

Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge)

Von CLAUS-DIETER CLAUSEN und KLAUS LEUTERITZ,
mit einem Beitrag von KONRAD RESCHER und KLAUS LEUTERITZ *

Clastic dike (neptunian macro-, mega-, microdike), Middle Devonian, Upper Devonian, Lower Carboniferous, karst filling, Cretaceous, limestone, conodont fauna, Rhenish massif (Warstein anticline), North Rhine-Westphalia, TK 25: 4516

Kurzfassung: Aus mittel- bis oberdevonischen Carbonaten des Warsteiner Raumes werden Spalten und Hohlräume sowie ihre Füllungen beschrieben.

Die präoberkarbonischen Spalten verdanken ihre Entstehung vorwiegend der vororogenen Dehnungstektonik. Hebung, Absenkung und Kippung verursachten Fugen und Risse, welche unter submarinen Bedingungen zu Spalten und Hohlräumen erweitert wurden.

Die postoberkarbonischen Spalten basieren auf der Orogenese im Oberkarbon, durch welche die Gesteine von zahlreichen tektonischen Trennflächen durchzogen wurden. Diese lieferten seit dem Mesozoikum die Ansatzpunkte für eine tiefreichende Verkarstung.

Nach ihrer Größe werden die Hohlformen in Makro-, Mega- und Mikrospalten unterteilt. Makrospalten sind bis auf eine Ausnahme auf den Massenkalk beschränkt, Megaspalten treten vornehmlich in oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen und im Erdbacher Kalk auf, Mikrospalten sind in allen Carbonatgesteinen anzutreffen. Die Spalten folgen vororogenen, tektonischen und sedimentären Trennflächen und sind nach ac, bc sowie nach ss-parallelen und diagonalen Richtungen orientiert.

Die Verfüllung erfolgte in einem einmaligen Vorgang von oben her oder bei langlebigen Spalten über eine Spanne von mehreren Zehner Millionen Jahren. Seltener fanden die Verfüllungen lateral oder von unten her statt. Die Spalten enthalten neben autochthonen Conodontenfaunen auch ältere oder jüngere Mischfaunen. Gelegentlich dienten sie als Lebensraum für eine spaltenangepaßte Trilobitenfauna.

Die Spalten stellen Sedimentfallen dar und konservieren anderenorts erodierte Ablagerungen. Mit Hilfe der Spaltenfüllungen läßt sich daher belegen, daß Schichtlücken nicht unbedingt auf primären Sedimentationsunterbrechungen beruhen, sondern durch Resedimentationen hervorgerufen wurden. Einige Spalten enthalten die distalen Ausläufer von Rutschungen und Suspensionen.

Beziehungen zwischen Kondensation und Spaltenbildung ließen sich im Warsteiner Raum nicht herleiten. Es ließ sich jedoch eine Zunahme der Spaltenhäufigkeit nach Osten zum Ostrand der Warsteiner Carbonatplattform, einem mehr als 10 Mio. Jahre persistierenden Hang zwischen einer Hochscholle und einem Becken, nachweisen. Offenbar traten dort, verursacht durch Setzungen, Rutschungen und Erdbebenwellen, gehäuft Risse und Spalten auf.

Die Warsteiner Karstspalten, Karsthohlräume und submarinen Hohlformen sind mit terrestrischen unterkretazischen, marinen oberkretazischen sowie terrestrischen pleisto- und holozänen Sedimenten gefüllt. Tertiärzeitliche Ablagerungen wurden nicht nachgewiesen.

* Anschrift der Autoren: Dr. C.-D. CLAUSEN, Dr. K. LEUTERITZ und Dr. K. RESCHER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-4150 Krefeld 1

**[Neptunian dikes and their fillings in carbonates of the Warstein area
(northeastern Rhenish massif)]**

Abstract: Neptunian dikes and cavities as well as their fillings are described from Middle to Upper Devonian carbonates of the Warstein area.

The genesis of the pre-Upper Carboniferous dikes is due to pre-orogenic synsedimentary tensional movements. Lifting, subsidence and tilting caused joints and cracks, which are enlarged to dikes and cavities on submarine conditions.

The post-Upper Carboniferous dikes are based on the orogenesis during Upper Carboniferous time, causing numerous tectonical divisional planes in the sediments. Along these planes a far-reaching karstification took place since mesozoic time.

According to their size the cavities are subdivided into macro-, mega- and microdikes. With the exception of one macrodikey all the others are limited to the massive limestone. Megadikes especially occur in Upper Devonian cephalopod limestone and in the Erdbach limestone, microdikes can be found in all carbonatic rocks. The dikes follow pre-orogenic, tectonical and sedimentary divisional planes and are orientated to ac-, bc- as well as bedding planes and diagonal directions.

The fillings happened down from above either in a solitary event or repeatedly in long-lived dikes during a span of several ten millions of years. More seldom the fillings took place laterally or upside down beneath. The dikes contain – without regard to autochthonous conodont faunas – older and/or younger mixed faunas, too. Occasionally they were used as life district by a trilobite fauna adapted to the dikes.

The dikes represent sedimentary pitfalls and conserve sediments eroded in other places. Therefore, by aid of the fillings, it can be demonstrated, that stratigraphic gaps are not absolutely due to primary interruptions of sedimentation, but were caused by reworking. Some dikes contain the distal offsets of slides and suspension streams.

Relations between condensation and development of dikes could not be derived in the Warstein area. However, an increase of the frequency of dikes towards east to the eastern margin of the Warstein carbonate platform could be pointed out. This margin is a slope, persisting more than 10 millions of years, between a block and a basin. Evidently cracks and dikes, which were caused by settlements, slides and earth quakes, occurred there frequently.

The Warstein dikes and cavities, caused by karstification, are filled with terrestrial Lower Cretaceous, marine Upper Cretaceous and terrestrial Pleistocene to Holocene sediments. Tertiary sediments could not be detected.

**[Fissures et leurs remplissages dans les calcaires de la région de Warstein
(massif rhénan, partie nord-est)]**

Résumé: On décrit des fissures et des cavités dans les calcaires du Dévonien moyen et du Frasnien et leurs remplissages dans la région de Warstein.

Les fissures pré-silésiennes se sont formées pendant la tectonique d'extension pré-orogénique. Soulèvement, affaissement et basculement produisirent des joints et des fentes qui furent élargies et transformés par les conditions sous-marines en fissures et cavités.

Les fissures post-silésiennes se sont formées pendant l'orogénèse hercynienne au Carbonifère supérieur. Dès lors, la tectonique produisit des nombreuses cassures qui furent, dès le Mésozoïque, le point de départ pour une karstification profonde et étendue.

D'après leur étendue et leur grandeur, on distingue macro-, méga- et microfissures. En dehors d'une exception, les macrofissures sont restreintes au calcaire formé dans les récifs et sur les plate-formes. Surtout, on observe des mégafissures dans les calcaires à céphalopodes (de type «griottes») et dans le calcaire d'Erdbach. Pratiquement, les microfissures sont visibles dans tous les calcaires. Les fissures suivent les joints pré-orogéniques, tectoniques et sédimentaires. Elles sont orientées suivant les directions ac, bc et parallèles à ss et aux directions diagonales.

Le remplissage eut lieu par le haut au cours d'un seul événement ou, s'il s'agit de fissures qui furent longtemps ouvertes, pendant une période de plusieurs dizaines de millions d'années. A l'occasion, on trouve des remplissages latéraux ou de bas en-haut. Les fissures renferment des conodontes autochtones, mais souvent aussi des exemplaires remaniés qui sont plus vieux. A l'occasion, les cavités furent l'espace vital de trilobites qui s'en accommodèrent.

Les fissures sont des pièges pour les sédiments, on y trouve des restes de sédiments érodés ailleurs. A l'aide des remplissages de cavités, on peut prouver que les lacunes stratigraphiques dépendent non seulement d'interruptions de la sédimentation, mais aussi d'une résédimentation. Quelques fissures renferment les ramifications distales de glissements et des suspensions. Dans la région de Warstein, on ne peut pas tirer de relations entre la condensation et la formation de fissures. Toutefois, on constate que le nombre de fissures augmente vers l'est jusqu'au bord de la plate-forme de carbonates de Warstein. Ce bord oriental persista pendant une période de plus de 10 millions d'années entre un bloc soulevé et un bassin. Il est évident qu'on y trouve un maximum de fissures et de fentes produites par des compactions, des glissements et des séismes.

Les fissures et cavités du karst de Warstein sont remplies par des sédiments terrestres du Crétacé inférieur, du Pléistocène de l'Holocène et aussi provenant de couches marines du Crétacé supérieur. Jusqu'à présent, l'existence de sédiments du Tertiaire n'est pas encore prouvée.

1. Einleitung

Der Warsteiner Sattel am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges gehört zu den variscisch gefalteten Gebieten, in denen Massenkalk großflächig ausstreicht. Die Massenkalk-Areale wuchsen auf einem dem Old-Red-Kontinent vorgelagerten externen Schelf, der für ein derartiges Riffwachstum bevorzugte Ansatzpunkte lieferte (Abb. 1).

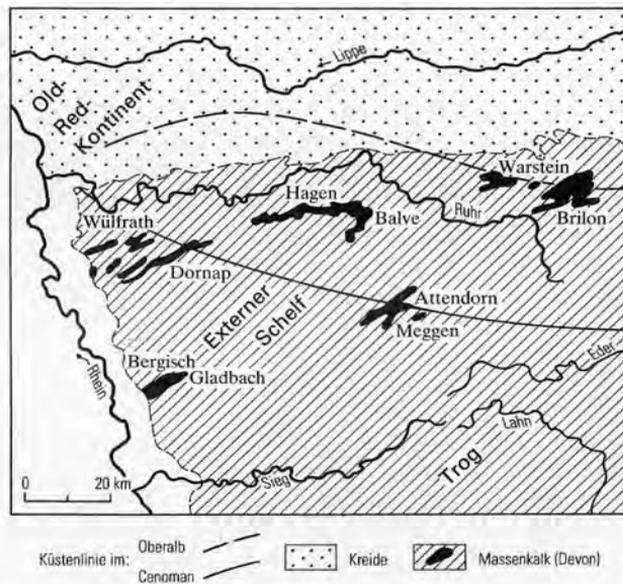


Abb. 1
Die Massenkalk-Vorkommen auf dem externen Schelf im rechtsrheinischen Schiefergebirge

Fig. 1
Occurrences of massive limestone on the external shelf in the Rhenish massif east of the Rhine river

Fossile Riffe und ihre jüngeren Randsedimente mit ihrem mannigfaltigen geologischen Inventar waren schon im vorigen Jahrhundert bevorzugte Exkursionsziele und später immer wieder Untersuchungsobjekte für zahlreiche Fragestellungen. Erst 1922 erschien für den Warsteiner Raum die erste, in mancherlei Details auch heute noch gültige Publikation von H. SCHMIDT über „Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke“ zusammen mit einer geologischen Spezialkarte. Weitere Untersuchungen über stratigraphische, tektonische und paläogeographische Probleme stammen von MUCHOW (1965), STASCHEN (1968), STRUCKMEIER (1974) und UFFENORDE (1976, 1977 a). Der 1979 erschienene Sonder-

band 29 der Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e. V. „Geologie und Mineralogie des Warsteiner Raumes“ enthält 16 spezielle Beiträge zu den Themen Stratigraphie, Fazies, Tektonik, Karst, Höhlen, Hydrogeologie, Mineralogie, Lagerstätten und Bergbau. Insbesondere CLAUSEN & LEUTERITZ (1979 a, 1979 b) nahmen in diesem Sonderband zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels Stellung. Die noch fehlende Gesamtdarstellung des Warsteiner Sattels erfolgte 1984 durch die Veröffentlichung der im Rahmen der geologischen Landesaufnahme erstellten Blätter 4515 Hirschberg und 4516 Warstein mit Erläuterungen (CLAUSEN 1984, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Spalten und Sedimentgänge in den Kalksteinen der Warsteiner Carbonatplattform wurden bislang nur am Rande erwähnt. Die hier vorgestellten Beobachtungen zu diesem Thema erfolgten weitgehend während der geologischen Landesaufnahme, wobei die sich ständig ändernden Aufschlußverhältnisse der Großsteinbrüche berücksichtigt wurden.

Spalten oder Gänge in Sedimentgesteinen, mit klastischen oder chemischen (Kalkstein-)Sedimenten verfüllt, sind weltweit aus fast allen Formationen beschrieben worden. Entsprechend groß und oft nicht zugänglich ist die Literatur. Weiterhin bleiben Ergebnisse zu unserem Thema oft verborgen, weil sie als Randbeobachtungen zu ganz anderen Fragestellungen nur kurz mitgeteilt wurden. Für den Warsteiner Sattel stellte sich bei der geologischen Landesaufnahme, besonders des Blattgebiets 4516 Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984), heraus, daß Spalten und ihre Füllungen zur Klärung stratigraphischer, tektonischer und paläogeographischer Fragen eine besondere Rolle spielten. Sie konnten in den dazugehörigen Erläuterungen sowie bei CLAUSEN et al. (1978, 1982) kaum berücksichtigt werden.

Spaltenfüllungen, Sandgänge, Sedimentgänge, Kalksteingänge, gefüllte Injektions- und Schrumpfrisse sowie Gänge (nicht Erzgänge usw.) sind die in der deutschsprachigen Literatur gebrauchten Bezeichnungen, wobei Sandsteingänge und Sedimentgänge am ehesten zu finden sind.

Die Beobachtung und Beschreibung von Sedimentgängen reicht fast zwei Jahrhunderte zurück, wobei als erster wohl WERNER (1791*)¹ zu nennen ist, der fossilführende Mergelgänge aus dem Muschelkalk Thüringens beschrieb. Ab der Mitte des vorigen Jahrhunderts erschienen vorwiegend in den USA zahlreiche Publikationen zu diesem Thema. So sahen sich DILLER (1889*) und NEWSOM (1903*) veranlaßt, das bis dahin beschriebene umfangreiche Material zu sichten, zusammenzufassen und unabhängig voneinander zu klassifizieren. Weitere Zusammenfassungen gaben WILLIAMS (1927*) und SHROCK (1948*). In der deutschsprachigen Literatur ist es STRAUCH (1966*) in einer Beschreibung von Sedimentgängen aus Nordisland gelungen, eine weit zurückreichende Literaturübersicht zu geben, die durch WENDT (1969 a*, 1969 b*, 1971*) für den mediterranen Raum erweitert wurde.

Trotz des weltweiten Vorkommens in nahezu allen Formationen und der sehr umfangreichen Literatur werden Sedimentgänge in den einschlägigen Lehrbüchern nur kurz abgehandelt (POTTER & PETTIJOHN 1963*, DZULYNSKI & WALTON 1965*, SHROCK 1948*, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970).

¹ Die mit * versehenen Zitate sind in der Bibliographie im Anhang enthalten. Die Bibliographie enthält sowohl veröffentlichte Spezialarbeiten als auch Lehrbücher. Diplomarbeiten und Dissertationen wurden nicht aufgenommen. Ein Teil der Arbeiten konnte nicht eingesehen werden; die Literaturzitate können daher unvollständig sein.

Alle übrigen Arbeiten sind im Schriftenverzeichnis am Ende dieser Publikation aufgeführt.

2. Ursachen der Spaltenbildung

Die Ursachen für die Entstehung der Spalten sind sehr zahlreich und oft nicht immer ausreichend zu erklären. Das hängt vielfach mit der Aufschlußgröße zusammen, da meist nur Teile der gelegentlich mehrere hundert Meter tief reichenden Sedimentgänge zu beobachten sind. Weiterhin ist meist nur ein zweidimensionales Bild des Gangkörpers vorhanden, so daß Aussagen über die räumliche Erstreckung nicht möglich sind. Ebenso geben die Art des Spaltenmaterials sowie die Füllungsrichtung nicht immer Auskunft über die Spaltenentstehung. Aus diesem Grunde ist es nötig, auf die gängigen beschriebenen und selbst beobachteten Möglichkeiten näher einzugehen.

Ganz allgemein ist eingangs zu vermerken, daß es sich um Verfüllung von Hohlräumen im Sedimentkörper handelt, die sowohl durch exogene oder endogene Vorgänge als auch durch eine Kombination von beiden entstanden sind.

Im weiteren Sinne gehören hierzu auch die primären submarinen Hohlräume, die vorwiegend in Riffkalksteinen und ausgedehnten Dolomitsteingebieten oder an der Oberfläche submariner vulkanischer Lavaflächen entstehen und nachfolgend mit Sediment verfüllt wurden.

So sind immer wieder kleinere Hohlräume beim Aufwuchs eines Bioherms entstanden, die nicht auf Kalklösung von kalkabscheidenden Organismen zurückzuführen sind, sondern synsedimentär oder kurz nach Absterben des Riffes durch Kalk- oder Tonschlämme ausgefüllt wurden (vgl. FLÜGEL 1976, 1978: Tab. 23). Ein weiteres Beispiel sind kleine, oft nur mit optischer Hilfe auszumachende Hohlräume in alpinen Dolomitsteinen, die, nur teilweise verfüllt und vor der Faltung auskristallisiert, wichtige Hinweise über die Lagerungsverhältnisse liefern. Dadurch konnten KOCH (1959*) und HÜCKEL & JACOBSHAGEN (1962*) beispielsweise ältere Rekonstruktionen des Deckenbaus in den Nördlichen Kalkalpen revidieren.

Primäre Hohlräume sind auch die von SEILACHER (1968*) beschriebenen Sedimentationsverhältnisse in Ammonitengehäusen, die bei unvollständiger Ausfüllung und späterer Ausheilung durch Calcit „fossile Wasserwaagen“ darstellen. Besonders instruktiv und wichtig zur Klärung des Alters von Vulkaniten sind Hohlraumausfüllungen in den Zwischenräumen von Pillowlaven, die zum Beispiel das Alter des Deckdiabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dill-Mulde festlegen (WALLISER 1958, 1960; LEUTERITZ 1968 a). Es handelt sich dabei vorwiegend um synsedimentäre Kalksteine und wenig geschieferte Tonsteine, die in den spaltenförmigen Zwickeln der Pillowkörper sedimentiert wurden und teilweise sehr gut erhaltene Conodonten führen. Vulkanische Abkühlungsrisse als Ursache für Sedimentgänge führt STRAUCH (1966*) an und erwähnt dabei auch Sandsteingänge aus dem Gebiet des Oberen Sees (Kanada), die ausführlich von IRVING (1893*) beschrieben wurden. Sedimentgänge des gleichen Gebiets, die in Basalten vorkommen, bearbeitete FACKLER (1941*). Ebenfalls in Basalten vorkommende sedimentäre Spaltenfüllungen beschreibt NEWSOM (1903*) aus Kalifornien. In dem ausgedehnten Trappdeckengebiet von Nordparaná erwähnt BISCHOFF (1957*) gefrittete Sande, die in ausgedehnten Spaltensystemen auftreten. Ein Sedimentgang in Doloriten bei New Haven (USA) wird ausführlich von WALTON & O'SULLIVAN & O'SULLIVAN (1950*) abgehandelt. STRAUCH (1966*) beschreibt ausführlich Sandsteingänge von Stanghorn (Nordisland), die dort mehrere Basaltdecken durchdringen und vermutlich von oben her sedimentiert wurden. Allerdings bleibt die Frage offen, ob es sich dabei um verfüllte Abkühlungsrisse oder durch Erdbeben verursachte Spalten handelt.

Zu den submarinen Hohlraumfüllungen gehören weiterhin die von Organismen gebildeten Bohr- und Grabgänge, wie sie fossil etwa massenhaft im unterkambrischen Scolithossandstein Skandinaviens und Kanadas auftreten. In den kambri-schen Churin-Schichten von Nordspanien sind ganze Schichtenkomplexe mit bleistiftstarken, vertikal parallel verlaufenden, vermutlich von Würmern erzeugten Bauten durchzogen.

Mit Fremdmaterial ausgefüllte Hohlformen stellen die Wurzelröhren dar, die fossil sehr eindrucksvoll von ROESCHMANN (1962*) aus den kaolinischen Kohlentonsteinen des Ruhrkarbons beschrieben wurden.

Ohne die Einwirkung endogener Kräfte entstehen die Schrumpfrisse oder Trockenrisse. Sie sind vorwiegend an frisch sedimentierte Ton-Schluff-Sandwechselfolgen gebunden (selten an Kalksteine), wo unter subaerischen Bedingungen durch Wasserabgabe Risse in der obersten Tonlage entstehen können. Solche Risse sind an der Oberfläche meist polygonal verzweigt und von kurzer unregelmäßiger lateraler Erstreckung, wobei die Tonlagen an den Rissen aufgebogen werden. Ihre Breite liegt im Zentimeter-, selten im Dezimeterbereich, und sie sind meist flachgründig (FISCHER 1965*, OOMKENS 1966*). Sie können sowohl von oben als auch von unten mit Sediment verfüllt sein – von unten dann, wenn eine liegende, wasserhaltige Sandlage infolge geringerer Dichte nach oben drängt (FISCHER 1965*). Schon NEWSOM (1903*) berichtete ausführlich über „clastic dikes“, wobei er bei sedimentären Kalksteinbänken in nicht näher datierten geschieferten Gesteinen auf Trockenfallen, verbunden mit Reißbildung und nachfolgender Überflutung mit Verfüllung, hinwies. Auf eine rezente, durch Bodenkriechen (subsoil creep) gedeutete Entstehung von Spalten machte MONROE (1932*) aus dem Mississippibereich aufmerksam.

Neben echten Sedimentgängen beschreibt COLLINS (1925*) aus der Española-Grauwacke senkrechte, nicht sehr tiefreichende Spaltenfüllungen, die er durch Trockenfallen von Küstensedimenten erklärt, welche sehr bald wieder unter Wasserbedeckung gerieten. Durch die Art ihrer Entstehung sind diese Spaltenfüllungen flachgründig, von geringer lateraler Ausdehnung und bald nach ihrer Bildung wieder verfüllt. Sie sind damit zur Klärung stratigraphisch-tektonischer Fragen wenig geeignet und können lediglich zur Klärung paläogeographischer Fragen genutzt werden.

Risse und ihre Füllungen, die den Schrumpfrissen ähnlich sind, können sich auch subaquatisch bilden. Dieser Fall tritt dann ein, wenn in tonigen Lagen der Salzgehalt relativ schnell ansteigt. Es kann dann zu einer osmotischen Entwässerung kommen, die als Synärese bezeichnet wird. Dabei kommt es zu einer Schrumpfung des Sediments und der Bildung von Spalten, deren Ränder aber im Gegensatz zu den Trockenrissen nicht aufgebogen sind. BURST (1965*) beobachtete die osmotische Entwässerung nur über Tonen mit quellfähigen Mineralen. Durch Versuche belegte JÜNGST (1934*) die Synärese und erklärte sie als subaquatische „Austrocknung“ mit Volumenverminderung, die bei größeren Körpern zur Reißbildung führt. Der erste Hinweis, daß Spalten dieser Art überhaupt subaquatisch entstehen und bis zur Wiederverfüllung erhaltungsfähig sind, stammt von MOORE (1914*), wobei allerdings Frostprozesse zur Bildung nicht auszuschließen sind. Zur Verfüllung dieser Risse nehmen besonders DILLER (1889*), LAMING (1964*), HARMS (1965*), VITANAGE (1954*), SCHÄFER (1954*) sowie VAN HOUTEN (1965*) Stellung. Sie kann demnach von unten und von oben erfolgen. Letzteres läßt sich gelegentlich belegen durch die horizontale Einregelung von Muschel-

schalen und Glimmerplättchen (MONROE 1951*). Bei einer Verfüllung von unten erfolgt die Orientierung wandparallel.

Eine interessante Beobachtung zur Synärese machten H. & E. HÄUSLER (1951*) an rezenten Seetonen, wo es zu einer subaquatischen Rißbildung kommt, die um so tiefer reicht, je mächtiger die Tonabfolge bei gleichzeitiger Entwässerung ist. Ihre Folgerung, daß die Rißbildung im alpinen Adneter Kalk auf Synärese zurückzuführen sei, ist allerdings fraglich, da andere Möglichkeiten für deren Entstehung hierfür wahrscheinlicher sind (WENDT 1971*, CLAUSEN et al. 1978). Auch die Spaltenbildung in den unterdevonischen geschieferten Tonsteinen bei Unkel am Rhein, für die JANKOWSKY (1955*) Synärese als Erklärung erwog, dürfte anderen Ursachen zugeschrieben werden.

Wichtig erscheint noch der Hinweis von STRAUCH (1966*), daß durch Synärese entstandene Spalten bereits eine gewisse Orientierung aufweisen können, die er auf schon vorhandene tektonische oder statische Spannungszustände zurückführt. Mit dem weitreichenden Problem der Synärese befaßten sich unter anderem ANDRÉE (1920*, 1924*), TWENHOFEL (1923*), SCHWARZ (1932*), RICHTER (1941*), VAN STRAATEN (1954 a*, 1954 b*), WHITE (1961*) sowie KUENEN (1965*). Die beiden genannten Möglichkeiten der Spaltenbildung unter subaerischen oder subaquatischen Bedingungen sollten bei nicht genau bekannten Bildungsbedingungen besser mit dem Überbegriff Schrumpfrisse (mud cracks, shrinkage cracks) bezeichnet werden.

Bei relativ schneller Ablagerung von Ton- und Schlufflagen können vermutlich auch subaquatisch die Sedimente durch das von unten aufsteigende Kompaktionswasser aufgerissen werden, so daß Spalten entstehen. Sie durchziehen nicht nur die obersten Schichten oder wenige geringmächtige Lagen, sondern reichen je nach Wassergehalt auch tiefer in den Sedimentkörper hinein.

Das wurde besonders eindrucksvoll in Peliten des norddeutschen Buntsandsteins von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970: 76, Abb. 3 – 26) beobachtet. Dort wird diese Art von Spalten als Injektionsrisse bezeichnet.

Kalklösung unter subaerischen Bedingungen führt bei Erfüllung der dafür nötigen Voraussetzungen zur Karstbildung, ist somit also auch fossil zu erwarten. Emersion ist bei Carbonatgesteinen in der Regel mit Erosion und so mit einer möglichen Karstbildung verbunden. Meist entlang von vorgegebenen Trennflächen kam es zur Bildung von Karren, Schlotten, Hohlräumen und Spalten. Zum Beispiel beschreiben FAIRBRIDGE (1950*) und REVELLE & EMERY (1957*) Karrenbildung bei rezenten Korallenriffen in der Gezeitenzone, trotz der in tropischen Gebieten vorherrschenden Kalkübersättigung des Meerwassers, und oberhalb dieser Grenze Karstbildungen mit unterschiedlichen Formen. Besonders bei fossilen Riffen muß davon ausgegangen werden, daß bei einer Absenkung mit nachfolgender Transgression durch submarine Lösungsvorgänge und mechanische Vorgänge die Karstbildungen zerstört werden. Lediglich tiefreichende Spalten oder Hohlräume könnten erhalten bleiben, wenn ab einer bestimmten Wassertiefe (unterhalb der Wellenwirksamkeit) die mechanische Zerstörung nicht mehr wirksam war und Sedimente eingelagert wurden.

Schon 1886* beschrieb GEYER ein fossiles Karrenfeld aus dem alpinen Bereich, wo in Erosionshohlräumen des Dachsteinkalks transgredierender Roter Hierlatz-Kalk eingelagert ist. Sehr tiefe Verkarstungsgänge und deren Füllung beschreibt ABBOTT (1894*), wobei nicht gesichert ist, ob es sich dabei um echte terrestrische Verkarstung handelt. Ebenso ist der Schluß für eine Karstspaltenfüllung aus den

obersilurischen Kalksteinen in Ostquebec (CLARKE 1900*), die aus devonisch-karbonischen Sandsteinen besteht und aufgrund der nicht parallel verlaufenden Salzbänder dem Karst zugerechnet wird, nicht zwingend (STRAUCH 1966*). Im alpinen und mediterranen Gebiet wurde früher die Hauptursache der Spaltenbildung in subaerischer Kalklösung gesehen, worüber JURGAN (1969*) in einer Übersicht berichtet. Weiter sind hier die Arbeiten von VORTISCH (1926*), FOSTER (1966*) und vor allem WENDT (1965*, 1971*) zu nennen.

Die Beobachtungen subaerischer Lösung mit nachfolgender Wiederüberflutung aus dem Paläozoikum sind weniger zahlreich. Besonders wichtig und nur schwer belegbar sind Schichtlücken, die auf Emersionen zurückzuführen sind, da die, wenn überhaupt, an der Oberfläche gebildeten Rückstände der nachfolgenden Transgression zum Opfer fielen. Kennzeichnend für eine Emersion sind Anreicherungen dieser Lösungsrückstände über den autochthonen Kalksteinen in Form von Roterden (Terra rossa), Sanden, verkieselten Bereichen, Bohnerzen und Gesteinsbrocken, die in Karsthohlformen angereichert sind. Schon HARRASSOWITZ (1930*) weist darauf hin, daß fossile paläozoische Rückstandsböden nur sehr selten anzutreffen sind.

Zur Identifizierung von Schichtlücken in Carbonatgesteinen sind besonders die Mikrofossilien und davon insbesondere die Conodonten wichtig. Diese sind aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung (carbonathaltiger Hydroxylapatit) besonders resistent gegenüber der chemischen Verwitterung. In der Conodontenliteratur sind bisher keine subaerisch entstandenen fossilen Rückstandsbildungen (Böden) beschrieben, sondern ausschließlich Vorkommen aus vor der Erosion geschützten Spalten oder sonstigen Hohlräumen. Lediglich eine schriftliche Mitteilung von H. QUADE (1961) an KREBS (1964*: 263) beinhaltet eine erste Beschreibung von Conodontenfunden in Rendzinen. Danach sind aus einer Bodenbildung über adorfischen Plattenkalksteinen in der Lahn-Mulde mit Eisenhydroxid überzogene Conodonten ausgeschlämmt worden – gleichzeitig ein weiterer Hinweis für deren Erhaltungsfähigkeit gegenüber der chemischen Verwitterung. In einer „Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland“ (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter in der Bundesrepublik Deutschland 1982) sind keinerlei Hinweise über präkarbonische Bodenbildungen sowie über paläozoische Fossilreste in Reliktböden enthalten. Aus der epikontinentalen Fazies Nordamerikas sind mehrere präkarbonische fossile Bildungen bekannt, besonders zwischen ordovizischen, devonischen und karbonischen Ablagerungen. So wurden aus der „Sub-Kaskaskia surface“ Nordamerikas (Devonian und Mississippian) derartige Bildungen von SLOSS (1963*) beschrieben. Weitere Beispiele dieser Art wurden von SUMMERSON (1959*) von der Grenze Silur/Devon aus dem Staate Ohio und WALTERS (1946*) von der Grenze Ordovizium/Pennsylvanian aus dem Staate Kansas bekannt. MILTON & CONANT & SWANSON (1955*) wiesen nach, wie behutsam man bei der Interpretation fossiler Rückstandsböden sein muß. Sie zeigen auf, daß tongefüllte Rinnen an der Grenze von ordovizischen Kalksteinen zu oberdevonischen Schwarzschiefern im Staate Tennessee durch subrezente Schwefelsäurebildung bei der Pyritzersetzung aus den hangenden schwarzen Schieferen hervorgegangen sind. Bodenbildungen im weiteren Sinne stellen nach BRANSON & MEHL (1941*: 208) die durch Grundwasser entstandenen tonigen Lösungsrückstände entlang Trennfugen in Carbonatgesteinen dar, in den die aus den Kalksteinen stammenden Conodonten stark angereichert sind. Ein weiteres Beispiel für subaerische Lösung ist der unterkarbonische Chappel limestone im Staate Texas, der nach HASS (1959*) sowohl ordovizische als

auch devonische umgelagerte Conodonten enthält. Aus der Llano Region (Texas) teilt PLUMMER (1950*) mit, daß vor der Sedimentation des Chappel limestone die älteren ordovizischen und geringmächtigen oberdevonischen Schichten von der Emersion erfaßt wurden. In einer von ihm als „shrink-hole facies“ bezeichneten Ausbildung ist der Chappel limestone als Crinoidenkalkstein ausgebildet und gelegentlich nur wenige Dezimeter mächtig, in den fossilen Karsthohlformen jedoch bis zu 15 m.

Aus dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz beschreiben verschiedene Autoren gleichfalls unterkarbonische Kalksteine auf einer verkarsteten Riffoberfläche, so daß damit eine Emersion belegt ist. Das heißt nach KREBS (1963*, 1964*): Heraushebung, Trockenfallen und nachfolgende Transgression.

Ein typisches Beispiel dafür ist der Erdbacher Kalk (WALLISER 1958, KREBS 1963*). Dieser lagert an der Typuslokalität und Umgebung in Spalten und Schlotten des tiefoberdevonischen Iberger Kalks (vgl. Iberg-Fazies). Weiterhin sind die von REICHSTEIN (1960*) beschriebenen Karsterscheinungen aus dem Elbinghäuser Komplex (Harz) als Emersionsflächen an oberdevonischen Kalksteinen vor der Kulm-Transgression angesprochen worden. EICHENBERG & SCHNEIDER (1962*) berichten, daß die am Iberg/Winterberg (Harz) vorkommenden Unterkarbonkalksteine ebenfalls auf einer verkarsteten Riffoberfläche sedimentiert wurden. Gleiche Beobachtungen vermittelte MOHR (1962*) von Mittel- und Oberdevon-Kalksteinen aus dem Langestal im Oberharz. Wie kritisch jedoch diese vermutlich durch Emersion gebildeten Hohlformen an einer fossilen Riffoberfläche zu werten sind, wird von FRANKE (1971, 1974) eingehend beschrieben.

Von älteren Autoren (EICHENBERG 1950*, EICHENBERG & SCHNEIDER 1962*, KREBS 1964*, 1966* u. a.) sind Hohlräume, von der Oberfläche eines Riffs ausgehend, als Belege für eine oberdevonische bis frühunterkarbonische Emersion und eine damit verbundene Karstbildung angesprochen worden. Karstähnliche Hohlräume wie Taschen und Spalten mit ihren unregelmäßigen Seitenflächen sind aber nicht zwingend terrestrisch entstanden. Ebenso sind Schichtlücken kein Hinweis für Emersion, die den genannten Autoren ein Hauptargument dafür waren. Resedimentierte Conodonten dürfen nicht immer von einer mechanischen oder chemischen Verwitterung hergeleitet werden, die wegen ihrer Resistenz erhalten geblieben sind, sondern können auch ohne jegliches Bindemittel in einem unverfestigten, geringmächtigen Sediment über geologische Zeiträume hinweg in strömungsfreien flachen, nischenartigen Hohlformen gelagert haben. Von dort aus können sie später bei andersartigen ökologischen Verhältnissen mit autochthonen jüngeren Faunen auf sekundärer Lagerstätte erneut sedimentiert werden (FRANKE 1974: 100). Weiterhin erwähnt FRANKE (1974: 102), daß die Morphologie der Taschen an den von ihm untersuchten Riffoberflächen nicht die für den Karst typischen Formen zeigt. Ebenso sind die Begrenzungsflächen der Spalten ohne eindeutige Merkmale der sonst für Karst typischen Formen, damit also nicht relevant für subaerische Entstehung. Weiterhin sind die ein Trockenfallen anzeigenden Sedimente wie grober Verwitterungsschutt, subaerische Rotsedimente, Transgressionskonglomerate und andere nicht vorhanden. Die reiche Fossilführung am Iberg/Winterberger Riff belegt vollmarine Sedimentationsbedingungen. FRANKE (1974: 102) kommt für das Gebiet zu dem Schluß, daß rein kinematische Vorgänge Ursachen für die Spaltenbildung waren. Dabei stellt sich natürlich die Frage, ob am Top des Briloner Riffs (BÄR 1968) und dem Erdbach-Langenaubacher Riff (KREBS 1963*, 1966*) überhaupt eine Emersion stattfand oder

ob Beobachtungslücken diese vortäuschen. Hier könnte eine genauere biostratigraphische Untersuchung auch dort vorhandener Spaltenfüllungen eine Auskunft darüber geben, ob die marine Sedimentation wirklich unterbrochen war. Conodontenfunde in den Spalten des Briloner Riffs widerlegen dort eine Unterbrechung der Meeresbedeckung (s. S. 372).

