

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 Hohlräumbildung, 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 „Streß“, 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 epirogene 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 Hohlräumverfüllungen beobachtet. Lediglich aus der Nachbarschaft des Blattgebiets 4514 Möhnesee 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 Hohlräumbildung 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 Karsthohlformen 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 Karsthohlformen 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 Träggesteine 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 Trägergesteins. 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 eingestuftem 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 Toarcioms 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 Verstürzung 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 Hohlrumbildungen. 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.

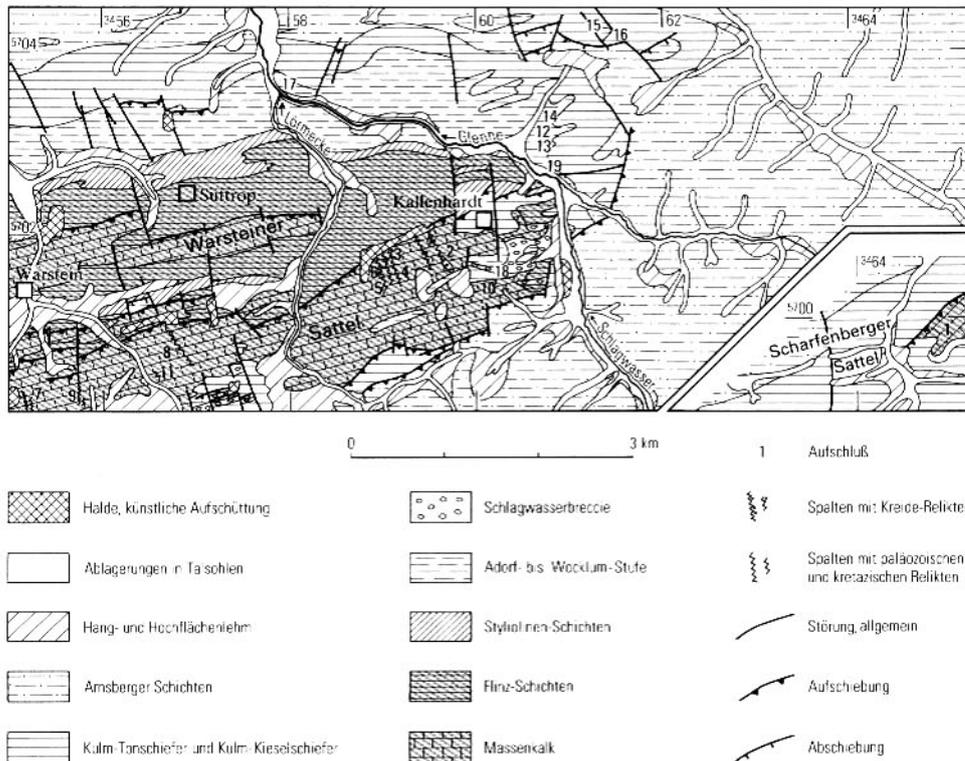


Abb. 2 Geologische Übersicht der wichtigsten Vorkommen von sedimentgefüllten Spalten in Carbonatgesteinen im Blattgebiet 4516 Warstein

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 α)

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 Normalfazies 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 α), 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 Träggestein 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 Träggesteinen. 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 L 1090 von einem massigen Kalkstein an der Basis geborgenen Formen *Polygnathus asymmetricus ovalis* und *Pol. linguiformis* ssp. sind relevant für die stratigraphische Einstufung des Träggesteins, das demnach hier zur *asymmetricus*-Zone gehört. Sämtliche weiteren Proben (L 1089 – L 1080) zum Hangenden hin

Tabelle 1
Conodontenvorkommen im Steinbruch am Hessenkamp und in der Umgebung (Einzelproben)

Proben-Nr.	Profil I	Profil II	Profil III	unbestimmbare Conodontenbruchstücke	bestimmbare Conodontenbruchstücke	zählreiche Apatitkugeln, wenige unbestimmbare Conodontenbruchstücke
L 1080	+					
L 1081						
L 1082						
L 1083						
L 1084						
L 1085						
L 1086						
L 1087						
L 1088						
L 1089						
L 1090						
Profil II						
L 1100						
L 1101						
L 1102						
L 1103						
L 1104						
Profil III						
L 1091						
L 1092						
L 1093						
L 1094						
L 1095						
L 1096						
L 1097						
L 1098						
L 1099						
Einzelprofil						
L 1105						
L 1106						
L 1107						
L 1108						
L 1109						
L 1110						
L 1113						

