Litho-, Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs (Präobersanton-Dan/Paläozän) von Aachen-Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien)

Litho-, biostratigraphy and palaeoenvironment of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary of Aachen and South Limburg

HANS JOACHIM ALBERS, Recklinghausen und WERNER MARIA FELDER, Heerlen (NL)

mit 5 Abbildungen im Text

Albers, H. J. & Felder, W. M., 1979: Litho-, Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs (Präobersanton-Dan/Paläozän) von Aachen-Südlimburg. *Aspekte der Kreide Europas.* IUGS Series A, No. 6, pp. 47–84. Stuttgart.

Abstract: Geological exploration in the Upper Cretaceous sedimentary cover (Pre-upper Santonian – Dan/Paleocene) in the area of Aix-la-Chapelle and Limburg (Netherl., Belg., Germany) at the northwestern margin of the Rheinisches Schiefergebirge is made difficult by the existence of severe block tectonics and low-angle discordances. Therefore tectonic movements are taken into consideration.
Geological investigations indicate that the Cretaceous cover consists of a symmetrical transgression-regression-sequence; greatest sinking of the sedimentary basin in the upper Campanian – lower Maastrichtian. The sequence has been divided into a great number of local lithological units, which are separated by distinct horizons and documented by stratotypes. Inserting these local units into the international biochronological scale is difficult as a result of numerous problems, some of which are discussed. A preliminary North-South- and East-West biostratigraphical correlation, mainly on basis of microfauna, is attempted.

Kurzfassung: Geologische Arbeiten im kretazischen Deckgebirge (Präober-Santon – Dan/Paläozän) von Aachen-Südlimburg (Niederl., Deutschl., Belg.) am NW-Rand des Rheinischen Schiefergebirges werden durch intensive Schollentektonik und zahlreiche flache Diskordanzen erheblich erschwert. Entsprechend wurden für die vorliegende Studie auch tektonische Gesichtspunkte berücksichtigt.
Nach bisherigen Untersuchungen handelt es sich um eine symmetrische Transgressions-Regressions-Sequenz mit der größten Beckenabsenkung im Obercampan-Untermaastricht. Die Abfolge wird in zahlreiche lithostratigraphische Einheiten gegliedert, die durch gut erkennbare Horizonte getrennt werden. Die Einheiten werden durch Stratotypen belegt.
Dagegen stößt die Einhängung dieser lokalen Einheiten in die internationale biochronologische Zeitskala noch auf zahlreiche offene Fragen, die nur zum Teil dargestellt werden konnten. Eine vorläufige Nord-Süd- und Ost-West-Korrelierung hauptsächlich auf der Grundlage der Mikrofauna wird versucht.

Adressen der Verfasser: H.J. Albers, Landesanstalt für Ökologie, Landschaftsentwicklung und Forstplanung NRW, Castroper Straße 312–314, D-435 Recklinghausen. W.M. Felder, Rijks Geologische Dienst, Afdeling Kartering, Heerlen, Dautzenbergstraat 46, Z-Limburg, Niederlande. *– 28.4.1978; 18.1.1979.*

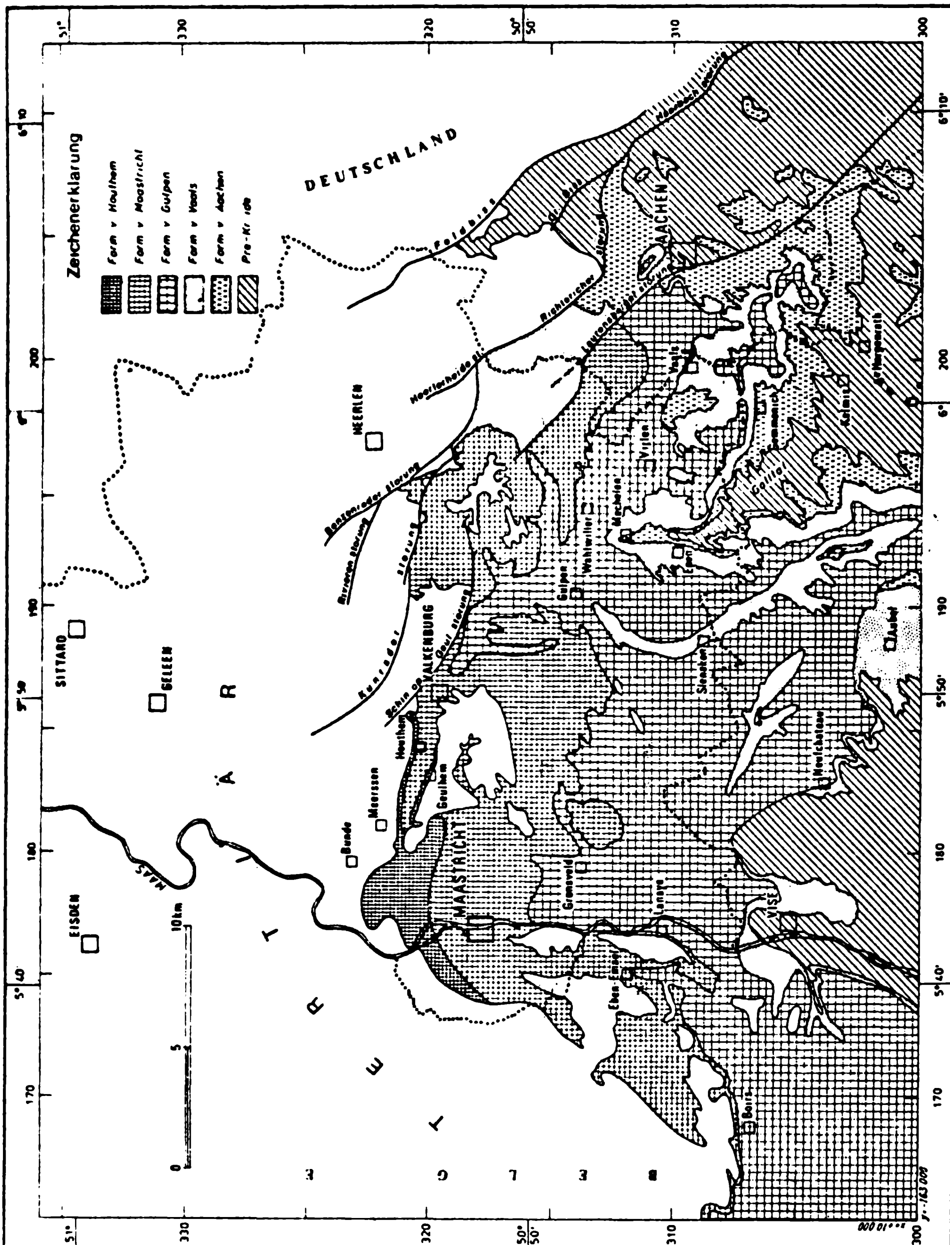


Abb. 1. Geologie von Aachen-Südlimburg.

1. Zur Problematik der Deckgebirgsgeologie Südlimburgs

Die Oberkreide Südlimburgs im Grenzbereich dreier Länder (Abb. 1) zwischen den Städten Aachen – Heerlen – Maastricht – Lüttich und Eupen wurde seit Beginn ihrer naturwissenschaftlichen Erforschung ab Faujas de Saint Fond (1799) und Hausmann (1808) in einer solchen Zahl an Spezialarbeiten untersucht, daß es einer größeren Bibliographie bedürfte, um nur die wichtigsten Ergebnisse zu würdigen (neuere Teilbibliographien s. Breddin, Brühl & Dieler 1963; Romein 1963; Hofker 1966; Deroo 1966; Felder 1963, 1973a, 1975a, b, 1976; Richter 1974; Albers 1974, 1976; Albers, W.M. Felder, P.J. Felder & Kuyl 1978; Bosch, Felder, Albers 1978 und Knapp 1978).

Die südlimburgische Kreidetafel baut sich aus einem Sedimentkörper mit starker lithofazieller Gliederung in vertikaler wie horizontaler Richtung auf. Den räumlichen Verband verundeutlichen zahlreiche Schichtlücken und häufige, flache, damit schwer erkennbare, tektonische Diskordanzen, die zum erheblichen Teil erst in den letzten Jahren nachgewiesen wurden. Für die weitere Verdunklung sorgt eine äußerst intensive Vertikaltektonik in einem kleinräumig gegliederten Bruchschollenmosaik mit der bekannten saxonischen Teilautonomie der Einzelschollen. Dabei wurde der Bewegungsplan in Raum und Zeit erheblichen Änderungen unterworfen. Die Schollentektonik wird in weiterführenden Untersuchungen bearbeitet. Sie ist nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit, in der sie aber indirekt durch die Beeinflussung der Palökologie, Mächtigkeit und Verbreitung der einzelnen Schichteinheiten im Schollenmosaik ständig gegenwärtig erscheint. Am W-Rand des tektonisch mobilen Niederrheinischen Grabensystems, am NW-Saum des Rheinischen Schildes und am E-Rand des in seiner Aktivität noch wenig erforschten Brabanter Massivs gelegen, wird man aus den kretazischen Sedimenten Südlimburgs als Seismogramm zahlreiche raum-zeitlich ungleichwertige tektonische Bewegungen ablesen können, die Epirogenese und Paroxysmen hinterließen. Zur weiteren Komplizierung häufen sich in der letzten Zeit Indizien für Subrosion oder Halokinese durch mögliche paläozoische Evaporite im Karbon und Devon des tieferen Untergrundes.

Der niedrige Erforschungsstand beruht darauf, daß zahlreiche frühere Untersuchungen zu wenig den gleichzeitigen Einsatz von Methoden der Litho- und Biostratigraphie sowie der quantifizierenden Analyse der Schollentektonik berücksichtigen, um die genannten Fehlerquellen zu berücksichtigen. Dadurch trägt die inzwischen zahlreiche Literatur den Ballast einer widerspruchsvollen, nur bedingt reproduzierbaren Stratigraphie, die weiter aufbauende Spezialarbeiten erheblich belastete. Das Ziel der vorliegenden Darstellung wird es deshalb sein, eine solche detaillierte und streng reproduzierbare Lithostratigraphie einzuführen und sie mit bestehenden Systemen zu korrelieren.

Ein solches objektivierbares Bezugssystem und eine in Zukunft noch besser fundierte N-S- und E-W-Korrelierung werden endlich den Einstieg in weiterführende Fragenkomplexe, wie mögliche regionale Varianzen in der Wirksamkeit von Epirogenese und Paroxysmen ermöglichen oder Fragen der lateralen wie vertikalen Übergänge von Kreidekalken in ihre klastische Randfazies, das Phänomen der horizontalen Fazieswechsel innerhalb der Flintstraten und schließlich die Erscheinung der Sedimentationszyklen, um nur einige Aspekte zu nennen. Bereits Voigt (1929) wies auf die hohe Bedeutung der Limburger Kreide als Modellkörper für Spezialuntersuchungen allgemeinen Interesses hin.

2. Kurze Bibliographie über paläontologisch-biostratigraphische Untersuchungen

Über die südlimburger *Megafauna* (Vertebraten und Evertebraten) liegt eine große Literaturliste vor (Albers & Weiler 1964; Bayle 1857/58; Binkhorst van den Binkhorst 1859, 1861; Böhm 1885; Bosquet 1847, 1854, 1859, 1860; Cuvier 1808; Faujas de Saint Fond 1799; Felder 1960a;, van der Geijn 1937, 1940; de Grossouvre 1908; Holzapfel 1885a, b, 1887/88, 1888/89; von Hüpsch 1768; Kaunhoven 1897; Kruytzer 1958, 1964, 1969; Lambert 1910, 1911; Leriche 1927; Meyer 1965; Müller 1847, 1851, 1859; van de Poel 1958; Smiser 1935; Ubaghs 1879; Umbgrove 1925; van der Weijden 1943). Wegen der teilweise veralteten Taxonomie und der bislang nur begrenzten ökologischen wie biostratigraphischen Verwendbarkeit der Megafauna wird hier auch aus Platzgründen auf eine nähere Diskussion verzichtet. Unter der Megafauna kommt den Belemniten außerordentliche Bedeutung zu (Felder 1960a; Jeletzky 1951; Schmid 1953, 1956, 1959, 1967). Sie wird derzeit von der Arbeitsgruppe Ernst, Schmid & Schulz (Hannover, Berlin, Kiel) untersucht und dürfte in Zukunft u. U. zusammen mit Brachiopoden eine besser abgesicherte N-S-Korrelierung ermöglichen.

Die *Mesofauna* (früher bereits z.T. unter der Megafauna beschrieben) wird derzeit von der Arbeitsgruppe P.J. Felder *et al.* (Maastricht, Niederl.) untersucht. Von dort sind neue Impulse für die Palökologie und Öko- sowie Biostratigraphie zu erwarten.

Die *Mikrofauna* wurde neben den Arbeiten von Beissel (1891), Franke (1925), van Veen (1928, 1932, 1934, 1935/36, 1936, 1938) vor allem von Hofker untersucht (1926ff. vollständige Literaturliste von 140 Arbeiten in Hofker 1966). Meessen (Heerlen, Niederl.), Hofker's Mitarbeiter, führte die Untersuchungen weiter (Meessen 1977a–e). Detailuntersuchungen in den Maastalprofilen wurden ferner von Bellier & Villain (1975) und Villain (1977) durchgeführt. Deroo (1966) versuchte eine umfassende Biostratigraphie auf der Grundlage von Ostracoden (s. Kap. 5).

Mikrofloristische Untersuchungen stammen von Vanguestaine (1966), Grebe & von Schilling (1973), Wilson (1974) und Streel *et al.* (1977).

Untersuchungen zur *Nannoflora* wurden von Bramlette & Martini (1964); Vangerow & Schloemer (1967); Sissingh (1977) und Bick (1977) ausgeführt. Zur Zeit untersucht die Arbeitsgruppe Vangerow & Bick (Aachen) weitere Detailprobleme der Taxonomie von Coccolithineen und ihre biostratigraphische Bedeutung in der Oberkreide Südlimburgs. Gerade durch den neuen methodischen Ansatz der Untersuchung von Nannoplankton (Bick 1977) eröffnen sich hier auch für die Ost-West-Korrelierung völlig neue Aspekte.

3. Palökologie

3.1. *Einführung in die Problematik.* Die Erfassung von Ökosystemen in ihrer raum-zeitlichen Abfolge, Wirkungsgefüge von Lebewesen und deren anorganischer Umwelt mit begrenzter Befähigung zur Selbstregulation (Ellenberg 1973) erfordert eine untrennbare Zusammenschau paläobiologischer und lithofazieller Daten.

Durch die bekannten methodischen Probleme (fehlende Möglichkeit der direkten Messung bestimmter biotischer und abiotischer Datengruppen sowie Datenverminderung und mögliche Verfälschung in Thanatozönosen) rückte eine Ökosystemanalyse, wie sie im rezenten Bereich durchführbar ist, für den fossilen Verband in weitere Zukunft. Entsprechend sind die

qualitativen Aussagen zu den biotischen Faktoren (z.B. Diversität) mit erheblichen Fehlerquellen belastet. Die vorliegenden Ausführungen versuchen deshalb, die Ökosysteme vor allem durch besser dokumentierte abiotische Faktoren zu charakterisieren.

Während sich für das Präobersanton – Untercampan und im Obermaastricht mit seinen terrestrischen und flachmarinen Lebensräumen ein substratorientiertes Gliederungsschema nach Ökotopgefügen (Ellenberg 1973) anbietet, wird dieses System für das Obercampan und untere Obermaastricht mit Lebensräumen im tieferen Wasser durch ein Schema abgelöst, das vermehrt die Ökologie des Wasserkörpers selber berücksichtigt. Darin spiegelt sich zugleich die große symmetrische Transgressions- und Regressionssequenz der Aachen-Südlimburger Oberkreide.

3.2 *Palökologie-Untersuchungen in den einzelnen lithostratigraphischen Einheiten Südlimburgs. – Formation von Aachen, basal mit dem Ton von Hergenrath (Präobersanton).* Das Substrat besteht im S aus Schluffen und Kiesen (Mosperter Schotter), sonst aus tonigem Schluff – schluffigem, bitumenhaltigen Ton (Kohlenwasserstoffuntersuchungen nach Flekken 1975, 1976, 1977), Sortierung meist schlecht, lokal glaukonitführend (Herz 1963). In Rinnen werden lokal rote und weiße Paläosolsedimente (Tone) angetroffen, untergeordnet auch mittelsandige Feinsande, selten Rippelschichtung, Runzelmarken und convolutes. Vor allem im höheren Teil finden sich regional mehrere Wurzelböden, lokal mit auflagernder geringmächtiger Weichbraunkohlenlage (Kräusel 1923 und eigene Beobachtungen). Die reiche auto- und parautochtone Flora (Debey 1848; Kräusel 1923; Stockmans 1946; Dijkstra 1948/49; Weyland & Krieger 1953; Vangerow 1954; Grebe & von Schilling 1973) führt reiches Material (Pollen, Samen, Früchte, Blätter, Äste und Stämme) an Gymnospermen (Koniferen) und Angiospermen (Mono- und Dicotyledonen). Der Versuch einer pflanzensoziologischen Aufnahme steht aus.

Interpretation: generell terrestrisch, fluviatil-limnisch, marine Ingressionen sind wahrscheinlich. Die reiche auto- und parautochtone Flora wurde unmittelbar an ihrem Standort durch Sedimente überschüttet (Wurzelböden und auflagernde Braunkohlenlage) oder in Korrelation mit der Größe unterschiedlich weit transportiert. Die Gliederung des Sedimentkörpers in Rinnen und flach linsenförmige Schichten läßt eine räumliche Differenzierung in mehrere Ökotope vermuten. – Vertikal, im Aachener Gebiet über einem Wurzelboden abrupter Wechsel zum

Sand von Aachen (Obersanton). Das Substrat bildet ein z.T. schwach mittelsandiger Feinsand mit guter bis sehr guter Sortierung und geringem Glaukonitgehalt. Außer in lokalen Sedimentfallen ist keine oder eine äußerst geringe Schluff- und Tonkomponente vorhanden. Die vollständige sekundäre Dekalzifizierung ist nachzuweisen. Große und kleine Kreuzschichtungskörper verzahnen sich lateral und vertikal. Dazwischen sind zahlreiche Aufbereitungsflächen und lokale, aber große Rinnenkörper eingeschaltet, die keine Spuren lateraler Wanderung zeigen. Raum-zeitlich wechselnd erscheinen Bioturbationsfelder. Danach gliedert sich das Biotopgefüge in wenigstens drei Biotope, wobei fraglich bleibt, wie weit das Biotop der Rinnen ökologisch nutzbar war. Die vollmarine Fauna ist äußerst selten (? erhalten) und besteht aus großwüchsigen, dickschaligen Lamellibranchiaten und Gastropoden. Häufig sind Funde eingekieselter Treibhölzer.

Interpretation: vollmarin, ständig über der Wellenbasis, hochenergetisch, rasche Erosion und Sedimentation mobiler Sandriffe, stark strömungsbetont, episodische Emersionsphasen mit der Ausbildung großer Rinnen verbunden, starke laterale Gliederung des Ökotopgefüges, bislang nur begrenzte Aussagen über die Biozönose möglich, s. Albers 1978a. – Der Endobenthos fand nur lokal und raum-zeitlich wechselnd günstige Lebensbedingungen. Vertikal folgt mit regional unterschiedlich scharfer Grenze der

Sand von Hauset (Grenzbereich Obersanton/Untercampan). Das Substrat besteht aus gut sortiertem Feinsand allgemein mit sehr geringem Schluffanteil, im höheren Teil werden horizontal aushaltende Schluff- und Tonlagen angetroffen, diese führen z.T. Wurzelböden, insgesamt wird eine starke bioturbate Entschichtung festgestellt, dadurch ist kleine Kreuzschichtung nur in Spuren nachzuweisen. Lokal erscheinen große Rinnen z.T. mit großen Schrägschichtungskörpern, sonst sind zusammenhängende Felder mit großer Kreuzschichtung sehr selten (nur in Kelmis, Grube Käskorb, Belg.). Wieder werden wenigstens drei Biotope nachgewiesen. Marine Fauna ist nur aus der Literatur bekannt (wenige, schlecht erhaltene Mollusken), zahlreicher Endobenthos oder zeitliche Anreicherung von Ichnofossilien im Sediment.