JUX & STRAUCH (1965*) berichten über die Entstehung von Schillen (*hianschille*) in Bergisch Gladbach, die paläogeographisch im sublitoralen Bereich in Hohlformen abgelagert wurden. Die Hohlformen sind nach ihnen durch Kalksteinlösung sowohl unter subaerischen als auch unter submarinen Bedingungen entstanden. Die nachfolgenden Möglichkeiten für eine Spaltenbildung beruhen hauptsächlich auf der Einwirkung endogener Kräfte auf die Gesteine, wobei eine Vielzahl von Möglichkeiten in Betracht kommt. Zu achten ist hierbei besonders auf eine Kombination von zuerst endogenen Kräften (z.B. Erdbeben) und der möglicherweise nachfolgenden Einwirkung von exogenen Kräften (z. B. subaquatische chemische Verwitterung) auf die Gesteine.

Erdbeben (Seebeben) sind eine der Hauptursachen für die Spaltenbildung, wobei zahlreiche Gegenwartsbeobachtungen es ermöglichen, Genese und Verfüllung zu erklären. Nach GUTENBERG (1929*) werden in der Regel jährlich bis zu 150 000 Beben weltweit registriert, die unterschiedlich stark sind. Davon haben ca. 6 200 eine Stärke, die nachweisliche Spuren in den Sedimenten und Vulkaniten hinterlassen.

Diese seismischen Bodenunruhen können sowohl im terrestrischen wie submarinen Bereich zum Öffnen von Spalten führen. Nach SIEBERG (1923*) können bei schweren Beben sehr tiefreichende Spalten entstehen. Vielfach bilden sich jedoch keine klaffenden Risse mit vertikalen oder horizontalen Versatzbeträgen, sondern Spalten mit niedrigen Dimensionen, die meist den vorgegebenen tektonischen Trennflächen folgen (Weitung von Klüften u. a.).

Die Literatur über die Auswirkungen großer Erdbeben ist sehr umfangreich. Hier sind lediglich die Berichte von Interesse, in denen über Spalten und deren unmittelbar darauffolgender Verfüllung berichtet wurde. OLDHAM (1872*, 1897*) beschrieb die Auswirkungen eines Bebens von Cachar (Indien) von 1869, wo in „zähen“ Tonen entstandene Spalten unmittelbar anschließend von liegenden, unverfestigten, wasserhaltigen Sanden von unten verfüllt wurden. Das Aufsteigen von Sand und Wasser in Erdbebenspalten kann so energiereich sein, daß es eruptionsartig erfolgt, wie GOODFELLOW (1887*) bei dem Sonora-Erdbeben (Mexiko) und andere Autoren bei Beben, die sich 1848 und 1855 auf der Südninsel Neuseelands ereigneten, beobachten konnten. Weitere Berichte über derartige Spalten und ihre Verfüllung lieferten DILLER (1889*), GRABAU (1900*), JENKINS (1925 a*, 1925 b*), WILLIAMS (1927*), PAMIR & KETIN (1940*), LEUCHS (1940*), KURDJUKOW (1951*), LJACHOVITSCH (1953*), REIMNITZ & MARSHALL (1965*). Alle diese Abhandlungen beinhalten, daß bei seismischer Bodenunruhe hauptsächlich in sich noch im frühdiagenetischen Zustand befindenden Sedimenten, vor allem in Peliten (Carbonate s. S. 323), Spalten aufreißen. Sie haben bereits beträchtliche Teile ihres Kompaktionswassers abgegeben, können also bei Erschütterung nicht mehr thixotrop reagieren. Sande und Tone, die spaltenbildende Sedimente überlagern, dringen gravitativ von oben nach unten in die Spalten ein, was meist in einem einmaligen Vorgang erfolgt. Unterlagern wasserhaltige Sande und schluffige Tone den von plötzlich entstandenen Spalten durchzogenen geologischen Körper, so können sie bei günstigen Voraussetzungen in einem einmaligen Vorgang von

unten nach oben eindringen. Hierbei spielt die durch das plötzliche Aufreißen entstehende Sogwirkung eine ausschlaggebende Rolle.

Nach PARKER (1933*) ist bei Eindringen des Verfüllungsmaterials von unten nicht nur der hydrostatische Druck, sondern auch der Kompaktionsdruck der hangenden Schichten verantwortlich, da er meist mit Entwässerung verknüpft ist. In seiner Arbeit „Gangspaltenbildung als Bebenursachen?“ hebt SCHENK (1956*) die Vakuumbildung der plötzlich aufreißenden Spalten hervor, die dadurch Sedimente ansaugen können. STRAUCH (1966*) beschreibt zahlreiche Sandsteingänge aus dem Gebiet der Halbinsel Tjörnes (Nordisland). Nach ihm bestehen keine Zweifel, daß Erdbeben die auslösende Faktor für die Spaltenbildung war. Außerdem macht er wahrscheinlich, daß das Schema des Spaltenverlaufs (s. S. 325) den vorgegebenen Klüften und Störungen im geologischen Körper folgt. Ferner wurde von ihm beschrieben, daß die Verfüllung sowohl von unten als auch von oben erfolgte. Nicht nur Wasser in Form von freigesetztem Kompaktionswasser, sondern auch Dampf (WALTON & O'SULLIVAN & O'SULLIVAN 1950*), Erdgas (KUGLER 1938*) und Erdöl (ELDRIDGE 1901*, 1906*) sind als mobile Träger der in Spalten aufsteigenden Sedimente bekannt.

Über das mechanische Verhalten von klastischen, unverfestigten Schichten äußern sich besonders BOSWELL (1948*), DUNNINGTON (1945*) sowie WATERSTONE (1950*). Danach reagieren Sande und schluffige Tone elastischer als die hangenden oder liegenden Pelite, da durch die Kornform (Kugel), das gespeicherte Porenwasser und die darin gelösten Stoffe eine Verfestigung erst später erfolgt. Ferner sind gegenüber Tonen die Adhäsionskräfte kleiner, so daß bei ruckartiger Erschütterung Plastizität bis Fließen möglich wird. Dagegen zeigen wenig kompaktierte tonreiche Körper mehr thixotropes Verhalten als Voraussetzung zur Verfüllung von Spalten. Dazu äußern sich besonders DUNNINGTON (1945*), BOSWELL (1948*) und WATERSTONE (1950*). Bereits DANA (1841*) führt als Ursache für die von ihm beschriebenen fossilen Sedimentgänge Erdbeben an. CROSS (1894*) beschreibt „intrusive“ Sandsteingänge in Graniten, die rasch in einem einmaligen Vorgang bei seismischen Bewegungen entstanden sind. Aus den erdbebenreichen Zonen der Staaten Tennessee und Kentucky erwähnt GLENN (1904*) Spaltenbildung, die im Eozän begann. Erdbebenspalten in Terrassensedimenten im Staate Washington sind nach JENKINS (1925 a*, 1925 b*) nachträglich von oben durch Wassertransport verfüllt worden. Spaltenverfüllungen gleicher Art, jedoch von immenser vertikaler und lateraler Erstreckung, beschreibt ZEIL (1958*) aus der Magellanes-Geosynklinale der Anden, die zumindest bei einem Großbeben entstanden sein müssen.

Im Rheinischen Schiefergebirge sind Sedimentgänge, die auf Erdbeben zurückgeführt werden, sowohl aus klastischen als auch karbonatischen Sedimenten beschrieben worden.

Gemessen an der intensiven geologischen Bearbeitung der variscischen Geosynklinale sind derartige Spalten nur selten beobachtet und beschrieben worden. Im Rheinischen Schiefergebirge sind Mitteilungen vorwiegend aus klastischen Sedimenten bekannt. So werden von JANKOWSKY (1955*: 68) Grauwackengänge aus den Siegerner Schichten von Unkel und durch BÜTTNER (1969) Sandsteingänge aus dem Siegerner Sattel und aus dem Eder-Lahn-Gebiet beschrieben. LAMBRECHT & THOREZ (1966*) berichten über Spaltenbildung und ihre Verfüllung aus den Schichten des Namurs von Belgien.

Grauwackengänge und mit Grauwackenmaterial gefüllte Fiederspaltenerwähnt LEUTERITZ (1968 a) aus den unterkarbonischen Tonstein-Grauwacken-Wechselfolgen der Dill-Mulde. Sedimentgänge im Zusammenhang mit tektonischem Schichtfließen werden ausführlich und, an zahlreichen Beispielen erläutert, von PLESSMANN & SPAETH (1971) abgehandelt. Ihre Beschreibungen stammen aus den klastischen devonischen Abfolgen der Blattgebiete 5015 Erndtebrück, 5016 Laasphe, 4916 Berleburg und 4516 Warstein. Nach ihnen ist Erdbebenaktivität die plausibelste Erklärung zur Entstehung der Spalten. Hierbei stand nicht die Deutung der Genese der Spalten im Vordergrund, sondern vielmehr die „Klärung der Zusammenhänge zwischen Verformung der Gänge und der tektonischen Beanspruchung“, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, da sich ihre Ergebnisse nicht zwangsläufig auf die Spaltenentwicklung in karbonatischen Gesteinen übertragen lassen. Doch ist erwähnenswert, daß PLESSMANN & SPAETH (1971) wie LAMBRECHT & THOREZ (1966*: 1 557) davon ausgehen, daß in mehr oder weniger horizontal lagernden Schichten die überwiegende Anzahl der Sedimentgänge nahezu senkrecht zu den Schichtflächen angelegt sind. Das würde also bedeuten, daß in gefalteten Gebieten, wo ss-Flächen nicht eindeutig auszumachen sind, aber Sedimentgänge vorkommen, durch Transformation der Meßwerte die Faltung ausgeglättet werden kann (LEUTERITZ 1968 a). Die gangförmigen Körper können auffiedern und ebenso Lagergänge parallel zu den ss-Flächen miteinschließen, so daß, wie schon WENDT (1971*) hervorhob, Querspaltener (Spalten zwischen ac- und bc-Richtungen) und ss-Spaltener meist gleichzeitig entstehen und somit immer im Zusammenhang zu sehen sind. Die klastischen Gänge im Rheinischen Schiefergebirge haben eine Dicke, die im Millimeter- bis Meterbereich liegt. Die vertikale und horizontale Erstreckung umfaßt den Meter- bis Hektometerbereich (nach PLESSMANN & SPAETH 1971: 138 im Streichen vereinzelt über mehrere Kilometer zu verfolgen). Die Begrenzung zum Nachbargestein ist vorwiegend scharf und ebenflächig (im Gegensatz zu den Carbonatgesteinen). Enthielten die aufgerissenen Sedimente noch genügend Porenwasser, so zeigen die gröberkörnigen Sedimentgänge eine wellblechähnliche „Fältelung“ an den Seitenwänden, die durch Abgabe von Kompaktionswasser entsteht. Dabei lassen die Amplituden Rückschlüsse auf den Setzungsbetrag des Trägergesteins zu (LEUTERITZ 1968 a: 133).

Nach WENDT (1971*: 135) ist es nicht notwendig, tektonische Spaltenbildung (HLAUSCHEK 1922*; GANSS 1938*; WENDT 1963*, 1965*, 1969 a*, 1969 b*; WIEDENMAYER 1964*; HOUŠA 1965*; SIGAL & TRUILLET 1967*; SCHLAGER 1969*) von der Spaltenbildung durch Erdbeben abzutrennen, da 90 % der Erdbeben tektonische Beben sind. Diesen aus Dislokationsbeben genannten tektonisch-seismischen Ereignissen stehen lediglich 7 % Ausbruchs- und sonstige vulkanische Beben und nur 3 % Einsturzbeben gegenüber.

Wie WENDT (1971*) wiesen schon STRAUCH (1963*, 1966*) und KREBS (1968*) darauf hin, daß vulkanische Tätigkeit selten zu spaltenbildenden Erdbeben führt, ebenso bleiben Relaisbeben und damit Spaltenbildung in entfernteren Gebieten aus.

Besonders reellhomogene geologische Körper ab einer bestimmten flächenhaften Ausdehnung, größeren Mächtigkeit und fortgeschrittenen Diagenese (nach Frühdiagenese) können unter bestimmten Voraussetzungen zur Ribbildung neigen. Hierbei interessieren besonders Carbonatgesteine und davon Carbonatplattformen, die zumindest die zuvor genannten Eigenschaften besitzen. Diese Voraus-

setzungen erfüllen starre Riffkörper auf „plastischem“ Untergrund bei gleichzeitiger Setzungstendenz. Dabei kommt es zur sogenannten orogenen Dehnungs-tektonik.

Schon RUTTEN (1958*) schloß aus Detailuntersuchungen an gotländischen Riffen, daß die dort vorkommende Ribbildung durch Setzung starrer Riffkörper auf nachgebenden Untergrund zurückzuführen sei. Für den alpinen Bereich kam FABRICIUS (1962*) bei Untersuchungen an Rhät-Riffen der Nördlichen Kalkalpen zu gleichen Vorstellungen, denen sich WENDT (1971*) anschloß. In paläozoischen Carbonatgesteinen nimmt FRANKE (1971 b, 1974: 102) zur Genese von Rissen und Spalten Stellung und folgert für das tieferdevonische Iberg/Winterberg-Riff ungleichmäßige Setzung der Riffunterlage, epirogene Bewegungen und seismische Ereignisse als Ursache für deren Entstehung.

Kalklösung unter submarinen Bedingungen verläuft physikochemisch ähnlich wie die Kalklösung unter subaerischen Bedingungen (vgl. S. 315). Läßt man zunächst einmal Licht- und Temperatureinflüsse außer acht, so ist für die Kalklösung die Konzentration der Ionen Ca^{2+} , HCO_3^- und CO_3^{2-} sowie CO_2 relevant. Funktionssteuernd und durch die Ionenkonzentration bestimmt ist der pH-Wert. Ist die Wirkung von Fremdionen klein, so ist der Sättigungsgrad im Meerwasser durch die Konzentration des Calciums und des Hydrogencarbonats bestimmt. Wird das Löslichkeitsprodukt der Ionenkonzentration $\text{Ca}^{2+} \times \text{CO}_3^{2-}$ unterschritten, ist die Löslichkeit von Kalk möglich und damit eine Weitung der Spalten. Bei Temperaturerniedrigung wird dieser Vorgang beschleunigt. Dieser Fall kann eintreten, wenn durch schwache Meeresströmungen kühleres und untersättigtes Wasser in diesen Kreislauf eindringt. Ein weiterer wichtiger Faktor ist die spezielle Exposition einer Fuge. Diese Fugen sind, ausgehend vom Meeresboden, durch ihre vertikale und horizontale Ausrichtung weitgehend von der Zirkulation des Meerwassers ausgenommen. Es konnte sich also dort eine andere Mikrofazies bilden, so daß abweichende pH-Werte, die das Löslichkeitsprodukt veränderten, die Folge waren. Analog zur rezenten Sedimentation ist in den Fugen und Rissen mit einer verstärkten bakteriellen Aktivität zu rechnen, die eine Erniedrigung des pH-Wertes zur Folge hatte. Somit konnte CaCO_3 verstärkt gelöst werden, auch wenn in unmittelbarer Nachbarschaft am Meeresboden Kalk ausgefällt wurde. Theoretisch kann dadurch die Spaltenerweiterung so lange anhalten, wie ein pH-Wert-Gefälle zwischen dem Meerwasser innerhalb und außerhalb der Spalte besteht. Ab einer bestimmten Dimension ist mit verstärktem Wasseraustausch zum kalkfällenden Milieu zu rechnen, so daß keine chemisch bedingte Spaltenweiterung mehr erfolgen kann, da der Bereich mit Sonderfazies nicht mehr besteht. Wie LEUTERITZ et al. (1972) nachwiesen, können solche Bereiche sehr klein sein (< 1 cm) und durch NH_4 -Bildung beim Zersatz organischer Substanz entstehen. Dort ist sogar die Ausfällung carbonathaltigen Hydroxylapatits möglich.

3. Spalten im Warsteiner Raum

Schon im vorigen Jahrhundert waren es zunächst die besonders auffälligen Makrospalten im Warsteiner Massenkalk, die, mit buntgefärbten Kreide-Sedimenten verfüllt, Beachtung fanden. Später rückten Spalten kleinerer Dimensionen in den Vordergrund, da sie auf die eingangs erwähnten Fragestellungen Antwort versprachen. So beschrieben SCHMIDT (1922: 283) und SCHMIDT & PLESSMANN (1961: 62 u. 63) vom Kalvarienberg bei Kallenhardt eine Spaltenfüllung mit Dasberg-Alter aus den Kalksteinen der Hemberg-Stufe. Die gleiche Spalte untersuch-

ten PLESSMANN & SPAETH (1971: 157), um Fragen über die Richtung im Zusammenhang mit dem Schichtfließen zu klären. Auf Spalten im Massenkalk wurde durch KREBS (1968*, 1969*) aufmerksam gemacht, während sich UFFENORDE (1976, 1977 a) vorwiegend mit den Spalten im oberdevonischen Cephalopodenkalkstein zur Klärung paläogeographischer und sedimentologischer Fragen beschäftigte. Danach gehen CLAUSEN 1979, CLAUSEN et al. (1978, 1982), CLAUSEN & LEUTERITZ (1984), CLAUSEN & HATTON & STADLER (1985) und CLAUSEN (im Druck) auf bestimmte Details zur Hohlraumbildung, deren Alter und der Verfüllung ein.

Bei der Kippung auf „plastischen Untergrund“ entstanden Haarrisse, Fugen und klaffende Spalten sowie antithetische, treppenartige Staffelbrüche und Flexuren, die den Warsteiner Carbonatkomplex in Teilschollen zerlegten. Durch die unterschiedliche bathymetrische Lage der Schollen kam es ab der Wende Mittel-/Oberdevon bis zum Beginn des Unterkarbons II zu einer unterschiedlichen Faziesentwicklung mit einer eigenen geologischen Geschichte (CLAUSEN et al. 1982, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Die entstandenen Trennfugen, die den später angelegten tektonischen Flächen zugeordnet werden können, wurden unter bestimmten submarinen Bedingungen geweitet. Dies erfolgte vorwiegend durch Kalklösung unter Wasserbedeckung, also submarin, deren Bedingungen der subaerischen Kalklösung (Karstbildung) ähnlich sind. Daß WENDT (1971*) neben der mechanischen der chemischen Erweiterung von marinen Hohlräumen nur eine untergeordnete Bedeutung zuspricht, mag für den alpin-mediterranen Raum zutreffen, nicht aber für das Untersuchungsgebiet. Vererzungen belegen, daß auf sehr tiefreichenden Trennfugen (im Massenkalk mehrere 100 m) hydrothermale, aggressive Lösungen aufstiegen, die den Kalkstein lösten (endogene Kalklösung).

Zu der exogenen Kalklösung sind solche Faktoren zu rechnen, welche am Meeresboden neben der Kalkausscheidung gleichzeitig eine Kalklösung ermöglichen. Daß an rezenten Riffen auch bei Kalkübersättigung des Meerwassers in tropischen Gebieten eine Lösung von CaCO_3 möglich ist, wurde schon erwähnt.

3.1. Entstehung von Spalten auf der Warsteiner Carbonatplattform

3.1.1. Spaltenbildung vor der asturischen Gebirgsbildung

Der Spaltenbildung liegen verschiedene Ursachen zugrunde, die, abgesehen von der Spaltenerweiterung, im kinematischen Bereich zu suchen sind. Nicht die vororogene Einengungstektonik, wie sie TRUILLET (1968*) für Horizontalspalten (Spalten // ss-Flächen) folgert, oder horizontaler „Streiß“, den HAST (1967*) für derartige Hohlräume annimmt, sondern vielmehr die vororogene Dehnungstektonik ist eine der Hauptursachen. Die dabei entstehenden Trennfugen sind keine tektonischen Risse, sondern sie bildeten sich unter submarinen synsedimentären Bedingungen. KREBS (1968*) hat die vororogene Dehnungstektonik auf das Rheinische Schiefergebirge übertragen und versteht darunter eine Bruch- und Spaltentektonik auf sich setzendem Untergrund, die gelegentlich mehrphasig verlaufen kann.

Durch unterschiedliche Hebungs- und Senkungstendenzen, unterschiedliche Setzungen, Seebeben sowie epigene Bewegungen wird dieser Vorgang überlagert und verstärkt. Hierbei ist nochmals hervorzuheben, daß diese Erscheinungen vor der asturischen Gebirgsbildung auftraten und nicht mit ihr in genetischem Zusammenhang stehen. Weiterhin ist zu betonen, daß es sich bei diesen Rissen,

Fugen und Spalten nicht um Karstbildungen im engeren Sinne handelt (CLAUSEN et al. 1978, 1982).

Der externe Schelf, der bevorzugte Stellen für Riffwachstum lieferte, und der Übergangsbereich Schelf/Becken zerbrachen in Einzelschollen. Dieser Übergangsbereich verlagerte sich allmählich nach Nordwesten. Damit veränderte sich auch die paläogeographische Situation. Für das Warsteiner Riff kommt noch hinzu, daß es analog dem Attendorfer und Balver Riff (KREBS 1971*) durch eine Kippscholle vorgeprägt ist. Diese ist von synsedimentären Brüchen, die eine Neigung nach Nordwesten und Heraushebung im Südosten dokumentieren, begleitet. Von ihnen ist die Warsteiner Südrandstörung (CLAUSEN et al. 1982, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) die bedeutendste. Die Warsteiner Carbonatplattform war somit nicht nur der vororogenen Dehnungstektonik, sondern auch noch einer Kippung ausgesetzt.

Gebankte Kalksteine aus dem Hinterriffbereich, wie sie im Scharfenberger Sattel aufgefunden wurden, sind nach paläogeographischen Vergleichen zur Bildung von kinematisch entstandenen Rissen, Fugen und Spalten besonders geeignet (WENDT 1971*). Im Massenkalk der Warsteiner Carbonatplattform, der vorwiegend in Schwelm-Fazies ausgebildet ist, wurden Trennflächen durch submarine Kalklösung zu Hohlräumen geweitet.

In dem hangenden Cephalopodenkalkstein sind Spalten seltener und nach den Beobachtungen in Breite, Eindringtiefe und Längserstreckung wesentlich niedriger dimensioniert. Diese Carbonatgesteine, die von der Adorf- bis zur Wocklum-Stufe reichen, bestehen aus Folgen von Kalkknoten- und Kalkknollentonsteinen (Adorf-Stufe) sowie Knollen- und Flaserkalksteinen (Nehden- bis Wocklum-Stufe), die mit geringermächtigen, geschieferten Ton- und Schluffsteinen wechsellagern.

Beobachtungen, daß in Folgen aus kompetenten und inkompetenten Schichten, wie sie hier im Hangenden des Massenkalks vorkommen, wesentlich weniger Spalten vorkommen, beschrieben besonders COLACICCHI (1958*) und ANDRIEUX (1967*). Die Ursache dafür liegt im unterschiedlichen Verhalten von kompetenten und inkompetenten Gesteinen bei gleicher Beanspruchung, so daß die Spalten nur kleinere Dimensionen erreichen. Ferner ist die paläogeographische Situation in Schwellenlage sowie die bathymetrische Situation eine andere in Beziehung zum liegenden Massenkalk. So sind im Untersuchungsgebiet Spalten in einigen Gebieten bevorzugt anzutreffen, die sich in Tiefschwellenbereichen (heute Sattelstrukturen) auf der Hochscholle der Ostfazies befinden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 105).

Die Spaltenbildung in den Cephalopodenkalksteinen ist, bedingt durch die Aufschlußsituation, nur an wenigen Stellen gut zu beobachten, doch gut genug, um Gemeinsamkeiten und Unterschiede zu den Spaltensystemen im Massenkalk zu erkennen. Das Fehlen einer Fältelung auf den Seitenflächen der meist mergeligen Spaltenfüllungen belegt, daß das Trägergestein zur Zeit der Spaltenentstehung zu stark kompaktiert war, um noch nachweisbare Setzungsmerkmale zu zeigen. Auch diese Spalten bevorzugten bestimmte Streichrichtungen, die denen der späteren asturischen Faltung entsprechen. Die geringe Anlösung der Spaltenflächen läßt im Cephalopodenkalkstein den Schluß zu, daß seismische Ursachen direkt zur klaffenden Mikro- und Megaspalte führten. Die meist „glatten“ Spaltenwände weisen weiter darauf hin, daß die chemische und mechanische Überprägung im Gegensatz zu den Massenkalk-Hohlformen unbedeutend bis klein ist. Es bestehen vermutlich Zusammenhänge zwischen den Rutschungen, die zur Bil-

dung der Schlagwasserbreccie und den Spaltenfüllungen führten. Auffällig ist, daß eine der Hauptverschiebungen zu einem Zeitpunkt auftrat, als in den Cephalopodenkalksteinen der Nehden- und Hemberg-Stufe Spaltenbildung und nachfolgende Verfüllung kulminierten. Diese im Warsteiner Raum sehr wichtige Zeitmarke fällt außerdem im Rheinischen Schiefergebirge mit einem Maximum epirogener Bewegungen, die zur gehäuften Entstehung intraformationaler Kalkkonglomerate führten (ZIEGLER 1966, LEUTERITZ 1968 a, 1968 b, CLAUSEN 1973), zusammen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß im Massenkalk bevorzugt die vororogene Dehnungstektonik und in den hangenden Cephalopodenkalksteinen seismische Ereignisse die Hauptursache für die Spaltenentstehung waren. Weiterhin dürften unterschiedliche Setzungen und submarine Rutschungen eine Rolle gespielt haben. Die resultierenden Spalten sind keine tektonischen Trennfugen. Die Spaltenbildung und -verfüllung geschah submarin.

Die Arnsberger Schichten, die mit einer Mächtigkeit von 1 000 bis 2 000 m Sedimentanhäufung die Warsteiner Carbonatplattform überdeckten, zeigen nur wenig Neigung zur Spaltenbildung. Im Untersuchungsgebiet selbst, auf den Blattgebieten 4515 Hirschberg und 4516 Warstein, wurden keine entsprechenden Hohlraumverfüllungen beobachtet. Lediglich aus der Nachbarschaft des Blattgebiets 4514 Möhnensee beschrieben PLESSMANN & SPAETH (1971: 157) kleine Grauwackengänge in Tonsteinen: „Einige kleine Grauwacken-Gänge zweigen nach oben in die Schieferlagen ab. Streichende Gänge zeigen die übliche Kipprichtung.“

Zur Zeit der asturischen Orogenese im Oberkarbon wurden die paläozoischen Gesteine intensiv gefaltet und mit der einhergehenden Schieferung und Klüftung von Trennflächen durchsetzt. Ebenso wurden die Spaltensedimente überprägt und besonders die im Massenkalk in der Nähe der Südrandstörung befindlichen Spalten tektonisch verformt. Die nunmehr entstandenen neuen, aber jetzt tektonischen Trennflächen bildeten die Ansatzpunkte für die nachasturische Spalten- und Hohlraumbildung in den Carbonatgesteinen.

3.1.2. Die Spaltenbildung nach der asturischen Gebirgsbildung

Die an der Wende Westfal/Stefan während der asturischen Gebirgsbildung des Oberkarbons gefalteten Sedimente wurden mit der Faltung einhergehend herausgehoben und mit Rückzug des Meeres Festland. Damit begann die Abtragung, die das Faltengebirge während des Perms und älteren Mesozoikums zu einem Rumpf erniedrigte und einebnete. Terrestrische Bildungen aus dieser Zeit haben sich im Warsteiner Raum nicht nachweisen lassen und sind vermutlich gar nicht erhalten. Es kann davon ausgegangen werden, daß die Denudation noch vor Beginn der Kreide-Zeit soweit fortgeschritten war, daß mehrere 1 000 m Sediment erodiert wurden und die Warsteiner Carbonatplattform, hochtalähnlich eingeebnet, in die klastischen Folgen des Oberkarbons eingesenkt war.

Damit gelangten die Carbonatgesteine gleichzeitig in den nunmehr karstwirksamen Bereich zwischen Geländeoberfläche und Grundwasserspiegel, also in einen Bereich, wo in einem terrestrischen Milieu echte Verkarstung möglich war mit Bildung von Karstspalten, Kavernen und Schlotten. Dies geschah unter annähernd gleichen chemischen Bedingungen wie bei der submarinen Kalklösung. Allerdings spielt nun die mechanische neben der chemischen Komponente eine mehr oder weniger gleichwertige Rolle zur Weitung der tektonisch vorgegebenen Trennflächen, da kinematische Faktoren die unterirdische Entwässerung weitgehend

steuern und somit die Verkarstung beschleunigen können. Mit der Entstehung des Karstes verbunden war eine Sedimentation in den entstandenen Hohlformen, so daß die im Oberdevon begonnene Verfüllung von Spalten nunmehr unterkretazisch fortgesetzt wurde. Im Apt und Unteralb wurden die Karsthohlräume des Massenkalks zuerst mit terrestrischen Sedimenten verfüllt (CLAUSEN et al. 1978: 582). Möglicherweise, aber im Blattgebiet 4516 Warstein nicht überliefert, sind die Hohlraumbildungen älter, da im Blattgebiet 4517 Alme aufgearbeitete Keuper-Sporen zusammen mit Sporen aus dem Zeitabschnitt des Valendis (tiefste Unterkreide) gefunden wurden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Ab dem Oberalb überflutete das Kreide-Meer den gesamten Warsteiner Raum, so daß die terrigenen Grundwasserverhältnisse in den Karsthohlräumen verändert wurden. Es traten wiederum marine Verhältnisse für die Karstweitung und entsprechende Sedimentverfüllung ein. Die vom Meeresboden ausgehenden und Strömungen zugänglichen Hohlräume wurden mit marinen Sedimenten ganz oder teilweise gefüllt. Infolge der flächenhaften Bedeckung mit Oberkreide-Sedimenten war der weiteren Verkarstung Einhalt geboten; es ist jedoch nicht auszuschließen, daß im Tertiär durch zirkulierende Wässer im Untergrund die Verkarstung anhält.

Mit Beginn des Pleistozäns wurden infolge der Klimaveränderungen der soliflukative Abtrag eingeleitet und die während der Oberkreide und des Tertiärs versiegelten Hohlräume freigelegt, so daß nunmehr Bodenrelikte eingespült wurden: ein Vorgang, der bis heute anhält.

3.2. Dimension, Orientierung und Beschaffenheit von Spalten

Zur Kennzeichnung der in Kapitel 4. beschriebenen Einzelvorkommen ist es notwendig, die Spalten und Karsthohlräume zu klassifizieren. Nach der größten Öffnungsweite quer zum Streichen werden unterschieden:

Mikrospalten	< 0,5 cm	Millimeterbereich
Megaspalten	> 0,5 cm bis 1 m	Zentimeter- bis Dezimeterbereich
Makrospalten	> 1,0 m	Meter- bis Dekameterbereich

Eine Unterteilung nach der Ausdehnung in ihrer Streichrichtung muß unterbleiben, da sich Spalten und Spaltensysteme meist nicht über die Aufschlußgrenzen hinweg verfolgen lassen.

Die Orientierung einer Spalte leitet sich ab von den im Gelände eingemessenen Werten vom Spaltenträger und vom Spaltensystem. Hierzu werden die in der Gefügekunde üblichen Koordinaten a, b, c und die ihnen zugehörigen Symmetrieebenen ab, ac, bc benutzt. Da sich die Beobachtungen vorwiegend auf gefaltete Trägergesteine beziehen, wird die ab-Ebene flankenparallel, das heißt parallel der Schichtfläche (ss) orientiert. Dadurch ist die überwiegende Anzahl der vorkommenden Spalten mit den genannten Symmetrieebenen festgelegt. Sonderfälle sind Querspalten senkrecht zu ab und zwischen ac und bc pendelnd sowie Diagonalspalten, die ac, bc und ab (= ss) schräg schneiden oder auf einer der drei Symmetrieebenen senkrecht stehen können.

Damit ergeben sich Spalten in:

- (1) ac-Richtung orientiert
- (2) bc-Richtung orientiert
- (3) ab-Richtung orientiert (// ss)
- (4) Querspalten (ab, zwischen ac und bc pendelnd)
- (5) Diagonalspalten (ac, bc, ab = ss schräg schneidend oder ac oder bc oder ab)

WENDT (1971*: 136 – 139) sprach lediglich von „Q-Spalten“ (hier den Orientierungen von 1, 2, 4 und 5 entsprechend) und von „S-Spalten“ (hier 3 entsprechend). PLESSMANN & SPAETH (1971) wählten als Bezeichnungen zur Unterscheidung „Streichender Gang“ (= bc), „Quergang“ (= ac) und „Diagonalgang“ (= bc, ac und ab schräg schneidend).

Davon ausgehend, daß bei der vororogenen Dehnungstektonik Hohlräume vom Riß bis zur klaffenden Spalte entstehen konnten, und verglichen mit dem späteren tektonischen Inventar, das während der asturischen Gebirgsbildung entstand, lassen sich direkte Beziehungen untereinander herstellen. Die ersteren folgen in ihren Richtungen weitgehend den späteren, tektonisch entstandenen Trennflächen, so daß eine Unterscheidung zwischen beiden getrennt angelegten, aber übereinstimmenden Richtungen nicht möglich ist.

In ac-Richtung sind vorwiegend Makrospalten (Großspalten) im Massenkalk angelegt, ebenso Mega- und Mikrospalten im Massenkalk und im oberdevonischen Cephalopodenkalkstein. Spalten dieser Richtung haben die größte Eindringtiefe und lassen sich teilweise über den Aufschluß hinaus quer zum Streichen verfolgen (s. Bl. 4516 Warstein, CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

In bc-Richtung wurde lediglich eine Makrospalte im Massenkalk aufgefunden, während der überwiegende Anteil als Mega- und Mikrospalten in den Sattelstrukturen der oberdevonischen Cephalopodenkalksteine anzutreffen ist. Ihre vertikale und laterale Erstreckung ist wesentlich geringer als bei den ac-Spalten. In ab-Richtung, also Spalten parallel ss-Flächen, wurden nur Mikro- und Megaspalten im Massenkalk nachgewiesen. Die laterale Erstreckung ist erheblich und geht über die Begrenzung des Aufschlusses hinaus.

Quer- und Diagonalspalten verlaufen meist unregelmäßig sowohl vertikal als auch horizontal und erinnern an die Fiederspalten in klastischen Gesteinen. Sie sind vorwiegend als Mikrospalten ausgebildet und bezüglich ihres Vorkommens auf den Massenkalk beschränkt. Ihre vertikale Eindringtiefe ist durch den unregelmäßigen Verlauf nicht genau auszumachen, jedoch ist eine Eindringtiefe bis an die Basis des Massenkalks nicht unwahrscheinlich.

