

Verbreitung, Entstehung und Alter der Schlagwasserbreccie (Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge)

Von CLAUDIUS-DIETER CLAUSEN und KLAUS LEUTERITZ *

Breccia (Schlagwasser breccia), Upper Devonian, Lower Carboniferous, genesis, age, range, Rhenish massif (Warstein anticline), North Rhine-Westphalia (Sauerland), TK 25: 4516

Kurzfassung: Unter dem Begriff „Schlagwasserbreccie“ werden im Warsteiner Raum Schuttströme verstanden, die von der Warsteiner Carbonatplattform (und untergeordnet auch vom Scharfenberger Riff) hergeleitet werden. Die Breccie ist nur lokal ausgebildet. Gleichwohl spielt sie für das Verständnis ostsauerländischer Paläogeographie und Sedimentologie eine große Rolle. Denn mit ihrer Hilfe können gravitativ-resedimentäre Rutschbewegungen zwischen einem Hochgebiet und einem diesem vorgeschalteten Flinzschieferbecken nachgewiesen werden.

Mehrere Rutschungen lieferten im Zeitraum höchstes Mitteldevon bis unteres Unterkarbon die Sedimentkomponenten, aus denen sich die zwischen 30 und 50 m mächtige polymikte Breccie zusammensetzt. Eine markante Hauptrutschung konnte nicht nachgewiesen werden. Bei einigen Breccienkörpern kam es zu Mehrfachumlagerungen, wie unterschiedliche Conodontenmaxima in Einzelproben belegen.

Liefergebiet war der westliche Abschnitt der Warsteiner Hochscholle, von der aus die Rutschmassen nach Osten und Südosten, seltener nach Westen und Westsüdwesten vorgriffen. Da sämtliche Conodontenzonen vom höheren Mitteldevon bis zum Beginn des Unterkarbons in der Schlagwasserbreccie nachgewiesen werden konnten, muß im Liefergebiet eine lückenlose und kontinuierliche Sedimentation geherrscht haben; heute ist dieses Gebiet weitgehend von Flinzschichten und Cephalopodenkalkstein entblößt.

Die Rutschmassen griffen nach Osten transgressiv auf eine aus unterschiedlichen Gesteinen bestehende Unterlage (Massenkalk, Flinz-Schichten, Cephalopodenkalkstein) über; sie werden von Hangenberg-Schichten, Liegenden Alaunschiefern und Kulm-Kieselschiefern überlagert. Anteile der Unterlage wurden beim Vormarsch der Rutschmassen mitverfrachtet. Proximale und distale Anteile der Schüttungskörper lassen sich mit Hilfe der Gerölldurchmesser unterscheiden. Gradierung und Bankung sind nur selten ausgeprägt. Der Transportweg betrug maximal 3 km. Unterschiedlich alte Rutschkörper liegen nicht immer übereinander, sondern auch nebeneinander. In der Regel fächerten die Rutschmassen bei ihrer Platznahme nicht breitflächig auf, sondern bildeten eng begrenzte Schuttströme.

Auslösemechanismen für die Rutschungen waren synsedimentäre Zerblockung und Kippung der Rifftafel, epirogene Bewegungen und Seebeben. Die gesamte Bildungsdauer der Breccie umfaßte ca. 20 Mio. Jahre. Die Langfristigkeit der Vorgänge weist auf stabile paläomorphologische Verhältnisse am Ostrand der Carbonatplattform hin.

[Distribution, genesis and age of the Schlagwasser breccia (Warstein anticline, Rhenish massif)]

Abstract: The name "Schlagwasser breccia" is a synopsis of several debris flows in the Warstein area, which can be derived from the Warstein carbonate platform and the Scharfenberger reef. Though only locally developed, the breccia is important for the understanding of

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

paleogeography and sedimentology in the Eastern Sauerland. Considering this breccia some gravitational-resedimentary slide movements between a high, consisting of reef carbonates, and a basin with flinz beds can be pointed out.

From the uppermost Middle Devonian to the lowermost Lower Carboniferous several slides yielded the sedimentary components building up the 30 to 50 m thick polymict breccia. Some breccias were redeposited repeatedly as can be verified by different conodont maxima in single samples.

Supplying area was the western part of the Warstein high, from which the slide masses glided off to the East and Southeast, more seldom to the West and Westsouthwest. All conodont zones from the upper Middle Devonian up to the lowermost Carboniferous could be identified in the Schlagwasser breccia. Therefore, an uninterrupted continuous sedimentation must have been prevalent in the supplying area; today this area nearly is denuded of flinz beds and cephalopod limestones.

The slide masses spread transgressively to the East up to a substratum consisting of different units as massive limestone, flinz beds and cephalopod limestone; they are overlapped by Hangenberg beds, alum schists and siliceous rocks of the Lower Carboniferous. Parts of the substratum were transported during the progress of the slide masses. Proximal and distal parts of the flow masses can be distinguished by the diameter of the pebbles. Graded bedding and banking structures are marked only rarely. Way of transport was up to 3 km. Differently aged slide masses do not always overlap, but are placed side by side, too. Usually the slide masses do not spread out upon a greater area during sedimentation, but form closely limited debris flows.

Synsedimentary fracturing and tilting of the reef platform, epirogenetic movements and seaquakes caused the slides. The entire formation period of the breccia includes about 20 millions of years. The longevity of the events points to solid paleomorphological situations around the eastern margin of the carbonate platform.

[La distribution, l'origine et l'âge de la «brèche de Schlagwasser» (anticlinal de Warstein, massif rhénan)]

Résumé: Les coulées boueuses qui ont dérivé de la plate-forme des carbonates de Warstein et du récif de Scharfenberg sont connues sous le nom de «brèche de Schlagwasser». Quoique le gisement de cette brèche soit local, il joue un rôle important pour la compréhension de la paléogéographie et la sédimentologie de la partie orientale du Sauerland (massif rhénan du nord-ouest). Une étude détaillée de cette brèche explique des glissements gravitationnels et leur resédimentation entre un bloc soulevé (ancien récif ou plate-forme) et le bassin voisin avec une sédimentation de type «Flinz».

Pendant le sommet du Givétien et le début du Carbonifère, plusieurs glissements ont livré les composants de la brèche polygénique qui a entre 30 et 50 m d'épaisseur. L'existence d'un glissement principal ne fut pas prouvé. Quelques corps de brèche furent resédimentés à différentes reprises comme on peut le prouver à l'aide de la distribution de conodontes dans des échantillons particuliers.

Les masses glissées vinrent de la partie occidentale du bloc soulevé de Warstein. De là, elles glissèrent vers l'est et le sud-est, quelques parties aussi vers l'ouest et l'ouest-sud-ouest. Parce qu'on peut trouver dans la brèche des conodontes de toutes les zones du Givétien supérieur jusqu'à la base du Carbonifère, on peut supposer une sédimentation continue sans lacunes dans la région d'origine des glissements. A présent, cette région est dépouillée des couches «Flinz» et des calcaires à céphalopodes.

Vers l'est, les masses empiétèrent sous forme d'une transgression sur un relief qui était constitué de roches différentes (calcaire massif d'une plate-forme, couches «Flinz», calcaire à céphalopodes). Les masses glissées sont surmontées par les schistes et calcaires de Hangenberg, les schistes à alun et les lydienes de Kulm. Des parties des couches du mur furent entraînées par la marche en avant des masses glissées. Par des mesures de diamètre des galets, on peut constater les parties proximales et distales des corps glissés. Granoclassement et stratification en bancs sont rarement marqués. La distance de transport va jusqu'à 3 km. On trouve des masses glissées de différents âges, les unes sur les autres mais aussi les unes à côté des autres.

Il est de règle que les masses glissées ne se dispersèrent pas sous forme de larges éventails, elles formèrent d'étroites coulées boueuses.

Les slumpings furent provoqués par le morcellement syngénéral et le renversement de la plate-forme calcaire, par des mouvements épirogénétiques et par des séismes. La brèche s'est formée au cours de 20 millions d'années. La formation pendant une période très longue indique une situation paléomorphologique stable au bord oriental de la plate-forme calcaire.

1. Einleitung

Am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges liegt zwischen Hirschberg im Westen und Kallenhardt im Osten der Warsteiner Sattel (Abb. 1). Schon durch andersartigen Bewuchs und seine Morphologie hebt er sich im Landschaftsbild deutlich von seiner Umgebung ab.

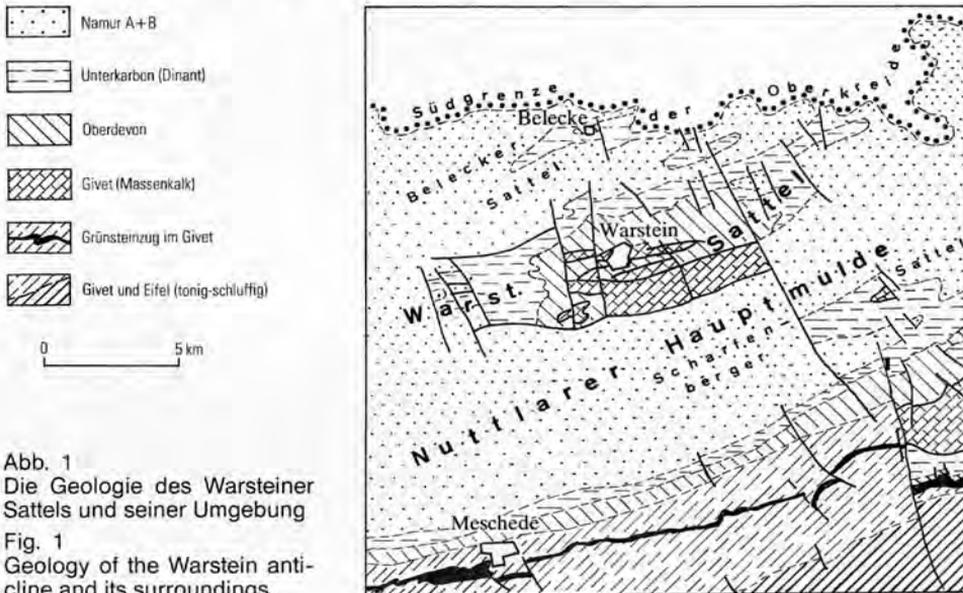


Abb. 1
Die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner Umgebung
Fig. 1
Geology of the Warstein anticline and its surroundings

Seit mehr als 100 Jahren fand dieses Gebiet ein ständig steigendes Interesse als Forschungsobjekt im Rhenoherynikum. H. SCHMIDT (1922) legte dort mit seinen Untersuchungen eine wichtige Grundlage für eine verbesserte Oberdevon/ Unterkarbon-Stratigraphie dieses Gebiets und fertigte die erste brauchbare geologische Karte an. Durch seine Ergebnisse angeregt, wurde dieser Teil des Rheinischen Schiefergebirges Objekt mannigfaltiger Untersuchungen, nicht zuletzt auch, um Parallelen und Unterschiede zu ähnlichen geologischen Strukturen herauszustellen. Die Vielfalt des geomorphologischen, hydrogeologischen, tektonischen, stratigraphisch-faziellen und mineralogischen Inventars lockte zahlreiche Geologen und Mineralogen an. Begünstigt wurden und werden die Arbeiten durch die umfangreichen Aufschlüsse der Steinbruchbetriebe und der heute nicht mehr betriebenen Stollen und Mutungen für die Erzgewinnung.

Die große Anzahl von Publikationen zeigt eine ständige Fortentwicklung des Kenntnisstandes über den Warsteiner Sattel und seiner näheren und weiteren Umgebung.

Gegenstand dieser Arbeit ist ein auffälliges Gestein, die Schlagwasserbreccie. Mit Hilfe der Schlagwasserbreccie können gravitativ-resedimentäre Bewegungen

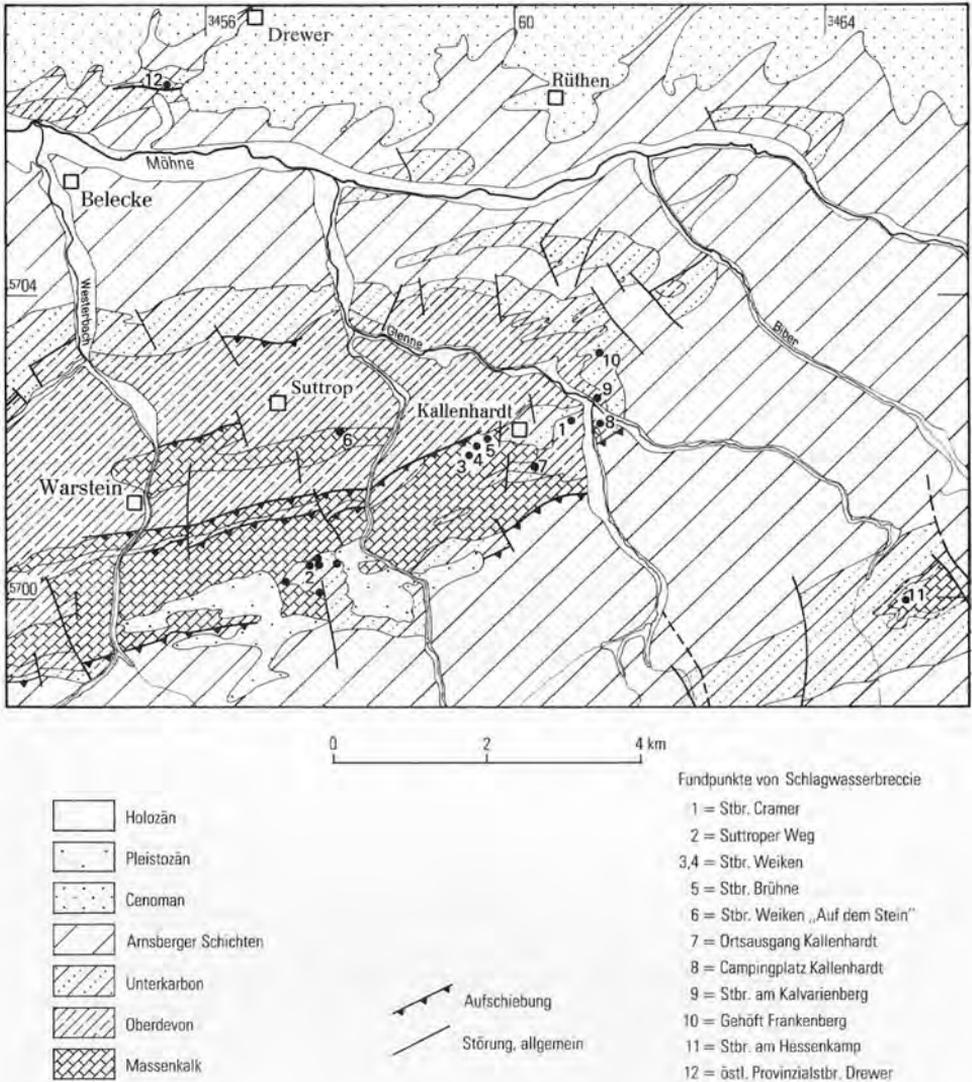


Abb. 2 Der Ostteil des Warsteiner Sattels mit den beschriebenen Fundpunkten von Schlagwasserbreccie

Fig. 2 The eastern part of the Warstein anticline with the described sites of Schlagwasser breccia

zwischen einer Hochschwelle – dem in der Oberen Adorf-Stufe abgestorbenen Warsteiner Riff – und einem diesem Riffkörper südöstlich vorgelagerten Flinzschieferbecken nachgewiesen werden. Die Namengebung und eine erste Bearbeitung der Schlagwasserbreccie erfolgten durch H. SCHMIDT (1922: 305 u. 306). Auf Fragen zur Altersstellung und Entstehung dieses Sediments gehen besonders STASCHEN (1968: 89 – 96) und UFFENORDE (1976: 90 – 94) ein.

Durch die in den Jahren 1976 – 1981 durchgeführte geologische Aufnahme der Blattgebiete 4515 Hirschberg (CLAUSEN 1984) und 4516 Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) wurde die Grundlage für die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit geschaffen. Die Fundpunkte der Schlagwasserbreccie im Ostteil des Warsteiner Sattels zeigt die Abbildung 2.

2. Vorbemerkungen zur Warsteiner Carbonatplattform

Der Massenkalk bei Warstein ist das älteste zutage tretende Gestein der nach diesem Ort benannten Carbonatplattform. Die Mächtigkeit dieses biogenen Sediments beträgt mehrere 100 m; das Liegende ist unbekannt. In Analogie zum Nordrand des Remscheid-Altenaer Sattels vermuteten KREBS & WACHENDORF (1979: 33) mächtige obermitteldevonische nichtkarbonatische Schelfablagerungen im Untergrund, die den Honseler oder Newberrien-Schichten entsprechen könnten.

Der Massenkalk ist ein fossiles Riffgestein und bildete sich durch den gleichmäßigen Aufwuchs kalkausscheidender Organismen bei gleichzeitiger kontinuierlicher Absenkung des Untergrunds. Wie bei rezenten Riffen wurden die Organismen nach ihrem Aufwuchs zerstört, der Schutt autochthon oder parautochthon sedimentiert und durch biogenen Kalkschlamm zementiert. KREBS (1971, 1974) erarbeitete durch umfassende Untersuchungen für die devonischen Carbonatkomplexe drei Entwicklungsstadien mit unterschiedlichen faziellen Eigenschaften:

- Das Plattformstadium leitet die Carbonatsedimentation mit gebankten Kalksteinen ein. Es handelt sich um horizontal ausgedehnte biostromale Kalkansammlungen, Schwelm-Fazies genannt.
- Das Riffstadium wird Dorp-Fazies genannt und ist durch vertikal aufwachsende Bioherme gekennzeichnet.
- Das Kuppenstadium, die Iberg-Fazies, tritt nur lokal auf und stellt eine Weiterentwicklung der Dorp-Fazies dar. Es ist durch biodetritische und mikritische Kalksteinkuppen am Top der Bioherme gekennzeichnet.

Diese einzelnen Stadien können je nach der paläogeographischen Position, der paläoökologischen Situation, der Beschaffenheit der unterlagernden Sedimente und der Variabilität des tieferen Untergrunds modifiziert und in Subfazies weiter aufgliedert werden.

Im Sinne von KREBS (1968, 1974) gehört der Warsteiner Massenkalk überwiegend zur Schwelm-Fazies. In seinem tieferen unteren Anteil ist der Massenkalk ein grauschwarzer bis blaugrauer, massiger, dickbankiger, bituminöser Kalkstein. Der obere Teil ist dagegen hellgrau bis blaugrau und ebenfalls massig bis dickbankig ausgebildet. Gelegentlich treten gutgebankte Partien auf, bei denen in die Kalksteine dünne und nach den Seiten rasch auskeilende Ton- und Mergelschichten eingelagert sind. Gut hervorgehoben wird die Schichtung auch durch lagig angereicherten Korallen- und Stromatoporenschlutt sowie Stringocephalenschill.

Das Riffwachstum begann im höheren Mitteldevon (Givet-Stufe). Kugelige, knollige, lagige, flachwellige und astförmige Stromatoporen sowie rugose und tabulate Korallen sind die Gerüstbildner des biostromalen Warsteiner Riffs. Die Riffbauten sowie deren Schlutt reicherten sich dabei zu einer flachen, großräumig gesehen wenig differenzierten Carbonatplattform an. Die ausgedehnten und bis zu 80 m hohen Abbauwände der Steinbrüche zeigen, daß auf der Plattform Linsen,

Lagen und Bänke der Rifforganismen abwechseln, ohne daß es zu einer Faziesdifferenzierung wie bei anderen Riffen kam (vgl. Attendorn-Elsper Riffkomplex). Abgesehen von eustatischen Bewegungen senkte sich der Untergrund der Carbonatplattform stetig ab, und eine gleichbleibende geringe Wassertiefe, Voraussetzung für ein Riffwachstum, wurde durch eine fortdauernde Sedimentationsrate gewährleistet (KREBS 1974). UFFENORDE (1975: 60) bezeichnet diesen Zeitabschnitt des Riffs als Konstruktionsstadium.

Ein ausgeprägtes Kleinrelief sorgte dafür, daß es gleichzeitig nebeneinander zur Bildung von Kleinriffen, Riffschutt und bituminösen Ton- und Kalkschlamm kommen konnte. Häufige, räumlich eng begrenzte Wechsel in Petro- und Biofazies, die sich im Meter- bis Dekameterbereich abspielen, weisen nach KREBS (1974) auf sich ändernde Strömungs- und Windrichtungen hin, beeinträchtigen jedoch nicht das Gesamtbild einer einheitlichen, gleichmäßig aufgebauten Plattform.

Große Teile des Warsteiner Riffs starben schon in der höchsten Givet-Stufe und an der Grenze Mittel-/Oberdevon ab. Im südlichen Bereich des Riffs hielt dagegen die Bildung des Massenkalks bis in die höhere Adorf-Stufe (dol δ) an. Der oberdevonische Anteil des Kalksteins ist dort in Dorp-Fazies entwickelt und wurde von UFFENORDE (in CLAUSEN et al. 1982) in fünf Subfazies aufgegliedert.

Ebenso wie am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform ist oberdevonischer Massenkalk im Belecker und Scharfenberger Riff vorhanden. Nordöstlich von Belecke wurde 1975/76 im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer die Forschungsbohrung Rüthen-Drewer 1 niedergebracht. Ab 109 m unter Steinbruchsohle (untere Abbausohle) sind mittel- bis oberdevonische Riff- und Riffschuttkalksteine angefahren worden, in die schwarze Tonsteine eingeschaltet sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 13). Bis zur Endteufe bei 148,7 m verblieb die Bohrung im Massenkalk, der zur „Riffaußenseite“ der Dorp-Fazies gerechnet werden kann.