- Ancyrodella buckeyensis*
- A. curvata*
- A. gigas*
- A. ioides*
- A. lobata*
- A. rotundiloba rotundiloba*
- Ancyrognathus triangularis*
- Bispathodus aculeatus aculeatus*
- B. costatus*
- B. stabilis*
- B. sp. indet.*
- Gnathodus delicatus*
- G. punctatus*
- G. sp. indet.*
- Icriodus cornutus*
- I. nodosus*
- I. symmetricus*
- I. sp. indet.*
- Palmatolepis crepida*
- P. delicatula oblicatula*
- P. delicatula clarki*
- P. glabra glabra*
- P. glabra distorta*
- P. glabra lepta*
- P. glabra pectinata*
- P. gracilis gracilis*
- P. gracilis gonioclymeniae*
- P. gracilis sigmoidalis*
- P. marginifera marginifera*
- P. minuta minuta*
- P. minuta schleizia*
- P. perlobata grossi*
- P. perlobata schindewolfi*

	unbestimmbare Condontenbruchstücke										zahlreiche Apatitkugeln, wenige unbestimmbare Condontenbruchstücke									
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. quadrantimodosa inflexa</i>																				
<i>P. quadrantimodosa inflexoides</i>																				
<i>P. quadrantimodosa lobata</i>																				
<i>P. rhomboides</i>																				
<i>P. rugosa ampla</i>																				
<i>P. rugosa trachytera</i>																				
<i>P. subperlobata</i>																				
<i>P. subrecta</i>																				
<i>P. tenuipunctata</i>																				
<i>P. triangularis</i>																				
<i>P. sp. indet.</i>																				
<i>Polygnathus asymmetricus ovalis</i>																				
<i>P. asymmetricus ssp. indet.</i>																				
<i>P. communis communis</i>																				
<i>P. linguiformis ssp. indet.</i>																				
<i>P. nodocostatus</i> -Gruppe																				
<i>P. radialis</i>																				
<i>P. styriacus</i>																				
<i>P. vogesi</i>																				
<i>P. sp. indet.</i>																				
<i>Protognathobius collinsoni</i>																				
<i>P. kockeli</i>																				
<i>P. meischneri</i>																				
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>																				
<i>P. triangulus pinnatus</i>																				
<i>P. triangulus triangulus</i>																				
<i>P. sp. indet.</i>																				
<i>Scalognathus anchoralis</i>																				
<i>Scaphognathus veiller</i>																				
<i>Siphonudella cooperi</i>																				
<i>S. crenulata</i>																				
<i>S. duplicata</i>																				
<i>S. isosticha</i>																				
<i>S. praesulcata</i>																				
<i>S. quadruplicata</i>																				
<i>S. sulcata</i>																				
<i>S. sp. indet.</i>																				

Proben aus dem Steinbruchumfeld

Proben aus dem Steinbruchbereich

△ Fauna aus dem Triagergestein, + Fauna aus Spaltenfüllungen

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 $\text{dol}\alpha$ bis zur *anchoralis*-Zone ($\text{cull}\beta/\gamma$) 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 Trägergestein 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 L 1104, 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 L 1108 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 Pinginfeld 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)

