Kalkoolith. Jeweils eine geringe Zahl von Carbonat-Rhomboedern nimmt den Platz ehemaliger Ooide ein. Die Hüllsubstanz bestand ursprünglich, d. h. nach der Ooidbildung, aus Aragonit in radialstrahliger Anordnung. Innerhalb eines einzigen Dünnschliffes sind heute alle möglichen Grade der nachträglich erfolgten Umkristallisation zu erkennen. Das Endergebnis dieser Umkristallisation besteht in z. T. idiomorphen Rhomboedern, die in geringer Zahl den Raum des ehemaligen Ooids, d. h. dessen ursprünglich konzentrisch angeordneter Hüll-

substanz, voll einnehmen. Auch Pyrit-Aggregate von ca. 0,6 mm Größe, angenähert kugelig, treten gelegentlich in den Ooiden auf.

Selbst in Trochitenstücken, deren Rauminhalt gemäß der Fossilhaltung vieler Echinodermenreste von einem einzigen Calcit-Individuum eingenommen wird (Zoomorphose von Calcit nach organ. Rest), treten rhomboedrische Neubildungen auf. Ferner sind Carbonat-Rhomboeder, die aneinandergereiht Leisten und Schnüre bilden können, in den fossilbedingten Hohlräumen zu finden. Die Größe der Rhomboeder liegt dabei meist unter 1 mm. Zahlreiche Hohlräume mit diesen Neubildungen können dem Gestein ein poröses Aussehen verleihen.

Nichtcarbonatische Neubildungen (Quarze) sind selten und besitzen keine idiomorphen Umrisse. Quarz-Neubildungen, bis 0,08 mm große Aggregate von verwachsenen Einzelkristallen, wurden nur einmal, und zwar am äußeren Rande, aber noch innerhalb eines Seelilien-Stielgliedes, gesehen. Phosphatische Bonebed-Reste (Knochensplitter), die nur selten auftreten, zeigen keine Veränderungen.

Die feinkristallinen, mikroskopisch gelblich erscheinenden Grundmassenpartien und Steinkerne erscheinen unter dem Mikroskop als Gemenge von Carbonat-Rhomboedern (Individuen von 0,04 mm, manchmal auch 0,2 mm). Gelegentlich sind deutliche Anlösungserscheinungen an den Bestandteilen des Fossilgruses zu erkennen.

Zur Frage der Dolomitmaterie der Carbonat-Rhomboeder wurden von uns auch bei den beschriebenen Proben aus dem Bruch Beller Lösungsversuche in verdünnter Salzsäure vorgenommen: Alle bis hierhin beschriebenen oolithischen Detritus-Kalke von Niesen, auch die mürbere absandenden Proben, ließen sich völlig auflösen. H. STILLES Bezeichnung als „Kalksand“ wird damit bestätigt. Größere Calcit-Rhomboeder, die gegenüber der Verwitterung Widerstand leisten, bilden die Hauptmasse dieses Sandes. Die Lösungsversuche in verdünnter Salzsäure hinterließen viele Rhomboeder, ebenfalls zunächst als schwer löslichen Rückstand, der sich dann aber bei Erneuern der Säure völlig mit auflöste.

Die Rhomboeder-Bildungen in den Ooiden, der Grundmasse und den Fossilien sind nach den vorliegenden Befunden als epigenetische Calcit-Neubildungen anzusprechen. Postdiagenetische Einflüsse haben zu einer Sammelkristallisation des Mineralinhaltes im Gestein geführt; die Annahme epigenetischer Stoffzufuhr ist damit nicht verbunden.

Abweichend von dem beschriebenen Typus findet man im Bruch Beller jedoch auch eine dunkle, feinkörnige Ausbildungsform des Gesteins, das in hoher Zahl hellgelbgraue Steinkerne von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) enthält. Die Substanz der Steinkerne besteht auch hier zunächst aus zuckerkörnig reflektierenden Mineralien, die das Rhomboeder anstreben. Wegen ihrer relativ grobkristallinen Beschaffenheit behinderten sie einander jedoch, so daß sie ihre Eigengestalt nur zum Teil erreichten. Ihre Größe schwankt um 0,3 mm, die Korngrenzen sind auch hier mit FeOOH-Häutchen versehen. Klappen von *Coenothyris* werden auch unter dem Mikroskop nicht sichtbar, die Bildung der groben Steinkern-Carbonate hat ihre Substanz mit erfaßt.

Lösungsversuche in verdünnter Salzsäure erbrachten bei diesen Proben nun den Nachweis von Dolomit. Und zwar verblieben die Stein-



Abb. 8: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Oberer Muschelkalk von Niesen. Links: Grobe Carbonat-Neubildungen des Fossilsteinkerns. Rechts: Klappensubstanz des Brachiopoden *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) in grobcalcitischer Erhaltung. In der Bildmitte erscheinen rhomboedrische Carbonate als Fossilisationsmittel. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 2,4 x 1,7 mm.

kern-Carbonate — zu Kugeln angelöst (Turbulenz beim Lösungsvorgang) — im Rückstand. Die überwiegend aus kryptokristallinen Kalkpartikeln bestehende Grundsubstanz der dunklen Gesteinsprobe ging bei der Behandlung hingegen in Lösung. Rückstände sind hier nur eine schwarze, schmierige Masse, wohl aus FeS_2 und Bitumen bestehend und die Dunkelfärbung des Gesteins hervorrufend, sowie spärliche Neubildungen idiomorpher Quarze von 0,08 mm Größe, die im Gestein die Zwickel ausfüllen können; schließlich beobachteten wir im ungelösten Rückstand auch vereinzelte unregelmäßige, kleine Quarze und einen Kalifeldspat.

In den mit großen Exemplaren von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) angereicherten sog. Terebratel-Bänken des Trochitenkalkes bilden die Fossilien zwischen ihren Klappen nicht selten Hohlräume bis 25 mm Größe; der Steinkern fehlt dann, wird aber teilweise — und manchmal auch völlig — von Mineralneubildungen ersetzt. Als solche können in bis zu drei Generationen aufeinander folgen: 1. Weißliche, durchsichtige Calcit-Skalenoeder mit Abmessungen der Einzelkristalle zwischen 5 und 15 mm. 2. Gelbliche bis braune, undurchsichtige Carbonat-Rhomboeder (Ankerit?), jeweils bis 3 mm groß. 3. Bleiglanz-Würfel von 3 mm Kantenlänge oder Kupferkies-Putzen (0,5 mm) mit Malachit-Besatz oder -Anflug.

Auch diese Neubildungen sind epigenetischer Natur und Vorgängen zugeordnet, deren Ursächlichkeit noch zu erörtern bliebe.

Unter den Fundmeldungen unserer Mitarbeiter ist eine Beobachtung im Trochitenkalk des Bruches Schneidewind, **Alverdissen**, Blatt Bösingfeld, durch Herrn H. STACHE, jetzt Detmold, nachzutragen. Dem durch Herrn STACHE vorgelegten Fundstück kommt insofern besondere Bedeutung zu, als jetzt im Muschelkalk des nördlichen Teiles unseres Arbeitsgebietes zum zweiten Male neben Calcit, Quarz als Bergkristall und Pyrit auch Baryt als Drusenmineral beobachtet worden ist. Über den ersten Fund unter entsprechenden Verhältnissen im Bruch Schiewe am Gret-Berg, Bl. Detmold, berichteten wir bereits (BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 28 ff.). Der Baryt in dem von Herrn STACHE vorgelegten Stück ist tafelig (Täfelchen von 10 mm Länge) und von weißer Farbe. Außer dem Baryt, der in den Drusen die Letztausscheidung darstellt, werden in der Reihenfolge ihrer Ausscheidung in den Drusen auch weiße Carbonat-Rhomboeder und -Skalenoeder aus Calcit, schlanke Bergkristalle bis 20 mm Länge und 3 mm Durchmesser sowie Pyrite mit bis 14 mm Kantenlänge beobachtet. Die zuletzt genannten erscheinen als Würfel und als Kombination von Oktaedern mit kleinen Würfelflächen oder nur noch als Pseudomorphosen von FeOOH nach Pyrit. In der Umgebung der Drusen ist das Gestein braun verfärbt. Hier liegt ein kristallines Gemenge von Ankerit vor, das bei Anwitterung unter FeOOH-Ausscheidung die Braunfärbung bewirkt.

Am erwähnten Belegstück finden sich auch Drusen, die von braunen, Fe-haltigen Carbonat-Rhomboedern erfüllt sind, in die Quarze eingebettet liegen.

1.1.3. Oberer Gipskeuper

Zu den im ersten Teil unserer Studie nur kurz erwähnten Aufschlüssen gehören die ehem. Mergelgrube Am Schlenkersbrink auf dem Buhn, wo der Obere Gipskeuper im zutage Anstehenden sein nördlichstes Vorkommen hat, und eine Mergelgrube östlich der Straße Reinerbeck—Reine auf Blatt Aerzen. Beide Gruben verdienen, wie sich anlässlich ihrer wiederholten Begehung und der Untersuchung von Proben ergeben hat, eine genauere Darstellung.

Grube Am Schlenkersbrink, Bl. Vlotho

In der verfallenen Grube, die am unteren Talhang der Weser am Wege von Uffeln nach Holtrup—Vössen liegt, ist der Liegendteil des Oberen Steinmergels durch einen Schurf neu aufgeschlossen. Nachdem von hier bisher nur Baryt und ein idiomorph ausgebildetes Carbonat (Dolomit-Ankerit?) bekannt waren, wurden von uns nun auch Quarz und verschiedene Sulfide sowie deren Verwitterungsprodukte festgestellt.

Im ganzen gleichen die Verhältnisse etwa den von uns in Teil 1 für das Extertal beschriebenen: In einer Grundmasse aus grünlichgrauem Steinmergel befinden sich als Neubildungen schichtkonforme Quarz-Calcit-Aggregate von bis 20 cm Mächtigkeit, die zugleich auch Träger zahlreicher idiomorpher Mineralneubildungen sind. Diese nehmen in den Aggregaten der Mergelgrube am Schlenkersbrink die drusenartigen Innenräume in der Ausscheidungsfolge: Carbonate (Calcit und anke-

ritischer Dolomit) — tafeliger Baryt in dichten weißen Gemengen — idiomorpher Quarz (wasserklarer Bergkristall), bis 7 mm lang und 2 mm breit, und mikroskopisch kleine Feldspäte (Albit) — Sulfide (Pyrit, Kupferkies u. a.) ein. Der Pyrit der Aggregate liegt als Pentagondodekaeder bis 6 mm Größe, der Kupferkies in tetragonalen Skalenoedern oder Tetraedern in etwa gleicher Größenordnung vor. An einem Belegstück beobachteten wir als eine der Letztausscheidungen auch Bleiglanz in bis 1 mm großen Einzelkristallen. Hier handelt es sich zugleich um den ersten Nachweis dieses Minerals in der Trias des nördlichen Teils unseres Untersuchungsgebietes. Ferner beobachteten wir auf Klüften und unregelmäßigen Ablösungsflächen des Gesteins zahlreiche Manganoxid-Dendriten und -Bestege. Als Verwitterungsprodukte des Kupfersulfids treten in den Aggregaten und an den Grenzflächen der Aggregate zum Gestein, aber auch auf dessen Klüften und Ablösungsflächen reichlich Malachit-Anflüge auf, während das seltenere Azurit auf Fahlerz als Primärmineral hinweisen könnte (LEUBE 1968, S. 273), dessen Vorkommen als Tennantit im Oberen Steinmergel dieses Gebietes, z. B. am Aberg bei Erder, im ersten Teil unserer Studie bereits mitgeteilt wurde.

Das Muttergestein, d. h. der grünlichgraue Mergel, ist gegenüber den Aggregaten insgesamt ärmer an Mineralneubildungen; hier finden sich — abgesehen von den genannten Verwitterungsprodukten — jedoch sehr schöne Pyrite bis 10 mm Größe als Pentagondodekaeder und als Durchdringungszwillinge von Pentagondodekaeder und Würfel (Zwillinge des „Eisernen Kreuzes“, vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 59, Abb. 19). Mehrfach beobachteten wir im Muttergestein auch schlierenartige Initialstadien der Quarz-Calcit-Aggregate, wie wir sie in ähnlicher Ausbildung bereits vom Extertal beschrieben haben (BÜCHNER und SERAPHIM 1973, S. 84). Aus allen bisherigen Beobachtungen ergibt sich, daß die Quarz-Calcit-Aggregate sich durch Verdrängung des Steinmergels bilden. Als Anfangsstadien sind mikroskopisch kleine Gebilde nachweisbar. Steigende Grade der Verdrängung, die über den Lösungsweg geschieht, führen zu schlierigen Aggregaten und letztlich bei steigendem Raumgewinn und Sammelkristallisation zu groben und sperrigen Kristallanordnungen und Hohlraumbildungen, d. h. Drusen der beschriebenen Art. Belegstücke aus dem Aufschluß Am Schlenkersbrink in besonders grobkristalliner Ausbildung hat uns Herr STACHE, Detmold, vorgelegt. In ihnen finden sich Quarze bis 10 mm Länge, Carbonat-Rhomboeder bis 15 mm Größe und Kupferkies-Disphenoide bis 10 mm Größe.

Grube bei Reinerbeck—Reine, Bl. Aerzen

Der Aufschluß, auf den wir durch Herrn STACHE, Detmold, aufmerksam wurden, war jeweils Ziel einer Vor- und einer Hauptexkursion des Nat. Ver. Bielefeld im Jahre 1973 (s. Exk.-Führer Nr. 56). Der im übrigen in seinen Mineralneubildungen dem westlich benachbarten Extertal entsprechende Aufschluß zeigt folgende Besonderheiten:

1. Plagioklas (Albit)-Neubildungen

In der Umgebung von Mergelschlieren in den Quarz-Calcit-Aggregaten, die wir als Reste aus einer unvollständigen Auflösung des ehema-

ligen Sedimentes verstehen, lassen sich unter dem Mikroskop zahlreiche Plagioklas-Neubildungen feststellen. Solche Neubildungen fanden wir vereinzelt auch bereits in den Proben vom Extertal (Abb. 32 in Teil 1) und vom Buhn. Unter den Reinerbecker Feldspäten, die aufgrund ihrer Anordnung und Anzahl als Neubildungen aufzufassen sind, beobachteten wir auch eine Albit-Verzwilligung, wie sie bei FÜCHTBAUER (1950, S. 246, Abb. 3) und bei SCHÖNER (1960, S. 88) aufgezeigt ist.

2. Schneeweiße Quarze in Quarz-Calcit-Aggregaten

In einem bestimmten Horizont in der Nähe der Sohle des Aufschlusses finden sich Quarz-Calcit-Aggregate, deren Inneres Hohlräume bis 10 cm Durchmesser enthält. Von der Hohlraumbildung sind in erster Linie die carbonatreicheren Teile der Aggregate betroffen. Die neuen Hohlraumwandungen sind mit feinen zucker körnigen Calcit-Belägen oder mit kleinen Calcit-Skalenoedern bis 4 mm Länge ausgekleidet. Bemerkenswert sind zusätzlich auftretende, poröse und daher schneeweiße idiomorphe Quarzkristalle, die in einzelne Hohlräume hineinragen. Ihre Längen reichen bis 6 mm (meist um 3 mm), ihre Stärken bis 1 mm (meist 0,5—0,8 mm). Unter dem Mikroskop zeichnen sich diese Quarze auch durch zahlreiche Einschlüsse wie idiomorphe Carbonat-Rhomboeder, aber auch unregelmäßig begrenzte Carbonate, ferner nicht sicher bestimmte Feld-

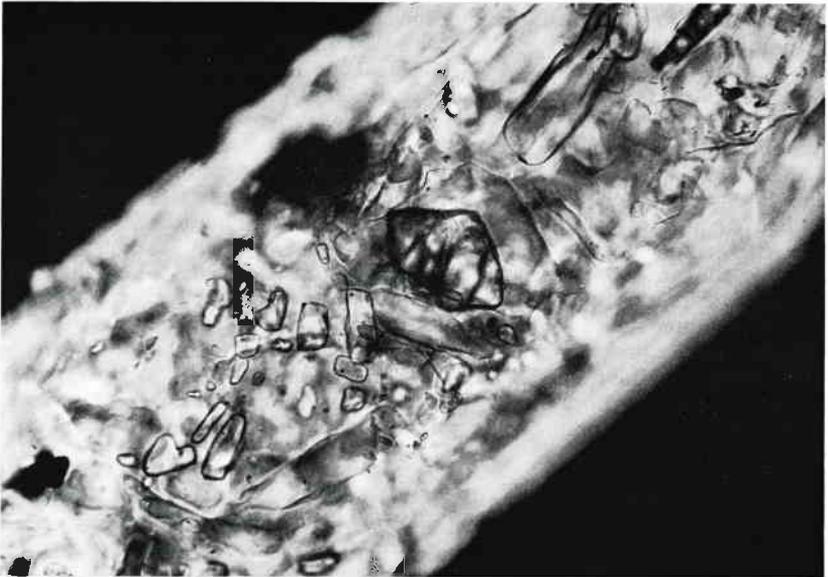


Abb. 9: Mikroskopische Aufnahme eines Quarzkriställchens (eingebettet in Kanadabalsam) aus dem Steinmergelkeuper (km 4) von Reinerbeck-Reine. Zahlreiche Einschlüsse und Hohlräume verleihen den in Drusen auftretenden Kriställchen ein schneeweißes Aussehen.
Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren).
Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

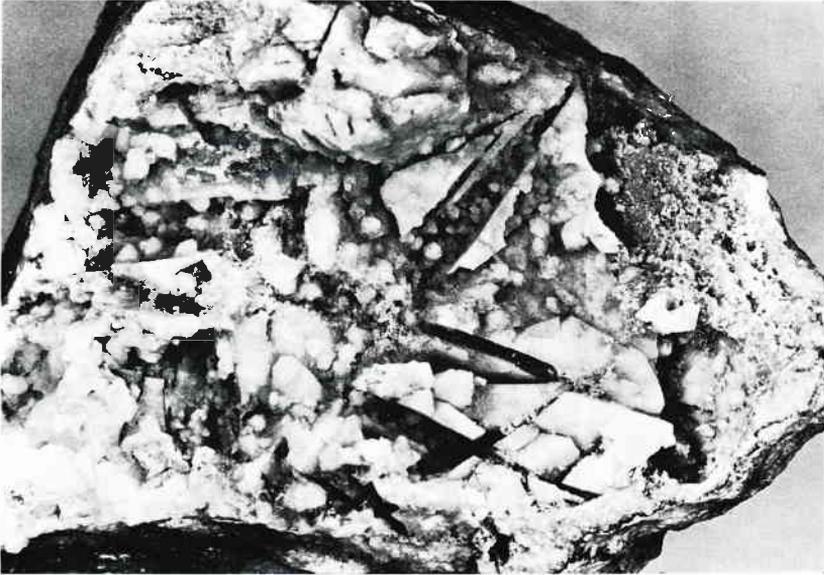


Abb. 10: Schmale, lange Spalten in einem Quarz-Calcit-Aggregat des Steinermergelkeupers von Reinerbeck-Reine. Lösungshohlformen eines nicht mehr nachweisbaren tafelligen Minerals. Finder: W. Herzog, Bielefeld. Bildausschnitt: 120 x 85 mm.

späte und Baryt aus. Längsgestreckte Poren können in Reihen angeordnet sein; Reihung und Längserstreckung verlaufen in der kristallographischen c-Achse des Quarzes. Die Reinerbecker Quarze dieser Ausbildungsform zeigen also Wachstumsanomalien, die durch Kristallisation aus unreinen Lösungen oder auch durch überhastetes Wachstum bedingt sein können.

3. Lösungserscheinungen

Besonders eindrucksvoll sind Lösungserscheinungen an einem bestimmten Quarz-Calcit-Aggregat: Im Inneren des aufgeschlagenen Hohlraumes werden grobe, xenomorphe, undurchsichtig weiße Carbonate sichtbar. Behandlung mit verdünnter Salzsäure erbrachte den Nachweis von Calcit. Die Calcite werden durch lange, schmale, regelmäßig gerade gestreckte Spalten von 2–8 mm Breite durchzogen, die glatte und meist parallel verlaufende Wandungen besitzen. Diese Spalten sind Lösungshohlformen. Zum Teil sind sie durch kleine Calcit-Skalenoeder und weiße Quarzkriställchen neu ausgekleidet. Welches tafelige Mineral aber hat einst diese spaltenförmigen Hohlräume ausgefüllt? In Frage kommen auch hier in erster Linie Baryt oder Coelestin. Baryt wurde im Dünnschliff einer anderen Probe nachgewiesen.

4. Zepterquarze

Erwähnenswert sind Funde von Zepterquarzen. Der gedrungene Kopfteil ist leicht rauchbraun gefärbt, der Stumpf wasserklar. Hinsicht-

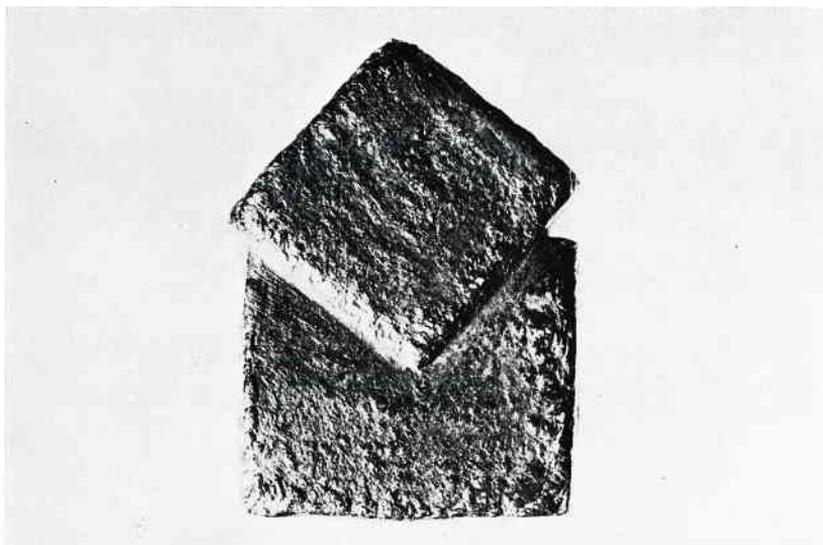


Abb. 11: Regelmäßige Verwachsung zweier Pyrit-Würfel aus dem Steinmergelkeuper (km 4) von Nalhof/Extertal. Leihgabe: E. Albert, Klein-Nalhof 2 über Bösingfeld. Kantenlänge des Würfels unten: 15 mm. Höhe der Verwachsung: 22 mm.



Abb. 12: Kugeliges Pyrit-Aggregat aus dem Steinmergelkeuper von Nalhof/Extertal. 26 x 23 mm. Leihgabe: E. Albert, Klein-Nalhof 2 üb. Bösingfeld.

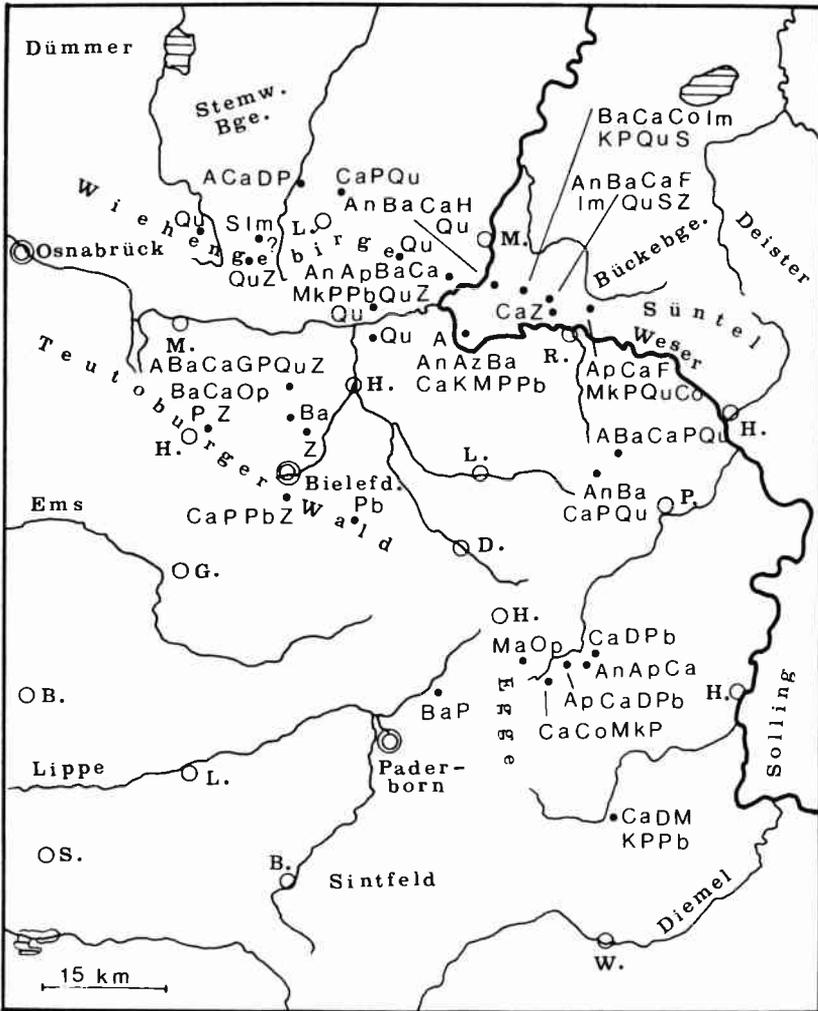


Abb. 13: Die Verbreitung der Mineralneubildungen im Unteren Weserbergland. Jura bis Tertiär sowie Nachtrag Karbon bis Keuper (vgl. BÜCHNER und SERAPHIM 1973, Abb. 17). Es bedeuten: A Albit, An Ankerit (-Dolomit), Az Azurit, Ba Baryt, Ca Calcit, Co Coelestin, D Dolomit, F Fluorit, H Hämatit, K Kupferkies, M Malachit, Ma Magnetit, Mk Markasit, Op Opal, P Pyrit, Pb Bleiglanz, Qu Quarz (als gemeiner Quarz, Bergkristall, Rauchquarz und Morion), S Siderit, Z Zinkblende; ferner als organische Bildungen Ap Asphalt, G Gagat, Im Impsonit.

lich der Rauchquarz-Färbung besteht die Vermutung, daß FeS_2 in feinverteilter Form die Färbung hervorruft. Im Extertal sind im Sommer 1973 ebenfalls intensiver gefärbte Zepterquarze auf wasserklaren Stümpfen gefunden worden.

Weitere Nachträge

Beim Ausbau der Straße Bösingfeld—Alverdissen war im Jahre 1974 bei **Hummerbruch** der Obere Steinmergel aufgeschlossen. Aus den besonders mächtigen Quarz-Calcit-Aggregaten wurden durch Sammler aus dem lippischen Raum schöne Drusen mit wasserklaren Bergkristallen von bis 20 mm Länge und 8 mm Stärke geborgen.

Zwei interessante Pyritbildungen überließ uns leihweise Herr ALBERT, Klein-Nalhof bei Bösingfeld, zur Auswertung. Beide Stücke waren im Extertal bei **Nalhof** gefunden worden. Im ersten Falle handelte es sich um eine sehr regelmäßige Verwachsung zweier großer Pyrit-Würfel, wobei der eine Würfel im anderen um 45° verdreht nach der a-Achse liegt. Ob dieser Verwachsung eine echte Verzwilligung zugrunde liegt, müssen wir vorerst offen lassen. Das zweite Stück ist ein kugeliges Pyrit-Aggregat aus zwei aneinandergewachsenen Kugeln, die ihrerseits aus zahlreichen kleineren Pyritwürfeln zusammengesetzt sind.

1.2. Jura

1.2.1. Lias

Innerhalb des Untersuchungsgebietes tritt der Lias vor allem in der Herforder Liasmulde flächenhaft auf, wo er sich beiderseits der Piesberg-Pyrmonter Achse südwestwärts bis zum Fuß des Teutoburger Waldes und nordostwärts bis zum Wiehengebirge erstreckt. Darüber hinaus finden sich Liasschichten in einem schmalen Streifen im Südwestflügel der Osning-Achse und in mehreren grabenartigen Versenkungen im Lipper Bergland, die entweder dem nördlichen Eggesenkungsfeld oder dem Falkenhagener Grabensystem und parallelen Störungen zugeordnet werden können. Abseits hiervon geht Lias auch im Dörentruper Graben, in den Becken von Bösingfeld-Asmissen und Rickbruch-Bremke sowie in der Wesertalung zwischen Hessisch-Oldendorf und Bad Oeynhausen zutage aus.

Entsprechend ihrer Unwegsamkeit für zirkulierende Wässer sind die Schiefertone des Lias arm an Mineralneubildungen. Auf den unbedeutenden Klüften findet sich in der Regel nur Calcit; besonders reich an calcitverheilten Klüften sind die Schiefertone in der Grube der Zgl. Friedrichsmeyer, Melbergen bei Bad Oeynhausen. Auf Klüften des Planicosta-Sandsteins westlich Obernbeck, Blatt Oeynhausen, beobachteten wir gelblichen, eisenschüssigen Bergkristall von bis 2 mm Länge. Im übrigen sind die Mineralneubildungen im Lias anscheinend fast ganz auf die Geoden beschränkt.

Bevor wir uns mit diesen befassen, gehen wir auf das Eisensulfid ein, das die Schiefertone überall in feinsten Verteilung erfüllt und ihnen ihre dunkle Farbe mitteilt, soweit diese nicht auch auf Bitumen zurückgeht.

Das in dieser Form synsedimentäre Sulfid ist in bestimmten Teilen unseres Gebietes zu idiomorphen Kristallen herangewachsen, die das Gestein an bevorzugten Stellen, z. B. in Kalkbänken und Fossilien, durchsetzen. Die Kristallgröße der als Würfel oder Pentagondodekaeder ausgebildeten Pyrit-Individuen bleibt dabei zumeist unter 1 mm, doch fanden wir beispielsweise in der Grube der Zgl. Rath, Nieheim, und auch in Altenhagen bei Bielefeld (Markasit?) Kristalle bis 3 mm Größe. Wenngleich im allgemeinen angenommen wird, daß diese Auskristallisation des Pyrits bzw. Markasits bereits während der Diagenese des Sedimentes erfolgte und wir es deshalb wohl nicht mit epigenetischen Neubildungen zu tun haben, ist doch beachtlich, daß es nur an bestimmten Stellen unseres Arbeitsgebietes zu einer Kristallisation größeren Ausmaßes gekommen ist. Solche Stellen finden sich vor allem im schmalen Liasstreifen im Südwestflügel der Osning-Achse, im Südosten und Osten in den Liasgräben sowie im nördlichen Teilgebiet, d. h. vorzugsweise dort, wo die Mineralisation auch die anderen Gesteinsformationen in stärkerem Maße erfaßt hat.