Im Scharfenberger Sattel wurde 1975 die Forschungsbohrung Scharfenberger Wald 1 niedergebracht. Bis zu einer Teufe von 224,25 m ist gleichfalls mittel- bis oberdevonischer Massenkalk durchörtert worden, der als „Hinterriff“ (back-reef facies) angesprochen werden kann (HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979: 80).

Infolge der Ergebnisse der geologischen Aufnahme des Blattgebiets 4516 Warstein (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984) und umfangreicher geophysikalischer Untersuchungen (CLAUSEN, im Druck) wird ausgeschlossen, daß Warsteiner, Belecker und Scharfenberger Massenkalk einer zusammenhängenden Carbonatplattform im Untergrund angehören. Ebenso ist eine Verbindung zum Briloner Riffkomplex auszuschließen.

An der Wende Mittel-/Oberdevon wurde die von synsedimentären Brüchen gerahmte Carbonatplattform an einem mobilen Scharnier gekippt. Die Kippung mit West-Ost gerichteter Drehachse verlief so, daß die Plattform in ihrem nördlichen Abschnitt am stärksten gesenkt wurde (KREBS & WACHENDORF 1979: 36). Damit wurde hier das Gleichgewicht zwischen biogenem Aufwuchs und Absenkung des Meeresbodens aufgehoben, was ein Absterben der Riffbildner zur Folge hatte. Hiermit wurde nach UFFENORDE (1975: 60) das Destruktionsstadium eingeleitet.

Flinz-Schichten, geringmächtige Cephalopodenkalksteine und Gesteine des Unterkarbons überlagerten nunmehr nacheinander Teilbereiche des Massenkalks. Damit sind zugleich die Ausgangsgesteine entstanden, welche die Hauptbestandteile der Schlagwasserbreccie bilden.

3. Die wichtigsten Einzelvorkommen von Schlagwasserbreccie

3.1. Steinbruch Cramer östlich Kallenhardt

Der aufgelassene Steinbruch östlich von Kallenhardt (R 60 790, H 02 090) wird hiermit zur Typuslokalität der Schlagwasserbreccie erklärt (H. SCHMIDT 1922: 305).

An der Südsüdwestseite des Steinbruchs (Abb. 3) ist tiefoberdevonischer Massenkalk aufgeschlossen, der massig bis dickbankig ausgebildet ist und von H. SCHMIDT (1922: 305) als „hausgroßer“ Block in der Schlagwasserbreccie angesprochen wurde. Er ist jedoch der Kern einer kleineren Aufsattelung, denn über dem Massenkalk folgt konkordant und stark spezialgefaltet, gleichsam fingerartig in ihn eingreifend, eine ca. 5 m mächtige und stark geschieferte Abfolge, deren Faltungsintensität nach oben rasch abnimmt. Diese Folge besteht aus schwarzen, dunkelgrauen bis grauen Tonsteinen, die teilweise schluffig und karbonatisch ausgebildet sind. Eingelagert sind wenige 2 – 8 cm dicke dunkelgraue bis grauschwarze Kalksteine. Durch die intensive tektonische Beanspruchung sind die Kalksteinbänke innerhalb des engständigen Faltungsbereichs zerrütet, wobei die tektonische Deformation in den weniger beanspruchten Teilen rasch ausklingt. Hinweise für eine Resedimentation, wie sie UFFENORDE (1976: 84) mitteilte, ließen sich weder bei der Feldaufnahme noch im Anschliff beobachten. Die aus den Kalksteinen entnommenen Conodontenproben 1 und 5 – 14 (vgl. Tab. 1) umfassen den Zeitraum vom oberen Teil der Unteren *varcus*- bis zur Unteren *gigas*-Zone. Das

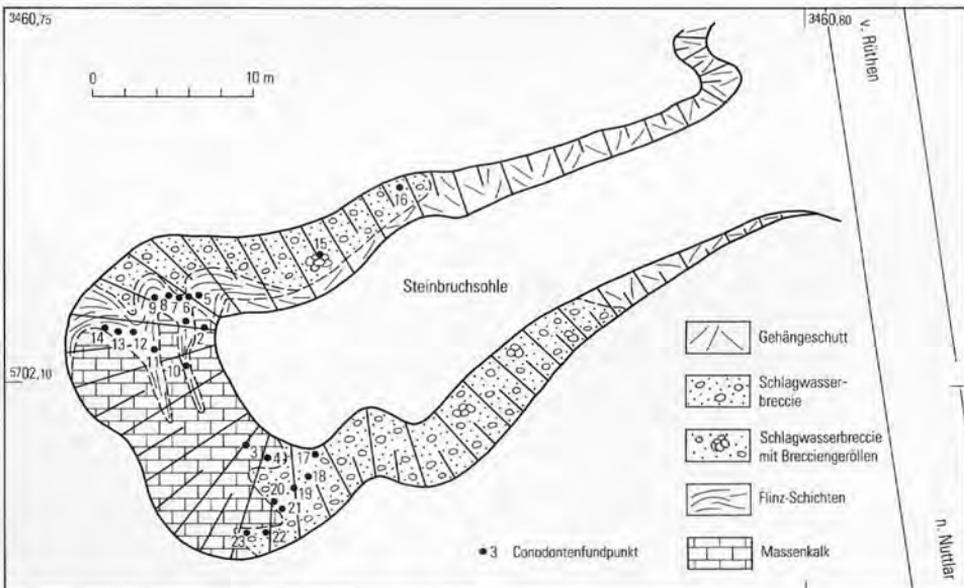


Abb. 3 Geologische Verhältnisse im Steinbruch Cramer, der Typuslokalität der Schlagwasserbreccie

Fig. 3 Geological situation in the Cramer quarry, type locality of the Schlagwasser breccia

Tabelle 1

Conodontenverbreitung an der Typuslokalität Steinbruch Cramer östlich Kallenhardt (Fundpunkte 1 – 23 s. Abb. 3)

	Proben-Nr.																																
	6287	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	6301	15	6302	16	6303	17	6304	18	6305	19	6306	20	6426	21	6427	22	6428	23
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>		+										+		+										+								+	
<i>A. curvata</i>																	+															+	
<i>A. gigas</i>				+							+													+		+						+	
<i>A. ioides</i>					+									+											+		+					+	
<i>A. lobata</i>		+				+							+											+		+						+	
<i>Ancyrognathus asymmetricus</i>																									+	+							
<i>A. triangularis</i>		+																							+								
<i>Icriodus cornutus</i>																											+	+	+				
<i>I. nodosus</i>											+																+					+	
<i>Nothognathella sublaevis</i>																																+	
<i>Palmatolepis crepida</i>																	+										+	+	+				
<i>P. gracilis gracilis</i>																											+	+					
<i>P. gigas</i>																										+							
<i>P. glabra glabra</i>																	+	+															
<i>P. glabra lepta</i>																												+	+	+			
<i>P. glabra pectinata</i>																												+	+	+			
<i>P. minuta minuta</i>																	+	+									+	+	+				
<i>P. minuta schleizia</i>																											+	+	+				
<i>P. perlolata schindewolfi</i>																			+								+	+					
<i>P. quadrantinodosa inflexa</i>																												+					
<i>P. quadr. inflexoidea</i>																												+	+				
<i>P. quadrantinodosa marginifera</i>																								+			+						
<i>P. quadrantinodosalobata</i>																												+					
<i>P. rhomboidea</i>																											+					+	
<i>P. subperlobata</i>																									+	+	+	+	+				
<i>P. subrecta</i>					+						+						+											+					
<i>P. tenuipunctata</i>																																+	
<i>P. termini</i>																		+										+	+				
<i>P. transitans</i>																												+	+				
<i>P. triangularis</i>																	+	+	+	+							+						
<i>P. unicornis</i>											+														+								
<i>Polygnathus asymm. asymmetricus</i>	+		+							+		+	+	+			+																
<i>P. asymmetricus ovalis</i>				+	+	+	+	+	+	+			+											+		+		+					
<i>P. cristatus</i>		+		+								+																					
<i>P. dengleri</i>													+																			+	
<i>P. linguiformis linguiformis</i>				+			+					+	+							+	+						+	+					
<i>P. varcus</i>						+	+								+												+	+					
<i>Scaphignathus velifer</i>																+	+								+	+	+	+					
<i>Schmidtognathus hermanni</i>							+	+																									
<i>S. pietzneri</i>							+																										
<i>S. wittekindti</i>								+																									

Massenkalk und Flinz-Schichten

Schlagwasserbreccie

Alter des Massenkalks reicht hier ebenfalls bis zur Unteren *gigas*-Zone. Es handelt sich hier um die normale stratigraphische Abfolge Massenkalk – Flinz-Schichten. Ohne eine deutlich hervorstechende Grenze und ohne Hinweise für eine Diskordanz oder eine submarine Erosion folgt darüber die Schlagwasserbreccie. Sie ist ein Kalkgestein, sowohl was das Bindemittel als auch was die mehr oder weniger brekziösen Komponenten betrifft. In diesem Aufschluß wird sie als polymikt-konglomeratische Ablagerung angesprochen. Die Matrix ist gelblich, hellgrau, grau

bis dunkelgrau und weist, bedingt durch tonig-schluffige Beimengungen, einen geringeren Carbonatgehalt auf. Das wird besonders deutlich bei der Verwitterung oder durch Ätzung von Anschliffen, wo das Bindemittel dann fischnetzartig hervorsteht. Sind die Breccienanteile toniger und das Bindemittel stärker karbonatisch, tritt – einer Reliefumkehr vergleichbar – der gegenteilige Effekt auf, und zwar meist dann, wenn die Matrix feindetrithisch ist (Taf. 1: Fig. 1, 2).

An der Typuslokalität bestehen die brekziösen Anteile aus Massenkalk, Kalksteinen der Flinz-Schichten und Cephalopodenkalksteinen, ganz vereinzelt aus Geröllen von brekziösem Material, das aus verschiedenen Komponenten besteht und Mehrfachumlagerungen belegt. In den tieferen Lagen der Breccie überwiegen Massenkalk und Flinzkalksteine. Die Conodontenverteilung, bezogen auf die einzelnen Subzonen, verdeutlicht diese Beobachtung ebenfalls (vgl. Tab. 1). Die Umrisse der Komponenten sind sehr unterschiedlich ausgebildet. Die Massenkalk- und Flinzkalksteinanteile sind oft kantig oder schwach angerundet, letztere gelegentlich ellipsoid geformt, hervorgerufen durch die vorgegebene dünnbankige Absonderung. Die Cephalopodenkalksteine sind besser gerundet und im Umriß nicht so mannigfaltig. Teilweise wurden sie als Weichkalkgerölle sedimentiert (Taf. 1: Fig. 2). Die Durchmesser der Breccienanteile nehmen generell vom Liegenden zum Hangenden hin ab. Ursache dafür sind der unterschiedlich lange Transportweg und die andersartige Zusammensetzung. Die Durchmesser der Gerölle betragen in diesem Aufschluß bis zu 20 cm, wobei ein Geröllmaximum mit Durchmessern zwischen 3 und 5 cm vorhanden ist (Taf. 1: Fig. 2). Eine bankige oder lagige Ausbildung ist gelegentlich vorhanden, wird jedoch meist erst im Anschliff deutlich. Auch Imbrikation der ellipsoiden Anteile ist hin und wieder zu beobachten.

Altersmäßig umfassen die Geröllanteile den Zeitraum von der Oberen *hermanni-cristatus*- bis zur *velifer*-Zone.

An der Ostsüdostseite des Steinbruchs fehlen die Flinz-Schichten. Der Massenkalk grenzt hier an einem tektonischen Kontakt gegen die hangende Schlagwasserbreccie. Störungen kleineren Ausmaßes durchziehen den Massenkalk und sind zum Teil mit Kalkspat ausgeheilt. Cephalopodenkalksteinkomponenten überwiegen gegenüber den Massenkalk- und Flinzkalkanteilen, so daß vermutlich der tiefere Teil der Schlagwasserbreccie tektonisch unterdrückt wurde.

3.2. Vorkommen am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes

Am Südrand des Warsteiner Sattels, 600 m südöstlich des Großtagebaus Hohe Liet, wird der Massenkalk zwischen Range- und Lörmecketal durch einen maximal 900 m breiten und 1 100 m langen Nord-Süd verlaufenden Sporn jüngerer Gesteine unterteilt. Der Sporn taucht nach Osten unter die grobschuttführenden Fließerden des Alten Feldes unter und läßt sich östlich der Lörmecke in dem Massenkalk-Anteil zwischen dem Hohen und dem Hohlen Stein nicht mehr verfolgen.

Bei diesen jüngeren Gesteinen handelt es sich vom Hangenden zum Liegenden um Kieselschiefer, Lyditbreccie, Flinz- und Tentaculitenschiefer. Merkwürdig sind die zahlreichen Breccienzüge. In dem eingeebneten Areal beiderseits des Suttroper Weges treten sie in Form mehrerer prägnanter, bis zu 100 m breiter und im Streichen angeordneter, gewölbter Härtlingsrücken in Erscheinung (Abb. 4). Sie bestehen aus einer oligomikten Breccie (Taf. 1: Fig. 2, 4). Nach Untersuchungen von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) bestehen die Bestandteile aus Lyditfragmenten von maximal 6 cm Größe, kieseligen Tonsteinen und Gangquarzbruch-

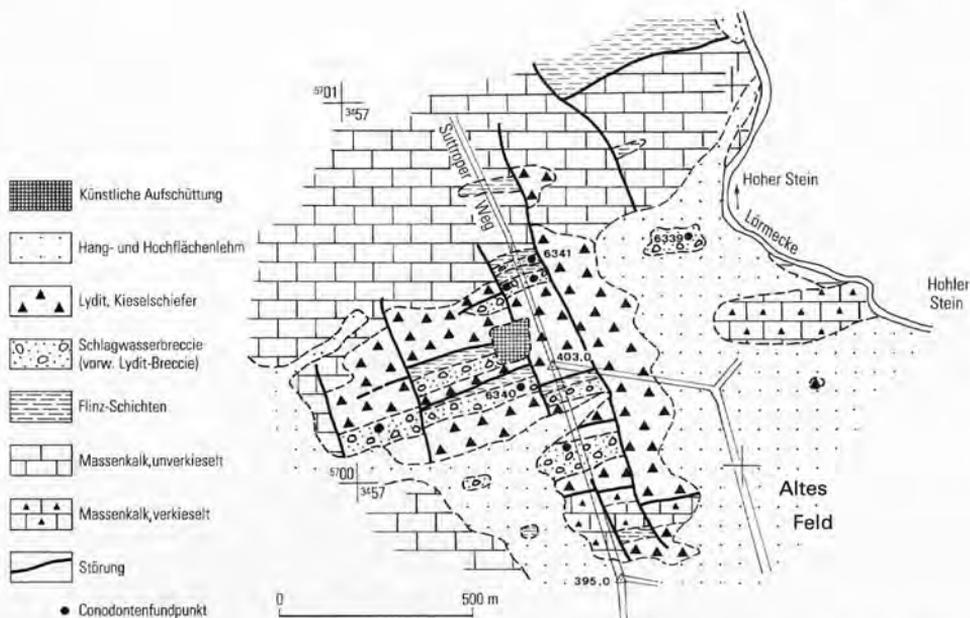


Abb. 4 Die Geologie im Bereich des Alten Feldes

Fig. 4 Geology in the "Altes Feld"-area

stücken. Die Lydite führen zum Teil rekristallisierte Radiolarien. Die dunkelgrauen bis schwarzen, aber auch hellen gebleichten Komponenten sind eckig bis schwach angerundet. Der Gesamtquarzgehalt der Breccie schwankt zwischen 70 und 80 %. Das Bindemittel besteht neben dem vorwiegenden kryptokristallinen Quarz vor allem aus Hämatit, Goethit und Illit, wobei Goethit auch entlang illitreicher Lagen gelegentlich in die Lyditfragmente eindringt. Auffallend sind der hohe Illitgehalt bis zu 20 Gew.-% sowie das völlige Fehlen des Chlorits und/oder Kaolinits.

MUCHOW (1965) hat dieses Gestein als Störungsbreccie gedeutet. Hinsichtlich der Frage, ob es sich bei dem Gestein um eine sedimentäre, sich in den normalen stratigraphischen Verband einfügende Breccie oder um eine tektonische Breccie handelt, ist von Bedeutung, daß die räumliche Anordnung der Komponenten zueinander auf einen sedimentären Transport schließen läßt. Die auffällige mangelhafte Rundung läßt sich zwanglos durch einen nur geringen Transportweg und die hohe Gesteinshärte der Komponenten erklären. Mittels Conodonten (Tab.2) ließ sich nachweisen, daß die Breccien von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II reichen.

In den Proben 6339 (R 57 870, H 00 590) und 6343 (R 57 420, H 00 430) fanden sich ferner unbestimmbare Steinkerne von Ostracoden. Die stratigraphische Position zwischen Flinz- /Tentaculitenschiefer und Kieselschiefer sowie die Reichweite der Conodontenfauna rechtfertigen es, die Lyditbreccie mit der Schlagwasserbreccie zu parallelisieren. Die Breccie vertritt den größten Teil des Oberdevons und reicht bis in das Unterkarbon II. Die in dem kleinräumigen Areal hinsichtlich Art und Form der Komponenten etwas unterschiedliche Ausbildung der Breccie legt den Gedanken nahe, daß die Bestandteile mehrmals aufbereitet und mit dem Bindemittel erneut resedimentiert wurden. Die in Nord-Süd-Richtung bis zu sechsmalige Wiederholung der Gesteinsfolge wird durch Schuppentektonik her-

Tabelle 2

Conodontenverbreitung in der oligomikten Breccie am Suttroper Weg
(Proben-Nr. s. Abb. 4)

	Proben-Nr.		
	6339 R 57 870 H 00 590	6340 R 57 430 H 00 220	6341 R 57 480 H 00 560
<i>Ancyrodella rotundiloba rotundiloba</i>			+
<i>Bispathodus stabilis</i>	+		
<i>Protognathodus kockeli</i>		+	
<i>Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i>		+	
<i>Scaliognathus anchoralis</i>		+	
<i>Hindeodella</i> sp.			+
<i>Ozarkodina</i> sp.			+

vorgerufen (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Taf. 1, Schnitt G – H). Der gesamte Gesteinssporn ist durch Nord – Süd verlaufende Störungen unterteilt, welche ein staffelförmiges Schollenmosaik mit für jede Scholle unterschiedlichen stratigraphischen Niveauhöhen hervorrufen.

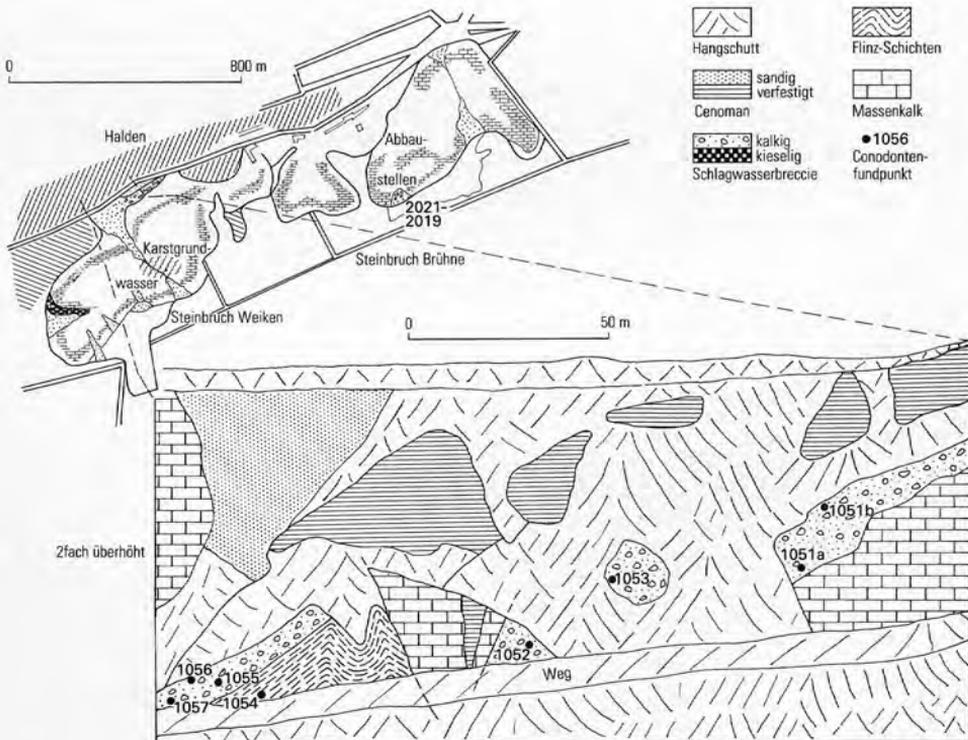


Abb. 5 Die Schlagwasserbreccie in den Steinbrüchen Weiken und Brühne

Fig. 5 Schlagwasser breccia in the Weiken and Brühne quarries

3.3. Nordwestwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt

Die normale aufgeschlossene Abfolge des Steinbruchs Weiken zeigt vorwiegend massigen und nur selten bankig abgelagerten Massenkalk, der an der Nordwestwand (R 58 900, H 01 760) konkordant von Flinz-Schichten überlagert wird. Besonderes Interesse fand dieser Teil des Steinbruchs durch die brekziösen und konglomeratischen Gesteine der Schlagwasserbreccie, die ungestört teils über Massenkalk, teils über Flinz-Schichten liegen (Abb. 5). Sie liegen dort an der Ostseite einer Großspalte und werden von verfestigten und sandigen cenomanen Schichten bedeckt. Die Spalte gehört ihren Ausmaßen entsprechend zu den Großspalten (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989) der Paläohohlräume der Warsteiner Carbonatplattform (CLAUSEN et al. 1978). Der Massenkalk fällt an dieser Spalte mit 5–7° nach Nordnordosten ein, der Winkel der Karstspaltenoberfläche, die nach Westen geneigt ist, beträgt ca. 25–30°.