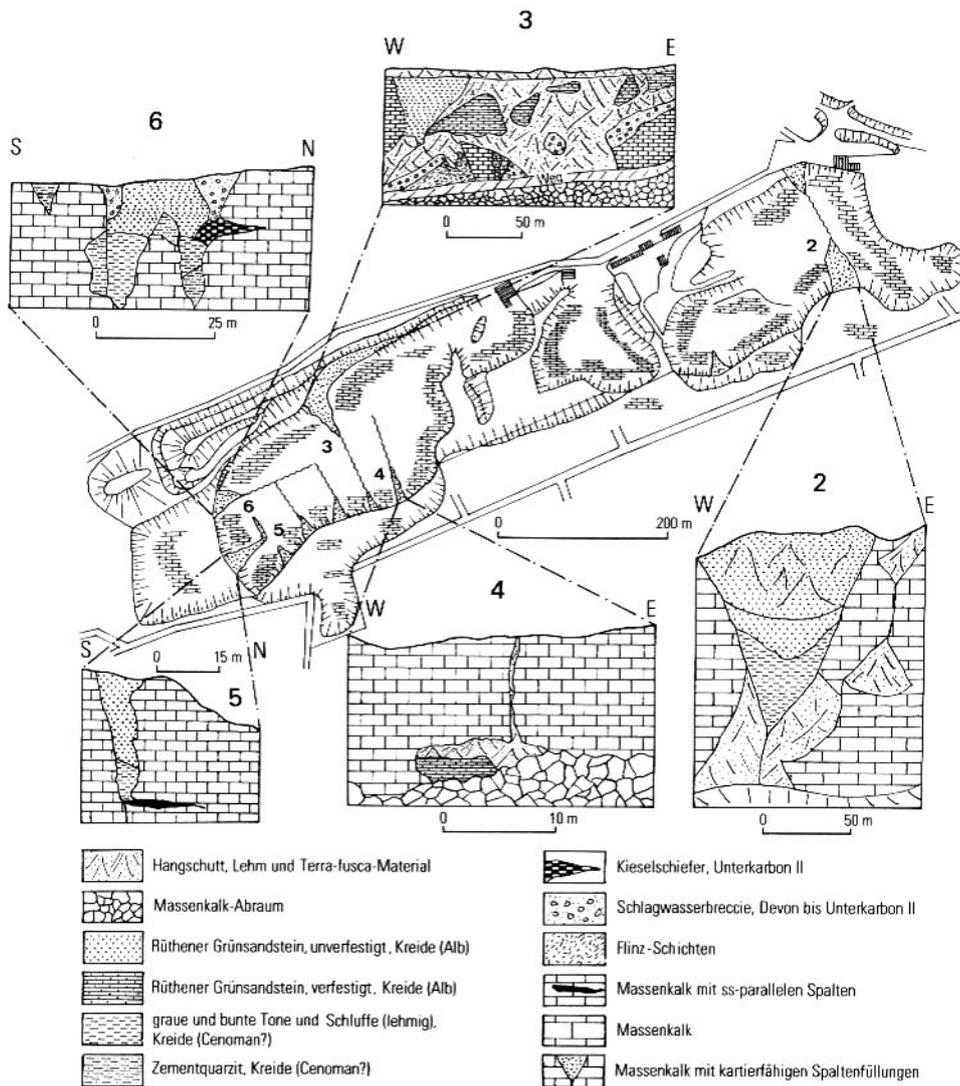


Abb. 3 Spaltenvorkommen in den Steinbrüchen Brühne (2) und Weiken (3-6) südlich Kallenhardt

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 abgerundete Brocken mit unregelmäßigem Umriss ausgebildet, während die Gerölle aus den Flinz-Schichten längliche, gut abgerundete, ellipsoidische Umrisse 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 sediflukktiv 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 Träbergesteins 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 Hohlraums 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 Hohlraums, 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 Kieselschieferbröckchen enthalten. Diese können aufgrund des schwarzen Farbmerkmals mit den Kulm-Kieselschiefern 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 Rüthener 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)
Arenobulimina 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 Rüthener 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)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: 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 % hämatithaltigen 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 Mangangehalt 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 lepta</i>						+
<i>P. glabra pectinata</i>				+		+
<i>P. gracilis gracilis</i>				+	+	+
<i>P. marginifera marginifera</i>					+	+
<i>P. minuta minuta</i>			+	+	+	+
<i>P. minuta schleizia</i>					+	+
<i>P. rhomboidea</i>				+		
<i>P. subperlobata</i>			+			
<i>P. tenuipunctata</i>			+			
	A.-triangularis- (Inb. T1) bis Unt. gigas-Zone		Obere P.-triangularis- bis crepida-Zone		marginifera Zone	
	gigas-Zone		rhomboidea-Zone		marginifera 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, braunefleckte, 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 Rühthener 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 glaukonit-führend, 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 Hohlräum-bildung 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“ Pflanzenhäcksel 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>Matonispurites equixinus</i> COUPER	0,9 %
cf. <i>Stereisporites</i> PFLUG in THOMSON & PFLUG	0,9 %
<i>S. antiquasporites</i> (WILSON & WEBSTER) DETTMANN	0,9 %

Spalten und ihre Füllungen ...	347
<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 %
<i>A. cf. 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 *Gleicheniaceensporen*werte zeigen Beziehungen zu den anderen *Gleicheniidites*-reichen Mikrosporenfloren 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 Rühener 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)

Trärgestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trärgesteins: 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 Rühener 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 vorgreifend
- 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 Kiesel-sinter
- 15–20 cm eisenschüssiger, rostbrauner toniger Schluff mit weißlich verwitterten Gesteinsrelikten (Massenkalk?)