Im einzelnen verdienen folgende Pyrit-Vorkommen im Lias Erwähnung: In dem schmalen Streifen im Südwestflügel der Osning-Achse und im nördlichen Eggesenkungsfeld erwähnen Schwefeleisen HARBORT, KEILHACK und STOLLER (1917, S. 20) im Mittleren Lias am Nordosthang des Töns-Berges bei Oerlinghausen, STILLE (1908, S. 20) im Unteren Lias auf Blatt Driburg in Form von Knollen und KENTER (1954, S. 38) im Unteren Lias bei Leopoldstal. Eine chemische Analyse des zuletzt genannten Schwefeleisens (1919/20) ergab 50,96 % Schwefel, 47,34 % Eisen, 0,12 % Kupfer und Spuren von Zink.

Besonders reich an Schwefeleisen sind die grabenartigen Versenkungen des Lias im Südosten und Osten unseres Gebietes. So berichtet GRUPE (1927, S. 10) von einer „Schwefelkieslagerstätte“ des Oberen Lias bei **Osterhagen**, Bl. Schwalenberg. Das bedeutendste Vorkommen findet sich hier im Posidonienschiefer, wo das Mineral teils in „derben Knollen“ den Schiefertönen eingewachsen ist, teils aber auch im Verein mit Calcit in „feinen, geradlinigen Adern“ auftritt und sich in dieser Form als „nachträgliche Spaltenausfüllung“ darstellt (l. c., S. 35). Die gleiche Mineralisierung besteht in den dortigen Jurensismergeln, wo der Schwefelkies früher in der Grube Volkwin bei **Hummersen** abgebaut wurde. Aus diesem Vorkommen sind zahlreiche schön verkieste Ammoniten geborgen worden.

Einen besonders hohen Pyritgehalt fanden wir zusammen mit BRANZKA in einigen Kalkbänken der Grube der Zgl. Wedeking, Blomberg, auf dem Nessen-Berg bei **Wöbbel**, wo Arietenschichten grabenartig versenkt liegen.

Von Schwefelkiesknollen und -linsen in den Arietenschichten bei **Ehrentrup**, Blatt Lage, am östlichen Rande der Herforder Liasmulde, und verkiesten Ammoniten dortselbst berichten HARBORT, KEILHACK und STOLLER (1917, S. 18).

Wie KENTER (1954, S. 36) feststellt, ist Schwefelkies das „einzige in Lippe häufiger vorkommende Erz“. Man habe früher gehofft, daraus Gold, Silber und Kupfer gewinnen zu können. Einen recht zweifelhaften

Ruhm hat sich hierbei vor allem der „Goldmacher“ Hans Lübecker erworben, der um 1600 im Gebiet der Liasgräben von Falkenhagen und Vahlhausen geschürft hat. Die älteste Nachricht von diesen Schwefelkiesvorkommen stammt schon aus dem Jahre 1260, als Graf Wedekind von Schwalenberg dem Kloster Marienmünster das Recht verlieh, auf allen Klostergründen Gold und Silber zu fördern (vgl. KENTER 1954, S. 40).

Ein interessanter Aufschluß im Südosten unseres Gebietes ist ferner die Grube der Zgl. Rath in **Nieheim**. Die hier saiger anstehenden Arietenschichten, besonders die Kalkbänkchen darin, sind ebenfalls stark pyritisiert und tektonisch zudem intensiv beansprucht. Auf Klüften treten außer Pyrit und Markasit auch Calcit-Rhomboeder und -Skalenoeder sowie Ankerit-Rhomboeder und in den Zwickeln der Kristalle Asphalt auf.

Im Norden unseres Gebietes ist der Pyrit-Reichtum der liassischen Schichten der Grube der Zgl. In den Blossen, **Buer**, Bl. Melle, und der Schichten der Ziegeleigrube im Lias delta bei **Dehme**, Blatt Oeynhaus, hervorzuheben. DIENEMANN (1939, S. 20) berichtet, daß der Schwefelkies des Lias delta bei Dehme früher in der Schwefelkiesgrube Johannes-Sophie abgebaut wurde. Auch im Lias epsilon bei Dehme finden sich „Schwefelkieslinsen“, die Gegenstand von Schürfversuchen gewesen sind. NAUMANN (1922 a, S. 28) berichtet von „Schwefelkieskristallen in kugelförmigen Aggregaten“ bei **Exten**, Bl. Rinteln.

Ob der Bleiglanz, den HARBORT, KEILHACK und STOLLER (1917, S. 20 f.) im Lias am Töns-Berg bei **Oerlinghausen** feststellten, auf Klüften oder Geoden auftrat, ist nicht bekannt.

Mineralien der Geoden des Lias

Geoden sind selten einzelne, häufig vielmehr schichtkonforme Lagen von Konkretionen in tonigen Sedimentgesteinen, die aus Mineralaggregaten bestehen und sich aus Lösungen während der Sedimentation und der frühen Diagenese aufgrund der chemischen Eigenschaften bestimmter Partikel des Sedimentes, zu denen auch Fossilinhalte gehören, ausgeschieden haben.

Die Geoden des Lias (und Dogger) unseres Raumes, die in der Literatur im allgemeinen als „Toneisensteingeoden“ oder „Toneisensteine“, in bestimmten Fällen aber auch als „Schwefelkiesgeoden“ (DIENEMANN 1939) und „Kalkgeoden“ (KUMM 1939) bezeichnet worden sind, waren in ihrem ursprünglichen Zustand carbonatische, dabei aber nicht calcitische Konkretionen. Ihre Größe beträgt wenige Zentimeter bis über 50 cm im größten Durchmesser. Die carbonatische Grundmasse des Geodeninhalts ist primär dicht und feinkörnig.

Zu Mineralneubildungen konnte es in den Geoden in erster Linie in den Schwundrissen kommen, die während der Diagenese durch Wasserentzug entstanden sind, und in Hohlräumen im Inneren, die auch auf spätere Lösungsvorgänge zurückgeführt werden können. Da die Geoden ein eigenes Forschungsgebiet darstellen, das, wie es scheint, noch manche Widersprüche zu klären hat, beschränken wir uns hier auf zwei Beispiele, in denen einige charakteristische Erscheinungen zur Sprache kommen sollen:



Abb. 14: Aufgeschnittene Geode aus dem Unteren Jura (Lias gamma bis delta) der ehemaligen Ziegeleitongrube Spilker, Gemarkung Berghagen bei Werther, Krs. Gütersloh. Schwundrisse mit hellen Mineralneubildungen. Geode: 90 x 65 mm.

Geoden der aufgelassenen Tongrube der ehem. Zgl. Spilker, **Berghagen bei Werther**, Blatt Halle i. W.

In der Grube sind Schiefertone der Capricornu- und Amaltheenschichten des Mittleren Lias gegen Röttone des Oberen Buntsandsteins verworfen. Die hier unmittelbar an der Osning-Hauptverwerfung aufgeschlossenen Liasschichten sind ihrerseits steilgestellt und von zahlreichen untergeordneten Störungen betroffen. In die Schiefertone sind mehrere Geodenbänke eingelagert.

Die Grundmasse der Geoden ist ein kryptokristallines Gemenge aus Carbonaten mit Einzelabmessungen der Individuen um 0,004 mm, in das häufig kugelige, bis 0,05 mm große Aggregate aus Eisensulfid (Pyrit?) eingesprengt sind. Das mikrokristalline Sulfid kann zu unregelmäßig begrenzten Aggregaten von fast 1 mm Größe zusammentreten. Gelegentlich zeichnen Leisten von feinkristallinem Eisensulfid undeutliche Fossilreste nach. Auch scharfkantige, unregelmäßig geformte Quarze bis 0,01 mm Größe sind vereinzelt in der Grundmasse zu sehen. In einem Präparat erreichten sie sogar Größen bis 0,4 mm; sie dürfen als Sandkörner angesprochen werden. Bei allen bis hierhin beschriebenen Bestandteilen der Grundmasse der Geoden dürfte es sich um syngenetische bis frühdiagenetische Bildungen handeln.

Die während der diagenetischen Härtung entstandenen Schwundrisse der Geoden sind mit Mineralien gefüllt. An den Schwundrißfüllungen beteiligen sich:

1. Ein feiner *Calcit*-Belag an den Rändern mit freien, unter dem Mikroskop sichtbaren *Skalenoederspitzen*, die in die Schwundrisse ragen.

2. Weiße bis gelbliche *Carbonate* in dichtem Gemenge. Unter dem Mikroskop sieht man „eisblumenartiges“ Auslöschchen der einzelnen xenomorphen Individuen, was auf sideritische bis ankeritische Zusammensetzung hinweist. Feinkristalline *Pyrit*-Aggregate können sich hinzugesellen.

3. In diesem Carbonat-Gemenge kann *Baryt* auftreten, entweder in feinverfilzten Lamellen (bis 12 mm lang und 1 mm dick) oder in wasserklaren bis durchscheinend weißen bis gelblichen, auch rosafarbenen Individuen, wobei es zur Ausbildung von tafeligen, idiomorphen Baryten kommen konnte. Die Tafeln haben eine Erstreckung bis 10 mm und eine Stärke bis 1 mm. Neben idiomorphen Kristallen treten auch Individuen mit gewölbten (001)-Flächen auf. Letztere zeigen linsenähnliche Querschnitte.

4. Carbonat und *Baryt* können in der gleichen Schwundrißfüllung plötzlich in *Zinkblende* übergehen, die ein derbes kristallines Gemenge bildet.



Abb. 15: Ausschnittvergrößerung des in Abb. 14 abgebildeten Geoden-Querschnittes. Carbonate und feinverfilzter *Baryt* in den Schwundrissen. Bildausschnitt: 30 x 21 mm.



Abb. 16: Aufgeschlagene Geode aus dem Unteren Jura (Lias gamma bis delta) der ehemaligen Ziegeleitongrube Spilker, Gemarkung Berghagen bei Werther, Krs. Gütersloh. Schwundrißbelag: Carbonate und weiße tafelige Barytkristalle. Bildausschnitt: 61 x 43 mm.

5. Gelegentlich übernehmen auch *Opal-Chalcedon*-Gemenge die Spaltenfüllung. Diese Gemenge erscheinen makroskopisch dicht und weiß. Bleiglanz wurde in den Geoden des Aufschlusses bisher nicht gefunden. Ergänzend sei hier noch auf Mineralien in den Fossilien der Geoden hingewiesen: Ein Gastropode zeigte eine Schale, die in Form eines größeren Gemenges von Calcit-Skalenoedern und Fe-Carbonaten erhalten war; der Steinkern bestand aus Baryt. Ein anderer Fossilrest bestand aus einer Carbonatschale und einem Steinkern aus Pyrit, Baryt und *Opal-Chalcedon*. Bei dem *Opal-Chalcedon*-Gemenge handelt es sich um Opal, der teilweise in feinkristallinen Chalcedon „umgestanden“ ist.

Bezüglich der Ausscheidungsfolge der Mineralien in den Schwundrisen erlauben unsere Beobachtungen bisher nur den Schluß, daß die randlichen Calcit-Beläge der Spalten zuerst entstanden.

In diesem Zusammenhang verdienen jedoch die von SCHMITZ (1965) mitgeteilten Ergebnisse von Untersuchungen Beachtung, die er an den Mineralparagenesen der Geoden der Unteren Kreide von Farmsen bei Hildesheim durchgeführt hat. Diese Geoden weisen mit unserem Material sowohl in der Zusammensetzung der Grundmasse — die dort zu 90 % aus Carbonaten besteht — als auch in den Spaltenfüllungen manche Parallelen auf. Nach SCHMITZ ist die Grundmasse der Geoden sehr einheitlich



Abb. 17: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Geoden-Schwundrißfüllung (Lias von Berghagen/Werther). Tafelige Barytkristalle in einem Gemenge ankeritischer Carbonate. Polarisiertes Licht und Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 2,4 x 1,7 mm.

zusammengesetzt, so daß sich die Geoden „letztlich nur durch ihre sekundären Kristallfüllungen unterscheiden“ (S. 68). Hieran schließt sich auch die von SCHMITZ vorgenommene Typisierung der Geoden an.

Die Geoden des Aufschlusses Spilker lassen sich nach unseren Beobachtungen allerdings keiner der von SCHMITZ beschriebenen Paragenesen und vorgeschlagenen Typen zuordnen, trotz der großen äußeren Ähnlichkeit. Schon die Carbonate der Grundmasse differieren, da bei Farmsen Siderit, bei uns jedoch eine ankeritisch-dolomitische Substanz vorliegt. Und auch die Füllung der Schwundrisse unterscheidet sich, weil bei uns Baryt auftritt und idiomorphe Quarz-Neubildungen fehlen.

Nach SCHMITZ sind die Mineralneubildungen der Geoden der Unteren Kreide von Farmsen „während oder kurz nach der Diagenese“ (1963, S. 84) erfolgt. SCHMITZ stützt sich dabei auf eine Arbeit von LIPPMANN (1955). Andererseits soll schon die Erstausscheidung von Siderit (Siderit I), die sich als Kluffüllung bis in die feinsten Septarienrisse verfolgen lasse, bei den Farmsen Geoden aufgrund der „Mehrzahl aller Anzeichen“ nicht aus der unmittelbar benachbarten Geodengrundsubstanz, die dort ja gleichfalls aus Siderit besteht, sondern „nach der Verfestigung und Schrumpfspaltenbildung von außen zugeführt“ worden sein (SCHMITZ 1965, S. 73)! Hier stellt sich die Frage, woher die zirkulierenden Lösungen stammen, die für die Ausscheidung der z. T. recht beachtlichen Mengen an Siderit bzw. in unserem Gebiet an Bariumsulfat (Baryt) und Zinksulfid

(Zinkblende) erforderlich sind. Wir werden später hierauf zurückkommen, wenn wir auf das Ursachenproblem der Mineralneubildungen eingehen. Um hierfür eine möglichst breite Basis zu besitzen, untersuchten wir auch die Geoden des Lias der Herforder Liasmulde und einen Aufschluß liassischer Schichten des Bamberger Raumes. Über den zuletzt genannten werden wir im abschließenden Teil unserer Arbeit berichten.

Tongrube der Fa. H. Stork, Pödinghausen, Bl. Herford-West, Im Oldinger Sundern

In den hier abgebauten Amaltheen-Schichten des Lias delta treten mehrfach schichtkonforme Lagen von Geoden auf. Die zumeist flachen, brotlaibartigen Bildungen werden während des Abbaues der Schiefertone ausgelesen und finden sich daher in der Grube in großen Mengen als Abraum.

Die Schwundrisse der Geoden sind bis 2 mm breit und vielfach mit wasserklarem, tafelig spaltendem, xenomorphem Baryt gefüllt, der gelegentlich mit dunkelbrauner Zinkblende verzahnt ist. Zinkblende erscheint auch in herausgewitterten Leisten, an denen unter dem Stereomikroskop tetraedrische Fortsätze als „Zacken“ beobachtet werden können.

Zusätzlich fallen in den Schwundrissen gedrungene Calcit-Skalenoeder (< 1 mm), Pyrit-Oktaeder (< 1 mm), Eisensulfid-Kügelchen (Ø bis 2,5 mm) und Markasit(?) auf. Anflüge auf Fossilshalen sind wahrscheinlich Pyrit.

Auch die zahlreich vorhandenen Reste von Fossilien im Inneren, am Rande und außerhalb der Geoden weisen Mineralneubildungen auf.

Die Fossilshalen von *Pecten aequivalvis* SOW., *Amaltheus margaritatus* MONTF. u. a. bestehen aus faserigem bis lamellarem Calcit, in den Pyrit eingelagert sein kann. Dieser Pyrit (Verkiesung) ist ein typischer Bestandteil der Fossilien der tonigen Fazies des Lias und Dogger. Die Stielglieder der Seelilie *Pentacrinus basaltiformis* MILL. zeigen die für sie typische Erhaltung als Zoomorphose von Calcit-Einkristallen, wobei zusätzlich eingelagerter Pyrit organische Strukturen sehr genau nachzeichnen kann. Aber auch Verkieselungen an Fossilresten kommen vor; die Einzelquarze erreichen jedoch nur Größen um 0,02 mm.

In der Pödinghauser Grube wurde mehrfach verkiestes, d. h. mit Pyrit imprägniertes, fossiles Treibholz gefunden. Es ist in einen schwarzgrauen, festen Kalkmergel eingebettet, der selbst reich an Zweischalern und Ammoniten ist. Die Neubildungen in den fossilen Holzresten sind:

Pyrit, der ursprüngliche Holzstrukturen (zellulärer Aufbau) nachzeichnet, vorzugsweise an den Rändern des Fossilrestes,

Baryt, weiß bis grauschwarz, vorzugsweise im zentralen Teil,

Zinkblende (vereinzelt) und

Gagat als schwarzer, glänzender, amorpher Bestandteil organischer Herkunft.

Die Pyrit-Imprägnierung erstreckt sich auch noch auf einen etwa 2—3 mm breiten Saum des benachbarten Gesteins. Dabei reicht dieser Pyrit — in der Regel sind es kleine Würfel oder zahlreiche kugelige Ag-

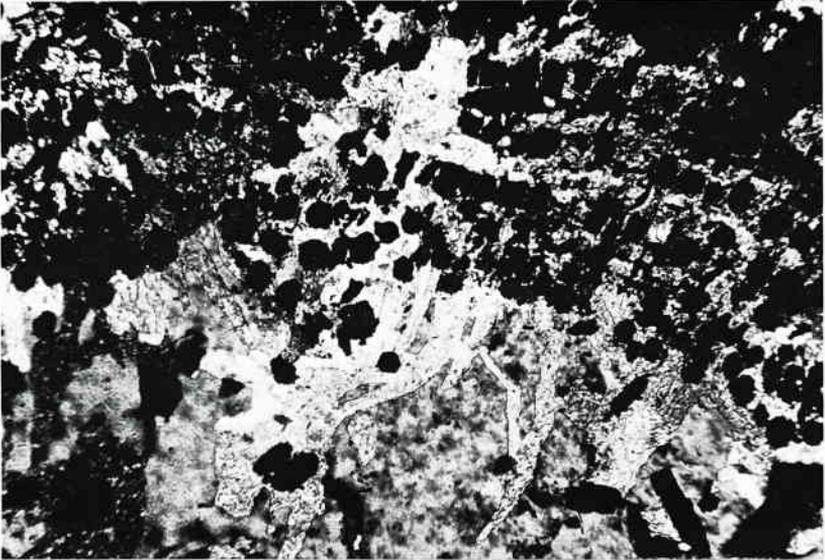


Abb. 18: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Querschnitt durch fossiles Treibholz aus dem Unteren Jura (Lias delta) der Tongrube H. Stork, Pödinghausen, Krs. Herford. Vorwiegend in der oberen Bildhälfte werden Gefäßbahnen durch Pyrit (im Bilde schwarz) nachgezeichnet. Helle, wurmförmige Carbonatfortsätze ragen in den grobkristallinen Baryt des zentralen Fossilbereichs. Die Carbonatfortsätze sind pflanzenanatomisch bedingt und vom epigenetisch gebildeten Baryt noch nicht völlig verdrängt.
Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren).
Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

gregate mit radialstrahligem Aufbau der einzelnen Kügelchen — in unregelmäßig begrenzten Fortsätzen in das Gestein hinein. Freilich ist nicht immer geklärt, ob es sich um kleine Pyrit-Aggregate oder nicht auch um Markasit handelt. Die Aggregate messen etwa 0,01 mm im Durchmesser.

Der Baryt erscheint im mikroskopischen Bild großflächig und läßt keinen Bezug zu den organischen Strukturen erkennen. Wo er randlich auf den Pyrit stößt, umschließt er diesen und erweist sich damit als jünger. Mit dem Baryt kann Zinkblende verwachsen sein und sich mit ihm verzahnen.

Eingebettet in den Baryt erscheinen kugelige, von einer Calcitsschicht umhüllte oder auch unregelmäßige, bis 6 mm große Gagat-Gebilde ohne eigene Strukturmerkmale.

In Dünnschliffen, die Muschelschalen anschnitten, fanden wir Neubildungen von Plagioklasen bis zu 0,04 x 0,05 mm Größe, darunter einige Durchkreuzungszwillinge. Ein Feldspat mit gerader Auslöschung, der in einen Fossilrest hineinragt, ist als Albit anzusehen.

Die Grundmasse, in der das fossile Holz liegt, ist ein Kalkmergel, der reich an Fossilgrus ist. Das Fossilisationsmittel großer Fossilien ist ein schwarzbrauner Calcit, in den zwar auch Pyrit eingelagert ist, dessen Eigenfarbe aber auf feinverteiltes Bitumen zurückgeht. Die Schwarzfärbung des Grundgesteins selbst kann ebenso auf feinverteiltes Eisensulfid wie auf Bitumenanteile zurückgeführt werden.

Ebenso wie in den Geodenschwundrissen beobachteten wir auch in der Grundmasse des dunklen Kalkmergels Eisensulfid-Kügelchen, deren Durchmesser aber nur 0,01 mm erreichte. Authigene Quarze, häufig von unregelmäßiger Gestalt, können nicht immer von Sandkörnern unterschieden werden. Idiomorphe Quarze in der Grundmasse haben Abmessungen bis 0,03 mm. Auch unregelmäßig begrenzte, kleinflächige Chalcedonbildungen treten auf.

Tongrube an der Belz-Mühle, Bl. Bielefeld,
östlich **Jöllenbeck**

In der Grube wurde als Fossilisationsmittel, vor allem in Exemplaren von *Amaltheus margaritatus* MONTF., weißer bis wasserklarer Baryt in grobspätiger Ausbildung gefunden.



Abb. 19: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Längsschnitt durch fossiles Treibholz (Lias delta, Pödinghausen). Oben: Grobkristalliner Baryt (im Bilde grau). Unten: Gesteinsgrundmasse mit zahlreichen Pyritneubildungen. Diagonal durch Bildmitte verlaufend: Zinkblende (schwarz) und Carbonat. Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

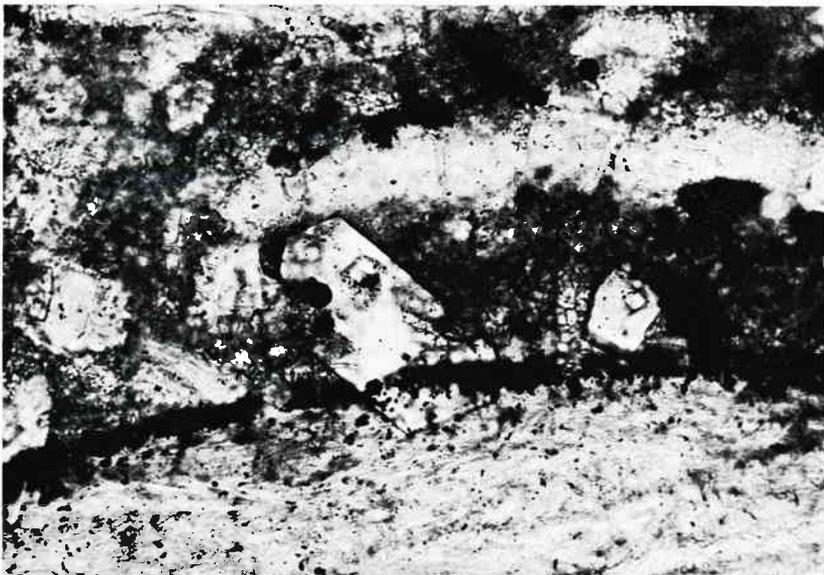


Abb. 20: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Lias delta von Pödinghausen. Feldspat (Albit) von Eigengestalt in Bildmitte — in einen fossilen Muschelschalenrest ragend. An der oberen Grenzfläche des hauptsächlich aus Carbonatlamellen gebildeten Fossils (im Bilde unten) liegt ein Pyritsaum. Er bedingt die in Sammlerkreisen so beliebte „Goldfarbe“ mancher Jura-Fossilien. Die Feldspat-Neubildung durchbricht den Pyritsaum, ohne ihn zu verdrängen. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,34 x 0,24 mm.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß zwischen den Mineralneubildungen im Innern der Herforder Liasmulde und dem Lias des Teutoburger Waldes bei Werther eine weitgehende Übereinstimmung besteht. Aber schon bei **Löhnerheide**, Bl. Herford-Ost (Aufschluß Baugrube Ussling, Löhne Nr. 46) beobachteten wir auf Geodenschwundrissen des Lias alpha unzählige, nadelige Quarze von Eigengestalt (Farbe: Rauchbraun bis gelb; Abmessungen bis 5 mm Länge, bis 1 mm Stärke).

Weitere Hinweise auf Mineralneubildungen in Geoden des Lias verdanken wir Frau S. REUSCHLE-RÜHLEMANN und Herrn K. ZEIDLER, Bielefeld. Frau REUSCHLE-RÜHLEMANN teilte uns die Beobachtung von **Zinkblende** in Geoden des Lias delta in der Tongrube der früheren Zgl. Bracksiek, **Bielefeld-Schildesche**, mit.

1.2.2. Dogger

Schichten des Dogger stehen im Südosten und Süden im Gebiet der Berlebecker Achse zwischen Leopoldstal und Holzhausen, Blatt Horn-Sandebeck, und im Gebiet der Osning-Achse, besonders im Betheler

Längstal bei Bielefeld, bei Kirchdornberg und in der Haßbergzone bei Isingdorf, an. Ein weiteres Gebiet, das mineralogisch recht ergiebig ist, befindet sich als breiter Streifen am Fuß und Südhang bis zum Kamm des Wiehen-Wesergebirges.

Über die Mineralien des Dogger von **Bethel** informiert bereits KUMM (1952, S. 373); danach findet sich als Neubildung Zinkblende in Kalkgeoden verschiedener Horizonte.

Herr KRAUSE, Oerlinghausen, fand in Geoden der Parkinsonien-Schichten in Bethel Zinkblende und Bleiglanz. Der Gehalt der geodenartigen "Klumpen" der Parkinsonien-Schichten von Bethel an diesen Mineralien wurde von HORSTMANN und MAIER (1957, S. 17) für zwei Proben mit 1% Zinkblende bzw. ca. 0,5% Bleiglanz ermittelt. Daneben fanden die Verfasser auch Calcit und Pyrit. Als Ausscheidungsfolge werden angegeben: 1. Das Grundmassenkarbonat und Pyrit, 2. Zinkblende und Bleiglanz in den Schrumpfungsrissen, 3. Calcit als „Füllmasse“ der Schrumpfungsrisse.

Da der Betheler Dogger z. Z. keine brauchbaren Aufschlüsse aufweist, ist es uns nicht möglich, genauere Angaben zur Mineralisation zu machen. Insgesamt scheinen die Verhältnisse, speziell bei den Geoden, jedoch denjenigen des Lias der Osning-Zone, wie wir sie von der Grube der Zgl. Spilker, Berghagen, beschrieben haben, ähnlich zu sein. Wie es um das Vorkommen von Baryt in diesen Geoden des Dogger steht, ist nicht bekannt.

Ungleich reichhaltiger als am Osning sind die Mineralneubildungen des Dogger im Wiehen-Weser-Gebirge, von wo vor allem aus den Macrocephalen- und den Ornat-Schichten Hinweise aus der Literatur, Fundmeldungen durch Sammler sowie die Ergebnisse von Untersuchungen im Bielefelder Naturkunde-Museum und durch das Geologische Landesamt in Krefeld vorliegen. Die Neubildung von Mineralien erfolgte teils in Geoden, teils in den Luftkammern von Ammoniten. Kluffüllungen sind bisher kaum bekannt geworden.

Nach NAMENDORF (1955, S. 205) sind in Ammonitenluftkammern des Dogger epsilon bei **Dehme**, Bl. Minden, Zinkblende, Zinkspat, Bergkristall, Gips und Kalkspat auskristallisiert. Im Muttergestein wurden Markasit und Pyrit festgestellt.

KUMM (1952, S. 472) beruft sich auf DUNKER (1838) und ROEMER (1858), die auf Klüften des Portasandsteins und in Ammonitenkammern desselben Gesteins Bleiglanz gefunden haben.

DIENEMANN (1939, S. 29 f.) erwähnt unter Berufung auf KOERT den Fund von Zinkblende in Ammonitenkammern auf der Halde der ehemaligen Eisensteingrube Luttern, die auf dem Eisenerz des Wittekindflözes der Macrocephalen-Schichten umging. Dortselbst habe sich auch viel Schwefelkies gefunden.

Am Südhang des **Häverstädter Berges**, 1,2 km WNW Gut Wedigenstein, befinden sich Halden eines Eisenerz-Bergbaues, der hier bis 1962 im Wittekindflöz der Macrocephalen-Schichten umging. Die Untersuchung von Proben, die uns die Herren v. HORN, HORACZEK, KRAUSE, MEY, STACHE und ZEIDLER in den vergangenen Jahren vorgelegt haben oder die von Exkursionen des Nat. Ver. Bielefeld mitgebracht wurden, ergab:

In dem groboolithischen Gestein der flözführenden Schichten befinden sich häufig Ammoniten, darunter die Leitform *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. Während der Einbettung füllte sich die Wohnkammer der Tiere mit dem Sediment, während die Hohlkammern (= Luftkammern) bei intakten Gehäusen zunächst leer blieben. In ihnen bildeten sich dann während und nach der Diagenese charakteristische Mineralfolgen aus.

Die Schalensubstanz der Kammern ist weitgehend zu xenomorphem Calcit umkristallisiert. In den Calcit kann unregelmäßig ausgebildeter Pyrit eingelagert sein. Kügelchen aus Eisensulfid von 0,03 mm Durchmesser fanden wir als Anlagerung an die Kammerscheidewände und Gehäusewandungen. Auch organische Strukturen sind noch vorhanden.

Senkrecht auf den Schalenrelikten steht ein Besatz aus Aragonit-Nadeln (Aragonit-Zement A im Sinne von FÜCHTBAUER und MÜLLER 1970, S. 355 f.). Die Aragonitbildung wie auch die Umkristallisation der Schalensubstanz gelten als frühdiagenetische Prozesse (Zone 1 der Mineralbildungen).