Tabelle 3
Conodontenverbreitung von den Fundstellen in den
Steinbrüchen Weiken (Nordwestwand) und Brühne (Südwand)

	Proben-Nr.																						
	1051a	6713A	1051b	6713B	1052	6206	1053	6416	1054	6415	1055	6208	1056	6205	1057	6414	2021	6319a	2020	6319b	2019	6319c	
<i>Ancyrodella gigas</i>	+	+																+	+	+			
<i>A. ioides</i>																		+	+				
<i>A. lobata</i>	+	+																			+		
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>																					+		
<i>Ancyrogathus asymmetricus</i>	+	+																					
<i>A. triangularis</i>	+	+				+									+			+					
<i>Icriodus brevis</i>	+																	+					
<i>I. difficilis</i>	+	+																			+		
<i>Palmatolepis gigas</i>	+	+																					
<i>P. subrecta</i>	+																						
<i>P. unicornis</i>		+											+					+	+	+			
<i>Polygnathus asymmetricus asymmetricus</i>												+						+					
<i>P. asymmetricus ovalis</i>	+	+										+						+					
<i>P. cristatus</i>	+	+											+										
<i>P. decorosus</i> s.l.																							
<i>P. latifossatus</i>						+																	
<i>P. linguiformis klapperi</i>	+	+				+	+								+								
<i>P. linguiformis linguiformis</i>						+									+								
<i>P. linguiformis</i> ssp.	+																						
<i>P. ordinatus</i>	+	+						+															
<i>P. ovatinodosus</i>											+												
<i>P. varcus</i>			+	+	+						+							+					
<i>P. xylus xylus</i>	+					+	+				+												
<i>Schmidtognathus pietzneri</i>	+														+								
<i>S. wittekindti</i>																							+

Die Schlagwasserbreccie ist aus unterschiedlich kantengerundeten, klotzigen, seltener länglichen, meist überfaustgroßen Kalksteinbrocken zusammengesetzt. Teilweise sind noch Bankteile von Kalksteinen der Flinz-Schichten auszumachen

(Taf. 1: Fig. 5). Das Bindemittel ist karbonatisch und gelegentlich feindetrithisch und weist die gleichen schwarzen, blauschwarzen bis dunkelgrauen Farbmerkmale wie die Breccienkomponenten auf. Die Ton- und Schluffanteile in der Matrix sind gering, so daß die bei Abbauarbeiten von der Kreide-Bedeckung entblößten Schichten der Schlagwasserbreccie nur geringe Verwitterungsunterschiede zwischen Bindemittel und Geröllen aufweisen. Eine Schichtung ist gelegentlich zu erkennen und liefert den Hinweis dafür, daß die Schlagwasserbreccie in diesem Vorkommen nicht durch einen einmaligen Vorgang entstanden ist, sondern, sediflukktiv ausgelöst, mehrphasig abgelagert wurde. Altersmäßig umfaßt die Schlagwasserbreccie dieses Vorkommens den Zeitraum vom oberen Teil der Unteren *varcus*- bis zur *gigas*-Zone (Tab. 3).

3.4. Westwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt

Das Vorkommen von Schlagwasserbreccie an der Westwand des Steinbruchs Weiken (R 58 800, H 01 610) ist auf die Nordseite einer Großspalte beschränkt. Die Spalte ist asymmetrisch angelegt und besitzt im derzeitigen Zustand eine steile bis senkrechte Südwand und eine zuerst sehr flache, danach sich stärker neigende und schließlich ebenfalls in die Senkrechte übergehende Nordwand. Das sich mit fortschreitendem Abbau ständig ändernde Bild dieses Paläohohlraums wird deutlich durch einen Vergleich der Abbildung 4 in CLAUSEN et al. (1978: 583) mit der Abbildung 5 in dieser Arbeit. Die Schlagwasserbreccie lagert ungestört auf Massenkalk, dessen Oberfläche im Meterbereich unregelmäßig submarin angelöst wurde. Die Gesteinskomponenten bestehen ausschließlich aus hellen und dunklen bis schwarzen Kiesel-schiefern sowie Lyditen, welche die für die unterkarbonischen hellen Kiesel-schiefer typische Feinbänderung erkennen lassen (Taf. 1: Fig. 6). Die Breccienbestandteile sind meist scharfkantig und nur selten angerundet. Der Umriß variiert sehr stark. Treten an den Kiesel-schieferbrocken parallel gegenüberliegende Kanten auf, handelt es sich vorwiegend um ss-Flächen oder ac-Klüfte. Der Durchmesser der Breccienkomponenten beträgt meist 3 – 5 cm. Längliche Anteile können eine lange Achse bis zu 10 cm erreichen. Die Matrix ist ebenfalls kieselig und meist hellgrau, grau bis gelblichgrau, selten bräunlich gefärbt. In ihr „schwimmen“ gelegentlich kleine Kiesel-schieferbröckchen, deren Durchmesser im Millimeterbereich oder darunter liegen. Die vom Massenkalk gebildeten Spaltenwände und die benachbarten Kreide-Sedimente sind nicht verkieselt, so daß eine sekundäre Inkieselung ausgeschlossen werden kann. Sowohl im Bindemittel als auch in den Kiesel-schieferbestandteilen wurden Bruchstücke von Conodonten gefunden. Sie ließen sich den Gattungen *Hindeodella* und *Gnathodus* zuweisen. Ein Bruchstück wurde als *Gnathodus cf. punctatus* bestimmt. Die Breccie dürfte demnach im Unterkarbon II entstanden sein. Das Fehlen von älteren Gesteinskomponenten dürfte darauf zurückzuführen sein, daß die Spalte mit hoher Wahrscheinlichkeit erst im Unterkarbon gebildet wurde (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Da selbst die Andeutung einer Schichtung in der kieseligen Schlagwasserbreccie fehlt, kann gefolgert werden, daß der Sedimentationsvorgang nicht mehrphasig erfolgt ist.

3.5. Südwand des Steinbruchs Brühne südlich Kallenhardt

In einer wannenartigen Karsthohlform wurden in der Südwand des Steinbruchs (R 59 380, H 01 800) über dem Massenkalk ca. 3 m mächtige Sedimente abgelagert, die als Schlagwasserbreccie angesprochen werden. Sie sind bedeckt von unverfestigten grünen Sanden der Oberkreide.

Mit scharfer Grenze folgt über einer narbigen Massenkalk-Oberfläche ein Carbonatgestein, bestehend aus Massenkalk- und Flinkkalkkomponenten, in einer blauschwarzen bis dunkelgrauen, stellenweise feindetritischen Matrix. Von ihrem Habitus und vom Carbonatgehalt her unterscheidet es sich nur wenig von den Kalksteinen der Flink-Schichten. Die Geröllanteile der Schlagwasserbreccie variieren im Umriß deutlich; die Kanten sind nur schwach gerundet. Längliche Komponenten, welche teilweise ellipsoide Formen haben, stammen aus den Flink-Schichten und lassen die ursprünglich geringmächtige Dicke der Kalksteinbänke erkennen. Der Transportweg dürfte nur kurz gewesen sein; der Herkunftsort könnte im Bereich des heutigen Steinbruchs gelegen haben.

Dieses Vorkommen ist nach den Gesteinskomponenten, der stratigraphischen Reichweite und der Entstehung identisch mit der an der Nordwestwand des Steinbruchs Weiken aufgeschlossenen Schlagwasserbreccie. Vergleicht man die Anzahl der Conodonten beider genannter Vorkommen miteinander, so liegt diese im Steinbruch Brühne erheblich höher. Das läßt sich darauf zurückführen, daß dort mehr Flinkkalkkomponenten vorkommen (Tab. 3).

3.6. Steinbruch Weiken „Auf dem Stein“

1984 wurde im Abbaubereich „Auf dem Stein“ (R 57 440, H 01 970) ein Gestein freigeschossen, das in einer wannenartigen Hohlform lagert. Das Anstehende ist nicht zugänglich, so daß sich die Beobachtungen auf die abgesprengten, oft bis zu mehreren Kubikmeter großen Blöcke beschränken müssen.

Die wannenartige Vertiefung, welche in einem dunkelgrauen bis blaugrauen, massigen Kalkstein entstanden ist, hat an der in Ost – West-Richtung angeschnittenen Oberkante eine Ausstrichbreite von ca. 35 – 40 m und eine Tiefe von ca. 5 – 7 m. Das Einfallen der Wannenflanken beträgt 10 – 15°. Die Füllung der Hohlform ist ein konglomeratisches bis brekziöses Gestein, welches als Schlagwasserbreccie angesprochen wird.

S

R 60 200
H 01 500

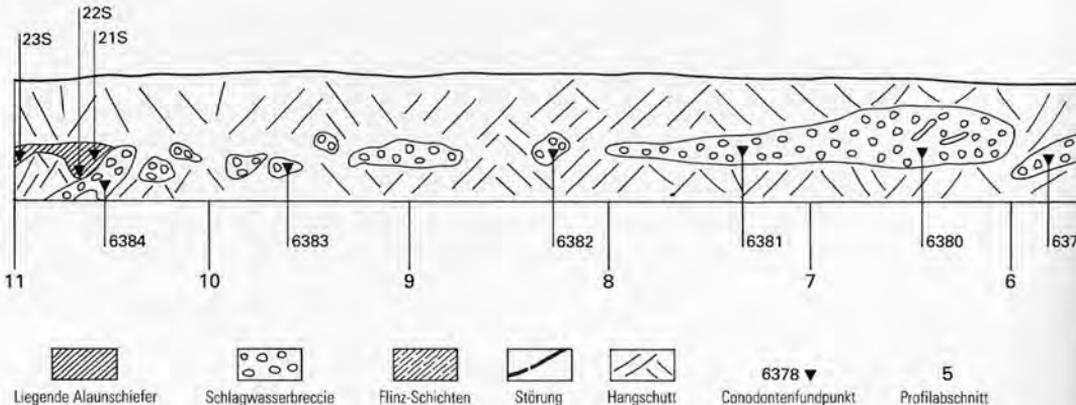


Abb. 6 Profil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (westliche Straßenseite)

Die Matrix ist ein sparitischer bis mikrosparitischer dunkelgrauer bis blaugrauer Kalkstein, der sich vom Massenkalk nicht unterscheidet. Durch die Anwitterung wird deutlich, daß das Bindemittel die Geröllkomponenten der Schlagwasserbreccie gleichsam „umfließt“. Die Bestandteile der Schlagwasserbreccie sind ausschließlich Massenkalk-Gerölle. Sie sind vorwiegend gut kantengerundet und nur selten eckig bis angerundet. Die Umrißform ist im Vergleich zu anderen Vorkommen nicht so vielfältig. Einige Gerölle kragen seitlich fingerartig vor. Gelegentlich sind die Komponenten ineinandergedrückt, zum Teil auch als Weichkalkgerölle sedimentiert worden. Der maximale Durchmesser beträgt ca. 25 cm. Kleinere längliche Geröllanteile sind vorwiegend eckig oder nur wenig kantengerundet. Die Längung der Komponenten ist vermutlich auf die tektonische Beanspruchung zurückzuführen. Eine Gradierung ist nicht zu beobachten, dagegen aber eine lagige Häufung von länglichen, teilweise eingeregelteten Geröllen. Trotz der Rundung der größeren Gerölle ist ein längerer Transportweg auszuschließen. Ursache für die Rundung dürfte wohl ein Transport im fröhdiagenetischen Zustand und, dadurch bedingt, ein schnellerer Abrieb sein. Die Breccie entstand in der oberen Givet-Stufe noch vor Ablagerung der Flinz-Schichten. Auffallend ist das Fehlen jeglicher Conodonten.

3.7. Profil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt

Am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt ist an der Westseite der zur alten Landstraße Rütten – Nuttlar gehörenden Böschung das umfangreichste und mächtigste Profil aufgeschlossen (R 60 200, H 01 590 bis R 60 200, H 01 500; Abb. 6).

Es beginnt am Haus Schützenstraße 30 und endet an einem Gittermast gegenüber Hof „Dohle“. Eine detaillierte geologische Beschreibung wurde bislang nicht veröffentlicht. Sie wird daher hier zusammengefaßt wiedergegeben, wobei die geologische Aufnahme aus dem Jahre 1979 stammt.

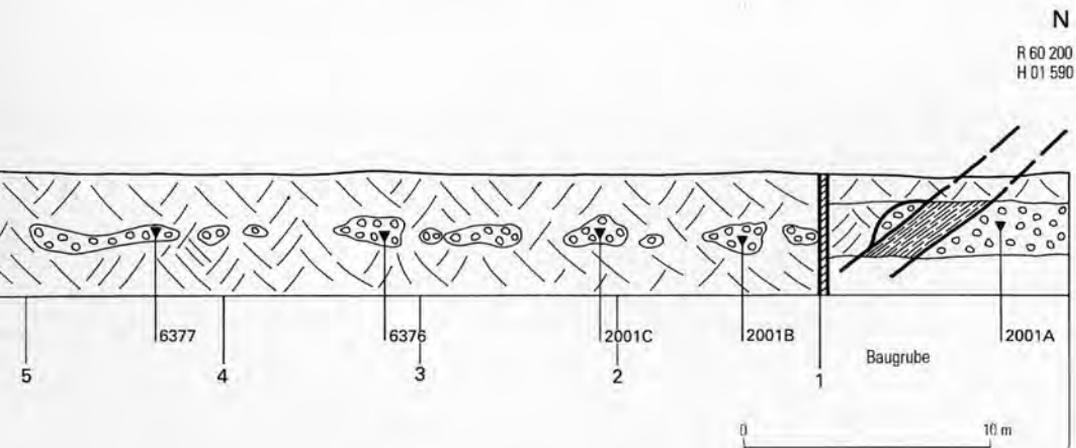


Fig. 6 Road cut at the southern end of Kallenhardt (western side)

STASCHEN (1968: 89) und UFFENORDE (1976: 84, 94, Abb. 4, Nr. 2) erwähnen kurz diesen Aufschluß. KREBS & WACHENDORF (1979: 35, 41) bezeichnen ihn als die einzige Lokalität südlich von Kallenhardt, die nach ihrer Ansicht eine echte sedimentäre Breccie enthält.

Zur Vereinfachung der Beschreibung wurde das Profil in Dekameterbereiche aufgeteilt (Abb. 6).

Abschnitt 1 (Baugrube Schützenstraße 30, Westseite, 9 m westlich des Bürgersteigs)

- An der Basis 7 m polymikte Breccie: Matrix karbonatisch, gelegentlich mergelig, hellgrau, grau, dunkelgrau, im verwitterten Zustand ockerfarben bis dunkelbraun. Die nur wenig kantengerundeten Geröllkomponenten sind hellgrau bis dunkelgrau, wenig kantengerundet und teilweise noch eckig. Im Umriss variieren sie stark. Sie sind erbsen- bis kopfgroß, ohne Maximum eines bestimmten Gerölldurchmessers. Die kleineren Gerölle sind besser gerundet, meist hellgrau gefärbt. Sie entsprechen somit Cephalopodenkalksteinen in ihrer äußeren Ausbildung. Die größeren dunklen Komponenten sind mit den Flinzkalksteinen und dem Massenkalk zu vergleichen (Conodontenprobe 2001A; 17,5 kg).
- 2,10 m Ton- und Schluffsteine von grauer und dunkelgrauer Farbe. In unregelmäßigen vertikalen Abständen tritt bräunliche Bänderung auf. Die Gesteine sind intensiv geschiefert und verwittert, besonders auf den Trennflächen (ss 160/30, sf 170/50).
- 1,9 m mächtige polymikte Breccie: Matrix hellgrau bis dunkelgrau. (Der Carbonatgehalt ist hoch und dürfte nach der Verwitterungsintensität dem Carbonatgehalt der Gerölle entsprechen.) Die Geröllkomponenten sind von den basalen Schichten nicht zu unterscheiden.

Abschnitt 2 (lückenhaft aufgeschlossen)

Dieser Abschnitt schließt sich wie alle übrigen unmittelbar an die in Abschnitt 1 beschriebene Baugrube nach Süden hin an.

- 2 m polymikte Breccie: Matrix tonig bis schluffig, stellenweise kalkig oder feindetrüsch, braun anwitternd, vorwiegend grau bis dunkelgrau, selten hell- oder blaugrau. Die Gerölle sind hell- bis dunkelgrau und blaugrau, wobei die helleren Komponenten überwiegen. Sie sind unterschiedlich kantengerundet, die kleineren überwiegend angerundet, während die größeren teilweise noch eckig sind. Zum Teil wurden die Komponenten als Weichkalkgerölle sedimentiert. Der maximale Gerölldurchmesser beträgt ca. 5 cm. Eine Gradierung oder Bankung ist nicht vorhanden.
- 1 m nicht aufgeschlossen.
- 3 m polymikte Breccie: teilweise konglomeratisch. Die Matrix ist grau bis dunkelgrau und vorwiegend kalkig. Die Verwitterungsintensität von Bindemittel und Geröllen ist die gleiche. Die Kalkkomponenten sind hell- bis dunkelgrau und blaugrau, unterschiedlich kantengerundet, teilweise noch eckig bis angerundet, zum Teil ellipsoidisch bis gut gerundet. Das gilt vor allem für die Anteile, die hellgrau bis grau sind und einen Durchmesser von 3 cm nicht übersteigen. Gelegentlich kommen Weichkalkgerölle vor. Bei den dunklen Kalkkomponenten sind hin und wieder Bankteile zu erkennen. Die Hauptmenge der brekziösen Kalkkörper besitzt einen Durchmesser von 5–7 cm, selten 10–15 cm (Conodontenprobe 2001 B; 18 kg). Am Top der Kalkbreccie verläuft eine Mikrospalte, deren größte Weite 1 cm beträgt. Sie durchsetzt nur die Matrix und enthält feindetrüsches Material. Farbunterschiede zum Nachbargestein bestehen nicht.
- 2 m nicht aufgeschlossen.
- 1 m Kalkkonglomerat: teilweise brekziös. Die Matrix ist grau bis dunkelgrau, tonig bis schluffig, schwach karbonatisch, teilweise gebändert, braun verwitternd (ss 160/30; sf 170/60). Die Gerölle sind hell- bis dunkelgrau und bei einem Durchmesser von 2–3 cm erbsenförmig gerundet. Gelegentlich kommen Weichkalkgerölle vor. Kalkkomponenten über 5 cm Durchmesser sind selten und oft nur kantengerundet. Eine Gradierung ist angedeutet.
- 1 m nicht aufgeschlossen.

Abschnitt 3 (lückenhaft und mäßig aufgeschlossen)

- 3 m polymikte Breccie: Die Matrix ist tonig-schluffig, schwach karbonatisch, gelegentlich mergelig bis kalkig. Die Kalkgerölle sind hellgrau bis grau, nur selten dunkelgrau. Der Umriß der Komponenten variiert sehr stark, dabei sind die hellgrauen und grauen Anteile besser kantengerundet als die dunkelgrauen, welche teilweise noch eckig sind. Der Gerölldurchmesser beträgt bis zu 5 cm. Ein Maximum ist nicht vorhanden. Ebenso fehlen Gradierung und Bankung.
- 2 m nicht aufgeschlossen.
- 4 m polymikte Breccie: teilweise konglomeratisch. Die Matrix ist tonig bis feinschluffig, karbonatisch und braun anwitternd, stellenweise mergelig bis kalkig, grau bis dunkelgrau. Die Gerölle sind vorwiegend hell- bis dunkelgrau. Die dunkelgrauen Bestandteile sind eckig bis wenig kantengerundet mit Durchmessern bis zu 10 cm. Ein Maximum liegt bei 3–5 cm. Die konglomeratischen Anteile sind erbsen- bis nußgroß. Eine Gradierung und Bankung sind nicht ausgebildet. Am Top dieser Folge wurde ein Geröll beobachtet, das aus zahlreichen kleinen Einzelgeröllen besteht, welche in einer kalkigen Grundmasse eingebettet sind. Sie belegen eine Mehrfachumlagerung (Conodontenprobe 2001C; 21 kg).
- 1 m polymikte Breccie: Die Matrix ist mergelig bis kalkig, stellenweise auch stärker kalkig als die Kalkgerölle, wie ein Herauswittern der Komponenten belegt. Sie ist hellgrau bis grau, gelegentlich feindetrüsch. Die Gerölle weisen hell- bis dunkelgraue Farbtönungen auf, wobei die hellen Anteile überwiegen. Sie sind vorwiegend gut kantengerundet und haben einen Durchmesser von bis zu 7 cm, wobei Anteile von 3–5 cm Durchmesser überwiegen. Wenige Komponenten sind erbsengroß und gut gerundet. Eine Gradierung oder Bankung ist nicht vorhanden.

Abschnitt 4 (lückenhaft und mäßig aufgeschlossen)

- 1 m nicht aufgeschlossen.
- 3 m polymikte Breccie: teilweise konglomeratisch. Die Matrix ist im unteren Teil tonig-schluffig, grau bis dunkelgrau, braun verwitternd, zum Hangenden hin zuerst mergelig, dann kalkig. Im karbonatischen Bereich ist sie hellgrau bis grau gefärbt und teilweise feinschichtig (ss 160/25). Die Geröllkomponenten der Breccie sind hell- bis dunkelgrau, selten blaugrau. Letztere sind wenig kantengerundet bis eckig und faust- bis kopfgroß, teilweise ist noch die ehemalige Bankstruktur zu erkennen. Die konglomeratischen Anteile sind meist erbsengroß, selten bis zu 3 cm im Durchmesser. Ihre Farbe ist ausschließlich hellgrau bis grau. Vereinzelt kommen Weichkalkgerölle vor (Conodontenprobe 6376; 25 kg).