Die Beschaffenheit der Spaltenwände ist abhängig von der Ausbildung des Trärgesteins. So ist während des Paläozoikums im Massenkalk aufgrund dessen besserer Löslichkeit an den Wänden ein ausgeprägtes Kleinrelief entstanden. Die Überprägung der Ausgangsspalte geht oft soweit, daß deren primäre Anlage nicht mehr zu rekonstruieren ist. Besonders auffällig ist, daß Großspalten submariner oder subaerischer Entstehung Wände besitzen, die an Karsthöhlensysteme erinnern. Die Megaspalten dagegen, die vorwiegend in den Cephalopodenkalksteinen des Oberdevons auftreten, zeigen meist regelmäßig verlaufende Spaltenwände, die mechanisch überhaupt nicht und chemisch nur gering ausgestaltet wurden, wobei hier die Genese eine entscheidende Rolle spielt. Die Spaltenwände der parallel ss verlaufenden Hohlräume sind meist ebenflächig an der Basis und mit einem schwachen Relief am Top versehen, da eine gewisse geochemische Homogenität gleiche Löslichkeit innerhalb einer Bank bedingte. Trotz ihrer oft weitreichenden Erstreckung sind sie mit ihrer Füllung im Gesteinsverband nur schwer zu erkennen, wenn das unterscheidende Farbmerkmal fehlt und eine nachfolgende Gebirgsbildung deren Verlauf verstellt hat. Die geologischen Befunde haben ergeben, daß die Spalten, die die Schichten winklig durchsetzen, gleichzeitig mit denen angelegt worden sind, die schichtparallel verlaufen. Lediglich für die Verfüllung waren die Mechanismen unterschiedlich.

3.3. Verfüllungsmechanismen der Spalten

Es wird allgemein davon ausgegangen, daß für die sedimentäre Verfüllung der Spalten unter submarinen Bedingungen zur Zeit der Spaltenbildung am Meeresboden unverfestigte sowie im frühdiagenetischen Zustand befindliche Sedimente vorhanden waren, so daß die Spalte sofort von oben her verfüllt werden konnte. Doch bereitet diese Vorstellung Schwierigkeiten für eine vor allem vollständige Verfüllung, wenn die Spalten (selbst Mikrospalten) tief das Trägergestein durchsetzen. Selbst wenn man das „Ansaugen“ für die Verfüllung zu Hilfe nimmt (CASTELLARIN 1966*, SCHLAGER 1969*), dürfte das vorhandene Material zur einmaligen Verfüllung nicht ausgereicht haben. Es ist vielmehr davon auszugehen, daß die Spalten mit normalem Sediment verfüllt wurden – jedoch mit höherer Sedimentationsrate bei einer vorhandenen Strömung am Meeresboden. Das bedeutet natürlich nicht, daß in den Spaltensedimenten stets jüngere Fossilien enthalten sind. Nach den vorliegenden Befunden kommen bei einem auf die Subzone genau eingestuften spaltendurchsetzten Gestein ältere, gleichalte und jüngere Mikrofaunen in der Füllmasse vor.

In vielen Fällen erfolgte neben der normalen Sedimentation die Verfüllung durch Suspensionsströme. Das zeigt sich schon auffällig durch petrographische Unterschiede zwischen Trägergestein und Spaltenmaterial.

Es wird vielfach darauf hingewiesen, daß Spalten im marinen Bereich an Schwellen geknüpft sind (WENDT 1969 a*, 1969 b*; UFFENORDE 1976, 1977 a; CLAUSEN, im Druck), auf denen außerdem noch Kondensation oder sogar Schichtlücken auftreten können. Daraus kann gefolgert werden, daß die Spalten zum Meeresboden hin geöffnet blieben, dabei chemisch geweitet wurden und erst nachträglich verfüllt sind. Bei einigen Spaltenfüllungen im Cephalopodenkalkstein läßt sich hierfür nur eine geringe Zeitdauer veranschlagen, die unter der stratigraphischen Reichweite einer Conodontensubzone liegt. Dort sind allerdings primäre Faunenmischungen in der Spalte selbst erfolgt. Aber auch solche Mischungen, die bereits außerhalb der Spalte stattfanden, wurden nachträglich in die Spalte verfüllt.

Da bei Kondensation, Dereption (Entfernung von Sedimenten und Fossilien durch Bodenströmung), Omission und Subsolution (Carbonatlösung im Bereich kühler Meeresströmungen (HEIM 1924*, 1934*; HOLLMANN 1962*, 1968*) Conodontenanreicherungen über mehrere Subzonen hin entstehen können, sind die Mischfaunen in den Spalten leicht verständlich. In den Cephalopodenkalksteinen der Warsteiner Carbonatplattform jedoch sind kontinuierliche Sedimentationsbedingungen vorherrschend, so daß in Spalten bei entsprechender Probenentnahme und Aufbereitung die Faunen in Subzonen getrennt vorliegen können. Das heißt, die Spalte war so langlebig, wie ihre Verfüllung anhielt. Weitere Hinweise für Langlebigkeit von Spalten sind randliche Tapeten von Fasercalcit und sedimentäre Bänderung an den Spaltenwänden, deren Entstehung noch unklar ist (WENDT 1971*: 137). Vorwiegend ac-Spalten in Cephalopodenkalksteinen mit Öffnungsweiten bis zum Meterbereich stellen nicht nur Fallen für Sedimente und Fossilien dar, sondern boten auch besonders angepaßten Organismen Lebensraum. In den Megaspalten wurden dunkelgraue, blaugraue bis blauschwarze bituminöse Kalksteine abgelagert, die neben der normalen sedimentären Conodontenfauna bestimmte Fossilgruppen enthalten (Trilobiten, Crinoiden), welche an die speziellen Lebensbedingungen der Spalte angepaßt waren. Es standen sich also auf engstem Raum eine Normalfauna über dem Meeresboden und eine Spaltenfauna unter dem Meeresboden gegenüber.

Schon WENDT (1971*: 185) beschrieb, daß in speziellen Fällen Spalten- und Normalfauna unterschiedlich ausgebildet sein können. So weicht die von ihm im Sonnwendgebirge aus kondensierten Kalksteinen stammende Ammonitenfauna des Unteren Toarciums erheblich von der aus gleichalten Spaltensedimenten geborgenen Fauna ab. WENDT (1971*) wies dabei nach, daß über Spaltenverbindungen im Zusammenhang stehende andersartige Biotope unterschiedliche Faunen beherbergen. So stehen normalwüchsige Ammonitenfaunen über dem Meeresboden kleinwüchsigen Formen aus den Spalten gegenüber. Diese Verhältnisse aus dem alpinen Jura sind direkt auf den Ostabschnitt der Warsteiner Carbonatplattform übertragbar. Dort steht eine normalwüchsige Cephalopodenfauna einer kleinwüchsigen Trilobiten-Crinoidenfauna gegenüber, also ganz anderen Fossilgruppen, was die Unterschiede der Lebensbedingungen noch unterstreicht.

Die in den Mikro- und Megaspalten oft nicht deutlich auszumachende Schichtung wird in den Makrospaltenfüllungen sichtbar, besonders dann, wenn marine Sedimente darin abgelagert wurden. So sind die Basisschichten bei nicht zu steiler Hanglage wandparallel angelagert – wie zum Beispiel bei den Spaltenfüllungen aus Schlagwasserbreccie, die als Rutschmasse in die Spalten eindrang, ein Vorgang, der sich in einer Spalte gelegentlich mehrfach wiederholen konnte. Vermutlich ebenso schnell sind die Verfüllungen mit Sedimenten der Oberkreide erfolgt, als die Spalten und Hohlräume vor der Transgression des Kreide-Meeres freigelegt waren. Zuerst wurden fluviatil-terrestrische Sedimente angeliefert, die sich durch besondere Anlagerungsgefüge an den Spaltenwänden von den marinen Sedimenten unterscheiden können. Letztere sind meist horizontal liegende, verfestigte oder unverfestigte, häufig gradierte, buntgefärbte Ablagerungen, die die normale Mächtigkeit der am Meeresboden sedimentierten Schichten um ein Vielfaches übersteigen können. Ab dem Pleistozän nahmen die abermals freigelegten und erweiterten Spalten durch Abschwemmung und Verstärkung vor allem mit verschiedenartigen Gesteinsbröckchen angereicherte „Lehme“ auf. Diese jüngste Spaltenverfüllung wird weitgehend durch klimatische Einflüsse gesteuert und dauert auch heute noch an. Mikro- und Megaspalten sind vorwiegend in ab-Richtung, also schichtflächenparallel, ausgerichtet. Bestimmte Strömungsverhältnisse waren Voraussetzung dafür, daß Sediment und Mikrofossilien von einem zum Meeresboden hin geöffneten Einfüllpunkt aus weit in das Trägergestein verfrachtet werden konnten. Die ab-Spalten besitzen meist eine oder mehrere Verbindungen zu den übrigen mehr oder weniger vertikal verlaufenden Spalten und bilden somit ein System, das weit verzweigt sein kann. Ein Ausstreichen durch Kalklösung geweiteter Schichtfugen zum Meeresboden hin ist möglich, wie WENDT (1971*) eindrucksvoll belegte.

Die ausgeprägte Feinschichtung und Bänderung der vorwiegend mikritischen Kalksteine in den ab-Spalten läßt auf eine langsame Verfüllung schließen, ohne daß es dabei zu nachweisbaren Sedimentationsunterbrechungen kam. Selbst Conodontenmischfaunen widersprechen dem nicht, wenn man bedenkt, daß in wenigen Zentimetern Sedimentmächtigkeit mehrere Conodontensubzonen enthalten sein können, die möglicherweise nur im Millimeterbereich abgelagert sind und durch die Probenaufbereitung vermischt werden. Außerdem sind, wie am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform, Conodontenmischfaunen durch tektonische Beanspruchung der ab-Spalten möglich, die bei der starken Durchbewegung des Massenkalks überprägt wurden.

4. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen

4.1. Vorbemerkungen

Lange bevor die Warsteiner Carbonatplattform zum Warsteiner Sattel und zu kleineren tektonischen Strukturen durch die asturische Orogenese geprägt war, kam es in den Carbonatgesteinen zu Hohlraumbildungen. Das Zusammenwirken von vororogener Dehnungstektonik als Hauptursache sowie von Vertikalbewegungen, seismischen Ereignissen, Rutschungen und Setzungen schuf ein Netz von nichttektonischen, präorogenen Trennflächen, die durch submarine Weitung (nicht Verkarstung) zu verschiedenartigen Hohlräumen führten. Diese konnten dann submarin mit Sedimenten des Oberdevons und Unterkarbons gefüllt werden. Die Deformation der Gesteine während der asturischen Orogenese an der Wende Westfal/Stefan schuf Schieferung, Klüftung und Störungen, die seit dem Mesozoikum unter subaerischen Bedingungen die Ansatzpunkte für die heute sichtbare weit- und tiefreichende Verkarstung darstellten.

Da submarine und subaerische Hohlformen weitgehend korrespondieren, erscheint es angebracht, die Beschreibung der Einzelvorkommen nach dem Trägergestein und nicht nach dem Alter der Füllsedimente durchzuführen.



Abb. 2 Geologische Übersicht der wichtigsten Vorkommen von sedimentgefüllten Spalten in Carbonatgesteinen im Blattgebiet 4516 Warstein

Fig. 2 Geological general map of the most important occurrences of sediment-bearing dykes in carbonates in sheet 4516 Warstein

4.2. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen im Massenkalk

4.2.1. Steinbruch am Hessenkamp

(R 64 950, H 00 000; Aufschluß 1 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Dorp- und Schwelm-Fazies (erbohrt)

Alter des Trägergesteins: Givet- bis Adorf-Stufe ($dol\alpha$)

Spaltenart: Makro-, Mega- und Mikrospalten (Taf. 1: Fig. 1)

Füllung: Makrospalte mit Schlagwasserbreccie und Cephalopodenkalkstein, Megaspalte mit Cephalopodenkalkstein, Mikrospalten mit Typ Cephalopodenkalkstein und Typ Massenkalk ohne authigene Quarze

Alter der Füllung: siehe Tabelle 1, S. 332 – 333

Im Massenkalk-Sattel am Hessenkamp werden die Kernschichten, die sowohl in Dorp- als auch in Schwelm-Fazies ausgebildet sind, von kieseligen und inkieselten Gesteinen überlagert, wobei Abschnitte des Massenkalks ebenfalls verkieselte sind. Bei den kieseligen Gesteinen handelt es sich um die in der Normfazies des Unterkarbons ausgebildeten Ablagerungen. Die inkieselten Schichten dürften dem Oberdevon zuzurechnen sein, da sie gleichfalls von den typischen Gesteinen des Unterkarbons überlagert werden. Kleine Reste oberdevonischer Cephalopodenkalksteinvorkommen überlagern, wenn auch geringmächtig, den Massenkalk und belegen die vermutlich ehemals flächenhafte Überdeckung der Kernschichten. Sie wurden teilweise schon während der Sedimentationszeit im Oberdevon und Unterkarbon I submarin erodiert, wie ihr Vorkommen in der Schlagwasserbreccie belegt.

Im aufgelassenen Steinbruch am Hessenkamp gehört der Kalkstein zur Dorp-Fazies und ist als back-reef facies (KREBS 1971*, 1974*; WILSON 1975*; HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979) ausgebildet. Der gesamte aufgeschlossene Massenkalk-Komplex ist von Spalten (Taf. 1: Fig. 1) durchsetzt, wobei lediglich die Makro- und Megaspalte gut im Aufschluß erkennbar sind.

Die Makrospalte, in Streichrichtung angelegt, ist asymmetrisch gebaut, wobei für die Formgebung submarine chemische und ferner mechanische Prozesse die Ursache waren (Taf. 1: Fig. 2). Die nach Süden geneigte Nordwand der Spalte ist von einem flach- bis steilwelligen Relief überzogen und fällt mit 15–45° nach Süden ein. Die nach Norden geneigte Südwand ist dagegen tektonisch so überprägt, daß nur noch ein generelles Einfallen von 50–70° nach Norden festzustellen ist. Die Spaltenfüllung besteht im flachen Nordabschnitt aus Schlagwasserbreccie ($dol\alpha$), die hier vorwiegend aus großen, eckigen Massenkalk-Komponenten besteht (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989, dieser Band, S. 261–308), im Südteil dagegen aus gutgerundeten kleineren Cephalopodenkalksteingeröllen, die jünger sind und die *marginifera*-Zone noch mitumfassen. Der Top der Spalte mit einer Öffnungsweite von ca. 20 m wird von geringmächtigen Cephalopodenkalksteinen der *marginifera*-Zone abgedeckt. Das bedeutet, daß die Spalte von der *asymmetricus*- bis zur *marginifera*-Zone geöffnet war und mehrphasig verfüllt wurde. Von der südlichen Spaltenflanke zweigt nach Süden gerichtet eine ss-Spalte (ab-Richtung) ab, deren Liegendes und Hangendes dickbankiger Massenkalk ist. Die horizontal und schichtparallel verlaufende Spalte besitzt einen Anfangsdurchmesser von ca. 1 m, verjüngt sich und keilt nach ca. 10 m aus. Ihre Füllung ist geschichtet und besteht aus einer Wechselfolge von gelbbraun anwitternden Cephalopodenkalksteinen, die mit geringmächtigen, graugrünbraunen, mergeligen Ton- und Schluffsteinen

wechsellagern. Nach einer zahlenmäßig umfangreichen Conodontenfauna umfaßt sie an ihrem Beginn und ihrem Ende die gesamte *marginifera*-Zone und ist im Gegensatz zur vertikal verlaufenden Makrospalte nicht von Mikrospalten durchzogen, die jedoch in ihrem Hangenden und Liegenden auftreten. Die Mikrospalten durchziehen nicht nur den Massenkalk, sondern neben der Makrospalte auch gelegentlich die kleinen Vorkommen von Cephalopodenkalksteinen (Tab. 1). Sowohl im angewitterten als auch im frischen Zustand sind sie ohne optische Hilfe nur schwer auszumachen (Taf. 1: Fig. 3). Sie durchsetzen das Gestein mit unregelmäßigem Verlauf und Abstand, so daß ihre exakte Reichweite nicht zu verfolgen ist.

Der hier am Hessenkamp geringe oder ganz fehlende Farbunterschied zwischen Trägergestein und Spaltenfüllung macht es bei der Probenbearbeitung erforderlich, das entnommene Gestein in den drei Hauptrichtungen zu sägen, um die Anzahl der Spalten zu erkennen und um spaltenfreies Material für die Altersbestimmung des autochthonen Gesteins zu erhalten.

Nach der Zerteilung der Probe ist ein Erkennen relativ einfach, da der Massenkalk im Gegensatz zur Spaltenfüllung authigene Quarze enthält.

Erstaunlich ist die Langlebigkeit der Mikrospalten. Dies ist belegbar durch verschiedene Füllungen in unterschiedlichen Trägergesteinen. Die ältesten sind die Mikrospalten im adorfischen Massenkalk; die zweite Generation durchzieht die ebenfalls adorfische Spaltenfüllung der Makrospalte, während die dritte Generation die Cephalopodenkalksteine durchsetzt. Nach den Fauneninhalten zu urteilen haben jedoch noch Spaltensysteme bestanden, welche die drei unterschiedlichen Gesteinstypen gemeinsam durchziehen. Auffällig, aber sehr selten, sind an chemisch geweiteten Knickstellen von Spalten feinstgebänderte, vertikal verlaufende Kalksedimente (Taf. 1: Fig. 3), die nach WENDT (1971*) ebenfalls, aber noch ungeklärt, vertikal abgelagert wurden. Sie sind ebenso ein Hinweis auf die lange Verfülldauer der Mikrospalten wie dünne Bestege von Fasercalcit. Neben den sedimentologischen Kriterien (wandparallele Feinbänderung, Fasercalcit) gibt es auch fossilbezogene für eine langfristige, kontinuierliche Verfüllung: Zusammenschwemmungen, Fossilanreicherungen ohne nennenswerte Sedimentbeimischung und verschiedenartige Erhaltungszustände (Umkrustungen) von Conodonten. Häufungen und Fehlen bestimmter Gattungen sind nicht festzustellen.

Die Mikrospalten enthalten, wie die Tabelle 1 zeigt, sämtliche Conodontenzonen des Oberdevons und des Unterkarbons bis zur Oberen *crenulata*-Zone (nach VOGES 1959, 1960). Zahlenmäßig sind im Probenbereich (ca. 10 kg), der als geschlossener Block entnommen wurde, Conodontenmaxima für besondere Zonen oder Subzonen nicht zu ermitteln.

Wie in Tafel 1: Figur 1 deutlich wird, unterscheidet sich die lithologische Ausbildung des Massenkalks deutlich. So ist in den oberen Partien im Nordteil des Steinbruchs eine ausgeprägte Bankung vorhanden (Tab. 1: Prof. I), die im gleichalten Südabschnitt (Tab. 1: Prof. III) fehlt. Dort kann die Schichtung in dem massigen Kalkstein lediglich durch Fossilagen erkannt werden. Das Profil II befindet sich innerhalb der Füllung der Makrospalte.

Die Conodonten aus dem Profil I sind vorwiegend Mischfaunen. Lediglich die aus Probe L1090 von einem massigen Kalkstein an der Basis geborgenen Formen *Polygnathus asymmetricus ovalis* und *Pol. linguiformis* ssp. sind relevant für die stratigraphische Einstufung des Trägergesteins, das demnach hier zur *asymmetricus*-Zone gehört. Sämtliche weiteren Proben (L 1089 – L 1080) zum Hangenden hin

enthalten jüngere Conodontenmischfaunen, die bis zur *Siphonodella-crenulata*-Zone reichen. Wie aus Tabelle 1 hervorgeht, sind trotz einer Probenmenge von ca. 10 kg pro Probe nur wenige Conodontenarten enthalten, außerdem haben sie einen schlechten Erhaltungszustand. Vermutlich sind in diesem Steinbruchabschnitt die Mikrospalten weniger zahlreich. Eine Erklärung wäre die ausgeprägte Bankung, die bei der vororogenen Dehnungstektonik dafür sorgte, daß die spaltenbildenden Kräfte durch „Schichtfließen“ an den sedimentären Trennflächen zum großen Teil eliminiert wurden.

Die Conodonten aus dem Profil III sind bei gleicher Probenmenge (ca. 10 kg) wesentlich zahl- und artenreicher sowie durchweg gut bis sehr gut erhalten. Besonders wichtig ist, daß dort sämtliche Conodontenzonen oberhalb des $d_{0\alpha}$ bis zur *anchoralis*-Zone ($c_{\text{ull}\beta/\gamma}$) in den Spaltenfüllungen zu belegen sind. Bei dem örtlich geringen Abstand der Profile I und III (Taf. 1: Fig. 1) muß davon ausgegangen werden, daß im gleichalten Trärgestein im Profil III wesentlich mehr Mikrospalten ausgebildet sind als in Profil I.

Auffällig sind die Conodontenmaxima nach Anzahl und Arten in der *marginifera*- und in der *crenulata*-Zone. Die Ursachen dafür dürften in der ursprünglich größeren Mächtigkeit der später ganz oder teilweise resedimentierten Cephalopodenkalksteine zu suchen sein, die sich vermutlich noch im frühdiagenetischen Zustand befanden. Ein Hinweis dafür ist der „saubere“ Zustand der Conodonten, die nur gelegentlich mit Schluffsteinpartikeln behaftet sind. Auf die ehemals vorhandenen Schwellenkalksteine im Kernbereich des Scharfenberger Sattels weisen nur noch wenige kartierfähige Reste, die Spaltenfüllungen und die vermutlich oberdevonisch/unterkarbonischen inkieselten Gesteine hin (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Die Conodonten aus dem Profil II, also der Makrospaltenfüllung (Taf. 1: Fig. 1), sind bis auf die Probe L1104, die in die *asymmetricus*-Zone gehört, ebenfalls Mischfaunen. Das bedeutet, daß die Spaltenfüllung mit Schlagwasserbreccie (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989, dieser Band, S. 261 – 308) durch das Vorkommen der Gattung *Siphonodella* in Probe L 1100 und 1101 sowie der Gattung *Bispathodus* in Probe L 1102 ebenfalls von Mikrospalten durchzogen ist.

In den autochthonen Cephalopodenkalksteinen, die am Top des Steinbruchs die Spaltenfüllung diskordant überlagern, wurden keine Mischfaunen festgestellt. Die Sammelprobe L1108 aus diesem Bereich gehört in den Zeitabschnitt Untere/Obere *marginifera*-Zone, ist also gleichalt wie die schichtparallel verlaufende, von der Makrospalte abzweigende Megaspalte.

Die Einzelproben aus dem Pingenfeld westlich des Steinbruchs entstammen ebenfalls Cephalopodenkalksteinen, die nur gelegentlich Mischfaunen enthalten (Tab. 1: L 1106, L 1107). Die übrigen Proben haben eine stratigraphische Reichweite von der *rhomboidea*- bis zur *marginifera*-Zone. Auffällig ist, daß in der Probe L 1107 trotz einer sehr reichen Fauna Conodonten oberhalb der *velifer*-Zone fehlen. Das ist ein weiterer Hinweis dafür, daß die Spaltenbildung und ihre Verfüllung mehrphasig verliefen.

Besonders auffällig ist der weit über dem Durchschnitt liegende Gehalt an Apatitkügelchen in sämtlichen Proben mit Mischfauna. Apatitkügelchen sind im Massenkalk der back-reef-Fazies nicht selten; sie nehmen zum eigentlichen Riff hin ständig zu. Der hohe Gehalt an Apatitkügelchen in den Conodontenmischfaunen wird darauf zurückgeführt, daß die Mikrospalten zur Zeit ihrer Weitung höhere pH-Werte aufwiesen, als sie für das Meerwasser bei der Kalksedimentation

anzunehmen sind. Die submarinen Mikrospalten stellen somit ökologische Nischen dar, in denen es neben der Carbonatlösung sogar zeitweise zur Ausscheidung von Apatitkügelchen kam (vgl. LEUTERITZ et al. 1972).

4.2.2. Steinbruch Brühne südlich Kallenhardt (R 59 540, H 01 940; Aufschluß 2 in Abb. 2)

Alter des Trärgesteins: Givet-Stufe (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984)

Spaltenart: Makrospalte (Taf. 2: Fig. 1; Abb. 3: Spalte 2)

Richtung der Spalte: a/c-orientiert

Füllung: unverfestigte, teilweise geschichtete Ablagerungen

Alter der Füllung: Cenoman, Pleistozän, Holozän

Diese Makrospalte ist besonders gut erschlossen durch die umfangreichen Abgrabungen, die auch teilweise die Spaltenfüllung miteinbeziehen.

Die Spalte ist senkrecht zum Streichen, also in ac-Richtung angelegt und folgt somit der am häufigsten vorkommenden Kluftrichtung, die 160 – 180° streicht (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 87, MEIBURG et al. 1977). Der gesamte Steinbruch wird von der Spalte gequert, die sich nach Süden hin bis zur Sandkaule verfolgen läßt. Dort weitet sie sich kesselförmig und enthält Rühthener Grünsandstein als Füllung, der früher für Bauzwecke gewonnen wurde (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Ihre Ausstrichbreite im Steinbruchbereich beträgt ca. 50 m. Sie konnte somit in der geologischen Karte, Blatt 4516 Warstein, dargestellt werden. Die Eindringtiefe unterhalb der tiefsten Abbausohle ist unbekannt. Ebenso kann keine Aussage über ihre präkretazische Gestalt erfolgen, da entsprechende Füllsedimente nicht nachgewiesen wurden.

Von der Geländeoberkante ausgehend fallen die Spaltenwände steil mit 50° symmetrisch zur Spaltenmitte ein (Taf. 2: Fig. 1). Kurz vor Erreichen der untersten 3. Abbausohle verjüngt sich der Spaltendurchmesser auf 2 m, und von da ab stehen die Wände seiger. In diesem Spaltenabschnitt besteht die Füllung aus graugrünen, grünen, braungrünen, tonigen, gelegentlich feinsandigen Ablagerungen. Sie sind fein- bis feinstgeschichtet und führen lagenweise Glaukonit, der gut gerundet ist. Diese Schichten stoßen ohne jegliches Anlagerungsgefüge als unverfestigtes Sediment an den Massenkalk an. Vermutlich handelt es sich hierbei um Äquivalente des Rühthener Grünsandsteins.

Zwischen der 3. und 2. Abbausohle ist die Spaltenfüllung durch Haldenmaterial weitgehend überdeckt, ebenso an der Basis der 2. Sohle. Von da ab erweitert sich die Spalte trichterförmig nach oben. Die Füllung besteht hier aus braunen, graubraunen, grauen und graugrünen Feinsanden mit dünnen, gleichfarbigen, schluffigen Zwischenmitteln, die gelegentlich Geopetalgefüge zeigen. So sind an den Spaltenwänden im unverfestigten Sediment steile Anlagerungsgefüge mit Winkeln bis zu 45° ausgebildet. Diese Beobachtungen lassen den Schluß zu, daß diese Schichten aus stark bewegtem Wasser (Küstennähe?) sedimentiert wurden. Dieser ca. 20 m mächtige Abschnitt der Füllung geht ohne scharfe Grenze in einen braunen bis gelbbraunen, ungeschichteten, steinigen Lehm über. Er bildet den jüngsten Teil der Spaltenfüllung und dürfte dem Pleistozän bis Holozän zugerechnet werden.

Die Ausgangsform der Spalte ist mit Sicherheit submarin angelegt und in der Nachkreide-Zeit subaerisch erweitert worden.

4.2.3. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt
(R 58 900, H 01 760; Aufschluß 3 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalte (Taf. 2: Fig. 3; Abb. 3: Spalte 3; 2:1 überhöht)

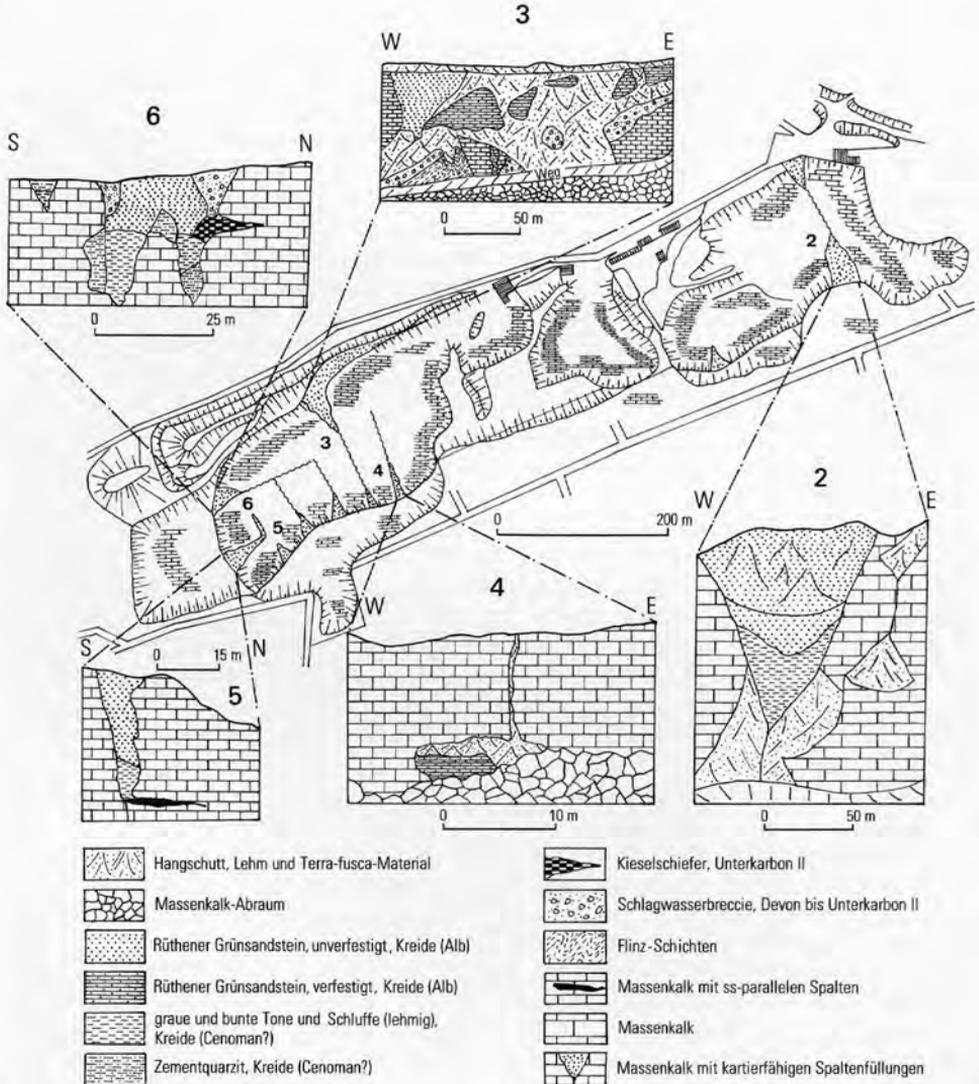


Abb. 3 Spaltenvorkommen in den Steinbrüchen Brühne (2) und Weiken (3-6) südlich Kallenhardt

Fig. 3 Dykes in the Brühne (2) and Weiken (3-6) quarries south of Kallenhardt

Richtung der Spalte: ac-orientiert

Füllung: Schlagwasserbreccie, Flinz-Schichten, verfestigte und unverfestigte Tone, Schluffe und Sande

Alter der Füllung: Givet-Stufe bis Cenoman

Im Ostteil des Steinbruchs Weiken ist an dessen Nordseite ein Profil aufgeschlossen, das im Liegenden aus Massenkalk besteht und konkordant von Flinz-Schichten überlagert wird. Innerhalb dieser Abfolge, die an der Nordflanke eines Großsattels liegt und dessen Achse mit $3 - 5^\circ$ nach Ostnordosten abtaucht, befindet sich eine senkrecht zu ihrem Streichen angeschnittene Makrospalte (Taf. 2: Fig. 3; Abb. 3: Spalte 3, S. 336). Sie ist die bislang größte, die auf der Warsteiner Carbonatplattform bekanntgeworden ist. Sie zeigt nach dem Verlauf ihrer Wände sowie nach ihrer Füllung ein sehr differenziertes Bild, wobei die Beschreibung durch die Überschotterung mit unverfestigtem Spaltenmaterial erschwert wird. Vor allem durch die unterschiedliche Verfestigung der jüngeren Teile der Spaltenfüllung entsteht von der Ferne betrachtet der Eindruck, als würden zwei Spaltensysteme vorliegen (Taf. 2: Fig. 3), was jedoch durch die unterschiedliche Erosion nur vorgetäuscht wird. Der Ostflügel der Spalte ist relativ flach geneigt und fällt mit ca. 30° nach Westen ein. Die aus Massenkalk bestehende Spaltenwand ist nur flachwellig ausgebildet, was auf eine gleichmäßige chemische Kalklösung unter submarinen Bedingungen schließen läßt. Mit scharfer Grenze folgt über dem Massenkalk diskordant Schlagwasserbreccie (Taf. 2: Fig. 3), deren genauer Verlauf im Streichen freigelegt wurde. Die Schlagwasserbreccie besteht vorwiegend aus dunkelgrauen bis blaugrauen Massenkalk- und Flinzkalkgeröllen.

Die Massenkalk-Anteile sind vorwiegend als eckige bis wenig angerundete Brocken mit unregelmäßigem Umriß ausgebildet, während die Gerölle aus den Flinz-Schichten längliche, gutangerundete, ellipsoidische Umriss zeigen, wobei gelegentlich noch Bankteile zu erkennen sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989, Taf. 1: Fig. 3; dieser Band, S. 261 – 308). Besonders hervorzuheben ist das Auftreten von „Weichkalkgeröllen“, die wichtige Hinweise für einen kurzen Transportweg und Verfrachtung des Materials im frühdiagenetischen Zustand liefern. Das Bindemittel ist ebenfalls stark karbonatisch und unterscheidet sich bezüglich des CaCO_3 -Gehalts und des Farbmerkmals nicht von den Geröllkomponenten. Das wird deutlich an den Gerölloberflächen der Schlagwasserbreccie, wo auch durch Langzeiteinwirkung von Verwitterungskräften eine gleichmäßige submarine Anlösung von Breccienanteilen und Matrix erfolgte. Die Sedimentation der Schlagwasserbreccie innerhalb des schräg nach oben offenen submarinen Hohlraums läßt sich so rekonstruieren, daß die am Spaltenrand und in der näheren Umgebung sedimentierten Flinz-Schichten aufgrund der Hangneigung der Spalte sedifluktiv in Form eines Blockstroms und unter fortschreitender Auflösung des Schichtenverbands im Spaltenraum sedimentiert wurden. Die undeutliche und unregelmäßig ausgebildete Bankung des hier ca. 7 m mächtigen Sediments weist darauf hin, daß der Sedimentationsvorgang der Schlagwasserbreccie mehrphasig erfolgte (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308). Nach Conodontenfunden umfaßt dieses Sediment die Zeitspanne von der Unteren (oberer Teil) *varcus*- bis zur *Palmatolepis-gigas*-Zone.

Über der Schlagwasserbreccie folgen in diesem östlichen Spaltenteil diskordant auflagernd Kreide-Schichten. Sie bestehen vorwiegend aus verfestigten und gebankten roten, grünen, graugrünen, graubraunen, schwach karbonatischen, glaukonitführenden Sandsteinen mit zentimetermächtigen Zwischenlagen von

unverfestigten, rostbraun gefleckten Ton- und Schluffsteinen, die vermutlich entkarbonatisiert sind und zur Spaltenmitte hin immer stärker verfestigt wurden. In den sandigen Abschnitten kommen lagenweise angereichert bis zu kopfgroße Massenkalk-Gerölle vor. Dabei ist zu bemerken, daß jüngere, paläozoische Gesteine, wie zum Beispiel Flinzkalkstein, Cephalopodenkalkstein, Kieselschiefer, Grauwacken, fehlen. Da die Kreide-Sedimente mit dem Rühthener Grünsandstein zu parallelisieren sind, bedeutet das, daß zur Zeit der Transgression des Cenoman-Meeres die genannten Gesteine nachasturisch bis auf wenige Reste abgetragen waren.

In der Zeitspanne von der asturischen Faltung bis zum Beginn der Transgression des Kreide-Meeres liegen keinerlei Hinweise vor, in welcher Zeit und auf welche Art und Weise die Hohlrumbildung in den Kalksteinen voranschritt. Vermutlich erfolgte sie durch zirkulierende Karstwässer, begleitet von Emersion und damit verbundener Erosion.