Ihnen folgte ein grobkristalliner Calcit (Zone 2), der mit seiner c-Achse auf das Zentrum der Hohlkammer gerichtet ist (Calcit-Zement B). Dadurch erhält die Mineralzone einen stengeligen Habitus, ähnlich dem von grobkristallinen Sinterkalken. Die Oberfläche dieses Calcits erscheint vom Innenraum der Hohlkammer aus als Polster von vielen kleinen, ineinandergestellten Rhomboedern oder Skalenoedern mit abstumpfenden Rhomboedern. Auch gebogene Kristallflächen sind festzustellen. Eine gelegentlich auftretende, schwach purpurrote Färbung des Calcits läßt Hämatit-Einlagerung vermuten, während undulöses Austöschchen u. d. M. bei gekreuzten Polarisatoren auf weitere eingebaute Fremdbestandteile schließen läßt, die bei größerer Körnung in einigen Fällen auch sichtbar wurden, von uns aber nicht bestimmt werden konnten.

In das Wachstum der Calcit-Kristalle der Zone 2 fällt eine Phase der Einlagerung bituminöser Bestandteile (Zone 3). Der dabei entstandene bituminöse Calcit kann so dünn entwickelt sein, daß er nur mikroskopisch wahrzunehmen ist; er kann aber auch die gesamte restliche Hohlkammer ausfüllen, so daß danach kaum noch andere Mineralausscheidungen stattfanden. Bitumen dieser Zone kann weiterhin auch ohne Calcit abgeschieden sein, dann bildete sich auf dem Calcit eine Asphalt-Kruste mit traubig-nieriger Oberfläche. Diese Bitumenlage dokumentiert in beiden Fällen eine Wanderung erdölähnlicher Stoffe und damit eine Veränderung der chemisch-physikalischen Bedingungen in der Mineralagerstätte und ihrer Umgebung.

Proben, die wir dem Geologischen Landesamt eingesandt hatten, wurden freundlicherweise von Herrn Dr. STADLER untersucht, der uns brieflich (1972) mitteilte, daß sich, über die von uns bestimmten Einlagerungen hinaus, auch Ankerit-Dolomit an der Zusammensetzung des Mineralgemenges der Calcit-Zone (Zone 2—3) beteiligt.

Einen weiteren Wandel — besonders der chemischen Bedingungen — zeigt die folgende Zone 4 an: Hier finden sich rote, rotgelbe, braungelbe und fahlgelbe Mineralien, die in Einzelkristallen, aber auch Aggregaten oder den restlichen Hohlraum völlig füllenden Gemengen vorliegen. An-

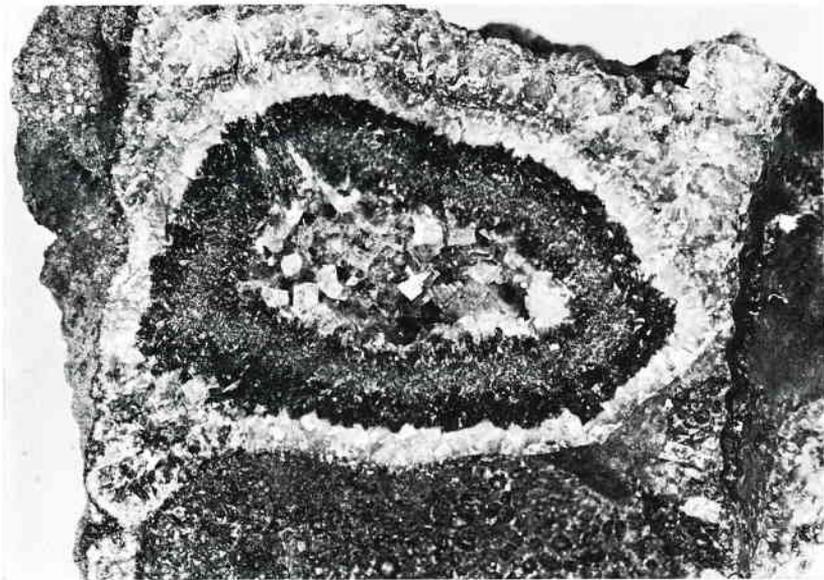


Abb. 21: Aufgeschlagene Ammonitenkammer aus dem Macrocephalenoolith (Dogger) der Halde am Häverstädter Berg (Porta Westfalica). Ausscheidungsfolge von Mineralneubildungen: Sichtbar wird ein weißer Calcitbesatz (Zone 2), der sich an die Schalensubstanz anlagert. Darauf folgt schwarzer Calcit mit einem Bitumenanteil (Zone 3). Letztausscheidungen von rhomboedrischen Calciten im Zentralteil der Kammer sind zu erkennen. Bildausschnitt: 46 x 33 mm.

dererseits kann Zone 4 auch ganz fehlen, wobei aber schon in der nächsten Kammer am gleichen Fossil diese Ausscheidungen wieder reichlich vertreten sein können. Jede einzelne Kammer hat zudem einheitlich gefärbte Mineralien dieser Zone. Die ca. 1 mm großen Kristalle haben deutlich rhomboedrischen Habitus und zeigen dabei eine immer wiederkehrende Verbiegung, so daß sie in Vielzahl fächerförmig verdreht angeordnete Aggregate ergeben. Einige Proben wurden im Geologischen Landesamt mittels Röntgenbeugungsmethoden analysiert. Dabei fand STADLER Ankerit-Dolomit und untergeordnet Calcit, doch deuten Beobachtungen an einer Vielzahl von Proben im Bielefelder Naturkundemuseum auf eine mehr sideritische Zusammensetzung. Die Färbung wird nach STADLER (briefl. Mitt. 1972) durch Goethit ($\alpha\text{-FeOOH}$) und Hämatit (Fe_2O_3) bedingt, was die unterschiedlichen Farbvarietäten erklärt. Wie wir feststellten, sind diese Eisenverbindungen auf Spaltrissen und an den Kristallgrenzen anzutreffen.

Auf den Carbonaten der Zone 4 können Halbkugeln von Eisensulfid-Aggregaten bis zu 0,1 mm Größe sitzen. Pentagondodekaeder von Pyrit sind selten.

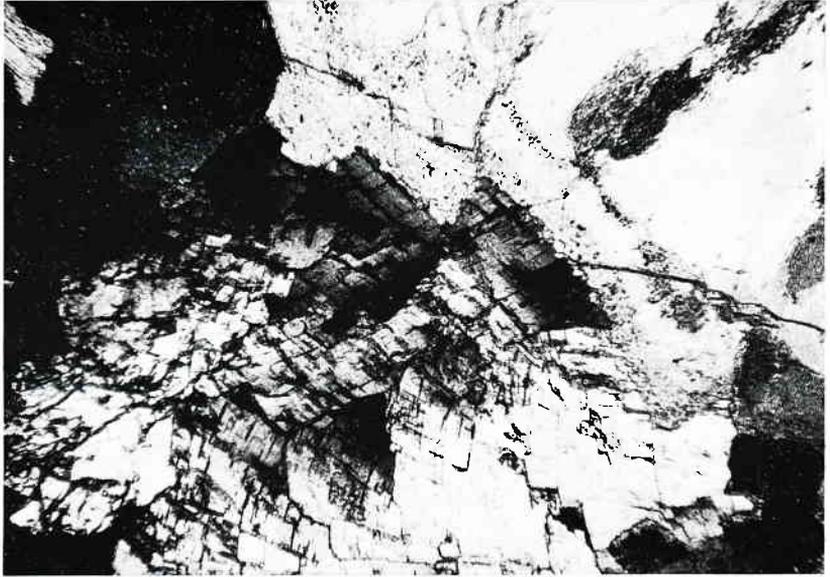


Abb. 22: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Fächerförmig verdrehte Aggregate von Fe-Carbonaten (Zone 4) aus einer Ammonitenkammer-Füllung des Macrocephalenooliths, Häverstädter Berg (Porta Westfalica). Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 2,4 x 1,7 mm.

Als Letztausscheidungen folgen in den Hohlkammern in Vielzahl klare, grau wirkende Rhomboeder von Calcit, deren Größe stark schwanken kann. Während sie im allgemeinen bei etwa 1 mm liegt, erreichen manche Individuen auch eine Größe von 10 mm. Durch gebogene (angelöste?) Flächen kann gelegentlich ein kugeliges Habitue hervorgerufen werden.

Abgesehen von den beschriebenen Hohlkammerfüllungen treten als Letztausscheidung nicht selten weitere Mineralien in den Kammern auf, darunter Baryt, Quarz als Bergkristall, Gips und Aragonit.

Baryt wurde von uns sowohl in schneeweißen Aggregaten mit Abmessungen der Einzelkristalle um 0,05 mm als auch in wasserklaren, tafeligen Kristallen bis 3 mm Länge beobachtet. An Belegstücken, die uns Herr D. MEY überließ, fanden wir folgende Flächen ausgebildet: (001), (101) und (011). Eine von STADLER analysierte Probe zeigte grobspätigen Baryt, der zusammen mit geringen Anteilen von Calcit das Zentrum einer Hohlkammer füllte.

Bemerkenswert ist das Auftreten von Bergkristallen in wasserklarer Ausbildung und bei einer Größe der Individuen bis 15 mm. Die Kristalle sind gedrunge, häufig an einer Prismenfläche angewachsen



Abb. 23: Bergkristall als Mineralneubildung in einer Ammonitenkammer des Macrocephalenooliths vom Häverstädter Berg (Porta Westfalica). Bildausschnitt: 47 x 33 mm.
Finder: H. Stache, Detmold.

und dann als Doppelender ausgebildet. Besonders schöne Exemplare wurden uns von Herrn STACHE, Detmold, vorgelegt.

Ferner kommen als Mineralneubildungen auch FeOOH -Krusten auf den sideritischen Carbonaten der Kammerfüllungen in Form von traubig-nierigen Ausscheidungen vor (Brauner Glaskopf).

Herr HORACZEK fand Gips, der als Letztausscheidung einerseits in modellartigen Kriställchen, andererseits auch in bis 10 mm langen und 1 mm starken Nadeln in den Hohlräumen gewachsen war.

Schließlich kommen auch filzige Beläge einer jüngeren Aragonit-Generation vor.

Mineralien und Neubildungen im Gestein

Das Gestein, in das die Ammoniten eingebettet sind, ist im frischen Zustand schwarzgrau. Meist jedoch herrschen als Folge der Verwitterung oder der Tränkung mit deszendente Verwitterungslösungen rotbraune Tönungen vor. Nach STADLER (brfl. 1972) beteiligt sich an der Zusammensetzung der oolithischen Grundmasse in erster Linie Siderit, gefolgt von Calcit, Quarz, Glimmer-Mineralien (Illit), Hämatit und Chlorit (?). In hellgrauen Schlieren und Schmitzen können außer Calcit, Quarz und Chlorit (?) auch Baryt und Pyrit vorkommen.

Die einzelnen Ooide lassen schon unter der Lupe bzw. dem Stereomikroskop weiße, kryptokristalline Gemenge erkennen, die aufgrund

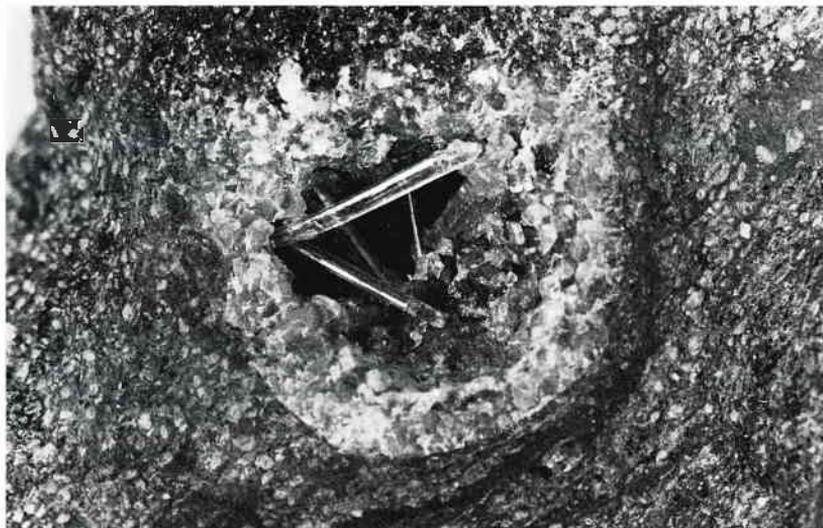


Abb. 24: Langsäuliger Gips als Letzausscheidung im Hohlraum eines Fossils. Macrocephalenoolith, Häverstädter Berg (Porta Westfalica). Finder: H. Horaczek, Bielefeld-Brackwede. Bildausschnitt: 31 x 22 mm.



Abb. 25: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Chamosit-Ooid mit Neubildungen von Carbonat-Rhomboedern aus dem Macrocephalenoolith vom Häverstädter Berg (Porta Westfalica). Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 2,4 x 1,7 mm.

ihres konzentrischen Aufbaues in Schalen aufblättern. Am Dünnschliff ist u. d. M. ein helles, manchmal aber auch stark dunkel eingefärbtes Gemenge erkennbar, das aus radialstrahlig angeordneten Fasern besteht und wohl eine Primärstruktur der Ooide darstellt. Die optischen Eigenschaften dieser Substanz weisen auf Chamosit, ein Phyllosilikat.

Diese wohl primären Bildungen sind in der Lagerstätte am Häverstädter Berg jedoch häufig von Calcit- und Siderit-Rhomboedern umsäumt oder auch verdrängt. Ob hiermit epigenetische Erscheinungen sichtbar werden, können wir, da hinsichtlich der Mineralogie der Oolithe noch zu wenige Erfahrungen vorliegen und auch Vergleichsmaterial ähnlicher Oolithe aus anderen Gebieten herangezogen werden müßte, nicht entscheiden. In dem von uns untersuchten Material finden sich alle Übergänge von noch unveränderten zu völlig umgebildeten Ooiden. Die Neubildungen in den 1,2 mm großen Ooiden haben Abmesungen bis 0,1 mm.

Manchmal wird das Innere der Ooide von calcitischen Kernen eingenommen, während die randlichen Teile des Ooids noch von einer Chamosit-Schale gebildet werden. In dieser können Chalcidon-Augen liegen, denen die Chamosit-Lagen dann schlierenartig ausweichen. Die Chamosit-Schale wird ihrerseits noch von zwei unterschiedlich strukturierten Carbonathüllen eingefaßt. Wenn bei der Umbildung durch Calcit-



Abb. 26: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Ausschnitt aus einem Chamosit-Ooid mit Neubildungen von Carbonat-Rhomboedern. Macrocephalenoolith vom Häverstädter Berg (Porta Westfalica). Polarisiertes Licht mit Analysator (= gekreuzte Polarisatoren). Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

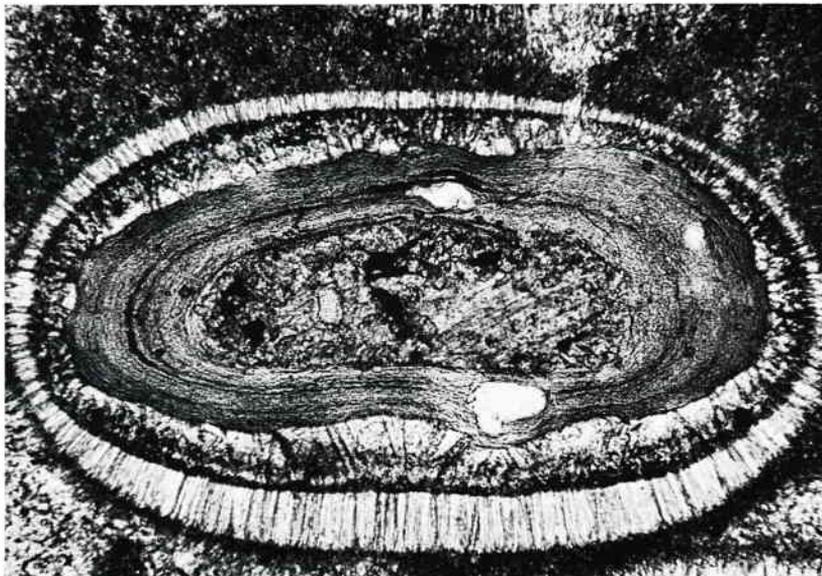


Abb. 27: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Längliches Ooid aus dem Macrocephalenoolith vom Häverstädter Berg (Porta Westfalica). Calcitischer Kern im Zentrum, dann folgt eine Chamosit-Schale mit hellen Chalcedon-Augen. Zusätzlich umhüllen zwei Carbonat-Schalen das Ooid. Polarisiertes Licht ohne Analysator.
Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

und Siderit-Rhomboeder die Ooids substanz völlig verdrängt wurde, lassen sich die ehemaligen Ooide kaum noch erkennen.

Auch in der Grundmasse des Gesteins, von der die Ooide umgeben werden, streben viele Carbonate die Rhomboederform an und verleihen dem Gestein dadurch eine gewisse Grobkörnigkeit (Partikel um 0,2 mm). Weiterhin lassen sich in der Grundmasse auch authigene Feldspäte von 0,1 x 0,05 mm Größe und Quarz-Neubildungen von 1,2 x 1,5 x 0,7 mm Größe ohne Eigengestalt feststellen.

Eine deutliche Quarz-Neubildung fanden wir an dem isolierten Schalenbruchstück eines Fossils, an dessen Calcit-Zement B (Zone 2) zunächst Zinkblende angelagert war, in der dann idiomorphe Quarze mit Abmessungen von 0,12 bis 0,16 mm auftraten.

Besonders „anfällig“ für Neubildungen sind Steinkernfüllungen mit mikro- bis kryptokristallinen Carbonat-Gemengen, eine auch im Muschelkalk bereits bestätigte Erscheinung. Vor allem die Wohn-, gelegentlich aber auch die Hohlkammern sind Bildungsstätten von Steinkernen. In einer Probe war das Blickfeld u. d. M. übersät mit etwa 0,2 mm großen Quarz-Neubildungen. Die Kristalle besitzen Eigengestalt, wobei jedoch meist nur ein Rahmen um einen noch nicht verdrängten Carbonatrest

angelegt worden ist. Die Quarze zeigen zonares Wachstum. Sie lassen aufgrund ihrer Menge und Größe zusammen mit den anderen Mineralneubildungen unseres Erachtens den Schluß auf eine epigenetische Bildungsweise zu.

Das Wachstum von Zinkblende-Kristalloblasten hat in der zuletzt beschriebenen Probe erst nach der Bildung der idiomorphen Quarze stattgefunden, wobei wesentlich größere Aggregate aus Zinkblende entstanden, als wir sie vorhin für einen Fossilrest erwähnten. Die Abmessungen der z.T. unregelmäßig begrenzten Aggregate erreichen eine Größe um 5 mm. Auch im oolithischen Gestein fanden sich — in der Nähe eines Ammoniten — in einer Probe bis 2 mm große Zinkblende-Kristalloblasten.

Nach DIENEMANN (1939, S. 135) beträgt der Zinkgehalt des Schwefelkieses und des Eisenerzes des Wittekindflözes bei Korfskamp und Griepshorn, Bl. Oeynhausens, wie anlässlich der Erzbohrungen E und F der Gewerkschaft Porta ermittelt wurde, bis 0,34 %.

Im Dogger überwiegt — wie im Lias — die tonige Fazies, und auch hier treten die vom Lias bekannten Geoden in schichtparallelen Lagen auf. Am besten aufgeschlossen, weil hoch am Hang unter den Klippen der

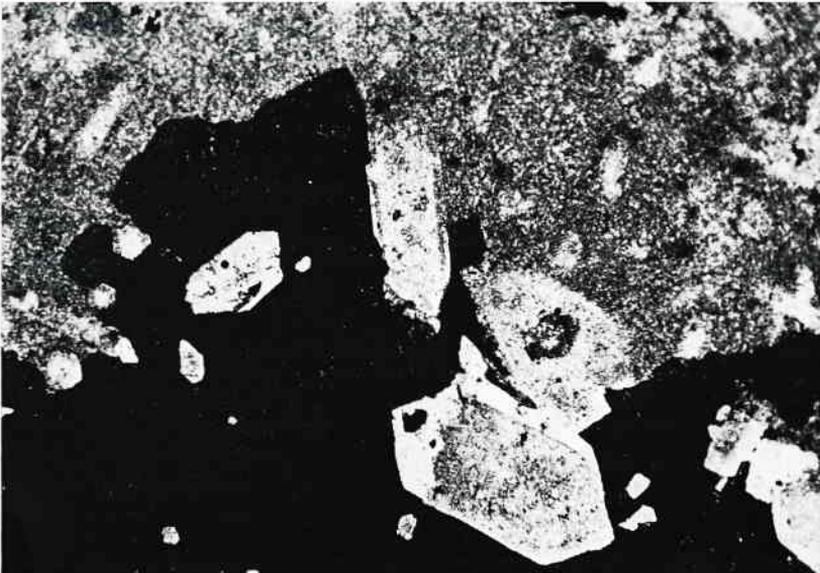


Abb. 28: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Mineralneubildungen von Zinkblende (schwarz) und idiomorphen Quarzen im Steinkern eines Ammoniten aus dem Macrocephalenoolith vom Haverstädter Berg (Porta Westfalica). Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

Heersumer Schichten gelegen, sind die Ornatentone. Auf Schwundrissen in Kalkgeoden dieser Schichten fand am Jakobs-Berg an der Porta Westfalica schon GRUPE (1933, S. 17) Bergkristalle. Daß auch die Geoden der anderen Unterstufen des Dogger Träger von Mineralneubildungen sind, ergibt sich aus den wenigen älteren Beobachtungen. So berichtet LÖWE (1913, S. 135) über das Vorkommen von Zinkblende und Calcit in Toneisensteingeoden der Coronaten-Schichten an der Straße Rinteln—Todenmann. Die gleichen Mineralien wurden, wiederum in den Coronaten-Schichten des Unteren Dogger, nach NAUMANN (1927, S. 18) von LÖWE in Geodenlagen bei Koverden und Barksen, Bl. Hessisch-Oldendorf, beobachtet.

Die Geoden der Ornatentone wurden von uns an Proben von der südwestlichen Böschung des Jakobs-Berges an der **Porta Westfalica** untersucht. Die Schichten stehen hier — als Teil des bekannten Porta-Profils — vom Stollenmundloch an der Talstraße unweit der Weserbrücke bis zur Gaststätte „Forsthaus — Schöne Aussicht“ an und fallen mit etwa 25° und relativ störungsarm nach NNE ein.

Die folgenden Untersuchungsergebnisse wurden sowohl an Geoden vom Aufschluß an der Gaststätte (R = 3494.860; H = 5789.950), die uns Herr KRAUSE, Oerlinghausen, zur Verfügung stellte, als auch an Belegmaterial gewonnen, das wir längs der Steilwand am Hang einsammelten. Unsere Untersuchungen wurden durch Herrn Dr. STADLER, Geologisches Landesamt, dem wir Proben zukommen ließen und der unsere Beobachtungen wesentlich ergänzt hat (brfl. Mittl. 1972), unterstützt.

Die bis kopfgroßen Geoden werden in ihrem zentralen Bereich von mineralerfüllten Schwundrissen durchzogen, deren Breite in der Regel etwa 10 mm beträgt.

Als Erstausscheidung erscheint ein Rasen weißgrauer bis hellbrauner Calcit-Skalenoeder mit oder ohne abstumpfende Rhomboederflächen. Die mittlere Höhe der spitzen Calcit-Individuen beträgt 1 mm. Nach STADLER (brfl. 1972) sind in diesem Kristallrasen auch Baryt und Quarz zu finden.

In der normalen Ausscheidungsfolge schließen sich schmale Leisten und Lamellen von weißem bis gelblichem Baryt an mit Abmessungen um 1 mm. Die Baryt-Lamellen sind manchmal verbogen. In einigen Proben werden auch Baryt-Polster aus schneeweißen, bis 6 mm langen Fasern, die zu Bündeln zusammentreten können, beobachtet. Auf den Täfelchen aus Baryt kommen winzige Eisensulfid-Putzen vor.

In einem großen Teil der Schwundrisse gesellen sich zu dem Baryt gleichalte, intensiv rostbraune, braunrote und dunkelrote Rhomboeder bis 5 mm Größe. Sie zeigen oft Wachstumsfehler und sind in der Regel verdreht und verbogen. Diese Deformation ist an sich eine typische Eigenart des Siderits, doch ist die mineralogische Zusammensetzung dieser Bildungen folgende (STADLER 1972 brfl.): Es überwiegt der Anteil von Ankerit-Dolomit, beigemengt sind Calcit und Baryt und als färbender Bestandteil Hämatit. Während Calcit und Baryt unseres Erachtens hier Frühausscheidungen sind, die von Ankerit-Dolomit umwachsen wurden, ist Hämatit in die Kristalle eingebaut.



Abb. 29: Mineralneubildungen auf Schwundrissen von Geoden im Ornatenton (Dogger) des Jakobs-Berges (Porta Westfalica): Baryt-Lamellen (in Polstern auf der rechten Bildhälfte) und Calcit-Skalenoeder. Finder: A. Krause, Oerlinghausen. Bildausschnitt: 92 x 65 mm.

Die Mineralparagenese findet ihre Fortsetzung in den schon von GRUPE (1933) beobachteten Bergkristallen, die auf den Ankerit-Dolomit-Rhomboedern stocken, 30 mm lang und 15 mm breit und von außergewöhnlicher Klarheit sein können. An Flächen wurden nur das hexagonale Prisma und beide Hauptrhomboeder festgestellt. Da sie häufig mit einer Prismenfläche aufgewachsen sind, haben sich zum Teil Doppelter entwickelt. Auf einigen Ankerit-Dolomit-Rhomboedern und auf einzelnen Flächen des Quarzes sitzen Baryt-Tafeln, was beweist, daß die Baryt-Ausscheidung noch fort dauerte.

Arten, Habitus und Größen der beschriebenen Schwundriß-Mineralien der Geoden an der Porta Westfalica sind ungewöhnlich, was sowohl bei einem Vergleich mit den Liasgeoden des mittleren und südlichen Teiles unseres Arbeitsgebietes (vgl. Kap. 1.2.1.) als auch mit den Geoden der Unteren Kreide im östlich benachbarten Niedersachsen (vgl. Kap. 2.4.) gilt. Dies wird auch bei der Erörterung der Ursachen der Mineralneubildungen unseres Gebietes zu bedenken sein.

Die Mineral-Neubildungen in den Schwundrissen der Ornat-Geoden wären unvollständig beschrieben, wenn wir nicht erwähnten, daß es auch eine zweite Calcit-Skalenoeder-Generation gibt, die der älteren dort zugewachsen ist, wo die beschriebene Ausscheidungsfolge unterblieb. Über das Höhenniveau der flachen Rasen aus Calcit erheben sich dann einzelne, viel größere, schwach gelbliche Skalenoeder mit Abmessungen



Abb. 30: Mineralneubildungen auf Schwundrissen von Geoden im Ornatenton des Jakobs-Berges (Porta Westfalica): Große Calcit-Skalenoeder auf einem Calcit-Kristallrasen. Finder: A. Krause, Oerlinghausen. Bildausschnitt: 92 x 65 mm.

bis 12 mm. STADLER (brfl. 1972) ermittelte röntgenbeugungsanalytisch Baryt und Ankerit-Dolomit (?) als Beimengungen der großen Calcit-Skalenoeder. Wir halten für wahrscheinlich, daß es sich hierbei zum Teil um den dünnen gelblichen Überzug der Skalenoeeder handelt, der von der Analyse mit erfaßt wird. Die jungen Calcit-Skalenoeder können aber, wie wir beobachteten, auch die vorhin erwähnten Barytleisten umwachsen haben, deren Substanz dann ebenfalls in das Analysen-Ergebnis eingegangen ist.

In einigen Fällen sind die groben Calcit-Skalenoeder skelettartig gewachsen. Unvollständige Flächengruppen des Skalenoeeders vereinigen sich zu einem großen Individuum mit vielen Treppen und Scharten.

Die Untersuchung der Grundmasse der Geoden durch STADLER (brfl. Mitt. 1972) ergab folgenden Mineralinhalt: Calcit überwiegt, beigelegt sind Quarz, Glimmer-Mineralien (Illit) und Chlorit. Der Quarzanteil steigt in unmittelbarer Nachbarschaft der Schwundrisse.

Wie wir makroskopisch feststellten, sind hierfür Anreicherungen von idiomorphen Quarzen von 0,3 bis 0,5 mm Länge maßgeblich, die als *Morione* ausgebildet sind. Bekanntlich treten *Morion*-Säume auch in der Nähe mineralerfüllter Spalten und Gänge der hydrothermalen Folge in den devonischen Massenkalken des östlichen Sauerlandes auf.

Abschließend sei vermerkt, daß in den Parkinsonien-Schichten des Dogger im Bereich des Limberg-Sattels, Bl. Melle, auch „eine anthrazit-

ähnliche Steinkohle“ (DIENEMANN 1939, S. 136) beobachtet worden ist. Die Kohle soll zwar als Flöz schichtkonform lagern, aber von Störungen beeinflusst und mit Calcit und z. T. auch Siderit verwachsen sein. MICHAEL (1936, S. 69 f.) gibt 12,54 % flüchtiger Bestandteile an, bezeichnet die Kohle als „eine sehr gasarme, nahezu anthrazitische Magerkohle“ und betont den brekziösen Charakter des Materials, der sich auch im Anschliff gezeigt habe. Als Fundstellen werden **Dahlinghausen**, Bl. Melle, und **Hüllhorst**, Bl. Quernheim, genannt (DIENEMANN 1939, S. 137).

Da man sich fragen muß, wie sich die Bildung des Kohlenflözes mit den sonstigen Bedingungen der Parkinsonien-Schichten verträgt, da diese „Kohle“ ferner ursprünglich als „Asphaltit“ etikettiert war und nach Aussagen anderer (vgl. DIENEMANN 1939) nur als Kluffüllung aufgetreten sein soll, darf man wohl vermuten, daß es sich hier um ein Impsonit-Vorkommen handelte (vgl. Kap. 1.2.3. und 2.4.).

1.2.3. Malm

Die Verbreitung des Malm entspricht im Prinzip jener des Dogger, nur bilden seine Schichten nicht mehr die südlichen Hänge, sondern den Kamm und die nördliche Abdachung des Wiehen-Weser-Gebirges.

Die fazielle Ausbildung der Malm-Schichten, besonders des Oxford und des Kimmeridge, als Kalke, Kalksandsteine und Sandsteine, verbunden mit einem gut entwickelten Kluffsystem, kam der Neubildung von Mineralien im allgemeinen entgegen. Alle wichtigen Mineralisierungen liegen freilich allein im Wiehen-Weser-Gebirge, schon weil der Malm in der Osning-Zone ebenso wie die anderen jurassischen Abteilungen stark unterdrückt und zum Teil auch bereits präkretazisch abgetragen oder gar nicht erst zur Sedimentation gekommen ist.