Die aus diesem Abschnitt stammende Conodontenprobe ist nach der vorkommenden Artenanzahl die reichhaltigste im gesamten Profil (vgl. Tab. 4). Im oberen Abschnitt des Aufschlusses treten Spalten mit einem Durchmesser von bis zu 3 cm auf (Taf. 1: Fig. 9). Sie sind mit einer hellgrauen bis grauen Kalksteinmatrix verfüllt, die teilweise detritisch ist und hellgraue bis graue, maximal 2 cm große, eckige und gerundete Kalksteingerölle enthält.

- 4 m nicht aufgeschlossen.
- 1 m polymikte Breccie: teilweise konglomeratisch (Ausbildung ähnlich wie bei der oben beschriebenen, 3 m mächtigen polymikten Breccie, jedoch ohne Spaltenbildung).

Abschnitt 5 (lückenhaft und mäßig aufgeschlossen)

- 1 m nicht aufgeschlossen.
- 1 m polymikte Breccie: hellgraue, kantengerundete und dunkelgraue, eckige bis kantengerundete Kalkgerölle von durchschnittlich 1–2 cm, maximal 5 cm Durchmesser in dunkel- bis blaugrauer, tonig-schluffiger, bisweilen mergeliger Matrix.
- 1 m nicht aufgeschlossen.
- 7 m polymikte Breccie: hellgraue, gut gerundete, gelegentlich ellipsenförmige, bis 15 cm große Kalkgerölle, teilweise Weichkalkgerölle bis 3 cm Durchmesser, sowie dunkelgraue, eckige bis wenig kantengerundete Kalkgerölle in tonig-schluffiger Matrix, Spalte im Probenbereich (Conodontenprobe 6377; 16 kg).

Tabelle 4
Conodontenverbreitung im Straßenprofil am
südlichen Ortsausgang von Kallenhardt

	Proben-Nr.											
	2001 A	2001 B	2001 C	6376	6377	6378	6379	6380	6381	6382	6383	6384
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>				9				3				
<i>A. curvata</i>				1								
<i>A. gigas</i>	4	1		7	1			2	3			
<i>A. ioides</i>				1								
<i>A. lobata</i>								2				
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>				3					1			
<i>Ancyrognathus sinelamina</i>										2	1	
<i>A. triangularis</i>				1							2	
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>				198				1				1
<i>B. costatus</i>				80								3
<i>B. jugosus</i>				45								
<i>B. spinulicostatus</i>				35								
<i>B. stabilis</i>			3	9		5		4	2	1	1	7
<i>B. ultimus</i>												3
<i>B. ziegléri</i>												1
<i>Icriodus cornutus</i>			1	1						2		2
<i>I. nodosus</i>	1	4	4	1	4					3	3	3
<i>Nothognathella sublaevis</i>								1	7			
<i>Palmatolepis crepida</i>									2	3	2	1
<i>P. delicatula delicatula</i>	8	6							3	12		
<i>P. delicatula clarki</i>	1	4							2	1		
<i>P. disparilis</i>				17				3				
<i>P. gigas</i>								1	2		2	3
<i>P. glabra glabra</i>	5	9	17	2		7		2	14	2		
<i>P. glabra distorta</i>	3	12	51		1	10			1		5	5
<i>P. glabra lepta</i>	9	8				6			2			3
<i>P. glabra pectinata</i>		2	10			7			6	3		1
<i>P. gracilis gracilis</i>	3	1	8	55	1	3			1		3	3
<i>P. gracilis gonoclymeniae</i>				112								3
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>				23								4
<i>P. marginifera marginifera</i>	2	5				1			3			2
<i>P. minuta minuta</i>		9	16	6	1	4		2	7	9	3	6
<i>P. minuta schleizia</i>		2		4		22				1		
<i>P. perlobata grossi</i>	1					7						1
<i>P. perlobata schindewolfi</i>	17	10	21			52			5	42	3	6
<i>P. proversa</i>	3	1										
<i>P. punctata</i>	5	1										
<i>P. quadrantinodosalobata</i>			4									
<i>P. quadrantinodosa quadrantinodosa</i>				2								
<i>P. quadrantinodosa inflexa</i>				1								1
<i>P. quadrantinodosa inflexoidea</i>	2	4	41		1	5						1
<i>P. rhomboidea</i>				3					2	5		2
<i>P. rugosa ampla</i>						1			1			
<i>P. rugosa postera</i>												2
<i>P. rugosa trachytera</i>	2	3				21						
<i>P. subperlobata</i>				3								
<i>P. subrecta</i>	1	5			4				2			
<i>P. tenuipunctata</i>	4	3	2						11	6		4
<i>P. termini</i>		4				1						
<i>P. triangularis</i>	6	5			6			2	3	5	4	3

Tabelle 4 (Fortsetzung)

	Proben-Nr.											
	2001 A	2001 B	2001 C	6376	6377	6378	6379	6380	6381	6382	6383	6384
<i>Palmatolepis unicornis</i>	1	2							4			
<i>Polygnathus asymmetricus asymmetricus</i>	8	30		65			2	3				
<i>P. asymmetricus ovalis</i>	2	12		56	2		4	7				
<i>P. asymmetricus ssp.</i>	9	14		244								
<i>P. decorosus</i>		1										
<i>P. linguiformis linguiformis</i>				1				4				
<i>P. nodocostatus</i>			6			1						
<i>P. ovinodosus</i>					2		2	2				
<i>P. rugosus</i>		1										
<i>P. styriacus</i>												2
<i>P. varcus</i>				2	2		6	3				3
<i>P. vogesi</i>				5								1
<i>P. xylus xylus</i>					2			1				
<i>Protognathodus collinsoni</i>									1			2
<i>P. sp.</i>												4
<i>Scaphignathus velifer</i>						6				2		2
<i>Schmidtnathus hermanni</i>		1		1								
<i>S. pietzneri</i>				1								
<i>Siphonodella duplicata</i>				1								
<i>S. praesulcata</i>												2
<i>S. sp.</i>												2

Abschnitt 6 (lückenhaft bis mäßig aufgeschlossen)

- 2 m nicht aufgeschlossen.
- 6 m polymikte Breccie: überwiegend dunkelgraue, wenig kantengerundete bis eckige, teilweise kopfgroße Kalkgerölle, Durchmesser durchschnittlich 3–5 cm, in dunkelgrauer, mergelig-kalkiger, zum Teil detritischer Matrix (Conodontenprobe 6378; 11 kg).
- 2 m polymikte Breccie: vorwiegend dunkelgraue, eckige bis wenig kantengerundete Gerölle bis 3 cm Durchmesser, in dunkelgrauer, mergeliger bis kalkiger Matrix (Conodontenprobe 6379; 7 kg).

Abschnitt 7 (mäßig aufgeschlossen)

- 10 m polymikte Breccie: überwiegend dunkelgraue, wenig kantengerundete bis eckige, teilweise kopfgroße Kalkgerölle, vereinzelt Bankteile aus dem Flinzkalk, sowie hellgraue, verschieden ausgebildete, gut gerundete Kalkgerölle, überwiegend bis 3 cm groß, gelegentlich als Weichkalkgerölle abgelagert, in dunkel- bis hellgrauer, mergeliger bis kalkiger Matrix, gelegentlich feindetritisch. Gradierung und Bankung vorhanden. Mikrospalten im unteren Teil, Durchmesser bis zu 3 cm; grauer, feindetritischer Kalkstein als Füllung; Farbe vom Trägergestein nicht unterscheidbar (Conodontenprobe 6380; 8 kg).

Abschnitt 8 (mäßig aufgeschlossen)

- 10 m polymikte Breccie: dunkelgraue, eckige bis wenig kantengerundete und hellgraue, gerundete Kalkgerölle von 3–5 cm Durchmesser in tonig-schluffiger, teilweise mergeliger bis kalkiger Matrix; kalkige Anteile der Matrix in feindetritischer Ausbildung von hellgrauer Farbe (Conodontenprobe 6381; 10 kg).

Abschnitt 9 (lückenhaft bis mäßig aufgeschlossen)

- 2 m nicht aufgeschlossen.
- 1,5 m polymikte Breccie: vorwiegend hellgraue, wenig kantengerundete und eckige Kalkgerölle von 3–5 cm Durchmesser; daneben gutgerundete, erbsenförmige Komponenten, vereinzelt Weichkalkgerölle.
- 3,5 m nicht aufgeschlossen.
- 3 m polymikte Breccie: vorwiegend hellgraue, wenig gerundete Kalkgerölle von 1–3 cm Durchmesser; daneben erbsenförmige, teilweise als Weichkalkgerölle abgelagerte Komponenten von unter 1 cm Durchmesser in kalkig-mergeliger, hellgrauer, seltener dunkelgrauer Matrix (Conodontenprobe 6382; 11 kg).

Abschnitt 10 (mäßig bis lückenhaft aufgeschlossen, teilweise freigelegt)

- 3 m polymikte Breccie: wenig kantengerundete Kalkgerölle von 3–5 cm Durchmesser, selten 10 cm, in tonig-mergeliger-kalkiger hell- bis dunkelgrauer Matrix.
- 7 m polymikte Breccie: hell- und dunkelgraue, 3–5 cm große Kalkgerölle in dunkelgrauer tonig-schluffiger, gelegentlich mergeliger Matrix (Conodontenprobe 6383; 8 kg).

Abschnitt 11 (mäßig bis lückenhaft aufgeschlossen, teilweise freigelegt)

- 5 m polymikte Breccie: eckige bis wenig kantengerundete, 3–5 cm große Kalkgerölle, unregelmäßig verteilt in tonig-schluffiger, stellenweise mergeliger bis kalkiger Matrix.
- 3 m polymikte Breccie: hell- bis dunkelgraue Kalkgerölle von 3–5 cm Durchmesser sowie erbsengroße, gutgerundete Gerölle in dunkelgrauer, tonig-schluffiger, teilweise mergeliger bis kalkiger Matrix (Conodontenprobe 6384; 16 kg; s. Taf. 1: Fig. 10).
- 2 m schwarzer, teilweise verkieselter Tonstein im stratigraphischen Kontakt auf die Schlagwasserbreccie folgend; an der Basis gebleicht. Nach Conodontenfunden: Untere *crenulata*-Zone (Liegende Alaunschiefer).

3.8. Temporäre Aufschlüsse und Lesesteinareale südöstlich Kallenhardt

In einer Baugrube südlich des Friedhofs Kallenhardt (R 59 910, H 01 600: A in Abb. 7) kommen in Hang- und Hochflächenlehm kubikdezimetergroße Brocken von Schlagwasserbreccie vor, die dort als polymikte Kalkbreccie ausgebildet ist. Bröckchen dunkelgrauer, karbonatischer, geschieferter Tonsteine, die mulmig dunkelbraun verwittern, lassen auf geringmächtige Tonsteinzwischenmittel innerhalb der Breccie schließen. Die Matrix dieser Breccie ist dunkel- bis blaugrau, gelegentlich feindetrinitisch. Das Bindemittel tritt bei der Verwitterung fischnetzartig hervor, was darauf schließen läßt, daß es teilweise tonig-schluffig ist. Die Geröllkomponenten sind vorwiegend dunkel- bis blaugrau und lassen sich makroskopisch mit dem Massenkalk und den Kalksteinen der Flinz-Schichten vergleichen. Sie variieren im Umriß sehr stark, sind vorwiegend eckig bis scharfkantig und nur gelegentlich schwach angerundet. Der Gerölldurchmesser schwankt erheblich und kann bis zu 10 cm betragen. Ein Korngrößenmaximum ist nicht festzustellen. Auffallend ist das völlige Fehlen von grauen und hellgrauen Breccienanteilen des Typs Cephalopodenkalksteine. Diese Beobachtung wird durch die Conodontenfaunen bestätigt.

Aus der Probe L 33 wurden folgende Conodonten bestimmt:

- Polygnathus asymmetricus asymmetricus*
- Polygnathus asymmetricus ovalis*
- Polygnathus cristatus*
- Polygnathus linguiformis linguiformis*
- Polygnathus varcus*
- Schmidtnathus hermanni*
- Schmidtnathus* sp.

Datierung: oberer Teil der Unteren *varcus*- bis *asymmetricus*-Zone

Eine Baugrube an der Kampstraße (R 60 340, H 01 680) schnitt einen schwach nach Osten geneigten Hang an. Die Westseite des Aufschlusses zeigte ein Profil, das vorwiegend aus Hang- und Hochflächenlehm mit Brocken von Massenkalk und Schlagwasserbreccie bestand. Die südliche Ecke der Baugrube erschloß unter 60 cm Schuttbedeckung auf einer Länge von 3 m eine Schlagwasserbreccie, welche keinerlei Hinweise auf Schichtung und sonstige Trennflächen lieferte. Die Schlagwasserbreccie ist als polymikte Kalkbreccie mit konglomeratischen Anteilen entwickelt. Die Matrix ist dunkelgrau bis grau und gelegentlich mit hellgrauen Schlieren durchzogen. Sie ist durchweg karbonatisch ausgebildet. Die brekziösen Gerölle variieren im Umriß sehr stark, sind weitgehend eckig und nur gelegentlich abgerundet. Die Farbe ist vorwiegend dunkel- bis blaugrau, so daß diese Geröllanteile vermutlich dem Massenkalk und den Kalksteinen der Flinz-Schichten entstammen. Die Durchmesser der brekziösen Komponenten betragen 3 – 8 cm mit einem Maximum bei 5 cm. Die konglomeratischen Anteile besitzen eine vorwiegend graue bis hellgraue Farbe und dürften ihrem Habitus nach aus den oberdevonischen Cephalopodenkalksteinen stammen. Ihre Durchmesser sind kleiner und betragen im Durchschnitt 1 – 3 cm. Ihre Oberfläche ist oft narbig und zeigt hin und wieder bräunliche Rinden. Einige dieser Gerölle sind als Weichkalkgerölle sedimentiert worden.

Die Probe L 34 erbrachte folgende Conodonten:

- Palmatolepis crepida*
- Palmatolepis glabra glabra*
- Palmatolepis minuta minuta*
- Palmatolepis termini*
- Palmatolepis triangularis*
- Polygnathus asymmetricus asymmetricus*
- Polygnathus asymmetricus ovalis*
- Scaphignathus velifer velifer*

Datierung: *asymmetricus*- bis *velifer*-Zone

Im Ortsteil Kallenhardt-Heide liegen drei auffallende Häufigkeitsmaxima (C1, C2 und D in Abb. 7) von Lesesteinen der Schlagwasserbreccie. Die Lesesteine in den Arealen C1 und C2 entstammen einer polymikt-konglomeratischen Breccie. Sie ist

Abb. 7
Temporäre Aufschlüsse und Lesesteinareale südöstlich Kallenhardt

Fig. 7
Temporary outcrops and areas with bedrock fragments south-east of Kallenhardt



petrographisch und stratigraphisch mit dem Vorkommen der Schlagwasserbreccie an der Typuslokalität zu vergleichen.

Datierung: oberer Teil der Unteren *varcus*- bis *velifer*-Zone. Dabei machen die Conodonten aus dem höheren Oberdevon ca. 80 % der Faunenanteile aus.

Im Lesesteinareal D ist die Schlagwasserbreccie konglomeratisch bis feinkonglomeratisch. Die Matrix ist grau bis hellgrau und von gelegentlichen graugelblichen Schlieren durchzogen. Sie ist generell schwächer karbonatisch als die Gerölle und steht bei der Anwitterung netzartig vor. Die Gerölle sind überwiegend gut gerundete Cephalopodenkalksteine. Gerölldurchmesser von 3 cm werden nur selten überschritten.

Datierung: *P. gigas*- bis Untere *crepida*-Zone und *marginifera*-Zone bis *praesulcata*-Zone

3.9. Profil am Campingplatz Kallenhardt

Östlich der Schlagwasser ist eine Klippe aufgeschlossen (R 61 030, H 02 060), die aus einem dunkel- bis blaugrauen dichten Kalkstein besteht, der keinerlei Bankung oder sonstige Sedimentgefüge aufweist. Seiner Ausbildung und seiner stratigraphischen Position zufolge (Tab. 5) ist er dem oberdevonischen Anteil des Massenkalks zuzuordnen. Er stellt den östlichsten oberflächennahen Ausläufer des nach Osten abtauchenden Massenkalk-Sattels der Warsteiner Carbonatplattform dar und entspricht der oberdevonischen Dorp-Fazies, wie sie entlang der Südrandaufschiebung im Bereich der Ostfazies häufiger anzutreffen ist (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Diese Befunde haben uns veranlaßt, von der bisher gültigen Auffassung abzurücken, daß der Ostrand des Warsteiner Sattels von der im Tal der Schlagwasser verlaufenden Altenbürener Störung, einer tektonischen Leitlinie ersten Ranges, begrenzt wird. Zwar sind auch wir der Ansicht, daß ein westlicher Teilast der Altenbürener Störung, die Kallenhardt-Esshoff-Störung (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 94 u. Taf. 2), bis an den Ostrand des Warsteiner Sattels heranreicht. Auf der Höhe von Kallenhardt ist der Verwurfsbetrag dieser Störung jedoch nur noch sehr gering, denn beiderseits des Schlagwassertals stehen gleichartige und gleichalte Kalksteine in derselben topographischen Höhenlage an.

Über dem Massenkalk folgen ca. 3 m gutgebankte Schichten, deren Bankmächtigkeit im Dezimeterbereich liegt. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von schwach mergeligen Ton- und Schluffsteinen, grauen und hellgrauen Cephalopodenkalksteinen und konglomeratisch-brekziösen Lagen. Wegen der Geringmächtigkeit dieser östlichsten Ausläufer der Schlagwasserbreccie wurden diese bei der Aufnahme des geologischen Kartenblattes 4516 Warstein mit den hangenden Cephalopodenkalksteinen zusammengefaßt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984).

Die Schlagwasserbreccie ist in diesem Vorkommen konglomeratisch mit nur geringen Anteilen brekziösen Materials ausgebildet. Die Matrix ist vorwiegend karbonatisch mit geringfügigen tonig-schluffigen Beimengungen. Sie ist grau bis dunkelgrau, gelegentlich hellgrau, und verwittert mit der gleichen Intensität wie die Geröllkomponenten. Die Gerölle besitzen eine hellgraue bis graue Färbung und erinnern sehr stark an die im Hangenden verbreiteten Cephalopodenkalksteine. Dunkel- bis blaugraue Kalkkomponenten treten zurück. Sie lassen sich farblich eher an die Kalksteine der Flinz-Schichten und den Massenkalk anschließen. Die Gerölle, besonders die hellgrauen und grauen, sind vorwiegend kantengerundet und variieren im Umriß nicht so stark wie diejenigen von der unweit östlich gelegenen Typuslokalität. Gelegentlich kommen Weichkalkgerölle vor. Die seltene-

Tabelle 5
Conodontenverbreitung im Profil am
Campingplatz Kallenhardt

	Proben-Nr.			
	6429	6722	6717	6431
<i>Ancyrodella gigas</i>	1	1		
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>	5			
<i>Icriodus cornutus</i>				2
<i>I. nodosus</i>				1
<i>Nothognathella sublaevis</i>				2
<i>Palmatolepis glabra glabra</i>		2	17	
<i>P. glabra distorta</i>			21	20
<i>P. glabra leptota</i>			14	17
<i>P. glabra pectinata</i>			1	2
<i>P. gracilis gracilis</i>		3		
<i>P. marginifera marginifera</i>		3	11	29
<i>P. minuta minuta</i>		2	9	8
<i>P. minuta schleizia</i>				2
<i>P. perlobata schindewolfi</i>		1	7	10
<i>P. quadrantinodosa quadrantinodosa</i>				1
<i>P. quadrantinodosa inflexa</i>			2	6
<i>P. quadrantinodosa inflexoidea</i>			12	7
<i>P. rhomboidea</i>				1
<i>P. tenuipunctata</i>			3	
<i>P. termini</i>				2
<i>Polygnathus asymmetricus asymmetricus</i>	4			
<i>P. asymmetricus ovalis</i>	4	5	4	
<i>P. decorosus</i>	8	2		
<i>P. dengleri</i>	6			
<i>P. varcus</i>	2	3		
<i>P. xylus xylus</i>		2		
	varcus- bis Untere gigas-Zone	varcus- bis Untere gigas-Z. Obere P.-triangularis- bis Obere marginifera-Zone	P.-asym.-Z., crepida- bis marginifera-Zone	crepida- bis marginifera-Zone
	Massenkalk	Schlagwasserbreccie		
		Basis	1 m über Basis	2 m ü. Basis

ren dunkel- bis blaugrauen Komponenten sind weniger gut gerundet und variieren im Umriß mehr als die Cephalopodenkalksteingerölle. Die Gerölldurchmesser betragen maximal bis zu 4 cm. Ein Maximum ist nicht vorhanden. Die Conodontenverbreitung in dem Kurzprofil zeigt Tabelle 5. Daraus geht hervor, daß in den konglomeratischen Lagen die jüngeren Faunenanteile vom Liegenden zum Hangenden ständig zunehmen. Die Ergebnisse belegen, daß die Ablagerung der Schlagwasserbreccie mehrphasig erfolgte. Nicht nur die Faunenverteilung, sondern auch die Wechsellagerung von Schlagwasserbreccie mit Ton- und Schluffsteinen sowie Cephalopodenkalksteinen weist auf zeitlich auseinanderliegende

Schüttungen hin. Diese Beobachtung deutet auf die Mehrphasigkeit einer Materialanlieferung, wenn die genannten Einlagerungen fehlen und lediglich die Faunenverteilung zur Klärung der Altersstellung herangezogen werden kann.