Interpretation; vollmarin ?, episodische Emersion nachgewiesen, danach wenigstens episodisch limnisch-brackisch, sonst ständig über der Wellenbasis, abgeschwächte Dynamik, mäßige Erosion bei mäßiger Sedimentation, Strömung vermindert, episodisch oder nur lokal wirksam, danach fand der Endobenthos vom Gesichtspunkt der Dynamik ein günstiges Substrat, Fauna wahrscheinlich durch Dekalzifizierung nicht dokumentiert (Albers 1978a). – Vertikal folgt mit abruptem Wechsel die

Formation von Vaals mit dem Sand von Raren bis Sand von Terstraeten (unteres Untercampan). Es werden drei voneinander stark abweichende Ökotopgefüge unterschieden, die horizontal aneinandergrenzen und sich vertikal zyklisch ablösen.

a) Das Biotopgefüge der Rinnensande im E-Teil des Vorkommens enthält als Substrat allgemein glaukonitarme, sehr gut sortierte Feinsande ohne Schluff als laminierte Füllung zahlreicher übereinander folgender Rinnengenerationen. Aus den steilen Böschungswinkeln folgt eine Konsistenzverbesserung des Substrats durch Entwässerung. Es werden keine Kriterien für eine seitliche Wanderung der Rinnen nachgewiesen. Wegen der Seltenheit und Präparationsprobleme der Fauna (Auflösung der Fossilien durch tiefgreifende Dekalzifizierung bis auf einen Hohlraum im halbfesten Sediment oder umgekehrt sehr starke Verfestigung im Kieselsandstein) und der Tatsache, daß die Schill-Linsen nur Thanatozönosen darstellen, waren bislang noch keine abschließenden Aussagen über Diversität und Abundanz der ursprünglichen Biozönose zu machen. Die vorliegenden Daten sprechen für eine hohe Diversität. Bioturbation war nicht oder nur punktförmig anzutreffen, z.T. durch Abrasion gekappt. Die Analyse des besser erhaltenen nektonischen Anteils der Thanatozönosen (Albers & Weiler 1964) ergab für die Fische teils eine Lebensweise nur im Litoral (Gattungen *Hybodus, Acrodus, Synechodus, Heterodontus, Squatina, Sclerochynchus, Scyllium*), teils eine litorale und pelagische Lebensweise (Gattungen *Isurus, Lamna, Odontaspis, Corax, Pseudocorax* und die Enchodontiden mit *Enchodus, Cimolichthys* und *Apateodus*). Die euryhalinen Gattungen *Isurus* und *Odontaspis* halten sich rezent im Litoral auf und dringen in das Brackwasser der Flußmündungen vor. Eindeutig bathypelagische Arten fehlen. Aus der Häufigkeit großer Raubfische folgt indirekt der Nachweis für eine noch größere Zahl Konsumenten niederer Ordnung nektonischer und benthonischer Lebensweise.

Interpretation: vollmarin, ständig über der Wellenbasis, Strömungen nicht nachweisbar, mobile Sandplatten; die Emersion durch Wasserspiegelerniedrigung führt zur episodischen Rinnenbildung, die nicht seitlich wandern, d.h. fehlender Gezeiteneinfluß, nach aufgelaufenem Wasser Rinnen funktionslos, hohe Erosions- und Sedimentationsdynamik, flache Abrasion bei Sturmwetterlagen führt zum Abtrag auf den Sandplatten, zur teilweisen Zerstörung der dortigen Biozönose und zur Kappung der Bioturbation; niederfallende Suspension verfüllt die Rinnen, dieser Mechanismus wiederholt sich in zahlreichen Phasen. Das Biotopgefüge der Rinnensande gliedert sich danach in wenigstens zwei Biotope, in Sandplatten und Rinnen, wobei die Rinnen wegen ihrer hohen Dynamik und kurzen Lebensdauer wahrscheinlich nur bedingt

nutzbar waren. Offenbar wurden die Sandplatten nicht in so kurzzeitigen Abständen von flächiger Abrasi betroffen, daß sich hier ein Extrembiotop herausbildete.

b) Das Biotopgefüge des Sandsilts (Schlickplatten) mit Schill enthält schluffige, unterschiedlich glaukonitreiche Feinsande, die allgemein durch Bioturbation völlig entschichtet sind (primäre Schichtgefüge, feinschichtige Laminierung, lokal auch Dicklinsenschichtung ?). Aus der lokalen Unterspülung von Schlickplatten folgt deren teilweise synsedimentäre Konsistenzverbesserung. Für die Erhaltung lokal oder flächig auftretender Schillpakete gilt dasselbe wie im Biotopgefüge der Rinnensande. Am ehesten spiegeln die Meso- und Megafossilien der berühmten Fundschicht von Vaalsbroek (= 4. Sandsilthorizont unter dem Horizont von Beusdal im Profil Vaals – Eschbergweg) die ehemalige Biozönose mit ihrer hohen – sehr hohen – Diversität wieder (Faunenbeschreibung u.a. von Holzapfel 1887/88, 1888/89, 1910). Die daraus abzuleitende Menge ökologischer Planstellen und die hohe Zahl der Gastropoden könnten auf einen reichen Tallophytenbewuchs hindeuten. Allerdings bleibt die Frage nach der Repräsentativität des Fundes von Vaalsbroek für die übrigen Sandsilthorizonte des Profils zu beantworten.

Interpretation: vollmarin, ständig über der Wellenbasis, Strömungen nicht nachweisbar, verminderte Erosion und Sedimentation – durch höhere Konsistenz der Schlickplatten bei hoher Hydrodynamik, Anreicherung von Bioturbation, episodische flächige Abrasion, günstiger Lebensraum einer Biozönose hoher Diversität, mögliche reiche Tallophytenfauna.

c) Das Biotopgefüge des Sandsilts ohne Schill führt schluffigen Sand bis sandigen, stark schluffigen Ton. Der Glaukonitgehalt ist vermindert, die Sortierung allgemein mittel bis gering; lokale Dekalzifizierung nachzuweisen. Eine völlige Entschichtung durch Bioturbation wird festgestellt. Die Meso- und Megafauna ist durch Einzelfunde vertreten, wahrscheinlich verminderte Diversität.

Interpretation: vollmarin, ständig unterhalb der Wellenbasis, verminderte Erosions- und Sedimentationsdynamik.

Die Biotopgefüge der Rinnensande und der Sandsiltplatten wechseln einander zyklisch in vertikaler Reihenfolge ab. Lateral schließt sich jeweils das Biotopgefüge des Sandsilts ohne Schill an, der nach SW folgende, beckenwärtige Schelfschlick. Die ersten beiden Lebensräume unterscheiden sich vor allem durch die substratbedingten Abweichungen bei sonst analogen hydrodynamischen Randbedingungen und setzen sich damit gemeinsam deutlich gegenüber dem Lebensraum des Schelfschlicks ab. Diese Unterschiede korrelieren mit verminderter Diversität der benthonischen Biozönose (Mikro-, Meso- und Megafauna).

Schließlich ist raum-zeitlich eine Verlagerung der drei Biotopgefüge nachzuweisen. Albers (1976) unterschied 4 transgressive und 3 regressive Phasen. Zum jüngsten transgressiven Ast gehört der Horizont von Terstraeten, der durch seine erheblich verminderte Diversität bei hoher Abundanz von *Cucullaea subglabra* d'Orbigny wahrscheinlich die Thanatozönose eines Extrembiotops darstellt. Vertikal folgt mit scharfem Wechsel die

Formation von Gulpen mit dem Kalkstein von Zeven Wegen (oberstes Untercampan – unteres Obercampan) bis zum Kalkstein von Lixhe (unteres Obermaastricht). Das Substrat baut sich aus feinkörnigem Kalk auf, der in unterschiedlicher Menge Ton und Sand führt, Glaukonit vor allem in den basalen Teilen einer jeweiligen Einheit. Der $CaCO_3$-Gehalt nimmt allgemein von NE nach SW zu, allerdings unterschiedlich für die einzelnen Einheiten (Kalkstein von Zeven Wegen im E 60–80 %, im W 95 %; K. von Beutenaken 60–80 %, im W nur als Hardground; K. von Vylen im E 50–80 %, im W 95 %; K. von Lixhe im E 80–90 %, im W 98 % (Gilard 1926; van Harten 1972; Felder 1973). Karbonatfazielle Untersuchungen sind zur Zeit in Arbeit (Wetzelaer

1979). Nach Bick (Aachen) (freundl. mündl. Mitteil. 1978) besteht der $CaCO_3$-Gehalt des Kalksteins von Zeven Wegen zu mehr als 95 % aus Coccolithineen (Nannoflora).

Der unterschiedliche $CaCO_3$-Gehalt des Sedimentes im E und W Südlimburgs belegt den unterschiedlichen Gehalt an toniger Suspension und entsprechend eine Ausdünnung der euphotischen Zone im E. Die zu erwartende Konsequenz, eine unterschiedliche Sedimentationsrate des Nannoplanktons ist ohne eine noch weitergehende Feingliederung des Kalksteins von Zeven Wegen bei Berücksichtigung der flachen Winkeldiskordanz an seiner Dachfläche jedoch nicht zu beweisen. Die mögliche Wirksamkeit des genannten Faktors auf Diversität und Abundanz der benthonischen Meso- und Megafauna ist bislang noch nicht untersucht. Nach der Auflistung der Foraminiferen (Hofker 1966) scheint die Diversität des Mikrobenthos im Kalkstein von Zeven Wegen im W (Halembaye) um den Faktor 2 höher zu sein als im SE (Zeven Wegen, Beutenaken), im Kalkstein von Vijlen um 1,5. Ohne nähere Untersuchung bleibt dies jedoch vorläufig nur eine Arbeitshypothese.

Die benthonische Mikrofauna (Ostracoden und Foraminiferen) zeigt während der Sedimentation des Kalksteins von Vijlen keine Vermehrung der Artendiversität durch Zuwanderung oder Evolution („Stagnation der Evolution" Deroo 1966). Die von Deroo (1966) angeführten Gründe, z. B. hohe terrigene Suspension, entfallen für den W, eine geringe O_2-Versorgung der bodennahen Wasserschichten läßt sich bislang bestenfalls punktförmig belegen (Erhaltung fast vollständiger Fischskelette in einzelnen Schichten des K. von Vylen im Vylener Bosch). Tatsächlich wurden bislang keine Belege für eine bodennahe Strömung während der Formation nachgewiesen, auch keine Spuren des Seegangs.

Insgesamt sind Aussagen zur Ökologie durch den geringen Kenntnisstand der Meso- und Megafauna erschwert.

Interpretation: vollmarin, ständig unter der Wellenbasis, verminderte Erosions- und Sedimentationsdynamik, wenigstens zeitweilig verminderte O_2-Versorgung des Substrats, im E Ausdünnung der euphotischen Zone durch terrigene Suspension, mögliche daraus folgende Gliederung in Zonen unterschiedlicher Diversität. – Es folgt der

Kalkstein von Lanaye (tieferes Obermaastricht). Im SE wird das Substrat von feinkörnigen Kalken ($CaCO_3$-Gehalt 80–90 %) gebildet, die nach W in reine Biodetrituskalke ($CaCO_3$-Gehalt 98 %) übergehen und hier eine Sedimentation einleiten, die in den Maastrichter Biodetrituskalk überleitet. Die zu erwartende deutliche Trennung in verschiedene biozönotische Zonen ist bislang nicht näher untersucht. Die Mikrofauna (Ostracoden) zeigt im W eine sprunghafte Zunahme der Diversität und eine gesteigerte Evolution.

Interpretation: Auf eine Interpretation der ökologischen Bedingungen für den Zeitraum des Kalksteins von Lanaye wird vorläufig verzichtet. Im Übergangsfeld zwischen der Formation von Gulpen und Maastricht mit den tektonisch bedingten Umwälzungen (Beginn der Obermaastricht-Regression) und wahrscheinlichen klimatischen Änderungen erscheinen die möglichen Deutungsfehler durch mangelnde Daten zu hoch. – Vertikal folgt die

Formation von Maastricht mit dem Kalkstein von Valkenburg bis Meerssen (Obermaastricht). Es werden zwei voneinander abweichende Ökotopgefüge abgegrenzt, das Biotopgefüge der Kunrader Kalkfazies und das der Maastrichter Biodetrituskalke („Tuffkreide"). Das Problem der lateralen Verzahnung beider Einheiten wurde von Felder (1975) geklärt. Das Substrat des Biotopgefüges der Kunrader Kalkfazies (Francken 1947; Romein 1963; Felder 1973, 1975a, b, 1977; Romein, Schuurman & Lissenberg 1977) besteht aus einer zyklischen Wechselfolge aus stärker verfestigten, verkieselten Kalzisiltiten ($CaCO_3$-Gehalt 90–98 %) und weniger verfestigten Biokalkareniten ($CaCO_3$-Gehalt 50–80 %). Letztere enthalten allgemein

einen höheren Glaukonitgehalt und terrigenen Anteil. Als primäre Sedimentgefüge werden vor allem in glaukonitreichen Partien Schrägschichtungskörper nachgewiesen (Voigt 1929; Pollock 1975), daneben die allgemein verbreitete Bioturbation von *Thallassinoides* und *Ophiomorpha*. Die Biozönose enthält hauptsächlich Lamellibranchiaten, eine kleinere Zahl Gastropoden bei seltenem Auftreten von Korallen, Echiniden, Ammoniten und Brachiopoden, insgesamt im Vergleich zum Maastrichter Biodetrituskalk eine etwas verminderte Diversität (Pollock 1975).

Von einer reichen Tallophytenflora zeugen häufige Seegrasreste (Voigt & Domke 1955). Daneben sind zahlreiche eingeschwemmte Landpflanzen nachgewiesen.

Interpretation: vollmarin, ständig über der Wellenbasis in der euphotischen Zone, Landnähe durch starke terrigene Einschüttungen und Landpflanzen belegt, dadurch behindertes Korallenwachstum, etwas verminderte Diversität der Biozönose, nach der Ostracodenfauna (Liebau, freundl. mündl. Mitteil. 1977) flachmarin, abgeschwächte Dynamik (durch Tallophytenbewuchs ?), nach Pollock (1975) lagunenartige Zone in der Nähe einer Flachküste mit wenig reliefiertem Hinterland.

Das Substrat des Biotopgefüges des Maastrichter Biodetrituskalkes besteht aus Biokalkareniten und Biokalziruditen eines $CaCO_3$-Gehaltes von 90–98 % (van Harten 1972; Felder 1973). Karbonatfazielle Untersuchungen sind zur Zeit in Arbeit (Wetzelaer 1979). Selten sind Kreuzschichtung und gelegentlich Rinnen nachzuweisen. Die Biozönose zeigt eine hohe Diversität einer tropischen-subtropischen Warmwasserfauna, hauptsächlich Lamellibranchiaten, bei einem im Vergleich zum Kunrader Kalk vermehrten Anteil an Korallen, Echiniden und Brachiopoden.

In Abhängigkeit zur Konsistenz des Substrats führen die Biodetrituskalke des Kalksteins von Valkenburg bis zum Kalkstein von Nekum (einschließlich) zahlreiche Vertreter des grabenden Endobenthos, mit der Zunahme der Hardgroundbildung im Kalkstein von Meerssen überwiegt das Epibenthos (Pollock 1975; Voigt 1959, 1974).

Die sehr reiche Mikrofauna (Ostracoden und Foraminiferen) zeigt hohe Diversität bei mittlerer Abundanz und eine, gemessen an der Kürze der Zeitdauer des Obermaastricht, rasche Evolution, die sich scharf von den Bedingungen der Formation von Gulpen abhebt (van Veen 1932; Deroo 1966).

Interpretation: vollmarin, tropisch-subtropisch, ständig oder meist über der Wellenbasis in der euphotischen Zone, sehr stark verminderte Suspension, reiche Biozönose hoher Diversität mit sehr aktivem biochemischen Zyklus zum Bau eines Ekto- und Endoskeletts, im Verhältnis zum Kunrader Kalk beckenwärts anschließende Sedimentationszone.

Formation von Houthem mit dem Kalkstein von Geulhem bis Geleen. Die Palökologie der Formation von Houthem schließt sich an die der Formation von Maastricht an (Biodetrituskalkplatten und Hardgrounds als Hartböden), allerdings mit einer vor allem evolutionsbedingten veränderten Biozönose. Die Schichtlücke, die sehr wahrscheinlich das gesamte untere und mittlere Dan umfaßt, wird durch verminderte Sedimentation und/oder submarine Abrasion erklärt. Spezielle ökologische Untersuchungen über den Kalkstein von Houthem in Südlimburg stehen aus.

4. Zur Lithostratigraphie

4.1 *Einführung.* Unserer Studie gingen Detailuntersuchungen über neue lithostratigraphische Gliederungskriterien voraus, die mit dem Nachweis zahlreicher Sedimentationszyklen gefunden waren, für das Untercampan seit 1972 nachgewiesene Zyklen (Albers 1974, 1976a, b), nachdem bereits Felder analoge Rhythmen im Maastricht entdeckt hatte (Felder 1969ff.).

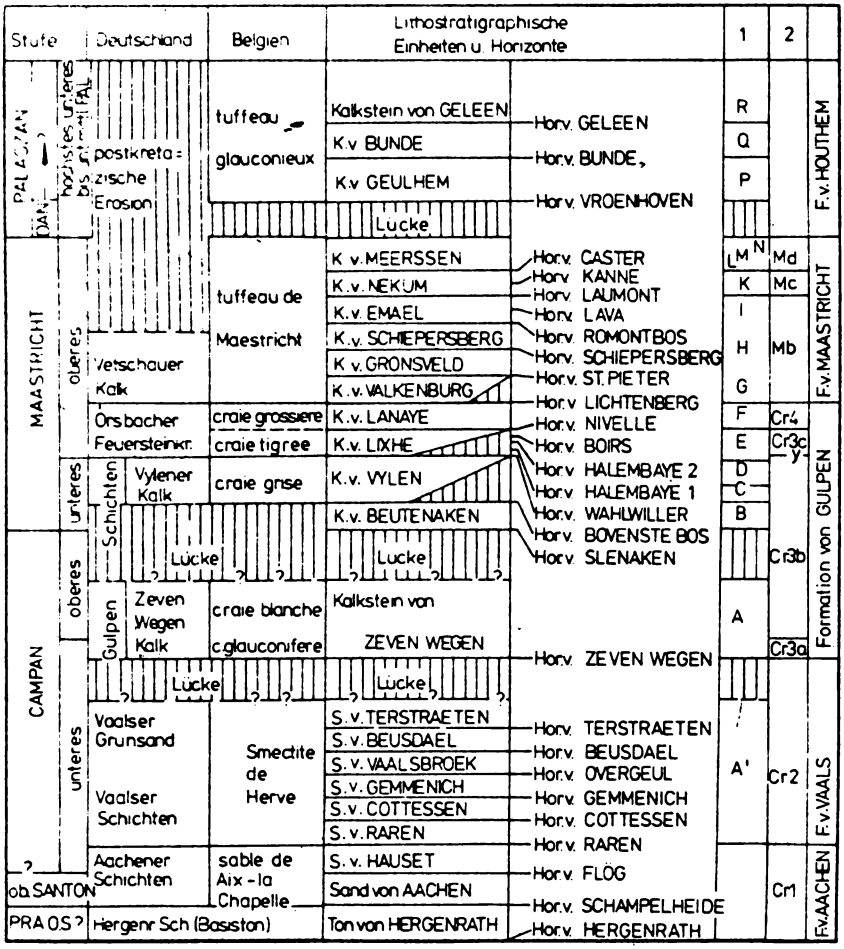


Abb. 2. Die lithostratigraphischen Einheiten Aachen-Südlimburgs u. ihre Korrelation m. Gliederungsvorschlägen von Breddin (1937), Breddin *et al.* (1963), Calembert (1953ff.), Calembert & Meyer (1956) u. Knapp (1978)

Neben den Sedimentationszyklen wurden auch die z.T. seit längerer Zeit bekannten (aber widersprüchlich korrelierten) Grenzflächen im Deckgebirge zur Gliederung herangezogen, die sich teilweise 35 km weit, nach W zur W-Grenze des Hesbaye (Belg.) auch bis 100 km verfolgen ließen (großflächige Einschüttung von Geröllen aus paläozoischen Komponenten, Glaukonitanreicherungszonen, Hardgrounds in Karbonatgesteinen, Bioturbationshorizonte in silikatischen Psammiten), die auf tektonisch bedingte Anomalien der Sedimentation hindeuten. Überwiegend solche Grenzflächen wurden unter der Bezeichnung „Horizonte" mit einem Lokalnamen versehen (z.B. Horizont von Zeven Wegen) und in Stratotypen vermerkt (Albers 1974, 1976; Felder 1975a, b, 1976). Hauptsächlich umgrenzen sie die neu ausgewiesenen lithostratigraphischen Einheiten (z.B. Kalkstein von Lanaye), die wiederum zu lithostratigraphischen Formationen zusammengefaßt wurden (z.B. Formation von Gulpen), s. Abb. 2, aus der auch die Korrelierung mit Holzapfel (1910), Breddin (1937) sowie Breddin, Brühl & Dieler (1963) hervorgeht.