Da unter den Mineralneubildungen des Malm auch Erzminerale sind, wurden mehrfach Felder mit Abbaukonzessionen verliehen, unter denen sich jedoch nur die für Eisenerze als lohnend erwiesen. Abbauwürdig sind oder waren hier stellenweise das Viktoria-, das Klippen- und das Wohlverwahrtflöz des Korallenoolith. Die beiden zuletzt genannten werden WSW Kleinenbremen bis heute von den Barbara-Rohstoff-Betrieben, **Nammen**, abgebaut.

Das Wohlverwahrtflöz hat u. a. durch THIENHAUS (1969) und zuletzt durch STADLER (1971) eine mineralogische Bearbeitung erfahren. STADLER (S. 471 f.) führt aus, daß es sich um eine sedimentäre Lagerstätte handelt, in der sich Klüfte und Gänge gebildet haben, in denen es zu den Paragenesen Siderit und Fluorit (Flußspat) bzw. Calcit und Epi-Impsonit (Erdölrückstandsprodukt) gekommen ist. Die Mineralisation des Korallenoolith wird wie folgt beschrieben:

„Die Gänge haben eine Mächtigkeit von 5—25 cm und sind scharf gegen das Nebengestein begrenzt... Der Siderit ist gelblich gefärbt und liegt in allotriomorph-körniger, engverzahnter Form als typisches Gang-erz vor. Sein Magnesiumgehalt entspricht demjenigen der Eisenspatvorkommen im Zechstein des Osnabrücker Raumes. Der Mangangehalt beträgt dagegen nur < 2% $MnCO_3$ Der Flußspat ist meist intensiv violett, seltener grünlich gefärbt und in Form hypidiomorpher bis idiomorpher Kristalle mit Kantenlängen bis zu 2 cm im Sideriterz stark ver-

breitet. Der Flußspat wird randlich vom Eisenspat verdrängt. An weiteren Mineralien, die aber nur ganz untergeordnet beteiligt sind, wurden beobachtet: Quarz, Ankerit, Zinkblendekörnchen und Schwefelkies. — Die Calcite der Epi-Impsonit-haltigen Klüfte sind sehr grobspätig, wobei die Pyrobitumina in Form fester bis zu 1 cm großer Stücke die Zwickelräume zwischen den Calciten ausfüllen.“

Die ersten Hinweise auf Fluorit im Korallenoolith der Weserkette stammen bereits von v. SEE (1910, S. 663), der das Mineral im Gestein des Klippenflözes bei Kleinen-Bremen, Bl. Bückeburg, „an Klüften resp. in Drusenräumen ... zusammen mit Kalkspat, Braunspat und dunkler Zinkblende“ fand.

Im Tagebau der Barbara-Rohstoff-Betriebe in der **Wülper Egge**, Bl. Minden, nahmen wir Proben vom Klippenflöz. Das Gestein ist nach SIMON (1966, S. 111) ein „sandig-detritischer Kalkstein mit wechselndem Anteil an Roteisenoolithen, Oolithgeröllchen, z. T. oxidierten Chlorit- und Chamositoolithen, ferrifiziertem Schalenbruch etc.“ Die Schichten des Korallenoolith fallen hier mit 15—20° nach NNE ein.

Bisher erfolgte nur eine makroskopische Untersuchung der Kluffinhalt und des oolithischen Gesteins. Dabei wurden die Beobachtungen von STADLER (1971) und SIMON (1966) bestätigt. Einige Proben ermöglichen zusätzliche Beobachtungen:

1. In vielen Fällen ist Fluorit nur xenomorph als Letztausscheidung in Resträumen der Klüfte abgeschieden, die im übrigen von Siderit und Calcit erfüllt sind. Zusätzlich beteiligt sich an der Gangfüllung ein Eisensulfid mit komplizierten Flächengruppierungen. Fluorit tritt außer in violetter und grünlicher auch in hellblauer Farbe auf. Die Abmessungen der grobspätigen Calcit- und Fluorit-Kristalle liegen um 20 mm.

2. In einer etwa 40 mm großen Druse sitzen auf etwa 1 mm großen Calcit-Skalenoedern wasserklare Baryt-Täfelchen von 1,0 bis 1,5 mm Länge in großer Zahl. Gut ausgebildet sind in vorliegendem Falle die Flächen (001), (101), (210), ferner kommen vor (100), (011), (102) und (010) (vgl. Abb. 31). Häufig sind die Flächen von dünnen Eisenhydroxid-Krusten überzogen.

3. In Ooiden beobachteten wir bereits makroskopisch Quarz-Kristalloblasten. Zudem fanden wir in Partien eines feinkörnigen, blaugrauen Kalksteins die dunklen Quarz-Varietäten Rauchquarz bis Morion, die dort in großer Zahl das Gestein durchsetzen. Die Quarze messen etwa 2 x 0,5 mm. Ergänzende Dünnschliffe und mikroskopische Untersuchungen sind vorgesehen.

Anläßlich Erkursionen des Nat. Ver. Bielefeld und durch einzelne Mitglieder des Vereins wurden in den letzten Jahren auch mehrere andere Aufschlüsse im Korallenoolith aufgesucht, darunter der Bruch E. Meyer am Osthang des **Königs-Berges**, Bl. Minden.

Von hier liegt mit einer Arbeit von WIESE eine der ersten mineralogischen Untersuchungen des oolithischen Roteisensteins des Oxford vor. WIESE (1903, S. 17) berichtet, daß das Klippenflöz, das am Königs-Berg in der Grube „Victoria“ abgebaut wurde, in seinen oberen Partien sehr reich an Begleitmineralien gewesen sei, die besonders in Drusen auftraten. Als

solche erwähnt er Quarz, Kalkspat, Eisenspat (Siderit), Schwefelkies, Kupferkies, Schwerspat und Coelestin. Auch eine „Anthrazit-ähnliche Kohle“, in der wir wohl einen Hinweis auf Epi-Impsonit sehen dürfen, wurde von ihm in „kleineren Partien“ mehrfach beobachtet. Im einzelnen führt WIESE zu den Mineralvorkommen noch aus:

„Der Kalkspat kommt in mehreren Zoll großen Kristallen vor, in großer Menge, doch waren dieselben leider meist durch die Wirkung des Dynamits derart zerbröckelt, daß man nur noch Spaltungsrhomboeder erhielt. Eisenspat fand ich als sekundäres Produkt vielfach in Drusen und auf Spalten, wo es sich offenbar aus Lösungen abgeschieden hatte. Der Eisenkies kommt sowohl in derben Massen, als in Kristallen vor. Vielfach zeigt er auch ein geflossenes Aussehen. Kupferkies wurde von mir mehrfach verwachsen mit Schwefelkies in derben Stücken wie in Kristallen gefunden. Schwerspat bildet vielfach als Versteinerungsmittel die Scheidewände in den Kammern von Ammoniten. Coelestin kommt einmal erdig vor, mit bald weißlichem, bald rötlichem Aussehen; derselbe zeigt dann häufig noch seine ursprüngliche radiär-fasrige Anordnung. Er findet sich aber auch in größeren und kleineren Kristallen von rötlicher oder blauer Färbung, welche jedoch ebenfalls leider meist zertrümmert sind. Zusammen mit Kalkspat kleidete er oft das Innere von Drusen aus, mit dünnen Lagen von Eisenspat wechselnd.“

Bei diesen wertvollen Hinweisen fehlen leider u. a. nähere Angaben über die Natur des Quarzes. Völlig neu ist für dieses Gebiet das Vorkommen von Coelestin, das wir inzwischen durch entsprechende Funde in den Schaumburger Brüchen bei Schloß Arensburg bestätigen konnten. Am Königs-Berg selbst fanden wir in bis 5 cm starken Kalkspatgängen stellenweise ein amorphes schwarzes Gemenge als Füllung zwischen den groben Späten, bei dem es sich um inkohlten Asphalt, also Epi-Impsonit, handeln dürfte. Wahrscheinlich entspricht diese Substanz der von WIESE als anthrazitische Kohle bezeichneten.

Außerdem beobachteten wir an einem oolithischen Lesestück millimeterlange, langsäulige, idiomorphe Quarze, an denen Prisma und Pyramiden ausgebildet waren.

Östlich von Kleinen-Bremen liegt ein ausgedehnter Steinbruch nahe **Schloß Arensburg**, wo am Nordwest-Hang des Messings-Berges durch die Schaumburger Steinbrüche Dr. Schmidt & Rathjens K.G., Steinbergen, Korallenoolith abgebaut wird:

Die massigen, oolithischen, zumeist sandigen Kalksteinbänke und Rot-eisenstein-Flöze streichen N 100° E bei einem Einfallen um 15° NNE. Mineralneubildungen finden sich in Gängen und auf Harnischen, in Fossilien- und willkürlichen Hohlräumen und auch im Grundgestein, dazu in Karsthohlformen als Sinter, den wir hier jedoch nicht behandeln.

Neubildungen in Gängen und auf Harnischen

Auf Gängen, deren Reste nur noch in Blöcken, losgelöst vom Anstehenden, gefunden wurden, beobachteten wir während einer Exkursion des Nat. Ver. Bielefeld Calcit- und Markasit-Aggregate. Die Markasit-Kristalle lassen einen keilförmigen Habitus erkennen, ihre Individuen erreichen Größen bis 3 mm.

Harnische, deren Vorkommen dafür spricht, daß die Schichten der Weserkette nicht so ungestört sind, wie die Spezialkartierung erwarten läßt, sind mit Calcit und Bitumen belegt.

Neubildungen in Drusen, in Fossilien und willkürlichen Hohlräumen

Das Gestein zeigt grobkristalline Mineralneubildungen in willkürlichen Hohlräumen, überwiegend aber in solchen Hohlräumen, die fossilbedingt sind, besonders in den Windungen der zahlreichen Turmschnecken und zwischen Septen von Korallen, zwischen Muschelschalen und Brachiopodenklappen.

Fast immer ist eine Primärausscheidung von Calcit vorhanden, der wasserklar ausgebildet ist. Die Skalenoeder sind meist durch eine oder mehrere Rhomboeder-Flächengruppen abgestumpft. Die Individuen übersteigen bei freiem Wachstum kaum den Betrag von 1 mm.

Auf den Calcit kann Coelestin folgen, der durch Ablösungserscheinungen häufig weiß erscheint, sonst aber auch in schmutziggrauen Individuen ausgebildet ist. Derartige Neubildungen wurden z. B. in der Innenwindung einer Turmschnecke von 65 mm Länge und 23 mm größter Breite beobachtet. Hier stocken auf einer relativ dünnen Schalensubstanz

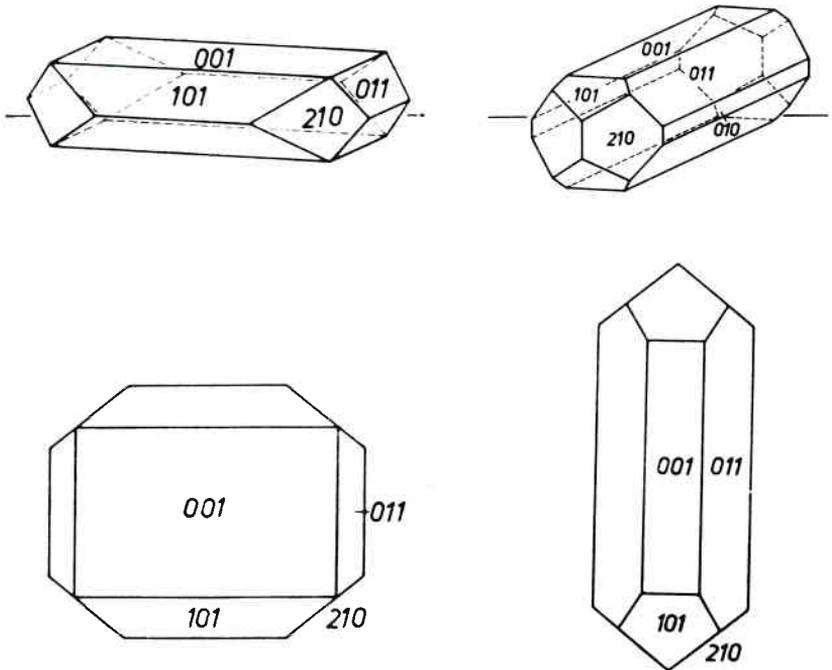


Abb. 31: Mögliche Flächenausbildungen am Baryt (links oben und unten) und Coelestin (rechts oben und unten).



Abb. 32: Mineralneubildung in einem Hohlraum des Korallenooliths (Malm) vom Steinbruch am Schloß Arensburg (Weser-Gebirge): Einzelkristall eines tafelig entwickelten Coelestin. Leihgabe: R. Hodde, Enger. Bildausschnitt: 77 x 55 mm.

(umkristallisiert in ein Calcit-Gemenge) zunächst 0,5 bis 1 mm hohe, wasserklare Einzel-Calcite mit der Flächenkombination Skalenoeder/Rhomboeder. Darauf folgt ein schneeweißes lamellares Gemenge von Coelestin, das in graue bis durchsichtig klare, nach der kristallographischen a-Achse gestreckte Kristall-Individuen übergeht. Diese laufen in gleicher Richtung in viele Spitzen aus.

Coelestin kann auch in größeren Kristallen auftreten. So fanden wir in einem etwa 20 mm großen Hohlraum ohne initiale Calcit-Generation bläuliche, durchsichtige Coelestin-Kristalle, die sich in ihrem Wachstum offensichtlich behindert hatten.

In wieder einer anderen Druse sitzen Coelestin-Kristalle auf Primär-Calcit. Am Coelestin lassen sich die Flächen (001), (011), (101) und (210) erkennen (vergl. Abb. 31). Die Kristalle sind durch Poren, kleine Hohlräume und Kapillaren gelbweiß und undurchsichtig.

Einen bemerkenswerten Fund machte R. HODDE, Enger: In einem über 60 mm großen Hohlraum im dunkelblaugrauen Gestein sitzen mehrere tafelige Coelestin-Kristalle, von denen einer mit 25 x 15 mm Größe und einem hohen Grad an Eigengestalt auffällt. Der Hohlraum wird durch einen gelblich-bräunlichen Verfärbungsrand im benachbarten Gestein gesäumt. Die Kristalle sind fast durchsichtig, leicht bläulich sowie tafelig nach (001). Weiter treten an Flächen auf: (101), (011).

Tafeliger Habitus ist bei Coelestin relativ selten, deshalb vermuteten wir bei den Funden in den Schaumburger Brüchen zunächst, wie an der Wülpkler Egge bei Nammen, Baryt. In allen Zweifelsfällen, ob die Bezeichnung als Coelestin oder als Baryt vorzuziehen ist, wurden Mineralkörner mit Hilfe der Einbettungsmethode auf die relative Höhe ihres Brechungsindex untersucht. Dieser liegt für Coelestin bei 1,622 bis 1,631, bei Baryt jedoch bei 1,636 bis 1,648. Da die Brechungsindices des in den Schaumburger Brüchen beobachteten Minerals häufig unter dem von Schwefelkohlenstoff ($n = 1,627$ bis $1,629$) liegen, kann es sich hier nur um Coelestin handeln. Wir wollen damit nicht ausschließen, daß bei den vorliegenden Kristallen das Strontium teilweise von Barium vertreten wird („Barytcoelestin“), wie dies z. B. für Mineralfunde im Benthler Berg bei Hannover, den Giesener Bergen bei Hildesheim und im Kulf bei Alfeld, jeweils in Schichten des Trochiten-Kalkes, gilt (HOFMEISTER, SIMON und STEIN 1972, S. 20). Untersuchungsmethoden, die eine Klärung ermöglichen hätten, stehen uns nicht zur Verfügung.

Auch Fluorit wurde im Aufschluß an der Arensburg sichtbar. Inmitten eines Raumes zwischen Schalenwandungen einer Schnecke sitzt in einem Calcit-Gemenge ein hypidiomorpher Fluorit-Kristall von etwa 2 mm Abmessung. Spaltbarkeit nach (111) ist deutlich erkennbar. Die Farbe ist Violettblau. An der gleichen Probe werden in und auf den Calciten Nadeln von Goethit (α -FeOOH) und hexagonal erscheinende Blättchen sichtbar. Die Calcite selbst zeigen Anlösungserscheinungen. Auf ihnen sitzen außerdem etwa 0,1 mm große Würfel von Pyrit.

Auch ein gelbbraunes Fe-Carbonat (Siderit oder Ankerit) kann sich an der Paragenese beteiligen, ist aber nicht so häufig wie in Nammen. Es folgt in der Ausscheidungsfolge dem Coelestin.

Quarz in einer für Arensburg typischen milchig-weißen, doch durchsichtigen Varietät wurde auf der Exkursion des Nat. Ver. Bielefeld am 24. 3. 1974 von R. RICHTER, Senne I, gefunden. Die Mineralneubildung hat hier in einer Ammonitenkammer stattgefunden. Die Einzelabmessungen der in Gruppen auftretenden Quarze erreichen bei dieser Probe und bei weiteren Belegstücken bis zu 3 mm. Sichtbar werden nur die Hauptrhomboeder und, schon nicht so häufig, die Flächen des hexagonalen Prismas. Millimetergroße Calcit-Kristalle in der Umgebung, die älter sind als die Quarze, können sulfid-bestäubt sein. Einmal sprach blättchenförmiger Habitus dieser messingfarbenen Sulfide für Markasit. In einer anderen Probe waren ganz deutlich Oktaeder unter 1 mm Größe auszumachen, bei denen es sich um Pyrit handelte.

Mineralneubildungen im Grundgestein

Das Gestein scheint insgesamt mehr oder weniger stark von Quarz-Kristalloblasten durchsetzt zu sein. Unter einem Fossilschalenrest erscheint im Steinkern ein dichtes Gedränge von rauchbraunen bis schwarzen Quarzen mit Größen der Individuen um $1,5 \times 0,5$ mm. Auch feinkörniger, ooidfreier Kalk ist von langen Quarz-Nadeln unter 1 mm Durchmesser durchsetzt. Ebenso zeigt das oolithische Gestein Quarz-Neubildungen mit bis 1 mm starken und 3 mm langen Kristall-Individuen. Eingehende Mikrountersuchungen stehen hier noch aus. Lediglich im Rahmen eines von BÜCHNER erstellten Baustoffgutachtens wurde eine

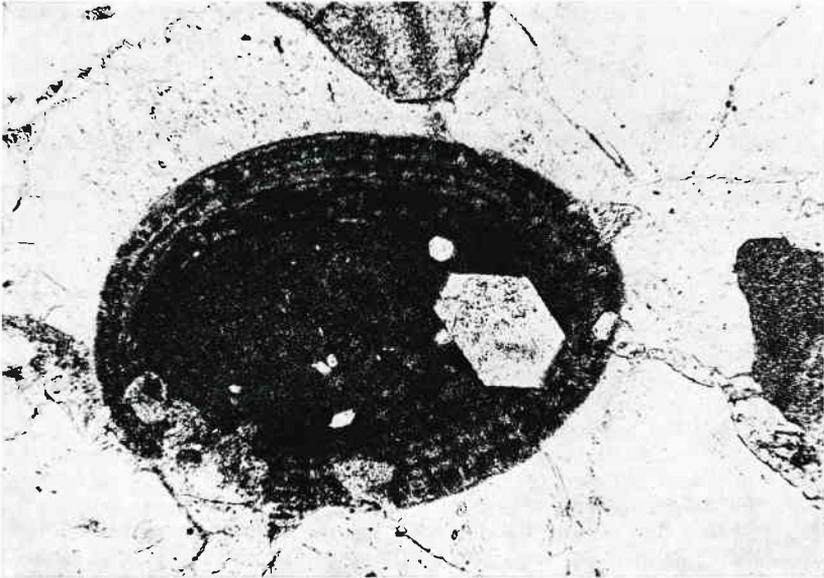


Abb. 33: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Korallenoolith vom Steinbruch am Schloß Arensburg. Quarzneubildung in einem Siderit-Ooid. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,85 x 0,6 mm.

Probe oolithischen Kalksteins vom Aufschluß an der Arensburg untersucht. Besonders die Ooide dieser Proben erwiesen sich als anfällig für die Neubildung von Quarzen. Quarz kann dabei das gesamte Ooid erfaßt haben, wobei eine Verdrängung der ursprünglichen Substanz auf dem Lösungsweg erfolgte. Quarz-Neubildungen lassen sich auch an abgerollten Fossilresten dieser Proben feststellen. Sie sind erst nach dem Abrollungsvorgang entstanden.

Westlich der Porta Westfalica wird die kalkige Fazies des Oberen Oxford allmählich von einer sandigen, küstennahen Fazies abgelöst, bis sich, etwa ab Lübbecke, der eigentliche sog. Wiehengebirgsquarzit einstellt. Dieses Gestein, zwar kein metamorpher, echter Quarzit, aber doch ein hochgradig diagenetisch und wohl auch epigenetisch verfestigter kieselig-er Sandstein, ist in manchen Lagen stark mit feinkristallinem Pyrit angereichert (vgl. DIENEMANN 1939, S. 33, 36, 38 f.) und enthält vielfach Pflanzenreste mit hohem Inkohlungsgrad.

Im Wiehengebirgsquarzit östlich Thörenwinkel, Bl. Melle, fanden wir auf Klüften Bergkristall und Zinkblende.

Durch DIENEMANN wird berichtet, daß sich auf dem Südflügel des Limberg-Sattels auf Blatt Quernheim Querstörungen finden, auf deren Klüften „Roteisenerz- und Quarzkristalle“ ausgeschieden sind (1939, S. 65). Die zuletzt genannten lassen sich, wie wir feststellten, auch auf Äckern auf dem Limberg ablesen.

Herr KRAUSE, Oerlinghausen, verdanken wir den Hinweis auf teils wasserklare, teils gelbliche Bergkristalle zusammen mit Calcit auf Klüften im Bruche F. Störmer, Wallücke, Bl. Oeynhaus, in dem verschiedene Schichten des Oxford abgebaut werden. Unter den Bergkristallen wurden vereinzelt auch Doppelender beobachtet.

Anlässlich einer Exkursion des Nat. Ver. Bielefeld wurden in den Kammern von Ammoniten der Heersumer Schichten im Bruche A. Schneider & Co. am Nordhang des Häverstädter Berges, Bl. Minden, Calcit und Bergkristalle gefunden.

Auch der Kimmeridge nimmt an der Mineralisation des nördlichen Teils unseres Arbeitsgebietes teil. So fanden wir im Unteren Kimmeridge bei Hüsedede, Bl. Melle, auf Klüften Bergkristalle. NAUMANN (1927, S. 25) hat in den Kalken des Mittleren Kimmeridge am Hohenstein, Bl. Hessisch-Oldendorf, Malachitfunken beobachtet.

In den Tongruben des Münder Mergels finden sich nach WORTMANN (1971, S. 34) im Bereich des Ellerburg-Sattels auf Blatt Lübbecke zahlreiche „bis über hirsegroße“ Pyritkristalle. Bei der Untersuchung von Gesteinsproben aus dem Münder Mergel/Serpulit am Südrand des Ellerburg-Sattels (Bohrungen für den Mittellandkanal) stellte STADLER (1965, bei WORTMANN 1971, S. 37 f.) als Carbonatminerale Dolomit und Calcit in stark schwankenden Mengenverhältnissen fest. „Beide Minerale füllen auch Risse und Drusenräume in den Mergeltonen aus“ und sind „offensichtlich spätdiagenetisch“ gebildet. „Idiomorphe Dolomitkristalle sind vereinzelt besonders in den ehemaligen Fossil-Hohlräumen zu beobachten.“

Als erstaunlich bezeichnet WORTMANN den hohen Feldspatgehalt dieser Schichten. „Gegenüber detritischen Feldspäten (Kalifeldspäten und Plagioklassen) überwiegen bei weitem die Albite, die offensichtlich authigener Entstehung sind und in vereinzelt Proben bis zu 40 % des Gesteinsvolumens einnehmen können.“ Ihre Korngrößen schwanken zwischen 0,05 und 0,15 mm. „Eigentümlich ist, daß die Feldspäte nicht die für authigen gebildeten Albite häufig typischen Überkreuzungszwillings-Formen zeigen, sondern lediglich meist eine dünne zentrale Zwillinglamelle besitzen... Die albit- und quarzreichen Lagen — auch der Quarz scheint z. T. authigener Bildung zu sein — durchsetzen mehr oder weniger koncordant die Mergelsteine. Stellenweise zu beobachtende starke Verfaltungen dieser Lagen weisen auf subaquatische Bewegungen hin. Demnach müssen diese Albite und auch Quarz bereits fröhdiaagenetisch gebildet sein. Da die Albite jedoch auch die Mergelsteine durchsetzenden Risse und kleine Drusenräume ausfüllen, ist es auch nach der Verfestigung der Mergelsteine noch zur Entstehung der authigenen Natronfeldspäte gekommen.“

In diesem Zusammenhang erscheint uns erwähnenswert, daß auch wir bei unseren Untersuchungen, wie dargestellt wurde, in verschiedenen Formationen dieses Gebietes auf Feldspatneubildungen gestoßen sind. Ob die Verfältelung der Mergelsteine des Münder Mergel/Serpulit auf subaquatische Bewegungen zurückzuführen ist, erscheint uns freilich nicht so sicher, so daß für uns auch die von WORTMANN gezogenen Folgerungen nicht zwingend erscheinen — zumal WORTMANN selbst auch auf eine spätere Phase der Neubildung der Albite eingeht.

1.3. Kreide

1.3.1. Untere Kreide

Die Untere Kreide ist im Untersuchungsgebiet auf den Südwestflügel des Teutoburger Waldes und das Eggegebirge sowie auf das nördliche Vorland des Wiehen-Weser-Gebirges beschränkt. Im Teutoburger Wald bildet sie mit den sandigen Tonen des Wealden und den tonigen Sandmergeln des Unteren Alb („Grünsand“) Flachhänge und Längstäler, mit den stark eisenschüssigen Sandsteinen des Neokom und den kieseligen Sandsteinen des Ober-Alb („Flammenmergel“) aber die kammführenden Schichtrippen des Gebirges. Im Wiehengebirgsvorland ist die Untere Kreide im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes tonig ausgebildet, während im östlichen gegenüber den tonigen Lagen Sandsteine vorherrschen, so daß mit dem Harri und den Bückebergen der Weserkette nördlich noch zwei Höhenzüge vorgelagert sind. Hier findet unser Beobachtungsraum zugleich seine Nordgrenze.

Die Funde an Mineralneubildungen sind im Gebiet des Teutoburger Waldes und des nördlichen Eggegebirges sehr spärlich. Mitteilenswert erscheinen hier nur zwei Phänomene: die kieseligen Kluffverheilungen im Osningsandstein zwischen Hiddesen und Sandebeck und die Verkieselung des Flammenmergels, die noch etwas weiter südostwärts, nämlich bis Altenbeken, reicht.

Der Osningsandstein ist in dem genannten Gebiet mit einem dichten Netz von Kluffverheilungen durchzogen, die teilweise mehr kieselig und teilweise mehr limonitisch ausgebildet sind. Das Gestein ist von solchen Klüften in dem tektonisch besonders stark beanspruchten Gebiet regelrecht durchsetzt. In den periglazialen Blockmeeren und -halden aus Osningsandstein treten diese Klufffüllungen als verwitterungsresistente „Adern“ bis 3 cm aus dem Gestein heraus (Netzleistenverwitterung). Die Festigkeit, die dem Sandstein durch den Gangquarz mitgeteilt wird, hat wesentlich zur Bildung und zur Erhaltung der Externsteine beigetragen.

Die Kieselsäurekonkretionen des Flammenmergels, die mit dem Flint der nordischen Kreide eine gewisse Ähnlichkeit besitzen, sind unregelmäßig begrenzt und erreichen einen Durchmesser bis 25 cm. Gelegentlich sind sie mit feinkristallinem Pyrit, der besonders randlich auftritt und häufig auch zu Brauneisen verwittert ist, vergesellschaftet. In kleinen Nestern können Rasen aus idiomorphen Quarzen bis 0,5 mm Länge auftreten. Die Natur dieser Bildungen, die in den Erläuterungen zu den Geologischen Spezialkarten dieses Raumes nicht erwähnt werden, ist noch ungeklärt. Von der Untersuchung der Proben, die wir dem Geologischen Landesamt übergeben haben, erhoffen wir näheren Aufschluß zu erhalten. Es scheint so, als bestünde eine Beziehung der Konkretionen zum Kluffsystem des Gesteins. In einem Bruch an der Hangsteinstraße in Berlebeck lehnen sich die Konkretionen beispielsweise an herzynisch streichende (N 130—140° E), glatte Klüfte an, die mit mehr als 60° NE einfallen oder saiger stehen. Die Klüfte selbst sind häufig als Harnisch ausgebildet, im übrigen — im Gegensatz zum Osningsandstein — jedoch nicht durch kieselige Ausscheidungen ausgezeichnet. Seine intensivste Verkieselung erfährt der Flammenmergel im Raum Berlebeck—Externsteine—Velmerstot.

Bei DIENEMANN und FRICKE (1961, S. 151) fanden wir einen Hinweis auf Chalcidon-Ausscheidungen in Hohlräumen sowie Schwefelkies und Baryt auf einer Klufffläche im Flammenmergel, der bei der Tiefbohrung Siegfriedquelle Bad Lippspringe in 422,5 m Tiefe angetroffen wurde (Schichtverzeichnis nach HAACK).

Abgesehen von Schwefelkies, der, wie MESTWERDT berichtet (1926 b, S. 12), in Knollen bei Kirchdornberg im Wealden gefunden wurde, liegen uns für die Untere Kreide des mittleren Teutoburger Waldes keine Beobachtungen von Mineralien vor. Die Steinkohle des Wealden, die hier früher abgebaut wurde, hatte im Verhältnis zur Wealdenkohle im Norden unseres Gebietes einen deutlich geringeren Heizwert, woraus man auf einen geringeren Inkohlungsgrad schließen darf.

Als mineralologisch etwas ergiebiger hat sich die Untere Kreide mit Wealden bzw. Unterem Valendis im nördlichen Vorland des Wiehen-Weser-Gebirges erwiesen. Dagegen beobachteten wir in den Aufschlüssen im Oberen Valendis und Hauterive sowie noch jüngeren Schichten nur noch Calcit und Pyrit, d. h. Mineralien, die in kalkhaltigen Tonen eine allgemeine Verbreitung besitzen.