In der Spaltenmitte ragt spornartig eine Massenkalk-Klippe auf, deren ursprüngliche Position tektonisch geringfügig überprägt wurde, indem sie, vertikal bewegt, heute steil zur Spaltenmitte hin einfallende Flanken aufweist. Die seitlich angrenzenden Sedimente weichen bezüglich ihrer stratigraphischen Einstufung nur geringfügig voneinander ab. Die Ostseite des Sporns stößt an Schlagwasserbreccie, während auf der Westseite Flinz-Schichten den Massenkalk begrenzen (s. Abb. 3: Spalte 3). Überraschenderweise zeigen die hier nur 8 m mächtigen Flinz-Schichten eine engständige Faltung, die in den außerhalb der Spalte 40–100 m mächtigen Schichten völlig fehlt. Die Faltung dieses Schichtpakets ist mit großer Wahrscheinlichkeit nicht tektonischen Ursprungs, sondern durch Gleitvorgänge auf einer stark geneigten Ablagerungsfläche entstanden, vergleichbar mit den Fließfalten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Dafür spricht auch das starke Abweichen des Streichens der Faltenachsen innerhalb der Flinz-Schichten von denen des Trägergesteins Massenkalk. Das normale Streichen des Großsattels im Steinbruch Weiken, auf dessen Nordflanke sich die Spalte befindet, ist Westsüdwest–Ostnordost (B-Achse 080/05), das der Kleinfalten dagegen Südsüdwest–Nordnordost (B-Achsen um 035/12). Diese Vorstellung wird noch gestützt durch die über den Flinz-Schichten ebenfalls als Spaltenfüllung folgende Schlagwasserbreccie, die nicht verfaltet ist. Hier wird die mehrphasig verlaufende Verfüllung des ehemaligen submarinen Hohlrums besonders deutlich durch die zuerst erfolgte kontinuierliche und langsame, geringmächtige Ablagerung der Flinz-Schichten und der darüberfolgenden mehrmalig angelieferten Schlagwasserbreccie.

Der Kontakt der paläozoischen Füllsedimente Flinz-Schichten und Schlagwasserbreccie ist an der Westflanke des Spaltensystems nicht aufgeschlossen. Der sichtbare Teil dieser Wand (Taf. 2: Fig. 3) zeigt eine Fläche, deren oberer Abschnitt zuerst steil nach Osten und deren unterer steil nach Westen geneigt ist. Dieser Verlauf läßt den Schluß zu, daß sich Basisfläche und Westflanke der Spalte mehr oder weniger spitzwinklig treffen.

Die gesamte Decke des Hohlrums, der heute nicht mehr zu rekonstruieren ist, wurde dabei von Massenkalk gebildet. In der nachasturischen Zeit wurde unter Karstbedingungen dieser altangelegte Hohlraum korrosiv und erosiv vor allem zum Hangenden hin erweitert und konnte nunmehr von oben durch jüngere Sedimente verfüllt werden. Die paläozoische Spaltenfüllung bildete hierbei die „Transgressionsfläche“ für die Kreide-Sedimente, die im westlichen Spaltenabschnitt weitge-

hend unverfestigt sind. Zur Spaltenmitte hin nehmen der Grad der Verfestigung und die bankige Absonderung stetig zu und reichen über der Massenkalk-Aufragung bis an die obere Spaltenbegrenzung.

Eine Besonderheit ist eine 2 m breite Spalte, die in dem Massenkalk-Sporn in der Mitte der Makrospalte angelegt ist. Sie läßt sich, mehr oder weniger glattwandig begrenzt, bis zur tiefsten Abbausohle verfolgen. Die Füllung besteht aus graugrünen, ungebankten, glaukonitführenden, stark karbonatischen Sandsteinen, die auffällig viele kleine, eckige Kieselieferbröckchen enthalten. Diese können aufgrund des schwarzen Farbmerkmals mit den Kulm-Kieselieferschiefern verglichen werden.

4.2.4. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (R 58 970, H 01 670; Aufschluß 4 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984)

Spaltenart: Megaspalte, in Makrospalte übergehend (Abb. 3: Spalte 4; CLAUSEN et al. 1982: Taf. 6)

Richtung der Spalte: ac-orientiert

Füllung: in der Megaspalte unverfestigtes Terra-fusca-Material, in der Makrospalte Rühthener Grünsandstein und Terra-fusca-Material

Alter der Füllung: Cenoman, Tertiär?, Quartär

Die aus einer korrosiv erweiterten ac-Kluft hervorgegangene Megaspalte ist 1980 abgegraben worden und heute nur noch reliktiert sichtbar. Sie verläuft, von der ersten Abbausohle ausgehend, mit einem wechselnden Durchmesser von 10 bis 60 cm ca. 10 m annähernd senkrecht zur Teufe hin und erweitert sich dann plötzlich tunnelförmig. Diese senkrecht zu ihrem Verlauf angeschnittene Hohlform besitzt eine Höhe von 5,5 m und eine Breite von 9 m (CLAUSEN et al. 1982: 290, Taf. 6). Bei ihrer Entstehung unter Paläokarstbedingungen haben neben korrosiven auch erosive Kräfte in Form von strömenden Grundwässern mitgewirkt. Aufgrund ihrer Ausmaße wird sie als Makrospalte bezeichnet. Sie ist verfüllt mit einem fein- bis mittelkörnigen, dickbankig abgesonderten cenomanen Grünsandstein, dessen Farbmerkmal auf zahlreichen grünen, gutgerundeten Glaukonitkörnern beruht. Partien dieses Sandsteins zeigen braune bis hellbraune Anfärbungen, was durch bräunliche Verwitterungsrinden an den Glaukonitkörnern hervorgerufen wird. Die stellenweise beigefarbige Fleckung ist ebenfalls darauf zurückzuführen. Die Kontaktfläche der Sandsteinfüllung zum Trägergestein Massenkalk ist scharf, wobei die Sandsteine keinerlei Anlagerungsgefüge zeigen. Das ist ein Hinweis dafür, daß die Spalte relativ schnell, aber kontinuierlich unter Wasserbedeckung von oben verfüllt wurde. Kleinere Massenkalk-Gerölle sind den Basisschichten des Sandsteins eingelagert.

Die Verfüllung des Hohlraums erfolgte während des Vorstoßes der Cenoman-Transgression unter marinen Bedingungen. Die untersten Schichten mit Massenkalk-Geröllen sind dadurch direkt vergleichbar mit dem Basiskonglomerat des Rühthener Grünsandsteins. Nach Abschluß der Verfüllung und mit dem Rückzug des Cenoman-Meeres wurden unter terrestrischen Bedingungen die Megaspalte, die Zuführkanal für die marinen Sedimente war, und die Makrospalte vermutlich im Tertiär erweitert. Darauf weisen besonders die Terra-fusca-Bildungen am Top der

Makrospalte über dem Rütthener Grünsandstein und in der Megaspalte hin. Zur Klärung der Altersstellung der Sandsteinfüllung wurden von J. INDANS (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) mehrere Einzelproben untersucht, die folgende Mikrofauna enthielten:

Arenobulimina cf. preslii (REUSS)
Arenobilimina sp. sp.
Ataxophragmium cf. crassum (D'ORBIGNY)
Marssonella trochus (D'ORBIGNY)
Gavelinopsis cf. cenomanica (BROTZEN)
 ?*Gavelinopsis voltziana* (D'ORBIGNY)
 ?*Gavelinella* sp.
Dentalina sp.

außerdem wenige Ostracodenklappen und -bruchstücke

Nach J. INDANS weist die Foraminiferenassoziation der untersuchten Proben auf kreidezeitliche Ablagerungen hin, die eine genauere Einstufung nicht zulassen. Jedoch läßt die Leitform *Gavelinopsis cenomanica*, die im Alb vereinzelt und im Cenoman und Unterturon häufig vorkommt, verglichen mit den übrigen angetroffenen Formen den Schluß zu, daß es sich hierbei um Ablagerungen des Cenomans handeln könnte. Diese Aussage von J. INDANS wird gestützt durch die petrographische Übereinstimmung des am Meeresboden abgelagerten Rütthener Grünsandsteins und der Makrospaltenfüllung. Eine petrographische Untersuchung des Spaltenmaterials durch G. STADLER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab, daß es sich um einen schwach calcithaltigen, feldspatfreien, stark glaukonithaltigen, gut sortierten Fein- bis Mittelsandstein handelt. Die gleichmäßige Verteilung der Glaukonite mit sehr guter Rundung und praktisch fehlender Oxidation läßt auf eine autochthone, allenfalls parautochthone Bildung schließen. Nach der Ablagerung erfolgte eine ziemlich intensive Einkieselung, die jedoch nicht ausreichte, um das Gestein intensiv zu verfestigen.

4.2.5. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt (R 58 880, H 01 630; Aufschluß 5 in Abb. 2)

Trärgestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trärgesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalte, in schichtparallele Megaspalte übergehend (Taf. 2: Fig. 4)

Richtung der Spalte: Makrospalte bc-orientiert; Megaspalte parallel ss verlaufend

Füllung: glaukonitführende Sande (Makrospalte) und Kalkstein (Megaspalte)

Alter der Füllung: Cenoman (Makrospalte) und Oberdevon (Megaspalte)

Die Spalte bildet ein System aus zwei im Zusammenhang stehenden Abschnitten, deren Entstehungsgeschichte die Zeitspanne von der Adorf-Stufe bis zum Cenoman umfaßt.

Der schichtparallel verlaufende Spaltenteil zweigt fast rechtwinklig von der Makrospalte (Taf. 2: Fig. 4) ab, die vermutlich zur Zeit der Verfüllung der ss-Spalte nur als enger Zufuhrkanal in Form einer submarinen, chemisch geweiteten vororogenen Dehnungsfuge vorlag. Die Frage, ob die Verfüllung über diesen sichtbaren, senkrecht verlaufenden Spaltenabschnitt erfolgt oder ob noch andere Verbindungswege zum Meeresboden hin bestanden, kann bei dem zweidimensionalen Steinbruchanschnitt nicht beantwortet werden. Die Erstreckung des schichtparallel aufgeschlossenen Teils der Spalte nach Norden beträgt ca. 15 m bei einem

Anfangsdurchmesser von ca. 15 cm und verjüngt sich in dieser Richtung auf ca. 11 cm. Aufgrund ihrer Lage in der Steinbruchwand war sie direkt nicht zugänglich, und die Beschreibung und Probenentnahme erfolgt an großen abgeschossenen Blöcken. Dabei ergab sich, daß die Spaltenfüllung mit scharfer Grenze vom Trägergestein flankiert wird, den Hohlraum also vollständig ausfüllt. Die Füllung besteht an ihrer Basis aus einem grauen bis dunkelgrauen Kalkstein, der zum Top hin eine stetig zunehmende Rotfärbung zeigt.

Eine Probe aus dem Übergangsbereich der bc- in die ss-Spalte wurde bezüglich ihrer mineralogischen Beschaffenheit genauer untersucht, da aufgrund des schichtigen Aufbaus des Kalksteins Unterschiede zu erwarten waren. Abgesehen vom unterschiedlichen Farbmerkmal ließen sich makroskopisch vier bankinterne Abschnitte unterscheiden.

Der unterste Probenanteil ist 3,5 cm dick und besteht aus einem mittelgrauen, schlierig grauschwarz gestreiften (feinstgeschichteten?), feinkörnigen, porösen Mergelkalkstein. An der Basis kommen einzelne beigefarbene, millimetergroße, geröllartige Kalksteineinschlüsse vor. Nach G. STADLER (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergab die Röntgenbeugungsanalyse 85 % Calcit, 10–15 % Quarz und Glimmer (meist Illit) und ca. 3 % Schwefelkies?. Die Dünnschliffuntersuchung senkrecht zur Schichtung erbrachte einen Kalkstein mit 85 % Calcitkörnern, die vorwiegend allotriomorph geformt und eine ausgeprägt seriale Korngrößenverteilung von 0,01 – 0,7 mm besitzen. Die seltenen, regellos eingestreuten, geröllförmigen Einschlüsse (< 2 mm) bestehen aus mikritischen und sparitischen Kalksteinvarietäten, wie sie im Massenkalk enthalten sind. Weiterhin führt das Gestein in gleichmäßiger Verteilung authigene, hyp- bis idiomorph ausgebildete schlanke Quarzkristalle (Korngröße 0,02 – 0,6 mm), die fast stets von fleckenförmigen Calciteinschlüssen durchsetzt sind. Der Quarzgehalt beträgt ca. 15 %.

Der darüberfolgende Bankteil von 2,5 cm Dicke ist makroskopisch ein mittelgrauer, feinkörniger und feinporöser Mergelkalkstein ohne Streifen und Schlieren, womit er sich deutlich vom unteren Bankteil absetzt. Die Röntgenbeugungsuntersuchung ergab für ihn 82 % Calcit, 15 % Quarz, ca. 3 % Glimmer (meist Illit). Im Dünnschliff überwiegen die reinen Calcitpartikel mit 82 %, die meist unregelmäßig begrenzt und im Durchschnitt 0,1 mm groß sind. Intraklasten treten völlig zurück, jedoch kommen bis zu 1 % Eisenoxid und -hydroxid vor, ohne jedoch das Gestein makroskopisch sichtbar zu verfärben. Häufigster Nebengemengteil sind wiederum authigene Quarze, die meist idiomorph ausgebildet sind und eine Länge von 0,1 mm besitzen. Die regellos in der Calcitgrundmasse lagernden Quarze sind zonar gebaut, wobei vor allem die Kernzone von feinstkörnigen Calciteinschlüssen durchsetzt ist. Die Quarze können völlig von Calciten umschlossen werden, woraus hervorgeht, daß die Rekristallisation nach der Calcitbildung erfolgte. Die Quarzkörner machen in diesem Bankanteil 17 % aus.

Der folgende, durch seine hellrote Farbe deutlich abgesetzte Abschnitt eines feinporösen Mergelkalksteins ist von feinen hellgrauen Schlieren durchzogen, die vermutlich eine Feinstschichtung verkörpern. Sporadisch kommen in diesem Bankteil bis zu 2 mm große malachitverkrustete Erzpartikel vor. Die Röntgenbeugung ergab 84 % Calcit, 5 % Quarz, ca. 5 % Hämatit (z. T. Hydrohämatit? oder Goethit?) und 5 % Glimmer (meist Sericit). Nach der mikroskopischen Untersuchung sind allotriomorphe bis rundliche Calcitkörner mit einem Durchmesser von 0,03 – 0,04 mm Hauptbestandteil dieses Bankteils. Dabei umkrustet schlierenförmig die kryptokristalline Hämatitsubstanz die Calcitkörner. Stellenweise kommen bis zu

5 mm große geröllartige Einlagerungen (bis zu 25 %) vor, die aus einem homogenen Gemenge von Eisenoxid und sehr feinkörnigem Calcit ($< 0,02$ mm) bestehen. Die Nebengemengteile sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildete authigene Quarze (6 %) von vorwiegend 0,05 mm Durchmesser, die regellos in der Calcitgrundmasse verteilt sind. Auch diese Quarze sind wiederum von Calciteinschlüssen durchstäubt. Bei den malachitverkrusteten Erzpartikeln kann nicht entschieden werden, ob es sich um allochthone Partikel oder um in-situ-Bildungen handelt. Letzteres ist wahrscheinlicher. Primäres Kupfererz (Kupferkies) ist durch Verwitterungseinflüsse in Malachit übergegangen.

Der letzte Abschnitt der bankartigen Spaltenfüllung besteht aus einer 3 cm mächtigen Lage eines ziegelroten, schwach hellgrau gefleckten, feinkörnigen und stark feinporösen Mergelkalksteins mit schlierenartiger gebänderter Schichttextur, die eine Fein- bis Feinstschichtung darstellt. Röntgenographisch wurde Calcit mit 74 % als Hauptbestandteil ermittelt. Daneben umfassen Hämatit ca. 10–15 % (Hydrohämatit und/oder Goethit), Glimmer ca. 5 % (meist Sericit) und Quarz ebenfalls 5 %. Die mikroskopische Untersuchung senkrecht zur Schichtung zeigt allotriomorphe bis rundliche Calcitkörner (0,01–0,2 mm Durchmesser), die teilweise rein, häufig aber auch durch amorphes Eisenoxid gefleckt sind. Hämatit bildet vorwiegend das Hauptbindemittel in diesem Teil der Spaltenfüllung. An Nebengemengteilen sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildete authigene Quarze (0,02–0,1 mm Durchmesser) regellos in der Calcitgrundmasse verteilt. Sie sind, wie schon in tieferen Bankabschnitten, siebartig von Calciteinschlüssen durchstäubt. Der röntgenographisch nachgewiesene hohe Glimmeranteil ist mikroskopisch nicht erkennbar. Die quantitative mikroskopische Bestimmung ergab 67 % hämatit-haltigen Calcit und Hämatit, 31 % reinen Calcit und 2 % authigene Quarzkörner.

Innerhalb dieser Spaltenfüllung wurden aus mehreren übereinanderfolgenden Bankabschnitten Proben mit der Mikrosonde untersucht (vgl. CLAUSEN et al. 1978). Die Elementverteilungsbilder zeigen als Hauptbestandteil Ca neben Al, Si, K, Mg, Fe, P und Ti. Wie schon makro- und mikroskopisch erkennbar, nimmt auch in den Elementverteilungsbildern von unten nach oben der Fe-Gehalt zu. Vermutlich erfolgte die Eisenzufuhr sekundär in einem jüngeren Zeitabschnitt mit terrigenen Einflüssen durch deszendente Wässer. Im obersten Bankteil wurden außerdem noch Cu, S und Mn nachgewiesen, wobei besonders der Mangengehalt auf postsedimentäre Einflüsse zurückzuführen sein dürfte. Die meisten hier vorkommenden Elemente sind nicht statistisch verteilt, sondern in bestimmten Bankabschnitten angereichert.

Zur Altersbestimmung wurde die Füllung im Nordteil der Spalte, wo sie noch eine Mächtigkeit von 11 cm besitzt, conodontenstratigraphisch untersucht. Der erste Versuch ergab eine Mischfauna, die vom oberen Teil der *A.-triangularis*- bis zur Oberen *marginifera*-Zone reicht. Aufgrund des unterschiedlichen mineralogischen Aufbaus der Kalksteinbank, vor allem wegen ihrer bankinternen Fein- bis Feinstschichtung, konnte gefolgert werden, daß die Verfüllung der ss-parallelen Megaspalte kontinuierlich und langsam erfolgte. Ätzversuche ergaben, daß sich die Conodontenprobe in sechs Abschnitte unterteilen ließ, die nicht mit der zum Hangenden hin zunehmenden Rotfärbung im Zusammenhang steht, sondern durch unterschiedliche Lösungsintensitäten bedingt ist. Die Probe wurde entsprechend dem Verlauf der unterschiedlichen Ätzflächen zerteilt und separat mit Monochloressigsäure aufgelöst. Da der Spaltenverlauf in b-Richtung nicht genau bekannt war, mußte, um mögliche Vermischungen zu vermeiden, relativ wenig Probenmaterial ausgewählt werden. Außerdem mußte ausgeschlossen werden,

daß die Megaspalte von eventuellen Mikrospalten durchzogen sein und daher auch bei horizontaler Zerlegung der Probe Mischfaunen enthalten könnte, die dann auf „stratigraphic admixtures“ (BRANSON & MEHL 1934*, 1941*) hingewiesen hätten. Die Tabelle 2 gibt eine Übersicht der in den Einzelproben gefundenen wichtigsten Formen, Zahntypen werden nicht mitaufgeführt.

Tabelle 2
Conodontenvorkommen aus dem Bereich der
Megaspalte im Spaltensystem 5 innerhalb des Steinbruchs Weiken
(s. Abb. 3)

	Proben-Nr.					
	W91a	W91b	W91c	W91d	W91e	W91f
<i>Ancyrodella curvata</i>		+				
<i>A. gigas</i>	+	+				
<i>A. ioides</i>	+					
<i>A. nodosa</i>	+					
<i>Ancyrognathus sinelamina</i>			+			
<i>A. triangularis</i>	+					
<i>Icriodus cornutus</i>			+			
<i>Palmatolepis gigas</i>		+				
<i>P. glabra distorta</i>					+	+
<i>P. glabra leptota</i>						+
<i>P. glabra pectinata</i>				+		+
<i>P. gracilis gracilis</i>				+	+	+
<i>P. marginifera marginifera</i>					+	+
<i>P. minuta minuta</i>			+	+	+	+
<i>P. minuta schleizii</i>					+	+
<i>P. rhomboidea</i>				+		
<i>P. subperlobata</i>			+			
<i>P. tenuipunctata</i>			+			
	<i>A. triangularis-</i> (ob. Tl.) bis Unt. <i>gigas</i> -Zone	<i>gigas</i> -Zone	Obere <i>P. triangularis-</i> bis <i>crepida</i> -Zone	<i>rhomboidea</i> -Zone	<i>marginifera</i> -Zone	<i>marginifera</i> -Zone

Die Conodonten sind gut bis sehr gut erhalten und zeigen lediglich zum Hangenden hin eine zunehmende Hämatitumkrustung, die mit der Zunahme der Rotfärbung einhergeht. Sie erfolgte also nicht am Meeresboden vor der Einschwemmung in die Megaspalte, sondern innerhalb der Spalte nach Abschluß der Sedimentation. Der sortierte Fauneninhalt weist darauf hin, daß es sich um eine langlebige Spalte handelt, die kontinuierlich verfüllt wurde. Ferner dient sie als Beleg dafür, daß an der Spaltenöffnung Kalksedimentation stattfand, da Kalksteine in die ss-parallele Spalte eingelagert wurden.

Demnach kann davon ausgegangen werden, daß auch in der weiteren Umgebung Sedimentation von oberdevonischen Kalksteinen stattfand. Diese sind heute autochthon nicht mehr nachzuweisen. Jedoch kommen Cephalopodenkalksteine des gesamten Oberdevons und des tieferen Unterkarbons als Geröllkomponenten

in der Schlagwasserbreccie vor (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308), deren Liefergebiet die Hochscholle der Warsteiner Carbonatplattform war. Somit ist durch die Spaltenfüllung ein weiterer Hinweis für eine kontinuierliche, wenn auch geringmächtige, womöglich flächendeckende Sedimentation in diesem Gebiet gegeben (vgl. CLAUSEN et al. 1982).

Der senkrecht verlaufende Teil des Spaltensystems stellt eine Makrospalte dar (Taf. 2: Fig. 4; Abb. 3: Spalte 5, S. 336), die spitzkeilförmig gebaut ist und sich in bc-Richtung einer in der gleichen Richtung verlaufenden Dehnungsfuge oder Kluft erstreckt, welche im Devon und Unterkarbon unter submarinen Bedingungen nicht verfüllt wurde. Erst unter echten Karstbedingungen in der Zeit nach der asturischen Orogenese und mit dem Beginn des Kreide-Zeitalters wurde sie vor allem mechanisch und weniger chemisch geweitet. Darauf weist besonders die Beschaffenheit der nördlichen Spaltenfläche hin, die deutliche korrosive und erosive Erscheinungsformen zeigt. Der untere Abschnitt der Spalte enthält ein Sediment, das aus einem tonig-schluffigen ziegelroten Lehm besteht, dem teilweise feinsandige, geschichtete, ebenfalls rötliche Partien eingelagert sind. Sie sind aufgrund ihrer Anlagerungsgefüge an den Spaltenwänden vermutlich fluviatil-terrestrischen Ursprungs. Mit relativ scharfer Grenze auf einer deutlichen Erosionsfläche folgen darüber bis zum Spaltenrand auf der ehemaligen 1. Steinbruchsohle graugrüne, braungefleckte, unverfestigte, glaukonitführende Sande, die im wesentlichen ungeschichtet sind. Zum Hangenden hin gehen sie in geschichtete Sande über, die an den Spaltenwänden gelegentlich verfestigt sind. Sie zeigen an diesen keinerlei Anlagerungsgefüge. Unbestimmbare Foraminiferenbruchstücke und die Glaukonitführung lassen den Schluß zu, daß es sich um cenomane Sande handelt, die mit der Cenoman-Transgression angeliefert wurden und somit dem Rüthener Grün-sandstein entsprechen.

Im Gegensatz zur schichtparallelen Megaspalte erfolgte die Verfüllung wesentlich schneller und getrennt in zwei Phasen, wobei die erste unter Festlandsbedingungen erfolgte, worauf besonders die vermutlich klimatisch bedingten Rotfärbungen hinweisen; die zweite erfolgte zur Zeit des Vorstoßes des Cenoman-Meeres.

4.2.6. Steinbruch Weiken südlich Kallenhardt

(R 58 890, H 01 610; Aufschluß 6 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalte mit nach Norden abzweigender Megaspalte (Abb. 3: Spalte 6)

Richtung der Spalte: Makrospalte bc-orientiert; Megaspalte parallel ss verlaufend

Füllung: unverfestigte und verfestigte Tone, Schluffe und Sande, zum Teil glaukonitführend, Zementquarzit, Schlagwasserbreccie (Makrospalte); Kulm-Kiesel-schiefer (Megaspalte)

Alter der Füllung: Unterkarbon II bis Cenoman

Der Verlauf der Spaltenwände ist ebenso differenziert wie die Füllsedimente, so daß sich zwei deutlich voneinander abweichende Abläufe der Hohlraumbildung feststellen lassen. Das in CLAUSEN et al. (1978: 582, 583) beschriebene Profil entstammt einer Aufnahme von 1972. Eine weitere Profilaufnahme aus dem Jahre 1980 zeigte im Spaltenverlauf bei nach Westen fortgeschrittenem Abbau wenig

Veränderungen bis auf zusätzliche unverfestigte, glaukonithaltige Sande und ein weiteres Vorkommen von Schlagwasserbreccie. Heute ist lediglich noch ein kleiner Rest dieser Breccie erhalten. Im Verlauf der Spalte treten in ihrer Streichrichtung perlschnurartig immer wieder große Hohlräume auf, die in einer Kluft enden, bis sich erneut ein größerer Hohlraum auftut. Zur Beschreibung dient deshalb die Aufschlußsituation im Jahre 1980 als Grundlage.

Eine im Paläozoikum beginnende Hohlraumbildung unter submarinen Bedingungen, wiederum von einem bc-Kluftsystem ausgehend, führte dazu, daß an der steilen, unregelmäßig gestalteten Nordwand ca. 10 m unterhalb der 1. Abbausohle eine ss-orientierte Megaspalte durch vorwiegend chemische Kalklösung entstand, die mit Kulm-Kieselschiefern verfüllt ist. In der dazugehörigen Makrospalte ragen nach Süden die Kieselschiefer spornartig hinein, so daß anzunehmen ist, daß zur Zeit des Unterkarbons dort die Basis der Makrospalte lag. Die Kieselschiefer haben eine maximale Mächtigkeit von 5 m, füllen die Megaspalte vollständig bis zu ihrem Top und keilen nach 10 m aus. Die Kieselschiefer bestehen vorwiegend aus dunkelgrauen bis schwarzen, im Zentimeterbereich gebankten Lagen und unterscheiden sich nicht von den am Meeresboden abgelagerten Schichten, die vorwiegend am Rande der Warsteiner Carbonatplattform noch anstehen.

Conodontenfunde belegen eindeutig, daß die Verfüllung der Spalte synchron mit der Kieselschiefersedimentation am Meeresboden verlief. An Conodonten wurden Bruchstücke der Gattungen *Hindeodella* und *Gnathodus* nachgewiesen. Über den Kieselschiefern folgt dann mit scharfer Grenze in der Makrospalte Schlagwasserbreccie. Diese grenzt im Süden an Kreide-Sedimente und im Norden an Massenkalk. Aufgrund ihres in der Aufsicht fast kreisförmigen Ausstreichens ist zu folgern, daß die ursprüngliche südliche Begrenzungswand der Spalte zur Zeit des Paläozoikums Massenkalk war. Nach CLAUSEN & LEUTERITZ (1989; dieser Band, S. 261 – 308) ist nach Conodontenfunden die Schlagwasserbreccie in das Unterkarbon II einzustufen. Der ca. 30 m gegenüberliegende Teil der Spaltenfüllung (Abb. 3: Spalte 6) zeigt im Ausstrich einen keilförmigen Teil, der aus Schlagwasserbreccie besteht.

Die fehlende Schichtung innerhalb des Füllmaterials, die vorwiegend eckige Begrenzung der Geröllkomponenten sowie das kieselige Bindemittel lassen auf eine schnelle und einmalige Verfüllung schließen, wobei das Material nur wenig verfrachtet wurde. Es wird angenommen, daß zur Zeit des Paläozoikums diese Vorkommen von Schlagwasserbreccie Einzelspalten füllten, die zunächst noch durch Massenkalk voneinander getrennt waren. Nach der asturischen Faltung begann unter Festlandsbedingungen, von den vorhandenen Spaltensystemen ausgehend und durch zusätzliche Klüfte begünstigt, eine erneute Lösung des Massenkalks mit Hohlraumbildung. Die neu entstandenen Wandflächen zeigen Merkmale, die sowohl korrosiv als auch erosiv erzeugt worden sind. Kolke und Fließrinnen sowie die generelle Vertiefung der Spalte weisen auf eine zeitweise starke Wasserführung hin, so daß die Hohlraumbildung unter Karstbedingungen vorwiegend mechanisch erfolgte. Der unregelmäßige Verlauf der Spaltenwände zeigt die typischen Merkmale eines Ponors.

Damit sind zwei zeitlich deutlich voneinander getrennte Abläufe der Hohlraumbildung festgelegt, einmal unter submarinen Bedingungen im Paläozoikum und zum anderen unter Karstbedingungen nach der asturischen Gebirgsbildung.

In der Mitte der unter Karstbedingungen gestalteten Makrospalte ragt eine Massenkalk-Klippe empor (Abb. 3: Spalte 6), die eine Höhe von ca. 12 m erreicht

und deren Wände einen unregelmäßigen Verlauf zeigen. Durch die Aufragung wird die Spalte in zwei Äste geteilt. Die Füllung im südlichen Ast beginnt an der Basis mit einem geringmächtigen roten, porösen Kalkstein, in dem keine Fossilien nachgewiesen wurden. Im nördlichen Ast dagegen lagert zuunterst ca. 7 m massiger, ungebänkter Zementquarzit mit kohligen Pflanzenrelikten. Mit scharfer Grenze folgen darüber rote, tonige, teilweise schluffige, ungeschichtete und nicht verfestigte Lehme, die in gleicher vertikaler Ausdehnung auch im südlichen Spaltenteil vorkommen. Dort grenzen sie seitlich nicht nur an Massenkalk, sondern an der südlichen Wand gegen Zementquarzit, der dort eine kolkige Hohlform füllt. Zementquarzit ist nochmals am Top der Massenkalk-Aufragung zu finden (Abb. 3: Spalte 6, S. 336).

Nach GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) handelt es sich nach den mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen bei dem Zementquarzit um ein Gestein, das im wesentlichen aus Quarz, Muskovit, Illit mit wenigen Schwermineralen wie Zirkon und Turmalin besteht. Bei einer ausgeprägten serialen Korngrößenverteilung liegt die maximale Korngröße bei ca. 100 μm (vereinzelt 0,5 – 2 mm Durchmesser). Der Schluff- und Feinsandanteil besteht aus subangularen Quarzen sowie untergeordnet Muskovitplättchen, gegenüber denen Fragmente von gutgerundeten Lyditen, Quarziten, Gangquarzen und geschieferten Tonsteinen zurücktreten. Den Tonanteil bilden Illit und feinkristalliner Quarz. Die Struktur des Gesteins, das nur in dieser Spaltenfüllung beobachtet wurde, ist durch eine bis in kleinste Dimensionen reichende enge Verzahnung und Verfingerung der Quarze (Implikationsgefüge) gekennzeichnet, wie es für bei niedrigen Temperaturen eingekieselte oder verkieselte Gesteine vielfach charakteristisch ist.

Ein grauer, gelegentlich steiniger „Lehm“, der teilweise geschichtet ist, bildet den jüngsten Teil der Spaltenfüllung, die an der Wand von der 1. zur 2. Abbausohle angeschnitten war. Ohne Anlagerungsgefüge grenzt er im Norden und Süden an die paläozoische Schlagwasserbreccie und liefert somit einen eindeutigen Hinweis für eine Hohlraumerweiterung in der Zeit nach dem Paläozoikum. Lagenweise sind in diesen „Lehmen“ Pflanzenhäckseln angereichert, die in Form von nicht näher bestimmbar kohligen Resten erhalten sind. Vermutlich handelt es sich um eine fluviatil-terrestrische Verfüllung, da marine Anzeigen wie zum Beispiel Glaukonite und Feinschichtung fehlen. An Resten der abgegrabenen Spaltenfüllung wurden zahlreiche palynologische Datierungsversuche unternommen. Schließlich glückte es H. GREBE (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), aus einem stark humosen, schluffigen „Lehm“ mit Holzkohleresten folgende Sporen/Pollen-Vergesellschaftung zu gewinnen (Lab.-Nr. 79 743):

Triletes

acavat

<i>Cyathidites minor</i> COUPER	0,9 %
<i>Deltoidospora</i> (MINER) POTONIÉ spp.	3,7 %
<i>Leiotriletes</i> (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP	0,9 %
<i>Punctatisporites</i> (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP spp.	1,8 %
<i>Todispora</i> COUPER sp.	cf. 0,9 %
<i>Concavisporites</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG spp.	2,8 %
<i>Gleicheniidites</i> (ROSS) KRUTZSCH spp.	9,1 %
<i>G. cf. senonicus</i> ROSS	10,9 %
<i>G. cf. circinidites</i> (COOKSON) KRUTZSCH	0,9 %
<i>Matonisporites equixinus</i> COUPER	0,9 %
cf. <i>Stereisporites</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG	0,9 %
<i>S. antiquasporites</i> (WILSON & WEBSTER) DETTMANN	0,9 %

<i>Triplanosporites sinuosus</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG	0,9 %
<i>Granulatisporites</i> (IBRAHIM) POTONIÉ & KREMP	? 0,9 %
<i>Acanthotriletes</i> (NAUMOVA) POTONIÉ & KREMP	? 0,9 %
<i>Trilites equatibossus</i> COUPER	? 0,9 %
Apiculati indet.	0,9 %
cavat	
<i>Densoisporites perinatus</i> COUPER	0,9 %
Monoletes	
cf. <i>Peromonolites allenensis</i> BRENNER	? 0,9 %
Saccites	
Saccizonates	
<i>Applanopsis dampieri</i> (BALME) DÖRING	? 0,9 %
cf. <i>Tsugaepollenites mesozoicus</i> COUPER	0,9 %
cf. <i>Tsuga</i> -Pollen	? 0,9 %
Disaccites	
Disaccites indet.	8,2 %
<i>Alisporites</i> (DAUGHERTY) NILSSON	? 0,9 %
A. cf. <i>bilateralis</i> ROUSE	0,9 %
<i>Abietinaepollenites dunrobiensis</i> COUPER	? 6,4 %
<i>Pinuspollenites</i> RAATZ spp.	14,6 %
<i>P. minimus</i> (COUPER) KEMP	11,8 %
<i>P. cf. comptonensis</i> KEMP	1,8 %
Napites	
<i>Inaperturopollenites</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG spp.	2,8 %
<i>I. dubius</i> (POTONIÉ & VENITZ) THOMSON & PFLUG	2,7 %
cf. <i>Laricoidites</i> POTONIÉ, THOMSON & THIERGART	? 0,9 %
<i>Spheripollenites cf. perinatus</i> BRENNER	0,9 %
Colpates	
Monosulcates, Monocolpates	
<i>Monosulcites</i> COOKSON ex COUPER sp.	0,9 %
cf. <i>Clavatipollenites</i> COUPER sp.	? 0,9 %
Tricolpates	
<i>Tricolpopollenites cf. crassinus</i> GROOT & PENNY	? 1,8 %
cf. <i>Retitricolpites</i> (VON DER HAMMEN) ex PIERCE	? 0,9 %
bestimmte Sporen	110
Damit entfallen auf die Pflanzengruppen:	
Lebermoose (Sphagnaceae) (= Stereisporites)	1,8 %
Farne (vorherrschend Gleicheniaceae mit 23,7 %)	39,1 %
Gymnospermen (vorherrschend disaccater Koniferenpollen mit 44,6 %)	56,4 %
cf. Angiospermen	2,7 %

Die Zusammensetzung der Mikrosporengesellschaft bestätigt die Einordnung der Probe in die Untere Kreide. Es dürfte sich um Apt/Alb handeln. Ein Vergleich mit den Ergebnissen früherer Untersuchungen von Proben aus Spaltenfüllungen im Massenkalk im Raum Warstein zeigt, daß auch dort bei den Farnsporen die Gleicheniaceen (*Gleicheniidites*, *Concavisporites*) vorherrschen und die Schizeaceen (*Cicatricosisporites*, *Appendicisporites*), die hier fehlen, nur sehr gering vertreten sind. Bei den Gymnospermen sind gegenüber den früheren Ergebnissen in der hier untersuchten Probe die Disaccites-Werte deutlich höher und die *Inaperturopollenites*-Werte deutlich geringer. Die Gattung *Eucommiidites*, die in den früher untersuchten Proben Werte über 10% erreicht, fehlt hier. Dagegen fanden sich drei fragliche Exemplare von cf. Angiospermenpollen (*Tricolpates* 2,7%), die bisher im Blattgebiet 4516 Warstein nicht beobachtet wurden, aber aus

Spaltenfüllungen im benachbarten Blattgebiet 4517 Alme bekanntgeworden sind.