Die Tabelle 5 zeigt, daß nach der Conodontenverbreitung der Massenkalk von der *varcus*-Zone bis zur Unteren *Palmatolepis-gigas*-Zone reicht. Berücksichtigt man jedoch, daß *Polygnathus varcus* noch in der Untersten *Polygnathus-asymmetricus*-Zone vorkommt, kann für das Alter des Massenkalks die Zeitspanne von der *Polygnathus-asymmetricus*- bis zur Unteren *Palmatolepis-gigas*-Zone als ausreichend gesichert angegeben werden.

Conodontenproben zur Datierung der Schlagwasserbreccie wurden direkt am Top des Massenkalks, 1 m darüber und unmittelbar an der Oberkante des Kurzprofils entnommen. Die unterste Probe enthält eine Fauna von der *varcus*- bis zur Unteren *Palmatolepis-gigas*-Zone und von der Oberen *Palmatolepis-triangularis*- bis zur Oberen *marginifera*-Zone. Die Conodonten der *varcus*-Zone stammen aus dem unteren Teil der mitteldevonischen Flinz-Schichten, deren blaugraue Geröllkomponenten in dieser Lage vorkommen. Sie weisen auf ein Liefergebiet hin, das nördlich von dem nur am Südrand des Warsteiner Sattels vorkommenden oberdevonischen Massenkalk gelegen haben muß. Bemerkenswert ist das Fehlen von Conodonten aus der Oberen *Palmatolepis-gigas*- und der Unteren bis Mittleren *Palmatolepis-triangularis*-Zone. Die Conodonten, welche bis zur Oberen *marginifera*-Zone reichen, entstammen grauen bis hellgrauen Cephalopodenkalksteingeröllern. Die Conodontenprobe, welche 1 m über dem Massenkalk entnommen wurde, umfaßt die *asymmetricus*-Zone sowie die Zeitspanne von der *crepida*- bis zur *marginifera*-Zone. Die dazwischenliegenden Zonen wurden nicht nachgewiesen. Das bedeutet, daß Gerölle aus dem oberen Teil der Flinz-Schichten und der bereits in der Mittleren Adorf-Stufe auf dem Nordteil der Carbonatplattform östlich von Suttrop abgelagerten Cephalopodenkalksteine fehlen. Damit scheidet dieses Gebiet für die Zulieferung aus (s. S. 294). Ca. 2 m über dem Massenkalk (s. Tab. 5) wurde eine Conodontenfauna gewonnen, welche lückenlos die gesamte *crepida*-, *rhomboidea*- und *marginifera*-Zone umfaßt, also eine Zeitspanne, während der auf der Warsteiner Carbonatplattform Cephalopodenkalkfazies herrschte. Dies drückt sich auch im Geröllspektrum aus, das lediglich von Cephalopodenkalksteinen gebildet wird. Es hat also von der Adorf-Stufe bis in den unteren Abschnitt der Hemberg-Stufe hinein in diesem Profil eine Sortierung der Geröllanteile stattgefunden, welche nur durch eine mehrphasige Geröllanlieferung zu erklären ist.

3.10. Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges

In dem Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges (R 61 020, H 02 580) tritt eine Schichtenfolge auf, die stratigraphisch von den Flinz-Schichten bis zu den Kulm-Kieselschiefern reicht. Der Aufschluß wurde erstmals von STASCHEN (1968: 91) beschrieben, später von UFFENORDE (1976: 84) kurz erwähnt. Weiterhin gingen KREBS & WACHENDORF (1979: 41) und CLAUSEN et al. (1982: 280) auf Entstehung und Alter der hier anstehenden Schichten ein. Dieser Steinbruch erlangte dadurch eine besondere Bedeutung, daß im Mittelteil in einer senkrechten Wand über den Flinz-Schichten und im Liegenden der Liegenden Alaunschiefer eine ca. 7 m mächtige Abfolge aufgeschlossen ist, für deren Entstehung und Alter die genannten Autoren sehr unterschiedliche Deutungen gegeben haben (Taf. 1: Fig. 7).

Rhomboidal und ellipsoidisch geformte, tonig-schluffige, gelegentlich inkieselte, schwach mergelige Gesteinskörper, die vermutlich weitgehend entkalkt sind,

lagern in einer tonigen bis schwach mergeligen Matrix, welche stellenweise ebenfalls schwach inkieselt ist. Die im Bindemittel unregelmäßig verteilten Komponenten variieren in ihrer Größe sehr stark, dagegen weniger im Umriß, wobei die lange Achse bis zu 20 cm betragen kann. Außerhalb des Steinbruchs wurde von uns dieses auffallende Gestein nicht wiedergefunden.

STASCHEN (1968: 91) konnte bei der Neuerschließung des heute weitgehend verfallenen Aufschlusses beobachten, daß im Nordteil des Steinbruchs ungestörte Flinz-Schichten anstehen, die flach nach Süden einfallen. Von hier ausgehend, löst sich die Bankung der in die Flinz-Schichten eingelagerten Kalksteinbänke auf, bis schließlich im Südteil des Steinbruchs Brocken und Bruchstücke der Kalksteine vorkommen. Dieser Aufschlußabschnitt ist heute verstürzt. Während der Aufnahme des geologischen Kartenblattes 4516 Warstein wurde im Nordabschnitt des Steinbruchs ein Schurfgraben gezogen, welcher die schon von STASCHEN (1968: 91) beschriebenen ungestörten Flinz-Schichten freilegte. Diese bestehen aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen bis schwarzen geschieferten Tonsteinen und ebenso gefärbten, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebankten Kalksteinen. Acht Kalksteinproben lieferten eine Conodontenfauna, welche die Zeitspanne vom oberen Teil der Unteren *varcus*- bis zur Mittleren *asymmetricus*-Zone umfaßt. 2 m unterhalb der Oberkante der freigelegten Flinz-Schichten enthält eine Probe (1166/C5) eine Mischfauna. Sie besteht neben den für die Flinz-Schichten typischen Formen aus *Palmatolepis glabra glabra*, *Palmatolepis glabra lepta*, *Palmatolepis glabra pectinata* und *Scaphignathus velifer*. Diese Mischfauna entstammt unauffälligen Mikrospalten, die sich in ihrer Farbe nicht vom Nebengestein abheben. Die darüber beprobten Kalksteine enthalten keine Mischfauna, was aber nicht ausschließt, daß dort ebenfalls Mikrospalten vorhanden sind. Somit ist in diesem Steinbruchabschnitt der obere Teil der Unteren *varcus*-Zone bis zur Mittleren *asymmetricus*-Zone in den Flinzkalksteinen belegt. Die nachfolgende Zeitspanne bis zur *velifer*-Zone konnte durch Sedimentfüllungen in Spalten nachgewiesen werden.

Über den Flinz-Schichten folgt mit scharfer Grenze der zuvor genannte, ca. 7 m mächtige Schichtenabschnitt, welcher von STASCHEN (1968: 91) und UFFENORDE (1976: 84) als Schlagwasserbreccie angesprochen wurde. STASCHEN (1968: 91) übertrug die bei den Flinz-Schichten gemachte Beobachtung, daß sich das Bankgefüge der Flinzkalkbänke allmählich auflöst, auch auf die hangenden Schichten. Er schloß daher analog, daß es sich hierbei ebenfalls um sediflukktiv aufgelöste Flinzkalkbänke handelt, ohne näher auf das Alter und die Entstehung der rhomboidal-ellipsoidischen Form der „Gerölle“ einzugehen. UFFENORDE (1976: 84) läßt die Frage, ob eine Resedimentation oder Schichtlücke zwischen der Mittleren Adorf-Stufe und dem mittleren Unterkarbon vorgelegen hat, offen. KREBS & WACHENDORF (1979: 41) lehnten für dieses besondere Gesteinsvorkommen ebenso wie für die Typuslokalität die Bezeichnung „Schlagwasserbreccie“ ab. Nach ihnen handelt es sich um „tektonisch zerlegte Transportkörper“, die heute als Phacoide vorliegen und nur geringfügig aus dem ehemaligen sedimentären Verband gelöst wurden. Zweifellos wurden die Phacoide tektonisch geprägt, wie es die sie umlaufenden sigmoidal-bogenförmig angelegten Schieferungsflächen belegen. Gleichfalls sind in den Phacoiden auch schalig angelegte Trennflächen ausgebildet. Die tektonische Überprägung schließt jedoch nicht aus, daß die heute als Phacoide vorliegenden Gesteinskörper aus einer Rutschmasse stammen, zumal eine Bankung nicht zu erkennen ist. Dies müßte aber der Fall sein, wenn es sich nach Ansicht von KREBS & WACHENDORF (1979) bei diesen Vorkommen um

rhomboidal zerscherte Flinzkalkbänke handeln soll, welche nur geringfügig aus ihrem ursprünglich sedimentären Verband gelöst wurden. Außerdem wurde bisher nicht belegt, daß die weitgehend entkalkten Phacoide tatsächlich stratigraphisch den Flinz-Schichten entstammen.

Conodontenfunde aus dem tonig-schluffigen, teilweise mergeligen Bindemittel belegen ein Alter für diesen Schichtenabschnitt, das nach der Conodontenparastratigraphie den Zeitraum von der *styriacus*- bis zur *Siphonodella-sulcata*-Zone umfaßt. Die überlagernden Liegenden Alaunschiefer konnten in die Untere *crenulata*-Zone eingestuft werden. In der unmittelbaren Nachbarschaft dieses Aufschlusses kommen keine Gesteine vor, die dem höheren Oberdevon angehören. Es muß also nach dem Alter des Bindemittels gefolgert werden, daß die Phacoide keine tektonischen, sondern sedimentäre Transportkörper darstellen. Damit steht fest, daß dieses auffallende Gestein zur Schlagwasserbreccie gehört. Die Breccie ist lokal durch zwei Störungsflächen im Liegenden und Hangenden begrenzt, welche Ursache für die im Steinbruch beobachtbaren starken tektonischen Überprägungen sind. Stratigraphische Lücken entstanden trotz der kräftigen tektonischen Beanspruchung in der Gesamtabfolge nicht. Nach KREBS & WACHENDORF (1979: 41, Abb. 8) sollen Kulm-Kieselschiefer und die höchsten Abschnitte der Liegenden Alaunschiefer an einer flachen Überschiebungsbahn die Phacoidabfolge der Flinz-Schichten überfahren haben. Das würde einen erheblichen Schichtenausfall bedeuten, der an die geologischen Verhältnisse im Bereich der Südrandaufschubung der Warsteiner Carbonatplattform erinnert. Die tektonischen Trennflächen im Liegenden und Hangenden der Schlagwasserbreccie konnten ebenso wie die Breccie selber von uns außerhalb des Steinbruchs nicht aufgefunden werden. Berücksichtigt man die stratigraphische Reichweite dieses Breccienvorkommens, seine Gesamtmächtigkeit von 7 m sowie eine die gleiche Reichweite umfassende Schichtlücke an den 600 m weiter nördlich gelegenen Klippen des Kalvarienberges, so läßt sich zwanglos folgern, daß die Rutschmassen nicht von Westen her, sondern von Norden aus der unmittelbaren Nachbarschaft angeliefert wurden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989, dieser Band, S. 309 – 391).

3.11. Frankenberg-Breccie

STASCHEN (1968: 96 – 98, Abb. 53 u. 54) beschrieb aus einem kleinen aufgelassenen Steinbruch (R 60 730, H 03 750) ca. 200 m südsüdöstlich des Gehöftes Frankenberg unweit der alten, inzwischen begradigten Straße Rüthen – Kaltenhardt ein brekziöses Gestein, das er Frankenberg-Breccie nannte. Dort sind Schichten des älteren Unterkarbons erschlossen. Die 10 cm mächtige, aus schwarzen Tonsteinkomponenten mit einem tuffitischen Bindemittel bestehende Breccie ist innerhalb geringmächtiger Liegender Alaunschiefer konkordant zwischen Hangenberg-Kalk und Erdbacher Kalk eingeschaltet. Die Komponenten sind länglich-plattig, meist angerundet, selten scharfkantig, und schichtflächenparallel eingeregelt. Sie nehmen zum Hangenden hin ab, was auf gradierte Schichtung hinweist. Auch in der tuffitischen Grundmasse finden sich neben Quarz- und Feldspateinsprenglingen feinste Tonsteinfragmente.

Im Bindemittel konnten Conodonten nachgewiesen werden. STASCHEN (1968: 96, Abb. 53) stufte aufgrund von *Scaliognathus anchoralis* (Dünnschliffbestimmung) die Breccie in die *anchoralis*-Zone (cullß/γ) ein und brachte wegen des tuffitischen Bindemittels die Bildung der Breccie in Zusammenhang mit Bodenunruhen und dem zu dieser Zeit herrschenden Vulkanismus. Die Breccie hat offenbar nur lokalen

Charakter. In anderen Steinbrüchen mit zeitäquivalenten Schichten wie zum Beispiel im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer konnte die Breccie nicht gefunden werden.

UFFENORDE (1976: 84, 91) deutete die Breccie als resedimentäre Einschaltung in das Niveau der „Hauptphosphorit-Schichten“ und stellte einen direkten genetischen Zusammenhang mit ähnlichen Erscheinungen im Belecker Sattel her. Im Gegensatz zu STASCHEN (1968: 98) schloß UFFENORDE (1976: 91) auf einen im Warsteiner Raum verbreiteten geringmächtigen Horizont mit Rutschstrukturen im oberen Teil der Liegenden Alaunschiefer, nur wenig unterhalb des Erdbacher Kalks, und brachte die Resedimentationen mit der Hauptphase der gravitativen Verfrachtung der Schlagwasserbreccie zusammen, welche seiner Ansicht nach im mittleren Unterkarbon (Obere *Siphonodella-crenulata*-Zone) stattfand. Den von STASCHEN (1968: Abb. 53) als *Scaliognathus anchoralis* bezeichneten Conodonten sah er als Fehlbestimmung an.

3.12. Steinbruch am Hessenkamp

Im Kern des Scharfenberger Sattels, auch Hessenkamp-Sattel genannt, steht Massenkalk an, der in Schwelm- und Dorp-Fazies entwickelt ist. Der im Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000) anstehende Massenkalk gehört zur Dorp-Fazies und ist hier als back-reef facies (KREBS 1971, 1974; WILSON 1975; HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979) ausgebildet. Dieser Kalksteintyp entstand in einem tieferen, wenig wellenbewegten Bereich hinter dem eigentlichen Riffkörper. Abgerollte Riffbildner kommen neben Ostracoden, Foraminiferen, Dasycladaceen und Conodonten in einer organogenen mikritischen bis mikrosparitischen Matrix vor.

Der im Steinbruch anstehende Massenkalk besitzt ein oberdevonisches Alter (dola). Er ist grau, dunkel- bis blaugrau und von zahlreichen Mikrospalten durchsetzt, die sich vom Nebengestein nur selten durch Farbunterschiede abheben (HEINKE & LEUTERITZ & STOPPEL 1979: 80). Im mittleren Abschnitt des Steinbruchs ist eine Großspalte angeschnitten, die dem Generalstreichen des Hessenkamp-Sattels folgt. Die nördliche Flankenseite der Spalte ist an ihrer Oberseite unregelmäßig gestaltet und fällt mit ca. 15 bis 45° nach Süden ein. Die südliche Spaltenflanke ist noch variabler gestaltet und durch tektonische Beanspruchung überprägt (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Ihr generelles Einfallen ist steiler und ca. 50–70° nach Norden gerichtet. An der Oberkante des Steinbruchs beträgt die Öffnungsweite der Spalte ca. 20 m. Die Spaltenfüllung ist nach ihrer Ausbildung als Schlagwasserbreccie anzusprechen. An ihrer Nordflanke ist sie eine polymikte Breccie, die mit mehr oder weniger deutlicher Grenze dem Massenkalk auflagert. Die Matrix ist ein sparitischer bis mikrosparitischer Kalkstein, der Ostracoden, Foraminiferen und Conodonten enthält. Nur durch eine dunklere Anwitterungsfarbe unterscheidet sich das Bindemittel vom eigentlichen Massenkalk. Eingelagert sind meist eckige, längliche, bis zu 20 cm große Kalkgerölle, die im Umriß stark variieren (Taf. 1: Fig. 11, 12). Im Farbmerkmal sowie in ihrer mineralogischen und faunistischen Zusammensetzung unterscheiden sie sich nicht von dem unterlagernden Massenkalk, wie bezogen auf das Alter die Conodontenfaunen belegen (s. Tab. 6). Gelegentlich lagern die länglichen Komponenten dachziegelartig übereinander, und ihre langen Achsen sind im unteren Abschnitt der Spaltenfüllung mehr oder weniger parallel zur Spaltenoberfläche eingeregelt. Die Größe der Breccienteile, die schlechte Rundung sowie das Fehlen von Schichtung und Gradierung lassen auf einen nur kurzen Transportweg schließen. Es kann gefolgert werden,

Tabelle 6
Conodontenverbreitung von den Fundstellen
im Steinbruch am Hessenkamp

	Proben-Nr.																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>									+												
<i>A. rotundiloba rotundiloba</i>	+									+											
<i>A. gigas</i>	+				+		+											+	+		+
<i>A. lobata</i>	+	+	+				+														
<i>Ancyrognathus triangularis</i>						+	+												+		
<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i>																					+
<i>B. stabilis</i>													+								
<i>Icriodus cornutus</i>			+																		
<i>I. nodosus</i>			+																		
<i>Palmatolepis crepida</i>	+							+			+						+				
<i>P. delicatula delicatula</i>			+																		+
<i>P. glabra glabra</i>																					
<i>P. glabra distorta</i>								+			+		+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. glabra pectinata</i>				+							+		+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. gracilis gracilis</i>												+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. gracilis gonioclymeniae</i>														+							
<i>P. gracilis sigmoidalis</i>																		+			
<i>P. margin. marginifera</i>		+		+								+		+	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. perlobata schindewolfi</i>											+			+							
<i>P. quadrantinodosalobata</i>													+								
<i>P. quadr. quadrantinodosa</i>											+	+			+		+				
<i>P. subperlobata</i>														+		+			+	+	+
<i>P. subrecta</i>		+							+	+	+	+							+	+	+
<i>Polygnathus styriacus</i>																	+				
<i>Protognathodus collinsoni</i>													+								
<i>P. kockeli</i>																+					+
<i>Pseudopolygnathus dentilineatus</i>															+	+	+		+	+	+
<i>Siphonodella crenulata</i>	+											+							+		
<i>S. duplicata</i>												+						+	+	+	
<i>S. praesulcata</i>			+																		
<i>S. sulcata</i>		+							+					+	+	+	+	+	+	+	+

*Diese Proben werden in CLAUSEN & LEUTERITZ (1989, dieser Band, S. 309 - 391) abgerandelt.

Massenkalk*

Spalten-
füllung

Massenkalk*

daß dieser Teil der Spaltenfüllung weitgehend durch sediflukative Vorgänge entstanden ist. Im südlichen Bereich der Spalte, deren Flanke wesentlich steiler ist, lagern an deren Basis Massenkalk-Brocken bis zu Kopfgröße, längliche Gerölle fehlen weitgehend. Nur kleinere Komponenten, die im Umriß ebenfalls stark unterschiedlich ausgebildet sind, zeigen gelegentlich Anrundungen. Zum Hangenden hin folgen hier dann kleinere, ebenfalls wenig kantengerundete Gerölle, jedoch mit Anteilen vermischt, die hellgrau bis grau sind. Sie sind besser gerundet und zeigen gelegentlich konglomeratischen Charakter. Sie erreichen Durchmesser bis zu 5 cm und sind nach Alter und Aussehen mit den am südlichen Top der Spaltenfüllung anstehenden Cephalopodenkalksteinen der *marginifera*-Zone identisch (s. Tab. 6). Ebenfalls ändert sich zum Hangenden hin das Bindemittel. Der Kalkgehalt nimmt ab und entsprechend der tonig-schluffige Anteil zu. Das wird besonders deutlich bei der Verwitterung, wo dann die Matrix netzartig vorsteht.

Massenkalk- und Flnzkalkgerölle fehlen. Ebenfalls fehlen Komponenten, die ein jüngeres Alter als die *marginifera*-Zone ausweisen. Dagegen kommen in den Füllungen der Mikrospalten Conodontenfaunen vor, die das gesamte Oberdevon und das Unterkarbon bis zur *Siphonodella-crenulata*-Zone umfassen (s. Tab. 7). Die Mikrospalten durchziehen nicht nur den Massenkalk selbst, sondern auch die Füllung der Großspalte: ein Hinweis dafür, daß die Anlage der Mikrospalten zu unterschiedlichen Zeiten erfolgt ist (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Die Schlagwasserbreccie umfaßt hier den Zeitraum von der *Polygnathus-asymmetricus*- bis zur *marginifera*-Zone. Die petrographischen und altersmäßigen Unterschiede innerhalb der Spaltenfüllung weisen darauf hin, daß die Ablagerung der Schlagwasserbreccie mehrphasig erfolgte. Ebenfalls aus dem Bereich des Hessenkamp-Sattels beschreiben KRONBERG (1958) und KRONBERG et al. (1960: 29) aus dem Steinbruch Boxen (am Jagdhaus Flick) einen „Aufarbeitungshorizont“, der Conodonten der Oberen Adorf- bis zur Unteren Hemberg-Stufe sowie dem oberen Teil der *anchoralis*-Zone (Niveau Erdbacher Kalk) enthält. Dieses Gestein ähnelt ebenfalls der Schlagwasserbreccie und weist darauf hin, daß im Bereich des Hessenkamp-Sattels Resedimentation oder sogar Nichtsedimentation verbreitet waren (s. S. 297), nicht aber „schwache bretonische Bewegungen“.