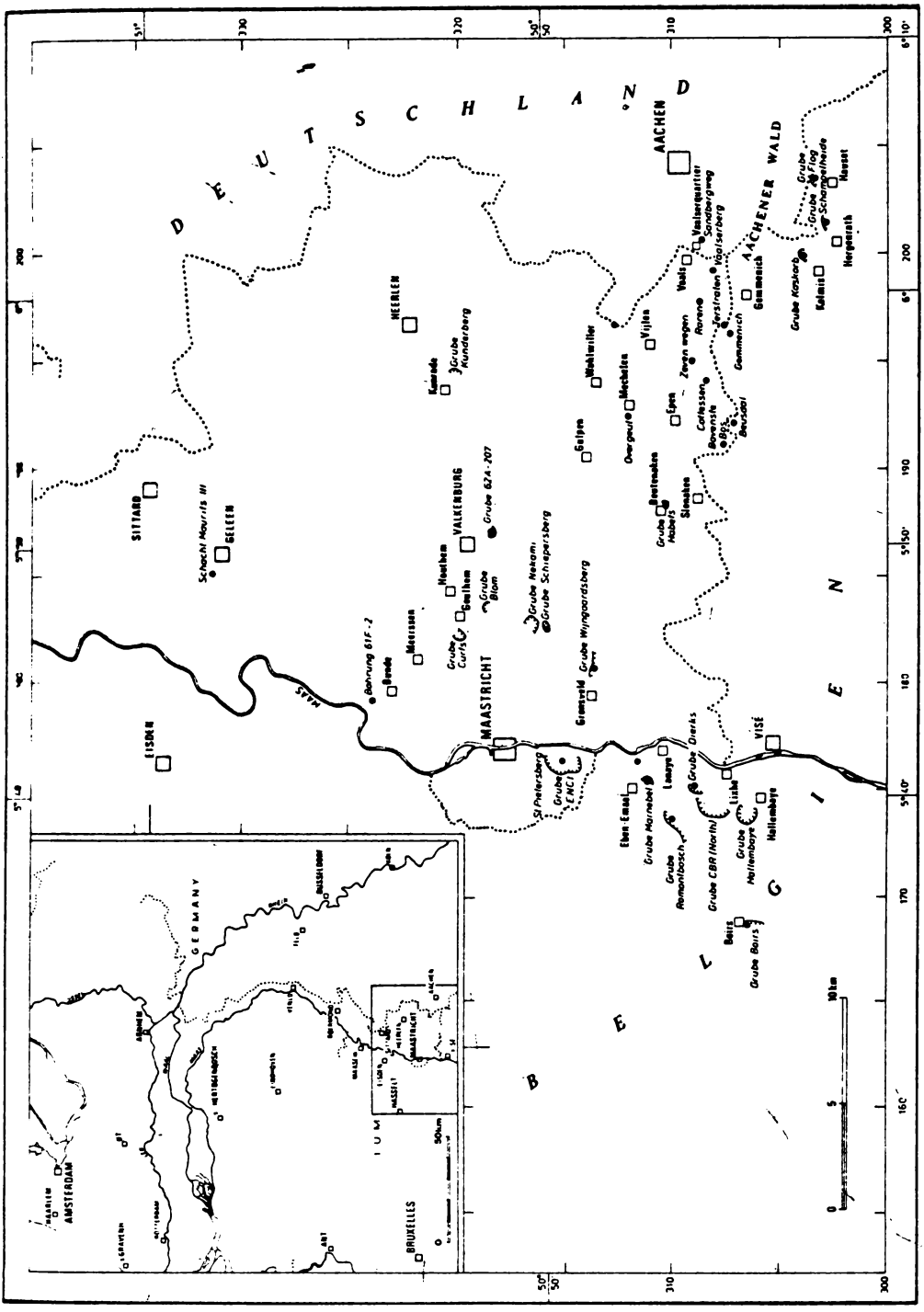


Abb. 3. Topographische Lage der Stratotypen.

Dem Nachteil der Komplizierung der Lithostratigraphie für das Deckgebirge Südlimburgs durch Lokalnamen steht die strenge Reproduzierbarkeit in der Natur durch Stratotypen gegenüber. Die Lage der Stratotypen ist durch die Kartendarstellung der Abb. 3 gegeben, ferner sind sie nach Koordinaten auf den niederländischen topographischen Karten im Text des Kap. 4.2 für alle lithostratigraphischen Einheiten aufgeführt, weiter sind vollständige Profile der Stratotypen und aller anderen Deckgebirgsprofile Südlimburgs, die hier aus Platzgründen nicht dargestellt werden konnten, im Archiv des Rijksgeologische Dienst, Afdeling Kartering, Dautzenbergstraat, Heerlen (Niederl.) und in den Privatarchiven der Verfasser hinterlegt. Die Praxisbezogenheit des Gliederungssystems mag schließlich daraus hervorgehen, daß es bereits von Bick (1977) und seinen anschließenden Untersuchungen sowie von Streel, Bick, Fairon-Demaret, Schumacker-Lambry & Vanguestaine (1977), Meessen (1977a–e) sowie von Knapp (1978) ihren paläontologisch-geologischen Untersuchungen zu Grunde gelegt wurde. Es folgt die Darstellung der neuen Lithostratigraphie der Kreide Südlimburgs.

4.2 Zur Lithostratigraphie der Oberkreide Südlimburgs

Formation von Aachen (I)

1. Petrographie. Die Formation von Aachen stellt eine komplexe Einheit dar, die im Typus-Gebiet überwiegend aus Sanden aufgebaut ist. Im untersten Teil sind tonige und schluffige Sande sowie sandige und schluffige Tone eingeschaltet.
Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 bis ca. 60 m.
Im Typusgebiet kann die Formation von Aachen in drei Einheiten geteilt werden, von oben nach unten:
Sand von Hauset (Ic)
Sand von Aachen (Ib)
Ton von Hergenrath (Ia)

2. Typus-Gebiet. Das Typus-Gebiet ist der Waldbereich im S von Aachen an der Grenze zwischen Deutschland und Belgien.

3. Lithostratigraphische Position. Im Typus-Gebiet bilden verwitterte paläozoische Gesteine das Liegende. Gesteinsabhängig werden unterschiedliche Paläosolrelikte angetroffen, über Karbonaten häufig ein purpurroter bis dunkelbraun-roter Rotlehm (Terra fusca), über Psammiten und Peliten häufig ein Grau- oder Weißlehm (Plastosolrelikte). Im letzteren Fall geht die Dekompositionszone gelegentlich ohne deutliche Grenze in die Bodenbildung über. Falls die tiefsten Partien des Deckgebirges über seiner Auflagefläche (Horizont von Hergenrath) petrographisch ähnlich wie die Plastosole aufgebaut sind und keine deutliche Schichtung aufweisen, ist der Horizont von Hergenrath nur schwer zu erkennen.
Im Typus-Gebiet bildet die Formation von Vaals die Obergrenze. Sie beginnt mit dem Horizont von Raren. Er besteht aus einem Konglomerat mit gerollten Quarzen, Quarziten und Sandsteinen an der Basis der Formation von Vaals, von hier greift eine intensive Bioturbation z.T. mehr als einen Meter tief ins Liegende vor.

4. Verbreitung. In S-Limburg ist die Formation von Aachen außer kleinen Ausnahmen begrenzt auf das Gebiet im S der Heerlerheide Störung. Hier fehlt die Formation an den Flanken der Flexur von Puth, der Antiklinale von Waubach und in einem großen Teil des Gebietes im W der Gulp.

5. Alte Bezeichnungen.

Staring (1860)	„Akensche Zand"
Uhlenbroek (1912)	„Akensche Zanden, Cr 1"
Pannekoek (1956)	„Akens Zand"

Ton von Hergenrath (Ia)

1. Allgemeine Kennzeichnung. Der Ton von Hergenrath besteht aus einer Wechselfolge grauer, sandiger

und schluffiger Tone mit schluffigen und tonigen, fein- bis grobkörnigen Sanden, untergeordnet auch Feinkiesen.
Örtlich führen die Sande zahlreiche Stücke inkohlten Holzes und Markasit sowie Pyritkonkretionen. Nicht selten erscheinen auch Wurzelböden, z.T. mit dünnen Braunkohlenlagen. Wo der Ton von Hergenrath Karbonate überlagert, enthält er häufig basal schwach bunt gefärbte Partien.

2. Lage des Stratotypes. Als Stratotyp gilt die Grube Schampelheide, Aufschluß 43/1–2 No. 1 (Nummern nach dem Archiv des Geologischen Dienstes, Heerlen), Gem. Kelmis, Belg., Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausgabe VI-1968) 302.750–201.250.
In der Typus-Lokalität ist der Ton von Hergenrath zur Zeit nicht mehr aufgeschlossen, man kann hier jedoch die gesamte Schichtenfolge durchbohren.

3. Lithostratigraphische Position. Im Typus-Gebiet bilden verwitterte paläozoische Gesteine die Untergrenze (Horizont von Hergenrath)
Die Grenze ist an den meisten Stellen sehr schwer erkennbar, da die Verwitterungsbildungen über den Klastiten des Paläozoikums von petrographisch ähnlichen Schichten des Hergenrather Tons überlagert werden und dieser z.T. nur undeutliche Schichtung zeigt. Wo Karbonate den Untergrund bilden, ist eine deutliche Abgrenzung gegeben. Die Obergrenze wird gebildet durch den Sand von Aachen (Horizont von Schampelheide) und ist gekennzeichnet durch den schlagartigen Fazieswechsel zu den schluff- und tonfreien Feinsanden des Sandes von Aachen.

4. Verbreitung. Außerhalb des Typusgebietes der Formation von Aachen ist von der Verbreitung des Tons von Hergenrath noch wenig bekannt.

5. Alte Bezeichnungen. Breddin (1932) „Basiston"
Breddin *et al.* (1963) „Hergenrather Schichten"

Sand von Aachen (Ib)

1. Petrographie. Die Schichtenfolge umfaßt gelb-weiße Feinsande. Örtlich erscheinen in den Sanden unregelmäßige kieselige Sandsteinbänke und -knollen. An den meisten Stellen wird eine deutliche Schrägschichtung beobachtet. Bioturbation kommt auf örtliche Lagen konzentriert oder unregelmäßig verteilt vor. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 bis ca. 15 m, maximal bis ca. 40 m. (= Summe der Mächtigkeit aus Sand von Aachen und von Hauset, s.u.)

2. Lokalisierung des Stratotyps. Als Stratotyp gilt die Grube Käskorb, Aufschl. 62D-74, Gem. Kelmis, Belg., Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausgabe VI-1968) 304.000–199.750.
An der Stelle des Stratotyps wird der Sand von Aachen durch den Sand von Hauset überlagert.

3. Lithostratigraphische Position. Die Untergrenze des Sandes von Aachen wird gebildet durch den Horizont von Schampelheide (s. Ia.3).
Die Obergrenze wird durch den Horizont von Flög markiert, mit dem der Sand von Hauset beginnt. Die Grenze ist gekennzeichnet durch den lithofaziellen Umschlag von schräggeschichteten Feinsanden, die nur sehr selten eine geringe Schluffkomponente führen, zu flasergeschichteten Feinsanden mit unterschiedlich intensiver Bioturbation und Schluffkomponente.

4. Verbreitung. Außerhalb des Typus-Gebietes der Formation ist noch wenig bekannt über die Verbreitung des Sandes von Aachen. Im SE-Teil von S-Limburg ist das Vorkommen generell beschränkt auf das Gebiet im SE der Linie Lemiers – Epen.

5. Alte Bezeichnungen. Breddin (1932) „Aachener Sand"
Breddin *et al.* (1963) „Aachener Schichten"

Sand von Hauset (Ic)

1. Petrographie. Der Sand von Hauset besteht aus einer Wechselfolge hell- bis mittelgrauer Feinsande mit wechselndem Anteil an Schluff und eingeschalteten geringmächtigen Horizonten aus mittel- bis dunkelgrauem und braunem feinsandigen, schwach tonigem Schluff bis schluffigen Ton. Häufig wird eine Flaserschichtung beobachtet, die von wechselnd intensiver Bioturbation völlig überprägt sein kann, Schrägschichtung wird nur sehr selten und örtlich beobachtet. Mächtigkeitsangabe s. bei Sand von Aachen.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wird die Grube Flög ausgewählt, Aufschluß 43-1-2 No. 3, ehem. Gem. Hauset, Belg., Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausgabe VI-1968) 203.470–303.360.

3. Lithostratigraphische Position. Die basale Grenze wird durch den Horizont von Flög gekennzeichnet (s. Ib.3), die Hangendgrenze durch den Horizont von Raren, mit dem die Formation von Vaals beginnt, ein Konglomerat paläozoischer Sandsteine und Quarzite mit Bioturbation.

4. Verbreitung. Der Sand von Hauset ist im gleichen Gebiet wie der Sand von Aachen verbreitet.

5. Alte Bezeichnungen.

Breddin (1932)	„Sand von Aachen"
Breddingen *et al.* (1963)	„Sand von Aachen" partim und „Aachener Dachschluff"
Albers (1978a)	„Sand von Hauset"

Formation von Vaals (II)

1. Petrographie. Die Einheit besteht im Untersuchungsgebiet aus einer Wechselfolge gelber bis graugrüner, glaukonithaltiger Feinsande ohne Schluff und schluffiger Feinsande.
Die Mächtigkeit variiert zwischen 0 und ca. 150 m. Im Typusgebiet hat Albers (1974) die Formation von Vaals in sechs Einheiten gegliedert, von oben nach unten in:

oberer Teil	Sand von Terstraeten	(IIf)
	Sand von Beusdal	(IIe)
unterer Teil	Sand von Vaalsbroek	(IId)
	Sand von Gemmenich	(IIc)
	Sand von Cottessen	(IIb)
	Sand von Raren	(IIa)

Ist aus Aufschlüssen nicht ein Profil zu ermitteln, das einen oder zwei Leithorizonte einschließt, kann die Feingliederung nicht durchgeführt werden. Bislang ist sie auch nicht im W der Linie Mheer-Aubel-Battice angewendet worden.

2. Typus-Gebiet. Das Typus-Gebiet ist die Umgebung um den Vaalser Berg beim Dreiländerpunkt Niederlande, Belgien, Deutschland.

3. Lithostratigraphische Position. Die Liegendgrenze wird gebildet durch die Formation von Aachen; sie ist gekennzeichnet durch den Horizont von Raren (s. Ic.3), die Obergrenze bildet die Formation von Gulpen. Diese Grenze wird im Verbreitungsgebiet durch den Beginn des Kalksteins von Zeven Wegen markiert, der mit dem Horizont von Zeven Wegen beginnt. Weiter im N bildet der Horizont von Bovenste Bos die Topbegrenzung. Beide Horizonte bestehen aus einer basalen Glaukonitanreicherungszone im Kreidemergel. Eine intensive Bioturbation greift von hier in die liegende Formation von Vaals.

4. Verbreitung. In S-Limburg ist die Formation von Vaals (außer einigen kleinen Vorkommen im N der Heerlerheider Störung) beschränkt auf das Gebiet im S der Störung. Innerhalb dieses Raumes fehlt die Formation im höchsten Teil der Flexur von Puth und auf einem Teil der Antiklinale von Waubach.

5. Alte Bezeichnungen.

d'Omalius d'Halloy (1828)	„Smectite de Herve"
Debey (1849)	„Grünsand von Vaels"
Dumont (1952)	„system Hervien"
Staring (1860)	„Zand von Herve"
Uhlenbroek (1912)	„Krijt van Herve" (Cr 2)
Pannekoek (1956)	„Groenzand van Vaals"

Sand von Raren (IIa)

1. Petrographie. Das Schichtpaket umfaßt im Typus-Gebiet der Formation von Vaals überwiegend laminierte, gelb bis graugrüne glaukonitführende Feinsande als Rinnenfüllungen. Örtlich kommen Sandsteinlinsen mit reicher Fauna vor. Nach W verzahnen sie sich mit schluffigen Feinsanden bis

feinsandigen Schluffen (zur detaillierten Gliederung des Schichtkörpers, s. Paneldiagramm, Albers 1976, Taf. 8). Die Mächtigkeit variiert von 12–18 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wurden die Böschungen am unteren Sandbergweg ausgewählt (Aufschluß 62G-14) im E von Vaalser Quartier, Gem. Aachen, Deutschl., Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VII-1968) 308.700–200.600.
Der Sand von Raren ist hier in Rinnensandfazies ausgebildet. Die Basis des Horizontes von Cottessen (hier als hellbrauner, toniger Schluff mit nur wenig Glaukonit) liegt bei 221,20 m N.N.

3. Lithostratigraphische Position. Die Untergrenze wird durch die Formation von Aachen mit dem Horizont von Raren (s. Ic.3) gebildet. Die Obergrenze ist definiert durch den Sand von Cottessen, der mit dem Horizont von Cottessen beginnt, einer Glaukonitanreicherungszone im W, die nach E bei Abnahme des Glaukonitgehaltes in einen Horizont aus hellbraunem schwach feinsandigen, tonigen Schluff übergeht, makroskopisch nur sehr wenig Glaukonit führt (Ausbildung im Bereich des Stratotyps).

4. Verbreitung. Durch die geringe vertikale Differenzierung des Schichtspektrums, die Abnahme der Glaukonitanreicherung des Horizontes von Cottessen nach W und die ungünstigen Aufschlußverhältnisse ist die Identifizierung des Sandes von Raren im W der Linie Mheer-Aubel-Battice derzeit nicht völlig abgesichert.

Sand von Cottessen (IIb)

1. Petrographie. Die Schichtenfolge besteht im Typus-Gebiet der Formation von Vaals aus einem zyklischen Wechsel gelber bis graugrüner, glaukonithaltiger laminierter Rinnensande und hellgrauer-brauner feinsandiger Schluffe bis schluffiger Feinsande.
Örtlich kommen fossilreiche Sandsteinbänke vor. Nach W beobachtet man einen analogen Fazieswechsel wie bei IIa dargestellt, nur daß sich verstärkt unregelmäßige kieselige Konkretionen einschalten (zur detaillierten Gliederung des Schichtkörpers, s. Paneldiagramm Albers 1976, Taf. 9).

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp gelten die Böschungen des Hohlweges (Aufschluß 62D-105) in Cottessen, Gem. Vaals, Niederl., Koordinaten (niederl., topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VII-1968) 308.200-194.540.

3. Lithostratigraphische Position. Die Untergrenze bildet der Sand von Raren, der mit dem Horizont von Cottessen (s. IIa.3) abschließt, die Obergrenze bildet die Basis des Sandes von Gemmenich, der mit dem Horizont von Gemmenich beginnt. Im Typus-Gebiet besteht er aus einer fossilreichen, dunkelgraugrünen Glaukonitanreicherungszone, die im N von Gemmenich als Sandsteinbank ausgebildet ist. Der Horizont von Gemmenich ist identisch mit dem Horizont von Grenspaal 7, sensu Albers (1974).

4. Verbreitung. Gleiche Verbreitung wie in IIa.4 dargestellt.

Sand von Gemmenich (IIc)

1. Petrographie. Die petrographische Ausbildung ist analog wie in IIb.1 dargestellt. Die Mächtigkeit variiert von ca. 10–12 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wählten wir den Hohlweg von Terstraeten zum Grenzpfahl 6, Aufschluß Nr. 62D-114, Gem. Bleiberg, Belg., Koordinaten (niederl., topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VI-1968) 196.120–307.300.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende bildet der Sand von Cottessen. Der Sand von Gemmenich beginnt mit dem Horizont von Gemmenich (s. IIb.3). Die Obergrenze ist gekennzeichnet durch das Einsetzen des Sandes von Vaalsbroek, der mit dem Horizont von Overgeul beginnt. Der Horizont von Overgeul besteht aus einer Schicht siltigen Feinsandes mit Glaukonitanreicherung.

4. Verbreitung. Im E der Linie Mheer-Aubel-Battice

5. Alte Bezeichnungen. Albers (1974, 1976) „Sand von Grenspaal 7"

Sand von Vaalsbroek (IId)

1. Petrographie. Die Schichtfolge besteht aus einer zyklischen Wechselfolge gelber bis grüngrauer, glaukonithaltiger, laminierter Feinsande ohne Schluff und glaukonitischer schluffiger Feinsande mit starker Bioturbation. Die Mächtigkeit variiert von ca. 4 bis ca. 6 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wurde der Hohlweg bei Overgeul, Aufschluß 62D-31, im W von Mechelen, Gem. Wittem, Nierderl. gewählt; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VII-1968) 311.820–192.000.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende bildet der Sand von Gemmenich, der Sand von Vaalsbroek setzt mit dem Horizont von Overgeul ein (s. IIc.3). Die Hangendgrenze wird definiert durch das Einsetzen des Sandes von Beusdal (Horizont von Beusdal). Dieser besteht aus einem dunkelgraugrünen schluffigen Feinsand, nach W mit zunehmendem Schluffgehalt und einer starken Glaukonitanreicherungszone, von der aus eine starke Bioturbation in die Dachfläche des Sandes von Vaalsbroek vorgreift. An zahlreichen Stellen wird im tieferen Teil des Horizontes von Beusdal eine Lage aus Fossilschill angetroffen.