Dieser cf. Angiospermenpollen erlaubt, die Probe mit einiger Sicherheit in das Apt/Alb zu stellen. Die mit 23,7 % relativ hohen *Gleicheniaceen*sporenwerte zeigen Beziehungen zu den anderen *Gleicheniidites*-reichen Mikrosporienflore im Blattgebiet Warstein. Die genannten Unterschiede dürften standortbedingt sein.

In Streichrichtung der Makrospalte folgt nach Westen in Höhe der 1. Sohle ein kleines Vorkommen von glaukonithaltigen, unverfestigten Sanden, die ohne Anlagerungsgefüge an Massenkalk grenzen. Dieses Vorkommen gehört zu dem in Abbildung 3 (Spalte 6) dargestellten System und bildet, wenn auch nicht mit einem direkten Kontakt aufgeschlossen, das stratigraphisch Hangende der zum Abt/Alb gehörenden grauen, fluviatilen Lehme. Nach petrographischen Vergleichen werden diese Sande als Äquivalent des Rühthener Grünsandsteins in das Cenoman gestellt. Demnach erfolgte die kreidezeitliche Verfüllung in zwei Phasen, aufgeteilt in eine terrestrische und eine marine Periode.

4.2.7. Steinbruch Albers/Dyckerhoff östlich der Bundesstraße 55, gegenüber Altenwarstein (zentraler R/H-Wert: R 55 100, H 00 200; Aufschluß 7 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makro- und Megaspalten

Richtung der Makrospalten: ac-orientiert

Füllung: Sandstein und Mineralabsätze (Megaspalten); Sandstein, Fließerde (Makrospalte)

Alter der Füllung: Cenoman, Pleistozän bis Holozän

Der Massenkalk setzt sich in diesem Steinbruch aus blau- bis schwarzgrauen, teils dichten massigen, teils gut gebankten Kalksteinbänken zusammen, in welche stellenweise auch dünne Schwarzschieferbänkchen eingeschaltet sind. An tektonisch stärker beanspruchten Stellen wird der Massenkalk von gerade oder gegabelt verlaufenden Calcitgängen durchschlagen. Die Schichten fallen überwiegend flach nach Süden ein (im Mittel 30°; der Schwankungsbereich der Einfallwerte bewegt sich zwischen 15 und 45°).

Besonders auffällig sind die den Steinbruch quer zum Streichen durchziehenden ac-Klüfte. Sie sind zu Spalten erweitert und mit Karstsedimenten angefüllt, unter denen Rühthener Grünsandstein, Fließerde und Abtragungsschutt überwiegen. Die größte Makrospalte läßt sich über eine Länge von 400 m verfolgen.

Aus dem nordöstlichen Steinbruchabschnitt (R 55 150, H 00 220) beschrieb CLAUSEN (1979: 119) eine horizontal ausgerichtete, mehr als 5 m lange und durchschnittlich 65 cm mächtige Megaspalte, deren Füllung sich vom Hangenden zum Liegenden folgendermaßen zusammensetzt:

- 8 cm eisenschüssiger, brauner, zum Teil gelbgrünlicher, toniger Schluff
- 17 cm beigefarbener Sandstein, am Top Aufarbeitungshorizont mit Sedimentfetzen bunter Tonsteine, an der Basis unregelmäßig taschenförmig in den Sandstein vorgeifend
- 16 cm grauer, dickbankiger, plattig ausgebildeter Sandstein mit sehr kleinen Tonsteinfetzen und Fossilquerschnitten

- | | |
|----------|---|
| 7 cm | grauer, dünnbankiger, plattiger Sandstein, Einzelbänke 1–2 cm mächtig; etwas Kieselsinter |
| 15–20 cm | eisenschüssiger, rostbrauner toniger Schluff mit weißlich verwitterten Gesteinsrelikten (Massenkalk?) |

Die in der 7 cm mächtigen Lage genannten Kieselsinter, welche infolge Durchtränkung mit Eisenhydroxid eine hellbraune Färbung aufweisen, bestehen nach Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) überwiegend aus einem Gemenge kleiner unregelmäßig begrenzter Quarzkristalle. Sehr untergeordnet treten Illit und Muskovit auf. Der Aufarbeitungshorizont ist als polymikte Breccie zu bezeichnen, deren unterschiedlich große, bunt gefärbte Fragmente in einer aus Kieselsinter bestehenden Matrix schwimmen. Die klastischen, teils ungeschichteten, teils feingeschichteten Komponenten weisen Kantenlängen bis zu 10 cm auf und sind braun, ziegelrot, beige und grünlich gefärbt. Die braunen und roten Farben werden durch Goethit und Hämatit hervorgerufen. Daneben sind geringe Anteile von Illit und Apatit vorhanden. Außerdem treten in der kieseligen Matrix Nester größerer, dunkel gefärbter Quarzkristalle verstreut auf.

Eine weitere, die südliche Steinbruchwand auf der tiefsten Sohle durchziehende, ca. 70° nach Westen einfallende Megaspalte (R 55 210, H 00 150) läßt erkennen, daß sie mehrphasig (saxonisch?) erweitert wurde. Denn ihre durchschnittlich 60 cm mächtige, ausschließlich aus Absätzen ascendenter Minerallösungen zustande gekommene Füllung besteht vorwiegend aus linsenförmig an- und abschwellendem, rotbraunem bis rotem, dichtem Eisenkiesel. Dieser wird beidseitig bis zum Kontakt mit dem Trärgestein von mehreren Calcitgenerationen umhüllt. Der sehr feinkörnige, dichte und harte Eisenkiesel enthält nach H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) fast ausschließlich feinkristalline, miteinander verzahnte und verfigerte Quarzkristalle. In Spuren treten Illit, Hämatit und detritischer Muskovit auf. Für die ziegelrote Farbe ist Hämatit verantwortlich. In grau gefärbten Partien fehlt er.

4.2.8. Steinbruch Hohe Liet der Steinwerke F. J. Risse GmbH & Co KG und der Hartsteinwerke F. Köster (zentraler R/H-Wert: R 56 050, H 00 800; Aufschluß 8 in Abb. 2)

Trärgestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trärgesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makro- und Megaspalten

Richtung der Makrospalten: ac-orientiert

Füllung: fossilführende weiß- und rotgraue Mergel und Tone mit Geröllen und Kieslagen

Alter der Füllung: Alb/Cenoman bis Cenoman

Im Steinbruch Hohe Liet, welcher im westlichen Warsteiner Sattel die am besten aufgeschlossenen Spalten enthält, steht ein graublauer bis schwärzlich grauer, massig wirkender, weitgehend schichtungsloser Massenkalk an, welcher vollkommen von tektonischen Trennflächen überprägt ist. Schichtung ist in der Regel nur an dünnen bituminösen Schwarzschieferlagen sowie an Anreicherungshorizonten von Stringocephalen und Korallen (besonders in der Ostwand) zu erkennen.

West- und Ostwand des Steinbruchs Hohe Liet sind unterschiedlich aufgebaut. An der Westwand herrscht generell nach Süden und Südosten gerichtetes Ein-

fallen vor. Schreitet man die Wand von Norden nach Süden ab, so liegen die Einfallswerte zunächst zwischen 35 und 50°, gehen dann auf Werte zwischen 10 und 15° zurück und nehmen in der südlichen Wandhälfte – spiegelbildlich zum Nordabschnitt – wieder auf Werte zwischen 35 und 50° zu. An der Ostwand tritt demgegenüber eine engständige Spezialfaltung auf. Die südlichen Flanken der Sättel sind lang und fallen mittelsteil ein, die Nordflanken hingegen kurz und zum Teil überkippt. Es ist nicht gelungen, die Spezialfalten an der Ostwand auch an der Westwand wiederzufinden. Man muß annehmen, daß die den Großtagebau durchsetzende Makrospalte ähnlich wie im Steinbruch Brühne (Kap. 4.2.9.) an eine Störungszone geknüpft ist, an welcher die Faltelemente enden.

Diese ca. 150° streichende Makrospalte ist mindestens über eine Strecke von 600 m zu verfolgen. Die Spalte reicht von der Tagesoberfläche her bis zur tiefsten Sohle herab, reicht also mehr als 80 m herunter. Eine eingehende Bearbeitung der Spaltenfüllung erfolgte an der Südwand des Tagebaus (Abbaustand Sommer 1978). Die Spalte war dort in Oberflächennähe 9–10 m breit und verjüngte sich rasch zur Tiefe hin. Nach CLAUSEN (1979: 122 u. 123) setzen sich die Sedimente vorwiegend aus fahlgrauen, parallelgeschichteten Schluffsteinen sowie weißen, blau- und rotgrauen Mergel- und Tonsteinen zusammen.

In die buntgefärbten, steifplastischen, teilweise schluffigen, sandigen bis kiesigen Tonsteine sind zahlreiche kohlige Pflanzenflitterchen sowie bis zu 10 cm lange Hölzer (Stammreste von *Equisetites* sp.) eingelagert. Die Gerölle setzen sich hauptsächlich aus Gangquarzen und Kieselschiefern des Unter- und Oberkarbons zusammen. In den Tonsteinen fanden sich nach J. INDANS (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) agglutinierende Foraminiferen der Gattungen *Arenobulimina* und *Ataxophragmium*. Aus den weißgrauen Tonen und Mergeln konnte INDANS neben angelösten Schalenbruchstücken von Mollusken, Inoceramenprismen, Einzelkorallen, Seeigelstacheln und Skelettresten von Spongien folgende Foraminiferen bestimmen:

- Arenobulimina preslii* (REUSS), häufig
- Arenobulimina* sp.
- Dorothia gradata* (BERTHELIN), nicht selten bis häufig
- Frondicularia* sp., 1 Exemplar
- Gavelinella?* sp. vel *Gavelinopsis?* sp., einige kleine nicht identifizierbare Gehäuse
- Lenticulina* sp. sp., selten, Steinkerne
- Lituola nautiloidea* LAMARCK, nicht selten
- Marssonella trochus* (D'ORBIGNY), häufig
- Plectina* cf. *ruthenica* (REUSS), häufig
- Reophax* sp., selten
- Rotalipora* cf. *cushmani* (MORROW), 1 Exemplar
- Tritaxia pyramidata* REUSS, sehr häufig

Mit Hilfe der Arten *Dorothia gradata* und *Arenobulimina preslii* können die weißgrauen Mergelsteine in den Grenzbereich Unter-/Oberkreide (Mittelalb bis Obercenoman) eingestuft werden. *Rotalipora cushmani* ist eine Leitform des Obercenomans. Sowohl hinsichtlich Fauna als auch petrographischer Ausbildung bestehen große Ähnlichkeiten mit der „Hangenden Mergelfolge“, welche den Rühener Grün sandstein überlagert.

An der Oberkante des südöstlichen Steinbruchabschnitts, etwa 3 m unterhalb der Ackerkrume und ca. 80 m östlich der oben beschriebenen Makrospalte, war 1978 im Hangenden des blaugrauen dichten Massenkalks in einer Megaspalte ein einige Dezimeter mächtiger, schichtparallel eingelagerter sparitischer Kalkstein erschlossen. Nach Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-

Westf.) besteht er zu 91 % aus Calcitkristallen, deren Größe zwischen 20 µm und 3,5 mm schwankt. Als einziges Tonmineral tritt in sehr geringer Menge Illit auf, der größtenteils gemeinsam mit kryptokristallinem Quarz in 0,5–2 mm breiten und bis 1,5 cm langen, zueinander subparallel angeordneten Schmitzen konzentriert ist. Bei Anwitterung wird das Gestein rostbraun und weist eine deutliche Parallelbänderung auf. Ein besonderes Charakteristikum stellen bis 1,5 mm lange, zum Teil makroskopisch schwarz erscheinende, häufig weitgehend idiomorphe Quarzkristalle dar, die auch zu Nestern zusammentreten und reich an kleinen Calciteinschlüssen sind. Die schwarze Varietät enthält nach H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) 12,4 Gew.-% Calcit und 0,07 % organischen Kohlenstoff, welcher die dunkle Farbe verursachen dürfte. Zwischen der Spaltenfüllung und dem Trägergestein ist eine etwas über 10 cm mächtige grobe, arkoseähnliche Breccie ausgebildet.

Aus der Spaltenfüllung wurden folgende Conodonten gewonnen:

Ancyrodella sp.
Icriodus sp.
Palmatolepis glabra lepta ZIEGLER
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER
Polygnathus cristatus ZIEGLER
Polygnathus triangularis ZIEGLER
Siphonodella crenulata MT 2 (COOPER)

Es handelt sich mithin um eine Mischfauna, die das gesamte Oberdevon umfaßt und bis zum Unterkarbon II reicht (Mittlere *asymmetricus*- bis *isosticha*-/Obere *crenulata*-Zone).

4.2.9. Steinbruch Hillenberg der H. Brühne GmbH (zentraler R/H-Wert: R 55 600, H 00 300; Aufschluß 9 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalte

Richtung der Spalte: ac-orientiert

Füllung: Kiesel- und Alaunschiefer, Rüthener Grünsandstein, Fließerde, Calcitgrus mit Kata-Impsonit

Alter der Füllung: Unterkarbon, Cenoman, Pleistozän bis Holozän

Im Steinbruch steht graublauer bis schwärzlich grauer, massig wirkender, schichtungsloser Massenkalk an, welcher vollkommen von tektonischen Trennflächen überprägt ist. Schichtung ist wie im Steinbruch Hohe Liet (Kap. 4.2.8.) in der Regel nur an dünnen Anreicherungsstagen von Stringocephalen und Korallen zu erkennen. So lassen sich an West- und Ostwand einige Sättel und Mulden im Dezimeter- bis Meterbereich feststellen. Die Nordflügel der Sättel sind zunächst überkippt (ss ca. 80/70°SE) und gehen dann erst in normales Nordfallen über. Abgesehen von den durch die Spezialfaltung hervorgerufenen Unregelmäßigkeiten herrscht Südfallen mit einem zwischen 25 und 40° schwankenden Einfallen vor.

Den Steinbruch durchzieht eine an eine Störung geknüpfte, etwa 500 m lange Nord-Süd verlaufende Makrospalte, welche den dem Steinbruch nördlich vorgelegten Klippenzug des Plusberges deutlich um ca. 100 m gegeneinander versetzt. Innerhalb des Steinbruchs ist die Störung nicht zu verfolgen, jedoch muß sie auch den Bruch durchziehen, worauf zwei Beobachtungen hinweisen:

- An der Südwand des Steinbruchs aufgeschlossene Spalten- und Schlottenfüllungen sind direkt an die mit der Störung verknüpfte Makrospalte gebunden.
- Die an der westlichen sowie östlichen Steinbruchwand gemessenen Faltenachsen lassen sich nicht quer über den Bruch verbinden.

An der Südwand ist bei R 55 730, H 00 090 eine trichterförmige Schlotte erschlossen, deren Breite auf der höheren Sohle 15 m, auf der tieferen 8 m beträgt. Die Schlottenfüllung setzt sich aus weißlich verwittertem, umgelagertem Massenkalk, aus Kiesel- und Alaunschiefern des Unterkarbons, Glaukonitsandstein und weißlichen, feinkörnigen, mergeligen Sandsteinen des Cenomans sowie lehmigen Fließerden des Pleistozäns bis Holozäns zusammen. Oberkarbon-Grauwacken fehlen. Die paläozoischen Bestandteile sind vorwiegend im tieferen Teil der Schlotte anzutreffen. Nähere Einzelheiten sind bei CLAUSEN (1979: 116) beschrieben. Eine weitere Makrospalte mit einer ähnlichen Füllung tritt 80 m weiter östlich auf (R 55 810, H 00 090). Sie reicht jedoch nicht bis zur unteren Sohle herab.

Ein überraschendes Ergebnis lieferte die Füllung eines horizontalen, ganz von Massenkalk umgebenen Hohlraums, der an der Ostwand ca. 8 m unter der Steinbruchoberkante aufgeschlossen ist (R 55 850, H 00 250; CLAUSEN & HATTON & STADLER 1985: Abb. 2). Er besitzt eine trichterförmige Gestalt und ist an seiner Oberkante ca. 35 m lang. Seine maximale Höhe beträgt 8 m. Die Füllung besteht aus zwei, durch ihre unterschiedlichen Färbungen deutlich voneinander abgrenzbaren Abschnitten. Einzelheiten zu den Fundumständen und zur makro- sowie mikro-petrographischen Analyse der Füllung sind eingehend bei CLAUSEN (1979: 117 - 119) und CLAUSEN & HATTON & STADLER (1985) beschrieben. Hier sei im Zusammenhang mit dem Spaltenthema nur so viel wiedergegeben, daß die untere Hohlraumfüllung aus kohligen Bänderlagen mit Kata-Impsonit, die obere hingegen aus Kalksinter, fein- bis grobsparitischen Kalksteinen, Schuttalksteinen, Feinkonglomeraten und Breccien der Kreide-Zeit besteht. Der weißlich-gelbe bis gelbbraune, teils massige, teils gebänderte, parallel und girlandenartig verlaufende Kalksinter umgibt stellenweise unregelmäßig geformte Massenkalk-Blöcke, die offensichtlich vom Einsturz der Hohlraumwände oder der Dachpartien herrühren. Auch einige verkieselte, fein- bis grobsparitische, weißgraue bis beige Kalksteine werden von dem Kalksinter umgeben. Einige große, in die obere Hohlraumfüllung eingelagerte Tropfsteinbruchstücke weisen darauf hin, daß ursprünglich eine kleine Tropfsteinhöhle vorgelegen hat. Solche Tropfsteine konnten sich erst dann bilden, als ab dem älteren Mesozoikum nach Denudation der Decksedimente der Massenkalk in den karstaktiven Bereich zwischen Grundwasserspiegel und Geländeoberfläche gelangte.

Kata-Impsonit verdankt seine Entstehung Erdöl, welches den das Riff unterlagernden Flinz-Schichten (= Erdölmuttergestein) entstammt. Erst im Oberkarbon wanderte das Erdöl in das Riff ein. Da es dort einen weitgehend geschlossenen Porenraumkörper antraf, hätte eine Platznahme nicht erfolgen können, wenn nicht Klüfte und Spalten (Sekundärporositäten) zur Verfügung gestanden hätten. Während des saxonschen Mineralisationszyklus remobilisierte das Erdöl und drang in den Hohlraum ein. Es füllte die Zwischenräume des dort geschichteten Calcitgrusses aus und metamorphosierte zu Kata-Impsonit.

4.2.10. Aufgelassener Steinbruch In der Günne (R 59 870, H 01 150; Aufschluß 10 in Abb. 2)

Trägergestein: Massenkalk in Dorp-Fazies (UFFENORDE 1977 b: Abb. 1-7)

Alter des Trägergesteins: Givet-Stufe
Spaltenart: Mega- und Mikrospalten
Richtung der Spalten: ab-orientiert (ss-parallel)
Füllung: Kalkstein, crinoidenführend
Alter der Füllung: Oberdevon bis Unterkarbon II

Dieser Aufschluß ist schon seit längerer Zeit mit Bauschutt verfüllt, so daß eine Beobachtung und Probenentnahme nicht mehr möglich ist. Der Nachweis von unterkarbonischen Conodonten in den Kalksteinen dieser und benachbarter Lokaltäten (Hohler Stein) durch UFFENORDE (1976, 1977 b) war für ihn Veranlassung, größere Abschnitte am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform als „Kohlenkalk“ oder „Kallenhardt-Kalk“ vom Massenkalk abzutrennen. Die darin vorkommenden Stromatoporen, Korallen und oberdevonischen Conodonten (neben unterkarbonischen) wurden als resedimentiert angesprochen. UFFENORDE (1977 b, 1982 in CLAUSEN et al.) rückte später von seinen stratigraphischen und paläogeographischen Vorstellungen ab, nachdem anlässlich einer Exkursion (Subkommission für Karbonstratigraphie 1977) die conodontenführenden Schichten als Spaltenfüllungen im adorfischen Massenkalk (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984), der nur am Südrand des Warsteiner Sattels vorkommt, erkannt wurden. KREBS & WACHENDORF (1979: 36) kommen zu dem Ergebnis, daß nicht der gesamte „Kallenhardt-Kalk“ (sensu UFFENORDE 1977 a) ein jüngerer Synonym des Erdbacher Kalks ist, sondern lediglich die unterkarbonischen Crinoidenkalksteine, die in den Spalten im Massenkalk litho- und biofaziell dem Erdbacher Kalk entsprechen.

Die von UFFENORDE (1977 a) mitgeteilten Faunen umfassen wesentlich mehr oberdevonische Conodonten (70 %) als unterkarbonische (30 %). Folgt man den Vorstellungen von KREBS & WACHENDORF (1979), daß es sich bei den Füllsedimenten der Spalten ausschließlich um Erdbacher Kalk handelt, so wären die Spalten während der Zeit des Unterkarbons II β / γ relativ schnell und einmalig verfüllt worden. Die oberdevonischen Conodonten, die die Hauptanteile der Fauna stellen, würden somit Geisterfaunen in den unterkarbonisch angelegten Spalten darstellen. Da es sich hier jedoch um ss-parallele Spaltenfüllungen handelt, kann nicht ausgeschlossen werden, daß analog zum Aufschluß 5 im Steinbruch Weiken stark kondensierte Schichten vorliegen, die eine normale stratigraphische Conodontenabfolge enthalten. Dafür spricht auch die paläogeographische Situation am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform auf der Hochscholle (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 290 – 295). Danach kann in diesem Gebiet von einer kontinuierlichen, geringmächtigen Sedimentation von Cephalopodenkalksteinen ausgegangen werden, wobei jedoch diese ursprünglichen Sedimente bis auf wenige Reste resedimentiert und in Form der Schlagwasserbreccie abgelagert wurden. Vor deren Resedimentation und im frühdiagenetischen Zustand war es entsprechend der fortschreitenden Hohlrumbildung möglich, daß diese während der Sedimentation kontinuierlich verfüllt wurden und ihr Inhalt vor der Resedimentation bewahrt blieb. Diese Spaltenfüllungen legen also auch Zeugnis dafür ab, daß ehemals nicht nur der Erdbacher Kalk, sondern auch Cephalopodenkalksteine in diesem Bereich der Warsteiner Carbonatplattform sedimentiert wurden. Die starke und gut sichtbare Interdeformation, auf die bereits RICHTER-BERNBURG (1953) und PLESSMANN (1966) hinwiesen, sagt aus, daß es zu einer weitgehenden Auflösung des ursprünglichen stratigraphischen Verbandes und der sedimentären Anlagungsgefüge kam. Nach KREBS & WACHENDORF (1979: 37) „wurden die vermutlich

schichtparallel angelegten, mit Erdbacher Kalk gefüllten Spalten (s-Spalten) mit dem Massenkalk tektonisch verschleift (Abb. 4)“. Diese Tatsache läßt den Nachweis einer langsamen Verfüllung der Spalten über eine Zeitspanne von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II lediglich folgern, aber nicht mehr belegen.

4.2.11. Aufgelassener Steinbruch der Warsteiner Kalkwerke im Rangetal (zentraler R/H-Wert: R 56 600, H 00 400; Aufschluß 11 in Abb. 2)

Trärgestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trärgesteins: Givet-Stufe

Spaltenart: Makrospalten

Richtung der Spalten: ac-orientiert

Füllung: Knochenbreccie, Calcit, Kalksinter, Kalksteinbruchstücke, Fließerden

Alter der Füllung: Pleistozän bis Holozän

Die blaugrauen Kalksteine des Massenkalks fallen durchgehend mit 30–50° nach Süden ein. Sie sind stark geklüftet. Die 160–180° streichenden, überwiegend saigeren Klüfte (ac-Klüfte) sind spaltenartig erweitert und mit Calcit, Kalksinter, Kalksteinbruchstücken und eingeschwemmten Fließerden verfüllt. Die Kalksteinbruchstücke entstammen dem Einsturz von Hohlräumen und seitlichen Begrenzungswänden. Die Fragmente sind größtenteils durch Calcitkrusten miteinander verschweißt. Erhalten gebliebene Hohlräume sind mit Sinter mehr oder weniger vollständig ausgekleidet. An der Ostwand des nördlichen Steinbruchs befinden sich die Zugänge zur Liethöhle. Auf den engen Zusammenhang zwischen Höhlenbildung und Trennflächengefüge haben MEIBURG et al. (1977), EBHARDT & MEIBURG (1979) sowie MEIBURG & STOFFELS (1979) hingewiesen. Diesen Arbeiten sind ausführliche tektonische, karsthydrologische und speläologische Ergebnisse zu entnehmen.

Die Westwand des Steinbruchs besitzt lang aushaltende, 160–170° streichende ac-Klüfte. An eine solche Kluft ist eine Spaltenfüllung gebunden, die als Knochenbreccie bezeichnet werden kann. Sie setzt sich aus mit „Lehm“ umkleideten Massenkalk-Stücken und Wirbeltierknochenrelikten zusammen. Wo die Breccie an das Trärgestein grenzt, ist sie mit niedrig-traubigen Sintertapeten überzogen. Auch die Kalksteinbruchstücke sind zum Teil mit Sinter überzogen. Die Kluftflächen, welche die Spaltenfüllung begrenzen, sind glatt und fallen mit 70–80° nach Osten ein. Die Spalte ist mindestens 50 m lang und reicht ca. 14 m tief unter die Tagesoberfläche.

Die Knochenreste sind so gut wie ausschließlich Schädelfragmente, Unterkiefer, Zähne, Wirbel und Extremitätenknochen des Höhlenbären *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER. Die Breccie verdankt ihr Entstehen dem Einsturz ehemals höher gelegener Hohlräume, die als Wohnstätten des Höhlenbären dienten. Beim Bergen der Fossilien wurde ein Schurf bergwärts quer durch die Spaltenfüllung getrieben; nach 2 m war das die Füllung begrenzende Trärgestein erreicht. Danach wurde die Breccie im Spaltenstreichen ausgeräumt. Dabei entstand schließlich ein ca. 3,5 m langer, 2 m breiter und 2 m hoher Hohlraum. Im Oktober 1978 brach die hintere bergwärtige, aus Massenkalk bestehende Wand des Hohlraums ein. Dahinter war eine mindestens 10 m lange, 5 m breite und 1,5 m hohe Kammer vorhanden. Von der Eingangsöffnung her ließ sich erkennen, daß hierin eine

weitere, parallel verlaufende Spalte angeschnitten war, deren Füllung ebenfalls eine Knochenbreccie enthielt. Sintertapeten und dünne Stalaktiten waren an der Kammerdecke zu beobachten. Dieser Hohlraum wurde wegen Einsturzgefahr nicht begangen. Insofern ließ sich nicht entscheiden, ob und wie weit sich die Kammer weiter zur Teufe hin erstreckte. Sehr wahrscheinlich wurde mit dem hinteren Hohlraum das Höhlensystem an der westlichen Steinbruchseite wiederentdeckt, von welchem LOTZE (1949) berichtete. Die Knochenbreccie dieses Hohlraums dokumentiert das höhere, im Speläolysestadium befindliche Niveau der Höhle. Der ursprüngliche Eingang soll sich an der nordwestlichen Steinbruchseite befunden und die Höhle bei einer Länge von etwa 30 m bis zu 25 m unter die Steinbruchsohle erstreckt haben. Von MEIBURG & STOFFELS (1979: 167) wurde diese westliche Höhle als „Liet-Schachthöhle“ bezeichnet. Ende Oktober 1978 wurde der erschürfte Hohlraum von den Warsteiner Kalkwerken aus Sicherheitsgründen zugeschoben. Ob außer karsthydrologischen Verbindungen noch begehbare Gänge zwischen der westlichen Schachthöhle und dem östlichen Hohlraumssystem, der eigentlichen Liethöhle, bestehen, ist nicht bekannt.

Eine weitere Spaltenbreccie mit Höhlenbärrelikten fand sich bei R 56 450, H 00 720, an einer Zufahrt zum Steinbruch Risse. Die Spaltenfüllung reicht von der Tagesoberfläche her mindestens 30 m tief herab. Die Knochenfragmente sind fest mit Massenkalk-Schutt verbacken und nicht so schwach zementiert wie die altersgleiche Breccie an der Liet-Schachthöhle.

4.3. Einzelvorkommen von Spaltenfüllungen im Cephalopodenkalkstein

4.3.1. Schurf am Kalvarienberg

(R 60 910, H 03 250; Aufschluß 12 in Abb. 2)

Trägergestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trägergesteins: *marginifera*- bis *costatus*-Zone

Spaltenart: Megaspalte mit nicht erkennbaren Mikrospalten (Abb. 4)

Richtung der Spalte: Megaspalte ab-orientiert (ss-parallel); Mikrospalten vermutlich nicht diagonal verlaufend

Füllung: Megaspalte mit Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein; Mikrospalten mit Cephalopodenkalkstein

Alter der Füllung: siehe Tabelle 3, S. 358 – 359

Lesesteine eines Trilobiten-Crinoiden-Schillkalksteins in einem Gebiet, dessen Schichten nach der geologischen Landesaufnahme (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 106, GK 25: 4516 Warstein) aus Cephalopodenkalkstein des höheren Oberdevons bestehen, waren Veranlassung, deren Herkunft durch Schurfarbeiten zu erkunden. Es wurde an einer Wegeböschung (Abb. 4: 6) quer zum Streichen der Schichten ein Kurzprofil freigelegt.

Das Profil erstreckt sich über eine Länge von 5 m; die wahre Mächtigkeit beträgt ca. 4 m (ss 175/40). Die erschürften Gesteine bestehen aus bankigen, knollig-knotigen, teilweise flaserigen Kalksteinen, wie sie für oberdevonische Cephalopodenkalksteine typisch sind. Im oberen Abschnitt des Schurfs wurde eine ca. 20 cm mächtige Bank angetroffen, die dem obengenannten Kalkstein entspricht. Zwischen den Bankfugen lagern geringmächtige, graubraune bis braune, schwach

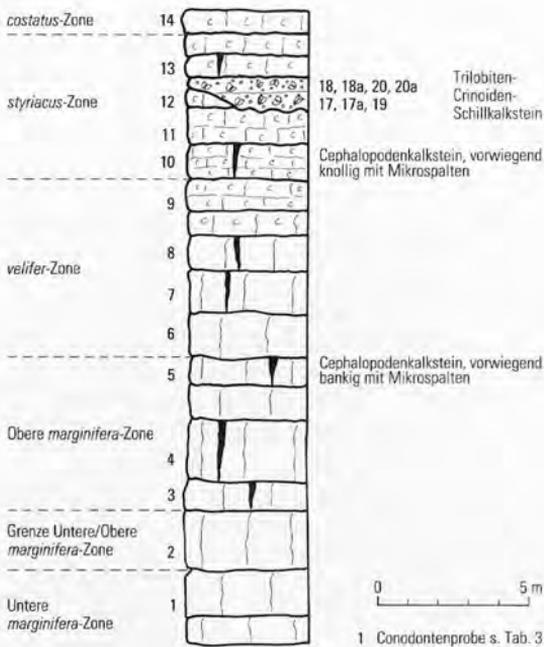


Abb. 4

Säulenprofil vom Schurf am Kalvarienberg (R 60 910, H 03 250)

Erschürfter Cephalopodenkalkstein und ss-parallele Spaltenfüllung mit einem Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein

Fig. 4

Columnar profile of the prospecting trench at the Kalvarienberg (R 60 910, H 03 250)

Cephalopod limestone and bedding-parallel sediment-bearing dyke with a trilobite-crinoid-lumachelle limestone

karbonatische Ton- und Schluffsteine. Zum Hangenden hin werden die Kalksteine dünnbankiger und sind vorwiegend knotig-knollig bis flaserig ausgebildet. Die tonig-schluffigen Zwischenschichten werden bis zu 2 cm mächtig und besitzen keinen Carbonatgehalt mehr. In diesem oberen Profilabschnitt befindet sich der auffällige Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein. Er weicht petro- und biofaziell sowie in seiner stratigraphischen Reichweite völlig von den liegenden und hangenden Cephalopodenkalksteinen ab. Das Gestein ist grau, dunkelgrau, blaugrau bis schwarz. Die Matrix ist grobspätig bis mergelig, wobei die mergeligen Partien schlierig und schichtparallel angeordnet sind. Im Bindemittel befinden sich regellos eingestreut zahlreiche bis 2 cm große Trilobitenreste (vorwiegend Pygidien) und bis zu 1 mm große Stielglieder von Crinoiden. Eine Gradierung oder Einregelung ist nicht zu beobachten. Die Unterseite der Bank ist wellig ausgebildet und greift unterschiedlich tief in die liegende Cephalopodenkalksteinbank ein, wobei die tonig-schluffige Zwischenschicht fehlt. Ferner schneidet sie in ihrem Verlauf eine Kalksteinbank schräg an (s. Abb. 4).

Diese Beobachtung weist darauf hin, daß der Spaltenraum vor der asturischen Gebirgsbildung unter submarinen Bedingungen durch Lösung des Kalksteins geweitet wurde. Die Dachfläche des Spaltenhohlraums, die von einer tonig-schluffigen Zwischenschicht gebildet wird, ist bis zur restlosen Verfüllung nicht beeinflußt worden. An der Stelle, wo die Spaltenunterseite nach ihrem schrägen Verlauf wieder parallel der Oberseite verläuft, ist in der Füllung eine Schichtfuge angedeutet.

Die Alterseinstufung nach Conodontenfunden zeigen Abbildung 4 und Tabelle 3.

Auffallend für dieses nach der Conodontenabfolge lückenlose Profil ist einmal das Fehlen des *annulata*-Horizonts (dolV) sowie die geringe Mächtigkeit der

Cephalopodenkalksteine. Altersäquivalente Schichten sind am Kattensiepen und Eulenspiegel über 20 m mächtig (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984). Außerdem ist an diesen beiden Lokalitäten der *annulata*-Horizont wohlausgebildet.