Wealden 4 wurde bis vor einigen Jahren in der mineralologisch durch ERKWOH, KNAUFF und WORTMANN (1964) eingehend untersuchten Grube der ehem. Zgl. Görges, **Isenstedt**, Bl. Lübbecke, für Zwecke der Ziegelherstellung abgebaut. Die Tone lagern mehrfach Bänke ein, die aus Ankerit-Dolomit bestehen, von denen es bei den genannten Autoren heißt, daß sie syngenetisch entstanden und auf bestimmte kolloidchemische Bedingungen zurückzuführen sind (S. 384). Verbreitet findet sich auch Pyrit. In einer dünnen Pyritschnur unter einer 1 cm mächtigen Pyritlage wies die Ausbildung der Körner und ihre z. T. unterschiedliche Härte auf „Entstehung über ein Gelstadium“ (l.c., S. 389). Die Autoren berufen sich bei dieser Deutung auch auf SCHERP (1960). Von den bis zu 1,5 cm starken Pyritlagen heißt es im übrigen, daß sie mehr oder weniger parallel zu den Absonderungsflächen verlaufen, z. T. das feste Gestein aber auch als „unregelmäßige Schnüre“ durchziehen. Ein Teil dieser unregelmäßigen Pyritbänder entstand, was wir bestätigen können, durch Schwundrißausfüllungen. Darüber hinaus fanden wir aber auch Pyrit als Kluffbesatz. Mit dem Pyrit fanden ERKWOH, KNAUFF und WORTMANN außer etwas Calcit keine anderen Minerale vergesellschaftet.

Nach unseren Beobachtungen kann der Calcit in Drusen im Ankerit-Dolomit in gedrungenen, derben Individuen bis 3 cm Größe auftreten. In einem Falle fanden wir in einer solchen Druse auch einige wasserklare, langprismatische Bergkristalle.

Über die Ergebnisse der Aufnahme des Wealdenprofils (Unterer bis Mittlerer Wealden) bei der Ausbaggerung der **Großen Aue** im Jahre 1966 berichtet WORTMANN (1971, S. 39 ff.):

Auch hier wurden Pyrit in Lagen, Schnüren, Nestern und Knollen sowie geringmächtige Ankerit-Dolomit-Bänke festgestellt. Bemerkenswert ist, daß der Dolomit in mehreren Schichtkomplexen als Neubildung in Individuen bis 2 mm Größe idiomorph auskristallisiert ist (S. 41). STADLER (1965) und GRÜNHAGEN (1966), die Proben des Gesteins im Geologischen Landesamt untersuchten, sehen, wie WORTMANN berichtet

(S. 43), diese Dolomitkristalle als „diagenetische Neubildungen“ an. Unter dem Mikroskop fielen die gewölbten Flächen und die Felderteilung der Kristalle auf. Bei WORTMANN heißt es weiter:

„Einige der bei der Aufnahme makroskopisch als besonders hart auffallenden Bänke ... ließen sich in eine fossilfreie und eine fossilreiche Lage trennen. Beide Lagen bestehen im wesentlichen aus Dolomit.

Die mikroskopische Analyse zeigt, daß sich in der fossilreichen Lage neben Dolomit, dessen im Mittel etwa 20 mü große Kristalle pflasterstrukturartig miteinander verwachsen sind, detritischer Quarz, einzelne perthitische Kalifeldspäte, Plagioklas und Muskovit am Gesteinsaufbau beteiligen. Ferner sind Kügelchen zersetzter organischer Substanz (ca. 40 mü Ø) festzustellen. In den Fossilresten haben die Dolomitkristalle eine Größe von ca. 80 mü. In kleinen Trümmern von etwa 500 mü Länge und 50 mü Breite tritt als Neubildung feinstkristalliner Quarz auf (Hornstein).

Die fossilfreie Lage ist in ihrem Mineralbestand der fossilreichen Lage überaus ähnlich, doch haben die Dolomitkriställchen im allgemeinen 25 mü Ø.“

Weiterhin verdient ein ca. 40 cm mächtiges Kohlenflöz ohne Sandsteinbegleitung Beachtung. Die Kohle wurde von TEICHMÜLLER (1966) im Geol. L.-A. näher untersucht. WORTMANN (1971, S. 44) berichtet über das Ergebnis:

„Die Kohle macht einen frischen, nicht verwitterten Eindruck. Sehr auffallend sind bis zu 1,2 cm breite Gänge von Carbonatspat, die die Kohle durchsetzen. Auf den Schichtflächen bilden diese Spatgänge ein weitmaschiges Netz, dessen Maschen aus mehr oder weniger großen, z. T. sehr eigenartig regelmäßig geformten Polygonen von Kohle bestehen. Die Erscheinung erinnert an die polygon-säulige Absonderung im Wealden-Anthrazit von Bohmte. Die Gänge gehen nicht durch, sondern keilen nach mehreren Zentimetern sowohl in der Vertikalen wie in der Horizontalen aus oder spalten in feine Fiedern auf. Es handelt sich um die Füllung von Schwundrissen, wobei die Füllung offenbar von den beiden Wänden aus zum Innern des Spaltes hin gewachsen ist. Die Spatkristalle stehen senkrecht zu den Kluftwänden. In der Mitte der Kluftfüllung befindet sich gewöhnlich eine Zone von 1 mm Dicke mit kohligem Einschlüssen und Pyrit. Pyrit tritt in den Spatgängen auch als mikroskopisch dünne Tapeten auf den Spatkristallen auf. Er füllt an anderen Stellen feinste Klüfte und Schwundrisse in der Kohle, die schwarmartig gehäuft auftreten. Die chemischen Untersuchungen zeigten, daß die Kohle anthrazitisiert ist ... Die Anthrazitisierung steht offenbar im Zusammenhang mit dem Intrusivkörper des Bramscher Massivs ... Bei dem spätigen Carbonat der Kluftfüllungen handelt es sich nach STADLER (1965) um einen eisenreichen Dolomit.“

1.3.2. Obere Kreide

Obere Kreide steht im Untersuchungsgebiet im Südwestflügel der Osning-Achse im Teutoburger Wald und Lippischen Wald sowie in den Stenweder Bergen nördlich des Wiehengebirges an. Im Teutoburger Wald bildet sie die sog. Plänerkette auf der Münsterlandseite des Gebir-

ges; sie besteht dort aus weißen bis rötlichen Kalken und Mergelkalken des Cenoman und Turon. Die dem Ober-Campan angehörenden Schichten der Steweder Berge sind in Kalksandsteinfazies ausgebildet.

Vom Teutoburger Wald sind uns, trotz zahlreicher Begehungen der Aufschlüsse und reger Fossilien-Sammeltätigkeit der Mitglieder des Nat. Ver. Bielefeld, bisher als Mineralneubildungen nur Calcit sowie vereinzelt Pyrit und Markasit bekannt geworden. Auch die Durchmusterung zahlreicher Proben aus Plänerkalk anlässlich einer Untersuchung, die BÜCHNER (1974) im Auftrage der Baustoffprüfstelle Bielefeld vorgenommen hat, führte nur zur Beobachtung der genannten Mineralien. Im Rahmen der Untersuchung wurden durch BÜCHNER Proben aus folgenden Aufschlüssen gesichtet (s. Tab. 1):

1. Steinbruch Kozian u. Frauens (Borgholzhausen), Bl. Bockhorst, Borgholzhausen-Nollheide, 500 m NW der Ravensburg. Abbau von Cenoman-Pläner (kro 1 beta) und Cenoman-Kalk (kro 1 gamma).

2. Steinbruch W. Diekmann (Versmold), Bl. Halle i. W., NE Wsh. Hesselstal. Abbau von Cenoman-Kalk (kro 1 gamma); aufgeschlossen ist darüber hinaus Cenoman-Pläner (kro 1 beta).

3. Steinbruch H. Blomeyer (Spenge-Lenzinghausen), Bl. Halle i. W., Freden 1,5 km E der Stadt Halle. Abbau von Cenoman-Pläner (kro 1 beta) und Cenoman-Kalk (kro 1 gamma).

4. Steinbruch H. Müller, Kalk- und Mergelwerke Künsebeck, Bl. Halle i. W., am SW-Hang des Hell-Berges und des Großen Berges. Abbau von Cenoman-Pläner (kro 1 beta) und Cenoman-Kalk (kro 1 gamma).

5. Steinbruch C. Foerth, Bl. Brackwede, Kalkwerk am Freibad Oerlinghausen. Abbau von Scaphiten-Schichten des Ober-Turon (kro 2 gamma).

Allen genannten Aufschlüssen ist gemeinsam, daß das Gestein, trotz starker tektonischer Beanspruchung, außerordentlich arm an Mineralneubildungen ist. Beim Calcit handelt es sich im allgemeinen um nur etwa 1 mm starke, vereinzelt auftretende Kluffverheilungen. Als Ausnahmen müssen hier die sehr derben Calcite gelten, wie sie E. NEUMANN, Sennestadt, bei den Erweiterungsbauten der Autobahn in Lämershagen und A. DEPPE im Steinbruch H. Müller in Künsebeck — jeweils als Klufffüllungen — beobachteten.

Eine Untersuchung der Künsebecker Calcite der Sammlung DEPPE ergab, daß Skalenoeder vorliegen, die zu Aggregaten verwachsen sind. Die einzelnen Kristalle erreichen eine Höhe von über 10 cm und eine Breite von maximal 7 cm. Einige Flächen der großen Individuen sind von Rasen kleiner Calcit-Skalenoeder überzogen.

Im Gegensatz hierzu wurden bei Lämershagen stengelig ausgebildete und gedrehte Calcit-Aggregate beobachtet, die Armdicke erreichen und aus zahllosen Kristallindividuen, teils Rhomboedern, teils Skalenoedern und zumeist kleiner als 1 mm, bestehen. Die Aggregate sind hier an eine Kluffzone mit Harnischbildungen gebunden.

Vereinzelt in die Plänerkalke eingestreute Eisensulfidknollen mit einem Durchmesser bis zu 5 cm zeigen, sofern sie noch nicht in Brauneisen umgewandelt sind, einen radialstrahligen Aufbau aus zahlreichen

feinen Nadeln; ob es sich hierbei um Markasit oder Pyrit handelt, ist wegen der geringen Größe der Einzelkristalle nur röntgenographisch festzustellen. Die Kugeln können nicht als Beleg für epigenetische Mineralisation gelten. Sie dürfen auch nicht mit den Markasitstufen von Iburg und Lengerich verwechselt werden, die durch ihre Bindung an Klüfte eine andersartige Genese aufweisen.

In dem tektonisch besonders stark beanspruchten Gestein des Blomeyerschen Bruches am Freden wurde im Cenoman-Pläner, besonders auf Harnischen, Pyrit in einzelnen Kristallindividuen unter 1 mm Kantenlänge oder in kleinen Aggregaten aus solchen Kristallen beobachtet.

Im Cenoman des Steinbruches Müller wurden neben calcitischen auch pyritisierte Steinkerne von Foraminiferen festgestellt.

Das Gestein weist in allen Aufschlüssen zahlreiche Drucksuturen auf, deren Bildung in die Diagenese fällt.

Hornsteineinlagerungen fanden wir nur in Turonkalken des Steinbruches Foerth, doch nehmen solche Bildungen in den gleichen Schichten und auch im Cenoman weiter im Südosten und im Lippischen Wald stark zu.

Von den Steweder Bergen sind uns, außer Calcit, keine Mineralneubildungen bekannt.

1.4. Tertiär

1.4.1. Sedimentite

Von den beiden einzigen gut aufgeschlossenen Tertiärvorkommen unseres Raumes, nämlich den oligozänen Kalken und Kalkmergeln des Doberges bei Bünde, Bl. Herford-West, und den oligozänen bis miozänen Kalkmergeln, Tonen und braunkohleführenden Sanden von Dörentrup, Bl. Lemgo, sind uns, abgesehen von Calcit, keine Mineralneubildungen bekannt.

1.4.2. Vulkanite und ihre Kontaktzone

Ebenfalls in das Tertiär, und zwar wahrscheinlich hauptsächlich in das Miozän (WEDEPOHL 1968, S. 115), fällt der hessische Basaltvulkanismus, dessen Ausläufer noch in den südöstlichen Teil unseres Arbeitsgebietes herüberreichen. Ihm haben seit Ende des 19. Jahrhunderts zahlreiche Arbeiten gegolten, deren Schwerpunkt wechselte. Er lag einmal bei den Beziehungen des Basaltvulkanismus zur Tektonik, zum anderen bei den Problemen der typologischen Zuordnung der Magmatite und schließlich bei der Bedeutung für Fragen der Bädergeologie. Auch der Kontaktwirkung auf das benachbarte Gestein wurde bereits früh Beachtung geschenkt.

Der Einfluß basaltischer Magmen auf das Nachbargestein ist angesichts der hohen Temperaturen der Schmelze bemerkenswert gering. Der Grund hierfür liegt wahrscheinlich in der schnellen Abkühlung. Dies ist ein Gegensatz gegenüber den weniger hoch temperierten, aber langsam abkühlenden und viel weiter in die Deckschichten sowie lateral wirkenden Plutonen. Über die Kontaktwirkung des glutflüssigen basaltischen

Magmas auf das Nebengestein berichtet z. B. BEYSCHLAG, der von RINNE (1898, S. 20) zitiert wird. So wurde am Breiteberge bei Oberellenbach, Bl. Altmorschen, an den Bröckelschiefern des Unteren Buntsandsteins eine Kontaktwirkung über 1 m festgestellt. RINNE selbst fand am Heiligenberge beim Meissner im Muschelkalk einen Kontakthof von 1—2 m, in welchem der Kalk „in eine Art grau und schwarz gebänderten Marmor umgewandelt“ war (S. 22). Dies sind Wirkungen, die weit hinter jenen der Plutone zurückbleiben und für die Erklärung der von uns beschriebenen Mineralneubildungen in den verschiedenen Formationen kaum etwas zu leisten vermögen.

Starke Veränderungen erfährt natürlich das vom Magma aufgenommene, aber nicht gänzlich eingeschmolzene Nebengestein. Unter Berufung auf MÖHL (1874, S. 799) berichtet wiederum RINNE (1898, S. 23), daß Kalkeinschlüsse im Basalt vom Weißholz bei Lütgeneder, Bl. Borgentreich, z. T. in spätigen Kalk umgewandelt seien und Chondroit sowie Wollastonit geführt hätten.

Um die Mineralneubildungen im Kontakthof und in den Einschlüssen des basaltischen Magmas sowie der Vulkanite selbst näher kennenzulernen, führten wir Untersuchungen im engeren Bereich der Gangbrekzie des Uhlen-Berges bei Sandebeck, Bl. Horn-Sandebeck, durch, die RINNE (1893, S. 3) als „nördlichsten bekannten Eruptionspunkt basaltischer Massen in Deutschland“ bezeichnet hat. Der seit langem aufgelassene Steinbruch am Nordhang des Uhlen-Berges war mehrfach Ziel von geologischen Exkursionen des Nat. Ver. Bielefeld (vgl. Exk.-Führer Nr. 32 und 55).

Geologische Situation

Der Uhlen-Berg ist ein Muschelkalk-Härtling im Bruchschollen-Mosaik des Ostflügels der Berlebecker Achse. STILLE (1911), der Blatt Horn-Sandebeck kartierte und erläuterte, stellte fest, daß das bereits seit dem 19. Jahrhundert bekannte Vorkommen, das von RINNE (1893, 1898) als „Leucitbasalt“ bezeichnet wurde, an einen herzynisch streichenden Gang von etwa 200 m Länge und 16 m Breite („kaum 20 Schritt breit“) gebunden ist, zu dem eine Störung etwa 20 m NE parallel läuft.

An den Flanken des Ganges werden heute rote Pelite (Tongesteine) des Röts sichtbar. Im weiteren Verlauf nach SE durchsetzt er Wellenkalk.

Der Ganginhalt

Wenngleich der größte Teil der oberflächennahen Gangfüllung abgebaut ist, läßt sich an den Proben, die aus dem Anstehenden entnommen wurden, doch erkennen, daß es sich um eine brekziöse Bildung handelt. In den fahlgraublauen Vulkanit sind u. a. zahlreiche, mehr oder minder gerundete Brocken gelb verfarbter Röttone und grauer Muschelkalktrümmer eingebettet, dazu Einsprenglinge vulkanischer Herkunft. Die gangförmige Ausbildung gestattet für das gesamte Vorkommen die Bezeichnung als „vulkanische Gangbrekzie“. In diesem Zusammenhang interessiert, daß unter den nichtvulkanischen Einschlüssen auch Trochitenkalk vorkommt, d. h. Gestein einer jüngeren Stufe des Muschelkalks, die heute nur abseits des Kontakthofes des Vulkanits von Sandebeck ansteht. Das Vorkommen dieses Gesteins als Einschluß im Vulkanit erlaubt den



Abb. 34: Vulkanische Gangbrekzie vom Uhlen-Berg bei Sandebeck, Krs. Hörter.
Länge des Hammers: 28,5 cm.

Schluß, daß sich während der vulkanischen Aktivität in diesem Gebiet Oberer Muschelkalk im Hangenden des Ganges befand und von dort in den lavaführenden Spalt einbrach bzw. durch die Lava aufgenommen wurde.

Da die von uns angefertigten Dünnschliffe der erstarrten Schmelze keinen Feldspat enthalten, ist die von RINNE gebrauchte Bezeichnung des Vulkanits als „Leucitbasalt“ nicht zutreffend. Das Gestein entspricht zwar der Definition von ZIRKEL (1870, b. TRÖGER 1935, S. 323) für „Leucitbasalte“, indem es Leucit, Augit und Olivin enthält, doch sind Basalte zugleich auch Feldspatgesteine. TRÖGER ersetzt deshalb den Begriff „Leucitbasalt“ durch die Bezeichnung „Olivinleucitit“. Eine noch ausstehende planimetrische Vermessung des Sandebecker Vulkanits muß erst zeigen, ob die hier vorliegende mineralogische Zusammensetzung in die Variationsbreite eines Olivinleucitits fällt. Dem bei TRÖGER (1935, S. 263) genannten Olivinleucitit ist ein SiO_2 -Gehalt von 42% eigen. Es handelt sich also um ein kieselsäurearmes Gestein.

Dünnschliffe des Sandebecker Vulkanits zeigen zahlreiche Olivin-Einsprenglinge bis 2 mm Größe, die als Frühausscheidungen weitgehend idiomorph sind, gefolgt von Augiten. Die Augite treten häufig als Aggregate mehrerer Individuen, d. h. als sog. Augitaugen, auf. RINNE deutet an, daß es sich um Resorptionsprodukte ehemaliger Fremdgesteinseinschlüsse aus sehr frühen Stadien der Erstarrung handeln könnte. Das wird bestätigt durch das Vorkommen braunen Gesteinsglases in einigen

der Augitaugen. Möglicherweise liegen hier umgewandelte Sandsteineinschlüsse vor, die in einem frühen Stadium der Magmenerstarrung aufgenommen worden sind.

Leucit ist im Schliffpräparat nicht leicht zu finden, worauf auch RINNE hinweist. Kleine, klare, tropfenartige Gebilde liegen im Gewirre der sehr kleinen Grundmassenaugite. Zusätzlich beteiligt sich vulkanisches Glas (Glasbasis) an der Zusammensetzung der Grundmasse. Eine genauere Bestandsaufnahme zahlreicher Fremdgesteinseinschlüsse muß einer speziellen Bearbeitung des Sandebecker Vorkommens vorbehalten bleiben.

Doch ist hier noch auf eine Beobachtung hinzuweisen, die im Zusammenhang mit Mineralneubildungen und Mineralumbildungen steht: In den Hohlräumen des Sandebecker Vulkanits findet sich, mikroskopisch nachweisbar, Opal.

Angesichts der Möglichkeit, in alten, aufgelassenen Basaltsteinbrüchen Opalkrusten (Hyalit) an den ehemaligen Abbauwänden zu finden, also an Orten, an denen Kieselsäureabscheidung nur von der Silikatverwitterung abzuleiten ist, muß man auch in Sandebeck Prozesse der Gesteinsverwitterung in Betracht ziehen.

Eine andere Möglichkeit, auf die BRAITSCH und TRÖGER (1967, S. 271) einen Hinweis geben, liegt in der Freisetzung von Kieselsäure bei der hydrothermalen Umbildung von Olivin zu Magnesium-Eisen-Carbonaten. Die Kieselsäure kann sich dabei nach Wanderung als Opal, Chaledon oder Quarz absetzen. Nach Aussage von BRAITSCH und TRÖGER ließen sich freilich die verwitterungsbedingten von den hydrothermalen Erscheinungen nicht immer leicht unterscheiden.

Betrachtet man die Sandebecker Olivine, so zeigt sich an ihnen deutlich eine beginnende oder auch totale Umwandlung in Calcit. Besonders an den Olivinen der Einsprenglingsgeneration sieht man entlang Spaltrissen oder auch in größeren Bereichen eine derartige Umbildung. Auch die Ränder der Olivineinsprenglinge sind z. T. von dieser Umbildung erfaßt. Manchmal sind die Olivine sogar völlig umgewandelt worden, so daß Pseudomorphosen von Calcit nach Olivin vorliegen. Es wäre unseres Erachtens denkbar, daß ein Teil der Olivine zunächst, entsprechend dem von BRAITSCH und TRÖGER erörterten Vorgang, in Fe-Mg-Carbonate umgewandelt worden ist, worauf erst später, möglicherweise als Folge von Verwitterung und Anwesenheit zirkulierender kalkhaltiger Wässer, ein Ersatz dieser Carbonate durch Calcit stattgefunden hätte. Was tatsächlich zutrifft, muß hier zunächst offen bleiben.

In diesem Zusammenhang ist noch bemerkenswert, daß RINNE (1898, S. 23) auf Verkieselungserscheinungen im Trochitenkalk des Hohen Hagens bei Dransfeld als Kontaktwirkung von basaltischer Lava hingewiesen hat. Allerdings hält RINNE selbst es auch nicht für ganz unmöglich, daß die Kieselsäureablagerung doch unabhängig vom Basalt erfolgte und eine „Verknüpfung beider“ nur durch den Umstand geschah, daß „Basalte und Quellen auf Spalten aufgestiegen sind“. Hier räumt RINNE also hydrothermale Stoffzufuhr unabhängig vom direkten Vulkanismus, u. U. als postvulkanische Erscheinung, ein. Silikatverwitterung als eine der Ursachen der Verkieselung wird von RINNE nicht erwähnt.

Unter den nichtvulkanischen Einschlüssen verdient ein Stück Trochitenkalk besonderes Interesse. Das Gestein stammt aus einer oolithischen Lage dieser Muschelkalkstufe. Die Ooide haben ihren konzentrischen Aufbau verloren und sind jetzt mit einem Haufwerk von Carbonat-Rhomboedern mit FeOOH -Bestegen an ihren Kristallgrenzen ausgefüllt, eine Erscheinung, die wir im Südosten unseres Arbeitsgebietes abseits von vulkanischen Vorkommen im Trochitenkalk ebenfalls beobachteten (s. Kap. I.1., Nachtrag zu Teil 1). Auch andere Erscheinungen, z. B. Mikritisierung des Ooidinhalts, teilt dieser Trochitenkalk mit dem des südöstlichen Teiles unseres Arbeitsgebietes. Deshalb nehmen wir an, daß die Umkristallisation der Ooide in beiden Fällen die gleiche Ursache hat und älter als der lokale tertiäre Vulkanismus dieses Gebietes ist.

Als Folge der thermischen u. a. Einwirkung des umgebenden Magmas darf hingegen das Vorkommen von Magnetit-Oktaedern als Ooidfüllung im gleichen Trochitenkalkbrocken angesehen werden. Die Magnetit-Individuen erreichen Größen bis 0,05 mm. Magnetit findet sich in dem Stück auch an Fossilresten, den Rändern von Seelilienstielgliedern und in der Grundmasse, wenn auch nicht immer in idiomorphen Kristallen. Der Magnetit, der sonst im Muschelkalkgestein des Untersuchungsgebietes im Unteren Weserbergland nicht beobachtet werden konnte, muß hier als kontaktmetamorphe Bildung angesehen werden, hervorgegangen aus al-

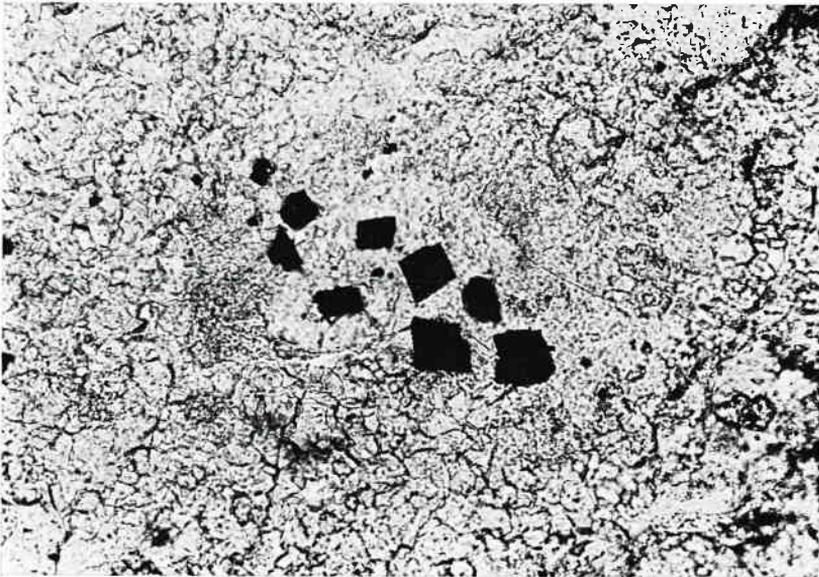


Abb. 35: Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffs: Kalkoolith aus dem Trochitenkalk (Ob. Muschelkalk), = Trümmerstück aus der vulkanischen Gangbrekzie von Sandebeck. In einem hier undeutlich ausgebildeten Ooid werden Neubildungen von Magnetit-Oktaedern sichtbar. Polarisiertes Licht ohne Analysator. Bildausschnitt: 0,34 x 0,24 mm.

len möglichen Eisenträgern im Muschelkalk, aber auch des vulkanischen Gesteins, von dem der Muschelkalkbrocken eingefaßt wird. Im Sande-
becker Vulkanit beobachteten wir bisher zwar noch nicht Magnetit, hal-
ten aber für wahrscheinlich, daß er auch hier vorkommt, zumal Magnetit
unter den Mineralien der Basalte Nordhessens und des südlichsten Nie-
dersachsens bereits an vierter Stelle steht (WEDEPOHL 1968, S. 112).

Die Kontaktwirkung auf den Wellenkalk

Auch am Uhlen-Berg ist die Kontaktwirkung auf das Nachbargestein
nur gering. Möglicherweise können die opalerfüllten Hohlräume der ge-
ringmächtigen fossilreichen Lagen des benachbarten Unteren Muschel-
kalks hierzu gezählt werden. Wie bei der Diskussion der Opalbildungen
im Vulkanit selbst aber bereits deutlich wurde, kann auch hier an Folgen
einer Silikatverwitterung gedacht werden. Von Natur aus tendiert der
Wellenkalk allerdings nicht hierzu, da sein SiO_2 -Gehalt nur gering ist.
Am mikroskopisch nachgewiesenen Opal läßt sich eine beginnende
Umstehung der Kieselsäure in Chalcidon beobachten. Der Chalcidon
macht sich durch optisch positive Nadelchen bemerkbar, die 0,05 mm lang
werden. Opal und Chalcidon kommen auch im Zentralkanal von See-
lilienstielgliedern vor. Authigene Quarze, Feldspäte und Muskovite (authi-
gen?) sowie winzige Pyrit-Kristalloblasten kommen im Gestein vor. Braun
pigmentierte Carbonat-Rhomboeder (Ankerit mit FeOOH -Verwitterungs-
bildungen) in grobcalcitischer Umgebung erreichen Größen bis 0,15 mm.
Glaukonit konnte weder im anstehenden Wellenkalk des Kontakthofes
noch in den Muschelkalkeinschlüssen des Vulkanits nachgewiesen
werden. Phosphatische Bonebed-Bestandteile (abgerollte Knochensplitter)
zeigen außer Calcit-Trümmern (Spaltrissen) keine Umbildungen.

2. Alter der Neubildungen

Bei Aussagen über das Alter von Mineralneubildungen ist es notwen-
dig, zwischen dem relativen und dem absoluten Alter der Bildungen zu
unterscheiden. Angaben zum relativen Alter sind einmal Aussagen dar-
über, ob ein bestimmtes Mineral, das beobachtet wurde, älter, ebenso alt
oder jünger als ein anderes Mineral ist, mit dem es vergesellschaftet in
Drusen, Kluffüllungen usw. vorkommt. Dabei bleibt, worauf z. B. RAM-
DOHR und STRUNZ (1967, S. 341) ausdrücklich hinweisen, zunächst völlig
offen, ob die beobachtete Altersfolge einen Unterschied von Jahrmillio-
nen oder nur Minuten bedeutet. Weiterhin sind auch Aussagen über die
Beziehung eines Minerals oder einer Vergesellschaftung von Mineralien
zu einer bestimmten Formation oder einem Kluffsystem zunächst nur
solche, die das relative Alter betreffen. Aus diesen Aussagen lassen sich
freilich heute im allgemeinen auch bereits Angaben zur Frage des abso-
luten Alters ableiten. Im engeren Sinne bedarf es hierzu aber der Anwen-
dung spezifischer Methoden, z. B. der Untersuchung von Isotopen mit
Hilfe der Massenspektrometrie.

2.1. Argumente aus der Ausscheidungsfolge vergesellschafteter Mineralien

Die Ausscheidung der Mineralien ist in Drusen ebenso wie auf Klüften
von außen nach innen erfolgt. Das jüngste Mineral sitzt also auf dem

älteren. Zugleich hat das ältere im allgemeinen idiomorphe, das jüngere aber oft nur noch xenomorphe Gestalt entwickelt. Andererseits können aber jüngere Mineralien auch ältere verdrängt oder ihre Eigengestalt gegenüber gleichalten Mineralien in stärkerem Maße zur Geltung gebracht haben.

In unserem Arbeitsgebiet wurden — was auch für die Beurteilung der Bedingungen und Ursachen der Neubildungen Bedeutung hat — folgende Ausscheidungsfolgen beobachtet:

Auf Klüften im Unteren Muschelkalk bei Erpentrup folgt Markasit auf Calcit, in Drusen dortselbst Pyrit auf Coelestin.