4. Verbreitung. Die Verbreitung ist identisch mit der des Sandes von Raren. Dort, wo der Horizont von Overgeul nicht als deutlich erkennbare Glaukonitanreicherungszone ausgebildet ist (s. IIc.3), kann der Sand von Gemmenich und Vaalsbroek als Einheit zusammengefaßt werden (IIc und d).

5. Alte Bezeichnungen. Siehe dazu die Bemerkungen zum Kap. IIc.

Sand von Beusdal (IIe)

1. Petrographie. Die Schichtenfolge besteht im E aus einem zyklischen Wechsel wenig verfestigter, gelber bis graugrüner, glaukonithaltiger, laminierter Feinsande ohne Schluff und glaukonitischer, schluffiger Feinsande mit starker Bioturbation. Im W der Linie Terstraeten-Vijlen im südöstlichen Südlimburg geht die Folge bei deutlicher Abnahme der eingeschalteten Rinnensande über in stärker verfestigte schluffige Feinsande – feinsandig schwach tonige Schluffe, die als unregelmäßige knollig oder plattig absondernde Schichten auftreten (zur detaillierten Gliederung des Schichtkörpers s. Albers 1976, Taf. 10). Die Mächtigkeit variiert von 14–25 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wurde der Einschnitt des Weges von Sippenaken nach Teuven, Aufschluß 62D-133, unmittelbar im E des Kastells Beusdal, Gem. Sippenaken, Belg. gewählt; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VII-1968) 306.830–192.240.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende wird durch den Sand von Vaalsbroek aufgebaut. Der Sand von Beusdal beginnt mit dem Horizont von Beusdal (s. IId.3). Die Obergrenze bildet der Sand von Terstraeten, der mit dem gleichnamigen Horizont einsetzt. Dieser besteht aus einem nur wenig verfestigten, hellgrauen, feinsandigen Schluff, zumeist nur mit wenig Glaukonit aber einer Fossilschill-Lage, die durch zahlreiche Individuen von *Cucullaea subglabra* d'Orbigny auffällt (= *Cuculaea*-Niveau sensu van der Weijden 1943).

4. Verbreitung. Siehe dazu die Bemerkung zum Sand von Raren (II.4).

5. Alte Bezeichnungen. Siehe die Bemerkungen zum Kap. IIc.

Sand von Terstraeten (IIf)

1. Petrographie. Nur im Raum von Aachen und Gemmenich, d.h. im südöstlichen Anschluß an Südlimburg ist dieser Sand als Wechselfolge ausgbildet (s. II.a.1). Weiter nach W geht er bei Aussetzen der Sandeinschüttungen über in eine Folge aus graugrünen, schluffigen Feinsanden – feinsandigen Schluffen mit Glaukonit, die lagenweise als unregelmäßige, kieselige verfestigte Knollen mit einem grauen Kern auftreten (s. auch Paneldiagramm Albers 1976, Taf. 10). Die Mächtigkeit variiert von 0 bis ca. 15 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp gilt der Hohlweg im E von Terstraeten, Aufschluß 62D-114 auf der Grenze zwischen den Niederlanden und Belgien, unmittelbar beim Grenzpfahl 6; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VII-1968) 307.420–196.420.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende bildet der Sand von Beusdal. Der Sand von Terstraeten beginnt mit dem gleichnamigen Horizont und endet vertikal mit dem abrupten lithofaziellen Umschlag in die Sedimentation weißer und hellgrauer Kreidekalke, mit der der Kalkstein von Zeven Wegen beginnt.

Diese Grenzfläche ist definiert durch den Horizont von Zeven Wegen, der aus einer Glaukonitanreicherungszone besteht. Von hier greift eine intensive Bioturbation in die Dachfläche des Sandes von Terstraeten ein.

4. Verbreitung. Siehe dazu die Bemerkung zum Kap. II c.

5. Alte Bezeichnungen. Siehe dazu die Bemerkung zur Formation von Vaals (II.5).

Formation von Gulpen (III)

1. Petrographie. Die Einheit besteht aus wenig verfestigten, hellen, feinkörnigen Kalken. Im unteren Teil enthält die Formation wenige, im oberen Teil zahlreiche Feuersteinknollen. Während Glaukonit im unteren Teil allgemein verbreitet vorkommt, sogar Anreicherungszonen zu beobachten sind, erscheint Glaukonit im oberen Teil nur im E des Untersuchungsgebietes. Die Mächtigkeit variiert von 0 bis ca. 175 m.

Die Formation von Gulpen wird in fünf Schichtfolgen geteilt, von jung nach alt:

oberer Teil	Kalkstein von Lanaye (IIIg)
	Kalkstein von Lixhe (IIId, e, f)
unterer Teil	Kalkstein von Vylen (IIIc)
	Kalkstein von Beutenaken (IIIb)
	Kalkstein von Zeven Wegen (IIIa)

2. Typus-Gebiet. Das Typus-Gebiet ist die Umgebung von Gulpen, Prov. Limburg (Niederl.).

3. Lithostratigraphische Position. Im Typus-Gebiet bildet die Formation von Vaals das Liegende. Die Basis der Formation von Gulpen wird gekennzeichnet durch den Horizont von Zeven Wegen oder den Horizont von Bovenste Bos, die aus einer Glaukonitanreicherungszone und Bioturbationszone über der Formation von Vaals bestehen. Die Obergrenze wird bestimmt durch den Horizont von Lichtenberg, mit dem die Formation von Maastricht einsetzt. Er besteht aus einer geringmächtigen glaukonitreichen Fossilgrusschicht, von der Bioturbation ins Liegende ausgeht.

4. Verbreitung. In Südlimburg ist die Formation von Gulpen beschränkt auf das Gebiet im S der Benzenrader- und Schin op Geul-Störung.

5. Alte Bezeichnungen.	Staring (1860)	„Gulpensche Krijt"
	Uhlenbroek (1912)	„Gulpensch Krijt" (Cr 1–Cr 4)
	Pannekoek (1956)	„Gulpens Krijt"

Der tiefere Teil der Formation von Gulpen. Dieser Teil der Formation von Gulpen umfaßt feinkörnige Kalksteine mit wechselndem Glaukonitgehalt ohne makroskopisch deutliche Feuersteinbildung. In der älteren Literatur (Staring 1860) wird dieser Kalkstein beschrieben als „Krijt zonder vuursteenen" (Kreide ohne Feuersteine). Uhlenbroek (1912) hat die Kalksteine beschrieben als Cr 3a und Cr 3b, Hofker (1966) als die Foraminiferen-Zonen A bis C. Der Kalk wird in drei Teile gegliedert.

Kalkstein von Zeven Wegen (IIIa)

1. Petrographie. Der Kalkstein von Zeven Wegen umfaßt ein Paket hellgrauer, feinkörniger Kalksteine mit einer basalen Glaukonitanreicherungszone (Horizont von Zeven Wegen). Nach W erscheinen diffus verteilte schwarze, feinkörnige Feuersteine mit glasigem Abschlag. Die Mächtigkeit variiert von 0 bis ca. 30 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp gilt Aufschluß 62D–15b entlang des Touristenwegs Vaals-Epen bei Zeven Wegen in Vylener Bos, Gem. Vaals, Niederl., Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VII–1968) 308.550-194.940. Im Stratotyp ist z.Z. nur ein kleiner Teil des Kalksteins von Zeven Wegen aufgeschlossen. An dem angegebenen Punkt ist es jedoch möglich, die ganze Schichtenfolge zu durchbohren. Die Mächtigkeit beträgt hier ca. 20 m.

3. Lithostratigraphische Position. Die Liegendgrenze zur Formation von Vaals, die im gesamten Verbreitungsgebiet die Unterlage bildet, wird durch den Horizont von Zeven Wegen markiert (s. IIf.3). Mit

Ausnahme des Gebietes zwischen den Flüssen Geul und Gulp und einem kleinen weiter im W bildet der Kalkstein von Vylen die Obergrenze. Er setzt mit dem Horizont von Bovenste Bos ein, der aus einer Glaukonitanreicherungszone und einem Hardground mit Bioturbation besteht. Der Horizont von Bovenste Bos enthält zahlreiche Belemnitenrostren. Im Gebiet zwischen der Geul und Noorbeek bildet der Kalk von Beutenaken die Obergrenze. Sie wird gekennzeichnet durch den Horizont von Slenaken, der aus einer Glaukonitanreicherungszone mit Bioturbation besteht. Mit ihr beginnt der Kalkstein von Beutenaken.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Zeven Wegen ist in Südlimburg begrenzt auf den südlichsten Teil.

5. Alte Bezeichnungen.

Uhlenbroek (1912)	rechnet diesen Kalkstein zusammen mit dem Kalkstein von Beutenaken und Vylen zum Cr 3a und Cr 3b.
Hofker (1966)	zählt den Kalkstein von Zeven Wegen zu seiner Foraminiferen-Zone A.

Kalkstein von Beutenaken (IIIb)

1. Petrographie. Der Kalkstein von Beutenaken umfaßt ein Paket hellgrauer, glaukonitführender, feinkörniger Kalksteine, basal eine Glaukonitanreicherungszone. Die Mächtigkeit variiert von 0 bis 10 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wurde die Grube Habets gewählt, Aufschluß 62C-22 bei Beutenaken, Gem. Slenaken, Niederl., Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1:50000, Ausg. VII-1968) 309.270–188.250.

3. Lithostratigraphische Position. Innerhalb des gesamten Verbreitungsgebietes bildet der Kalkstein von Zeven Wegen das Liegende. Der Kalkstein von Beutenaken setzt mit dem Horizont von Slenaken (s. IIIa.3) ein und wird durch den Horizont von Bovenste Bos (s. IIIa.3) nach oben abgeschlossen, mit dem der Kalkstein von Vylen beginnt.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Beutenaken ist beschränkt auf das Gebiet zwischen den Flüssen Geul und Gulp im S von Gulpen und auf ein kleines Gebiet im W der Gulp zwischen Slenaken und Noorbeek.

5. Alte Bezeichnungen. Hofker (1966) „Foraminiferen-Zone B" (s. auch IIIa.5)

Kalkstein von Vylen (IIIc)

1. Petrographie. Der Kalkstein von Vylen umfaßt gelbgraue, glaukonitführende, feinkörnige Kalksteine. Basal und örtlich auch höher kommen glaukonitreiche Kalksteinlagen vor. Die Mächtigkeit variiert zwischen 0 und ca. 100 m, meist aber nur um 15–25 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wird der Weg von Mamelis nach Bocholzerheide an der Grenze der Niederlande und Deutschland ausgeschieden, Gem. Vaals und Aachen, Aufschluß 62D-79; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1:50000, Ausg. VII-1968) 312.330–196.450.

3. Lithostratigraphische Position. Der Kalkstein von Vylen liegt diskordant auf dem Kalkstein von Beutenaken, dem Kalkstein von Zeven Wegen und der Formation von Vaals und Aachen. Die Untergrenze wird gebildet durch den Horizont von Bovenste Bos (s. IIIa.3). Die Obergrenze wird am Ort des Stratotyps durch den Horizont von Wahlwiller (= Cr 3y sensu Uhlenbroek 1912) markiert. Er besteht aus einer Glaukonitanreicherungszone und Bioturbation. Mit ihm beginnt der Kalkstein von Lixhe.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Vylen ist beschränkt auf das Gebiet im S der Linie Meerssen – Bocholtz.

5. Alte Bezeichnungen. Hofker (1966) „Foraminiferen-Zone C"
Nach Meessen (1977a–e) fallen auch die Foraminiferenzone D und Teile von E (Hofker 1966) in den Bereich dieses Kalksteins.

Oberer Teil der Formation von Gulpen. Der obere Teil der Formation von Gulpen umfaßt helle feinkörnige Kalksteine mit zahlreichen dunkelblau-grauen bis schwarzen Feuersteinknollen, in der älteren Literatur (Staring 1860) beschrieben als „krijt met zwarte vuursteenen". Uhlenbroek (1912) benannte die Kalksteine

dieses Abschnittes als Cr 3c und Cr 4c, Hofker (1966) als die Foraminiferen-Zonen D bis F. Seine Fassung dieser Zonen unterscheidet sich von der sensu Meessen (1977a–e; s. IIIc.5). Der Kalkstein wird in zwei Schichtfolgen geteilt.

Kalkstein von Lixhe (IIIc, d und f)

1. Petrographie. Der Kalkstein von Lixhe enthält weiße, feinkörnige Kalksteine mit unregelmäßig geformten dunkelblaugrauen bis schwarzen Feuersteinknollen. Die Mächtigkeit beträgt 0–25 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp gilt die Grube Dierk, Aufschluß 61H-18 bei Lixhe, Belg., Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 :50000, Ausg. VI-1968) 308.400–174.500.

3. Lithostratigraphische Position. Der Kalkstein von Lixhe liegt örtlich diskordant auf dem Kalkstein von Vylen und der Formation von Vaals. Die Untergrenze wird definiert durch den Horizont von Wahlwiller (s. IIIc.3), weiter nach W ist die Grenze weniger deutlich auffallend und wird gebildet durch eine Lage dunkelgrauer Feuersteine. Die Obergrenze bildet der Kalkstein von Lanaye. Er beginnt im westlichen Teil Südlimburgs mit dem Horizont von Nivelle. Dieser besteht aus einem 0,60–0,90 m mächtigen Kalkstein ohne Feuersteine an der Basis des Kalkes von Lanaye und einer Feuersteinlage an der Dachfläche des Kalkes von Lixhe. Weiter nach E verschwindet diese deutliche Grenze. Im W der Maas kann der Kalkstein von Lixhe durch Feuersteine in drei Einheiten geteilt werden (Felder 1975).

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Lixhe ist in Südlimburg begrenzt auf das Gebiet im S der Benzenrader- und Schin op Geul-Störung.

5. Alte Bezeichnungen. Uhlenbroek (1912) beschrieb den Kalk als Cr 3c.

Kalkstein von Lanaye (IIIg)

1. Petrographie. Der Kalkstein von Lanaye enthält einen weißen, feinkörnigen Kalk mit unregelmäßigen hell- bis dunkelblau-grauen Feuersteinknollen. Im W der Maas kommen in diesem Kalkstein 23 deutliche Feuersteinlagen vor (Felder 1975). Im E der Maas ist dieser Kalkstein weniger gut bekannt, die deutlichen Feuersteinlagen fehlen. Ihr Platz wird eingenommen durch diffus verteilte Feuersteinknollen. Die Mächtigkeit variiert von 0 bis ca. 20 m.

2. Lage des Stratotyps.. Als Stratotyp gilt der Aufschluß 61H-36, auf der W-Seite des Albertkanals, im N der Brücke über den Albertkanal bei Lanaye, Belg.; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 :50000, Ausg. VI-1968) 311.000–176.150.

3. *Lithostratigraphische Position.* Die Untergrenze des Kalksteins von Lanaye wird durch den kalkstein von Lixhe gebildet. Die Grenze ist definiert durch den Horizont von Nivelle (s. IIId, f, 3). Die obere Begrenzung bildet der Beginn der Formation von Maastricht. Sie setzt mit dem Horizont von Lichtenberg (s. III.3) ein, der identisch ist mit der Koprolithenschicht sensu Staring (1860).

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Lanaye ist in Südlimburg beschränkt auf ein Gebiet, das im N begrenzt wird durch die Benzenrader- und Schin op Geul-Störung, im S durch die Linie Eysden-Gulpen-Vaals. Im S dieser Linie ist der Kalkstein von Lanaye durch Erosion verschwunden.

5. Alte Bezeichnungen. Uhlenbroek (1912) kennzeichnet diesen Kalk als Cr 4.

Formation von Maastricht (IV)

1. Petrographie. Die Einheit besteht aus hellgelben bis hellgrau-gelben, fein- bis grobkörnigen Kalksteinen, wobei vertikal wenig und stärker verfestigte Schichten wechseln. Im W Südlimburgs erscheinen im unteren Teil zahlreiche hellgraue bis braungraue Feuersteinknollen. Im oberen Teil fehlen Feuersteine und sind beschränkt auf einige unregelmäßig verteilte Knollen. Vor allem im höchsten Teil werden zahlreiche Hardgrounds und Fossilgruslagen und -linsen beobachtet.
Das Faziesäquivalent ist auf deutschem Gebiet als „Vetschauer Kalk" bekannt. Die Basis des Vetschauer Kalkes ist der Basis des Kunrader Kalkes gleichzusetzen (Schichtsequenz über dem Horizont von Lichtenberg, Zone G sensu Hofker 1966). Von Vangerow & Schloemer (1967: 454) wurden Proben auf Nannoplankton nicht von der Basis des Vetschauer Kalkes untersucht, sondern Lesesteinproben von der

Hochfläche bei Vetschau. Diese stellen nach ihren Untersuchungen bereits Altersäquivalente des tiefsten Teils der Zone H sensu Hofker (1966) dar.
Im E-Teil Südlimburgs fehlt der höchste Teil des Kalkes von Kunrade. Der dort vorkommende tiefere Teil wird aufgebaut aus einem zyklischen Wechsel gering und stärker verfestigter Schichten. Sie bilden den sogenannten „Kunrader Kalkstein". Die Mächtigkeit der lithostratigraphischen Formation von Maastricht variiert zwischen ca. 45 und ca. 90 m.
Die Formation wird geteilt in sechs Schichtfolgen von oben nach unten:

oberer Teil	Kalkstein von Meerssen (IVf)
	Kalkstein von Nekum (IVe)
unterer Teil	Kalkstein von Emael (IVd)
	Kalkstein von Schiepersberg (IVc)
	Kalkstein von Gronsveld (IVb)
	Kalkstein von Valkenburg (IVa)

2. Typus-Gebiet. Als Typus-Gebiet ist der St. Pietersberg im S von Maastricht, Niederl., anzusehen.

3. Lithostratigraphische Position. Im Typus-Gebiet bildet die Formation von Gulpen das Liegende. Die Basis der Formation von Maastricht wird definiert durch den Horizont von Lichtenberg (s. III.3). Sie endet mit dem Horizont von Vroenhoven. Er besteht aus einem sehr deutlich ausgebildeten Hardground. Von ihm aus reicht Bioturbation in die Dachfläche der Formation von Maastricht. Über dem Hardground ist eine unterschiedlich deutlich ausgebildete Fossilgrusschicht vorhanden.

4. Verbreitung. Die Formation von Maastricht ist im gesamten Südlimburg verbreitet, außer dem Gebiet im E Südlimburgs, nördlich der Heerlerheide-Störung. Im S der Linie St. Geertruid-Gulpen-Vaals ist sie bis auf residuale Feuersteine der Verwitterung zum Opfer gefallen (Albers & Felder 1979).

5. Alte Bezeichnungen.	Staring (1860)	„Maastrichtsche Krijt"
	Uhlenbroek (1912)	„Maastrichtsch Krijt"
	Pannekoek (1956)	„Kunrader Kalk + Maastrichts Krijt"

Der Untere Teil der Formation von Maastricht. Dieser Teil der Formation von Maastricht umfaßt fein- bis grobkörnige Kalksteine. Im W-Teil von Südlimburg besteht er aus einem homogenen Kalkstein mit zahlreichen hellgrauen bis braungrauen Feuersteinknollen. Nach NE geht dieser Kalk in eine zyklische Wechselfolge aus weniger und stärker verfestigten Kalksteinschichten über und bildet den Teil der Formation von Maastricht, den Uhlenbroek (1912) als das Ma und Mb beschrieb. Hofker (1966) stellt diesen Kalk in seine Foraminiferen-Zonen G, H, I, J und einen Teil von 0. Wir gliedern den tieferen Teil der Formation von Maastricht in vier Schichtfolgen.