3.13. Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer

Im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer östlich der Straße Belecke – Drewer (zentraler R/H-Wert: R 55 500, H 06 710) liefern die Nord- und die Nordostwand des dort erschlossenen Belecker Sattels ein fast lückenloses Profil von der Nehden-Stufe bis zum mittleren Unterkarbon ($\text{cull}\gamma/\delta$). Die oberdevonischen Schichten setzen sich aus teils unverkieselten, teils verkieselten grauen, graubraunen bis rötlichbraunen Knollenkalksteinen und Kalkknotenschiefern in Schwellenfazies zusammen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 13).

Die Gesamtmächtigkeit der an der Nordwand erschlossenen Schichten beträgt ca. 32 m. Im höheren Oberdevon treten zunehmend Schwarzschieferlagen hinzu, die wie der Kellwasserkalk und der *annulata*-Horizont euxinische Bedingungen am Meeresboden widerspiegeln. Das Oberdevon bleibt, obgleich sich in den höheren Schichten zunehmend Alaunschiefer, splinterige Tonsteine sowie Sandsteine einschalten, karbonatisch bis in die Wocklum-Stufe hinein.

Am östlichen Ende der Nordwand tritt, nur wenige Zehner Meter von der Bohransatzstelle der im Frühjahr 1976 abgeteuften Bohrung Rüthen-Drewer 1 entfernt, am Anstieg von der unteren zur oberen Abbausohle eine Breccie auf, die als „toll-Breccie von Drewer“ in die Literatur eingegangen ist (STASCHEN 1968: 85). Mehrere Kramenzelkalkbänke zeigen über eine Entfernung von einigen Metern umfangreiche frühdiagenetische Verformungen. Die einzelnen Kalkknollen weisen ein wirres Durcheinander auf, wobei die Längsachsen der ovalen bis deutlich spindelförmigen Knollen in verschiedene Richtungen weisen. Dabei wurde die sonst in Kramenzelkalkbänken infolge Aneinanderreihung der Kalkknollen gut erkennbare Schichtung völlig zerstört. Größere zusammenhängende Bruchstücke leiten zum ungestörten Gesteinsverband über.

Die Rutschung, welche dieser Breccie ursächlich zugrunde liegt, hat nur Ausmaß von wenigen Metern gehabt. Sie geschah offensichtlich, als die Knollen in dem umgebenden Kalkschlamm schon gebildet waren. Das Sediment glitt im weichplastischen Zustand ab. Dabei wurde der Gesamtverband der perlschnurartig aneinandergereihten Knollen aufgelöst. Mehrere Bankanteile glitten in- und

Tabelle 7
Conodontenverbreitung in den Einzelvorkommen der Schlagwasserbreccie

		Steinbruch Cramer östlich Kallenhardt (Fundpunkte 15–23, s. Abb. 3)	Vorkommen am Sutroper Weg, westlich „Altes Feld“	Steinbrüche Weiken und Brühne (s. Abb. 5)	
Beschreibung in Kapitel		3.1.	3.2.	3.3.	3.5.
Conodontenzonen		3.1.	3.2.	3.3.	3.5.
		Proben-Nr.			
		6301 15 6302 16 6303 17 6304 18 6305 19 6306 20 6426 21 6427 22 6428 23	6339 6340 6341	1051 a 1051 b 1052 1053 1054 1055 1056 1057	2021 2020 2019 L 5
Horizont der vorwiegenden Lydite	<i>anchoralis-latus</i>				
	<i>typicus</i>	Obere Untere			
Erdbacher Kalk	<i>isosticha- Obere crenulata</i>	Obere <i>crenulata</i>			
	<i>Untere crenulata</i>	Untere <i>crenulata</i>			
Liegende Alaun- schiefer	<i>isosticha- Obere crenulata</i>	Obere <i>crenulata</i>			
	<i>Untere crenulata</i>	Untere <i>crenulata</i>			
Hangenberg- Kalk	<i>sandbergi</i>	<i>Siphonodella triangulus triangulus</i>			
	<i>Obere duplicata</i>	<i>Siphonodella triangulus inaequalis</i>			
	<i>Untere duplicata</i>	<i>kockeli-dentilineatus</i>			
	<i>sulcata</i>	<i>Protognathodus-F.</i>	Obere Untere		
Hangenberg- Schiefer	<i>praesulcata</i>	<i>costatus</i>	Obere Mittlere Untere		
Dasberg- Schichten		<i>styriacus</i>	Obere Mittlere Untere		
Hemberg- Schichten		<i>velifer</i>	Obere Mittlere Untere		
Nehden- Schichten		<i>marginifera</i>	Obere Untere		
		<i>rhomboidea</i>			
		<i>crepida</i>	Obere Mittlere Untere		
Adorf-Schichten	Obere	<i>Palmatolepis triangularis</i>	Obere Mittlere Untere		
		<i>Palmatolepis gigas</i>	Oberste Obere Untere		
	Mittlere	<i>A. triangularis</i>			
Untere		<i>asymmetricus</i>	Obere Mittlere Untere Unterste		
		<i>disparilis</i>			
		<i>hermanni-cristatus</i>	Obere Untere		
Schichten der Givet- Stufe		<i>varcus</i>	Obere Mittlere Untere		

übereinander, wobei zahlreiche Einzelknollen bruchhaft verformt wurden (Taf. 1: Fig. 8).

Die Breccie läßt sich nach Conodonten in die Untere *crepida*-Zone (dolla) einstufen. Drei Conodontenproben (CP 4563) lieferten übereinstimmend folgende Fauna:

Icriodus cornutus
Palmatolepis crepida
Palmatolepis minuta minuta
Palmatolepis perlobata perlobata
Palmatolepis tenuipunctata

Palmatolepis crepida ist mit ca. 90% an der Fauna beteiligt.

Alle Merkmale deuten darauf hin, daß die Breccie im Steinbruch Drewer durch Sedifluktion entstanden ist, also durch einen Vorgang, der zu verschiedenen Zeiten und an vielen Orten im Rheinischen Schiefergebirge infolge submariner Rutschung weichplastischer Kalk- und Tonschlämme auf schwach geneigter Unterlage ablief.

Wegen ihrer makropetrographischen Ähnlichkeiten mit der Schlagwasserbreccie und einer diesem Sediment in vielen Punkten vergleichbaren Genese wird die Drewer-Breccie als „Schlagwasserbreccie im weiteren Sinne“ bezeichnet.

4. Die Entstehung der Schlagwasserbreccie in Beziehung zum Warsteiner Riff

Zur Zeit des oberen Mitteldevons wuchsen am Schelfrand des Old-Red-Kontinents Riffe auf. Eines dieser Riffe war im nordöstlichen Sauerland das Warsteiner Riff. Mehrere hundert Meter Kalkstein, bestehend aus biostromalen Riffbauten und deren Schutt, reicherten sich dort zu einem Carbonatkomplex an, welcher in Schwelm-Fazies entwickelt ist (KREBS 1968, 1971, 1974). Er hob sich als submarines Hochgebiet gegenüber der Schelfplattform deutlich ab. Klastisches Material, transportiert durch Suspensionsströme und Meeresströmungen, „umfloß“ die Hochlage. Lediglich feinste Tontrübe gelangte episodisch auf die in sich morphologisch weiter aufgegliederte Carbonatplattform. Sie kam dort in Form von geringmächtigen Schwarzschiefern, flächenhaft wenig ausgedehnt und sich mit dem Riffschutt verzahnend, zur Ablagerung. Die Carbonatplattform blieb von turbulenten Wellenbewegungen weitgehend verschont.

Nach KREBS & WACHENDORF (1979: 36) sowie CLAUSEN & LEUTERITZ (1984: 104) ergibt sich heute für das Warsteiner Massenkalk-Gebiet das Modell einer allseits von synsedimentär wirksamen Brüchen begrenzten Kippscholle. Die Carbonatplattform kippte an einem in der Nähe des Südrands befindlichen mobilen Scharnier nach Norden ab. Dabei wurde der Südabschnitt der Plattform am stärksten herausgehoben, der Nordabschnitt entsprechend abgesenkt. Die Heraushebung des Südteils an der Südrandstörung ist durch den West – Ost verlaufenden Warsteiner Trümmerzug markiert, der mit seinen Verkieselungen, Breccien und Vererzungen von der Bilsteinhöhle im Westen bis zum Schlagwassertal im Osten zu verfolgen ist (H. SCHMIDT 1922). Weiterhin belegen zahlreiche Spalten, die vorwiegend dem Kluftsystem im Massenkalk folgen, die synsedimentäre Zerblockung am Südrand des Warsteiner Carbonatkomplexes.

Neben H. SCHMIDT (1922: Taf. 12) weisen außerdem PAECKELMANN (1926), RICHTER-BERNBURG (1953: 94), EBERT (1957: Taf. 21), H. SCHMIDT & PLESSMANN (1961:

63), MUCHOW (1965), STASCHEN (1968: 63), RITZEL (1972: 106), HOYER et al. (1974: 164) und UFFENORDE (1976: 94–97, 1977: 256) auf die ca. 8 km lange im Streichen liegende Südrandstörung hin, an der flözleeres Oberkarbon gegen den Massenkalk grenzt. Eine zusammenfassende Wertung befindet sich bei CLAUSEN et al. (1982: 268–271).

Die Hochlage im Warsteiner Raum, die das Riffwachstum begünstigte, erklären KREBS & WACHENDORF (1973, 1974: 39) durch eine Aufwölbung infolge Magmenaufstiegs im tieferen Untergrund. KREBS (1975: 280) und CLAUSEN & LEUTERITZ (1979: 23) erblickten in der von HOYER et al. (1974: 164) angenommenen, tektonisch bedingten Aufragung tieferen Untergrunds unter dem Warsteiner Sattel die Ursache für die Hochlage. Die Aufragung äußert sich durch ein Schweremaximum und könnte einen hochragenden Kern kaledonisch konsolidierten Prädevons darstellen. Eine solche Deutung steht in Übereinstimmung mit dem von THOME (1970: 798–804) angenommenen Vertikalaufstieg synsedimentärer Schwellen, die – wie im Warstein-Belecker Raum – mit zahlreichen Faziesbesonderheiten verknüpft ist.

Die Absenkung der Warsteiner Kippscholle hatte zur Folge, daß auf dem nördlichen abgesenkten Teil das Riffwachstum bereits im Oberen Mitteldevon zum Erliegen kam. Entlang dem gehobenen Südteil dagegen erlaubten die bathymetrischen Verhältnisse eine Fortsetzung des Riffwachstums – nunmehr in Dorp-Fazies – bis in die Obere Adorf-Stufe (Obere *Palmatolepis-gigas*-Zone). Dadurch entstand hier während der Adorf-Stufe eine langgestreckte submarine Schwelle.

Die weitere Sedimentation verlief daher von nun an auf der Kippscholle unterschiedlich. Während auf dem Südteil der Warsteiner Carbonatplattform bis in die Obere Adorf-Stufe weiterhin Massenkalk gebildet wurde, griff auf den gesamten Nordabschnitt des dort nunmehr abgestorbenen Warsteiner Riffkomplexes die Flinz-Fazies über. Die in die bituminösen Tonsteine eingeschalteten Flinzkalksteinbänke sind aus Riffdetritus aufgebaut, der durch von freiliegenden Riffkörpern herleitbare Schuttströme eingeschüttet wurde. Auf der gehobenen Südflanke dagegen verzahnen sich die weiterwachsenden Riffkalke im Frasne mit den Flinz-Schichten.

Vorläufer der eigentlichen Flinz-Schichten sind noch während des Riffwachstums auf der Carbonatplattform in Vertiefungen sedimentierte dunkle bis schwarze Ton- und Kalkschlämme, die ein mitteldevonisches Faziesäquivalent des Massenkalks darstellen.

Die Flinz-Fazies, welche die gesamte Nordflanke des abgestorbenen Warsteiner Riffs bedeckte, wird von der Fazies der Styliolinen-Schichten abgelöst. Das Warsteiner Riffgebiet stand als Lieferant für Kalkdetritus nun nicht mehr zur Verfügung. Der dunkle bis schwarze organische Anteil in diesen Schichten ging ebenfalls zurück, was darauf schließen läßt, daß die Styliolinen-Schichten in einem zwar tieferen, aber besser durchlüfteten Milieu zur Ablagerung kamen. Flinz- und Styliolinen-Schichten verzahnen sich am Glensberg östlich Suttrop miteinander (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: 105).

Auch später zur Zeit des jüngeren Oberdevons vollzogen sich in diesem Gebiet zwischen Suttrop und Kuckucksberg wichtige Faziesänderungen. Man darf annehmen, daß die Nord–Süd verlaufende Faziesscheide durch synsedimentär wirksame Flexuren oder Brüche, an welchen die Carbonatplattform unterschiedlich stark absank, verursacht wurde. So entstand eine westliche Tiefscholle und eine östliche Hochscholle (Abb. 8). Auf der Tiefscholle wurden überwiegend tonig-

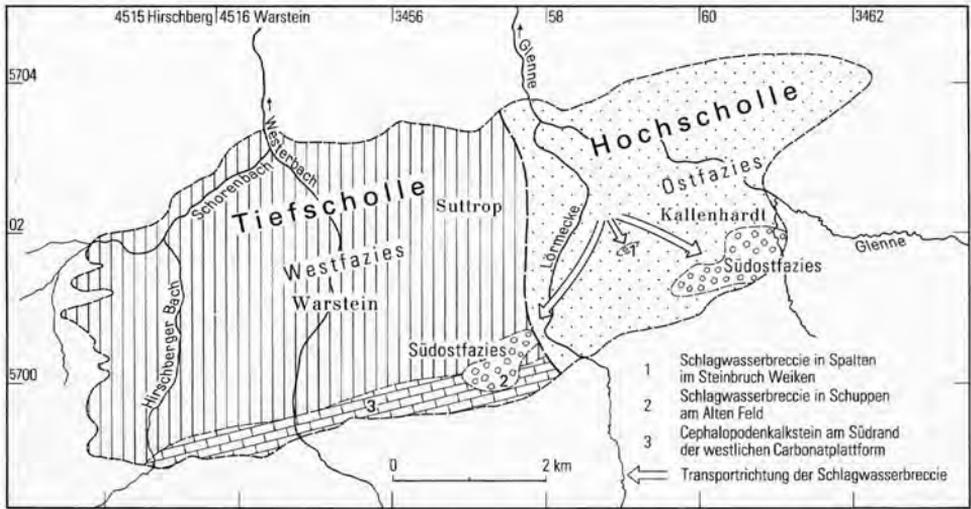


Abb. 8 Faziesbereiche der Warsteiner Carbonatplattform während des Oberdevons und Unterkarbons (aus: CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Abb. 16)

Fig. 8 Facial ranges of the Warstein carbonate platform during Upper Devonian and Lower Carboniferous (from: CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: fig. 16)

schluffige Sedimente gebildet, auf der Hochscholle dagegen gelangten hauptsächlich karbonatische Schichten zur Ablagerung.

Im Zusammenhang mit der Entstehung der Schlagwasserbreccie interessiert hier besonders die weitere Sedimentationsgeschichte der Hochscholle, des Gebiets, welches heute vorwiegend östlich des Lörmeckebaches liegt.

Aus den Kluftrichtungen, dem Verlauf von synd sedimentär angelegten Großspalten in a/c-Richtung sowie einem generell östlichen Abtauchen der Hauptfallachsen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1984: Taf. 2) kann gefolgert werden, daß die Kulminationslinie des Warsteiner Sattels mit der Faziesscheide zusammenfällt. Die Hochscholle umfaßt nicht nur den heutigen Massenkalk-Ausstrich des Warsteiner Sattels, sondern auch die nach Norden und Nordosten anschließenden Spezialsättel des Kattensiepen, Eulenspiegels, Kruhberges und des Kalvarienberges, die vorwiegend von Cephalopodenkalksteinen aufgebaut (CLAUSEN et al. 1982: 278) und von Massenkalk unterlagert werden.

Schon in der Mittleren Adorf-Stufe wurden östlich der Faziesscheide Kuckucksberg - Suttrop Kalkschlämme vom Typ der Cephalopodenkalke in bankiger, knolliger und flaseriger Form gebildet. Diese Art der Carbonatsedimentation auf Tiefschwellen hielt während der gesamten Zeit des Oberdevons an und ist in Steinbrüchen und an natürlichen Klippen der erwähnten Spezialsättel zu beobachten. Eine kurze Unterbrechung der sonst kontinuierlichen Kalksedimentation erfolgte durch die Ablagerung von geringmächtigen, nicht nur im Warsteiner Raum anzutreffenden Schwarzschiefern und bituminösen Kalksteinen des *annulata*-Horizonts.

Nördlich der Südrandstörung der Warsteiner Carbonatplattform, an welcher der bis in das Oberdevon reichende Massenkalk (Dorp-Fazies) gegen Sedimente der Oberen Arnsberger Schichten grenzt, kommen mehr oder weniger gehäuft Lesesteine von jüngeren Schichten in Cephalopodenkalkfazies vor.

Nach Conodontenfunden wurden die Untere *marginifera*-Zone und die Mittlere sowie der untere Teil der Oberen *costatus*-Zone nachgewiesen (CLAUSEN et al. 1982: 263). UFFENORDE (in CLAUSEN et al. 1982: 262, 263) gelang aus einer größeren Anzahl von Proben noch der Nachweis der *crepida*-, der *rhomboidea*- und der Oberen *costatus*-Zone. Es kann davon ausgegangen werden, daß bei einer Vergrößerung der Probenzahl der Beleg weiterer, noch fehlender Conodontensubzonen und -zonen des Oberdevons erbracht werden kann. Offenbar hat also am Südostrand der Warsteiner Carbonatplattform eine kontinuierliche, geringmächtige Cephalopodenkalksedimentation stattgefunden (s. S. 294). Spaltenfüllungen am Südrand innerhalb des oberdevonischen Massenkalks (Dorp-Fazies) lieferten alle Conodontenzonen des Oberdevons. Von UFFENORDE (in CLAUSEN et al. 1982: 263) angenommene Diasteme oder Hiatus sind weniger wahrscheinlich, wenn man davon ausgeht, daß die Cephalopodenkalke unmittelbar nach der Sedimentation rasch resedimentiert wurden und nur Teile des Kalkschlamms mit den entsprechenden Conodonten in den zur Ablagerungszeit schon vorhandenen Spalten festgehalten wurden. Die Conodontenfaunen, nicht nur in den Spalten, sondern hauptsächlich in der Schlagwasserbreccie, belegen eine lückenlose Sedimentation auf dem von jüngeren Schichten weitgehend entblößten Massenkalk-Areal der Hochscholle, denn nur diese kommt als Liefergebiet für die Breccie in Betracht. Ab dem mittleren Unterkarbon wurde der gesamte Warsteiner Carbonatkomplex in die Beckensedimentation einbezogen. Er verlor seine Bedeutung als paläogeographisches „Hochgebiet“ und hatte damit seine faziessteuernde Rolle verloren.

Die Entstehung der Schlagwasserbreccie wurde teils tektonisch, teils sedimentär, teils auch durch ein Zusammenspiel beider Faktoren gedeutet. Nach H. SCHMIDT (1922: 305) entstand die Schlagwasserbreccie am Südrand der Carbonatplattform durch eine intensive Zertrümmerung von Sedimenten, welche durch die Aufschiebung der an den Warsteiner Sattel südlich angrenzenden Schichten zustande kam. Auch H. SCHMIDT & PLESSMANN (1961: 64) führten tektonische Ursachen für die Entstehung dieses Gesteins an. STASCHEN (1968: 94) sah dagegen in diesen Ablagerungen ehemalige Rutschmassen, die in einem einmaligen Vorgang an der Wende Devon/Karbon entstanden sind.

Alle nachfolgenden Autoren hielten an der Deutung als sedimentäre Rutschmasse fest. Unterschiede in ihrer Auffassung kamen vor allem in der Wertung derjenigen Faktoren zum Ausdruck, welche das die Rutschung auslösende übersteile Relief geschaffen haben. KREBS & WACHENDORF (1979: 40 u. 41, Abb. 7, 8 u. 10) kehrten teilweise zur tektonischen Deutung der Schlagwasserbreccie zurück. Sie beschränkten den Begriff Schlagwasserbreccie ausschließlich auf sedimentäre Breccien südlich Kallenhardt zwischen Flinz-Schichten der Adorf-Stufe und unterkarbonischen Tonsteinen.

Wertet man alle bisherigen und die eigenen Beobachtungen aus, so ergibt sich, daß die Schlagwasserbreccie eine Sonderstellung auf der Warsteiner Carbonatplattform einnimmt. Dieser besonderen Stellung wurde von CLAUSEN & LEUTERITZ (1984: 105) mit der Bezeichnung „Südostfazies“ Rechnung getragen.

Die Schlagwasserbreccie ist in allen in Kapitel 3. beschriebenen, teils bekannten, teils neu hinzugekommenen Einzelvorkommen als polymikte Breccie zu bezeich-

nen. Sie besitzt in wechsellagerter Zusammensetzung ein kalkiges, mergeliges oder tonig-schluffiges Bindemittel mit allen Übergängen. Die Breccienanteile sind vorwiegend Kalkgerölle von sehr unterschiedlicher Größe und Form. Konglomeratartige Komponenten sind ebenso vertreten wie Weichkalkgerölle und wiederaufgearbeitete Breccien. Massenkalk, Flinzkalk- und Cephalopodenkalkstein sind nicht nur durch die unterschiedlichen Conodontenfaunen, sondern auch durch unterschiedliche Farben und die petrographische Ausbildung makroskopisch zu unterscheiden. Eine Sonderstellung nehmen die Breccien ein, welche ein kieseliges Bindemittel haben und vorwiegend unterkarbonische Kieselschiefer als Geröllkomponenten enthalten (s. Kap. 3.2.).

Das Liefergebiet für die Schlagwasserbreccie lag westlich, westsüdwestlich und südlich von Kallenhardt, umfaßt also weitgehend die von jüngeren Schichten entblößte Massenkalk-Fläche der Hochscholle. Die liegenden Gesteine der Schlagwasserbreccie sind verschiedenartig. Beobachtet wurden Massenkalk, Flinz-Schichten, Cephalopodenkalkstein und sogar ältere Schuttfächer der Schlagwasserbreccie selber.