Die in der 7 cm mächtigen Lage genannten Kiesel-sinter, 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 Kiesel-sinter 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 abschwelldem, rotbraunem bis rotem, dichtem Eisenkiesel. Dieser wird beidseitig bis zum Kontakt mit dem Trägergestein 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 verfingerete 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)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: 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 Störungzone 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 Tönen 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 Rühthener Grünsandstein 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 Anreicherungslagen 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 vorgelegerten Klippenzug des Piusberges 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 Schlotenfüllungen 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 Schlotenfüllung 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, Schuttkalksteinen, 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 saxonischen Mineralisationszyklus remobilisierte das Erdöl und drang in den Hohlraum ein. Es füllte die Zwischenräume des dort geschichteten Calcitgruses 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)

Träggestein: 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 Lokalitäten (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 jüngeres 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 Hohlraumbildung 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 Interndeformation, 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 Anlagerungsgefüge 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)

Trägergestein: Massenkalk in Schwelm-Fazies

Alter des Trägergesteins: 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 Kluff 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 Trägergestein grenzt, ist sie mit niedrig-traubigen Sintertapeten überzogen. Auch die Kalksteinbruchstücke sind zum Teil mit Sinter überzogen. Die Kluffflächen, 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 Trägergestein 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 Hohlrums 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 Hohlraumsystem, 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)

Trärgestein: Cephalopodenkalkstein

Alter des Trärgesteins: *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

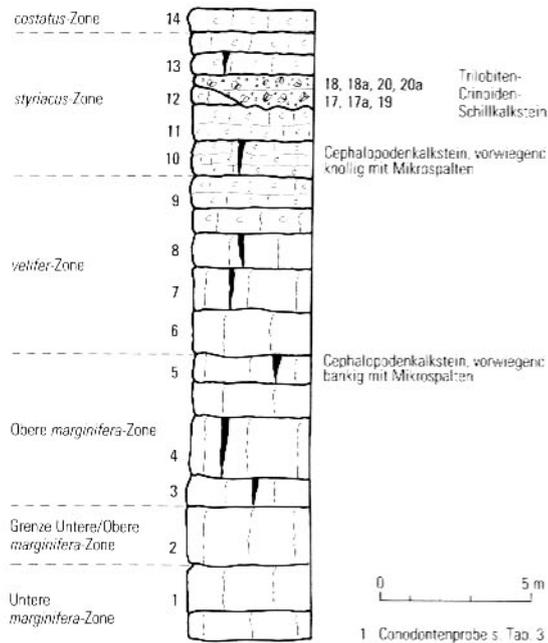


Abb. 4
Säulenprofil vom Schurf am Kalvarienberg (R 60 910, H 03 250)
Erschürfter Cephalopodenkalkstein und ss-parallele Spaltenfüllung mit einem Trilobiten-Crinoiden-Schillkalkstein

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 (doIV) 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 namensgebend 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 (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>								+						△	+		+		+	+			+	
<i>P. sp.</i>															+	+								
<i>Scaliognathus anchoralis</i>															+		+	+	+	+				
<i>S. velifer velifer</i>					△				△															
<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>							+							+	△									
<i>S. strigosus</i>						△				△	△	△	△											
<i>S. werneri</i>		△				△				△	△	△	△											
<i>S. sp.</i>						△																		
△ Fauna aus dem Trägergestein - Fauna aus Spaltenfüllungen	Untere marginifera-Z.		Untere bis Obere marginifera Zone		marginifera Zone		velifer-Zone		styriacus-Zone		Obere styriacus Zone		costatus Zone		an-Spalte unterhalb Profil (s. Abb. 4)		Trilobiten-Crinoiden-Schichtkalkstein							

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