Kalkstein von Valkenburg (IVa)

1. Petrographie. Die Schichtfolge umfaßt im W-Teil Südlimburgs wenig verfestigte, weißgelbe bis gelbgraue, fein- bis grobkörnige Kalksteine mit graubraunen Feuersteinknollen wechselnder Gestalt. Im E-Teil Südlimburgs geht die Schichtfolge über in eine Wechselfolge aus wenig und stärker verfestigten Kalksteinschichten. Sie bilden einen Teil des „Kunrader Kalksteins". Hier sind Feuersteine nicht überall verbreitet. Wo sie jedoch vorkommen, handelt es sich um körnige, hellgraue Feuersteinknollen. Die Mächtigkeit nimmt von W nach E zu. Am Pietersberg in Maastricht beträgt sie ca. 2,5 m, im Bereich von Schaesberg bei Valkenburg ca. 45 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp gilt die Grube mit der Aufschlußnr. 62A-207 im E von Valkenburg, Gem. Valkenburg-Houthem, Niederl.; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1:50000, Ausg. VII-1968) 318.520–186.770.
Im Stratotyp ist nur der höchste Teil der Schichtfolge aufgeschlossen, die gesamte Sequenz ist jedoch durch eine Bohrung zu studieren.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende wird durch die Formation von Gulpen gebildet, der Kalkstein von Valkenburg beginnt mit dem Horizont von Lichtenberg (s. III.3). Im E von Valkenburg

besteht die Basis der Folge örtlich aus 1 bis mehr als 10 m mächtigen Kalken, die Glaukonit führen. Die Obergrenze wird durch den Horizont von St. Pieter gebildet, mit dem der Kalkstein von Gronsveld beginnt. Der Horizont besteht aus einem schwach entwickelten Hardground, von dem aus Bioturbation unterschiedlich dicht in die Dachfläche des Kalkes von Valkenburg eingreift. Der Kalk von Gronsveld beginnt mit einem hellgrauen Kalkstein, der durch Bioturbation stark entschichtet ist.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Valkenburg ist nur bekannt im S der Kunrader- und Schin op Geul-Störung. Durch Mangel an Aufschlüssen und Bohrkernen ist es nicht möglich, die Schichtfolge im N dieser Störung zu gliedern.

5. Alte Bezeichnungen. Siehe dazu die Anmerkungen über die Formation von Maastricht (IV).

Kalkstein von Gronsveld (IVb)

1. Petrographie. Die Schichtfolge umfaßt im W von Südlimburg wenig verfestigte, weißgelbe bis gelbgraue, fein- bis grobkörnige Kalksteine. Im unteren Teil treten kleine, hell- bis dunkelgraubraune Feuersteinknollen unterschiedlicher Gestalt auf, im oberen Teil mehr oder weniger regelmäßige Lagen aus hellgrauen bis graublauen Feuersteinknollen.
Weiter nach E fehlt der obere Teil. Die Kalke gehen über in eine zyklische Wechselfolge aus weniger und stärker verfestigten Kalksteinschichten. Sie bilden einen Teil des sogenannten „Kunrader Kalksteins". Die Mächtigkeit schwankt zwischen 4,50 bis ca. 10 m.

2. Lage des Stratotyps. Den Stratotyp bilden die Grube Wijngaardsberg, Aufschluß 62A–424 und die Grube Varkensgat, Aufschluß 62A–159 am Riesenberg im E von Gronsveld, Gem. Gronsveld, Niederl.; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VII-1968) 314.050-180.150.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende bildet der Kalkstein von Valkenburg. Die Basis des Kalksteins von Gronsveld ist definiert durch den Horizont von St. Pieter (s. IVa.3), die Obergrenze bestimmt das Einsetzen des Kalksteins von Schiepersberg, dessen Basis der Horizont von Schiepersberg bildet. Es handelt sich um eine Diskordanzfläche aus gelben bis rotbraunen Kalken, die große hellgraue Feuersteinknollen enthalten.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Gronsveld ist nur bekannt im W-Teil von Südlimburg im S der Kunrader- und Schin op Geul-Störung. Durch Mangel an Aufschlüssen und Bohrkernen ist es nicht möglich, die Schichtfolge im N der genannten Störungen zu gliedern.

5. Alte Bezeichnungen. Siehe dazu die Anmerkungen zur Formation von Maastricht.

Kalkstein von Schiepersberg (IVc)

1. Petrographie. Die Schichtfolge enthält im W von Südlimburg wenig verfestigte, weißgelbe, fein- bis großkörnige, homogene Kalke mit zahlreichen regelmäßigen Lagen und diffus verteilten, hellgrauen bis blaugrauen Feuersteinknollen. Nach N hin verschwinden die Feuersteine. Der homogene Kalkstein geht über in eine Wechselfolge unterschiedlich stark verfestigter Kalksteine und bildet einen Teil des sogenannten „Kunrader Kalksteins". Die Mächtigkeit beträgt 5–6 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wurde die Grube Schiepersberg gewählt, Aufschluß 62A-26, Cadier en Keer, Gem. Cadier en Keer, Niederl.; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VII-1968) 315.880-182.680.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende bildet der Kalkstein von Gronsveld, der Kalkstein von Schiepersberg beginnt mit dem Horizont von Schiepersberg (s. IVb.3), die Obergrenze kennzeichnet der Kalkstein von Emael, der mit dem Horizont von Römontbos einsetzt. Es besteht aus einem schwach entwickelten Hardground, der in die Dachfläche des Kalkes von Schiepersberg eingreift und einer oder mehrerer Fossilgrus-Lagen an der Basis des Kalksteins von Emael.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Schiepersberg ist nur bekannt im W-Teil von Süd-Limburg im S der Kunrader- und Schin op Geul-Störung. Durch den Mangel an Aufschlüssen und Bohrkernen war es nicht möglich, diese Schichtfolge im N der Störungen zu gliedern.

5. Alte Bezeichnungen. Siehe dazu die Bemerkungen zur Formation von Maastricht.

Kalkstein von Emael (IVd)

1. Petrographie. Diese Schichtfolge umfaßt im W von Südlimburg wenig verfestigte weißgelbe und gelbgraue, fein- bis grobkörnige, homogene Kalksteine, im tieferen Teil mit zahlreichen hellgrauen Feuersteinknollen. Kennzeichnend sind vor allem große, regelmäßige platte und röhrenförmige Feuersteine. Im E Südlimburgs zwischen Valkenburg und Heerlen gehen die homogenen Kalke über in eine Wechselfolge härterer und weicherer Kalksteinschichten. Sie bilden den höchsten Teil des „Kunrader Kalksteins". Die Mächtigkeit variiert von ca. 5 bis ca. 7,5 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp gilt die Grube Marnebel, Aufschluß 61H-7, bei Emael, Gem. Eben-Emael, Belg., Fig. 12; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 : 50000, Ausg. VI-1968) 310.850-175.050.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende bildet der Kalkstein von Schiepersberg. Die Basis des Kalksteins von Emael ist definiert durch den Horizont von Romontbos (IVc.3), die Obergrenze wird gekennzeichnet durch das Einsetzen des Kalksteins von Nekum. Er beginnt mit dem Horizont von Laumont, der aus einem Hardground mit unterschiedlich intensiver Bioturbation besteht. Darüber folgt eine Fossilgrus-Lage. Sie entspricht der Lage mit *Ditrupa sexcarinata* sensu Uhlenbroek (1912).

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins vom Emael ist nur bekannt im westlichen Teil von Südlimburg, im S der Kunrader- und Schin op Geul-Störung. Durch Mangel an Aufschlüssen und Bohrkernen ist es nicht möglich, diese Schichtfolge im N der Störungen zu gliedern.

5. Alte Bezeichnungen. Siehe dazu die Bemerkungen zur Formation von Maastricht.

Der Obere Teil der Formation von Maastricht. Dieser Teil der Formation von Maastricht umfaßt größtenteils grobkörnige bis sehr grobkörnige, homogene Kalksteine. Sie sind gekennzeichnet durch das Vorkommen deutlich ausgebildeter Hardgrounds und Fossilgrus-Lagen und -Linsen. Dazu kommt das völlige Fehlen von Feuersteinen. Nach NE gehen die Kalksteine über in eine Wechselfolge weniger und stärker verfestigter Kalke. Sie bilden einen Teil des sogenannten „Kunrader Kalksteins". Diese Kalke können in zwei Einheiten gegliedert werden.

Kalkstein von Nekum (IVe)

1. Petrographie. Die Schichtfolge enthält wenig verfestigte, weißgelbe, grobkörnige, homogene Kalksteine, die im unteren Teil einige diffus verteilte, graubraune Feuersteinknollen enthalten. Örtlich kommen grobkörnige Fossilgrus-Linsen und -Lagen vor, die durch eine große Anzahl Reste des Echiniden *Hemipneustes striatoradiatus* (Leske) und der Lamellibranchiate *Pynodonte vesicularis* (Lamarck) gekennzeichnet sind. Die Mächtigkeit variiert von ca. 7 m bis ca. 15 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wurde die Grube De Tombe, Aufschluß 617-8 im SE des Hofes Nekum an der W-Seite des St. Pietersberges, Gem. Maastricht, Niederl., gewählt (Fig. 13). Die Koordinaten sind (niederl. topogr. Karte 1 :50000, Ausg. VI-1968) 315.130–175.350.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende bildet der Kalkstein von Emael. Der Kalkstein von Nekum beginnt mit dem Horizont von Laumont (s. IVd.3). Die Obergrenze wird gebildet durch den Kalkstein von Meerssen, der mit dem Horizont von Caster beginnt. Er besteht aus einem Hardground, von dem aus Bioturbation in die Dachfläche des Kalkes von Nekum greift. Darüber folgt eine Fossilgrus-Lage (= Bryozoenschicht).

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Nekum wird in Südlimburg nur im Gebiet westlich der Linie Gulpen-Schin op Geul-Klimmen und im Süden der Benzenrader Störung angetroffen. Durch Mangel an Aufschlüssen und an Bohrkernen ist es nicht möglich, diese Schichtfolge im N der Störung zu gliedern.

5. Alte Bezeichnungen. Uhlenbroek (1912) „Mc"
Hofker (1966) „Foraminiferen-Zone K"
Siehe ferner die Bemerkungen zur Formation von Maastricht.

Kalkstein von Meerssen (IVf)

1. Petrographie. Diese Schichtfolge umfaßt im W-Teil Südlimburgs wenig verfestigte weißgelbe grob- bis sehr grobkörnige Kalksteine mit deutlich ausgebildeten Hardgrounds und Fossilgrus-Lagen. Diese Fossilgrus-Linsen und -Lagen bestehen zum großen Teil aus den Resten von Bryozoen und Großforaminiferen. Die Mächtigkeit variiert von ca. 15 bis 20 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wählten wir die Grube Curfs, Aufschluß 62A-13 im SE von Meerssen, Gem. Berg en Terblijt und Meerssen, Niederl.; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1:50000, Ausg. VII-1968) 320.120–182.100.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende besteht aus dem Kalkstein von Nekum. Der Kalkstein von Meerssen beginnt mit dem Horizont von Caster (IVe.3). Die Obergrenze bildet die Formation von Houthem. Sie setzt mit dem Horizont von Vroenhoven ein. Er besteht aus einem sehr augenfälligen Hardground, von dem Bioturbation in die Dachfläche des Kalksteins von Meerssen eingreift. Darüber folgt eine unterschiedlich deutlich entwickelte Fossilgrus-Lage und Glaukonitführung an der Basis des Kalksteins von Geulhem.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Meerssen ist in Südlimburg nur bekannt im W der Linie Gulpen-Schin op Geul-Klimmen und im S der Benzenrader Störung. Durch Mangel an Aufschlüssen und Bohrkernen ist es nicht möglich, die Schichtfolge im N dieser Störung zu gliedern.

5. Alte Bezeichnungen. Uhlenbroek (1912) „Md" (partim)
Hofker (1966) „Foraminiferen-Zone L und M"
Siehe weiterhin die Bemerkung zur Formation von Maastricht.

Formation von Houthem (V)

1. Petrographie. Diese Einheit besteht aus weichen, hellgrauen bis hellgelbgrauen, fein- bis grobkörnigen Kalksteinen mit festen Kalksteinknollen, Hardgrounds sowie Fossilgrus-Lagen und -Linsen. Im unteren Teil erscheinen glaukonithaltige Kalksteine. Die Mächtigkeit variiert von 0 bis 33 m. Die Formation ist zu teilen in drei Schichtenfolgen, von oben nach unten:

Kalkstein von Geleen (Vc)
Kalkstein von Bunde (Vb)
Kalkstein von Geulhem (Va)

2. Typus-Gebiet. Das Typus-Gebiet liegt im NW-Teil von Südlimburg zwischen Valkenburg, Maastricht und Geleen.

3. Lithostratigraphische Position. Im Typus-Gebiet bildet die Formation von Maastricht das Liegende. Die Formation von Houthem setzt mit dem Horizont von Vroenhoven ein (s. IV.3 und IVf.3). Die Obergrenze bildet die Formation von Lutterade. Sie beginnt mit dem gleichnamigen Horizont. Er kennzeichnet den vertikalen lithofaziellen Umschlag von der Kalksedimentation (Formation von Houthem) zur Ablagerung kalkiger, sandiger Tone, die zur Formation von Lutterade gehören.

4. Verbreitung. Das Vorkommen der Formation von Houthem ist in Südlimburg beschränkt auf das Gebiet im NW der Linie Maastricht-Valkenburg-Nuth-Jabeek.

5. Alte Bezeichnungen. Außer Hofker (1966) haben alle Autoren diesen Kalk zur „Maastrichts Krijt" gezählt.

Kalkstein von Geulhem (Va)

1. Petrographie. Die Schichtenfolge umfaßt wenig verfestigte, hellgelbgraue, fein- bis grobkörnige Kalksteine mit unterschiedlichem Glaukonitgehalt. Unregelmäßig verteilt kommen stärker verfestigte Kalksteinbänke und -knollen vor. Örtlich erscheinen auch Hardgrounds und/oder Fossilgrus-Lagen und -Linsen. Die Mächtigkeit variiert von 0 bis ca. 10 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp gilt die Grube Curfs, Aufschluß 62A-13 im SE von Meerssen in der Gem. Berg en Terblijt en Meerssen, Niederl.; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1:50000, Ausg. VII-1968) 320.120–182.100.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende wird durch die Formation von Maastricht gebildet. Der Kalkstein von Geulhem beginnt mit dem Horizont von Vroenhoven (s. IV.3 und IVf.3) und schließt vertikal mit dem Horizont von Bunde ab. Er bildet einen deutlichen Hardground über dem Kalkstein von Geulhem. Darüber beginnt der Kalkstein von Bunde mit einer örtlichen Fossilgrus-Lage an der Basis.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Geulhem ist in Südlimburg beschränkt auf das Gebiet im NW der Linie Maastricht-Valkenburg-Nuth-Jabeek.

5. Alte Bezeichnungen. Hofker (1966) „Foraminiferen-Zone P"
Siehe dazu die Bemerkung zur Formation von Houthem.

Kalkstein von Bunde (Vb)

1. Petrographie. Die Folge enthält wenig verfestigte hellgraue, fein- bis grobkörnige Kalksteine mit unregelmäßig verteilten harten Kalksteinknollen. Örtlich kommen geringmächtige Fossilgrus-Lagen und/oder -Linsen vor.
Die Mächtigkeit schwankt von ca. 10 bis 25 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp gilt die Bohrung 61F-2 (GB 1954) in Brommelen, Gem. Bunde; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 :50000, Ausg. VI-1968) 324.630–179.050. Der Kalkstein von Bunde wurde in der Teufe von 30,0 bis 53,0 m unter Fluransatz erbohrt. Mit der Bohrung wurde die Basis des Kalksteins von Bunde nicht erreicht.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende wird gebildet durch den Kalkstein von Geulhem. Der Kalk von Bunde beginnt mit dem Horizont von Bunde (s. Va.3) und schließt vertikal mit dem Kalkstein von Geleen ab. Dieser beginnt mit einem deutlichen Hardground (Horizont von Geleen), von dem aus unterschiedlich deutlich entwickelte Bioturbation in die Dachfläche des Kalkes von Bunde eingreift. Darüber folgt örtlich eine Fossilgrus-Lage an der Basis des Kalksteins von Geleen.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Bunde ist in Südlimburg beschränkt auf ein Gebiet im NW der Linie Maastricht-Meerssen-Nuth-Jabeek.

5. Alte Bezeichnungen. Hofker (1966) „Foraminiferen-Zone Q"

Kalkstein von Geleen (Vc)

1. Petrographie. Die Sequenz enthält wenig verfestigte, hellgraue, grobkörnige Kalksteine mit unregelmäßig verteilten harten Kalksteinbänken und -knollen. Örtlich kommen unregelmäßige Fossilgrus-Linsen vor. Die Mächtigkeit schwankt von 0 bis ca. 18 m.

2. Lage des Stratotyps. Als Stratotyp wurde der Schacht III der „Staatsmijn Maurits" in Geleen (Bohrung 60C-249), Gem. Geleen, Niederl. gewählt; Koordinaten (niederl. topogr. Karte 1 :50000, Ausg. XII-1967) 331.440–184.800. Der Kalkstein von Geleen wurde in einer Tiefe von 169,20 bis 185,50 m unter Fluransatz erbohrt.

3. Lithostratigraphische Position. Das Liegende wird gebildet durch den Kalkstein von Bunde. Der Kalkstein von Geleen beginnt mit dem Horizont von Geleen (s. Vb.3). Das Hangende wird im Typus-Gebiet gebildet durch die Formation von Lutterade und dort, wo diese fehlt, durch die Formation von Tongeren.

4. Verbreitung. Das Vorkommen des Kalksteins von Geleen ist beschränkt auf das Gebiet im NW der Linie Maastricht-Meerssen-Schinnen.

5. Alte Bezeichnungen. Hofker (1966) „Foraminiferen-Zone R"
Siehe außerdem die Bemerkung zur Formation von Houthem.

5. Zum Problem der Nord-Süd-Korrelierung

5.1 *Einführung.* Der vorliegenden Einhängung der Südlimburger Kreide in die internationale Zeitskala liegt die mikropaläontologische Feingliederung nach Koch (1977) mit seinen „Pia"-Stufen der Kreide Norddeutschlands zu Grunde. Auf sie bezogen wir die Untersuchungsergebnisse von Hofker (1966) und Meessen (1977a–e). Für die Untercampan wir die Datierung nach der Megafauna (Belemniten) durchgeführt.

Ansonsten wird hier auf eine Biostratigraphie nach Belemniten verzichtet, da eine solche stark verfeinerte Gliederung und N-S-Korrelierung von der dafür kompetenteren Arbeitsgruppe Ernst, Schmid & Schulz (Berlin, Hannover, Kiel) zur Zeit erstellt wird (s. Ernst 1963a, b, 1964a, b, 1966, 1968, 1973; Schmid 1953, 1956, 1959, 1967, 1975); nach Schulz (1978) kann das Untermaastricht danach in wenigstens 11 Einheiten geteilt werden. – Es folgt die Diskussion zur Biochronologie der lithostratigraphischen Einheiten Südlimburgs.

5.2 *Biochronologie der Oberkreide Südlimburgs hauptsächlich nach der Mikrofauna.* Der völligen Dekalzifizierung der Formation von Aachen fiel die gesamte, wahrscheinlich ehemals vorhandene Biozönose kalkschaliger Foraminiferen zum Opfer. Die wenigen agglutinierenden Arten zeigen keine stratigraphische Verwendbarkeit.

Nach einer noch nicht abschließend bearbeiteten Inoceramenfauna scheinen der Sand von Hauset und Aachen wenigstens zum Teil in das Obersanton hinabzureichen. Da der Sand von Aachen mit lokaler Geröllschüttung über einen fossilen Wurzelboden an der Dachfläche des Tons von Hergenrath (= Horizont von Schampelheide) transgrediert, der Ton von Hergenrath danach eine wohl auch zeitlich abgesetzte Einheit darstellt, ist seine Datierung wohl älter als Obersanton anzusetzen (= Präobersanton?). Theoretisch könnte der Ton von Hergenrath bis ins Cenoman oder in die Unterkreide hinabreichen. Die bisher durchgeführten Untersuchungen über seine Flora suggerieren ein erwiesenes Campan-Santon-Alter (z.B. Weyland & Krieger 1953). Tatsächlich aber wurde dieses Alter von allen Autoren als Prämisse angenommen, da die Gleichaltrigkeit der Formationen von Aachen und von Vaals durch die angebliche Faziesverzahnung festzustehen schien (Rutten 1945).

Da diese Behauptung bereits von Albers (1974, 1976a) durch die immer zu beobachtende vertikale Abfolge beider Einheiten widerlegt wurde, entfällt auch die Grundlage der früher vorgenommenen Datierung des Tons von Hergenrath. Eine paläontologisch begründete Alterseinstufung steht hier leider immer noch aus.