Die Bildung der Schlagwasserbreccie verlief mehrphasig, ohne daß eine deutliche Hauptphase zu erkennen ist (vgl. Kap. 5.). Teilweise wurde die schon sedimentierte Schlagwasserbreccie nochmals umgelagert. Dieser Vorgang und das Vorkommen von Mikrospalten erschweren das Auseinanderhalten einzelner Schüttungszeiten mit Hilfe der Conodonten, der einzigen stratigraphisch verwertbaren Fossilien innerhalb der Schlagwasserbreccie.

Die Geröllgrößen sowie die Gesamtmächtigkeit, die ca. 30–50 m beträgt, nehmen nach Osten und Ostnordosten hin rasch ab. Der Transportweg war kurz und betrug nach den Kartiererergebnissen maximal 3 km. Die Verfrachtung erfolgte gravitativ in Form von Rutschmassen oder Suspensionsströmen. Proximale und distale Anteile der Schüttungskörper lassen sich mit Hilfe der Gerölldurchmesser unterscheiden. Diese nehmen vom proximalen (Westen/Nordwesten) zum distalen Schuttfächer (Osten/Südosten) von 30–40 cm bis auf wenige Millimeter ab. Gradierung oder Bankung sind nur selten vorhanden, hauptsächlich dann, wenn die Matrix tonig-schluffig ist und konglomeratartige Anteile am Gesteinsaufbau beteiligt sind.

Die paläogeographischen Verhältnisse – wie die Vorstellung einer synsedimentär angelegten Kippscholle, die an Flexuren erfolgte Zerblockung der Riffbanktafel und das ostnordöstliche Abtauchen der östlichen Hochscholle – reichen für die diagenetisch noch nicht verfestigten Carbonatgesteine aus, damit sie bei Sedimentüberlastung und einer vorgegebenen „Hanglage“ bei Überschreiten eines Böschungswinkels ins Gleiten geraten können. Weiterhin können epirogene Bewegungen, die besonders im oberen Teil der Nehden-Stufe einen Höhepunkt erreichten (ZIEGLER 1966, LEUTERITZ 1968, KOCH & LEUTERITZ & ZIEGLER 1970, CLAUSEN 1972, MÜLLER in EBERT & MÜLLER 1973), und Seebeben auslösende Faktoren gewesen sein.

Die Bildungsdauer der Schlagwasserbreccie reichte vom höchsten Mitteldevon bis zum tieferen Unterkarbon. Die Langfristigkeit der Vorgänge weist auf stabile paläomorphologische Verhältnisse am Ostrand der Carbonatplattform hin. Spiegelbildlich zum Vorkommen der Schlagwasserbreccie bei Kallenhardt-Heide treten zwischen Enkebruch und Altem Feld die in Kapitel 3.2. beschriebenen Lyditbreccien auf (s. Abb. 4, S. 270). Entgegen den Bedenken von UFFENORDE (1976: 103) kann man mit einiger Einschränkung von einem den Südwest- und Südostrand der

Hochscholle säumenden resedimentären Schuttmantel sprechen. Der Schuttmantel markiert nicht die Konturen der gesamten Hochscholle, sondern verliert sich in nördlicher Richtung. Das hängt mit der nach Norden hin abkippenden Riff tafel, der hier zunehmend vollständiger und mächtiger werdenden Sedimentauflage und dem dadurch eintretenden Reliefausgleich sowie dem Verlust an Bewegungsexposition zusammen.

Die Schlagwasserbreccie kommt außerhalb der Warsteiner Carbonatplattform noch im Bereich des Belecker und Scharfenberger Sattels vor. Diese beiden Strukturen, welche in ihrer paläogeographischen Entwicklung durchaus Ähnlichkeiten zur Warsteiner Carbonatplattform aufweisen, sind durch Beckensedimente von dieser getrennt und haben eine eigenständige Entwicklung durchgemacht. Sie sind isolierte Einzelvorkommen, welche submarinen Schwellen folgen, auf denen die bathymetrischen Verhältnisse den Aufwuchs von Kalkgerüstbildnern und damit die Entstehung von Riffgesteinen ermöglichten.

Im Belecker Sattel erfolgte über dem Massenkalk während des höheren Oberdevons und tiefen Unterkarbons eine ebenfalls geringmächtige, kontinuierliche Cephalopodenkalksedimentation. Dort kam es während der tieferen Nehden-Stufe (*crepida*-Zone) zur Bildung von gravitativen Gleitfalten und Sedifluktionen. Solche Rutschungen verursachten im östlichen Provinzialsteinbruch Drewer die in Kapitel 3.13. beschriebene sedimentäre Breccie. Keine Rutschungen oder resedimentäre Einschaltungen im oberen Teil des Hauptphosphorit-Horizonts (Liegende Alaunschiefer) sind dagegen die von UFFENORDE (1976: 84, 91) aufgeführten Beispiele aus dem östlichen Provinzialsteinbruch Drewer und dem Steinbruch an der Kapelle nördlich von Belecke. Hierbei handelt es sich nicht um die Schlagwasserbreccie im weiteren Sinne, sondern lediglich um umgelagerte Phosphoritknollen. Ebenso ist die Frankenberg-Breccie (STASCHEN 1968: 96) kein Sediment resedimentärer Entstehung (UFFENORDE 1976: 84), sondern ein Tuffit unmittelbar unterhalb des Erdbacher Kalks (vgl. Kap. 3.11.).

Der Massenkalk des Scharfenberger Sattels wurde bis zur *marginifera*-Zone von oberdevonischen Cephalopodenkalcken überlagert. Diese sind neben älteren Gesteinen als Schlagwasserbreccie in einer Großspalte erhalten. Auch einige weitere Vorkommen in unmittelbarer Umgebung des Steinbruchs enthalten die Breccie. Mikrospaltenfüllungen belegen ein Alter von der Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II. Ob über die *marginifera*-Zone hinaus noch Cephalopodenkalke gebildet wurden, läßt sich nicht belegen (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1989), da Resedimente aus dieser Zeitspanne nicht vorhanden oder nicht aufgeschlossen sind. Es ist durchaus denkbar, daß die wegen extremer Kondensation nur geringmächtigen Cephalopodenkalke wieder sehr rasch abgetragen wurden, ohne Schuttreste zu hinterlassen.

5. Alter der Schlagwasserbreccie

Gingen schon die Aussagen zur Entstehung der Schlagwasserbreccie weit auseinander, so wurde die Frage nach dem Alter bisher ebenfalls sehr kontrovers beantwortet.

H. SCHMIDT (1922: 260, 271, 305, 306) legte die Basis der Schlagwasserbreccie östlich von Kallenhardt (an der Klausmühle) und am Südfuß des Kalvarienberges in den Zeitabschnitt der Flinz-Schichten. Als Argument diente ihm die Beobachtung, daß die damals dort aufgeschlossene Schlagwasserbreccie überwiegend aus Bruchstücken von Flinzkalksteinen bestand. Eine weitere stratigraphische

Einstufung ohne nähere Angabe eines Fundpunktes erfolgte durch Goniatiten der Nehden-Stufe. Von der Typuslokalität erwähnte H. SCHMIDT (1922: 306) Gerölle von „*Cheiloceras*-Kalken“ und wies darauf hin, daß dort ferner in Handstücken noch „drei oder vier verschiedene Schichten“ auftreten. Auf deren Alter ging er nicht ein. Vom südlichen Ortsausgang von Kallenhardt beschrieb er Flinzkalksteine im Liegenden und tiefste Unterkarbon-Ablagerungen im Hangenden der Schlagwasserbreccie. Außerdem machte er darauf aufmerksam, daß in diesen Ablagerungen oberdevonische und unterkarbonische Gerölle nebeneinander vorkommen, ohne jedoch die unterkarbonischen Anteile näher zu erläutern. Die direkte Frage nach dem Bildungszeitraum der Schlagwasserbreccie blieb unbeantwortet, doch darf man aus dem Hinweis von den überwiegenden Flinzkalksteinkomponenten in den tieferen Teilen der Breccie und der unterschiedlichen Zusammensetzung der Sedimente in den höheren Partien annehmen, daß H. SCHMIDT (1922) von einer mehrphasigen und länger währenden Entstehungszeit dieses Gesteins überzeugt war.

STASCHEN (1968: 89–92) beschrieb aus dem heute völlig verfallenen und dicht bewachsenen „Schlagwassersteinbruch“ (R 61 020, H 02 170) ein Profil mit Flinz-Schichten der Unteren Adorf-Stufe an der Basis, überlagert von Schlagwasserbreccie und Kulm-Kieselschiefern. Die letzteren vermochte er nur durch Lesesteine nachzuweisen. Unsere eigenen Beobachtungen am Campingplatz Kallenhardt wurden 110 m weiter südlich des von STASCHEN (1968) bearbeiteten Aufschlusses gemacht. STASCHEN (1968: 41, Pr. 21) teilte aus diesem Steinbruch eine Conodontenfauna mit, die von der Mittleren *Polygnathus-asymmetricus*- bis zum unteren Teil der Oberen *costatus*-Zone reicht. Damit ist für ihn das gesamte Oberdevon nachgewiesen. Allerdings fügte er einschränkend hinzu, daß die Hemberg-Stufe nicht eindeutig belegt werden konnte, sondern nach der Faunenverteilung lediglich von stratigraphisch durchlaufenden Formen (*Palmatolepis gracilis gracilis*, *P. perlobata schindewolfi*) repräsentiert wird. Die Faunenverteilung in der Probe 21 ist direkt vergleichbar mit unserer conodontenhöfzigsten Probe 6376 aus dem Straßenprofil südlich von Kallenhardt (vgl. S. 277). Dabei gehen wir davon aus, daß STASCHEN (1968: 41) eine Einzelprobe aus einem bestimmten Profilabschnitt und nicht eine Sammelprobe aus dem nicht mehr zugänglichen, vermutlich geringmächtigen Gesamtprofil bearbeitete. Ist ein direkter Vergleich auch nicht mehr möglich, so ist doch nicht auszuschließen, daß es sich hierbei um einen mehr oder weniger mächtigen distalen Ausläufer einer Schüttungsphase aus dem Profilabschnitt 4 südlich von Kallenhardt handelt (s. S. 277).

Aus der Zusammensetzung der Mischfauna aus der Probe 21 zog STASCHEN (1968: 94) den Schluß, daß das gesamte Oberdevon vor der Bildung der Schlagwasserbreccie schon abgelagert und die Breccienbildung nur während oder kurz nach der Sedimentation der vorwiegend karbonatischen Sedimente der Oberen *costatus*-Zone möglich war, zumal unterkarbonische Conodonten fehlen. Die Sedimentationsphase sollte demnach kurzzeitig und in einem einmaligen Vorgang erfolgt sein, da Gradierung und Schichtung fehlen.

Aus dem von H. SCHMIDT (1922: 306) erwähnten Straßenaufschluß südlich von Kallenhardt wurde von STASCHEN (1968: 41) lediglich die Conodontenprobe 19 erwähnt, die eine Fauna der Mittleren bis Oberen Adorf-Stufe enthält, also keine Mischfauna. Weiterhin gab STASCHEN (1968) als Liegendes der Schlagwasserbreccie Flinz-Schichten an, ohne die teilweise verkieselten Cephalopodenkalksteine zwischen Schlagwasserbreccie und Flinz-Schichten zu erwähnen – vermutlich

deswegen, weil diese Gesteine nur zeitweise in Baugruben aufgeschlossen waren. Dies bestätigt unsere eigenen Beobachtungen, wonach auffallende unterkarbonische Breccienanteile nicht zusammen mit oberdevonischen Geröllen auftreten, wie das schon H. SCHMIDT (1922: 360) beschrieb. Als Hangendes erwähnte STASCHEN (1968: 89) „schwarze, gut gebankte, blättrige, harte Tonschiefer, die Phosphoritknollen enthalten“. Dabei ließ er die Frage offen, ob es sich hierbei schon um den Hauptphosphorit-Horizont (= Niveau der Liegenden Alaunschiefer) handelt. Bemerkenswert ist eine 4 cm mächtige tuffverdächtige Bank an der Basis der hangenden schwarzen, geschiefertten Tonsteine, welche von uns nicht wiedergefunden werden konnte.

Im Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges datierte STASCHEN (1968: 91, Pr. 25) lediglich die Gesteine im Liegenden der Schlagwasserbreccie. Hierbei handelt es sich um Flinz-Schichten, die er in das *dol_a* einstuft. Analog zu dem Vorkommen östlich der Glenne wurde von ihm die Schlagwasserbreccie dort ebenfalls dem Grenzbereich Devon/Karbon zugeordnet. In den überlagernden Schichten sah STASCHEN (1968: 93, Abb. 50) Äquivalente der Hangenberg-Schiefer, des Hangenberg-Kalks und des Hauptphosphorit-Horizonts. Die ersten Revisiónsergebnisse zur bisherigen Alterseinstufung der Schlagwasserbreccie durch H. SCHMIDT (1922) und STASCHEN (1968) teilte UFFENORDE (1974 a, 1974 b u. 1976: 90 – 94) mit.

Durch Conodontenfunde in der Breccie und aus den hangenden Schichten gelangte UFFENORDE (1976: 90) zu der Erkenntnis, daß die Hauptentstehungsphase der Schlagwasserbreccie zwischen dem oberen Teil der *Pseudopolygnathus-triangulus-triangulus*-Zone und der *Scaliognathus-anchoralis*-Zone liegt. Hierzu bewog ihn der in der Breccie gemachte Fund von *Siphonodella lobata*. Da die Breccie jedoch von Tonsteinen mit älteren Conodonten (*Siphonodella crenulata*) überlagert wird und keine inverse Lagerung vorliegt, kann es sich bei den *lobata*-Exemplaren nur um eine Geisterfauna handeln. In der Tat treten in der Schlagwasserbreccie Spalten auf, welche umgelagerte Conodonten enthalten. Schon UFFENORDE (1974 a) machte auf Spalten aufmerksam, die bei der von ihm angenommenen Rutschung im Unterkarbon II entstanden sein sollen. Nach unserer Ansicht begann die Spaltenbildung jedoch wesentlich früher und hat vermutlich bis zum Beginn der Beckensedimentation auf der Warsteiner Carbonatplattform angehalten (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Der Fund von *Siphonodella lobata* aus der Schlagwasserbreccie besitzt unseres Erachtens daher nicht die Aussagekraft, die ihm zugesprochen wurde.

Die ältesten mit Conodonten eingestuften Breccienkomponenten gehören nach UFFENORDE (1976: 91) in die Untere bis Mittlere *asymmetricus*-Zone. Auf eine Mehrphasigkeit bei der Entstehung der Schlagwasserbreccie weist UFFENORDE (1976: 91) hin. Er beschreibt eine tiefoberdevonische Resedimentationsphase, die einen breiten Sedimentationsfächer hinterließ und von jüngeren Schuttströmen nur teilweise bedeckt oder wieder erodiert wurde. Eine weitere Rutschung erfolgte nach ihm im Grenzbereich Dasberg-/Wocklum-Stufe (UFFENORDE 1976, 1982 in CLAUSEN et al. 1982: Abb. 4).

Wichtig für die Datierung der Obergrenze der Schlagwasserbreccie sind die Conodontenfunde von KREBS & WACHENDORF (1979: 35) aus dem höchsten Breccienanteil im Straßenanschnitt südlich von Kallenhardt. Die Autoren erwähnen hieraus eine reiche Oberdevon-Fauna, die außerdem *Siphonodella sulcata* und *Polygnathus communis communis* enthält. Das bedeutet nach dem Einsetzen von *Siphonodella sulcata* an der Untergrenze der Oberen *Protognathodus*-Fauna nach

der Gliederung von VOGES (1960), ZIEGLER (1962, 1969) sowie SANDBERG et al. (1978), daß die Breccie zeitlich die Anteile des oberen Abschnitts der Hangenberg-Schiefer und des *Gattendorfia*-Kalks umfaßt. KREBS & WACHENDORF (1979: 35) haben entgegen UFFENORDE (1976) in den höchsten Teilen der Schlagwasserbreccie, abgesehen von der für eine stratigraphische Einstufung unwichtigen Form *Polygnathus communis communis*, lediglich Unterkarbon I nachweisen können. Dieser Conodontenfund stützt die Beobachtung, daß jüngere Conodonten nur in Spaltenfüllungen auftreten, wie es besonders deutlich in der Tabelle 7 (S. 290 – 291) über die Conodontenverteilung aus dem Steinbruch am Hessenkamp belegt wird. Als hangende Schichten geben KREBS & WACHENDORF (1979: 35) ausgebleichte Schichten vom Typ der Liegenden Alaunschiefer an, in denen sie *Gnathodus punctatus* fanden und somit den oberen Teil der *Siphonodella-crenulata*-Zone, also den oberen Abschnitt der Liegenden Alaunschiefer und die *anchoralis*-Zone, belegten.

Die eigenen Untersuchungen zur Altersstellung der Schlagwasserbreccie konnten den bisherigen Kenntnisstand teilweise korrigieren oder erweitern. Nur Conodonten konnten zur Altersfrage beitragen. Wegen der für die Warsteiner Carbonatplattform typischen, makroskopisch nur schwer erkennbaren Mikrospalten, die ältere, gleichalte und häufig jüngere Conodonten als das Nebengestein enthalten können, wurden die Conodontenproben in Form von größeren Blöcken entnommen. Die Blöcke wurden in a/c- und b/c-Richtung zersägt und entsprechende Spaltenanteile, die nur an glatten Flächen ausreichend zu erkennen sind, ausgesondert. Als Beispiel seien hier die Proben aus dem Massenkalk-Sattel des Hessenkamps genannt, wo von 21 Conodontenproben nur zwei ohne Mikrospalten waren (CLAUSEN & LEUTERITZ 1989). Natürlich war diese Spaltenhäufigkeit in den hier untersuchten Aufschlüssen nicht die Regel, doch mußte bei allen Proben ähnlich vorgegangen werden, um Fehler möglichst klein zu halten.

Um die Palette der Conodonten aus einem Schichtenkomplex zu gewinnen, war bei den häufig überfaustgroßen Geröllen in der Schlagwasserbreccie eine Probenmenge von 10 kg erforderlich, da kleinere Proben, wie Versuche zeigten, oft nicht das gesamte Geröllspektrum erfaßten. Wicht das Gewicht von 10 kg Probenmenge stärker ab, wurden Angaben hierzu im Text vermerkt. Die Bestimmung des Alters der Schlagwasserbreccie wird in Kurzform nach der Beschreibung der in Kapitel 3. abgehandelten Einzelvorkommen vorgenommen:

Steinbruch Cramer östlich Kallenhardt (R 60 790, H 02 090), der zur Typuslokalität der Schlagwasserbreccie erklärt wird

Liegendes: Flinz-Schichten; datiert in *varcus*-Zone

Schlagwasserbreccie: vier Schüttungsmaxima in *varcus*-, *asymmetricus*-, *marginifera*- und *velifer*-Zone (vgl. Tab. 7, S. 290 – 291)

Hangendes: hier nicht vorhanden

Mehrere Vorkommen am Suttroper Weg, westlich des Alten Feldes (Lage der Vorkommen s. Abb. 4)

Liegendes: Flinz-/Tentaculitenschiefer

Schlagwasserbreccie: Schüttungsmaxima aufgrund der zu geringen Conodontenfauna nicht nachzuweisen. Altersmäßig ist die Breccie in die Zeit zwischen Untere *asymmetricus*- und *anchoralis*-Zone einzustufen (vgl. Tab. 7, S. 290 – 291).

Hangendes: Kulm-Kieselnschiefer

Nordwestwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt (R 58 900, H 01 760; s. Abb. 5: überhöhtes Profil)

Liegendes: Massenkalk und Flinz-Schichten

Schlagwasserbreccie: zwei, vermutlich drei Schüttungsmaxima in der *varcus*-, *asymmetricus*- und *gigas*-Zone

Hangendes: Massenkalk, Flinz-Schichten und Kreide-Sedimente; bei diesem Vorkommen handelt es sich um die Verfüllung einer Großspalte (s. Abb. 5, S. 271).

Westwand des Steinbruchs Weiken südlich Kallenhardt (R 58 800, H 01 610; s. Abb. 5, S. 271)

Liegendes: Massenkalk

Schlagwasserbreccie: Kieselieferbreccie mit *Gnathodus cf. punctatus*; danach Einstufung in die *anchoralis-latus*-Zone (s. Tab. 7, S. 290 – 291)

Hangendes: nicht bekannt, da Breccie Füllung einer Großspalte, deren Bedeckung abgeräumt ist. Nachgewiesen wurden lediglich Reste von Kreide-Sedimenten.