Der hohe Anteil von Conodontenmischfaunen in den untersuchten Proben (s. Tab. 3) ist mit Sicherheit auf nicht erkannte Mikrospalten zurückzuführen, da Anzeichen für Hiatus, Dereption und dergleichen fehlen. Die dichte lückenlose Aufeinanderfolge der Conodontensubzonen weist darauf hin, daß hier eine extreme Kondensation vorliegt, die mit Spaltenbildung einhergeht (UFFENORDE 1976, WENDT 1971*). Im Gegensatz zu den Mischfaunen aus den Massenkalk-Mikrospalten liegt der Anteil der autochthonen Conodontenfaunen bei mehr als 90 %. Das Vorkommen von ausschließlich älteren Conodonten weist darauf hin, daß die Spalten von oben verfüllt wurden, und zwar relativ schnell, da die einzelnen Subzonen lückenlos übereinanderfolgen, also längere Zeitspannen nicht zur Verfügung standen. Analog zu den Megaspalten an den Klippen des Kalvarienberges (s. Kap. 4.3.3.) sind die hier wegen Materialgleichheit nicht sichtbaren Mikrospalten in ac- oder bc-Richtung angelegt. Schichtparallele Mikrospalten scheiden aus, da bei einer sehr langen Öffnungszeit mit Sicherheit eine chemische Weitung stattgefunden hätte. Ebenso sind Diagonalspalten wenig wahrscheinlich, da die vorgegebenen Dehnungsfugen nur nach den oben angegebenen Richtungen verlaufen. Gleichfalls müßte bei einer hier benutzten Probenmenge von ca. 20 kg Gestein die Anzahl der nichtautochthonen Conodonten weit mehr als 10 % betragen, wie bei einem derartigen Spaltenverlauf aus dem Steinbruch am Hessenkamp belegt ist (s. Kap. 4.2.1.).

Die Zusammensetzung der Makrofauna in der Megaspalte ist bemerkenswert. Einmal handelt es sich um zum vagilen Benthos gehörende kleinwüchsige Trilobiten. Sie sind stark abgeflacht, kleinäugig und weisen als Biotop auf tieferes, wenig bewegtes und undurchleuchtetes Meerwasser hin. Die Crinoidenreste, die zum sessilen Benthos gehören, weisen dagegen auf Flachwasserregionen als Lebensraum hin. Hier kommen also zwei Faunengruppen vor, die einander normalerweise ausschließen und zwei völlig verschiedenartigen Biotopen angehören. Unter Einbeziehung des Trägergesteins kann man tatsächlich von drei unterschiedlichen Lebensräumen sprechen, da noch die Cephalopoden zu berücksichtigen sind, die als Nektonten in der unmittelbaren Umgebung der Spaltenöffnung lebten und namengebend für das Trägergestein sind.

WENDT (1971*) wies an Ammoniten nach, daß die zum Meeresboden hin geöffneten schichtparallelen Spalten von Zwergfaunen, der Meeresboden dagegen selbst von normalwüchsigen Faunen besiedelt wurde. Bei Trilobiten aus dem Erdbacher Kalk beschrieben G. & R. HAHN (1981: 358 – 361) besondere Formen, die sich an extreme Lebensräume anpassen können. Sie stellten fest, daß sich Kohlenkalk- und Kulm-Trilobiten im gemeinsamen Biotop vermischen können. Bei den Trilobiten aus dem Kohlenkalk handelt es sich um Gattungen, die meist kräftig gewölbte Panzer mit großen Augen besitzen und gutdurchlüftete Oberflächenbereiche im Meer bewohnten. Die abgeflachten, kleinäugigen Kulm-Trilobiten lebten dagegen am Grunde der lichtarmen Spalten. Doch bezogen auf unseren Fall kann man hier nur bedingt von Spalten- und Normalfauna sprechen, da die Fauna völlig abweichend zusammengesetzt ist. Folgt man dem von G. & R. HAHN (1981) entwickelten palökologischen Modell, so bewohnten demzufolge die Kohlenkalk-trilobiten in ökologisch exponierten Nischen kleine Areale, wobei angenommen wird, daß Larven aus dem Kohlenkalkmeer in den Kulm-Bereich verdriftet wurden.

Tabelle 3
Conodontenvorkommen aus dem
Schurf am Kalvarienberg

	Proben-Nr.																							
	L 1141	L 1142	L 1143	L 1144	L 1145	L 1146	L 1147	L 1148	L 1149	L 1150	L 1151	L 1152	L 1153	L 1154	L 1155	L 1156	L 2014	L 2015	L 2016	L 2017	L 2018	L 2019	L 2020	
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>							+															+		+
<i>B. costatus</i>							+						+									+	+	+
<i>B. jugosus</i>					+							△	△											
<i>B. stabilis</i>		△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	△		+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>B. ultimus</i>							+							△									+	+
<i>B. ziegleri</i>														△								+		
<i>B. sp.</i>														△										
<i>Dollognathus latus</i>				+											+	+								
<i>Gnathodus delicatus</i>															+	+	+		+					
<i>G. punctatus</i>			+												+	+	+	+	+	+	+			
<i>G. semiglaber</i>															+	+	+					+		
<i>G. typicus</i>															+	+	+				+			
<i>G. sp.</i>															+	+								
<i>Hindeodella segaformis</i>															+	+								
<i>Icriodus sp.</i>																+								
<i>Palmatolepis delicatula delicatula</i>								+		+						+								
<i>P. delicatula clarki</i>								+								+								
<i>P. glabra glabra</i>				△	△	△										+	+				+	+		+
<i>P. glabra distorta</i>		△	△	△	△	△										+		+	+				+	
<i>P. glabra lepta</i>		△	△	△	△	△	△	△	△	△						+								
<i>P. glabra pectinata</i>		△	△	△	△	△									+	+						+		
<i>P. gracilis gracilis</i>		△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	+	+								
<i>P. gracilis goniclymeniae</i>														△								+	+	+
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>							+							△								+	+	+
<i>P. marginifera marginifera</i>		△	△	△	△	△								+		+	+							
<i>P. minuta minuta</i>		△	△	△	△	△	△	△	△	△					+	+								
<i>P. minuta schleizia</i>				△		△																		
<i>P. perlobata perlobata</i>																	+					+	+	
<i>P. perlobata grossi</i>					△		△																	
<i>P. perlobata schindewolfi</i>		△	△		△	△	△	△	△	△	△	△	△	△										
<i>P. quadrantinodosa quadrantinodosa</i>																+	+							
<i>P. quadrantinodosa inflexa</i>		△	△													+	+							
<i>P. quadrantinodosa inflexoidea</i>		△	△													+	+							
<i>P. quadrantinodosalobata</i>																+	+							
<i>P. rugosa ampla</i>			△			△	△	△																
<i>P. rugosa trachytera</i>						△	△	△									+		+			+	+	
<i>P. subperlobata</i>																+	+							
<i>P. sp.</i>																+	+							
<i>Polygnathus brevipennatus = bicavatus</i>																+	+							
<i>P. communis communis</i>			+	+						△	△	△	△		+	+						+	+	+
<i>P. cf. obliquicostatus</i>																								
<i>P. nodocostatus-Gruppe</i>				△	△	△		△	△	△														
<i>P. radinus</i>					+											+	+							
<i>P. styriacus</i>			+	+	+					△	△	△	△			+						+	+	
<i>P. vogesi</i>						+								△		+						+		
<i>P. sp.</i>																+	+							
<i>Protognathodus collinsoni</i>																+	+							
<i>P. kockeli</i>																+	+							
<i>P. kuehni</i>																+								
<i>P. meischneri</i>																+	+							

Tabelle 3 (Fortsetzung)

	Proben-Nr.																							
	L 1141	L 1142	L 1143	L 1144	L 1145	L 1146	L 1147	L 1148	L 1149	L 1150	L 1151	L 1152	L 1153	L 1154	L 1155	L 1156	L 2014	L 2015	L 2016	L 2017	L 2018	L 2019	L 2020	
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>				+											+									
<i>P. triangulus triangulus</i>			+	+	+										+	+			+		+			
<i>P. triangulus inaequalis</i>															+	+								
<i>P. triangulus pinnatus</i>				+											+	+								
<i>P. trigonicus</i>							+							Δ	+		+		+	+	+		+	
<i>P. sp.</i>															+	+								
<i>Scalognathus anchoralis</i>															+		+	+	+	+				
<i>S. velifer velifer</i>					Δ			Δ																
<i>Siphonodella cooperi</i>															+	+								
<i>S. crenulata</i>				+										+	+		+				+			
<i>S. duplicata</i>															+	+								
<i>S. isosticha</i>															+	+								
<i>S. lobata</i>				+											+	+								
<i>S. obsoleta</i>				+											+	+								
<i>S. quadruplicata</i>															+									
<i>S. praesulcata</i>				+											+	+								
<i>S. sulcata</i>			+	+											+	+		+	+	+				
<i>S. sp.</i>															+	+								
<i>Spathognathodus inornatus</i>										+			+											
<i>S. spinulicostatus</i>							+						+	Δ										
<i>S. strigosus</i>					Δ					Δ	Δ	Δ	Δ											
<i>S. werneri</i>	Δ				Δ					Δ	Δ	Δ	Δ											
<i>S. sp.</i>					Δ																			

Δ Fauna aus dem Trägergestein
+ Fauna aus Spaltenfüllungen

Untere <i>marginifera</i> -Z.	Untere bis Obere <i>marginifera</i> -Zone	<i>marginifera</i> -Zone	<i>velifer</i> -Zone	<i>styriacus</i> -Zone	Obere <i>styriacus</i> -Zone	<i>costatus</i> -Zone	ac-Spalte unterhalb Profil (s. Abb. 4)	Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein
-------------------------------	---	--------------------------	----------------------	------------------------	------------------------------	-----------------------	--	--------------------------------------

In unserem Fall lebten die Cephalopoden im Bereich von Tiefschwellen. Die schichtparallelen Spalten im Sediment waren ökologische Nischen und der Wohnbereich für Trilobitengattungen mit abgeflachten Panzern und kleinen Augen. Die im Spaltenraum zusammen mit den Trilobiten vorkommenden Crinoidenreste sind aus Flachwassergebieten zusammen mit silikatischem Material herangeführt worden, wobei die Spalten als Fossil- und Sedimentfallen fungierten. Die Conodonten, als Hauptfossilgruppe in der Spaltenfüllung, sind mit Sicherheit parautochthon bis umgelagert, da sie ausschließlich Mischfaunen darstellen. Die angedeutete Schichtfuge in der 20 cm mächtigen Spaltenfüllung war Veranlassung, diese geringmächtige Abfolge getrennt zu untersuchen. Wie die Verbreitungstabelle der Conodonten zeigt (Pr. 10–13), ist die Spalte in Cephalopodenkalksteinen der *styriacus*-Zone angelegt. Die Proben 17, 17a und 19 aus dem unteren Teil der Spaltenfüllung enthalten neben den Conodonten des Trägergesteins (*styriacus*-Zone) ältere aus der *marginifera*-Zone und jüngere aus der *costatus*-Zone. Die älteren Faunen weisen darauf hin, daß sie aus einem Gebiet submariner Resedimentation oder Nichtsedimentation stammen, die östlich des Profils auf der Warsteiner Carbonatplattform vorhanden waren. Die jüngeren Faunen dagegen belegen, daß die Spalte auch nach der *styriacus*-Zone zum Meeresboden hin

geöffnet blieb und jüngere Conodonten aus der *costatus*-Zone eingelagert werden konnten. Der obere Teil der Spaltenfüllung enthält sogar noch Conodonten bis zur Lebenszeit des *Scaliognathus anchoralis* (Pr. 18, 18a, 20, 20a) und belegt damit eine Öffnungszeit von der *costatus*- bis zur *anchoralis*-Zone – eine Zeitspanne, wie sie für schichtparallele Spalten nicht selten ist. Zwei kleine Klippen dicht unterhalb des freigelegten Profils bestehen aus dem gleichen erschürften Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein, ohne daß das Trägergestein aufgeschlossen ist. Die Spalte dürfte ebenfalls im höheren Oberdevon anzusiedeln sein. Wie die Conodontenproben 15 und 16 in Tabelle 3 zeigen, handelt es sich um die artenreichste Fauna, die in diesem Gebiet aus Spaltenmaterial gewonnen wurde. Bis auf die Leitform *Scaphignathus velifer velifer* sind sämtliche Conodontenzonen von der Oberen *Pal.-triangularis*- bis zur *anchoralis*-Zone belegt.

4.3.2. Spaltensysteme in den Klippen am Kalvarienberg (zentraler R/H-Wert: R 61 040, H 03 150; Aufschlüsse 13 und 14 in Abb. 2)

Trägergestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trägergesteins: *crepida*- bis *velifer*-Zone

Spaltenart: Mikro-, Mega- und Makrospalten (Taf. 3: Fig. 1)

Richtung der Spalten: ac-, bc-Richtungen und Querspalten

Füllung: Tonsteine, Schluffsteine, Kalksteine

Alter der Füllung: *A.-triangularis*- bis *anchoralis*-Zone

Die Spaltensysteme durchziehen Cephalopodenkalksteine, die in zahlreichen Klippen und Klippenzügen südlich des Kalvarienberges aufgeschlossen sind. Verbindet man die verstreut liegenden größeren und kleineren Felsvorsprünge und -treppen, gelangt man zu dem in Abbildung 5 dargestellten Säulenprofil der geologischen Gesteinsabfolge.

Die Schichtenfolge beginnt mit hellgrauen bis grauen, dichten, dezimetergebanten Kalksteinen, deren Schichtfugen durch Einlagerungen von bis zu 1 cm dicken, tonig-schluffigen, braun bis ockerbraun anwitternden Sedimenten hervorgerufen werden. Nach dem Inhalt der Conodontenproben 16 und 22 (s. Tab. 4) wurden diese Kalksteine in die *crepida*-Zone eingestuft. Darüber folgen gleichartige Gesteine, die stratigraphisch von der *rhomboidea*- bis zur Unteren *marginifera*-Zone (Pr. 19, 24, 25) reichen. Der obere Abschnitt der Cephalopodenkalksteine, der bis zur Oberen *marginifera*-Zone (Pr. 15, 13, 14, 26) reicht, ist petrographisch anders ausgebildet. Es handelt sich dabei vorwiegend um fossilführende, knotig, knollig, teilweise auch flaserig ausgebildete, im Zentimeter-, seltener im Dezimeterbereich gebankte, graue bis hellgraue Kalksteine. Sie enthalten bis zu 3 cm mächtige graugrüne, braun bis ockerbraun anwitternde tonig-schluffige Zwischenmittel. Bei der Verwitterung treten sie aufgrund des niedrigeren Carbonatgehalts oft netzartig hervor. Die geringmächtigen Cephalopodenkalksteine oberhalb eines hangparallel verlaufenden Weges ähneln wieder den bankigen, grauen bis hellgrauen Kalksteinen aus den Basisschichten des Profils. Sie gehören nach Conodontenfunden (Pr. 10) stratigraphisch zur *velifer*-Zone. Diese lückenlose Abfolge von Cephalopodenkalksteinen ist ca. 20 m mächtig und entspricht somit, von geringfügigen Abweichungen abgesehen, den gleichalten Profilabschnitten in den Steinbrüchen Eulenspiegel und Kattensiepen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Nur etwa 150 m nordnordöstlich der hier beschriebenen Abfolge reduziert sich die Mächtigkeit der Cephalopodenkalksteine auf nur 3 m (R 60 910, H 03 250; Aufschluß 12 in Abb. 2), obwohl dort die *styriacus*- und *costatus*-Zone nachgewiesen wurde. In der mächtigeren Abfolge lagern über den Cephalopodenkalksteinen der *velifer*-Zone direkt Kieselschiefer des Unterkarbons und der Erdbacher Kalk in der für ihn typischen Ausbildung. Das Fehlen der Kalksteine über der *velifer*-Zone kann nur so erklärt werden, daß diese Schichten, die ja im dicht benachbarten Profil (Aufschluß 12) vorhanden sind, resedimentiert wurden, so daß von einer primären Schichtlücke hier nicht gesprochen werden kann. Resedimente, mit einem Alter der hier fehlenden Kalksteine, also von der *velifer*- bis zur *sulcata*-Zone, sind am Fuße des Kalvarienberges in einem Steinbruch als Schlagwasserbreccie vorhanden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308).

Der Grund der Mächtigkeitsschwankungen dürfte in einem ausgeprägten Paläorelief des Sedimentationsraums zu suchen sein. Das bedeutet, daß sich hier auf engem Raum, den Sattelstrukturen folgend, voneinander abweichende Tief-schwellen ausgebildet hatten, die unterschiedliche Sedimentationsbedingungen aufwiesen (vgl. z. B. RABIEN 1956*).

Wie die Tabelle 4 zeigt, war es bis auf wenige Ausnahmen nicht möglich, Conodontenproben zu entnehmen, die keine Mischfauna enthielten.

Begeht man die Klippen am Kalvarienberg (Abb. 6), so fallen, hangaufwärts immer zahlreicher werdend, Sedimentgänge von ganz unterschiedlicher Ausbildung auf, so daß es unmöglich ist, diese einzeln zu beschreiben. Es wird deshalb im

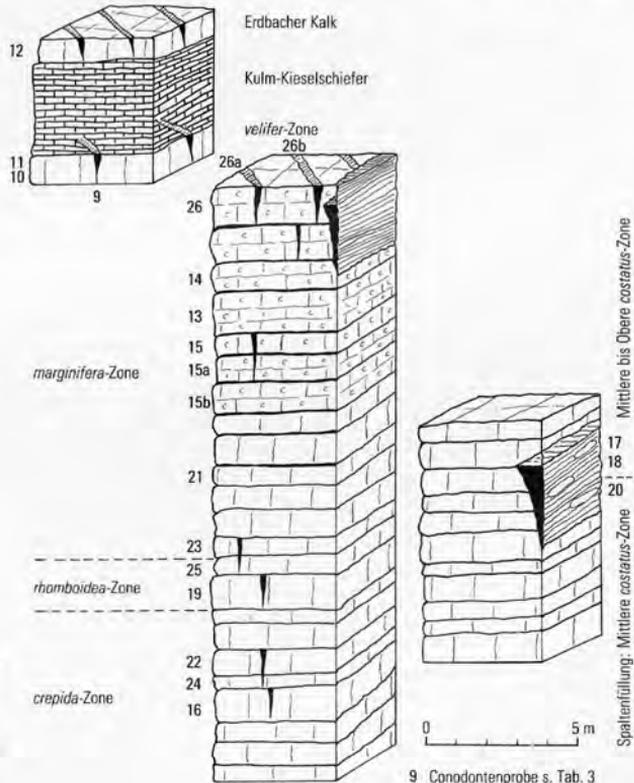


Abb. 5
Kombiniertes Säulenprofil der
Klippen am Kalvarienberg

Fig. 5
Combined columnar profile of
the cliffs at the Kalvarienberg

9 Conodontenprobe s. Tab. 3

Verlauf, der erst nach der plötzlichen Verengung ebenflächig wird (25 cm unterhalb Pfeil 1). Der obere Abschnitt der Spaltenfüllung besteht aus einem graugrünen bis olivgrünen, geschiefertem Schluffstein, der im oberen Bereich einige regellos verteilte, stark verwitterte Kalkknollen enthält. Das Alter dieses Schluffsteins konnte nicht bestimmt werden. Mit scharfer Grenze geht die Spaltenfüllung nach unten in dunkelgraue bis graue Kalksteine über, die undeutlich gebankt sind. Dem Typ nach unterscheidet sich die kalkige Spaltenfüllung lediglich durch das Farbmerkmal von den sie umgebenden Cephalopodenkalksteinen. Die darin vorkommende Conodontenmischfauna umfaßt die Zeitspanne von der Oberen *crepida*- bis zur *sulcata*-Zone. Ab der plötzlichen Verengung ist die Füllung wieder tonig-schluffig und konnte stratigraphisch nicht näher eingestuft werden, steht aber, wie die Figur 1 auf Tafel 3 vermittelt, mit den Schluffsteinen am Top der Spalte in Verbindung. Die unterschiedlichen Spaltensedimente weisen darauf hin, daß die Verfüllung mehrphasig von oben erfolgte. Das Vorkommen von *Siphonodella praesulcata* und *Siphonodella sulcata* ist ein deutlicher Hinweis für die Langlebigkeit dieses Hohlraums.

Eine Besonderheit und im Warsteiner Raum bisher nur einmal beobachtet ist die in Figur 1 auf Tafel 3 mit Pfeil 2 bezeichnete Spalte. Unterhalb des Tops der Klippe befindet sich eine 6 cm mächtige Lage eines knotig-knolligen Kalksteins, der von einer ca. 20 cm mächtigen Kalksteinbank überlagert wird. Darüber folgt abermals ein geringmächtiger Knollenkalkstein. Innerhalb des ca. 20 cm mächtigen Kalksteins sitzt eine fast seiger verlaufende 4 cm dicke Spalte, die mit 350/85 schwach nach Norden geneigt ist, also nicht in Richtung der vorgegebenen Schieferung verläuft. Sie durchschlägt weder die liegende noch die hangende Kalksteinbank. Die Figur 1 auf Tafel 3 zeigt deutlich, daß die Spalte in der Liegendbank beginnt, deren obere tonig-schluffige Begrenzungsschicht bogenförmig aufgewölbt ist (unter Pfeil 2) und schließlich im Kulminationspunkt durch aufsteigenden Kalkschlamm durchstoßen wurde. Der unverfestigte Kalk stieg in den vorgegebenen Spaltenraum auf und stößt an die hangende Kalksteinbank an, ohne aber in diese einzudringen. Die Verfüllung erfolgte demnach erst nach Ablagerung der hangenden Kalksteinschicht bankintern von unten im frühdiagenetischen Zustand. Vermutlich sind Vorgänge nach dem Prinzip der Synärese dafür verantwortlich.

Pfeil 3 in Figur 1 auf Tafel 3 zeigt als Beispiel eine kleine Megaspalte, wie sie in zahlreichen Klippen anzutreffen sind. Am Top der Klippe vorstehend herausgewittert, besitzt sie einen Durchmesser von ca. 3 cm. Die Spalte verläuft in der erwähnten, ca. 20 cm mächtigen Kalksteinbank, verjüngt sich nach unten und endet vor deren Basis. In ihrem oberen Teil besteht sie aus tonig-schluffigem Material, im unteren Abschnitt aus einem hellgrauen Kalkstein. Der Wechsel des Sediments in der Spaltenfüllung weist darauf hin, daß die Verfüllung von oben und mehrphasig erfolgte. Ihr Einfallen nach Süden (170/70) weist darauf hin, daß sie den in den Kalksteinbänken angedeuteten Schieferungsflächen folgt. Dicht benachbarte Spalten in der gleichen Klippe fallen mit 65, 70 und 80° nach Süden ein.

Bemerkenswert und nur selten in Cephalopodenkalksteinen aufgeschlossen sind Megaspalten in ac-Richtung. Pfeil 4 in Figur 1 auf Tafel 3 weist auf ein derartiges Beispiel hin. Am Klippenfuß bedeckt eine senkrecht zum Streichen verlaufende, ca. 3 cm dicke, tonig-schluffige Lage die senkrecht abfallende Cephalopodenkalksteinwand. In Figur 1 auf Tafel 3 wird deutlich, daß die ac-Spalte in Verbindung mit der bc-Spalte (Pfeil 1) steht und vermutlich mit dem gleichen Material und gleichzeitig wie diese von oben verfüllt wurde.

Als weiterer Sonderfall, und bisher nicht wieder in oberdevonischen Kalksteinen beobachtet, ist eine Makrospalte im Mittelabschnitt der Klippen am Kalvarienberg (R 61 040, H 03 130; Aufschluß 14 in Abb. 2) aufgeschlossen. Sie wurde erstmals von H. SCHMIDT (1922: 305) kurz beschrieben und als eventuelle „injektive Gebirgsfaltung“ gedeutet. KREBS (1968*: 15) erkannte, daß es sich um eine Spalte im Cephalopodenkalkstein der Nehden-Stufe handelt, die mit Tonsteinen der Dasberg-/Wocklum-Stufe verfüllt ist. PLESSMANN & SPAETH (1971: 157) erwähnten, daß es sich hier um einen klastischen Gang mit Fossilien von Wocklum-Alter in Hemberg-Schichten handelt. Nach ihrer Ansicht könnte die Spalte nicht unbedingt durch Erdbeben hervorgerufen, sondern möglicherweise durch Abbruch des im Liegenden vermutlich anstehenden Warsteiner Riffs entstanden sein. Die Makrospalte, die eine geringwechselnde Ausstrichbreite von 1 – 1,5 m besitzt, ist ca. 40 m entlang einem Klippenzug zu verfolgen. Sie streicht Nordost-Südwest und folgt somit der Hauptschieferungsrichtung, die hier im Spaltenbereich 160/80 beträgt. Die Spalte ist bei schwach nordwestvergenger Faltung infolge Schichtfließens nach Südosten gekippt. Der Verlauf entspricht somit nach PLESSMANN & SPAETH (1971) der theoretisch zu folgender Richtung für den Spaltenaufbau. Die Spaltenwände, die über große Bereiche nicht aufgeschlossen sind, lassen aus der nur wenig schwankenden Ausstrichbreite auf eine relativ gleichförmige Ausbildung schließen. An einigen Stellen ließen sich lediglich geringfügige Lösungsunterschiede innerhalb des Trägergesteins feststellen. Die Füllung besteht aus einem grauen bis dunkelgrauen, gelegentlich blaugrauen Ton- und Schluffstein, der stellenweise geschichtet bis feingeschichtet ist. Er fällt mit 160/15 nach Südsüdosten ein. Die Schieferung ist undeutlich und weitständig (sf 165/80). Unregelmäßig verteilt sind kalkige Bänken oder bis zu kopfgroße Knollen von dunkelgrauer bis blaugrauer Farbe. Der Kalkstein ist vorwiegend sparitisch ausgebildet. Die karbonatischen Abschnitte, die besonders an der Stirnwand der Makrospalte aufgeschlossen sind (s. Abb. 5), enthalten eine auffallende Trilobitenfauna, nach der bisher schon die Sedimente in die Wocklum-Stufe gestellt wurden (H. SCHMIDT 1922). Nach Mitteilung von P. LORENZ (Geol.-Paläont. Inst. Univ. Marburg) kommen nach ihm im Spaltensediment im wesentlichen vier Trilobitenarten vor:

Phacops (Ph.) granulatus (MÜNSTER)

Perliproetus marginatus (MÜNSTER)

Archegonus (Waribole) warsteinensis (RUD. & E. RICHTER)

Pseudowaribole (Ps.) octofera octofera (RUD. & E. RICHTER)

Während *Phacops granulatus* mit einer Hauptverbreitung in der Dasberg-Stufe von der Hemberg- bis zur Oberen Wocklum-Stufe reicht, ist das Vorkommen der übrigen Arten auf die Obere Wocklum-Stufe beschränkt. Die von P. LORENZ bestimmten Conodonten weisen auf eine Zeitspanne von der Oberen *styriacus*- bis zur Mittleren *costatus*-Zone hin.

Die von uns untersuchte Conodontenprobe 20 (s. Tab. 4 u. Abb. 6) wurde in die Mittlere *costatus*-Zone eingestuft, während die Proben 17, 18 aus dem höheren Teil der Spaltenfüllung die Zeitspanne von der Mittleren *costatus*- bis zur *praesulcata*-Zone umfassen. Die Verfüllung der Spalte erfolgte langsam von oben, worauf besonders die Feinschichtung hinweist.

Bei den auf Tafel 3 (Fig. 2 – 4) gezeigten Megaspalten handelt es sich ausschließlich um Hohlraumfüllungen in bc-Richtung mit einem Durchmesser von 3 – 5 cm. Sie alle folgen weitgehend der Schieferungsrichtung (vgl. S. 364). Gelegentlich sind sie schwach sinusförmig verbogen, glattwandig und durchschlagen im Dekameterbereich mehrere Kalksteinlagen. Ihre Füllung ist entweder ein Cephalopoden-

kalkstein (Taf. 3: Fig. 2, 3) oder ein tonig-schluffiges Sediment (Taf. 3: Fig. 4). Die Verfüllung erfolgte in den abgebildeten Beispielen stets von oben.

Oberhalb des hangparallelen Weges sind in der Wegeböschung Cephalopodenkalksteine der *velifer*-Zone aufgeschlossen (Tab. 4: Pr. 10, 11), die von Mikrospalten durchzogen werden, worauf besonders die Conodontenprobe 9 hinweist (s. Abb. 5 u. 6). Sie enthält eine Conodontenfauna, die die Zeitspanne von der *A. triangularis*- bis zur *anchoralis*-Zone umfaßt. Das Vorkommen von Conodonten aus der *anchoralis*-Zone ist ein besonders wichtiger Hinweis für die Langlebigkeit von Mikrospalten, wie es schon im Massenkalk-Vorkommen am Hessenkamp deutlich wurde (vgl. Kap. 4.2.1.).

Über den Cephalopodenkalksteinen folgen Kulm-Kieseliefer mit Erdbacher Kalk. Auch er ist von Mikrospalten durchsetzt, worauf die Conodontenprobe 12 hinweist, die eine Mischfauna von der *velifer*- bis zur *anchoralis*-Zone enthält. Die Mikrospalten sind nur schwer auszumachen, da sie mit einem Kalkstein verfüllt sind, der sich farblich vom Trägergestein nicht abhebt.

4.3.3. Steinbruch am Eulenspiegel

(R 61 370, H 04 140; Aufschluß 15 in Abb. 2)

Trägergestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trägergesteins: Dasberg-Stufe

Spaltenart: Megaspalten (Taf. 3: Fig. 5)

Richtung der Spalten: bc-orientiert

Füllung: Tonstein, Schluffstein, Kalkstein

Alter der Füllung: Dasberg-Stufe

Die auf Tafel 3: Figur 5 gezeigten Spalten befinden sich auf dem Südostflügel eines weitgespannten Sattels, dessen Achse mit 12° nach Ostnordosten abtaucht. In einem ca. 1,2 m mächtigen Gesteinspacken oberhalb des *annulata*-Horizonts (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Abb. 9), der aus einer engständigen Wechselfolge von knolligen Kalksteinbänken und mergeligen, braun anwitternden und dabei vorstehenden Ton- und Schluffsteinlagen besteht (Taf. 3: Fig. 5), befinden sich zahlreiche Megaspalten. Außerhalb der 1,2 m mächtigen Cephalopodenkalksteinabfolge kommen sie nicht vor. Ebenso fehlen hier Mikrospalten, da aus zahlreichen Conodontenproben (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) keine Mischfaunen bekanntgeworden sind. Die am südlichsten gelegene Spalte fällt mit ca. 45° nach Südsüdosten ein und ist trichterförmig angelegt, wobei die hangenden Kalksteinbänke durchgebogen den Trichterhals ausfüllen. Dieser verjüngt sich rasch nach unten und läuft mit einem Durchmesser von 2 cm aus. Die Spaltenwände sind glatt und verlaufen deutlich flacher als die Schieferung. Das Durchsacken der hangenden Kalksteinbänke verdeutlicht, daß die Spalte plötzlich entstanden ist und schnell von oben verfüllt wurde. Die eingedrungenen Kalksteinbänke befanden sich zu dieser Zeit vermutlich noch im frühdiagenetischen Zustand. Die nach Nordnordwesten folgenden Spalten besitzen einen Durchmesser von ca. 2–4 cm und eine unterschiedliche Eindringtiefe. Sie sind vorwiegend senkrecht zur Schichtung angelegt und verlaufen somit steiler als die im Trägergestein undeutlich ausgebildete Schieferung. Sie sind glattwandig. Da die hangenden Kalksteinbänke an ihren Unterseiten keine besonderen Merkmale aufweisen, erfolgte die Verfüllung dieser Spalten vermutlich gleichzeitig mit deren Sedimentation.

4.3.4. Böschung an der Straße Rüthen-Nuttlar (R 61 560, H 04 140; Aufschluß 16 in Abb. 2)

Trägergestein: Kalkstein (Erdbacher Kalk)

Alter des Trägergesteins: *cull* α bis *cull* β/γ

Spaltenart: Megaspalten

Richtung der Spalten: ac-, bc-orientiert

Füllung: Tonstein

Alter der Füllung: *cull*

Der Straßenaufschluß tritt in der streichenden Fortsetzung des Eulenspiegel-Sattels auf. Innerhalb kieseliger Gesteine des Unterkarbons lagert hier der Erdbacher Kalk in der für ihn typischen Ausbildung. Im Sattelkern wird der Kalkstein, der 60 cm mächtig ist, von zahlreichen kleineren Megaspalten durchzogen (Taf. 3: Fig. 6). Die Megaspalten in bc-Richtung sind mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung orientiert. Ihr Verlauf ist generell gesehen nicht so gleichmäßig wie der der äquivalenten Hohlräume in den oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen. Das wird hervorgerufen durch häufig wechselnde Querschnitte innerhalb einer Spalte und kann nur bedeuten, daß nach Vorgabe einer geringfügig klaffenden Öffnung im bereits diagenetisch verfestigten Kalkstein eine Weitung durch Kalklösung erfolgte, die je nach Carbonatgehalt unterschiedlich ausfiel. So zeigt die Bankstirn im linken Bildteil der Figur 6 auf Tafel 3 eine rechte Spaltenwand mit einem unregelmäßigen Verlauf. Sie beginnt am Top der Kalksteinbank trichterförmig, verengt sich und weitet sich bei Pfeil 1 bogenförmig nach rechts, um sich zum Liegenden hin abermals zu verjüngen. Dicht rechts daneben weist Pfeil 2 auf eine weitere bc-Spalte hin, deren Durchmesser ca. 1 cm beträgt. Sie ist relativ glattwandig und weitet sich geringfügig an der Pfeilspitze. Senkrecht zu den beiden genannten Hohlräumen weist Pfeil 3 auf eine in ac-Richtung verlaufende Megaspalte hin, die einen Durchmesser von ca. 1 cm besitzt. Die erhaltenen Reste der Füllung, die dunkel gefärbt tapetenförmig dem helleren Kalkstein anhaften, stehen deutlich mit der zuerst genannten Hohlraumfüllung in Verbindung. Sie bilden also ein zusammenhängendes Spaltensystem. Ihre gemeinsame Füllung ist ein dunkelgrauer bis blaugrauer Mergelstein, in dem keine Fauna nachgewiesen wurde. Die Verfüllung erfolgte von oben in einem vermutlich einmaligen Vorgang. Die chemische Weitung läßt auf einen längeren Zeitraum zwischen Entstehung und Verfüllung schließen, weist also auf Langlebigkeit hin.

4.3.5. Steinbruch am Kattensiepen (R 57 980, H 03 750; Aufschluß 17 in Abb. 2)

Trägergestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trägergesteins: *marginifera*-Zone

Spaltenart: Megaspalten

Richtung der Spalten: bc-orientiert, Diagonalspalten

Füllung: Kalkstein

Alter der Füllung: *marginifera*-Zone

Im anstehenden Gestein des Steinbruchs Kattensiepen wurden keine Spalten beobachtet. Lediglich in mehreren kubikmetergroßen Blöcken, die für die ehemali-

ge Plattenerzeugung dort gelagert wurden und aus dem mittleren Bereich der Steinbruchwand stammen, konnten Spaltenfüllungen festgestellt werden. Aus dem sehr flachen Einfallen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Abb. 3) und der weitständigen Schieferung der Cephalopodenkalksteine, die die Zeitspanne von der *crepida*- bis zur *praesulcata*-Zone umfassen, konnte die ehemalige Lage der Blöcke rekonstruiert werden. Das Trägergestein ist ein Knollenkalkstein, der in die *marginifera*-Zone eingestuft wurde. Bis zu 2 cm dicke, mit einem hellen Kalkstein gefüllte Spalten durchziehen das abgebaute Gestein. Über eine Länge von 1,2 m konnten der Verlauf und die Richtung der Verfüllungen verfolgt werden, was an senkrechten Aufschlußwänden nicht immer möglich ist. Daraus ergab sich, daß hier zwei Spaltensysteme ausgebildet sind. Ersteres ist bc-orientiert und folgt weitgehend der Schieferung, letzteres verläuft diagonal (zwischen ac und bc, ab schräg schneidend) und ist vorwiegend nur bei Mikrospalten ausgebildet, verläuft also nicht in Richtung der Schieferung. Conodontenproben mit Spaltenmaterial weisen darauf hin, daß Trägergestein und Füllung ein gleiches Alter besitzen.