Dagegen ist die Schichtsequenz ab der Formation von Vaals zeitlich gut faßbar. Wegen der noch ausstehenden Verwendung der Mikrofauna, die durch tiefgründige Dekalzifizierung erschwert wird (Schijfsma 1945; Hofker 1957) wird die Nord-Süd-Korrelierung mit Hilfe der *Gonioteuthis*-Fluktuomutationsreihe nach Albers (1974, 1976) durchgeführt. Danach vertritt die gesamte lithostratigraphische Formation von Vaals nur das tiefste Untercampan (*granulata-quadrata*-Zone, *lingua-quadrata*-Zone und wahrscheinlich tiefere Teile der *pilula*-Zone sensu Ernst 1968). Dies entspricht der Foraminiferen-Zone A (Hofker 1966) (Spalte 1 in Abb. 2 und 4) bzw. dem höheren Teil der Mikrofaunen-Zone mit *Bolivinoides strigillatus* sensu Koch (1977).

Bis zur Basis des Kalksteins von Zeven Wegen (= Horizont von Zeven Wegen) kann danach eine Schichtlücke vom höheren Teil der *pilula*-Zone oder Beginn der *senonensis*-Zone bis zur *conica-papillosa*-Zone (jeweils einschließlich) festgestellt werden (= Mikrofaunen-Zone mit *Bolivinoides decoratus decoratus*, außer dem höchsten Teil, Koch 1977).

Der tiefste Teil des Kalksteins von Zeven Wegen enthält neben *Belemnitella mucronata* noch *Gonioteuthis quadrata gracilis* und reicht damit ins oberste Untercampan (= *gracilis/mu-*

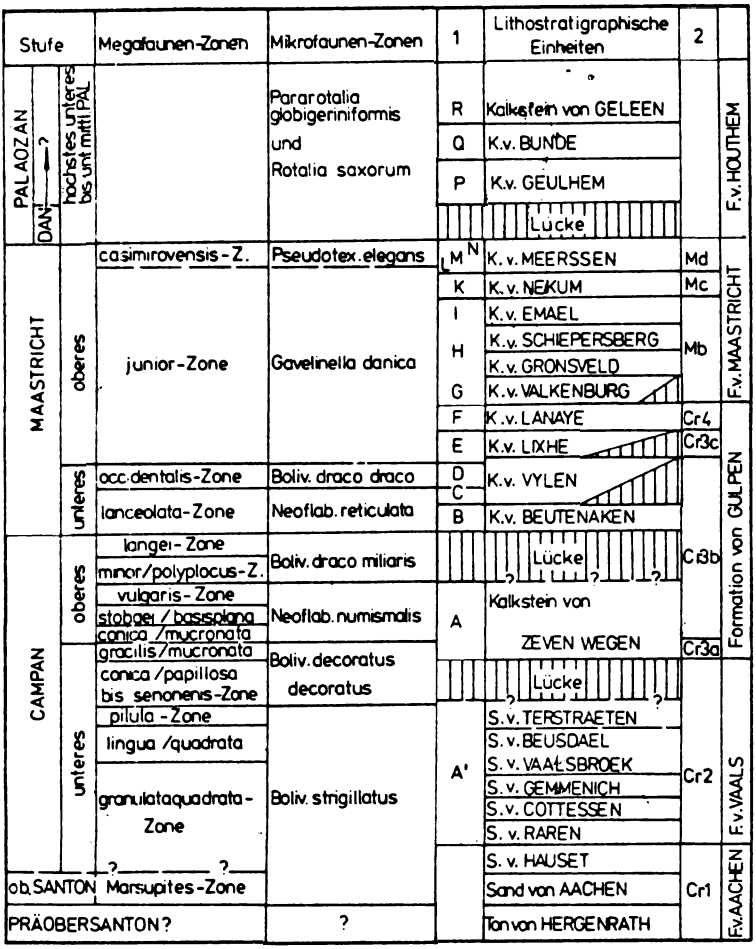


Abb. 4. Korrelation der Mega- und Mikrofaunen-Zonen Norddeutschlands (Koch 1977) mit den lithostratigraphischen Einheiten von Aachen-Südlimburg (Dan/Paläozän nach Moorkens (1973) und Doppert (1976)).

cronata-Zone als Megafaunen-Zone = höchster Teil der *Bolivinoides decoratus decoratus*-Zone nach Mikrofaunen = Foraminiferen-Zone A, Hofker 1966). Nach der Vergesellschaftung von *Neoflabellina rugosa, Gavelinella clementiana, Stensioeina pommerana* mit *Bolivinoides laevigatus* ist der über der Basis folgende Teil des Kalksteins von Zeven Wegen ins Obercampan zu stellen (= *Neoflabellina numismalis*-Mikrofaunen-Zone). Eine ähnlich differenzierte zeitliche Gliederung innerhalb dieser lithostratigraphischen Einheit wie von Ernst (1971) für Norddeutschland erarbeitet, ist bislang für Südlimburg wegen der Seltenheit horizontiert entnommener Echiniden nicht durchgeführt.

Auch die vertikale Reichweite des Kalksteins von Zeven Wegen ins Obercampan ist bis heute wenig bekannt, da Detailuntersuchungen an Belemniten ausstehen. Der fehlende Nachweis von *Neoflabellina buticula, N. permutata, N. praereticulata, Bolivinoides draco miliaris, B. delicatus regularis, Bolivina incrassata crassa* und *B. decurrens* könnte dafür

sprechen, daß die heute erhaltene Dachfläche des Kalksteins von Zeven Wegen nicht das obere Obercampan erreicht und die *Bolivinoides draco muliaris*-Mikrofaunen-Zone Norddeutschlands in Südlimburg einer Schichtlücke entspricht. Nach der Analyse der Megafauna äußerte bereits Jeletzky (1951) eine ähnliche Ansicht. Der Kalkstein von Beutenaken und Vylen kann durch die Assoziation von *Stensioeina pommerana, Bolivina decurrens* mit *Neoflabellina praereticulata* und *Bolivinoides palaeocenicus* als unteres Untermaastricht datiert werden (= *Neoflabellina reticulata* Mikrofaunen-Zone, Koch 1977 = Foraminiferen-Zone B und C, Hofker 1966). Tatsächlich entspricht diese Zeiteinheit der bereits von Schmid (1967) ausgeschiedenen Zone des Kreidemergels ohne Feuersteine mit *Belemnella lanceolata*.

Der Kalkstein von Vylen enthält in seinen obersten Metern eine geringmächtige Lage (im Maastalprofil Hallembaye ca. 1,5 m), die sich petrographisch nicht abhebt. Die Mikrofauna mit *Bolivinoides draco* und *Gavelinella danica* deutet auf oberes Untermaastricht (Foraminiferenzone D sensu Hofker 1966; Meessen 1977; Streel *et al.* 1977 = *Bolivinoides draco draco*-Zone). Gelegentliche Funde von *Belemnella occidentalis* (Deroo 1966) deuten auf die gleiche Einstufung.

Danach scheint die *Bolivinoides draco draco*-Mikrofaunen-Zone in Südlimburg stark kondensiert zu sein.

Die obersten ca. 2,0 m des Kalksteins von Vylen unter dem Horizont von Lixhe müssen mikropaläontologisch bereits der Foraminiferenzone E sensu Hofker (1966), Meessen (1977) zugerechnet werden. Die Foraminiferenzone E deckt sich ansonsten mit dem folgenden Kalkstein von Lixhe.

Das Fehlen aller spezifischen Foraminiferen-Arten *(Bolivinoides decoratus giganteus, B. draco, Bolivina incrassata gigantea)* erlaubt keine eindeutige Datierung. Das vorliegende Fundmaterial der Megafauna (Schmid 1967) deutet darauf, daß der größte Teil des Kreidemergels mit Feuersteinen bereits dem tieferen Obermaastricht mit *Belemnitella* ex gr. *junior* angehört. Aber auch diese Aussage ist nicht völlig eindeutig, da Schmid Fundmaterial aus dem Aachener Raum vorlag. Hier ist jedoch die Trennung des Kreidemergels mit Feuersteinen (= Orsbacher Feuersteinkreide sensu Breddin, Brühl & Dieler 1963; Knapp 1978) in einen Kalkstein von Lixhe und Lanaye wie weiter im Westen bislang wegen der großen petrographischen Ähnlichkeit nicht durchgeführt, so daß die Orsbacher Feuersteinkreide hier den Kalkstein von Lanaye einschließt und schon deshalb ins tiefere Obermaastricht reicht. Bis zur Vorlage weiterer Argumente wird der Kalkstein von Lixhe zusammen mit dem höchsten Teil des Kalksteins von Vylen mit Vorbehalten ins untere Obermaastricht gestellt (= *Gavelinella danica* Mikrofaunen-Zone; *junior*-Megafaunen-Zone).

Durch *Reusella cimbrica, Coleites reticulosus* und *Bolivinoides decoratus giganteus* kann der Kalkstein von Lanaye eindeutig als unteres Obermaastricht angesprochen werden (= Foraminiferenzone F sensu Hofker 1966 = *Gavelinella danica*-Mikrofaunen-Zone sensu Koch 1977).

Der Kalkstein von Valkenburg bis Meerssen einschließlich (= Foraminiferenzone G bis N einschließlich, Hofker 1966) wird durch eine Assoziation von *Pulsiphoria prima, Rosalina binkhorsti, Gavelinella danica, Coleites reticulosus, Reusella cimbrica* sowie *Loxostoma selmaensis* bestimmt. Nach der Datierung des hangenden Kalksteins von Houthem und dem Erscheinen von *L. selmaensis* wird die lithostratigraphische Formation von Maastricht zeitlich insgesamt ins Obermaastricht gestellt. Da jedoch keine der Arten ausschließlich im unteren oder oberen Obermaastricht vorkommt, soll vorläufig nach Mikrofauna keine nähere Differenzierung vorgenommen werden. Nach der Megafauna reicht die *Belemnitella junior*-Zone bis zum

Kalkstein von Nekum einschließlich (Schmid 1967; Deroo 1966), woraus die Datierung als unteres Obermaastricht folgt. Der Kalkstein von Meerssen enthält *Belemnitella junior* und nach Deroo (1966) im höheren Teil *Belemnella casimirovensis*. Danach erreicht diese Einheit wenigstens zum Teil das obere Obermaastricht (= *Pseudotext. elegans*-Mikrofaunen-Zone sensu Koch 1977).

Die Basis der über dem Kalkstein von Meerssen folgenden lithostratigraphischen Formation von Houthem stellte Meyer (1959) ins Dan. Hofker (1966) schied innerhalb der Formation von Houthem die Foraminiferenzonen P–R aus und belegte, daß 90 % dieser Fauna auch im Paläozän Schwedens (sensu Brotzen 1948) erscheint. Der Einstufung als Paläozän schloß sich Meessen (1977c) an. Moorkens (1973) datierte die Mikrofauna im Stratotyp des Montien (in Mons, Hainaut) im Sinne der Mikrofaunen-Zonen nach planktonischen Foraminiferen (Bolli 1966) und korrelierte den tiefsten Teil der Schichtenfolge im Becken von Mons („calcaire de Cuesmes" und „tuffeau de Ciply") mit der lithostratigraphischen Formation von Houthem. Nach planktonischen Foraminiferen ist die Zeitspanne zwischen höchstem Unterpaläozän bis allertiefstem Mittelpaläozän anzusetzen. Doppert (1976) fügte seiner oberpaläozänen Foraminiferenzone FJ (Assoziation mit *Bulimina trigonalis* und *Haplophragmoides eggeri*, Doppert 1975: 115) eine ältere Zone FK (mit *Pararotalia globigeriniformis* und *Rotalia saxorum*) hinzu, die nach seiner Auffassung zeitlich das Unterpaläozän vertritt und stofflich durch den Kalkstein von Houthem dokumentiert wird. Als wesentliches Ergebnis ist schließlich die Aussage von Moorkens (1973) festzuhalten, daß bei Voraussetzung einer gleichzeitigen Größenzunahme von *Globigerina daubjergensis* im Hainaut und Dänemark das Montien im Stratotyp Mons (Belgien) dem höchsten Teil des Dan am Stratotyp Faxe (Dänemark) entspricht oder ein noch etwas jüngeres Alter einnimmt. In jedem Fall muß das Montien (tieferer Teil = Formation von Houthem) vor das Aussterben der *Globigerina daubjergensis – kozlowskii* – Evolutionsreihe datiert werden. Danach entspricht das Dan in Dänemark einer Schichtlücke in Südlimburg oder ist nur zum kleinen (höchsten) Teil durch die Formation von Houthem vertreten, die nach dieser Aussage ins Paläozän hinüberreicht.

Die Deckung von Paläozän und Dan in der Stufenbezeichnung (s. Abb. 2, 4) ergibt sich aus der bekannten unterschiedlichen Grenzziehung nach Mega- und Mikrofaunen-Zonen.

6. Zum Problem der Ost-West-Korrelierung

Das Problem der Ost-West-Korrelierung der Südlimburger Kreide, oder genauer die Schichtparallelisierung zwischen der Kreide von Aachen-Südlimburg (Deutschl., Niederl., Belg.), Hasbegau (Hesbaye, Belg.)-Hennegau (Hainaut, Belg.) und dem Becken von Paris (Frankr.) ist bislang aus methodischen Gründen nicht im Detail gelöst. Wegen der nicht überall guten Aufschlußverhältnisse der unterschiedlichen und meist zu geringen Zahl gut erhaltener, horizontorientiert entnommener Megafaunen und den damit verbundenen außerordentlichen Schwierigkeiten, Fluktuomutationsreihen zu rekonstruieren sowie ökologisch bedingte Formänderung zu erkennen, war eine detaillierte Ost-West-Korrelierung trotz großer Anstrengungen mit Hilfe der Paläontologie nach Megafaunen bis jetzt nicht möglich (Rutot 1894; Ubaghs 1887; de Grossouvre 1901; Leriche 1927; Jeletzky 1951; Calembert 1953, 1956, 1957; Marliere 1954). Auch über die Belemniten des Hainaut und ihren Vergleich mit den Faunen Südlimburgs liegen keine Spezialuntersuchungen vor.

Die Korrelierung gründet deshalb auf den Untersuchungen Hofkers (1952, 1955, 1956a, b; 1958a, b; 1959a, b; 1960a, b, c, d; 1961a, b; 1962, 1966, 1968), vor allem der Orthogenese

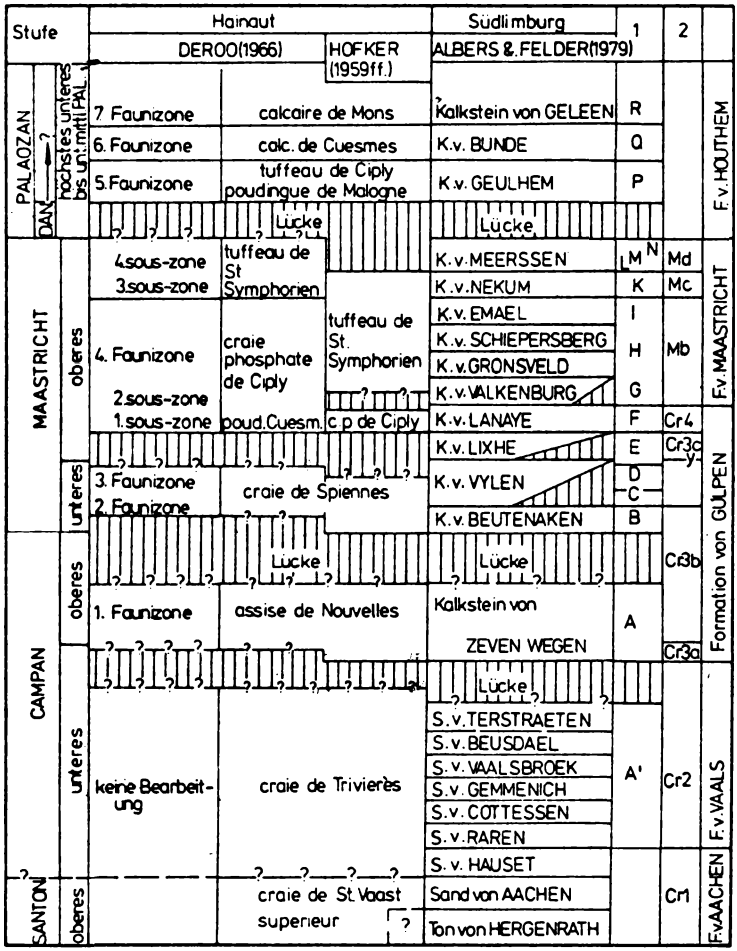


Abb. 5. Korrelation der lithostratigraphischen Einheiten von Aachen-Südlimburg mit denen des Hainaut.

ausgewählter Foraminiferengenera im Hainaut und Südlimburg. Es sei exemplarisch auf die Korrelierung der Craie de Spiennes verwiesen. Der durchschnittliche Porendurchmesser der letzten Kammer adulter Individuen der *Bolivinoides decorata-australis*-Entwicklungslinie vergrößert sich sprunghaft im Bereich des Hardgrounds zwischen der Craie de Nouvelles im Liegenden und der Craie de Spiennes im Hangenden von 4,1 auf 4,7 1/1000 mm (Grube Pourbaix bei Mons, Hainaut, Hofker 1968), für *Gavelinopsis voltziana* von 5,7 auf 5,9. In Hallembaye ist für *Bolivinoides* im Bereich des Hardgrounds an der Basis der Craie Grise (Foraminiferenzone C, Hofker 1966) ein Sprung von 4,7 auf 5,7 nachzuweisen, woraus eine größere Lücke im Maastalprofil folgt. Im Profil von Beutenaken (Foraminiferenzone B, Hofker 1966) werden für *G. voltziana* Werte zwischen 5,5 ud 6,0 1/1000 mm erreicht. Bei Voraussetzung einer gleichzeitigen Orthogenese der Foraminiferengenera können danach der Kalkstein von Beutenaken und von Vylen (Foram.zonen B u. C) als Äquivalente der Craie de Spiennes angesehen werden. Die so durchgeführte Ost-West-Korrelierung geht aus Abb. 5 hervor.

Weiterhin werden die mikropaläontologischen Untersuchungen an Ostracoden von Deroo (1966) berücksichtigt. Er gliederte sieben vertikal folgende Faunenzonen aus, die in gleicher Sequenz im Hainaut und in Südlimburg folgen.

Die unterschiedlichen Korrelierungsergebnisse nach Foraminiferen und Ostracoden sollten nicht verwundern, da die Ostracoden allgemein sensibler gegenüber Änderungen ihres ökologischen Umfeldes reagieren. Eine Ost-West-Korrelierung allein auf ihrer Grundlage setzte eine gleichzeitige vertikale Änderung des Environments voraus.

Aufgrund der systematischen Verschiebung der Zonierung nach Ostracoden gegenüber der nach Foraminiferen ist eine diachrone Änderung der ökologischen Bedingungen zwischen den beiden Sedimentationsräumen zu vermuten. Die nannofloristischen Untersuchungen der Arbeitsgruppen Bick und Vangerow (Geologisches Institut, RWTH Aachen, Deutschl.) und Streel, Fairon-Demaret, Schumacker-Lambry und Vanguestaine (Inst. de Paléontologie, Université de Liège, Belg.) und weitere mikropaläontologische Arbeiten über die Orthogenese von Foraminiferen werden sicherer belegen können, ob solche zeitlichen Inkongruenzen bestehen. Bis dahin sollte man der Korrelierung nach Foraminiferen (Hofker 1952ff) den Vorzug geben.

Nach der Durchführung dieses Arbeitsschrittes endlich könnte die Oberkreide von Aachen-Limburg, dem Hesbaye, Hainaut und dem Becken von Paris als eine Modelleinheit bearbeitet werden und völlig neue Einsichten in zahlreiche geologisch-paläontologische Teilaspekte ermöglichen.

Literaturverzeichnis

Albers, H.J. (1974): Feinstratigraphie und Faziesanalyse des Untercampans (Vaalser Grünsand = Hervien) sowie neue Beiträge zur kretazischen Deckgebirgstektonik von Aachen und dem westlich anschließenden niederländisch-belgischen Limburg. Diss., Fak. Bergbau und Hüttenkunde, Geol. Inst. der RWTH, Aachen.

– (1976a): Feinstratigraphie, Faziesanalyse und Zyklen des Untercampans (Vaalser Grünsand = Hervien) von Aachen und dem niederländisch-belgischen Limburg. *Geol.Jb., A34*: 3–68, 17 Abb., 10 Taf., Hannover.

– (1976b): Analyse campaner Zyklen von Aachen und dem niederländisch-belgischen Limburg. *Nachr. dt. geol. Ges., 15*: 7–8, Hannover.

– (1978a): Die Sande von Aachen und Hauset (Äquivalente der Haltener Sande Westfalens), Sedimentologie, Faziesanalyse und hydrogeologische Bedeutung. *Nachr. dt. geol. Ges., 19*: 2–3, Hannover.

Albers, H.J., Felder, W.M., Felder, P.J., O.S. Kuyl (1978b): Lithology and stratigraphy of the upper cretaceous of eastern South Limburg and neighbouring Belgium and Germany. *Guidbook to excursion A, C of the joint annual meeting of Paläontologische Gesellschaft and Palaeontological Association*, 100 pp., Maastricht.