Südwand des Steinbruchs Brühne südlich Kallenhardt (R 59 380, H 01 800; s. Abb. 2 u. 5, S. 264 u. 271)

Liegendes: Massenkalk

Schlagwasserbreccie: zwei Schüttungsmaxima, umfassend die *varcus*- und die *asymmetricus*- bis *gigas*-Zone

Hangendes: hier nicht vorhanden, Breccie streicht aus, gelegentlich Reste von cenomanen Grünsanden

Profil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (R 60 200, H 01 590 bis R 60 200, H 01 500; s. Abb. 2 u. 6, S. 264 u. 274 – 275)

Liegendes: inkieselter Kalkstein (jünger als Flinz-Schichten)

Schlagwasserbreccie: umfangreichstes Vorkommen mit Schüttungsmaxima in der *asymmetricus*-, *Palmatolepis-triangularis*-, *marginifera*-, *velifer*-, Oberen *styriacus*- bis *costatus*-(*praesulcata*-)Zone und vereinzelt Formen aus dem Hangenberg-Kalk

Hangendes: Liegende Alaunschiefer (cdlla)

Temporäre Aufschlüsse und Lesesteinareale südöstlich Kallenhardt (Fundpunkte s. Abb. 7, S. 281)

Liegendes: unbekannt

Schlagwasserbreccie: von den verschiedenen Vorkommen ergeben sich Schüttungsmaxima in der *varcus*-, *asymmetricus*-, *Palmatolepis triangularis*-, *marginifera*- und *velifer*-Zone

Hangendes: Hang- und Hochflächenlehm

Profil am Campingplatz Kallenhardt (R 61 030, H 02 060; s. Abb. 2, S. 264)

Liegendes: Massenkalk

Schlagwasserbreccie: Schüttungsmaxima besonders deutlich ausgeprägt in *varcus*-, *asymmetricus*- und *marginifera*-Zone

Hangendes: oberdevonische Cephalopodenkalksteine

Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges (R 61 020, H 02 580; s. Abb. 2, S. 264)

Liegendes: Flinz-Schichten mit Spaltenfüllungen der *velifer*-Zone

Schlagwasserbreccie: Conodonten in Schiefererhaltung (lediglich aus dem Bindemittel) belegen Schüttungsmaxima von der Oberen *styriacus*- bis zur Oberen *costatus*-Zone und von der Oberen *praesulcata*- bis zur *sulcata*-Zone

Hangendes: Liegende Alaunschiefer

Frankenberg-Breccie bei Gehöft Frankenberg (R 60 730, H 03 750)

Liegendes: Hangenberg-Kalk

Frankenberg-Breccie: vermutlich *anchoralis-latus*-Zone

Hangendes: Erdbacher Kalk

Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000) im Bereich des Scharfenberger Sattels (s. Abb. 2, S. 264)

Liegendes: Massenkalk

Schlagwasserbreccie: Großspaltenfüllung mit Schüttungsmaxima in der *asymmetricus*-, *Palmatolepis-triangularis*-, *crepida*- und *marginifera*-Zone

Hangendes: Cephalopodenkalksteine des höheren Oberdevons, im Spaltenbereich zur *marginifera*-Zone gehörend

Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer (R 55 500, H 06 710) im Bereich des Belecker Sattels (s. Abb. 2, S. 264)

Liegendes: Cephalopodenkalkstein der *crepida*-Zone (dolla)

Schlagwasserbreccie (entspricht der „toll-Breccie von Drewer“; s. S. 289): einmalige Schüttung innerhalb der Unteren *crepida*-Zone

Hangendes: Cephalopodenkalksteine der *crepida*-Zone (dolla)

Zusammenfassend kann zu den vorher beschriebenen Einzelvorkommen (vgl. Kap. 3.) folgendes gesagt werden:

- Die liegenden Gesteine der Schlagwasserbreccie sind unterschiedlich alt.
- Eine markante Hauptrutschung konnte nicht nachgewiesen werden.
- Einzelphasen zur Entstehung der Schlagwasserbreccie wurden nachgewiesen in der *varcus*-, *asymmetricus*-, *Palmatolepis-triangularis*-, *crepida*-, *marginifera*-, *velifer*-, Obere *styriacus*- bis *praesulcata*- sowie der *anchoralis-latus*-Zone (vgl. Tab. 7, S. 290 – 291, wo Conodontenzonen den Stufenbezeichnungen gegenübergestellt wurden).
- Eine Mehrfachumlagerung ist belegt durch verschiedene Conodontenmaxima in den Einzelproben sowie durch Konglomeratfragmente in der Schlagwasserbreccie.
- Die Rutschungen erfolgten nicht flächenhaft nach Osten und Westen auffächernd, sondern in Form von seitlich begrenzten Schuttströmen, so daß verschiedenalte Körper der Schlagwasserbreccie zwangsläufig nicht immer übereinander, sondern auch nebeneinander vorkommen können.
- Sämtliche Conodontenzonen und damit Schichteneinheiten zwischen dem Massenkalk und den Liegenden Alaunschiefern sind belegt (s. Tab. 7, S. 290 – 291), das heißt: Im Liefergebiet existierte eine lückenlose und kontinuierliche Sedimentation.
- Die Spaltenbildung (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1989) erfaßte auch die Schlagwasserbreccie und nicht nur die liegenden und hangenden Gesteinsabfolgen.
- Das Liefergebiet der Schlagwasserbreccie ist neben Belecker und Scharfenberger Sattel vorwiegend der Westteil der Hochscholle der Warsteiner Carbonatplattform, die heute von Flinz-Schichten und Cephalopodenkalkstein-Ablagerungen entblößt ist.

6. Schriftenverzeichnis

- CLAUSEN, C.-D. (1972): Geologie der Cephalopodenkalk-Sattelaufbrüche und ihrer Hüllsedimente in der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Sauerland, Rhein. Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **140**: 146–184, 16 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & GRÜNHAGE, H., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4515 Hirschberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4515** Hirschberg: 115 S., 11 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- : Zur Geologie der Warsteiner Carbonatplattform. – Geol. Jb., **A**. – [Im Druck]
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & UFFENORDE, H., & WIRTH, W. (1982): Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der südlichen und östlichen Warsteiner Carbonatplattform. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 241–319, 6 Abb., 4 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- CLAUSEN, C.-D., & GREBE, H., & LEUTERITZ, K., & WIRTH, W. (1978): Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (10): 577–589, 5 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K. (1979): Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. – Aufschluss, Sonderbd., **29** (Warstein): 1–32, 9 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- , & – (1984), mit Beitr. von ERKWOH, F.-D., & KAMP, H. VON, & REHAGEN, H.-W., & WEBER, P., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4516 Warstein. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4516** Warstein: 155 S., 20 Abb., 14 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- , & – (1989): Spalten und ihre Füllungen in den Karbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 309–391, 6 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- EBERT, A. (1957): Übersicht über die Geologie des östlichen Sauerlandes. – Geol. Jb., **72**: 435–437, 5 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- EBERT, A., & MÜLLER, H. (1973), mit Beitr. von KAMP, H. VON, & WEBER, P., & WIRTH, W., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 4715 Eslohe. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4715** Eslohe: 298 S., 23 Abb., 13 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- HEINKE, H.-J., & LEUTERITZ, K., & STOPPEL, D. (1979): Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein. – Aufschluss, Sonderbd., **29** (Warstein): 69–84, 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Heidelberg.
- HOYER, P., & CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K., & TEICHMÜLLER, R., & THOME, K. N. (1974): Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsaauerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **24**: 161–172, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- KOCH, M., & LEUTERITZ, K., & ZIEGLER, W. (1970): Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon-/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schürfarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 679–732, 3 Abb., 3 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- KREBS, W. (1968): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – Internat. Symp. Devon. Syst., Calgary 1967, **2**: 295–306, 4 Abb., 2 Tab.; Calgary/Alberta.
- (1971): Devonian reef limestones in the eastern Rhenish Schiefergebirge. – In: Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. – 8. internat. Sediment. Congr., Heidelberg 1971: 45–81, 32 Abb., 4 Tab.; Frankfurt/Main (Kramer).
- (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L. F. [Hrsg.]: Reefs in time and space. – Soc. econ. Palaeontologists and Mineralogists, spec. Publ., **18**: 155–208, 25 Abb., 10 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- (1975): Geologische Aspekte der Tiefenexploration im Paläozoikum Norddeutschlands und der südlichen Nordsee. – Erdöl-Erdgas-Z., **91** (9): 277–284, 3 Abb.; Hamburg, Wien.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1973): Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84**: 2 611–2 630, 4 Abb., 3 Tab.; Boulder/Col.
- , & – (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge – Abbilder eines orogenen Diapirismus. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **147** (1): 30–60, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

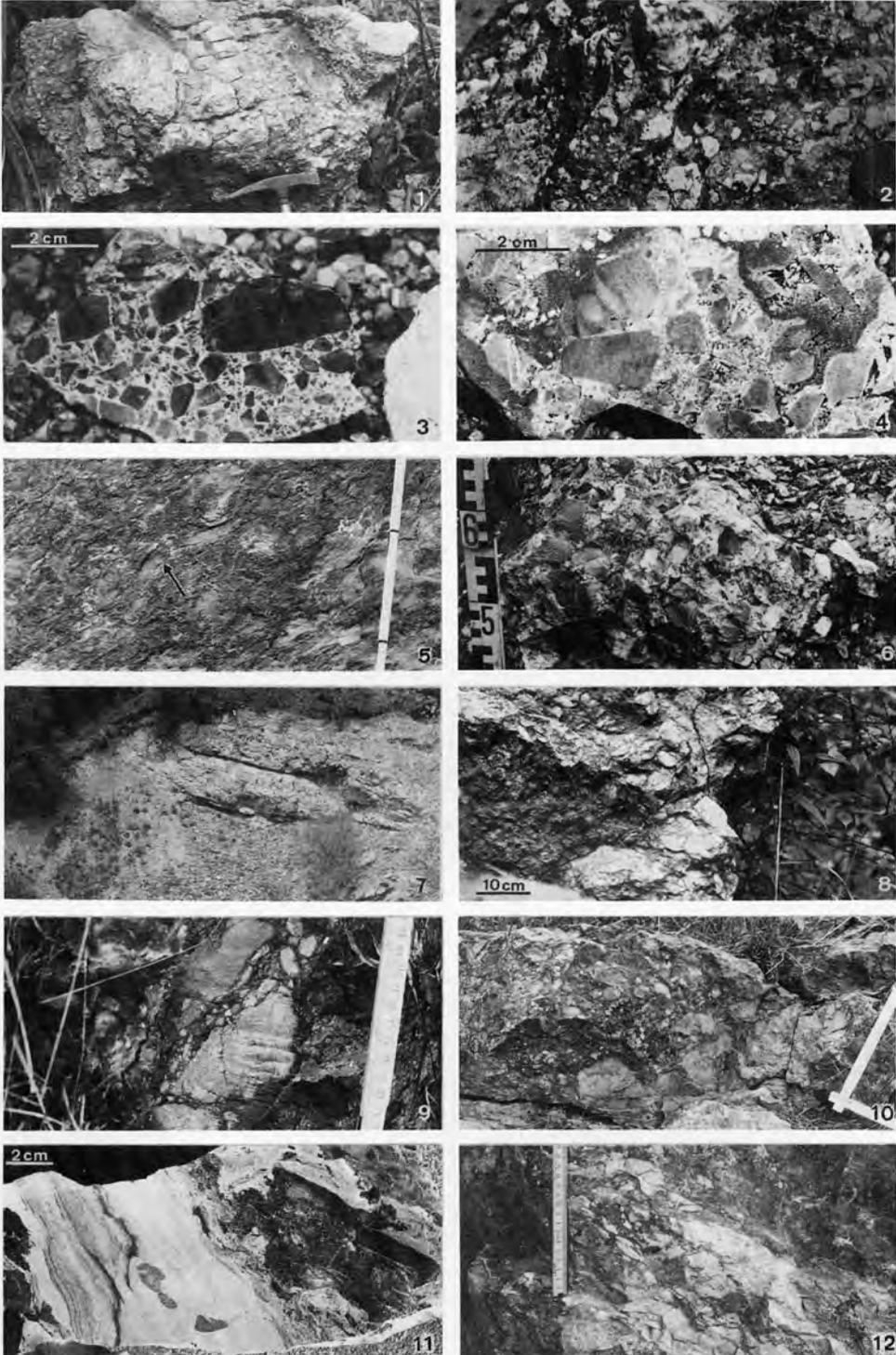
- , & – (1979): Der paläogeographisch-tektonische Entwicklungsgang des südlichen Warsteiner Komplexes, Rheinisches Schiefergebirge. – *Aufschluss, Sonderbd.*, **29** (Warstein): 33–45, 10 Abb.; Heidelberg.
- KRONBERG, P. (1958): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Devon und Kulm des nordöstlichen Sauerlandes. – Diss. Freie Univ. Berlin: 63 S., 8 Abb., 2 Taf., 3 Prof., 1 Kt.; Berlin.
- KRONBERG, P., & PILGER, A., & SCHERP, A., & ZIEGLER, W. (1960): Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3** (1): 1–46, 13 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- LEUTERITZ, K. (1968): Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rhein. Schiefergebirges). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1968**: 204–215, 4 Abb.; Stuttgart.
- MUCHOW, S. (1965): Zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels. – *Dipl.-Arb. Univ. Bonn*: 51 S., 18 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Bonn. – [Unveröff.]
- PAECKELMANN, W. (1926): Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon i. Westf. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **46**: 210–230, 3 Abb.; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1953): Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – *Z. dt. geol. Ges.*, **104**: 94–98, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- RITZEL, A. (1972): Der geologische Aufbau und die Oberflächengestaltung des Kreises Lippstadt. – *Beitr. Heimatkd. Kr. Lippstadt*, **4**: 286 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kt.; Lippstadt (C. J. Laumanns).
- SANDBERG, CH. A., & ZIEGLER, W., & LEUTERITZ, K., & BRILL, S. M. (1978): Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – *Newsl. Stratigr.*, **7** (2): 102–120, 2 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- SCHMIDT, H. (1922): Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **41**: 254–339, 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, H., & PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – *Slg. geol. Führer*, **39**: 151 S., 8 Abb., 24 Taf., 1 Kt.; Berlin.
- STASCHEN, D. (1968): Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – *Münstersche Forsch. Geol. Paläont.*, **5**: 119 S., 56 Abb., 7 Taf.; Münster.
- THOME, K. N. (1970): Die Bedeutung der Ennepe-Störung für die Sedimentations- und Faltungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **17**: 757–808, 19 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- UFFENORDE, H. (1974 a): Die Schlagwasser-Breccie – ein Äquivalent der Langenaubacher Breccie im nördlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Vortr.-Manusk. Tag. Dt. Geol. Ges. Bonn*: 8 S., 1 Tab.; Bonn. – [Unveröff.]
- (1974 b): Die Schlagwasser-Breccie – ein Äquivalent der Langenaubacher Breccie im nördlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **11**: 44–45; Hannover.
- (1975): Faziesdifferenzierung und Paläogeographie stabiler Schwellen. – *Sonderforschungsbereich (SFB) 48: Entwicklung, Bestand und Eigenschaften der Erdkruste, insbesondere der Geosynklinalräume, Projektbereich A*: 51–85, 2 Abb.; Göttingen. – [Unveröff.]
- (1976): Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **152**: 75–111, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1977): Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **153** (2): 253–281, 8 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- VOGES, A. (1960): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) im Sauerland. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **3**: (1): 197–228, 5 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., zahlr. Abb. u. Tab., 30 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- ZIEGLER, W. (1962): Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **38**: 1–166, 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.; Wiesbaden.

- (1966): Ein Konglomerat im Sandstein der Nehden-Stufe in der Lüdenscheider Mulde (Mbl. Plettenberg, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 88–101, 5 Abb.; Stuttgart.
- (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**: 343–360, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

Eingang des Manuskriptes: 18. 6. 1986

Tafel 1

- Fig. 1 Schlagwasserbreccie von der Typuslokalität (sensu H. SCHMIDT 1922; R 60 810, H 02 120)
 Loser Block, rechts und links vorwiegend Cephalopodenkalkgerölle, in der Bildmitte über dem Hammer polymikte Breccie, vorwiegend aus Massenkalk-Komponenten bestehend.
- Fig. 2 Schlagwasserbreccie von der Typuslokalität (sensu H. SCHMIDT 1922; R 60 810, H 02 120)
 Kleine Cephalopodenkalkgerölle, zum Teil Weichkalkgerölle, mit stark variierendem Umriß in mergelig-kalkiger Matrix.
- Fig. 3 Einzelvorkommen von Schlagwasserbreccie am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes (R 57 430, H 00 220)
 Oligomikte Breccie mit vorwiegend eckigen, grauen bis dunkelgrauen Kieselschieferkomponenten in kieseliger Matrix, die hellgrau bis gelblich gefärbt ist.
- Fig. 4 Einzelvorkommen von Schlagwasserbreccie am Suttroper Weg westlich des Alten Feldes (R 57 430, H 00 220)
 Polymikte Breccie mit hellgrauen Kieselschiefergeröllen und teilweise angerundeten, inkieselten, nicht näher bestimmbar Komponenten (vermutlich ehemals Kalksteine) in gelblich-grauer Matrix.
- Fig. 5 Steinbruch Weiken – Nordwand (R 58 800, H 01 760)
 Sigmoidal verformter Teil einer ehemaligen Flinzkalkbank (Pfeil) als Bestandteil der polymikten Schlagwasserbreccie.
- Fig. 6 Steinbruch Weiken – Westwand (R 58 800, H 01 610)
 Monomikte Schlagwasserbreccie, die ausschließlich aus Kulmkieselschiefern besteht, die vorwiegend grau bis dunkelgrau sind und in einer ebenfalls kieseligen Matrix lagern.
- Fig. 7 Steinbruch am Fuß des Kalvarienberges (R 61 020, H 02 580)
 Schlagwasserbreccie unmittelbar über Hangschutt anstehend und von gut gebankten Schichten des Unterkarbons überlagert.
- Fig. 8 Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer (R 55 500, H 06 710) am Aufstieg von der 1. zur 2. Sohle
 Schlagwasserbreccie; monomikte Breccie mit hellgrauen Cephalopodenkalkgeröllen in tonig-mergeliger Matrix.
- Fig. 9 Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (von R 60 200, H 01 590 bis R 60 200, H 01 500; Lokalität 3.5.)
 Schlagwasserbreccie; polymikte Breccie mit von rechts oben nach links unten verlaufender Megaspalte, deren Kalkgeröllkomponenten teilweise dem Niveau des Erdbacher Kalks entstammen.
- Fig. 10 Straßenprofil am südlichen Ortsausgang von Kallenhardt (von R 60 200, H 01 590 bis R 60 200, H 01 500; Lokalität 3.5.)
 Schlagwasserbreccie; polymikte Breccie, bankig abgesondert mit undeutlicher Gradierung in der oberen Bank.
- Fig. 11 Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000; Lokalität 3.10.)
 Schlagwasserbreccie; orientierte Probe (rechte Bildkante unten) aus dem südlichen Steinbruchteil unmittelbar über dem liegenden Massenkalk mit auffälliger „fetzenartiger“ Struktur der Komponenten im unteren Teil und Anlagerungsgefügen zum Hangenden hin.
- Fig. 12 Steinbruch am Hessenkamp (R 64 950, H 00 000; Lokalität 3.10.)
 Schlagwasserbreccie; monomikte Breccie aus dem nördlichen Steinbruchabschnitt, deren Massenkalkkomponenten teilweise parallel zur unterlagernden Massenkalkoberfläche eingeregelt sind.



Tafel 1

Plate 1

- Fig. 1 Schlagwasser breccia from the type locality (sensu H. SCHMIDT 1922; R 60 810, H 02 120)
Detached boulder, on the right and on the left mainly cephalopod limestone pebbles, in the centre of the picture above the hammer a polymict breccia consisting mostly of massive limestone components.
- Fig. 2 Schlagwasser breccia from the type locality (sensu H. SCHMIDT 1922; R 60 810, H 02 120)
Small cephalopod limestone pebbles, partly unconsolidated when embedded with greatly varying outline in a marly to limy ground mass.
- Fig. 3 Single occurrence of Schlagwasser breccia at "Suttroper Weg" west of "Altes Feld" (R 57 430, H 00 220)
Oligomict breccia with mainly angular, grey to dark grey chert components in a light grey to yellowish coloured siliceous ground mass.
- Fig. 4 Single occurrence of Schlagwasser breccia at "Suttroper Weg" west of "Altes Feld" (R 57 430, H 00 220)
Polymict breccia with light grey chert pebbles and partly subrounded, silicified, not precisely determinable components (presumably formerly limestones) in a yellowish to grey coloured ground mass.
- Fig. 5 Northern wall of the Weiken quarry (R 58 800, H 01 760)
Sigmoidally deformed part of a former flinz limestone bed (arrow) as a component of the polymict Schlagwasser breccia.
- Fig. 6 Western wall of the Weiken quarry (R 58 800, H 01 610)
Monomict Schlagwasser breccia, exclusively consisting of chert (Kulm facies) – mainly grey to dark grey coloured and embedded in a siliceous ground mass.
- Fig. 7 Quarry at the base of the "Kalvarienberg" (R 61 020, H 02 580)
Schlagwasser breccia immediately outcropping above talus deposits and being superposed by well-bedded Lower Carboniferous beds.
- Fig. 8 Eastern Provincial Quarry at Drewer (R 55 500, H 06 710) at the climb from the first to the second floor
Schlagwasser breccia; monomict breccia with light grey coloured cephalopod limestone pebbles in a clayish to marly ground mass.
- Fig. 9 Road cut at the southern end of Kallenhardt (from R 60 200, H 01 590 to R 60 200, H 01 500; locality 3.5.)
Schlagwasser breccia; polymict breccia with megadyke extending from top right to bottom left. Components of limestone pebbles are partly derived from the Erdbach limestone.
- Fig. 10 Road cut at the southern end of Kallenhardt (from R 60 200, H 01 590 to R 60 200, H 01 500; locality 3.5.)
Schlagwasser breccia; polymict breccia detached in form of banks with indistinct graded bedding in the uppermost bank.
- Fig. 11 Hessenkamp quarry (R 64 950, H 00 000; locality 3.10.)
Schlagwasser breccia; orientated sample (bottom on the right of the picture) from the southern part of the quarry directly above the subjacent massive limestone. Components show a strange "shredlike" structure in the lower part; depositional fabric can be seen up to the overlying layer.
- Fig. 12 Hessenkamp quarry (R 64 950, H 00 000; locality 3.10.)
Schlagwasser breccia; monomict breccia from the northern section of the quarry. Massive limestone components are partly aligned parallel to the subjacent massive limestone surface.