4.3.6. Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (R 60 200, H 01 500; Aufschluß 18 in Abb. 2)

Trägergestein: Schlagwasserbreccie

Alter des Trägergesteins: doll bis cull

Spaltenart: Mikro- und Megaspalten

Richtung der Spalten: bc-orientiert, ss-parallel

Füllung: Schlagwasserbreccie in Megaspalten, Matrix in Mikrospalten

Die Schlagwasserbreccie, die von UFFENORDE (1976) und KREBS & WACHENDORF (1979) in das Unterkarbon II gestellt wurde, konnte nach eigenen Untersuchungen umdatiert werden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308); denn es ließ sich nachweisen, daß die unterkarbonischen Conodonten aus Spaltenfüllungen stammen. Das Erkennen von Mikro- und Megaspalten im Aufschluß ist wegen der nur selten bankig abgelagerten Schlagwasserbreccie nur an wenigen Stellen möglich. Die Figur 7 auf Tafel 3 zeigt das System einer bc-orientierten Megaspalte, von der, ss-parallel angelegt, eine weitere Hohlraumfüllung abzweigt. Die Hohlraumwände sind unregelmäßig gestaltet, so daß die Durchmesser stark variieren. Die Füllung ist ebenfalls wie das Trägergestein brekziös bis feinkrekziös mit gerundeten und eckigen Komponenten aus Cephalopodenkalksteinen, die in einer tonig-schluffig-mergeligen, braunen bis graubraunen Grundmasse lagern. Bemerkenswert ist, daß an der Spitze von Pfeil 1 ein Geröll an seiner Unterseite der Spaltenwand angepaßt ist, also als Weichkalkgeröll eingelagert wurde. Ebenso passen sich die beiden länglichen Gerölle darüber dem Verlauf der oberen Spaltenwand an. Sie wurden ebenfalls im frühdiagenetischen Zustand als Resediment in den Hohlraum verfrachtet. Die nach rechts abzweigende ss-parallele Spalte enthält nur an ihrem Beginn noch kleine Breccienanteile und besteht in ihrem weiteren Verlauf lediglich noch aus dem Bindemittel. Deutlich sichtbar zweigt beim Pfeil 2 von der bc-orientierten Megaspalte eine Mikrospalte ab und ist gut sichtbar mit Material der Breccienmatrix verfüllt. Für die Bestimmung des Alters von Spaltenfüllungen in der Schlagwasserbreccie wurden immer die jüngsten Conodonten herangezogen, da davon ausgegangen wird, daß bei einer Breccie als Spaltenmaterial die Verfüllung von oben in einem einmaligen und schnellen Vorgang erfolgte.

4.3.7. Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges (R 61 050, H 02 560; Aufschluß 19 in Abb. 2)

Trägergestein: Flinz-Schichten (Flinzkalk)

Alter des Trägergesteins: *asymmetricus*-Zone

Spaltenart: Mikrospalten

Richtung der Spalten: Verlauf nicht bekannt

Füllung: Kalkstein

Alter der Füllung: *marginifera*- bis *velifer*-Zone

Im Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges ist eine Schichtenfolge aufgeschlossen, die eine mehrfache Umdeutung erfahren hat (H. SCHMIDT 1922, STASCHEN 1968, UFFENORDE 1976, KREBS & WACHENDORF 1979). Sie besteht vom Liegenden zum Hangenden aus Flinz-Schichten, Schlagwasserbreccie, Liegenden Alaunschiefern und Kulm-Kieselschiefern. Die Beurteilung dieser Abfolge war so lange umstritten, wie die darin vorkommende Schlagwasserbreccie in das Unterkarbon II eingestuft wurde. Die Matrix dieses Gesteins umfaßt jedoch genau nach Conodontenfunden die Zeitspanne der Schichten, die 600 m nördlich von dort an den Klippen des Kalvarienberges resedimentiert wurden. Von Bedeutung ist ferner, daß 2 m unterhalb des Tops der Flinz-Schichten eine Conodontenmischfauna gefunden wurde, die neben den autochthonen Formen Arten aus der *marginifera*- und *velifer*-Zone enthält. Diese Conodonten stammen aus Mikrospalten, die mit einem Kalkstein verfüllt sind, der sich vom Trägergestein nicht unterscheidet. Die über den Flinz-Schichten im Profil fehlenden Cephalopodenkalksteine sind also als Spaltenfüllungen erhalten.

Da die Schlagwasserbreccie in diesem Aufschluß völlig entkalkt ist, die Conodonten lediglich im Bindemittel nachgewiesen wurden, nicht aber in den tektonisch überprägten Kalksteingeröllen, kann davon ausgegangen werden, daß die über den Flinz-Schichten fehlenden Cephalopodenkalksteine parautochthon in der Schlagwasserbreccie enthalten sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989; dieser Band, S. 261 – 308). Die in den Spalten und in der Schlagwasserbreccie nachgewiesenen Conodonten lassen eine primäre Schichtlücke von der Mittleren Adorf-Stufe bis zum unteren Teil der Liegenden Alaunschiefer nicht mehr zu.

4.4. Schlußfolgerungen

Hohlraumfüllungen im Warsteiner Raum wurden ausschließlich in karbonatischen Sedimenten beobachtet. Sie kommen sowohl im Massenkalk, Flinzkalk und Cephalopodenkalkstein des Oberdevons als auch im unterkarbonischen Erdbacher Kalk vor. Die Entstehungsursachen sind unterschiedlicher Natur. Die Spalten- und Hohlraumbildung im Massenkalk ist vorwiegend auf die vororogene Dehnungstektonik zurückzuführen, durch welche vor der asturischen Gebirgsbildung infolge Hebung, Absenkung und Kippung Risse entstanden, die zum Ausgangspunkt der späteren Hohlräume wurden. In den jüngeren Kalksteinen ist Erdbeben- (Seebeben-)tätigkeit die häufigste Ursache für die Spaltenbildung gewesen.

Zwischen dem Vorkommen von Spalten und Vulkanismus lassen sich für das Untersuchungsgebiet keine Beziehungen herleiten. Das gilt im besonderen für die Spalten in den oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen.

Für die Spaltenbildung innerhalb der Warsteiner Carbonatplattform lassen sich in der Erdgeschichte zwei große Zeiträume unterscheiden, in denen es zur

permanenten oder plötzlichen Hohlrumbildung kam. Ersterer fällt in die Zeit vor der asturischen Gebirgsbildung, der zweite in die Zeit danach und reicht bis in die Jetztzeit.

Spalten, die vor der asturischen Gebirgsbildung entstanden, wurden ausschließlich unter submarinen Bedingungen gebildet. Hohlrumbildung durch Emersion, wie vielfach angenommen, war nicht vorhanden. Bevorzugte Gebiete waren Schwellen und Tiefschwellen, die heute als Sattelstrukturen vorliegen. Häufungen in kondensierten Abfolgen, wie sie WENDT (1971*) und UFFENORDE (1976, 1977 a, 1977 b) ableiten, treffen nicht für die Spaltenvorkommen des Warsteiner Gebiets zu.

Nach unserer Ansicht wurde die Warsteiner Carbonatplattform durch epirogene Bewegungen während der Wende Mittel-/Oberdevon oder im Oberdevon nicht so weit gehoben, daß tiefreichende Verkarstung möglich war. Eine nur wenige tausende Jahre umfassende Periode des Trockenfallens wäre zwar biostratigraphisch nicht nachweisbar, da sie unter den Zeitwert einer Conodontensubzone fällt, ließe sich aber gegebenenfalls durch Aufarbeitungs- und Verwitterungserscheinungen an der Massenkalk-Oberfläche nachweisen. Hierfür gibt es bisher im Warsteiner Raum keine Anzeichen. Die Kalksteine der Carbonatplattform gehen zwar mit scharfer Grenze, aber ohne auffällige, subaerisch bedingte Einwirkungen in die hangenden Sedimente über. In der auf der Briloner Carbonatplattform abgeteufte Bohrung Romberg 1 wurden Mikrostalaktiten nachgewiesen (D. STOPPEL, B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover). Diese können ebenso wie die Stalaktitenreste des im Steinbruch Brühne bei Warstein beschriebenen Hohlräume mit Kata-Impsonit (CLAUSEN & HATTON & STADLER 1985) im Mesozoikum entstanden sein (vgl. S. 352). Es ist daher nicht zwingend, von Sinterbildungen auf paläozoischen Karst schließen zu wollen.

Die vorgegebenen Risse und Fugen im Massenkalk wurden unter submarinen Bedingungen zu Spalten und Hohlräumen durch chemische Weitung umgeformt. In den jüngeren Kalksteinen überwiegt die mechanische Komponente. Die bei seismischen Ereignissen plötzlich und einphasig entstandenen Hohlräume wurden nach deren Bildung nur noch geringfügig, möglicherweise überhaupt nicht chemisch oder mechanisch überprägt. Eine entscheidende Rolle spielt dabei der Diagenesezustand des Sediments, wobei Verfestigungsgrad, Dimension und Eindringtiefe direkt in Relation stehen.

Problematisch bleibt nach wie vor der fast unveränderte Zustand der Mikrospalten im Massenkalk. In der langen Zeitspanne zwischen Entstehung und Verfüllung erfolgte keine Weitung. Es muß davon ausgegangen werden, daß bei chemischem Gleichgewicht Kalklösung nicht erfolgen konnte. Diese Verhältnisse konnten sich im Riffkörper durchaus einstellen, wenn das im Hohlraum stehende Meereswasser nicht zirkulieren konnte.

Nach der asturischen Gebirgsbildung erfolgte die Hohlraum- und Spaltenbildung vorwiegend unter Karstbedingungen. Durch die Transgression des Cenoman-Meeres wurde die Emersion kurzzeitig unterbrochen, bis sich danach wieder Karstbedingungen, weitgehend vom Klima gesteuert, einstellten. In dieser Zeitspanne erfolgte die Hohlrumbildung und entsprechend die Verfüllung mehrphasig. Sie blieb auf die Areale des Massenkalks beschränkt, da in den jüngeren paläozoischen Gesteinen keine mesozoischen und neozoischen Spaltenfüllungen bekannt sind.

Nach ihren Abmessungen werden die Hohlformen in Mikro-, Mega- und Makrospalten unterteilt und kommen in sämtlichen Carbonatgesteinen vor. Mega-

spalten sind besonders in den oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen und im Erdbacher Kalk vorhanden. Makrospalten sind bis auf ein Vorkommen auf den Massenkalk beschränkt.

Die Spaltenrichtungen folgen vorwiegend den vororogenen, tektonischen und sedimentären Trennflächen und sind entsprechend ac-, bc-, ss-parallel und diagonal orientiert. Spalten in ac- und bc-Richtung sind am häufigsten. In Sattelstrukturen sind Spalten vorwiegend anzutreffen. Das läßt sich auf die paläogeographische Ausgangssituation als Schwellenbereich zurückführen.

Die Verfüllung der Hohlformen erfolgte überwiegend von oben plötzlich in einem einmaligen Vorgang oder bei langlebigen Spalten über eine Spanne von mehreren Zehner Millionen Jahren ein- oder mehrphasig. Seltener sind laterale oder von unten erfolgte Verfüllungen.

Die Spalten führen neben der ortsständigen autochthonen Fauna meist Conodontenmischungen, welche ältere und/oder jüngere Geisterfaunen enthalten. Gelegentlich gewährten die Spalten als ökologische Nische einer spaltenangepaßten Makrofauna, zum Beispiel Trilobiten, Lebensraum.

Die Spaltenfüllungen können neben den ebenfalls in der Umgebung des Hohlraums abgelagerten Schichten Sedimente konservieren, die an ferneren Stellen submarin erodiert wurden. Dabei kann es sich im Verhältnis zum Trägergestein um ältere oder jüngere Ablagerungen handeln. Sie stellen somit Sedimentfallen dar und belegen dadurch, daß anderenorts vorhandene Schichtlücken nicht unbedingt primäre Sedimentationsunterbrechungen darstellen, sondern durch Resedimentation hervorgerufen wurden. In einigen Spaltenfüllungen sind die distalen Ausläufer von Rutschungen und Suspensionen enthalten, die im Zusammenhang mit der Entstehung der Schlagwasserbreccie betrachtet werden müssen. Die von mehreren Autoren beschriebenen Spaltenfüllungen aus Erdbacher Kalk mit älteren Conodontenmischfaunen sind lediglich im Erdbacher Kalk selbst vorhanden. Eine primäre Schichtlücke am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform entfällt somit.

Conodontenfaunen in Spalten sind oft besser erhalten und weniger mit silikatischen Sedimentpartikeln behaftet als die, die aus dem Trägergestein stammen. Sie geben somit oft einen wichtigen Hinweis auf das Vorhandensein von makroskopisch nicht erkennbaren Mikrospalten.

Beziehungen zwischen Kondensation und Spaltenbildung, wie sie WENDT (1971*) und UFFENORDE (1977 a, 1977 b und in CLAUSEN et al. 1982) herleiten, konnten für das Untersuchungsgebiet nicht bestätigt werden, da in sämtlichen karbonatischen Gesteinen Spaltensysteme nachgewiesen wurden. Das heißt, in den „normal“ entwickelten Profilen im Oberdevon und in den extrem kondensierten bestehen keine Relationen zwischen Mächtigkeit und Spaltenhäufigkeit. Vielmehr ist in gleichmächtigen und petrographisch und stratigraphisch übereinstimmenden oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen eine Zunahme von Spaltenhäufigkeit nach Osten zu beobachten. Sind im Steinbruch am Kattensiepen nur zwei Spalten beobachtet worden, so durchsetzen im Steinbruch am Eulenspiegel mehrere Spaltensysteme gleichalte Schichten, an den Klippen des Kalvarienberges sogar zahlreiche Systeme die gesamte aufgeschlossene Abfolge.

Die Zunahme der Spalten nach Osten hin steht in direkter Beziehung zum Ostrand der Warsteiner Carbonatplattform. Dort lag über 10 Mio. Jahre lang der Hang zwischen einer Hochscholle, der Plattform, und einem Becken, dem

Flinzschiefer-Trog (UFFENORDE 1976: 105). Der Hang war geodynamisch aktiv. Verursacht durch Setzungen, gravitative Rutschungen und Erdbebenwellen traten dort gehäuft Risse und Spalten auf. Auch die sich nach Süden und Südosten über eine Zeitdauer von etwa 20 Mio. Jahren wiederholt ausbreitenden Schuttstromfächer der Schlagwasserbreccie wurden durch die Hanglage begünstigt, wenn nicht sogar ausgelöst. Die Langfristigkeit aller geologischen Vorgänge weist auf stabile paläomorphologische Verhältnisse am Ostrand der Carbonatplattform hin.

5. Mikropaläontologische Untersuchungen postorogener Spalten- und Schlottenfüllungen aus unverfestigtem Material (K. RESCHER & K. LEUTERITZ)

Die intensive Suche nach Mikrofossilien zur Datierung postorogener Spalten- und Schlottenfüllungen in Carbonatgesteinen konnte in den letzten Jahren mit gutem Erfolg fortgesetzt werden. Die Untersuchungen erstreckten sich auf die Blattgebiete 4516 Warstein, 4517 Alme und 4617 Brilon. Diese Gebiete enthalten große Massenkalk-Areale (Warsteiner Sattel, Briloner Sattel, Scharfenberger Sattel). Nach der asturischen Gebirgsbildung waren sie durch Emersion der Verkarstung ausgesetzt. Diese Verkarstung erreichte mit dem Beginn der Kreide-Zeit einen Höhepunkt der Hohlraumbildung. Die Karsthohlformen wurden während der Kreide-Zeit zuerst mit fluviatilen und später mit marinen Sedimenten verfüllt, die von der diagenetischen Verfestigung weitgehend verschont blieben.

Die umfangreichen Proben erbrachten eine oft reiche Mikrofauna verkieselter kretazischer Formen, wobei agglutinierende Foraminiferen vorherrschen. Aber auch Steinkerne und Bruchstücke von Kalkschalen wurden gefunden, die darauf hinweisen, daß die Foraminiferenfauna ursprünglich wesentlich reichhaltiger gewesen sein muß. In der Begleitfauna fanden sich Steinkerne glattschaliger Ostracoden, Spongiennadeln, Fischreste sowie Coprolithen. Die gesamte Mikrofauna wurde vermutlich durch ascendente Wässer sekundär entkalkt und dann verkieselt. Das anorganische Begleitmaterial der Schlämmrückstände bestand meist aus dunkelgrünen Glaukonitkörnern, Geröllen verschiedenartiger Gesteinskomponenten und authigenen Quarzen.

Erstmalig wurde in einer Schlottenfüllung der Kalkspatgrube Grüberg II zwischen Thülen und Radlinghausen in 120 m Teufe eine Fauna gefunden, die neben der meist vorherrschenden Kreide-Fauna Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon (*asymmetricus*- bis *typicus*-Zone) enthält (Taf. 4). Die Conodonten sind relativ gut erhalten und zeigen nur gelegentlich schwache Anrundungen (Taf. 4: Fig. 2, 8), die auf Transport in Bewegtwasser zurückgeführt werden.

Es darf wohl davon ausgegangen werden, daß die transgredierenden marinen Kreide-Schichten in das vorwiegend im Apt und Alb geschaffene Hohlraumssystem eingelagert wurden und dabei die Conodonten mitführten. Die Herkunft der Conodonten dürfte im Bereich des Briloner Riffkomplexes zu suchen sein. Daraus ist zu folgern, daß nach Ende des Riffaufwuchses keine Emersion stattfand, sondern die Massenkalk-Fläche (hier Dorp-Fazies) von oberdevonischen und unterkarbonischen Cephalopodenkalksteinen bedeckt wurde.

Möglicherweise waren die Cephalopodenkalksteine kondensiert oder nur lückenhaft ausgebildet. Resedimente, wie die Schlagwasserbreccie bei Warstein, fehlen im Briloner Gebiet. Denkbar ist auch, daß die Conodonten als Seifen vorlagen, die bei der Transgression des Cenoman-Meeres aufgearbeitet und zusammen mit den kretazischen Fossilien in den Karsthohlformen sedimentiert

wurden. Jedenfalls ist belegt, daß der Briloner Massenkalk-Fläche heute nicht mehr nachweisbare oberdevonische und unterkarbonische Sedimente (Taf. 4: Fig. 17 – 27) auflagerten, die erst postorogen chemisch aufgearbeitet wurden. Auf die orogene Beanspruchung des ehemaligen Conodontenträgergesteins weisen die sf-parallelen verheilten Risse in einigen Conodonten hin (Taf. 4: Fig, 21, 23).

In den angeführten Aufschlüssen wurden folgende Faunen nachgewiesen:

- Kalkspatgrube Grüberg II zwischen Thülen und Radlinghausen, TK 25: 4517 Alme (R 76 400, H 98 575), Teufe 120 m, Schlotte in Kalkspat, Durchmesser ca. 25 cm, verfüllt mit ockerfarbenem, lehmigem Ton

Foraminiferen:

Arenobulimina preslii (REUSS)
Arenobulimina advena (CUSHMAN)
Arenobulimina sp.
Dorothia gradata (BERTHELIN)
Lingulogavelinella formosa (BROTZEN) aff.
Textularia agglutinans D'ORBIGNY ssp.
Marssonella trochus D'ORBIGNY
Hedbergella amabilis LOEBLICH & TAPPAN
Tritaxia tricarinata REUSS
Reophax dentaliniformis BRADY
Haplophragmium agglutinans (D'ORBIGNY)
Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY)
Gavelinella cf. *intermedia* (BERTHELIN)
Rotalipora sp. aff.
Plectina mariae (FRANKE)
 Kleinformen und Bruchstücke von Kalkschalern (silifiziert)

Conodonten:

Ancyrodella gigas YOUNGQUIST
Ancyrodella rotundiloba (BRYANT)
Ancyrodella sp.
Bispathodus stabilis (BRANSON & MEHL)
Gnathodus semiglaber BISCHOFF
Gnathodus typicus COOPER
Palmatolepis crepida (SANNEMANN)
Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER
Palmatolepis rugosa trachytera ZIEGLER
Polylophodonta sp.
Siphonodella duplicata (BRANSON & MEHL)
Siphonodella sp.

Ostracodensteinkerne, pars *Bythocypris* sp. aff.

Spongienskleren

Charophyten

1 Oogonium

anorganische Bestandteile: authigene Quarze, Glaukonit, Gerölle

- Steinbruch Mühlental, TK 25: 4517 Alme (R 73 520, H 01 240), Teufe ca. 10 m unter Geländeoberkante, Schlotte in Kalkspat, Durchmesser ca. 2 m, verfüllt mit mittelgrauem, sandig-lehmigem Ton

Foraminiferen:

Arenobulimina anglica CUSHMAN (Taf. 5: Fig. 1)
Arenobulimina sp.
Lituotuba sp.

Ostracodensteinkerne, pars *Bythocypris* sp. aff.
 Megaspore (Taf. 5: Fig. 12) und inkohlte Pflanzenreste
 anorganische Bestandteile: authigene Quarze, Glaukonit

- Steinbruch Weiken bei Kallenhardt, TK 25: 4516 Warstein (R 58 650, H 01 160), 12,9 – 15,9 m unter Geländeoberkante, Karsthohlraum in Massenkalk, verfüllt mit glaukonithaltigem Sandstein (sekundär verfestigt durch Verkieselung?) und Ton (Einsender der Probe: W. WIRTH, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Foraminiferen:

Arenobulimina preslii (REUSS) (Taf. 5: Fig. 3)
Arenobulimina truncata (REUSS) (Taf. 5: Fig. 2)
Arenobulimina advena (CUSHMAN) (Taf. 5: Fig. 4)
Arenobulimina sp.
Dorothia gradata (BERTHELIN) (Taf. 5: Fig. 7)
Haplophragmium agglutinans (D'ORBIGNY)
Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY)
Tritaxia carinata REUSS
Reophax sp. (Bruchstück)
Lituola sp. (Bruchstück) (Taf. 5: Fig. 6)
Amobaculites sp. (Bruchstück)
Hedbergella sp. (Bruchstück)

Ostracodensteinkerne (Taf. 5: Fig. 9 – 11)

anorganische Bestandteile: authigene Quarze, Glaukonit

- Steinbruch Weiken bei Kallenhardt, TK 25: 4516 Warstein (R 58 980, H 01 640), ca. 20 m unter Geländeoberkante, verfüllt mit glaukonithaltigem Sandstein, der vermutlich durch sekundäre Verkieselung verfestigt wurde (Einsender der Probe: W. WIRTH, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.)

Foraminiferen:

Arenobulimina cf. *preslii* (REUSS)
Arenobulimina sp. sp.
Ataxophragmium cf. *crassum* (D'ORBIGNY)
Marssonella trochus (D'ORBIGNY)
Gavelinella cenomanica (BROTZEN)
Gavelinella sp.
Dentalina sp.

Ostracodensteinkerne

anorganische Bestandteile: authigene Quarze, Glaukonit

- Steinbruch Sandkaule westlich Kallenhardt, TK 25: 4516 Warstein (R 59 720, H 01 450), Bohrkern aus verfestigter, graugrüner, sandiger Spaltenfüllung (Teufe 35,5 – 35,8 m) im Massenkalk

Foraminiferen:

Arenobulimina sp. sp. (mangelhaft erhalten)
Plectina mariae (FRANKE) (Taf. 5: Fig. 8)
Ataxophragmium crassum (D'ORBIGNY) (Taf. 5: Fig. 5)

Ostracodensteinkerne

Fischzahn

Coprolith

anorganische Bestandteile: Glaukonit (hellgrün!), Mangankügelchen, authigene Quarze

- Steinbruch Hohe Liet, TK25: 4516 Warstein (R 56970, H 00590), Spalte im Massenkalk, verfüllt mit buntem Ton- und Mergeltonstein, geröllführend, in dem die bei CLAUSEN (1979: 122) beschriebene Fauna nachgewiesen wurde.

Die vorgefundenen Mikrofossilien (außer Conodonten) stellen die hier untersuchten Schlottenfüllungen in den Grenzbereich Unterkreide/Oberkreide (Alb/Cenoman), wobei Formen wie *Lingulogavelinella formosa*, *Rotalipora cushmani* sowie bedingt auch *Dorothia gradata* und *Gavelinella cenomanica* eher auf ein cenomanes Alter hinweisen.

Die in den Kreide-Sedimenten der Kalkspatgrube Ratlinghausen vorkommenden umgelagerten Conodonten umfassen die Zeitspanne von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II. Sind auch nicht sämtliche Conodontensubzonen nachgewiesen, so kann doch davon ausgegangen werden, daß das Briloner Massenkalk-Riff (wie das Warsteiner Massenkalk-Gebiet) vor der asturischen Gebirgsbildung vollständig zum Sedimentationsgebiet der Rheinischen Geosynklinale gehörte.

6. Schriftenverzeichnis

- BÄR, P. (1968): Die oberdevonisch/unterkarbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ost-Sauerland). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **131** (3): 263 - 288, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter in der Bundesrepublik Deutschland (1982): Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. - Geol. Jb., **F14**: 363 S., 56 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- BÜTTNER, E. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Lahn und Eder südöstlich von Erndtebrück (Rothaargebirge). - Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **13**: 163 S., 79 Abb., 5 Taf.; Münster.
- CLAUSEN, C.-D. (1973): Petrographie, zeitliche Einstufung und Paläogeographie hochoberdevonischer Konglomerate in der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1973** (10): 577 - 598, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (1979): Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 113 - 124, 4 Abb.; Heidelberg.
 - (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & GRÜNHAGE, H., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W. & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt Hirschberg. - Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4515**: 115 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
 - : Zur Geologie der Warsteiner Carbonatplattform. - Geol. Jb., **A**. - [Im Druck]
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & UFFENORDE, H., & WIRTH, W. (1982): Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der südlichen und östlichen Warsteiner Carbonatplattform (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **30**: 241 - 319, 6 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (10): 577 - 589, 5 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D., & HATTON, H., & STADLER, G. (1985): Nachweis hochmetamorpher Festbitumina (Kata-Impsonit) aus dem Warsteiner Massenkalk (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **170** (1): 67 - 85, 6 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D., & KORN, D., & UFFENORDE, H. (1979): Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 47 - 68, 4 Abb., 1 Taf.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1979 a): Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. - Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 1 - 32, 9 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.

- , & - (1979 b): Lohnende Exkursionsziele im Warsteiner Raum. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 253 – 266, 1 Tab., 1 Kt.; Heidelberg.
- , & - (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4516**: Warstein: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- , & - (1989): Verbreitung, Entstehung und Alter der Schlagwasser-Breccie (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **35**: 261 – 308, 8 Abb., 7 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- EBHARDT, G., & MEIBURG, P. (1979): Beziehungen zwischen Tektonik und Karst im Warsteiner Raum (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 93 – 111, 12 Abb.; Heidelberg.
- FLÜGEL, E. (1976): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Karbonatgesteinen (Faziesanalyse und Faziesmodelle). – Kompendium zum Kompaktkurs 1976: 235 S., 80 Abb.; Erlangen. – [Unveröff.]
- (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FRANKE, W. (1971): Structure and development of the Iberg/Winterberg Reef (Devonian to Lower Carboniferous, Harz, West Germany). – In: MÜLLER, G. [Hrsg.]: Sedimentology of parts of Central Europe. – 8. internat. Sediment. Congr., Heidelberg 1971, Guidebook: 83 – 89, 4 Abb.; Frankfurt/Main (Kramer).
- (1974): Das Iberg/Winterberger Riff im höheren Oberdevon und im Unterkarbon (NW-Harz, W-Deutschland). – C. R. 7. Congr. internat. Strat. Géol. Carbonif., **3**: 97 – 110, 4 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. – In: ENGELHARDT, W. VON, & FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. [Hrsg.]: Sediment-Petrologie, Tl. 2. – 726 S., 326 Abb., 66 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HAHN, G., & HAHN, R. (1981): Kulm-Trilobiten und ihr Lebensraum. – Natur und Museum, **111** (11): 355 – 361, 8 Abb.; Frankfurt.
- HEINKE, H.-J., & LEUTERITZ, K., & STOPPEL, D. (1979): Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 69 – 84, 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Heidelberg.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1979): Der paläogeographisch-tektonische Entwicklungsgang des südlichen Warsteiner Komplexes, Rheinisches Schiefergebirge. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 33 – 45, 10 Abb.; Heidelberg.
- LEUTERITZ, K. (1968 a): Die Geologie der nordöstlichen Dillmulde am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. – Diss. Univ. Marburg: 161 S., 94 Abb. u. Tab.; Marburg.
- (1968 b): Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968** (4): 204 – 215, 4 Abb.; Stuttgart.
- LEUTERITZ, K., & PIETZNER, H., & VAHL, J., & ZIEGLER, W. (1972): Aufbau, Zusammensetzung und Entstehung von Calciumphosphat-Sphären in paläozoischen Kalken. – Geologica et Palaeontologica, **6**: 111 – 137, 2 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Marburg.
- LOTZE, F. (1949): Die neuen Tropfsteinhöhlen in der Hohen Liet bei Warstein. – Natur u. Heimat, **9** (2): 1 – 12, 6 Abb.; Münster.
- MEIBURG, P., & HÜGEL, P., & MARZELA, C., & ROTERS, F. A. (1977): Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß: **28**: 457 – 507, 37 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- MEIBURG, P., & STOFFELS, D. (1979): Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): 143 – 178, 25 Abb.; Heidelberg.
- MUCHOW, S. (1965): Zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn: 51 S., 18 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Bonn. – [Unveröff.]
- PLESSMANN, W. (1966): Lösung, Verformung, Transport und Gefüge (Beiträge zur Gesteinsverformung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **115**: 650 – 663, 8 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- PLESSMANN, W., & SPAETH, G. (1971): Sedimentgänge und tektonisches Schichtfließen (Biegungsfließen) im Rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Geol. Mitt., **11**: 137 – 164, 23 Abb.; Aachen.

- RICHTER-BERNBURG, G. (1953): Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – Z. dt. geol. Ges., **104**: 94–98, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**: 254–339, 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H., & PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – Slg. geol. Führer, **39**: 151 S., 8 Abb., 24 Taf.; 1 Kt.; Berlin (Borntraeger).
- STASCHEN, D. (1968): Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **5**: 119 S., 56 Abb., 7 Taf.; Münster.
- STRUCKMEIER, W. (1974): Der Horizont der „Liegenden Alaunschiefer“ (culla) des Warsteiner und Belecker Sattels (Nördl. Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Braunschweig: 81 S., 49 Abb., 5 Taf., 3 Kt.; Braunschweig. – [Unveröff.]
- Subkommission für Karbonstratigraphie (1977): Exkursionen in das nordöstliche Sauerland, Warstein–Hirschberg, 19.–21. Mai 1977. Nach Unterlagen von HEUSER, H., & KREBS, W., & SCHÄFER, W., & UFFENORDE, H., & STOPPEL, D. – 27 S., 12 Abb., 1 Tab.; Hannover. – [Unveröff.]
- UFFENORDE, H. (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **152**: 75–111, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1977 a): Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **153** (2): 253–281, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
 - (1977 b): Zur Diskussion um den „Kallenhardt-Kalk“. – Nachtrag zum Exkursionsprotokoll. Niederschrift über die Veranstaltung der Subkommission für Karbonstratigraphie vom 19.–21. 5. 1977 in Warstein–Hirschberg: 16; Kamp-Lintfort. – [Unveröff.]
- Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e. V. [Hrsg.] (1979): Geologie und Mineralogie des Warsteiner Raumes. – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein): XII + 298 S., 129 Abb., 10 Tab., 4 Taf., 1 Kt.; Heidelberg.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – Paläont. Z., **33**: 266–314, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 197–228, 5 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- WALLISER, O. H. (1958): Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach-Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**: 120–132, 3 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- (1960): Zum Alter des jüngsten Diabas-Vulkanismus in der Lahn- und Dillmulde. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 229–242, 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ZIEGLER, W. (1966): Ein Konglomerat im Sandstein der Nehden-Stufe in der Lüdenscheider Mulde. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 88–101, 5 Abb.; Stuttgart.

7. Anhang

Bibliographie über Spalten und Spaltenfüllungen (Vorkommen, Entstehung, Reichweite, petrographische Ausbildung, stratigraphische Einstufung, Sedimentationsmechanismus)

- ABBOTT, W. J. L. (1894): The ossiferous fissures in the valley of the Shode, near Ightham, Kent. – Quart. J. geol. Soc., **50** (2): 171–187, 6 Abb.; London.
- ANDRÉE, K. (1920): Geologie des Meeresbodens, **2**; Leipzig.
- (1924): Das Meer und seine geologische Tätigkeit. – In: SALOMON, W. [Hrsg.]: Grundzüge der Geologie, **1**: 361–533, 41 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ANDRIEUX, J. (1967): Étude de quelques filons clastiques intraformationnels du flysch albo-aptien des zones externes du Rif (Maroc). – Bull. Soc. géol. France, **9** (7): 844–849, 5 Abb.; Paris.