Als gleichalte Bildungen wurden auf Klüften im Oberen Muschelkalk von Währentrup bei Helpup Calcit und Bleiglanz beobachtet (Teil I, S. 24). Demgegenüber ist der Calcit auf den Klüften des Oberen Muschelkalkes der Barnhauser Egge bei Borgholzhausen älter als Pyrit bzw. Asphalt (Teil I, S. 25 f.). Entsprechendes gilt für die Asphaltüberzüge auf Calcit-Skalenoedern in Drusen des Oberen Muschelkalkes im Gemeindesteinbruch Oeynhaus.

Ein Mineralnest im Oberen Muschelkalk von Niederheesten bei Horn-Bad Meinberg zeigte eine etwas reichere Vergesellschaftung mit der Ausscheidungsfolge: 1. weiße Calcit-Rhomboeder, 2. Carbonat-Rhomboeder und Kupferkies, 3. wasserklare Calcit-Skalenoeder (s. Teil I, S. 26). Von den ebenfalls auftretenden Mineralien Limonit und Malachit darf man annehmen, daß sie als sekundäre Bildungen durch Oxidation aus den Carbonat-Rhomboedern bzw. dem Kupferkies hervorgegangen sind. Noch später haben sich als Letztausscheidung stellenweise noch Calcit-Skalenoeder auf die Malachitkristalle gesetzt. Sofern die Lagerstätte nicht durch Verwitterung der Auslaugung verfällt, setzen sich Limonitanreicherung und Auskristallisation von Calcit weiterhin fort.

Sehr ähnlich hiermit ist die Ausscheidungsfolge in den Hohlräumen von *Coenothyris*-Schalen des Oberen Muschelkalkes von Niesen. Auch dort folgen auf weißen Calcit zunächst Carbonat-Rhomboeder und weiterhin Kupferkies (mit sekundärem Malachitbesatz), dazu etwa gleichaltrig aber auch noch Bleiglanz.

Eine etwas andersartige Paragenese, die wir weiter nördlich im Oberen Muschelkalk bei Bentrup beobachteten (s. Teil I, S. 27 ff.), zeigte die Abfolge: 1. Calcit-Rhomboeder, 2. Carbonat-Rhomboeder und Bergkristall, 3. Baryt, 4. Pyrit und 5. Calcit-Skalenoeder. Das hier ebenfalls beobachtete Mineral Malachit zeigt an, daß etwa gleichzeitig mit den Carbonat-Rhomboedern und dem Bergkristall wahrscheinlich auch Kupferkies ausgeschieden worden ist. Der gesamte Mineralbestand — mit Ausnahme der zuletzt ausgeschiedenen und wohl recht jungen Calcit-Skalenoeder — dürfte einer einzigen Mineralisationsphase mit den durch Oxidation und Verwitterung hervorgerufenen Abkömmlingen entsprechen.

Eine Variante dieser Folge zeigten die Drusen und Nester im Oberen Muschelkalk des Reinerts-Berges bei Welstorf. Die Abfolge lautet dort: 1. weißer Calcit, 2. Bergkristall, Kupferkies und Pyrit, 3. Carbonat-Rhomboeder (hier als Ankerit-Dolomit) und schließlich 4. Calcit-Skalenoeder

(s. Teil 1, S. 36 ff.). Wegen gegenseitiger Wachstumsbehinderung haben die etwa gleichalten Carbonate und der Quarz ihre Eigengestalt nicht überall entwickeln können, sondern mehrfach Kompromißflächen gebildet. Baryt wurde hier bisher nicht festgestellt. In der Grundmasse des Gesteins ist der Kalk, im Gegensatz zum Calcit der Drusen, durch die auch dort nachträglich gebildeten Quarzkristalle verdrängt worden.

Ganz ähnlich ist auch die Ausscheidungsfolge bei den Nestern und Drusen im Oberen Muschelkalk von Alverdissen und bei Vlotho. Im Bruch Schneidewind lautet die Ausscheidungsfolge (s. Nachtrag zu Teil 1): 1. Calcit, 2. Bergkristall und Carbonat-Rhomboeder, 3. Pyrit und 4. Baryt. Demgegenüber scheint die Pyritbildung im Bruch Kahre in Vlotho der Bergkristall- und Carbonat-Bildung vorgezogen zu sein, während Baryt bisher noch nicht beobachtet wurde (s. Teil 1, S. 44 ff.).

Einen Sonderfall der Mineralabfolge stellen die Umwandlungen dar, die wir an der Füllung von Ooiden in den oolithischen Lagen des Oberen Muschelkalkes im Südosten unseres Untersuchungsgebietes fanden. An die durchaus normale Umwandlung von Aragonit in Calcit hat sich hier in stark gestörten Partien des Gesteins stellenweise ein weiterer Prozeß angeschlossen, durch den der Calcit in grobe Carbonat-Rhomboeder überführt wurde.

Auf Klüften im Unteren Keuper von Kalldorf im Norden unseres Gebietes wurden 1. eisenreicher Chlorit, danach 2. Baryt und schließlich 3. Calcit ausgeschieden (s. Teil 1, S. 53).

Die Quarz-Calcit-Aggregate des Oberen Gipskeupers (Steinmergelkeuper, km4) im mittleren Extertal lassen als Ausscheidungsfolge erkennen: 1. weißer Calcit, 2. Bergkristall und Pyrit, 3. Rauchquarz (auch als Zepter), 4. nochmals Calcit. Die Zepter, die wir auf dem Buhn und auch im Aufschluß bei Reinerbeck-Reine (s. Tab. 1) fanden, sind dunkler gefärbt und den wasserklaren hexagonalen Prismen des Bergkristalls aufgewachsen. Nach BEYER (1973, S. 344 f.) ist es in den Drusenhöhlräumen des Steinmergelkeupers unseres Gebietes während der Bildung einer ersten Quarzgeneration, die aus schlanken Individuen bestand, zur Einschwemmung von Tonsubstanzen gekommen, durch welche die Quarze ganz oder teilweise mit einem feinen Häutchen umhüllt wurden. Das Wachstum soll sich bei den nicht betroffenen Quarzen dann ungestört fortgesetzt haben, während es bei den ganz eingehüllten völlig zum Stillstand kam. Teilweise eingehüllte Quarze, deren Spitze frei von der Tonsubstanz blieb, bildeten den Keim für eine zweite Quarzgeneration, die der ersten als Zepter aufsitzt, wenn sie diese im Durchmesser übertrifft. Als Ursache für das Eindringen der tonigen Trübe in die Drusenhöhlräume hält BEYER, der seine Beobachtungen an Drusen bei Uffeln, Bl. Vlotho, durchführte, eine tektonische Erschütterung für möglich.

Die ebenfalls relativ junge Bildung anderer Rauchquarze von gedrungener Gestalt, die nicht als Zepter aufgewachsen sind, ergibt sich aus der zentralen Position, die diese Kristalle in den Drusen einnehmen.

In manchen Aufschlüssen derselben Gegend sind in den Quarz-Calcit-Aggregaten mit den genannten Mineralien noch weitere vergesellschaftet. So folgen auf den zuerst ausgeschiedenen weißen Calcit nicht selten An-

kerit-Dolomit und Baryt, wobei der zuletzt genannte den Dolomit teilweise verdrängt haben kann. Erst dann folgen die wasserklaren Bergkristalle, die den Baryt wiederum verdrängt haben können, und mit ihnen zusammen nicht selten auch Albit-Neubildungen. Schließlich sind als Letztausscheidung dann gelegentlich auch noch die Mineralien Tennantit (Arsenfahlerz), Kupferkies, Pyrit und — am Schlenkersbrink — auch etwas Bleiglanz beobachtet worden. In diesen Fällen treten dann auch die Verwitterungsprodukte der genannten Mineralien auf, z. B. Azurit, Malachit und Limonit.

Im Verhältnis zum kluft- und hohlraumreichen Oberen Muschelkalk und Steinmergelkeuper sind die Mineralparagenesen im Lias dürftig. Der Kluftbesatz beschränkt sich fast ganz auf Calcit. Im Lias von Nieheim (Zgl. Rath) fanden wir Klüfte, auf denen zuerst Calcit, dann Pyrit und schließlich auch Asphalt ausgeschieden worden sind.

Etwas reicher ist der Besatz der Geodenschwundrisse des Lias mit Mineralneubildungen. Auch hier wurde zuerst Calcit gebildet. Die Reihenfolge der Ausscheidung weiterer Schwundrißfüllungen wie ankeritische Carbonat-Rhomboeder, Pyrit, Baryt und Zinkblende, konnten wir in unserem Gebiet nicht klären.

Die Geoden des Dogger von Bethel enthalten als Füllsubstanz ihrer Schwundrisse etwa die gleichen Mineralneubildungen wie die Lias-Geoden. Da die Dogger-Geoden im Norden andere Mineralgesellschaften aufweisen als in der Osning-Zone, besteht Anlaß, auch Geodenfüllungen im Rahmen unserer Fragestellung als aussagekräftig anzusehen. So zeigte sich in den Schwundrissen der Geoden der Ornaten-Tone an der Porta die Ausscheidungsfolge: kleine Calcit-Skalenoeder — Baryt — Ankerit-Dolomit mit Hämatit — Eisensulfid und Bergkristall — Baryt — gröbere Calcit-Skalenoeder. In den Hohlkammern von Ammoniten der Macrocephalen-Schichten an der Porta folgen z. T. ähnliche Ausscheidungen aufeinander: 1. Calcit oder Aragonit-Zement A — 2. grober Calcit-Zement B — 3. bituminöser Calcit oder Asphalt — 4. Ankerit-Dolomit mit Hämatit und Siderit — 5. Baryt, Pyrit und Bergkristall. Hierhin gehören wohl auch die selteneren Zinkblende und Bleiglanz. Einer jüngeren Paragenese dürften Gips und Aragonit angehören, die gelegentlich als Letztausscheidungen auftreten.

In den Kalken des Oxford treten auf Klüften die Paragenesen Calcit-Siderit — Fluorit — Eisensulfid und Calcit — Epi-Impsonit auf, in Drusen auch Calcit — Baryt und Calcit — Coelestin — Pyrit. Die relative zeitliche Einordnung der übrigen, von anderen oder uns beobachteten Mineralneubildungen (vgl. Kap. 1.2.3.) muß hier offen bleiben.

In den jüngeren Stufen des Malm und in der Unteren Kreide läßt die Reichhaltigkeit der aufgefundenen Mineralparagenesen, vor allem aus Mangel an Aufschlüssen, nach. Die Schichten der Oberen Kreide und des Tertiär sind bei uns von der Mineralisation nicht mehr betroffen.

2.2. Argumente aus der Formationskunde

Im Untersuchungsgebiet stehen Schichten vom Mittleren Buntsandstein bis zum Oligozän in nahezu vollständiger Abfolge an. Ursache hier-

für sind die zahlreichen geologischen Achsen, die unser Gebiet etwa in herzynischer Richtung durchziehen, nämlich Driburger, Berlebecker und Osning-Achse im Süden, das Piesberg-Pyrmonter Achsenfeld mit seinen Flügeln im mittleren Teil, ferner Holtenser Achse, Limberg-Achse und Wiehengebirgsflexur im Norden (vgl. Abb. 36).

Der durch die Achsen bedingten Vielgestaltigkeit des saxonischen Bruchfaltengebirges dieses Raumes verdanken wir die Möglichkeit, die einzelnen Formationen und ihre Abteilungen und Stufen nacheinander und regional auf die in ihnen vorkommenden Mineralneubildungen zu untersuchen, wie dies im lagerstättenkundlichen Teil unserer Studie geschehen ist. Dieser Untersuchung schließt sich jetzt der Vergleich an mit dem Ziel, die beschriebenen Mineralneubildungen bestimmten Perioden der Erdgeschichte altersmäßig zuzuordnen.

Hierbei ergeben sich innerhalb unseres Untersuchungsgebietes bemerkenswerte Unterschiede:

Der **nördliche Teil des Gebietes** ist durch die Paragenese mit Calcit, Ankerit-Dolomit, Baryt, Quarz, Chlorit, Tennantit, Pyrit, Kupferkies und Fluorit ausgezeichnet. Vergleicht man die dort anstehenden Formationen und ihre Untereinheiten, so ergibt sich, abgesehen von gewissen Unterschieden, die durch die Lithofazies bedingt sein können, vom Muschelkalk über den Keuper und Jura bis zur Unteren Kreide eine weitgehende Übereinstimmung. Dabei sind Calcit, Ankerit-Dolomit, Baryt, Quarz, Pyrit und Kupferkies fast durchgängig vorhanden, während Chlorit und Tennantit bisher nur im Keuper, Fluorit nur im Malm beobachtet werden konnten.

Die jüngsten, nachweislich noch an der Mineralisation beteiligten Schichten gehören dem Unteren Valendis bzw. Wealden an. In den noch jüngeren Sedimentiten im Norden unseres Gebietes, den Tonsteinen des Oberen Valendis und des Hauterive und ebenso den Kalksandsteinen des Ober-Compan der Stenweder Berge und den Kalkmergeln des Oligozäns des Dobergs, konnten wir keine Mineralneubildungen — abgesehen von Calcitbestegen — mehr feststellen. Die Mineralisation fällt daher im Norden unseres Gebietes wohl spätestens ins Valendis. Sie ist zeitlich also etwa der Hils-Phase zuzuordnen und damit noch **j u n g k i m m e r i s c h**.

Andere Verhältnisse sind im Süden und noch andere im Südosten unseres Gebietes anzutreffen:

Im **Gebiet der Osning-Achse** und ihrer Flügel, d. h. im wesentlichen im Teutoburger Wald und im Lippischen Wald, wurden als Mineralneubildungen Calcit, Bleiglanz und Kupferkies sowie in Geoden Baryt, Zinkblende, Bleiglanz und Calcit beobachtet. Weiterhin fanden wir, auf den Steinmergelkeuper beschränkt, Quarz in Carneol-Ausbildung. Bemerkenswert ist, daß diese Mineralien hier — mit Ausnahme von Calcit — auf Trias und Jura beschränkt sind. Untere und Obere Kreide des Südwestflügels des Gebirges haben an der Mineralisation nicht mehr teilgenommen. Dabei sind die Sandsteine und Kalke der Kreide aufgrund ihrer lithologischen und tektonischen Verhältnisse für wäßrige Lösungen durchaus wegsam — sogar weitaus besser als die Schiefertone des Lias und Dogger, die über die genannten Neubildungen, wenn auch überwiegend in Geoden, noch verfügen.

Bei den im Osningsandstein auftretenden Eisenschwarten, Anreicherungsbändern aus Limonit, halten wir eine synsedimentäre Bildung für wahrscheinlich. Andererseits gibt es genügend Hinweise darauf, daß Eisen sich auch noch später, wohl aus deszendenden wäßrigen Lösungen, die aus der Verwitterung des Gesteins resultierten, auf Klüften und in Schichtfugen niedergeschlagen hat. Ob Erklärungen für die Anreicherung in Frage kommen, wie sie DAHM-ARENS (1972) für die Halterner Sande gegeben hat, bedürfte noch der Untersuchung. Für die im Plänerkalk gelegentlich zu beobachtenden Markasitknollen fanden wir keine Anhaltspunkte, die auf eine postdiagenetische Bildung hinweisen.

Leider mangelt es in den Schichten des Malm und des Wealden des östlichen Teutoburger Waldes an geeigneten Aufschlüssen, um Aussagen über etwa vorhandene Mineralneubildungen machen zu können. In diesem Zusammenhang verdient jedoch Beachtung, daß die Wealdenkohle im Norden unseres Gebietes anthrazitisiert ist, während dies für die Osning-Zone nicht gilt. Im Lippischen Wald sind Malm und Wealden wegen der dort wirksamen älteren saxonischen Gebirgsbildung nicht mehr sedimentiert oder bereits abgetragen (vgl. Kap. 2.3.).

Die uns aus der Formationskunde für die Osning-Zone mögliche Forderung lautet, daß die Neubildungen hier zwischen Dogger (Betheler Mineralien) und Valendis, also etwa um die Jura-Kreide-Grenze stattfanden. Hiermit stimmt die absolute Altersbestimmung des Bleiglanzes im Trochitenkalk des Bruches Uphof, Währentrup bei Helpup, durch LENZ (1972, S. 82) gut überein. Für dieses Vorkommen wurde massenspektrometrisch aus den Blei-Isotopen-Verhältnissen ein Alter von etwa 130 Millionen Jahren berechnet. Entsprechend führt LENZ aus, daß die Bildung des Bleiglanzes hier „in die Oberjura- bis Unterkreidezeit“ gefallen sei. Sie sei „jungkimmerisch“ und könne dem „saxonischen Mineralisationszyklus“ zugeordnet werden.

Auch im **Südosten unseres Gebietes**, d. h. etwa südöstlich der Linie Hiddesen — Detmold — Bad Meinberg — Steinheim, treten die aus der Osning-Zone bekannten Neubildungen, d. h. vor allem Calcit, Bleiglanz und etwas Kupferkies, auf; darüber hinaus fanden wir bei Erpentrup auch Coelestin und Markasit. Auch im Südosten ist der Muschelkalk wichtigster Träger dieser auf Klüften und in Nestern beobachteten Ausscheidungen, während entsprechende Bildungen in der Kreide des Eggegebirges und der nördlichen Paderborner Hochfläche anscheinend fehlen. Man darf deshalb wohl annehmen, daß die Mineralneubildungen im Südosten unseres Arbeitsgebietes mit jenen in der Osning-Zone des Teutoburger Waldes altersmäßig übereinstimmen, d. h. ebenfalls jungkimmerisch sind.

Ob auch die Carbonat-Umbildung des Oberen Muschelkalks, u. a. bei Oeynhausens, Driburg und Niesen, in die gleiche Phase fällt, ist durch die Formationskunde nur schwer zu entscheiden. Jedenfalls bestehen, wie unsere Untersuchungen zeigten, zwischen dieser Umbildung und größeren Störungszonen in den jeweiligen Aufschlüssen Beziehungen. In einigen Fällen, so beim Gemeindesteinbruch Oeynhausens und beim Bruch Beller in Niesen, sind diese Störungszonen zugleich Fundstellen von Bleiglanz.

Eine Sonderstellung erhält der Südosten unseres Gebietes auch durch das Auftreten magmatischer Gesteine. Im Kontakthof des Sandebecker

Vulkanits beobachteten wir im Unteren Muschelkalk außer Opal, der aber auch als Produkt silikatischer Verwitterung gedeutet werden kann, keine Neubildungen. Wohl dürfen als solche die idiomorphen Magnetit-Kristalle in Trochitenkalkeinschlüssen des Vulkanits gelten. Da die Sandebecker vulkanische Gangbrekzie als nordwestlichster Ausläufer des Vulkanismus Nordhessens und des südlichen Niedersachsens gilt, ergibt sich wohl auch ein entsprechendes, d. h. etwa miozänes Alter (vgl. WE-DEPOHL 1968, S. 115). Eine über die Kontaktzone hinausgehende Bedeutung der basaltischen Schmelzen für Mineralneubildungen ließ sich nicht feststellen.

Die altersmäßige Einstufung der Verkieselung des Flammenmergels sowie der Bildung von Hornsteinlagen in den Kalken der Oberen Kreide im Südosten unseres Gebietes bedarf gesonderter Studien.

2.3. Argumente aus der Tektonik

Zu den Auswirkungen von Phasen tektonischer Unruhe auf das Gestein gehört das Aufreißen von Klüften. Diese bieten Wässern aller Art Gelegenheit zu Auf- und Abstieg. Besonders die aus größerer Tiefe aufsteigenden Lösungen bringen nicht selten Metallionen mit, so daß sie in höherem Niveau auf Klüften, aber auch im Nebengestein, in das sie eindringen, entsprechende Mineralien ausscheiden. Neubildung von Mineralien ist aber auch nach Mobilisierung von Bestandteilen des Nebengesteins der Klüfte und selbst klufferner Partien des Gesteins durch die zirkulierenden Wasser möglich. Schließlich kann es auch zur Umkristallisation bereits vorhandener Mineralien kommen.

Soweit die Verbreitung der Mineralien Klüften zugeordnet werden kann, deren Bildung auf eine bestimmte tektonische Phase zurückgeht, ergibt sich zugleich die Möglichkeit einer Bestimmung des Höchstalters der Mineralien selbst. Entsprechendes gilt, wenn die Neubildung bestimmten geologischen Achsen von bekannter Altersstellung folgt. Die tektonischen Phasen unseres Gebietes, zugleich Phasen möglicher Mineralisation, sind:

Noch in das Erdaltertum fällt die alpinotype Faltung des Grundgebirges, die in mehreren Schüben stattfand und an der als jüngste Abteilung noch das Rotliegende beteiligt war. Aus dieser sog. varistischen Ära sind zahlreiche Beispiele für die Neubildung von Mineralagerstätten bekannt, so daß man neben der varistischen Tektogenese auch von einem „varistischen Mineralisationszyklus“ spricht (LENZ 1972, S. 82). Da das Varistikum bei uns nicht zutage tritt, lassen sich die Neubildungen dieses Mineralisationszyklus nur in den Nachbargebieten, soweit in ihnen hinreichend altes Paläozoikum ansteht, beobachten (vgl. Kap. 2.4.).

Als nächste Tektogenese unseres Gebietes ist die saxonische Ära zu nennen, die in mehrere Phasen zerlegt werden kann, die sich auf mehr als 100 Millionen Jahre verteilen. Diesen Phasen, deren älteste im Malm und deren jüngste im Tertiär liegen, lassen sich in unserem Raum bestimmte geologische Achsen zuordnen. Auch der saxonischen Tektogenese entspricht, wenigstens in bestimmten Nachbargebieten unseres Raumes, ein „saxonischer Mineralisationszyklus“ (LENZ 1972, S. 82).

Tektogenese und Mineralisation im Südosten unseres Gebietes

Die saxonischen Krustenbewegungen setzten im südlichen Niedersachsen mit der Deister-Phase ein, von der zumindest noch der Mittlere Kimmeridge betroffen wurde, während das Völkser Transgressions-Konglomerat an der Basis des Portland an den Krustenbewegungen nicht mehr teilnahm. Die mit der Deister-Phase verbundene Aufsattelung jurassischer Schichten fiel also zwischen Mittleren Kimmeridge und Portland.

Dieser ersten Phase folgte, wiederum im südlichen Niedersachsen, mit der Osterwald-Phase schon am Ende des Portland eine zweite tektonische Phase. Die nur geringe Abtragung zwischen Hebung und erneuter Meerestransgression erlaubt in beiden Fällen eine sehr genaue Bestimmung der Altersstellung der Phasen.

Solche jungjurassischen Krustenbewegungen haben auch im Südosten unseres Arbeitsgebietes eine stärkere Intensität besessen. Ihnen folgte hier eine ebenso intensive Abtragung, so daß das Gebirge bis zur nächstfolgenden Transgression, die hier erst im Neokom erfolgte, im allgemeinen bereits bis zu den Schichten der Trias gekappt war. Dies gilt vor allem für die Sättel der Achsen, d. h. der Linien maximaler Hebung, unter denen im Südosten unseres Gebietes Germeter-, Warburger-, Driburger- und Berlebecker Achse als präkretazisch gelten (STILLE 1908, PILGER 1939). Im Bereich der Berlebecker Achse gehören die jüngsten, von der präkretazischen Hebung noch erfaßten und seither noch nicht abgetragenen Schichten zum Kimmeridge, im Bereich der Driburger Achse gar zum Mittleren Lias (vgl. auch HAMM 1938, S. 172). Für die Berlebecker Achse ergibt sich hieraus ein Alter zwischen Kimmeridge und Neokom, für die weiter südöstlich gelegenen Achsen möglicherweise ein noch etwas höheres Alter. Exakte Gleichaltrigkeit unserer vier präkretazischen Achsen mit der Deister- oder der Osterwald-Phase ist weder zu beweisen noch auszuschließen.

Beide Phasen werden zusammen mit einer dritten Phase, der sog. Hils-Phase, die in das Valendis (Valangin, Unteres Neokom) fiel, als „jungkimmerisch“ zusammengefaßt (vgl. MURAWSKI 1972, Tab. III).

Der Südosten unseres Gebietes ist also jungkimmerisch, und zwar präkretazisch gefaltet (Bruchfaltung!). Damit wird auch eine dazu etwa synchron verlaufende, jungkimmerische Neubildung von Mineralien in den von den Krustenbewegungen betroffenen Schichten dieses Gebietes diskutabel (vgl. bereits Kap. 2.2.).

Die Nichtbeteiligung der Unteren und Oberen Kreide des Eggegebirges und des südlichen Lippischen Waldes an den beschriebenen Mineralneubildungen im Unteren und Oberen Muschelkalk läßt sich wohl nur mit einer solchen vorkretazischen, jungkimmerischen Mineralisationsphase in diesem Gebiet erklären.

Tektogenese und Mineralisation in der Osning-Zone

Zu den zuletzt gezogenen Folgerungen scheint im Widerspruch zu stehen, daß auch im Gebiet der Osning-Achse, zu deren Aufsattelung es erst gegen Ende der Kreidezeit gekommen ist, die Neubildung von Bleiglanz

gibt, die zweifellos bereits präkretazisch sind. (Für das südöstliche Teilstück der Osning-Achse von Herste bei Bad Driburg bis Detmold gibt es überhaupt keine direkten Beweise für eine Altersstellung, die von derjenigen der präkretazischen Achsen abweicht.)

Hinweise auf präkretazische Krustenbewegungen im mittleren Teil der Osning-Achse findet man schon bei MESTWERDT (1926 a, 1926 b) sowie MESTWERDT und BURRE (1926). So werden präkretazische Störungen für den Jura von Kirchdornberg und Isingdorf, Bl. Halle i. W., erwähnt (MESTWERDT 1926 b, S. 23). Selbst auf Blatt Borgholzhausen fand MESTWERDT in Trias und Jura am Henge-Berg und am Neuenkirchener Berg Lagerungsformen, die ihm den Schluß berechtigt erscheinen ließen, „daß jene Schichten vor Ablagerung der Kreide bereits von tektonischen Vorgängen betroffen worden sind“ (1930, S. 63).

Verfolgt man im Teutoburger Wald den Ausbiß der oberjurassischen Schichtenfolge, so zeigt sich, daß auf Blatt Lage eine weite Schichtlücke zwischen Korallenoolith und Wealden klafft. Weiter nordwestlich ist der Kimmeridge vorhanden, doch fehlen, worauf schon WEGNER hingewiesen hat (1926, S. 222), auch dort noch überall die Eimbeckhäuser Plattenkalke des Mittleren sowie oft auch die Münder Mergel des Oberen Portland, d. h. Stufen des Malm, die im Wiehengebirge voll entwickelt sind.

Die Gigas-Schichten des Teutoburger Waldes enthalten auf Blatt Brackwede und Blatt Bielefeld (weiter südöstlich fehlen sie auch im Bereich der Osning-Achse ganz) eine bis mehrere Konglomeratbänke, die sich aus bis nußgroßen, teils abgerundeten, teils abgeplatteten Geröllen zusammensetzen, deren Herkunft auf Muschelkalk, Jurageoden und Kimmeridgekalke weist. Eine ähnliche Zusammensetzung, dazu auch paläozoische Gerölle, weist das etwas gröbere Serpulit-Konglomerat auf, das in dem gleichen Gebiet vorkommt, während der Serpulit bei Iburg im nordwestlichen Teutoburger Wald diese Anzeichen unmittelbarer Küstennähe und intensiver Abtragung der mesozoischen Schichten des Festlandes nicht mehr aufzuweisen hat.

Aufgrund der Ergebnisse der Spezialkartierung heißt es in den Erläuterungen zu den Blättern Brackwede und Halle i. W. (MESTWERDT 1926 a, 1926 b) wie in den Erläuterungen zu Blatt Bielefeld (MESTWERDT und BURRE 1926, S. 22) übereinstimmend: „Was das Alter der gebirgsbildenden Vorgänge am Osning betrifft, so weisen die Gerölle in den Gigas-Schichten und im Serpulit auf jungjurassische Phasen der saxo-nischen Gebirgsbewegung hin. Weiterhin lassen sich Schichtenverschiebungen erkennen, die wohl noch diese jüngsten Juraschichten, nicht aber die Untere Kreide betroffen haben.“

Damit sollte allerdings nicht in Frage gestellt werden, daß die Hauptaufrichtung des Osnings erst zur jüngsten Kreidezeit erfolgt ist. Jungtertiäre Bewegungen lassen sich im mittleren Teutoburger Wald „bei dem Mangel tertiärer Ablagerungen nicht unmittelbar nachweisen“ (MESTWERDT und BURRE 1926, S. 22).

Wie sehr bereits die präkretazischen, also jungkimmerische Krustenbewegungen die Osning-Zone beeinflußt haben, was unseres Erachtens bisher zu wenig beachtet worden ist, zeigen nicht zuletzt ja auch jene Klüfte, auf denen sich, wie erwähnt, in Währentrup bei Helpup der Blei-

glanz ausschied, dessen Bildung von LENZ (1972, S. 82) an die Grenze Jura/Kreide gestellt und dessen Alter vom gleichen Autor deshalb als bereits jungkimmerisch bezeichnet worden ist.

Aufgrund aller dieser Hinweise nehmen wir an, daß die beschriebenen Mineralneubildungen in den präkretazischen Schichten des Teutoburger Waldes ebenso alt wie die Neubildungen im Südosten unseres Gebietes sind, d. h. einer jungkimmerischen Mineralisationsphase angehören. Dabei mag durchaus überraschen, daß die Hauptphase der Tektonogenese des Teutoburger Waldes in unserem Gebiet von keinen derartigen oder andersartigen Mineralneubildungen begleitet war. Solche Bildungen sind erst ganz im Nordwesten des Teutoburger Waldes bei Iburg und Lengerich beobachtet worden, wo es zu zahlreichen Mineralneubildungen, z. B. auf Klüften im Kalk des Cenoman zu sehr schönen Ausscheidungen von Markasit, gekommen ist.

Tektonogenese und Mineralisation im Norden unseres Gebietes

Hier, d. h. im Bereich des Piesberg-Pyrmonter Achsenfeldes (kurz: P.P.A.), fällt die Tektonogenese nach der herrschenden Auffassung erst in den subherzynischen Zyklus der saxonischen Ära (STILLES „cheruskische Phase“), d. h. in etwa die gleiche Zeit, in der sich die Osning-Achse in ihrer heutigen Ausbildung entwickelte.