Albers, H.J. & Felder, W.M. (1979): Feuersteine als Indikatoren der Quantifizierung und Datierung der Karbonatlösung am Nordwest-Rand des Rheinischen Schildes. *Intern. Feuersteinsymposium Maastricht, Staringia, 4* (in Vorbereitung), Maastricht.

Albers, H.J. & W. Weiler (1964): Eine Fischfauna aus der oberen Kreide von Aachen und neuere Funde aus dem Maastricht des angrenzenden belgisch-holländischen Raumes. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 120*: 1–33, 51 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

Amerom, H.W.J. van (1971): Kotpillen aus der Oberen Kreide im Maastricht-Aachener Raum (Nord-West Europa). Paläontologisch-stratigraphische Notizen. *Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S., 22*: 9–18, pl. 1, Maastricht.

Bayle, E. (1857/58): Sur les Rudistes decouverts dans la craie de Maastricht. *Bull. Soc. géol. France (2), 15*: 210–218, 1 pl., Paris.

Beissel, J. (1886): Der Aachener Sattel und die aus demselben vorbrechenden Thermalquellen. 337 S., 10 Abb., 4 Taf., Aachen.

- (1891), mit Einleitung von Holzapfel, E.: Die Foraminiferen der Aachener Kreide. *Abh. preuss. geol. Landesanst., N.F., 3*: 78 S., 1 Tab., 16 Taf., Berlin.

Bellen, R.C. van (1946): Foraminifera from the Middle Eocene in the Southern part of the Netherlands province of Limburg. *Meded. Geol. Sticht., Serie C-V, No. 4*, Maastricht.

Bellier, J.P. & J.M. Villain (1975): Globotruncanidae de la série type du Maastrichtien (Limbourg méridional). *Cah. Micropaléont. C.N.R.S., 2*: 1–14, Paris.

Bick, H. (1977): Paläontologische und stratigraphische Untersuchungen kalkigen Nannoplanktons (Coccolithineen) im Campan der Aachener Kreide. Diss., Fak. für Bergbau und Hüttenwesen, RWTH Aachen, 102 S., 2 Abb., 23 Taf., Aachen.

Binkhorst van den Binkhorst, J.T. (1859): Geologische und paläontologische Skizze der Kreideschichten des Herzogthums Limburg. *Ver. preuss. Rheinl. und Westfalens, 16*: 397–425, Bonn.

- (1859): Esquise géologique et paléontologique des couches crétacées du Limbourg. 268 pp., Tab. I–V, Maastricht.
- (1861): Monographie des gastropodes et des céphalopodes de la craie supérieur du Limbourg, suive d'une description de quelques de crustacés du même depot crétacé. Classe des Gastéropodes, 83 pp., Tab. I–V, Va, Va 1–Va 3, Classe des Cephalopodes, 44 pp., Tab. Vb–Vd, VI–VIII, VIIIa–IX.
- (1868) Über zwei außerordentliche Sitzungen der französischen geologischen Gesellschaft. *Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. Westfalens, 25*: 317–334, Taf. VI, Fig. 1, Bonn.

Böhm, J. (1885): Der Grünsand von Aachen und seine Molluskenfauna. *Verh. naturh. Ver. preuss. Rheinl., 42*: 1–152, Bonn.

Bosquet, J. (1847): Description des Entomostracés fossiles de la craie de Maestricht. *Mém. roy. sci. Liège, 4*, Liège.

- (1854): Les crustacés fossiles du terrain crétacé du Limbourg. *Verh. geol. beschr. Nederl., 2*: 11–183, Haarlem.
- (1859): Monographie des Brachiopodes fossiles tu terrain crétacé supérieur de Duchède Limbourg. Première partie: Craniadea et Terebratuliae. *Mém. Serv. descr. géol. de la Nederl., 3*: 1–50, 5 pl.
- (1860): Fossiele Fauna en Flora van het Krijt van Limburg. In Staring, W.H.C. (1860): Natuurlijke historie van Nederland. De Bodem van Nederland, *2*: 302–418, Haarlem.

Bramlette, M.H. & E. Martini (1964): The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maastrichtian and the Danian. *Micropaleontology, 10*, 3: 291–322, New York.

Breddin, H. (1932): Über die tiefsten Schichten der Aachener Kreide sowie eine senone Einebnungsfläche und Verwitterungsrinde am Nordwestabfall des Hohen Venns. *Cbl. Min. Geol. Paläont., 1932 (B)*: 593–613, 2 Abb., Stuttgart.

- (1937): Lehrausflug in die Aachener Kreide; Morphologie des Nordwestabfalls der Eifel und des Hohen Venns. *Z. dt. geol. Ges., 89*: 568–577, 6 Abb., Stuttgart.

Breddin, H., Brühl, K.H., H. Dieler (1963): Das Blatt Aachen-Nordwest der praktisch-geologischen Grundkarte 1 :5000 des Aachener Stadtgebietes. *Geol. Mitt., 1*: 251–428, Aachen.

Brotzen, F. (1948): The Swedish Paleocene and its foraminiferal Fauna. *Sver. geol. Unders., Ser. d, 493*: 1–140.

Calembert, L. (1953): Sur l'existence regionale d'un hard ground et d'une lacune stratigraphique dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Belgique. *Bull. Cl. Sci. Acad. roy. Belg., 5*, 39: 724–733, Bruxelles.

- (1956): Le Crétacé supérieur de la Hesbaye et du Brabant. *Ann. Soc. géol. Belg., 80*: 129–156, Liège.
- (1957): Le problème de l'étage maastrichtien, en Belgique et dans les territoires limitrophes. *Acad. r. Belg., Bull. Cl. Sci. 5ème s., 43*: 284–298, 4 fig., Bruxelles.

Cuvier, G. (1808): Sur le grand animal fossile de la carrière de Maestricht (craie de Mosasaurus camperi). *Ann. Mus. natl. Hist. nat., Fr. 12*: 145–176, pl. 19–20, Paris.

Davreux, Ch. J. (1833): Essai sur la constitution géognostique de la province de Liège. *Mém. cour. Acad. Bruxelles*: 9–4; Bruxelles.

Debey, M.H. (1849): Entwurf zu einer geognostisch-geogenetischen Darstellung der Gegend von Aachen. *Verh. dt. Naturforsch. u. Ärzte, geol.-miner. Sekt.*, Aachen.

Dechen, H. von (1868): Orographisch-geognostische Übersicht des Reg.-Bez. Aachen, Aachen.

Deroo, G. (1966): Cytheracea (Ostracodes) du Maestrichtien de Maestricht (Pays-Bas) et des régions voisiennes; resultats stratigraphiques et paléontologiques de leur étude. *Meded. geol. Sticht., Ser. C-V-2-No. 2*, 197 pp., Maastricht.

Dewalque, G. (1868): Chap. X, in: Prodrome d'une description géologique de la Belgique. (Librairie Polytechnique de Decq.), Bruxelles et Liège.

- (1880): Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines et une feuille à l'échelle du 500000 avec une notice explicative. *Ann. Soc. géol. belg., 7*, Bruxelles.

Dijkstra, S.J. (1948/49): Megaspors and other fossils from the Aachenian (Senonian in south Limburg, Netherlands). *Meded. geol. Sticht., (3)*: 19–33, Maastricht.

Doppert, J.W.Chr. (1975): Foraminiferenzonering van het Nederlandse Onderkwartair en Tertiair. *Toelichting bij geologische Overzichtskaarten van Nederland, blz.*: 114–118, Rijksgeologische Dienst, Haarlem.

- (1976): Jaarverslag Rijksgeologische Dienst, blz. 74–75, Haarlem.

Dumont, A. (1839): Rapport sur les traveaux de la carte géologique pendant l'année 1838, avec une indiquant l'étude géographique de dépôt moderne de Flandre et les limites maritimes de la Belgique ancienne. *Bull. Acad. Belg., 1e série, 5*: 634–643, Bruxelles.

- (1849): Rapport sur la carte géologique du Royaume. *Bull. Acad. sci. Lett. Beau-arts Belg., 16* (11): 351–373, Bruxelles.

Ebensberger, H. (1962): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen in der Aachener Oberkreide, besonders der Maastricht-Stufe. *Palaeontographica, A. 120*: 1–120, Stuttgart.

Ellenberg, H. (1973): Ökosystemforschung. 280 S., 101 Abb., Berlin, New York, (Springer-Verlag).

Ernst, G. (1963a): Zur Feinstratigraphie und Biostratonomie des Obersanton und Campans von Misburg und Höver bei Hannover. *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 32*: 128–147, Hamburg.

- (1963b): Stratigraphische und gesteinstechnische Untersuchungen im Santon und Campan von Lägerdorf (SW-Holstein). *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 32*: 71–121, Hamburg.

- (1964a): Ontogenie, Phylogenie und Stratigraphie der Belemnitengattung Gonioteuthis Bayle aus dem nordwestdeutsch. Santon/Campan. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westfal., 7*: 113–174, Krefeld.

- (1964b): Neue Belemnitenfunde in der Bottroper Mulde und die stratigraphische Stellung der „Bottroper Mergel". *Fortschr. Geol. Rheinl. Westfal., 7*: 175–198, Krefeld.

- (1966): Fauna, Ökologie und Stratigraphie der mittelsantonen Schreibkreide von Lägerdorf (SW-Holstein). *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 35:* 115–150, Hamburg.

- (1968): Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raume Braunschweig-Hannover und ihre stratigraphische Gliederung mit Echinodermen und Belemniten, 1. T.: Die jüngere Oberkreide. *Beih. Berg. naturhist. Ges., 5* (Keller-Festschrift), Hannover.

Ernst, G. *et al.* (1973): Zwischenbericht über die bisherigen Ergebnisse unserer Untersuchungen zum Thema: Radiometrische und paläontologische Korrelation von glaukonitführenden Kreide-Profilen. Unveröffentl. Ber.: „Az. Er. 29/6 Kennwort: Geol. Korrelationsforschung" an die DFG, 27.8.1973, Braunschweig.

Faujas de Saint Fond, B. (1799): Histoire naturelle de la Montagne St. Pierre de Maestricht. Imprimeur-Libraire H. Jansen, An 7ème de la Répub. Française, 263 p., 54 pl., 1 tabl., Paris.

Felder, P.J. (1960): Vuursteenonderzoek in het Krijt van Zuid Limburg en het direct aansluitend grensgebied. *Grondboor en hamer, 3*: 70–79, Maastricht.

- (1975): Zusammenhänge zwischen Feuerstein und dem Sediment in den Limburger Kalken aus dem Campan-Maastricht. – *Zweites Intern. Feuerstein-Symposium, Mai 1975, Maastricht, Staringia, 3*: 21–22, Maastricht.

Felder, W.M. (1960a): De rijke zeegelvindplaatsen bij Hallembaye. *Jb. van Nederl. Geol. Veren. Afd. Limburg 1960*: 30–35, Maastricht.

- (1960b): Het Belemnietenkerkhof in het Gulpenkrijt. *Grondboor en hamer, 3*: 89–104, Maastricht.

- (1963): Krijtontsluitingen ten zuiden van Maastricht *Grondboor en hamer, 5*: 162–190, Maastricht.

- (1973): Kalkstenen van het Bovenkrijt in Zuid-Limburg en hun exploitatie. *Verhandl. kon. Ned. Geol. mijnbouwkd. Genoot., 29*: 51–62, 's-Gravenhage.

- (1975a): Lithostratigraphische Gliederung der Oberen Kreide in Süd-Limburg (Niederlande) und den Nachbargebieten. Erster Teil: Der Raum westlich der Maas, Typusgebiet des „Maastricht". *Publ. natuurh. Genoot. Limburg, 24*, Maastricht.

- (1975b): Lithostratigrafie van het Boven Krijt en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied. *Toelichting bij geologische overzichtkaarten van Nederland*: 63–72, Haarlem.

- (1975c): Een nieuwe lithostratigrafische indeling van het Boven-Krijt en de Dano-Montien kalksteen in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied. *Zweites Intern. Feuerstein-Symposium, Staringia, 3*: 11–15, Maastricht.

- (1975d): De Valkenburg-Vuursteenindustrie in Zuid-Limburg. *Zweites Internat. Feuerstein-Symposium, Staringia 3*: 81–84, Maastricht.

- (1976a): Een zeldzame bouwsteen uit het Boven-krijt van Zuid-Limburg. *Grondboor en hamer, 30*: 11–19, 8 Abb. 1 Tab., Maastricht.
- (1976b): Sedimentatie-cyclothemen in de kalkstenen uit het Boven-Krijt van Zuid-Limburg. *Grondboor en hamer, 30*: 32–40, 8 Abb., Maastricht.
- (1977): De stratigrafische plaats van de „Kunrader Kalksteen" in het Boven-Krijt van Zuid-Limburg. *Grondboor en hamer, 31*: 163–172, 1 Abb., 4 Tab., Maastricht.
- (1978a): Ontsluitingen van de Kunrader Kalksteen. *Grondboor en hamer, 4 1978, 4*: 86–121, 27 fig., Maastricht.

Felder, W.M. *et al.* (1962): Overzicht der ontsluitingen van het Akens zand, gelegen op de Nederlandse topografische kaart 1 : 25.000, en een aanhangel bevattende de voornaamste ontsluitingen gelegen buiten dit kaartgebied. *Grondboor en hamer, 6*: 178–247, Maastricht.

Felder, W.M. & Bosch, P.W. & H.J. Albers (1978): Aachen-Limburger Kreide, Tertiär und Quartär. *Exkursionsführer 130. Hauptversammlung DGG Aachen 1978*, Exk. 7: 123–177, Aachen.

Flekken, P.M. (1975): Organisch-geochemische und kohlenpetrographische Bearbeitung der obersantonen Hergenrather Schichten (Basiston) und der Verwitterungsrinde des paläozoischen Grundgebirges im belgisch-niederländischen Grenzgebiet. Unveröffentl. Dipl. Arb. am Lehrstuhl für Geol., Geoch. und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle, RWTH Aachen.

- (1976): Organisch-geochemisch en kolenpetrografische onderzoek van het organisch materiaal (bitumen en kerogen) uit het Namurien en de basis van het Boven-Krijt (Santonien) in het Zuit-Limburgs/belgisch grensgebied. *T. Ned. Geol. Ver. Grondboor en Hamer, 1976*, 6: 166–178, Maastricht.
- (1977): Mikroskopisch en kolenpetrografisch onderzoek van xylieten uit het Krijt van Zuid-Limburg. *T. Ned. Geol. Ver. Grondboor en Hamer, 1977*, 4: 108–119, Maastricht.

Francken, C. (1947): Bijdrage tot de kennis van het boven Senoon in Zuid Limburg. *Meded. geol. Sticht., (C) 6*, 5: 1–148, Maastricht.

Franke, A. (1925): Die Foraminiferen der Aachener Kreide. *J. preuss. geol. Landesanst., 48*: 667–698, Berlin.

Friedrich, G. (1961): Erzmikroskopische Untersuchungen an Pyrit-Konkretionen und Kohleeinlagerungen der Aachener Kreide. *Der Aufschluß, Sonderh., 10*: 50–52, 4 Abb., Heidelberg.

Geijn, W.A.E. van de (1937): Les élasmobranches du Crétacé marin du Limbourg Hollandais. *Nat. Hist. Maandbl., 26*: 16–21, 28–32, 56–69, Maastricht.

- (1940): Les Rudistes du tuffeau des Maestricht (Sénonien supérieur). *Nat. Hist. Maandbl., 29*: 51–57, Maastricht.

Gilard, P. (1926): Recherches sur la constitution des craies du Limbourg. *Mém, Cl. Sci., Acad. r. Belg., (2), 8*, 1: 1–73.

Grebe, H. & H. von Schilling (1973): Pollenanalytische Untersuchung einer Probenserie aus der Bohrung Rouette PB1 bei Laurensberg-Soers. 9 S., 1 Beil., Arch. geol. Landesamt Nordrh.-Westfal., x5102–06/29, unveröff., Krefeld.

Grossouvre, A. de (1901): Recherches sur la craie supérieure, I–II. Paris.

- (1908): Description des Ammonitides du crétacé supérieur du Limbourg et belge et hollandais et du Hainaut. – *Mém. Mus. r. d'Hist. Nat. Belg., 4*, 39 pp., 11 pls, Bruxelles.

Harre, E., Kreuzer, H. & B. Mattiat (1973): Zwischenbericht über K/Ar-Datierungen an Glaukoniten aus der Kreide (Apt-Campan). Unveröff. Ber. Bundesanst. Bodenforsch. Hannover, 12.3.1973, DFG Programm Geol. Korrelationsforschung, Hannover.

Harten, D. van (1972): Heavy minerals in Maastrichtian and early Tertiary sediments from the Maastrichtian type-region. *G.U.A. Papers gel., Netherl., 1*: 1–85.

Hausmann, J.F.L. (1808): Ein paar mineralogische Bemerkungen über die Gegend von Aachen (Aix-la-Chapelle). *Mag. Ges. Naturf. Berlin, 2*: 197–207, Berlin.

Heide, S. van der (1954): The original meaning of the term Maestrichtian (Dumont 1849). *Geol. en Mijnb., (N.S.), 16*, 12: 509–511, Leiden.

Herz, F. (1963): Kartierung und Faziesbeschreibung des Campans des belgischen Blattes Henri-Chapelle-Raren. Dipl.-Arb. geol.-paläont. Inst. RWTH Aachen. (Unveröff.).

Hodjati, H., Leffelaar, E.J., Ramroop, C. & H. Vos (1973): Synchronisierung von Tektonik, Sedimentations- und Faziesverteilung im Campan von Aubel und Sint-Martens-Voeren (Belg.). Stud.-Arb. geol.-Paläont. Inst. RWTH Aachen. (Unveröff.).

Hofker, J. (1952): Zur Fassung der Foraminiferengattung Bolivinoides Cushman 1927. *Geol. Jb., 66*: 377–382, Hannover.

– (1955): Foraminifera of Southern Limburg, Netherlands, IV, The genus Bolivinoides. *Nathist. Maandbl. 1955*: 68–71, Maastricht.
– (1956a): Foraminifera of the Dutch Hervian. *Mededelingen, N.S., 10*, Maastricht.
– (1956b): Foraminifera of Southern Limburg, Netherlands, XXI, The species of the genera Gavelinella and Gavelinopsis in the Cretaceous above the Hervien in Germany, Holland and Belgium, and the increase of the diameters of their pores as indication for stratigraphic levels. *Nathist. Maandbl. 1956*: 99–110, Maastricht.
– (1958a): XXXVIII, The gliding change in Bolivinoides during time. *Nathist. Maandbl. 1958*: 145–159, Maastricht.
– (1958b): Upper Cretaceous Bolivinoides guide forms. *Micropaleontology 4*: 329–333.
– (1959a): Orthogenesen von Foraminiferen. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 108*: 239–259.
– (1959b): Les Foraminifères du Crétacé supérieur de Harmignies, Basin de Mons. *Ann. Soc. géol. Belgique, 82*: 319–333, Liège.
– (1960a): Le problème du Dano-Paléocène et le passage du Crétacé-Tertiaire. *Rev. Micropaléont., 3*, 2: 119–130, Paris.
– (1960b): The type localities of the Maestrichtian (Maestrichtian chalk tuff) and of the Montian (Tuffeau de Ciply, calcaire de Mons, and Lacustre Montian). *J. Paleont., 34*, 3: 584–588, Menasha, Wisconsin.
– (1960c): The type-localities of the Maestrichtian and of the Montian. *Palaeontology, 14*: 584–588.
– (1960d): Les Forami ifères du Crétacé supérieur dans le Bassin de Mons. *Ann. Soc. géol. Belgique 38*: 165–195, Liège.
– (1961a): Stratigraphy of the Gulpen chalk in south Limburg established by means of the orthogenesis of Bolivinoides. *Nathist. Maandbl., 52*, 50: 37–40, Maastricht.
– (1961b): Les Foraminifères du Tuffeau arénacé de Folx-les-Caves. *Ann. soc. géol. Belgique, 84*: 549–580, Liège.
– (1962): Correlation of the chalk tuff of Maestricht (type Maestrichtian) with the Danske Kalk of Denmark (type Danian), the stratigraphic position of the type Montian, and the planktonic foraminiferal fauna break. *J. Paleont., 36*, 5: 1051–1089, Menasha, Wisconsin.
– (1966): Maestrichtian, Danian and Paleocene foraminifera. *Palaeo-ontographica (A), Suppl. 10*: 1–376, Stuttgart.
– (1968): Studies of Foraminifera. *Nathist. Genoot. Limburg, 18*, 135 pp. Maastricht.
Holzapfel, E. (1885): Über die Fauna des Aachener Sandes und seine Aequivalente. *Z. dtsch. geol. Ges., 37*, Hannover.
– (1885a): Über einige wichtige Mollusken der Aachener Kreide. *Z. dtsch. geol. Ges., 36*, Hannover.
– (1887/88): Die Mollusken der Aachener Kreide. *Palaeontographica, 34*: 29–180, Stuttgart.
– (1888/89): Die Mollusken der Aachener Kreide. *Palaeontographica, 35*: 139–267, Stuttgart.
– (1910): Die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. *Abh. k. preuss. geol. Landesanst. N.F., 66*: 218 S., 15 Abb., 2 Taf., 1 Kt., Berlin.
– (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 141, Bl. Aachen und Herzogenrath, Berlin.
Horion, Ch. (1859): Notice sur le terrain crétacé de la Belgique, avec observation de M. Meugy. *Bull. Soc. géol. France, 10*: 635–667, Paris.
Hüpsch, von (1768): Neue in der Naturgeschichte von Niederdeutschland gemachte Entdeckung einiger seltener und wenig bekannter versteinerten Schaalthiere. Mit Kupf.; Frankfurt, Leipzig.
Jeletzky, J.A. (1951): Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks sowie einige allgemeine Gliederungsprobleme der jüngeren borealen Oberkreide Eurasiens. *Beih. geol. Jb. 1*: 142 S., 7 Taf., 3 Tab., Hannover.
Kaunhowen, F. (1897): Die Gastropoden der Maestrichter Kreide. *Paläont. Abh. N.F., 4* (I), 132 pp., 13 Taf., Stuttgart.
Knapp, G. (1978): Geologische Karte der nördlichen Eifel, 1 : 100000, mit Erläuterungen, 151 S., *Geol. Landesamt Nordrh.-Westf.*, Krefeld.
Koch, W. (1977): Biostratigraphie der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. *Geol. Jb. A 38*: 11–123, Abb. 2, Tab. 1, Taf. 1–17, Hannover.
Kräusel, R. (1923): Über pflanzenführende Kreideschichten aus der Umgebung von Heerlen (Holländ. Limburg) und die Verbreitung des Aachener Sandes in den südlichen Niederlanden. *Senckenbergiana, 5*: 145–154, Frankfurt a.M.