- BISCHOFF, G. (1957): Stratigraphie, Tektonik und Magmatismus des Perm und Mesozoikums im Gebiet von Jacarézinho (Nordparaná). – *Beih. geol. Jb.*, **25**: 81 – 103, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- BOSWELL, P. G. H. (1948): The tixotropy of certain sedimentary rocks. – *Sci. Progr.*, **36**: 412; London.
- BURST, J. F. (1965): Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. – *J. sediment. Petrol.*, **35** (2): 348 – 353, 6 Abb.; Tulsa.
- BRANSON, E. B., & MEHL, M. G. (1934): Conodont studies No. 4. Conodonts from the Bushberg sandstone and equivalent formations of Missouri. – *Univ. Missouri Stud.*, **8**: 265 – 299, 3 Taf.; Columbia.
- , & – (1941): The recognition and interpretation of mixed conodont faunas. – *Denison Univ. Bull., J. sci. Labor.*, **35**: 195 – 209; Denison.
- CASTELLARIN, A. (1966): Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio (Trentino meridionale). – *G. Geol.*, **33** (2): 527 – 546, 4 Taf.; Bologna.
- CLARKE, J. M. (1900): An interesting style of sand-filled vein. – *Bull. New York State Mus.*, **107**: 293 – 294; New York.
- COLACICCHI, R. (1958): Dicchi sedimentari del Flysch oligomiocenico della Sicilia Nord-orientale. – *Ecl. geol. Helv.*, **51** (3): 901 – 916, 8 Abb.; Basel.
- COLLINS, W. H. (1925): North shore of Lake Huron. – *Geol. Surv. Canada Mem.*, **143**: 35; Ottawa.
- CROSS, W. (1894): Intrusive sandstone dikes in granite. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **5**: 225 – 230; New York.
- DANA, J. D. (1841): United States exploring expedition. – *U.S.A. Geology*, **10**: 654 – 656; Washington.
- DILLER, J. S. (1889): Sandstone dikes. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **1**: 411 – 442; New York.
- DUNNINGTON, H. V. (1945): Contemporaneous slumping in the Embsay limestone series of the Skipton Anticline. – *Proc. Yorksh. geol. Soc.*, **25**: 239; Leeds.
- DZULYNSKI, S., & WALTON, E. K. (1965): Sedimentary features of flysch and greywackes. – *Dev. in Sediment.*, **7**: 274 S., 167 Abb., 5 Taf.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- EICHENBERG, W. (1950): Bericht über Fossilauflösungen im Devon/Karbon und Gliederung der Schichtenfolge am Iberg/Winterberg bei Bad Grund/Harz. – Manuskript; Hannover. – [Unveröff.]
- EICHENBERG, W., & SCHNEIDER, H. (1962): Schichtenfolge und Fossilführung im Riff des Iberges und Winterberges (Devon, Karbon) bei Bad Grund im Harz. – *Paläont. Z. (HERM.-SCHMIDT-Festbd.)*: 25 – 28; Stuttgart.
- ELDRIDGE, G. H. (1901): Report on the asphalt and bituminous rock deposits of the United States. – *22. ann. rep. U. S. geol. Surv.*, **1**: 209 – 464; Washington.
- (1906): The formation of asphalt veins. – *Econ. Geol.*, **1**: 437 – 444; Urbana.
- FABRICIUS, F. (1962): Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **113**: 311 – 319, 3 Abb.; Hannover.
- FACKLER, W. C. (1941): Clastic crevice fillings in the Keweenaw lavas. – *J. Geol.*, **49**: 550 – 556; Chicago.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1950): Recent and Pleistocene coral reefs of Australia. – *J. Geol.*, **58**: 330 – 401, 12 Abb., 8 Taf.; Chicago.
- FISCHER, A. G. (1965): The Lofer cyclothems of the alpine Triassic. – *Kansas geol. Surv., Bull.*, **169**: 107 – 149; Lawrence.
- FOSTER, N. H. (1966): Stratigraphic leak. – *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **50** (12): 2604 – 2606, 1 Abb.; Tulsa.
- GANSS, O. (1938): Zugspalten im Dachsteingebiete. – *Geol. Rdsch.*, **29**: 585 – 593, 5 Abb.; Stuttgart.
- GEYER, G. (1886): Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstadt. – *Abh. geol. Reichsanst.*, **12**: 213 – 286, 4 Taf.; Wien.
- GLENN, L. C. (1904): Fossiliferous sandstone dikes in the eocene of Tennessee and Kentucky. – *Science*, **19**: 522; New York.
- GOODFELLOW, G. E. (1887): The Sonora earthquake. – *Science*, **10**: 81 – 82; New York.
- GRABAU, A. W. (1900): Siluro-devonic contact in Erie County, N. Y. – *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **11**: 347 – 376, 8 Abb., 2 Taf.; New York.

- GUTENBERG, B. (1929): Handbuch der Geophysik, **2**; Berlin.
- HARMS, J. C. (1965): Sandstone dikes in relation to Laramide faults and stress distribution in the southern Front Range, Colorado. – *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **76**: 981 – 1 001, 7 Abb., 3 Taf.; New York.
- HARRASSOWITZ, H. (1930): Fossile Verwitterungsdecken. – In: BLANCK, E.: Handbuch der Bodenlehre, **4**: 225 – 305, 14 Abb.; Berlin (Springer).
- HASS, W. H. (1959): Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. – *U. S. geol. Surv., prof. pap.*, **294 J**: 365 – 399, 1 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Washington.
- HAST, N. (1967): The state of stresses in the upper Part of the earth's crust. – *Engng. Geol.*, **2**: 5 – 17, 8 Abb.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- HÄUSLER, H., & HÄUSLER, E. (1951): Eine Notiz zur Ribbildung an feuchten Peliten. – *Geol. u. Bauwes.*, **18**: 177 – 185; Wien.
- HEIM, A. (1924): Über submarine Denudation und chemische Sedimente. – *Geol. Rdsch.*, **15**: 1 – 47, 6 Abb.; Berlin.
- (1934): Stratigraphische Kondensation. – *Ecl. geol. Helv.*, **27**: 372 – 379, 2 Abb.; Basel.
- HLAUSCHEK, H. (1922): Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. – *Lotos*, **70**: 111 – 123, 2 Taf.; Prag.
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die „Knollenkalk“ des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1962**: 163 – 179, 8 Abb.; Stuttgart.
- (1968): Diagenetische Gehäuse-Hypertrophie an Ammoniten aus dem Oberjura Ostafrikas. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **130** (3): 305 – 334, 4 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.
- HOUSA, V. (1965): The fillings of fissures in the Stramberk limestone. – *Casopis Mineral. Geol.*, **10**: 381 – 389, 4 Taf. – [Erscheinungsort nicht zu ermitteln]
- HOUTEN, F. B. VAN (1965): Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong formation, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania. – In: MERRIAM, D. F. [Hrsg.]: Symposium on cyclic sedimentation. – *Kansas geol. Surv., Bull.*, **169**: 497 – 531; Lawrence.
- HÜCKEL, B., & JACOBSHAGEN, V. (1962): Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **113**: 305 – 310, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- IRVING, R. D. (1893): The copper-bearing rocks of Lake Superior. – *U. S. geol. Surv., Monogr.*, **5**: 139 – 140, 292 – 293; Washington.
- JANKOWSKY, W. (1955): Schichtenfolge, Sedimentation und Tektonik im Unterdevon des Rheintales in der Gegend von Unkel-Remagen. – *Geol. Rdsch.*, **44**: 59 – 86, 18 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- JENKINS, O. P. (1925 a): Clastic dikes of eastern Washington and their geologic significance. – *Amer. J. Sci.*, **10** (5): 234 – 246; New Haven.
- (1925 b): Mechanics of clastic dike intrusion. – *Engng. and Min. J.*, **120**: 12; New York.
- JÜNGST, H. (1934): Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. – *Geol. Rdsch.*, **25**: 312 – 325, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, **58**: 464 – 501, 15 Abb.; Stuttgart.
- JUX, U., & STRAUCH, F. (1965): Die „Hians“-Schille aus dem Mitteldevon der Bergisch Gladbach-Paffrather Mulde. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **9**: 51 – 86, 13 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- KOCH, K. E. (1959): „Sandfang“. Ein Hinweis auf die Lagerungsverhältnisse. Erläutert an einigen Beispielen aus nordalpinem Hauptdolomit. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1959**: 443 – 450, 7 Abb.; Stuttgart.
- KREBS, W. (1963): Oberdevonische Conodonten im Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes. – *Z. dt. geol. Ges.*, **114**: 57 – 84, 4 Abb., 1 Tab., 5 Fossil-Listen, 2 Taf.; Stuttgart.
- (1964): Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. – *Senckenbergiana lethaea*, **45**: 245 – 284, 2 Abb., 5 Tab.; Frankfurt.
- (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, **511**: 105 S., 18 Abb., 3 Tab., 13 Taf.; Frankfurt/Main.

- (1968): Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoharzynikum. – Geotekt. Forsch., **28**: 1–71, 9 Abb.; Stuttgart.
 - (1969): Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variscikum. – Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochem., **22**: 2–6, 62–67, 9 Abb.; Hamburg.
 - (1971): Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: MÜLLER, G. [Hrsg.]: Sedimentology of parts of Central Europe. – 8. internat. Sediment. Congr., Heidelberg 1971, Guidebook: 45–81, 32 Abb., 4 Tab.; Frankfurt/Main (Kramer).
 - (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Soc. econ. Paleont. and Mineral., spec. publ., **18**: 155–208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa.
- KUENEN, PH. H. (1965): Value of experiments in geology. – Geol. en Mijnb., **44**: 22–36, 12 Abb.; 's-Gravenhage.
- KUGLER, H. G. (1938): Nature and significance of sedimentary vulkanism. – Sci. Petrol., **1**: 297–299; New York.
- KURDJUKOW, K. B. (1951): Junge tektonische Bewegungen im südlichen Fergana-Gebiet. – Priroda, **40** (7): 43–49; Moskau. – [Russ.]
- LAMBRECHT, L., & THOREZ, J. (1966): Filons clastiques intraformationnels dans la Namurien de Belgique. – C. R. Acad. Sci. Paris, (D) **263**: 1556–1559, 5 Abb.; Paris.
- LAMING, D. J. C. (1964): Sedimentary structures and paleocurrents in the Lower New Red Sandstone, Devonshire, England. – Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **48**: 535; Tulsa.
- LEUCHS, K. (1940): Das jüngste Großbeben in Anatolien. – Geol. Rdsch., **31**: 70–76, 1 Abb.; Stuttgart.
- LJACHOVITSCH, V. V. (1953): Zur Genese der Sandgänge in den Tuffen der Tunguska-Formation. – Dokl. Akad. Nauk SSSR, **2**: 90 u. 93–96; Moskau. – [Russ.]
- MILTON, C. C., & CONANT, L. C., & SWANSON, V. E. (1955): Sub-Chattanooga residuum in Tennessee and Kentucky. – Bull. geol. Soc. Amer., **66**: 805–810, 2 Abb., 2 Taf.; New York.
- MOHR, K. (1962): Der Devonaufbruch im Langes-Tal/Oberharz. – Roemeriana, **6**: 101–146, 7 Abb., 10 Diagr.; Clausthal-Zellerfeld.
- MOORE, E. S. (1914): Mud cracks open under water. – Amer. J. Sci., **38** (4): 101–102; New Haven.
- MONROE, J. N. (1951): Woodbine sandstone dikes of Northern McLennan County, Texas. – In: LOZO, F. E. [Hrsg.]: The woodbine and adjacent strata of the Waco area of Central Texas. A symposium. – Fondren Sci. Ser., **4**: 93–100.
- MONROE, W. H. (1932): Earth cracks in Mississippi. – Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **16** (2): 214–215, 1 Abb.; Tulsa.
- NEWSOM, J. F. (1903): Clastic dikes. – Bull. geol. Soc. Amer., **14**: 227–268; New York.
- OLDHAM, R. D. (1872), with remarks by MALLETT, R.: Notice of some of the secondary effects of the earthquake of 10th January, 1869, in Cachar. – Quart. J. geol. Soc. London, **28**: 255–270, 5 Abb.; London.
- (1897): Report on the great earthquake of 12th June, 1897. – Mem. geol. Surv. India, **29**; Calcutta.
- OOMKENS, E. (1966): Environmental significance of sand dikes. – Sedimentology, **7**: 145–148, 3 Abb.; Amsterdam, London, New York (Elsevier).
- PARKER, B. H. (1933): Clastic plugs and dikes of the Cimarron valley area of Union County, New Mexico. – J. Geol., **41**: 38–51; Chicago.
- PAMIR, H. N., & KETIN, I. (1940): Das Erdbeben in der Türkei vom 27./28. Dezember 1939. – Geol. Rdsch., **31**: 77–78, 1 Abb.; Stuttgart.
- PLUMMER, F. B. (1950): The Carboniferous rocks of the Llano region of central Texas. – Texas Univ. Bull., **4329**: 170 S., 14 Abb., 22 Taf.; Austin.
- POTTER, P., & PETTJOHN, F. (1963): Paleocurrents and basin analysis. – 296 S., 130 Abb., 30 Taf.; Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**: 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- REICHSTEIN, M. (1960): Beitrag zum Sedimentationsverlauf vom Oberdevon bis zum Unterkarbon im Innern des Elbingeröder Komplexes (Harz). – Geologie, **9**: 656–662, 4 Abb.; Berlin.

- REIMNITZ, E., & MARSHALL, N. F. (1965): Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments. – *J. geophys. Res.*, **70**: 2363–2376; Richmond.
- REVELLE, R., & EMERY, K. O. (1957): Chemical erosion of beach rock and exposed reef rock. Bikini and nearby atolls, Marshall islands. – *U. S. geol. Surv., prof. pap.*, **260 T**: 699–709, 2 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Washington.
- RICHTER, R. (1941): Risse durch Innenschumpfung und Risse durch Lufttrocknung. – *Senckenbergiana*, **23**: 165–167, 2 Abb.; Frankfurt/Main.
- ROESCHMANN, G. (1962): Wurzelböden des Ruhrkarbons. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **3** (2): 497–524, 2 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- RUTTEN, M. G. (1958): Detailuntersuchungen an gotländischen Riffen. – *Geol. Rdsch.*, **47**: 359–384, 26 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Stuttgart.
- SCHÄFER, W. (1954): Dehnungsrisse unter Wasser im meerischen Sediment. – *Senckenbergiana lethaea* **35** (1/2): 87–99, 12 Abb.; Frankfurt/Main.
- SCHENK, E. (1956): Gangspaltenbildung als Bebenursache? – *Z. dt. geol. Ges.*, **106**: 361–377, 10 Abb.; Hannover.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **59**: 289–308, 8 Abb.; Stuttgart.
- SCHWARZ, A. (1932): Spannungsauswirkungen an raumschwüngen Stoffen. – *Senckenbergiana*, **14**: 300–331; Frankfurt/Main.
- SEILACHER, A. (1968): Sedimentationsprozesse in Ammonitengehäusen. – *Akad. Wiss. Lit., Abh. math.-naturwiss. Kl.*, **9**: 191–203, 1 Taf.; Mainz.
- SHROCK, R. (1948): *Sequence in layered rocks.* – 507 S., 397 Abb.; New York. Toronto, London (McGraw-Hill Book Co.).
- SIEBERG, A. (1923), mit Beitr. von GUTENBERG, B.: *Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde.* – 572 S.; Jena.
- SIGAL, J., & TRUILLET, R. (1967): Étude micropaléontologique et illustration des filons-couches granoclassés du Capo Sant'Andrea (Sicile). – *Bull. Soc. géol. France*, **8** (7): 986–993, 2 Abb., 1 Taf.; Paris.
- SLOSS, L. L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **74**: 93–114, 6 Abb.; New York.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1954 a): Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). – *Geol. en Mijnb., N. S.*, **16**: 25–47, 15 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Den Haag.
- (1954 b): Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. – *Leidse geol. Meded.*, **19**: 110 S.; Leiden.
- STRAUCH, F. (1963): Zur Geologie von Tjörnes (Nordisland). – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **8**: 129 S., 42 Abb., 2 Prof., 1 Kt.; Köln.
- (1966): Sedimentgänge von Tjörnes (Nord-Island) und ihre geologische Bedeutung. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **124** (3): 259–288, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- SUMMERSON, C. H. (1959): Evidence of weathering at the Silurian-Devonian contact in central Ohio. – *J. sediment. Petrol.*, **29**: 425–429, 2 Abb.; Menasha.
- TRUILLET, R. (1968): Étude géologique des Peloritains orientaux (Sicile). Les filons sédimentaires. – *Thèses Fac. Sci. Univ. Paris*: 547 S.; Paris.
- TWENHOFEL, W. H. (1923): Development of shrinkage cracks in sediments without exposure to the atmosphere. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, **34**: 64; New York.
- VITANAGE, P. W. (1954): Sandstone-dykes in the South Platte area, Colorado. – *J. Geol.*, **62** (5): 493–500, 2 Abb., 1 Taf.; Chicago.
- VORTISCH, W. (1926): Oberrätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. – *Jb. geol. B.-Anst.*, **76**: 1–64, 1 Taf.; Wien.
- WALTERS, R. F. (1946): Buried Pre-Cambrian hills in northeastern Barton County, central Kansas. – *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **30**: 660–710, 8 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Menasha.
- WALTON, M. S., & O'SULLIVAN, B. (1950): The intrusive mechanics of a clastic dike. – *Amer. J. Sci.*, **248**: 1–21; New Haven.
- WATERSTONE, C. D. (1950): Note on the sandstone injections of Eathie Haven, Cromarty. – *Geol. Mag.*, **87**: 133–139, 1 Abb.; Hertford.

- WENDT, J. (1963): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsiziliens. – Bull. Soc. paleont. Ital., **2**(1): 57 – 145, 4 Abb., Taf. 6 – 24; Modena.
- (1965): Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1965**: 286 – 311, 6 Abb.; Stuttgart.
 - (1969 a): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **132**: 219 – 238, 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.
 - (1969 b): Die stratigraphisch-paläogeographische Entwicklung des Jura in Westsizilien. – Geol. Rdsch., **58**: 735 – 755, 4 Abb.; Stuttgart.
 - (1971): Genese und Fauna submariner synsedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura (Fossil-Lagerstätten, Nr. 12). – Palaeontographica, (A) **136**: 122 – 192, 20 Abb., 7 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- WERNER, A. G. (1791): Neue Theorie von Entstehung der Gänge. – Freiburg/Sa.
- WHITE, W. A. (1961): Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks. – J. sediment. Petrol., **31**: 560 – 570, 2 Abb., 4 Taf.; Menasha.
- WIEDENMAYER, F. (1964): Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik. – Ecl. geol. Helv., **56**: 529 – 640, 4 Taf.; Basel.
- WILLIAMS, W. Y. (1927): Sandstone dikes in southeastern Alberta. – Trans. roy. Soc. Canada, (3) **21** (Sect. 4): 153 – 174; Ottawa.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- ZEIL, W. (1958): Sedimentation in der Magellanes-Geosynklinale mit besonderer Berücksichtigung des Flysch. – Geol. Rdsch., **47**: 425 – 443, 16 Abb.; Stuttgart.

Eingang des Manuskriptes: 18. 6. 1986

Tafel 1 (S. 384)

Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000)

- Fig. 1 Gesamtansicht mit Lage der Profile I, II und III sowie den Conodontenfundpunkten
 Fig. 2 Schlagwasserbreccie mit eingeregelteten Komponenten als Makrospaltenfüllung im Massenkalk
 Fig. 3 Mikrospaltensystem mit kalkiger Füllung nördlich von Profil II, bestehend aus Diagonalspalte (Pfeil 1), bc-Spalte (Pfeil 2) und ss-paralleler Spalte (Pfeil 3)

Plate 1 (p. 384)

Hessenkamp quarry (R 64 950, H 00 000)

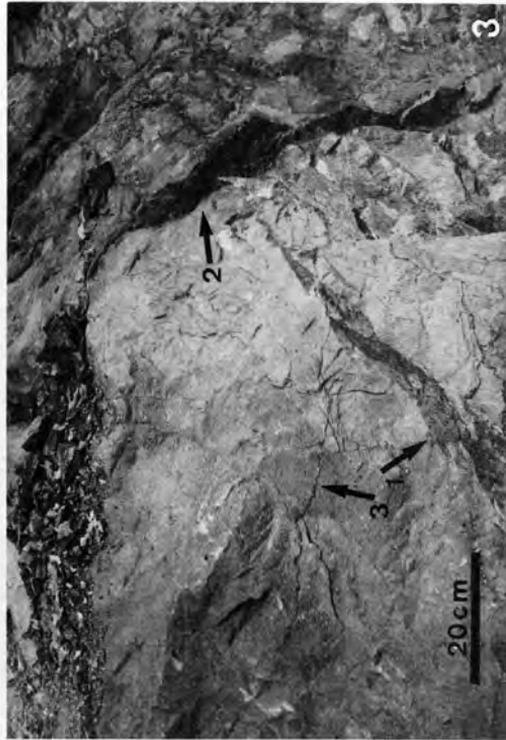
- Fig. 1 General view with position of the profiles I, II and III and the conodont sites
 Fig. 2 Schlagwasser breccia with oriented breccia components as macrodyke filling in massive limestone
 Fig. 3 Microdyke system with calcareous filling north of profile II, consisting of a diagonal dyke (arrow 1), bc-dyke (arrow 2) and bedding parallel dyke (arrow 3)

Tafel 2 (S. 385)

- Fig. 1 Steinbruch Brühne südlich Kallenhardt (R 59 540, H 01 940)
 Makrospalte, ac-verlaufend, mit unverfestigten, teilweise geschichteten Ablagerungen der Unterkreide; am Top der Spalte pleistozäne und holozäne steinige Lehme
 Fig. 2 Südwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt (zwischen R 58 970, H 01 670 und R 58 880, H 01 630)
 Zahlreiche Megaspalten, ac-orientiert und deutlich der Hauptkluftrichtung folgend, verfüllt mit pleistozänen und holozänen steinigen Lehmen
 Fig. 3 Nordwand des Steinbruchs Weiken (R 58 900, H 01 760)
 Makrospalte mit mehrphasiger Weitung und Verfüllung
 1 = Trärgestein, Pfeil 2 = Schlagwasserbreccie, Pfeil 3 = Flinz-Schichten, Pfeil 4 = Sedimente der Unterkreide
 Fig. 4 Westwand des Steinbruchs Weiken (R 58 880, H 01 630)
 Makrospalte (Pfeil 1), bc-orientiert, mit unverfestigten Sedimenten der Unterkreide, übergehend in Megaspalte (Pfeil 2), die ss-parallel verläuft und mit oberdevonischen Kalksteinen verfüllt ist

Plate 2 (p. 385)

- Fig. 1 Brühne quarry south of Kallenhardt (R 59 540, H 01 940)
 Macrodyke in ac-direction, with unconsolidated, partly bedded Lower Cretaceous sediments; at the top of the dyke Pleistocene and Holocene stony loams are situated
 Fig. 2 Southern wall of the Weiken quarry south of Kallenhardt (between R 58 970, H 01 670 and R 58 880, H 01 630)
 Numerous megadykes, ac-oriented, distinctly following the main joint direction and filled with Pleistocene and Holocene stony loams
 Fig. 3 Northern wall of the Weiken quarry (R 58 900, H 01 760)
 Macrodyke with multiphasic widening and filling
 1 = carrier rock, arrow 2 = Schlagwasser breccia, arrow 3 = Flinz beds, arrow 4 = Lower Cretaceous sediments
 Fig. 4 Western wall of the Weiken quarry (R 58 880, H 01 630)
 Macrodyke (arrow 1), bc-oriented, with unconsolidated Lower Cretaceous sediments, passing over to a bedding parallel megadyke (arrow 2), filled with Upper Devonian limestones



Tafel 1



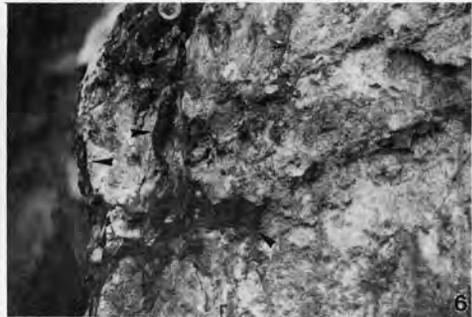
Tafel 2

Tafel 3

- Fig. 1 Spaltensystem in den Klippen am Kalvarienberg (R 61 040, H 03 150)
 Pfeil 1 zeigt auf bc-orientierte Megaspalte mit kalkiger und tonig-schluffiger Füllung.
 Pfeil 2 zeigt auf bc-orientierte, schwach nach Norden einfallende Megaspalte mit kalkiger Verfüllung, die von unten erfolgte.
 Pfeil 3 zeigt auf bc-orientierte, in Schieferungsrichtung einfallende Megaspalte mit Kalkstein (unten) und tonigem Schluffstein (oben).
 Pfeil 4 zeigt auf ac-orientierte Megaspalte mit tonig-schluffiger Füllung, die mit bc-orientierter Spalte ein System bildet.
- Fig. 2 Südabschnitt der Klippen am Kalvarienberg (R 61 050, H 03 120; zentraler Wert)
 Megaspalten mit kalkigen Füllungen, im dickbankigen Kalkstein wesentlich häufiger vorkommend als im hangenden knolligen Kalkstein, bc-orientiert und in Richtung der Schieferung einfallend
- Fig. 3 Südabschnitt der Klippen am Kalvarienberg
 Megaspalten mit unterschiedlicher Eindringtiefe, Füllungen kalkig, Spaltenverlauf in unterschiedlichen Kalksteinbänken bei Pfeilen deutlich geknickt, in kompetenter Kalksteinbank steiler einfallend
- Fig. 4 Südabschnitt der Klippen am Kalvarienberg
 Trichterförmige Megaspalte, die sich in Richtung der undeutlich ausgeprägten Schieferungsflächen rasch verjüngt, verfüllt mit tonigem Schluffstein, ebenfalls geschiefert
- Fig. 5 Steinbruch am Eulenspiegel (R 61 370, H 04 140)
 Zahlreiche Megaspalten, bc-orientiert, mit unterschiedlicher Eindringtiefe; rechts im Bild trichterförmige Megaspalte mit flacherem Einfallen als die Schieferung, die hier nur undeutlich ausgebildet ist
- Fig. 6 Eulenspiegelsattel an der Straße Rüthen – Nuttlar (R 61 560, H 04 140)
 Erdbacher Kalk mit Spaltensystem von zwei bc-orientierten Megaspalten und einer mit diesen verbundenen, ac-verlaufenden Megaspalte (s. Pfeile)
- Fig. 7 Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (R 60 200, H 01 500)
 Megaspalte, bc-orientiert, verfüllt mit Schlagwasserbreccie, die in ss-parallele Megaspalte übergeht (Pfeil 1), Mikrospalte an Pfeil 2 von Megaspalte abzweigend

Plate 3

- Fig. 1 Dyke system in the cliffs at the Kalvarienberg (R 61 040, H 03 150)
 Arrow 1 shows a bc-oriented megadyke with calcareous and clayey-silty filling.
 Arrow 2 shows a bc-oriented, weakly northward dipping megadyke with calcareous filling, which took place right up from the bottom.
 Arrow 3 shows a bc-oriented megadyke following the cleavage direction with limestone (below) and clayey siltstone (above).
 Arrow 4 shows an ac-oriented megadyke with clayey-silty filling, forming a system with a bc-oriented dyke.
- Fig. 2 Southern part of the cliffs at the Kalvarienberg (R 61 050, H 03 120; central value)
 Megadykes with calcareous fillings, more frequent in the thick-bedded limestone than in the overlying nodular limestone, bc-oriented and dipping in the direction of the cleavage
- Fig. 3 Southern part of the cliffs at the Kalvarienberg
 Megadykes with different depth of penetration; the fillings are calcareous, the course of dykes in different limestone beds is distinctly buckled (as documented by arrows), dipping steeper in competent limestone beds
- Fig. 4 Southern part of the cliffs at the Kalvarienberg
 Funnel-shaped megadyke, tapering quickly in direction of the indistinct cleavage planes, filled with foliated clayey siltstone
- Fig. 5 Eulenspiegel quarry (R 61 370, H 04 140)
 Numerous bc-oriented megadykes with different depth of penetration; on the right of the picture a funnel-shaped megadyke can be seen, dipping more flatly than the cleavage – here only indistinct
- Fig. 6 Eulenspiegel anticline at the road Rüthen – Nuttlar (R 61 560, H 04 140)
 Erdbach limestone with a dyke system of two bc-oriented megadykes and an ac-oriented megadyke, combined with the previous ones (see arrows)
- Fig. 7 Road cut at the southern end of Kallenhardt (R 60 200, H 01 500)
 Megadyke, bc-oriented, filled with Schlagwasser breccia, which passes over to a bedding parallel megadyke (arrow 1), microdyke turning off from megadyke at arrow 2



Tafel 4 / Plate 4

Fauna aus einer postvariscischen Hohlraumfüllung in der Kalkspatgrube Grüberg II zwischen Thülen und Radlinghausen (Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen)

Fauna of a post-Variscan karst filling in the Grawe calcite pit at Radlinghausen (scanning electron microscope photographs)

- Fig. 1 *Gavelinella* cf. *intermedia* (BERTHELIN)
Nabelseite, Vergr. 62 x; umbilical side, magn. 62 x
- Fig. 2 *Arenobulimina preslii* (REUSS)
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 3 *Arenobulimina preslii* (REUSS)
Mündungsseite, Vergr. 44 x; aperture, magn. 44 x
- Fig. 4 *Marssonella trochus* D'ORBIGNY
Seitenansicht, Vergr. 65 x; side view, magn. 65 x
- Fig. 5 *Hedbergella amabilis* LOEBLICH & TAPPAN
Spiralseite, Vergr. 124 x; spiral side, magn. 124 x
- Fig. 6 *Hedbergella amabilis* LOEBLICH & TAPPAN
Nabelseite, Vergr. 109 x; umbilical side, magn. 109 x
- Fig. 7 *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN) aff.
Nabelseite (letzte Kammer abgebrochen), Vergr. 100 x;
umbilical side (last chamber broken), magn. 100 x
- Fig. 8 *Tritaxia tricarinata* REUSS
Seitenansicht, Vergr. 59 x; side view, magn. 59 x
- Fig. 9 *Tritaxia tricarinata* REUSS
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 10 *Textularia agglutinans* D'ORBIGNY ssp.
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 11 *Textularia agglutinans* D'ORBIGNY ssp.
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 12 *Plectina mariae* (FRANKE)
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 13 Spongiensklere; sclere of a sponge
Seitenansicht, Vergr. 124 x; side view, magn. 124 x
- Fig. 14 Charophyten-Oogonium
Seitenansicht, Vergr. 97 x; side view, magn. 97 x
- Fig. 15 Spongiensklere; sclere of a sponge
Seitenansicht, Vergr. 39 x; side view, magn. 39 x
- Fig. 16 Ostracodensteinkern, *Bythocypris* sp. aff.;
internal mould of an ostracode, *Bythocypris* sp. aff.
Seitenansicht, Vergr. 65 x; side view, magn. 65 x
- Fig. 17 *Polygnathus communis* cf. *carina* HASS
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 18 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL)
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 19 *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 20 *Bispathodus* sp.
Seitenansicht, Vergr. 44 x; side view, magn. 44 x
- Fig. 21 *Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER ssp.
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 22 *Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER ssp.
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 23 *Palmatolepis* sp., aff. *rhomboidea* SANNEMANN
Oberseite, abgerundet, Vergr. 44 x; upper side, rounded, magn. 44 x
- Fig. 24 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL)
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x
- Fig. 25 *Gnathodus* cf. *semiglaber* BISCHOFF
Oberseite, abgerundet, Vergr. 44 x; upper side, rounded, magn. 44 x
- Fig. 26 *Gnathodus* cf. *semiglaber* BISCHOFF
Oberseite, abgerundet, Vergr. 44 x; upper side, rounded, magn. 44 x
- Fig. 27 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT)
Oberseite, Vergr. 44 x; upper side, magn. 44 x



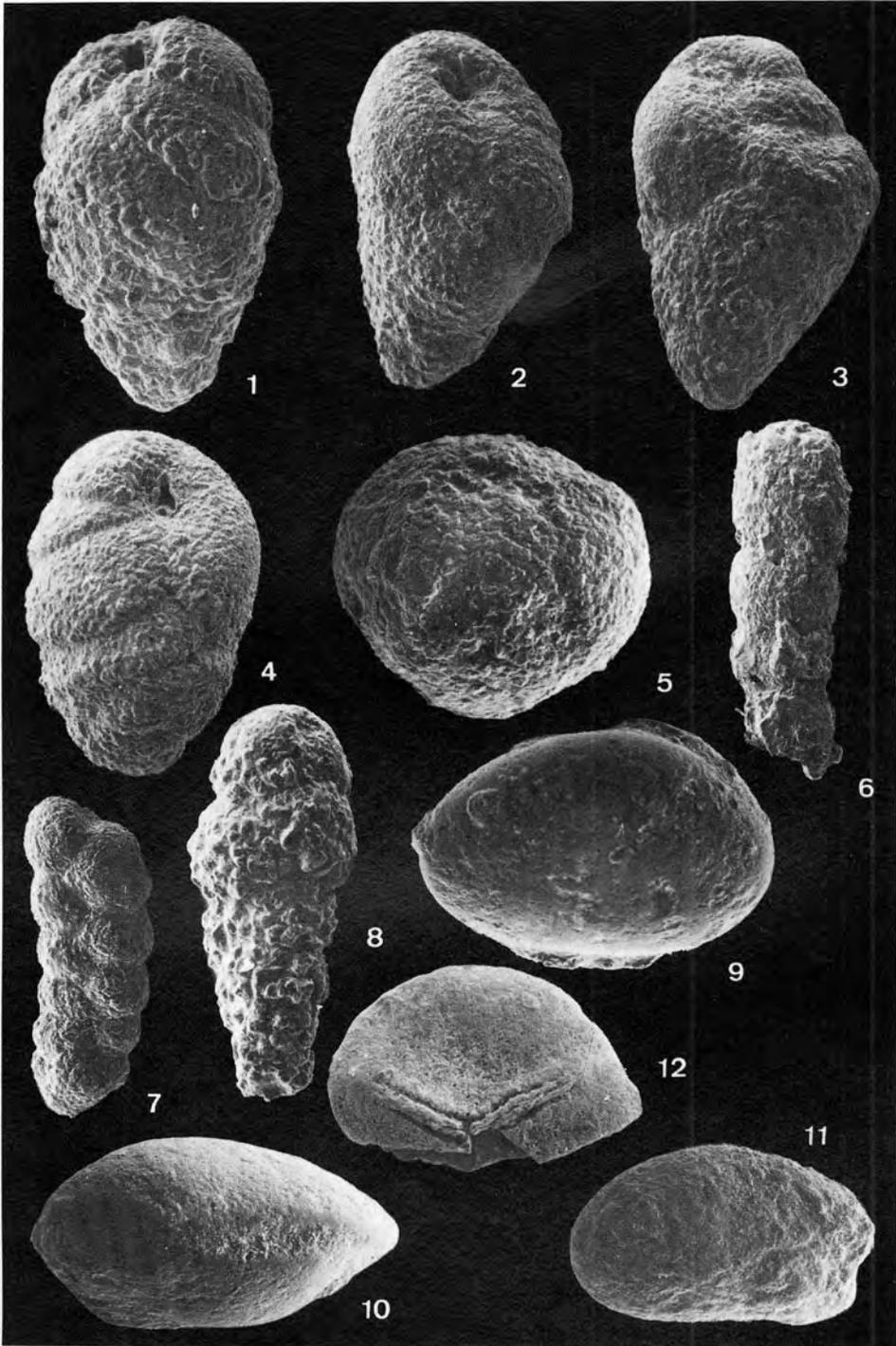
Tafel 4

Tafel 5 / Plate 5

Faunen aus postvariscischen Hohlraumfüllungen in den Steinbrüchen Mühlental, Weiken und Sandkaule (Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen)

Fauna of post-Variscan karst fillings in the Mühlental, Weiken and Sandkaule quarries (scanning electron microscope photographs)

- Fig. 1 *Arenobulimina anglica* CUSHMAN
Seitenansicht, Vergr. 65 x; side view, magn. 65 x
Steinbruch Mühlental; Mühlental quarry
- Fig. 2 *Arenobulimina truncata* (REUSS)
Seitenansicht, Vergr. 47 x; side view, magn. 47 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 3 *Arenobulimina preslii* (REUSS)
Seitenansicht, Vergr. 43 x; side view, magn. 43 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 4 *Arenobulimina advena* (CUSHMAN)
Seitenansicht, Vergr. 34 x; side view, magn. 34 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 5 *Ataxophragmium crassum* (D'ORBIGNY)
Aufsicht, Vergr. 91 x; upper view, magn. 91 x
Steinbruch Sandkaule; Sandkaule quarry
- Fig. 6 *Lituola* sp.
Bruchstück, Vergr. 22 x; fragment, magn. 22 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 7 *Dorothia gradata* (BERTHELIN)
Seitenansicht, Vergr. 47 x; side view, magn. 47 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 8 *Flectina mariae* (FRANKE)
Seitenansicht, Vergr. 65 x; side view, magn. 65 x
Steinbruch Sandkaule; Sandkaule quarry
- Fig. 9 Ostacodensteinkern; internal mould of an ostracode
Seitenansicht, Vergr. 95 x; side view, magn. 95 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 10 Ostacodensteinkern; internal mould of an ostracode
Dorsalansicht, Vergr. 91 x; dorsal view, magn. 91 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 11 Ostacodensteinkern; internal mould of an ostracode
Seitenansicht, Vergr. 47 x; side view, magn. 47 x
Steinbruch Weiken; Weiken quarry
- Fig. 12 Megaspore
Bruchstück, Aufsicht, Vergr. 65 x; fragment, upper view, magn. 65 x
Steinbruch Mühlental; Mühlental quarry



Tafel 5