Allerdings läßt sich die zeitliche Zuordnung der Bewegungen an der Osning-Achse besser absichern als am P.P.A. Da sich an der Osning-Achse das Turon einschließlich der Scaphiten-Schichten an der Tektonogenese noch sehr stark beteiligt und sich dann über die folgenden Schloenbachi-Schichten bis zum Coniac deutlich eine Beruhigung beobachten läßt, ist es möglich, die Heraushebung der Osning-Achse im Raume Bielefeld hauptsächlich an die Grenze Turon/Coniac zu stellen, was etwa der Ilseder Phase nördlich des Harzes entspricht (vgl. Kap. 2.4.).

Am P.P.A. sind die jüngeren Formationen, die von der Bruchfaltung noch erfaßt wurden, hingegen bereits restlos abgetragen. Auf dem Südwestflügel fehlen nicht nur alle kreidezeitlichen Sedimente, sondern selbst Dogger und Malm. Auf dem Nordostflügel liegen die erhaltenen Vorkommen dieser Erdzeitalter schon so achsenfern, daß nur mit Vorsicht Schlüsse auf die Zeit der Hebung des P.P.A. zulässig erscheinen. Zu solcher Vorsicht zwingt auch schon die Tatsache, daß es im Gebiet des Wiehen-Weser-Gebirges und seines nördlichen Vorlandes an mehreren Stellen zu Spezialfaltungen gekommen ist (Limberg-Achse, Wiehengebirgsflexur, Ellerburg-Achse, Holtenser Achse u. a.).

Die Schichtlücke, die sich am P.P.A. nach dem Lias (höchstens Unteren Dogger) auftut, findet erst mit den oligozänen marinen Vorkommen des Dobergs bei Bünde, der Tertiärversenkung von Dörentrup bei Lemgo und einigen weiteren Oligozän-Vorkommen ein Ende, so daß die Hebung des eigentlichen P.P.A. mit den lokalen Beweismitteln nur sehr allgemein als „post-liassisch“ und „prä-oligozän“ bezeichnet werden kann. Die Zuordnung des Achsenfeldes zu einer bestimmten saxonischen Phase kann sich daher z. Z. nur auf Argumente stützen, die außerhalb unseres engeren Raumes gewonnen wurden. Entsprechendes gilt auch für die dem Achsenfeld nördlich vorgelagerten Spezialsättel und die Wiehengebirgs-

flexur. Die zuletzt genannte wird von DIENEMANN (1939, S. 71) in den Erläuterungen zu den Geologischen Spezialkarten dem Miozän zugeschlagen; die genaue Zeit für die Entstehung dieser Flexur sei, so DIENEMANN, allerdings nicht anzugeben.

Als wichtiges Argument für das Alter des P.P.A. wird in der Literatur wiederholt der Fund eines Gerölles aus Karbonsandstein durch HAARMANN (1909) in den oberoligozänen Kalkmergeln von Astrup bei Osnabrück angeführt. Tatsächlich ergibt sich hieraus die Erkenntnis, daß die Aufsattelung des Piesberges, d. h. der bedeutendsten Erhebung im westlichen Teil des Achsenfeldes, vor dem Oberoligozän stattgefunden hat. Dies ist eine Erkenntnis, die der Doberg bei Bünde durch den Einschluß von Keuper- und Lias-Geröllen in analoger Weise für den mittleren Teil und die Dörentruuper Tertiärversenkung für den östlichen Teil des Achsenfeldes leisten.

Eine andere wichtige Beobachtung, die WEGNER und HAARMANN machten, teilt WEGNER (1926, S. 275) mit. Hiernach legen ich die Kalksandsteine des Oberen Campan der Stewweder Berge (Mittleres Mukronaten-Senon der älteren Nomenklatur) gefalteter Unterer Kreide auf. Nach ARNOLD (1968, S. 331) finden sich im Liegenden des Campan dort z. T. auch bereits Schichten des Purbeck, also oberster Jura. Jedenfalls wird das Obercampan von Haldem und Lemförde von seinem Liegenden durch eine beträchtliche Schichtlücke getrennt, in die deshalb in diesem Gebiet bedeutende Hebungen fallen müssen. Ob mit diesen Hebungen die des P.P.A. identisch sind, bleibt freilich unentschieden, weil man das Gebiet der Stewweder Berge nicht mehr ohne weiteres dem „Nordschenkel der Pymont-Osnabrücker Achse“ zurechnen darf, wie es WEGNER (1926, S. 275) tat.

Da sich in unserem Raum aber allgemein ein Fortschreiten der saxo-nischen Hebungen von Südosten nach Nordwesten feststellen läßt, darf man doch annehmen, daß die Hebung des P.P.A. mindestens ebenso früh wie die seiner nördlich vorgelagerten Spezialsättel und kaum jünger als die Osning-Achse ist. Dies bedeutet insgesamt, daß der nördliche Teil unseres Gebietes seine stärkste tektonische Beanspruchung — mit allen ihren möglichen Folgen auch hinsichtlich der Neubildung von Mineralien — nicht erst im Alttertiär (laramisch bis pyrenäisch) oder gar im Miozän, sondern bereits während des subherzynischen Zyklus erfahren hat.

Durch Studien von BOIGK (1968) ist die Auffassung, nach der das Piesberg-Pyrmonter Achsenfeld subherzynisch angelegt worden ist, gestützt worden.

Über das Alter der Holtenser Achse nördlich Hameln äußern sich NAUMANN und BURRE (1927, S. 7). Sie stellen fest, daß die mit der Aufsattelung bzw. Einmuldungen zwischen Hameln und dem Deister entstandenen Störungen „jünger sind als das Neokom, da dieses von ihnen mit verworfen ist“. Demgemäß kommt für den Holtenser Sattel eine subherzynische Bildung in Betracht.

Sind nun Schlüsse aus der Tektogenese für die Mineralneubildungen im nördlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes möglich?

Da entsprechende tektonische Parallelerscheinungen bisher nicht nachgewiesen wurden, wird eine jungkimmerische Mineralisationsphase aus tektonischer Sicht in Frage gestellt.

Erst recht scheidet nach unserer Meinung die Neubildung während des Tertiärs aus, wenngleich unser Gebiet, wie u. a. die Einmündung des Oligozäns am Doberg und die Versenkung oligozäner bis miozäner Schichten im Lipper Bergland beweisen, nach dem Oligozän noch einmal tektonischer Beanspruchung ausgesetzt war (Doberg-Phase n. WEGNER 1926, S. 288; jungtertiäre Phase; savische Phase). Bestände zwischen dieser Tektonik und den Mineralneubildungen im Norden unseres Gebietes eine Beziehung, dann müßte man erwarten, daß wenigstens die Kalksandsteine der Stewweder Berge — wenn nicht gar die Kalkmergel des Dobergs — an der beschriebenen Mineralisation noch beteiligt wären, was aber nicht zutrifft. Dies gilt für die Kalksandsteine des Obercampan in besonderem Maße, da sie sowohl für Kluft- wie für Drusenmineral-Ausscheidungen gute Voraussetzungen mitbringen. Zudem verfügen sie mit den zahlreich eingeschwemmten und synsedimentär abgelagerten, kleinen idiomorphen Quarzen aus dem Salinar des Purbeck (ARNOLD 1968, S. 331) über gute Kristallisationskeime für erneutes Mineralwachstum, ohne diese „genutzt“ zu haben. Hierin liegt ein Gegensatz zu den Voraussetzungen und dem Verhalten vieler Mergel, Kalke, Kalksandsteine und Sandsteine der Trias und des Jura und selbst noch des Wealden von Isenstedt, die auf Klüften und in Hohlräumen über zentimeterlange Bergkristalle ausbildeten.

Mit Bezug auf die Kluftmineralisationen im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung stellt auch STADLER (1971, S. 442) fest, daß sie im Campan und im Tertiär „fast ganz“ zu fehlen scheinen.

Wenn die Mineralneubildungen im nördlichen Teil unseres Gebietes ebenso wie die Tektogenese jünger als jungkimmerisch und älter als laramisch sind, so dürfen sie im weitesten Sinne den subherzynischen tektonischen Phasen zugeordnet und entsprechend als Bildungen einer „subherzynischen Mineralisationsphase“ verstanden werden. Speziell für die Kluftmineralisationen im Korallenoolith von Nammen, Bl. Minden, nimmt demgemäß STADLER (1971, S. 471) ein subherzynisches Alter an.

K l u f t s y s t e m e

Den Klüften und Kluftsystemen wurde in unserem Raum seit Beginn der Spezialkartierung zu Anfang unseres Jahrhunderts Beachtung geschenkt. Beobachtungen an den Kluftverhältnissen trugen, vor allem durch die Arbeiten von H. STILLE, zu wichtigen Einsichten in Ursachen und Verlauf tektonischer Vorgänge bei.

Manche der untersuchten Gebiete weisen freilich infolge ihrer Lage an besonders stark beanspruchten Stellen — wie etwa im Bereich der Umbiegung der Egge in den Teutoburger Wald bei Horn — ein recht unregelmäßiges, sehr engmaschiges Netz von Klüften auf, dessen Zurückführung auf einfache, große Linien nicht mehr möglich ist. Im allgemeinen jedoch lassen sich deutlich drei bis vier Hauptkluftrichtungen beobachten, nämlich die erzbergische (Streichen SW-NE), die herzynische (NW-SE), die rheinische (etwa N-S) bzw. eggische (NNW-SSE) und schließlich die sog. Falkenhagener Richtung (W-E). Die beiden zuerst genannten entsprechen

zugleich der Hauptrichtung des Faltenwurfes der Variskiden bzw. der saxonischen Bruchfalten Mitteleuropas mit ihren Längs- und Querbrüchen; die beiden anderen verdanken ihre Entstehung im allgemeinen nachfolgenden, überwiegend auf Zerrung beruhenden Störungen.

Wie heute vielfach angenommen wird und zum Teil auch nachgewiesen ist, gehen die saxonischen Störungen im Deckgebirge unseres Raumes zum großen Teil auf bereits im paläozoischen Grundgebirge angelegte Störungen und Schwächezonen zurück. Deshalb können in jeder der genannten tektonischen Phasen immer wieder die gleichen Störungen belebt und als Verwerfungen in das bewegte Hangendgestein projiziert werden. So finden wir die oben genannten Streichrichtungen der Klüfte bei uns als Streichschar ebenso in den ältesten wie den jüngsten Schichten und ebenso in Begleitung einer jungkimmerischen wie einer subherzynischen oder tertiären Tektogenese. Nur die Häufigkeit des Auftretens einer bestimmten Richtung im Verhältnis zu den anderen wechselt von Ort zu Ort und stellenweise auch von Phase zu Phase.

Hierin kann aber ein weiterer Ansatzpunkt für die Altersbestimmung wenigstens der Kluftmineralien liegen. So sind beispielsweise die Vererzung und sonstige Mineralisation im Gebiet des Schafberges bei Ibbenbüren den NW-SE bis W-E streichenden Hauptrandstörungen des Horstes gefolgt, die der subherzynischen Tektogenese angehören dürften (vgl. STADLER 1971, S. 457 f.), nicht aber den erzgebirgischen Sprüngen innerhalb der Karbonscholle, die bereits in der asturischen Tektogenese angelegt worden waren.

Für unser Gebiet liegen bisher keine Untersuchungen vor, die einer etwaigen Bevorzugung bestimmter Kluftrichtungen durch Mineralien gegolten hätten. Es ist uns im Rahmen dieser Arbeit ebenfalls nicht möglich gewesen, hierzu systematisch Beobachtungsmaterial zu sammeln. Immerhin sei auf einige Einzelergebnisse hingewiesen:

Bleiglanz und Calcit im Oberen Muschelkalk von Währentrop, Bl. Lage, wurden auf einer Haupt- und mehreren parallelen Nebenklüften mit rheinischem Streichen (N 10° E) ausgeschieden. Klufteneinfall 80° E. Demgegenüber zeigt die bleiglanzführende Kluft im Oberen Muschelkalk des Gemeindesteinbruches Oeynhausens, Bl. Steinheim, ein Streichen in Falkenhagener Richtung (N 80° E), die das dortige Gebiet beherrscht. Die Kluft steht saiger.

Der erwähnte Verlauf der bleiglanzführenden Klüfte ist für unsere Fragestellung — ohne freilich zu Schlüssen zu berechtigen — insofern beachtenswert, als die rheinische bis eggische Richtung der Störungen ein Charakteristikum der Abbrüche im Osten der Rheinischen Masse darstellt, die zum großen Teil bereits präkretazisch angelegt wurden.

Zu beachten sind ferner die Ausführungen von LOTZE (1931, S. 125) zur Frage der Zeitlichkeit der Entstehung des Falkenhagener Störungssystems, in dessen Rahmen auch die Tektonik um Oeynhausens, Bl. Steinheim, zu sehen ist. LOTZE stellt fest, daß er aus den allgemeinen Beziehungen, in denen die Grabenbildung des Falkenhagener Systems zur Osningsfaltung steht, schließen möchte, „daß sich die Hauptentwicklung der Störungszone über zwei Phasen erstreckte, so wie die Faltung des Osnings zum Teil präkretazisch, zum Teil postkretazisch-prämiözän ist“.

Durch diesen Hinweis auf bereits jungkimmerische Krustenbewegungen selbst im Gebiet der Osning-Achse und der Falkenhagener Störung erfährt unsere Auffassung, nach der die Mineralisation im Südosten und Süden unseres Gebietes bereits jungkimmerisch ist, eine weitere Stützung.

In diesem Zusammenhang müssen wir kurz auf die Beweisführung für das prämiozäne Mindestalter der Falkenhagener Störung eingehen. Als Argument hierfür diene zuerst MESTWERDT (1907), dann MESTWERDT und STILLE (1911, S. 39 f.), GRUPE (1927 c, S. 11) und schließlich auch noch LOTZE (1931, S. 125) die irrige Vorstellung, daß es sich bei der pleistozänen Mudde, die bei Nieheim auf Falkenhagener Störungen liegt, um ein miozänes Braunkohlenflöz handelte. Erst mit dem Erscheinen der 2. Auflage der Erläuterungen zu Blatt Steinheim (STILLE und MESTWERDT 1935) erfolgte die notwendige Korrektur.

Weitere Angaben zum Kluffbezug von Mineralneubildungen:

Zu der Calcit-Markasit-Ausscheidung im Unteren Muschelkalk bei Erpentrup, Bl. Driburg, kam es auf einer erzgebirgischen Kluff in Saigerstellung (Streichen N 50 ° E).

Die Neubildungen von Siderit und Fluorit sowie Calcit und Epi-Impsonit der Eisenerzlagerstätte Nammen in der Weserkette sind nach STADLER (1971, S. 471) im Anschluß an THIENHAUS (1969) an Zerungsspalten gebunden, die N 70 ° E streichen und im Fortstreichen der Abschiebungen des Wesergebirges liegen. „Jüngere, andersgerichtete Klüfte zeigen nur Calcit-Pyrit-Bildungen oder sind völlig steril.“ Wie kompliziert die Verhältnisse aber auch hier sind, zeigt die Beobachtung von TRIEBEL (1957), daß die Verteilung der Mineralparagenesen — trotz der einheitlichen Richtung der mineralisierten Klüfte — unterschiedlich ist. Während die Siderit-Fluorit-Gänge im gesamten Feld der Grube Nammen verbreitet sind, sollen sich die Calcit-Impsonit-Klüfte auf den westlichen Teil beschränken.

Aufgrund der uns bekannten Beispiele lassen sich, wie gesagt, für unseren Raum noch keine weitergehenden Schlüsse ziehen. Vielmehr lassen umgekehrt manchmal bestimmte Mineralien, wie etwa der erwähnte Bleiglanz von Währentrup, Schlüsse auf das Mindestalter der jeweiligen Kluff zu.

Von besonderem Interesse sind natürlich auch solche Klüfte, die bereits vorhandene Mineralneubildungen nachträglich noch verworfen haben. So sind die Quarz-Calcit-Aggregate des Steinmergelkeupers (km4) nicht selten durch jüngere Klüfte verworfen. Ein Beispiel hierfür bietet der aufgelassene Steinbruch am Westhang des Rusch-Berges, Bl. Vlotho, wo mehrere bis 20 cm starke Aggregatlinsen solche Störungen zeigen. Als besonders auffälliges Beispiel für die tektonische Störung von schichtkonformen Pyritlagen im Steinmergelkeuper sei hier die aufgelassene Mergelgrube SW Hunnenburg bei Bonneberg, Bl. Vlotho, genannt, wo Pyritbänder an Klüften bis 1 m verworfen (oder ausgewalzt) worden sind.

2.4. Alter der Neubildungen in den Nachbargebieten

Wenngleich nicht auszuschließen ist, daß die Mineralneubildungen schon im Raume Osnabrück, im Bergland östlich der Weser oder in der

Westfälischen Bucht ein abweichendes Alter — und evtl. auch abweichende Ursachen — im Verhältnis zum eigenen Beobachtungsgebiet aufweisen, kann der Vergleich der Ergebnisse doch dazu beitragen, das hier gewonnene Bild noch einmal kritisch zu überprüfen und abzurunden.

Die bekanntesten Mineralneubildungen in der Nachbarschaft finden sich in den Karbon- und Zechsteinhorsten von Piesberg, Hüggel und Schafberg bei Osnabrück und Ibbenbüren. Allerdings stellten wir fest, daß die verschiedenen Autoren gerade hier zu recht unterschiedlichen Auffassungen gekommen sind. Da es nicht unser Ziel war, diese verschiedenen Auffassungen zu überprüfen, beschränken wir uns auf die Berichterstattung.

Nach LOTZE (1953) ist die Sideritbildung in den Zechsteinkalken des Hügfels, wofür Argumente aus der Tektonik dieses Gebietes angeführt werden, postkretazisch und präoligozän. Die Mineralisation wird von LOTZE demgemäß der laramischen bis pyrenäischen Orogenese zugeordnet.

Im Gegensatz hierzu vertritt SCHREYER (1968) eine Zweiphasigkeit der Mineralneubildungen in den genannten alten Schollen. In die erste Phase, die als varistisch bezeichnet wird, verlegt SCHREYER die Siderit-Metasomatose der Kalke des Unteren Zechsteins; sie sei „älter als jede Kluffbildung“ (S. 20). In der zweiten Phase der Mineralisation, die einen „klaren Bezug zu tektonisch geschaffenen Klüften und Spaltensystemen“ (S. 83) aufweise, sollen die Sulfide (Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Kupferkies) sowie Baryt, Quarz und Carbonate ausgeschieden worden sein. Die Wirkungen dieser zweiten Phase sollen sich nicht auf den Unteren Zechstein beschränken, sondern auch in den jüngeren Formationen nachweisbar sein, die zu den paläozoischen Horsten in Kontakt stehen. SCHREYER hält diese Mineralisationsphase — im Anschluß an LOTZE (1953) — für alttertiär.

Zu wieder anderen Ergebnissen ist STADLER (1971) gekommen. Zwar ist auch nach STADLER ein deutlicher Bezug zwischen der Tektonik (und zwar der Zerrungstektonik, die anlässlich der Heraushebung der Horste entstand) und der Mineralisation im Bereich dieser Horste zu erkennen. Der Übergang von der carbonatischen Hauptphase, in der vorwiegend Siderit und Quarz ausgeschieden wurden, zu einer sulfidischen Nachphase, in welche die Bildung von Bleiglanz, Zinkblende, Schwefelkies, Calcit und Baryt fiel, sei jedoch durchaus fließend. Nichts spreche dafür, „daß diese im Stoffbestand unterschiedlichen Mineralisationen durch eine größere zeitliche oder tektonische Zäsur getrennt sind“ (S. 452). Die Beschränkung der eigentlichen Erzbildungen (Siderit) auf den Zechstein führt STADLER auf eine selektive Metasomatose (S. 467) zurück, wie sie auch bei anderen Lagerstätten beobachtet worden ist. Das Alter des Mineralisationszyklus im Osnabrücker Raum läßt sich, wie STADLER ausführt, mit Sicherheit als post-triassisch bestimmen, denn auch Buntsandstein und Rhät sind in der Nähe der Randstörungen der Carbonhorste durch Eisenglanz, Schwefelkies und Calcit (HAACK 1909) bzw. Bleiglanz an der Mineralisation beteiligt. Ebenfalls sicher ist, daß die Heraushebung der Horste bereits vor dem Oberen Oligozän stattgefunden hatte. Ob sie im einzelnen — und mit ihr die Mineralisation — noch jungkimmerisch (Hils-Phase des Neokom) oder erst subherzynisch oder gar erst im

Alttertiär erfolgt ist, kann aber nicht mit voller Sicherheit gesagt werden. Gegen die Zuordnung zum Alttertiär durch LOTZE erhebt STADLER jedoch Einwände.

Schließlich sind in diesem Zusammenhang die Altersbestimmungen von Bleiglanz im Osnabrücker Raum mit Hilfe der Massenspektrometrie durch LENZ (1972, S. 82) zu erwähnen. Danach bildete sich der im Schafberg beobachtete Bleiglanz bereits im Carbon, während sich der Bleiglanz im Zechstein des Hügels als oberjurassisch bis unterkretazisch, also jungkimmerisch erwies.

In letzter Zeit haben Mineralneubildungen auf Klüften im Quarzit des Oberen Oxford im Gehn in Sammlerkreisen Aufsehen erregt. Über Bergkristalle bis 5 cm Größe, die dort gefunden wurden, hat SCHÖNFELDER (1971) eine Notiz veröffentlicht. Die Altersfrage wird nicht diskutiert; selbstverständlich gehören diese Neubildungen jedoch zu einer saxonischen Mineralisationsphase.

Nördlich unseres Gebietes wurde die Struktur von Rehden zwischen Quakenbrück und Uchte durch FABIAN u. a. (1957), MEMPEL (1962), FABIAN (1963) sowie STADLER (1971) näher untersucht. Die dort beobachtete Mineralisation mit Siderit, Quarz, Sulfiden (Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende) sowie Baryt in Drusen und auf Klüften ist derjenigen der Carbonhorste des Raumes Osnabrück sehr ähnlich, abgesehen vom hohen Strontiumgehalt des Baryts. Weitere Besonderheiten, auf die STADLER (1971, S. 476) hinweist, sind u. a. das Auftreten von dichten, gelblichen Aggregaten der Chlorit-Varietät Leuchtenbergit im Carbon der Rehden Struktur und von blauem und weißem Kupferglanz, Kupferkies, Bornit und Tennantit, die den dortigen Buntsandstein imprägnieren. Diese Kupfererze „stehen zumeist mit idiomorphen Dolomitmikrokristallen in räumlicher Verbindung“. Bleiglanz tritt in der Struktur von Rehden im Carbon, Zechstein, Buntsandstein und Wealden auf. Da für den Bleiglanz des Carbons und Zechsteins dort ein etwa permisches Alter ermittelt wurde (LENZ 1972, S. 82), fällt die Mineralbildung, wie im Raum Osnabrück, auch hier in zwei Mineralisationszyklen, nämlich in den varistischen und in den saxonischen Zyklus. Die saxonische Mineralisation erfolgte, da die tertiäre Tektonik verhältnismäßig gering ist, wahrscheinlich in der subherzynischen, vielleicht aber auch bereits am Ende der jungkimmerischen Tektogenese. Eine genaue Festlegung ist z. Z. nicht möglich.

Weiter östlich liegt die Beobachtung von Mineralneubildungen bei Uchte vor, die zwar alle im Carbon liegen, deren Ausscheidungsfolge: Quarz — Siderit — Fluorit — Quarz — Kupferkies nach STADLER (1971, S. 477) jedoch für varistische Bildungen ungewöhnlich ist. Ihre große Ähnlichkeit mit den Siderit-Fluorit-Gängen im Korallenoolith der Grube Wohlverwahrt-Nammen lasse auf eine „gemeinsame, ascendent-hydrothermale Entstehung in post-jurassischer Zeit“ schließen.

Östlich unseres Arbeitsgebietes wurde der Trochitenkalk des Oberen Muschelkalks durch HOFMEISTER, SIMON und STEIN (1972) auf seine Mineralneubildungen untersucht. Dabei wurden Bleiglanz und Baryt auf Klüften und in Gängen im Kulf bei Alfeld und in den Giesener Bergen bei Hildesheim sowie die gleichen Mineralien zusammen mit Zinkblende in Drusen am Bentherr Berg, Bl. Gehrden bei Hannover, festgestellt. Beim

Baryt dieser Vorkommen handelt es sich allerdings, genau genommen, um „Barytocoelestin“, d. h. um Coelestin mit 12—26 % Baryt (S. 20). An anderen Stellen, z. B. bei Wetteborn und Westerberg NW Gandersheim, wurden in Drusen im Trochitenkalk außer Calcit bisher nur Bleiglanz und ? Zinkblende beobachtet.

Im Bergland beiderseits der Weser unterhalb von Holzminden beschränkten sich die Mineralfunde in Drusen im Trochitenkalk auf Calcit und Bleiglanz. Fundstellen sind hier, u. a. nach GROETZNER (1962), die Orte Osterbrak (Bl. 4023 Eschershausen), Forst (Bl. 4122 Holzminden), Hehlen (Bl. 4022 Ottenstein) und Dunsen (Bl. 3924 Gronau). Daß im Oberen Muschelkalk dieses Gebietes auch Baryt und Quarz (als Bergkristall) in Drusen vorkommen, haben wir bereits im ersten Teil unserer Studie (BÜCHNER u. SERAPHIM 1973, S. 35) vermerkt.

Der Versuch von LENZ, das Modell-Alter des Bleiglanzes der Kulfproben massenspektrometrisch zu bestimmen, blieb leider letztlich erfolglos (sog. negatives Alter), weil bei diesem Vorkommen die Voraussetzungen für die Anwendung des spezifischen Verfahrens nicht erfüllt sind. Nach seinem Gehalt an Spurenelementen schließt sich das Bleiglanz-Vorkommen des Kulf jedoch eher an den Helpuper Bleiglanz, der jungkimmerisch ist, als an die Bleiglanz-Vorkommen nördlich unseres Arbeitsgebietes an.

Aufgrund tektonischer Befunde schließen HOFMEISTER, SIMON und STEIN (1972, S. 71), daß die Erzgänge und vererzten Klüfte im Kulf und in den Giesener Bergen bei der Verstellung des Trochitenkalkes im Zusammenhang mit der Entwicklung der Hils-Mulde bzw. des Sarstedter Salzstockes entstanden sind. „Die mit der Bildung von Klüften und Störungen verbundenen Hauptbewegungen in diesen Räumen erfolgten vorwiegend in der Kreide- und z. T. noch in der Tertiär-Zeit... Die tektonischen Bewegungen überdauerten stellenweise den Absatz des Bleiglanzes. In welchem Teilabschnitt des tektonischen Bewegungsablaufes das Erz abgesetzt wurde, ist nach den geologischen Beobachtungen allein nicht festzustellen.“ Nach unserer Auffassung sollte hierfür die Feststellung von MEMPEL (1962), daß die Obere Kreide und das Tertiär im Raume Hildesheim erzfrei sind, als Argument Verwendung finden. Auch die Tatsache, daß hier Parallelen zum Südosten und Süden unseres eigenen Arbeitsgebietes vorliegen, verdient Beachtung (vgl. Kap. 2.2.).

Für die Untere Kreide von Farmsen bei Hildesheim weist SCHMITZ (1965) als Mineralien, die vermutlich während oder kurz nach der Diagenese in Geoden gebildet wurden, u. a. Siderit, Manganspat, Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit, Kupferkies, Calcit und Quarz nach.

Südlich unseres Arbeitsgebietes, in der formationskundlich relativ eintönigen Westfälischen Kreidebucht, sind mit den Coelestin- und Strontianit-Vorkommen des Kernmünsterlandes und dem Bleiglanz von Blanckenrode am Ostrand der Kreidemulde ebenfalls einige Neubildungen bekannt. Hinzu kommen Mineralneubildungen im devonischen Massenkalk von Bleiwäsche u. a., die wenigstens zum Teil der saxonischen Tektonogenese zuzuordnen sind.

Nach SCHÖNE-WARNEFELD (1966) handelt es sich beim Coelestin, der bei Bohrungen im Kalk- und Tonmergel des Oberturons angetroffen

wurde und der Lager und Linsen von mehreren Dezimetern Mächtigkeit bildet, um frühdiagenetische Ausscheidungen. SCHERP und STRÜBEL (1974, S. 165 f.) bringen diese Vorkommen, obgleich sie stratiform entwickelt sind, aus Gründen, die hier nicht erörtert werden können, hingegen doch mit der saxonischen Bruchtektonik dieses Raumes in Verbindung.

Die genannten Verfasser nehmen an, daß die Lösungen, aus denen Coelestin ausgeschieden wurde, im Alttertiär auf saxonisch gebildeten Störungen aus den paläozoischen Sedimentgesteinen des Grundgebirges in das kretazische Deckgebirge übertraten. Auch für den Strontianit der Kalke und Mergel des Senons (Santon und Campan), der in diskordanten Gängen auftritt, nehmen SCHERP und STRÜBEL die saxonische Tektonik des Tertiärs in Anspruch. Während der Coelestin auf die ältere Oberkreide beschränkt ist, findet sich Strontianit umgekehrt nur in den jüngeren Ablagerungen der Oberen Kreide. SCHERP und STRÜBEL erklären dies damit, daß die aufsteigenden strontiumhaltigen Wässer durch den Emscher-Mergel (Coniac) gestaut wurden, weil dieser, wie sie vermuten, im Tertiär noch zu wenig verfestigt war, um sich an der saxonischen Bruchtektonik zu beteiligen und dadurch wegsam zu werden.

Unseres Erachtens zieht diese Argumentation eine Konsequenz nach sich: Wenn man annimmt, daß der undurchlässige Mergelton des Coniac den Lösungen den Durchtritt in das Hangende, d. h. in die Kalke und Mergel des Santon und Campan verwehrte, dann stellt sich die Frage, weshalb jene Lösungen, aus denen Strontianit ausgeschieden wurde, den Durchgang fanden. Das wäre doch nur dann verständlich, wenn die Neubildung von Strontianit in einer jüngeren Phase erfolgt wäre, als auch das Coniac bereits diagenetisch verfestigt und tektonisch beansprucht war. Dies aber führt zu der Vorstellung zweier verschiedener Mineralisationsphasen.

Andernfalls müßte die Bildung des Coelestins, entsprechend der Auffassung von SCHÖNE-WARNEFELD, synsedimentär erfolgt sein.