Kruytzer, E.M. (1964): De Mosasauriers van ons Krijt. (Les Mosasauriens de Crétacé supérieur du Limbourg méridional, Pays-Bas). *Nathist. Maandbl., 53*: 150–157, 4 figs., Maastricht.
- (1969): Le genre Crania du crétacé supérieur et du Post-Maastrichtien de la Province de Limbourg néerlandais (Brachiopods, Inarticulata). *Publ. nathist. Gen. in Limbourg, Reeks 19*, 3: 5–42, 12 figs., Maastricht.

Kruytzer, E.M. *et al.* (1958): On the occurrence of *Crania brattenburgica* (v. Schlotheim 1820) in the region of Maastricht (Netherlands). (Brachiopoda inarticulata). *Nathist. Maandbl., 47*: 135–141, 8 figs., Maastricht.

Lambert, J. (1910): Description des Echi ides crétacés de la Belgique, II. Sénonien. *Mém. Mus. d'Hist. nat Belgique, 9*, Bruxelles.
- (1911): Description des Echinides Crétacés de la Belgique II., Echinides de l'étage Sénonien. *Mém. Mus. r. d'Hist. nat. Belgique prem. s., 16*, 81 pp., pl. I–III, Bruxelles.

Leriche, M. (1927): Les Poissons du Crétacé marin de la Belgique et du Limbourg hollandais. – Note prél. Les résultats stratigraphiques de leur étude. *Bull. Soc. belge de Géol. etc., 36*: 199–299, Bruxelles.

Marie, P. (1947): Sur l'âge montien du calcaire du Bunde (Limbourg hollandes). *C.R. Somm., Soc. géol. France, 21. avril 1947, 7*: 145, paris.

Marlière, R. (1954): Le paléocène. – Prodrome d'une description géologique de la Belgique: 443–450, Liège.

Meessen, J.P. (1977a): Foraminiferen onderzoek van enige monsters van het Ouder Tertiair en Boven Krijt van drie diepboringen uit noord-oost België. *Aardkundige Dienst van België, Prof. Paper, 77*, 1, 5 pp., Brüssel.
- (1977b): Foraminiferen onderzoek van een 12-tal Krijtmonsters van de groeve ENCI te Maastricht en de groeve NORTH op aangrenzend belgisch gebied. Rijks Geol. Dienst, Geol. Bureau, Heerlen, rapport n° GB 1574, Heerlen.
- (1977c): Foraminiferen onderzoek van een 7-tal Onder Tertiar en Boven Krijt monsters van de oostelijke insnijding van het Albert Kanaal te Vroenhoven (België). Rijks Geol. Dienst, Geol. Bureau, Heerlen, rapport n° GB 1586, Heerlen.
- (1977d): Foraminiferen onderzoek van het Boven krijt in de boringen 108 W – 202, 203 en 205 in het belgische Maasdal tussen Lixhe en Lanaye. Rijks Geol. Dienst. Geol. Bureau, Heerlen, rapport n° GB 1594, Heerlen.
- (1977e): Foraminifera from some selected samples of Upper Cretaceous and Lower Tertiary age in NE Belgium and South-Limburg (The Netherlands). (Im Druck).

Meyer, M. (1959): Sur la limite supérieure de l'étage Maastrichtien dans la région type. *Bull. Acad. r. Belge, 45*: 316–338, Bruxelles.
- (1965): The stratigraphical distribution of Echinoids in the Chalk and Tuffaceous Chalk in the neighbourhood of Maastricht (Netherlands). *Meded. geol. Sticht. N.S., 17*: 21–25, Maastricht.

Moorkens, Th.L. (1973): Foraminiferen uit het stratotype van het Montian en uit de onderliggende lagen van de boring te Obourg. *Natw. T. 54* (1972): 117–127, 3 fig., Gent.

Mourlon, M. (1878): Mémoires sur les terrains crétacés et tertiaires préparés par feu. – A. Dumont pour feu A. Dumont pour servir à la description de la carte géologique de la Belgique, 1; Bruxelles.
- (1880): Géologie de la Belgique. *1*, Bruxelles.
- (1881): Géologie de la Belgique. *2*, Bruxelles.

Müller, J. (1847): Monographie der Petrefakten der Aachener Kreideformation, 1. Abt. (Henry u. Cohnen). (Nähere Angaben nicht zu ermitteln).
- (1851): dito, 2. Abt. (Henry u. Cohnen).
- (1859): dito, Supplementheft zur ersten und zweiten Abt.; Aachen (J.A. Mayer). (Nähere Angaben nicht zu ermitteln).

D'Omalius d'Halloy, J.B. (1828): Mémoires pour servir à la description géologique des Pays-Bas, de la France et de quelques contrées voisines. *1*, Namur.
- (1848): Coup d'Oeil sur la géologie de la Belgique. – 3. ed. de l'essai sur la géologie du nord de la France de 1808, et les mémoires 2, 3 et 4 réprimés en 1828; Bruxelles.

Pannekoek, A.J. (1956): Geologische Geschiedenis van Nederland. s'-Gravenhage.

Poel, van de (1958): Bijdrage tot de taxinomische interpretatie van Pelecypoda uit het Hervien. Proefschrift Univ. Leuven.

Pollock, R.E. (1975): The depositional environment of the Maastricht and Kunrade Chalks (Maastrichtian) from the type area of Limburg, Netherlands. *Zweites Intern. Feuerstein-Symposium, Mai 1975, Staringia 3*: 16–18, Nederlandse Geologische Vereniging, Dinkeldruk, Oldenzaal.

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A., Hebeda, E.H., Romein, E.A. & Verschure, R.H. (1975): Biotopic dating of Glauconites from the upper Cretaceous in Netherlands and Belgian Limburg. *Geol. en Mijnb., 54* (3, 4): 205–207.

Reinhold, Th. (1931): Diatoms from rocks, possibly belonging to the Danian or Lower-Eocene near Maastricht, the Netherlands. – *Jversl. Geol. Bur. Heerlen (1930)*: 13–18, Heerlen.

Richter, D. (1974): Stratigraphie und Tektonik des Deckgebirges (Perm bis einschließlich Oberkreide) der Nord-Eifel und der nördlichen Ost-Ardennen sowie des Vorlandes. *Zbl. Geol. Paläont., Teil II*, H. 9/10: 689–707, Stuttgart.

Romein, B.J. (1962): On the type locality of the Maastrichtian (Dumont 1849), the upper boundary of that stage and on the transgression of the Maastrichtian s. l. in South Limburg. *Guide to the excursion D of the jubilee convention, 14*, the Hague.

– (1963): Present knowledge of the stratigraphy of the upper Cretaceous (Campanian-Maastrichtian) and lower Tertiary (Danian-Montian) calcareous sediments in southern Limburg. *Verh. k. nederl. geol. mijnbouwkd. Genoot, geol. Ser.*, deel 21–22: 93–104, 's-Gravenhage.

Romein, B.J., Schuurman, H. & Th. Lissenberg (1977): De Foraminiferen en Ostrakoden van de Kunrader kalk van weginsnijding 62B – 293 bij Benzenrade. *Grondboor en hamer, 6*: 173–181, Maastricht.

Rummelen, F.H. van (1938): Geolog. Kaart van den Ondergrond van Zuid-Limburg, 1 : 50000. Geol. Bureau Mijngebied, Heerlen.

Rutot, A. (1894): Essai de synchronisme des couches maestrichtiennes et sénoniennes de Belgique, du Limbourg hollandais et des environs d'Aix-la-Chapelle. *Bull. Soc. belge. Géol., Paléont. Hydrol., 8*: 145–186, Bruxelles.

Rutten, M.C. (1945): De diepste lagen van het Dekterrein op Staatsmijn Maurits. *Meded. geol. Sticht. 1942–43* (erschienen erst 1945), Maastricht.

Rysinge, C.P.J. van (1932a): Description of some foraminifera of a boring near Bunde (Dutch South-Limburg). Acad. Proefschr. Amsterdam.

– (1932b): On some foraminifera from a boring near Bunde (South-Limburg, Holland). *Jversl. Geol. Bureau Heerlen, 1931*: 35–39, 4 pl., 1 tab., Heerlen.

Schijfsma, E. (1946): The Foraminifera from the Hervian (Campanian) of Southern Limburg. *Meded. geol. Sticht., Ser. C-V, 7*: 1–174., Maastricht.

Schmid, F. (1953): Schlüsselprofile der Oberen Kreide NW-Deutschlands. *Paläont. Z., 27*: Stuttgart.

– (1956): Jetziger Stand der Oberkreide-Biostratigraphie in Nordwestdeutschland: Cephalopoden. *Paläont. Z., 30*: 7–10, Stuttgart.

– (1959): Biostratigraphie du Campanien-Maastrichtien du NE de la Belgique sur la base des Bélemnites. *Ann. Soc. géol. belg., 82*: B 235–256, Bruxelles.

– (1967): Die Oberkreide-Stufen Campan und Maastricht in Limburg (Süd-Niederlande, Nordost-Belgien), bei Aachen und in Nord-West-Deutschland. *Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., 12*: 471–478, Berlin.

– (1975): Feuersteinbildung in der Schreibkreide der Maastricht-Stufe Nordwest-Deutschlands. *Zweites Intern. Feuerstein-Symposium, Mai 1975, Staringia 3*: 19–20, Maastricht.

Schmidt, W. & R. Wolters (1952): „Basiston" der Aachener Kreide. Alttertiär und fossile Verwitterung am Nordrand der Eifel. *Geol. Jb., 66*: 661–670, Hannover.

Schulz, M.-G. (1978): Vorschlag einer verfeinerten Zonengliederung des Untermaastricht mit Hilfe der Belemniten-Gattung Belemnella. – Intern. *Symp. Dt. Kreide, Münster 1.–8.4.1978*, Kurzfassung der Vorträge; S. 63, Münster.

Sissingh, W. (1977): Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton. *Geol. en Mijn., 56*: 37–65, Leiden.

Smiser, J.S. (1935): A monograph of the Belgian Cretaceous Chinoids. *Mém. Mus. r. d'Hist. nat. Belg. prem. s. 68*, 98 pp., Pl. I–IX, Bruxelles.

Staring, W.C.H. (1860): De Bodem van Nederland. – deel II, 467 pp., pl. I/IV, Haarlem.

Steinkuhl, J. & U. Gohlke (1956): Aufnahme und mikropaläontologische Untersuchung von zwei Profilen der Aachener Kreide im Vergleich mit Nordwestdeutschland. Stud.-Arb. geol.-paläont. Inst. RWTH Aachen. – (Unveröff.).

Stockmans, F. (1946): Végétaux de l'assise des sables d'Aix-la-Chapelle récoltés en Belgique (Sénonien inférieur). *Mém. Mus. r. Hist. nat. Belg., 105*: 51 S., 27 Abb., 4 Taf., Bruxelles.

Stockmans, F. & Y. Williere (1935): Liste des spécimens figurés se trouvant dans les collections paléobotaniques du Musées royal d'Histoire naturelle de Belgique. *Bull. Mus. r. Hist. nat. Belg., 11*: 1–23, Bruxelles.

Streel, M., Bick, H., Fairon-Demaret, M., Schumacker-Lambry, J. & M. Vanguestaine (1977): Makro- et Mikrofauna végétaux dans le contexte litho- et biostratigraphique du Sénonien-Paléocene de la rive gauche de la Meuse au Nord de Liège, Belgique. Livret-guide d'excursion du 22.9.1977 à l'occasion du symposium „Apport des techniques recentes en Palynologie" INTEX-Université Liège.

Thorez, J. & A. Monjoie (1974): Lithologie et assemblages argileux de la smectite de Herve et des craies campaniennes et maastrichtiennes dans le nord-est de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg., 96*: 651–670, Liège.

Ubachs, J.C. (1858): Neue Bryozoen-Arten aus der Tuff-Kreide von Maestricht. *Palaeontographica, 5*, 127–131, Taf. XXVI, Cassel.

– (1859): Bemerkungen über die chemische und mechanische Zersetzung der Kreide Limburg's und deren Einwirkung. Nebst einigen Bemerkungen über die Diluvial- und Feuerstein-Ablagerungen und einem Verzeichnis der sich in denselben vorfindenden Kreide-Petrefakten. 40 S., Valkenburg.

– (1865): Die Bryozoen-Schichten der Maastrichter Kreidebildung, nebst einigen neuen Bryozoen-Arten aus der Maastrichter Tuff-Kreide. *Verh. nathist. Ver. preuss. Rheinl. Westph., 22*: 31–62, Taf. II, IIa–III, Bonn.

– (1879): Description géologique et paléontologique du sol de Limbourg. 275 pp., pl. I–VII., 1 Tab., Ruremonde – Aix-la-Chapelle.

– (1887): De geologische aardvorming van Limburg. Handelingen van het eerste Natuur. En Geneeskundige congres van Nederland.

Uhlenbroek, G.D. (1912): Het Krijt van Zuid-Limburg. Jversl. Rijksopsp. Delfstoffen over 1911, Den Haag.

Umbgrove, J.H.F. (1925a): Eenige problematische Fossilien uit het Limburgse Krijt. – *Nathist. Maandbl., 14*: 99–100, Maastricht.

– (1925b): Die Anthozoa uit het Maastrichtsch tufkrijt. *Leidse geol. Meded., 2*: 89–97, Leiden.

Vangerow, E.F. (1954): Megasporen und andere pflanzliche Mikrofossilien aus der Aachener Kreide. *Palaeontographica B, 96*: 24–38, Stuttgart.

Vangerow, E.F. & W. Schloemer (1967): Vergleich des „Vetschauer Kalkes" der Aachener Kreide mit dem Kreide-Profil von Süd-Limburg anhand von Coccolithen. *Geol. Mijnb., 46*: 453–458, s'Gravenhage.

Vanguestaine, M. (1966): Etude palynologique quantitative des deux carrières du Crétacé supérieur de la valée de la Meuse. *Bull. Cl. Sci., Acad. r. Belg., (5), 52*: 1534–1548, Bruxelles.

– (1966a): Contribution de la palynologie à l'étude stratigraphique du Crétacé supérieur dans deux carrières de la vallée de la Meuse. Mém. Licence Univ. Liège (unveröff.).

Veen, J.E. van (1928): Vorläufige Mitteilung über die Cytherella-Arten der Maastrichter Tuffkreide. *Nathist. Maandbl., 17*: 123–125, Maastricht.

– (1932): Die Cytherellidae der Maastrichter Tuffkreide und des Kunrader Korallenkalkes von Südlimburg. *Verh. geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser. 9*: 319–362, Leiden.

– (1934): Die Cypridae und Bairdiidae der Maastrichter Tuffkreide und des Kunrader Korallenkalkes von Süd-Limburg. – *Verh. geol. Mijnbouwk. Gen. Geol., 9*: 317–364, Leiden.

– (1935/36): Die Cytheridae der Maastrichter Tuffkreide und des Kunrader Korallenkalkes von Süd-Limburg. *Nathist. Maandbl., 24*: 26–28, 32–36, 48–51, 56–60, 83–88, 95–98, 106–112; *25*: 21–23, 32–36, 42–45, 61–64, 69–71, 82–86, 98–101, 108–113, 131–170, Maastricht.

– (1936): Nachtrag zu der bis jetzt erschienenen Revision der Ostracoden der Maastrichter Tuffkreide und des Korallenkalkes von Süd-Limburg. *Nathist. Maandbl., 25*: 170–187, Maastricht.

– (1938): Die Ostracoden in der Tuffkreide ohne gelbe liminitische Färbung unter den Koprolithenschichten zu Slavente. *Nathist. Maandbl., 27*: 10–20, Maastricht.

Villain, J.-M. (1975): „Calcisphaerulidae" (Incertae sedis) du Crétacé supérieur du Limbourg (Pays-Bas), et d'autres régions. *Palaeontographica (A), 149*: 193–242, Stuttgart.

– (1977): le Maestrichtien dans sa région type (Limbourg, Pays-Bas). Etude stratigraphique et micropaléontologique. *Palaeontographica, (A) 157*: 1–107, Stuttgart.

Voigt, E. (1929): Die Lithogenese der Flach- und Tiefwassersedimente des jüngeren Oberkreidemeeres. *Jb. halleschen Verbandes Erforsch. mitteldt. Bodenschätze, N.J., 8*: 3–162, Halle.

– (1953): Revision von H. Hamm „Die Bryozoen des Maastrichter Obersenon (1882)". *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 22*: 32–75, 14 Taf., 1 Abb., Hamburg.

– (1959): Die ökologische Bedeutung der Hartgründe (Hardgrounds) in der oberen Kreide. *Paläont. Z., 33*: 129–147, Taf. 14–17, Stuttgart.

– (1970): Foraminiferen und (?) Phoronidea als Kommensalen aus den Hartgründen der Maastrichter Tuffkreide. *Paläont. Z., 44*: 86–92, Taf. 10–11, 2 Abb., Stuttgart.

– (1974): Über die Bedeutung der Hartgründe (hardgrounds) für die Evertebratenfauna der Maastrichter Tuffkreide. *Nathist. Maandbl., 63* (2), Maastricht.

Voigt, E. & W. Domke (1955): Thallassocharia bosqueti Debey ex Miquel, ein strukturell erhaltenes Seegras aus der holländischen Kreide. *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 24*: 87–102, 3 Abb., 6 Taf., Hamburg.

Weijden, W.J.M. van der (1942): Hervensch Krijtafzettingen ten E van de Storing van Heerlerheide. Meded. behoorende bij het Jaarsverslag over 1940 en 1941, Geol. Bureau Heerlen, *1942*: 9, Heerlen.

– (1943): Die Macrofauna der Hervenschen Kreide mit besonderer Berücksichtigung der Lamellibrachiaten. – *Meded. geol. Sticht. Serie C-IV-2 N° 1*, Maastricht.

Wetzelaer, A. (1979): Mikrofazielle Untersuchungen an Karbonaten der Limburger Kreide (unverbindl. Arbeitstitel). Dipl.-Arb. in Bearbeitung (unveröffentl.), Geol. Inst. RWTH Aachen.

Weyland, H. & W. Krieger (1953): Die Sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des mittleren Senons. *Palaeontographica, B. 95*: 6–29, 5 Taf., Stuttgart.

Wilson, G.J. (1970): Observation on European Late Cretaceous Dinoflagellate cysts. *Proc. 2nd. Planct. Conf., Roma, 2*: 1259–1275, Rom.

– (1974): Upper Campanian an Maastrichtian Dinoflagellate Cysts from the Maastricht Region and Denmark. Ph. D. thesis, Univ. of Nottingham.