Ein anderes Vorkommen von Mineralneubildungen liegt bei Bleiwäsche, Bl. Madfeld, wo im Eskesberger Kalk des Mitteldevons auf Gängen und in Nestern Bleiglanz, Kupferkies, Buntkupfererz, die Kupfererzderivate Malachit und Azurit, Quarze (als milchigtrübe Doppelender, aufgewachsene dunkle Morione, rote Eisenkiesel, gelbe Citrine) sowie Calcit (in unterschiedlichem Habitus) vorkommen. An anderen Stellen gibt die Geologische Spezialkarte im gleichen Gestein Baryt-Gänge in Verbindung mit Bleiglanz an.

Für unsere Fragestellung ist wesentlich, daß Baryt und Bleiglanz auch im Cenoman des Deckgebirges vorkommen (PAECKELMANN und KÜHNE 1936, S. 59), dessen Reste stellenweise noch erhalten sind. Auch oberhalb des Massenkalkes der Brüche J. Eley, Bleiwäsche, beobachteten wir in einem isolierten Block aus glaukonitischem Sandstein, der ebenfalls ein Rest der ursprünglich flächenhaften Cenomandecke sein dürfte, Bleiglanz.

Wie auch das ausgebeutete Bleiglanz-Zinkblende-Vorkommen im Cenoman-Kalk von Blankenrode („Bleikaulen“), nur 15 km NE Bleiwäsche, erkennen läßt, erfolgte die Mineralisation in diesem Gebiet, abgesehen

von varistischen Bildungen im Grundgebirge (vgl. HOYER et al. 1974), in einer subherzynischen oder tertiären Phase, wie das auch zumindest für die Strontianit-Ausscheidungen im Gebiet der Westfälischen Bucht galt.

3. ZUSAMMENFASSUNG VON TEIL 2 UND AUSBLICK AUF DEN SCHLUSS

Mit dem vorliegenden zweiten Teil unserer Studie finden die lagerstättenkundlichen Forschungen einen vorläufigen Abschluß. Darüber hinaus setzen wir uns bereits mit der Frage des Alters der beschriebenen Mineralneubildungen auseinander. Die vorgesehene Erörterung des Ursachenproblems muß einem abschließenden Teil vorbehalten bleiben. Dabei werden ebensowohl Beiträge der Geophysik und Geochemie wie der Bädergeologie u. a. zu beachten sein.

Durch die weitere Erkundung der Minerallagerstätten, vor allem auch der jüngeren Formationen, wurde das sich bereits in Teil 1 der Studie abzeichnende Bild wesentlich erweitert. Korrekturen der bisherigen Ergebnisse waren nicht erforderlich, wohl aber Ergänzungen möglich, wozu sowohl eigene Beobachtungen als auch Beiträge von Mitgliedern des Nat. Ver. Bielefeld beitrugen.

Als wichtigste Ergänzung zu den älteren Formationen darf die Erstbeschreibung derber Coelestin-Aggregate im Wellenkalk im Südosten unseres Arbeitsgebietes gelten. Für wesentlich, wenn auch durch weitere Untersuchungen noch fortführbar, halten wir auch die für den Südosten nachgetragenen Beobachtungen über die Umkristallisation von Kalkooiden im Trochitenkalk im Bereich bleiglanzführender und anderer größerer Störungen.

Im nördlichen Teilgebiet, das sich gegenüber dem südlichen und südöstlichen auch weiterhin deutlich absetzt, konnten wir unsere bisherigen Beobachtungen durch wichtige Mineralfunde im Trochitenkalk von Alverdissen und im oberen Gipskeuper auf dem Buhn sowie bei Reinerbeck abrunden. Beachtlich sind hier, neben den üblichen zahlreichen Mineralneubildungen dieses Gebietes, vor allem die Albit-Neubildungen und ein erstes Vorkommen von Drusen-Bleiglanz als Vorläufer der Bleiglanz-Vorkommen im nordwestlich anschließenden Gebiet des Bramscher Massivs.

Mit den Schiefertönen des Lias und Dogger fanden wir kluffarme Schichten vor, in denen sich die Mineralneubildungen im wesentlichen auf die Geodenlagen konzentrieren. Während in der Osning-Zone und der südlichen Herforder Liasmulde als Schwundrißfüllungen nur Calcit, Baryt, Pyrit, Zinkblende und Bleiglanz auftreten, hat der Norden als für ihn typische Mineralneubildungen zusätzlich Quarze (als Bergkristalle und Morione) und idiomorphe Ankerit-Dolomit (z. T. mit Hämatit-Einlagerungen) aufzuweisen.

Diese Mineralneubildungen kleiden dort zusammen mit Zinkblende, Bleiglanz, Pyrit und derbem Baryt in einer charakteristischen Paragenese auch die Hohlkammern von Ammoniten aus. Häufig sind hier auch Asphalt-Ausscheidungen. Die zu den Mineralneubildungen führenden Prozesse spiegeln sich ebenfalls in den Ooiden der oolithischen Flöze, wo die Primärstrukturen häufig durch Calcit- und Siderit-Neubildungen und selbst idiomorphe Quarze in den Ooiden ersetzt sind. In den bankigen Kalken des Oberen Oxford der Weserkette beobachteten wir als Kluffmineralien Siderit, Calcit und Fluorit sowie Epi-Impsonit. In Drusen kommt hier zusammen mit Calcit auch tafelförmiger Baryt vor, eine Mineralgesellschaft, an deren Stelle in anderen Drusen auch Calcit, Coelestin, Pyrit, Markasit und Bergkristall treten.

Aus dem Wiehengebirge westlich der Porta Westfalica wurden aus verschiedenen Unterstufen des Malm bisher vor allem Bergkristall, Pyrit und

Calcit bekannt, aus dem Gebiet des nördlich vorgelagerten Ellerburg-Sattels auch Dolomit als Drusenmineral.

Die verhältnismäßig reiche Mineralisation im Norden unseres Gebietes erstreckt sich bis ins Untere Valendis, wobei auch die Anthrazitisierung der Kohle des Wealden zu beachten ist.

Oberes Valendis, Hauterive, sonstige Untere und Obere Kreide sowie Tertiär sind im gesamten Untersuchungsgebiet frei von wesentlichen Mineralneubildungen. Nur die Verkieselung der Sandsteine und des Flammenmergels im Südosten, deren Untersuchung noch nicht abgeschlossen werden konnte, ist eine mögliche Ausnahme. Die Ausläufer des jungtertiären Basaltvulkanismus Hessens haben im Südosten unseres Gebietes, abgesehen vom Kontaktgestein, anscheinend keine Mineralneubildungen bewirkt.

Aufgrund der vorgefundenen Mineralparagenesen besteht kein Anlaß, irgendwo in unserem Untersuchungsgebiet eine echte Mehrphasigkeit der Mineralisation innerhalb des saxonischen Mineralisationszyklus anzunehmen.

Aufgrund des Vergleichs der verschiedenen Formationen kommen wir zu der Auffassung, daß die Mineralneubildungen in allen Teilen unseres Gebietes bereits jungkimmerisch sind, wobei im Süden und Südosten eine endjurassische, im Norden aber eine altkretazische Phase maßgeblich gewesen sein dürfte. Dies bedeutet, daß die Mineralisation in der Osning-Zone und im Norden unseres Gebietes älter als die hauptsächliche tektonische Phase ist, die erst in den subherzynischen Zyklus fällt. Im Südosten werden jungkimmerische Krustenbewegungen für mehrere saxonische Achsen in Anspruch genommen, aber auch in der Osning-Zone sind sie nachgewiesen. Der Kluft-Bleiglanz von Währentrup im Osning weist ein endjurassisches Modellalter auf. Im Norden unseres Gebietes ist eine ältere tektonische Phase bisher nur am Ellerburg-Sattel nördlich des Wiehengebirges nachgewiesen. Die Tektonik kann hier deshalb nicht in gleichem Maße als Argument für eine jungkimmerische Mineralisation angeführt werden wie im Süden und Südosten.

Ob in unserem Gebiet eine Bindung oder Bevorzugung von bestimmten Klüften durch Mineralneubildungen besteht, ist bisher zu wenig untersucht, um Schlüsse ziehen zu können.

Das Alter der Mineralneubildungen in den Nachbargebieten wird in der einschlägigen Literatur uneinheitlich beurteilt. Vor allem bei älteren Arbeiten läßt sich die Tendenz erkennen, Tektogenese und Mineralisation erst in das Tertiär oder an die Wende Kreide/Tertiär zu stellen. Einige jüngere Veröffentlichungen, so die von STADLER (1971), LENZ (1972) und MEMPEL (1962) lassen für den westlich, nördlich und östlich anschließenden Raum eine bereits jungkimmerische Mineralisation möglich erscheinen. Südlich unseres Gebietes hat die Mineralisation des oberkretazischen Deckgebirges erst in einer subherzynischen oder tertiären Phase stattgefunden.

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

Aufschluß	Erdzeit- alter, Abk.	Geol. Spezialkarte	Rechts- wert	Hoch- wert
+ Basalt-Br. am Uhlen- Berg bei Sandebeck	Tertiär (bm?)	Horn- Sandebeck	3499.030	5742.360
+ Mg. am Doberg bei Bünde	Tertiär, Oligozän, bo	Herford-West	3473.600	5783.400
Br. C. Foerth, Oerlinghausen	Obere Kreide kro 2 gamma und delta	Brackwede	3476.680	5757.080
+ Gemeinde-Br. Schlangen, Langes Tal	kro 2 delta	Horn- Sandebeck	3490.450	5741.750
Br. H. Dröge, Amshausen, Jakobs-Bg.	kro 2 beta	Halle i. W.	3459.960	5766.260
Br. Kozian u. Frauens, Ravensburg bei Borgholzhausen	kro 1 beta und gamma	Bockhorst (nicht spezialkartiert)	3451.600	5772.730
Br. W. Diekmann, Hesseltal	kro 1 beta und gamma	Halle i. W.	3454.650	5771.800
Br. H. Blomeyer, Freden-Bg.	kro 1 beta und gamma	Halle i. W.	3457.800	5770.000
Br. H. Müller, Künsebeck	kro 1 beta und gamma	Halle i. W.	3459.000	5767.640
+ Br. am Hangstein, Berlebeck	Untere Kreide Flammen- mergel kru 2 beta	Horn- Sandebeck	3491.240	5750.850
+ Br. an der Stern- schanze, Hiddesen	kru 2 beta	Lage	3488.300	5754.000
+ Br. Pape, Eberg, b. Whs. Hubertus	Untere Kreide Osningsand- stein, kru 1	Brackwede	3470.480	5761.030
Tg. E. Rauch, Heisterholz	Untere Kreide Unter- Hauterive, khu	Petershagen	3496.830	5802.070
Tg. E. Rauch, Nordholz-Harrienstädt	khu	Petershagen	3492.900	5803.200
Tg. H. Hollmann, südl. Ovenstädt	khu und Ober- Valendis, kvo	Petershagen	3497.920	5807.040
Tg. Zgl. Mindener Wald	kvo	Hartum	3485.340	5804.940
+ Tg. Zgl. Görges, Isenstedt	Wealden kru w, kw	Lübbecke	3475.700	5802.080

+ Br. am Blauen See, Lerbeck (gesperrt)	Malm, Mittl. u. Ob. Kimme- ridge, jw 3-4	Minden	3495.000	5790.400
Br. Kruse, N-Hang d. Papenbrink	Malm, Mittl. Kimmeridge, jw 3 beta	Bückeburg	3504.050	5787.900
Schaumburger Brüche, Messings-Bg. b. Schloß Arensburg	Malm, Korallenoolith jw 2	Bückeburg	3508.600	5787.100
Br. E. Meyer, Osthang d. Königs-Berges	jw 2	Minden	3496.840	5789.740
Tagebau Barbara, Nammen, Wülpkcr Egge	Korallenoolith jw 2	Minden	3500.700	5788.750
Br. F. Störmer, Wallücke	Malm, Heer- sumer Sch. jw 1 und jw 2 (Wiehen- Quarzit)	Oeynhausen	3483.580	5793.440
Br. H. Pott, Lutternsche Egge	Dogger, Orna- tenton, jb 8 u. Malm, jw 1-2	Oeynhausen	3487.140	5791.960
Br. G. Masloh, Haddenhauser Berg	Dogger, jb 7-8, Malm, jw 1-2	Oeynhausen	3486.540	5791.960
Br. A. Schneider & Co., N-Hang Häverstädter Berg	Dogger, jb 8, Malm, jw 1	Minden	3491.000	5790.960
SW-Hang Jakobs-Berg, Porta Westfalica	Dogger, Orna- ten-Tone jb 8	Minden	3494.800 3494.860	5790.200 5789.950
Halden am S-Hang d. Häverstädter Berges, WNW Wedigenstein	Dogger, Macro- cephalen-Sch., jb 7 (Witt.-Flöz)	Minden	3491.500	5790.400
Br. F. Bruns, W-Hang d. Reine-Berges	Dogger, Corn- brash, jb 5	Quernheim	3474.300	5795.400
Tg. Belz-Mühle östl. Jöllenbeck	Lias, Amal- theen-Sch., jl delta 1	Bielefeld	3470.180	5773.550
Tg. H. Stork, Pödinghausen, Im Oldinger Sundern	jl delta 1	Herford-West	3469.100	5775.500
+ Tg. Zgl. Spilker, Berghagen b. Werther	jl gamma u. delta	Halle i. W.	3458.440	5771.200
Tg. Zgl. Rath, Nieheim	Lias, Arieten- Sch. (u. a.), jl alpha 3	Steinheim	3508.600	5742.220
Tg. Zgl. In den Blessen, Buer	jl alpha 2-3	Melle	3459.280	5789.380
+ Mg. östl. d. Straße Reinerbeck—Reine	Steinmergel- keuper, km 4	Aerzen	3513.220	5768.200

+ Mg. Am Schlenkersbrink	km 4	Vlotho	3490.860	5784.750
Br. Beller, Niesen	Ob. Muschelkalk, mo 1-2	Willebadessen	3509.760	5721.800
+ Br. am Latt-Berg bei Entrup	mo 1-2	Steinheim	3509.700	5743.680
+ Br. am S-Hang d. Stein-Berges bei Bad Driburg	mo 1-2	Driburg	3502.970	5732.100
Br. F. Schneidewind, Alverdissen	mo 1-2	Bösingfeld	3509.200	5765.700
+ Gemeindesteinbruch Oeynhausens	mo 1	Steinheim	3503.920	5741.220
Br. Von und Zur Mühlen, Erpentrup	Unt. Muschelkalk, mu 2	Driburg	3500.620	5739.750

ZITIERTE LITERATUR

- ARNOLD, H.: Das Obercampan des Stemweder Berges und seine Fauna. — Veröff. Überseemus. Bremen, Reihe A, 3, Heft 6, S. 273 — 342, Bremen 1968.
- BEYER, H.: Über die Entstehungsursachen von Szepterquarz und andere ungewöhnliche Wachstumsformen am Quarz. — Der Aufschluß, 24, H 9, S. 344 — 349, Göttingen 1973.
- BOIGK, H.: Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. — Geol. Jb., 85, S. 861—900, Hannover 1968.
- BÜCHNER, M. u. SERAPHIM, E. Th.: Mineralneubildungen im saxonischen Bruchfaltengebirge des Unteren Weserberglandes. Teil I: Karbon bis Keuper. — Ber. Nat. Ver. Bielefeld, 21, S. 17—95, Bielefeld 1973.
- BRAITSCH, O. (Herausgeber), TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Teil 2, Textband, 822 S., 259 Abb., 16 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1967.
- BURRE, O.: Erl. Bl. Bielefeld, s. MESTWERDT u. BURRE 1926.
- BURRE, O.: Erl. Bl. Hameln, s. NAUMANN u. BURRE 1927.
- CLAUSEN, C. D.: Ein Inkohlungsprofil usw., s. HOYER et al. 1974.
- DAHM-ARENS, H.: Entstehung der Eisenschwarten in den Kreidesanden Westfalens. Mit einem mineralogischen Beitrag von H. PIETZNER. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 21, S. 133—142, Krefeld 1972.
- DIENEMANN, W.: Erl. z. Geol. Karte von Peußen u. benachbarten dtsch. Ländern, 1 : 25 000, Blätter Melle, Quernheim, Oeynhausens. Lief. 347, Nr. 2013, 2014, 2015. — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1939.
- DIENEMANN, W., u. FRICKE, K., mit Beiträgen von W. HARRE, R. SCHMIDT-BERGER u. S. SCHNEIDER: Mineral- und Heilwässer, Peloide und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. — In d. Reihe: Geologie u. Lagerstätten Niedersachsens, Bd. 5. Die Lagerstätten und ihre Bewirtschaftung, 5. Abtlg., Göttingen 1961.
- DUNKER, W.: Bemerkungen über das Vorkommen einiger Mineralsubstanzen in den Oolithgebilden der Wesergegenden. — Ber. Ver. f. Naturkunde zu Kassel, Kassel 1838.

- ERKWOH, F.-D., KNAUFF, W., u. WORTMANN, H.: Das Wealdenprofil von Isenstedt, Kreis Lübbecke (Westf.).— Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 7, S. 383—402, Krefeld 1964.
- FABIAN, H.-J., MÜLLER, G., u. ROESE, K. L.: Eine sideritisch-sideroplesitische Vererzung in einer Zechstein-Bohrung des Erdgasfeldes Rehden (Krs. Diepholz). — N. Jb. Geol. Pal., Abh., 105, S. 205—219, Stuttgart 1957.
- FABIAN, H.-J.: Das Jungpaläozoikum zwischen Diepholz und Twistringen (Konzession Ridderade) und seine Erdgasführung (mit Anhang: ROESE, K. L.: Zum tektonischen Bau der Struktur Rehden).— Erdoel-Z., Kongreßausgabe, S. 33—49, Wien u. Hamburg 1963.
- FRICKE, K.: Mineral- und Heilwässer ... in Niedersachsen usw., s. DIENEMANN u. FRICKE 1961.
- FÜCHTBAUER, H.: Die nichtcarbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalkes mit besonderer Berücksichtigung der Mineralneubildungen. — Heidelbg. Beitr. Min. u. Petrogr., 2, S. 235—254, Berlin 1950.
- FÜCHTBAUER, H., u. MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, Teil II. — 726 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- GROETZNER, J.-P.: Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen des Oberen Muschelkalkes im südöstlichen Niedersachsen zwischen Weser und Oker. — Diss. T. H. Braunschweig, 124 S., Braunschweig 1962.
- GRÜNHAGEN, H.: Mineralogische Untersuchung von 3 Proben aus dem Wealden von Mbl. Lübbecke (3617). — Unveröff. Ber. Archiv Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1966.
- GRUPE, O.: Erl. Bl. Eschershausen, s. v. KOENEN u. GRUPE 1910.
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Schwalenberg. Lief. 251, Nr. 2296, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1927.
- GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Minden. Lief. 330, Nr. 2016, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1933.
- HAACK, W.: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. — Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. 29, S. 458—531, Berlin 1909. — Inaugural-Dissertation d. Univ. Göttingen, 78 S., Berlin 1908.
- HAARMANN, E.: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. — Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. für 1909, 30, Teil I, S. 1—58, Berlin 1909.
- HAMM, F.: Einführung in Niedersachsens Erdgeschichte. — 333 S., Hildesheim u. Leipzig (Lax) 1938.
- HARBORT, E., KEILHACK, K., u. STOLLER, J.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Bl. Lage. Lief. 197, Nr. 4018, — Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1917.
- HOFMEISTER, E., SIMON, P., u. STEIN, V., u. a.: Blei und Zink im Trochitenkalk (Trias, Oberer Muschelkalk 1) Nordwest-Deutschlands. — Geol. Jb., Reihe D, H 1, 103 S., Hannover 1972.
- HORSTMANN, G., u. MAIER, D.: Neue Sauriergewölle aus dem Bielefelder Dogger. — Der Aufschluß, 8, H 1, S. 17—21, Göttingen 1957.
- HOYER, P., CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K., TEICHMÜLLER R., THOME, K. N.: Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsauerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 24, S. 161—172, Krefeld 1974.
- KEILHACK, K.: Erl. Bl. Lage, s. HARBORT, KEILHACK u. STOLLER 1917.

- KENTER, E.: Bergbau im Lande Lippe. — 71 S., Detmold (Tölle) 1954.
- KNAUFF, W.: Das Wealdenprofil . . . usw., s. ERKWOH, KNAUFF u. WORTMANN 1964.
- KOENEN, A. v., GRUPE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Bl. Eschershausen. Lief. 152. — Berlin 1910.
- KÜHNE, F.: Erl. Bl. Madfeld, s. PAECKELMANN u. KÜHNE 1936.
- 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.
- LENZ, H.: Altersbestimmungen von Bleiglanz usw., s. HOFMEISTER, SIMON u. STEIN 1972, S. 78—82.
- LEUBE, A.: Kupfer. — In: BENTZ u. MARTINI: Lehrbuch der Angewandten Geologie, Bd. II, Teil I, S. 270—297, Stuttgart (Enke) 1968.
- LEUTERITZ, K.: Ein Inkohlungsprofil usw., s. HOYER et al. 1974.
- LIPPMANN, F.: Ton, Geoden und Minerale des Barrême von Hoheneggelsen. — Geol. Rundsch., 43, S. 475—503, Stuttgart 1955.
- LÖWE, F.: Das Wesergebirge zwischen Porta- und Süntelgebiet. — N. Jb. Miner., Geol., Pal., Beil.-Bd. 36, S. 113—213, Stuttgart (Schweizerbart) 1913.
- LOTZE, F.: Das Falkenhagener Störungssystem. — Abh. Preuß. Geol. L.-A. N. F., Heft 128, 128 S., Berlin 1931.
- LOTZE, F.: Das Alter der Erzvorkommen des Osnabrücker Gebietes im Verhältnis zur Tektonik. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1953, S. 336—342, Stuttgart 1953.
- MAIER, D.: s. HORSTMANN u. MAIER 1957.
- MEMPEL, G.: Verbreitung und Genese der Buntmetallerg-Spuren in den paläozoischen und mesozoischen Sedimenten Nordwestdeutschlands. — Z. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, 15, S. 62—72, Stuttgart 1962.
- MESTWERDT, A.: Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. — A. v. KOENEN-Festschrift, S. 221 ff., Stuttgart 1907.
- MESTWERDT, A., STILLE, H.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Bl. Steinheim. Lief. 167, Nr. 4120, — Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1911.
- MESTWERDT, A., BURRE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Bielefeld. Lief. 256, Nr. 2149, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1926.
- MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Brackwede. Lief. 256, Nr. 2219, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1926. (1926 a)
- MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Halle i. W. Lief. 256, Nr. 2148, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1926. (1926 b)
- MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Borgholzhausen. Lief. 286, Nr. 2080, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1930.
- MESTWERDT, A.: Erl. Bl. Steinheim, 2. Aufl., s. STILLE u. MESTWERDT 1935.
- MICHAEL, F.: Paläobotanische und kohlenpetrographische Studien in der nordwestdeutschen Wealdenformation. — Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F. 166, 79 S., Berlin 1936.
- MÜLLER, G.: Sedimente usw., s. FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1970.

- NAMENDORF, H.: Über zwei Aufschlüsse des Wiehengebirges. — Der Aufschluß, 6, H 11, S. 204—205, Göttingen 1955.
- NAUMANN, E.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Bl. Rinteln. Lief. 233, Nr. 2085, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1922.
- NAUMANN, E.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Hessisch-Oldendorf. Lief. 251, Nr. 2246, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1927.
- NAUMANN, E., BURRE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Hameln. Lief. 251, Nr. 2087, — Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1927.
- PAECKELMANN, W., KÜHNE, F.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Madfeld. Lief. 341, Nr. 2586, — Berlin 1936.
- PILGER, A.: Der Rand der Rheinischen Masse an der Egge. — Zentralbl. Miner. usw., Abtlg. B., H 4, S. 125—139, Stuttgart 1939.
- RAMDOHR, P., STRUNZ, H.: KLOCKMANNs Lehrbuch der Mineralogie. — 15. Aufl., Stuttgart (Enke) 1967.
- RINNE, F.: Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. I. Untersuchungen im nördlichen, sowie einzelner Vorkommnisse im südlichen Teile des Gebietes. — Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. für 1892, 13, S. 3—95, Berlin 1893.
- RINNE, F.: Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiet der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. II. Untersuchungen im südlichen Theile des Gebietes und Zusammenstellung von Beobachtungen im Gesamtgebiete. — Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. für 1897, 18, S. 3—102, Berlin 1898.
- ROEMER, F.: Die jurassische Weserkette. — Z. dtsh. Geol. Ges., 9, S. 581—728, Berlin 1857.
- SEE, K. v.: Geologische Untersuchungen im Weser-Wiehengebirge bei der Porta Westfalica. — N. Jb. Min. Geol. Pal., Beil.-Bd. 30, S. 628—716, Stuttgart 1910.
- SERAPHIM, E. Th.: Mineralneubildungen usw., s. BÜCHNER u. SERAPHIM 1973.
- 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. 1972.
- SCHERP, A.: Bericht über die Untersuchung einiger Proben aus dem Wealden der Ziegelei Isenstedt — Gestrungen, Mbl. Lübbecke. — Archiv Geol. L.-A. Nordrh.-Westf., Krefeld 1960 (unveröff.).
- SCHERP, A., STRÜBEL, G.: Zur Barium-Strontium-Mineralisation. Experimentelle und geologische Ergebnisse und Überlegungen erläutert am Beispiel des westlichen Deutschlands. — Miner. Deposita, 9, S. 155—168, Berlin (Springer) 1974.
- SCHMITZ, H.-H.: Die Mineralparagenesen in Geoden der Unterkreide von Farmsen bei Hildesheim. — Geol. Jb., 83, S. 65—96, Hannover 1965.
- SCHÖNE-WARNEFELD, G.: Sedimentärer Coelestin in der Oberkreide Westfalens. — Manuskript eines Vortrages DMG-Tagung München 1966.

- SCHÖNER, H.: Über die Verteilung und Neubildung der nichtcarbonatischen Mineralkomponenten der Oberkreide aus der Umgebung von Hannover. — Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 7., (1959/60), S. 76—103, Berlin, Heidelberg, Göttingen 1960.
- SCHÖNFELDER, M.: Bergkristalle aus Üffeln bei Osnabrück. — Der Aufschluß, 22, H 3, S. 101—102, Göttingen 1971.
- SCHREYER, D.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen an hydrothermalen Vererzungen im Raum Osnabrück. — Inaugural-Diss. d. Math. Nat. Fak. d. Westfäl. Wilhelms-Univ. zu Münster, 150 S., Münster 1968. (In Maschinenschrift.)
- STADLER, G.: Bericht über röntgenographische und mikroskopische Untersuchungen an Mergelproben aus dem Malm, Mbl. Lübbecke 3617 vom 30. 4. 1965. — Unveröff. Ber. Archiv Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1965.
- STADLER, G.: Die Vererzung im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18, S. 439—500, Krefeld 1971.
- STADLER, G.: Bericht über das Vorkommen von Coelestin im Muschelkalk (Oberer Wellenkalk) bei Erpentrup, TK 25, Blatt 4220 Bad Driburg. Brfl. Mitt., Geol. L.-A., Krefeld 1974, Az.: IIIb/74 —Sta/Re.—
- STEIN, V.: Blei und Zink usw., s. HOFMEISTER, SIMON u. STEIN u. a. 1972.
- STILLE, H.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Bl. Driburg, Lief. 147, Nr. 4220, — Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1908. 2. Aufl. Berlin 1935.
- STILLE, H.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Bl. Horn-Sandebeck, Lief. 167, Nr. 4119, — Kgl. Preuß. Geol. L.-A., Berlin 1911.
- STILLE, H.: Erl. Bl. Steinheim, s. MESTWERDT u. STILLE 1911.
- STILLE, H.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Willebadessen, Lief. 297 (Lief. 147 der 1. Aufl.), Nr. 2442. — 2. Aufl., Berlin 1935.
- STILLE, H., MESTWERDT, A.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern, 1 : 25 000, Bl. Steinheim, Lief. 296, Nr. 2295. — 2. Aufl., Berlin 1935.
- STOLLER, J.: Erl. Bl. Lage, s. HARBORT, KEILHACK u. STOLLER 1917.
- STRÜBEL, G.: Zur Barium-Strontium-Mineralisation usw., s. SCHERP u. STRÜBEL 1974.
- STRUNZ, H.: KLOCKMANNs Lehrbuch usw., s. RAMDOHR u. STRUNZ 1967.
- TEICHMÜLLER, M.: Untersuchungen einer Wealden-Kohlenprobe aus dem Tal der Großen Aue nördlich Bad Fiestel, Mbl. Lübbecke, 3617, r 70 750, h 03 630. — Unveröff. Ber. Archiv Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld 1966.
- TEICHMÜLLER, R.: Ein Inkohlungsprofil usw. s. HOYER et al. 1974.
- THIENHAUS, R.: Die Eisenerze des Korallenooliths im Wesergebirge (Grube Wohlverwahrt-Nammen). — Geol. Jb., Beih., 79, S. 233—255, Hannover 1969.
- THOME, K. N.: Ein Inkohlungsprofil usw., s. HOYER et al. 1974.
- 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., TH Clausthal 1957 (unveröff.).
- TRÖGER, W. E., BRAITSCH, O. (Herausgeber): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Teil 2, usw., s. BRAITSCH u. TRÖGER 1967.

- TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. — Berlin 1935. — Unveränd. Nachdruck mit Nachtrag Eruptivgesteinsnamen, 360 S., Nachtrag S. 41—90, Stuttgart (Schweizerbart) 1969.
- WEDEPOHL, K. H.: Die tertiären basaltischen Gesteine im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen. In: Zur Mineralogie und Geologie der Umgebung von Göttingen mit Westharz und Teilen des nordhessischen Berglandes. Sonderheft Aufschluß, 17, S. 112—120, Heidelberg (VFMG) 1968.
- WEGNER, Th.: Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. — 2. Aufl., 500 S., Paderborn (Schöningh) 1926.
- WIESE, Th.: Das Vorkommen von oolithischem Roteisenstein im Wesergebirge bei Minden und seine Entstehung. — Diss. Gießen 1902, Minden u. Leipzig 1903.
- WORTMANN, H.: Das Wealdenprofil ... usw., s. ERKWOH, KNAUFF u. WORTMANN 1964.
- WORTMANN, H.: Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erl. Blatt 3619 Petershagen. 122 S. — Geol. L.-A. Nordrhein-Westfalen. Krefeld 1968.
- 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.

Namen und Anschriften der Verfasser:

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