

Ammonitenfunde aus der Biskaya-Synkline (Nordspanien) : Kreidegliederung und Alter des Kreide-Vulkanismus

Autor(en): **Wiedmann, Jost / Boess, Jürgen**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **77 (1984)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165519>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ammonitenfunde aus der Biskaya-Synkline (Nordspanien) – Kreidegliederung und Alter des Kreide-Vulkanismus¹⁾

Von JOST WIEDMANN²⁾ UND JÜRGEN BOESS³⁾

ABSTRACT

For the first time a larger collection of Cretaceous ammonites from the Biscay Syncline (northern Spain) is described. These faunas permit exact dating of the Cretaceous subsidence and sedimentary cycles of the Biscay Syncline, i.e.

1. the first deltaic phase around the Jurassic–Cretaceous boundary terminates at the end of the Barremian;
2. the “Urgonian” phase of construction of carbonate platforms at the Biscay continental margin ranges through the whole of the Aptian into the lower Albian;
3. the second, “supra-Urgonian” deltaic phase of platform drowning is of middle to upper Albian age;
4. the initiation of the next phase of maximum transgression on the Iberian Plate can be dated by ammonites as of lowermost Cenomanian age;
5. the first submarine volcanics appear within the Carcitanensis Zone of the lower Cenomanian; these volcanics extend into the Coniacian.

In consequence, these volcanics can stratigraphically be related with the spreading of the Biscay Ocean ranging from Albian to Campanian. However, the onshore volcanics are of alkaline composition and, thus, no direct relationship can be implied.

Most of the fossiliferous outcrops are related to the uplift of the Gernika diapir. From mapping of the area, however, it becomes obvious, that the diapir never reached the seafloor, but remained covered by the upper Cretaceous volcanic complex. Diapir halokinesis was facilitated by older (variscan?) fault systems which is documented by the presence of older metamorphic rocks within the eroded Keuper diapir.

The cosmopolitan character of the Aptian to Coniacian(?) ammonite faunas and their close relationships to the Indopacific–Madagascan realm should be emphasized.

RESUMEN

Los autores describen por primera vez faunas de ammonites provenientes del Cretácico del sinclinorio de Vizcaya. Estas faunas permiten

1. Precisar las edades de las series cretácicas y sobre todo de las rocas volcánicas en ellas:
 - a) La primera fase deltáica del tránsito Jurásico–Cretácico (Purbeckiense–Neocomiense en el norte, Weald en el sur) se calcula que acabó con el fin del Barremiense.
 - b) El comienzo de la siguiente fase – evolución de la plataforma carbonácea – coincide con la base del Aptiense y finaliza en el tránsito Albiense inferior/medio.

¹⁾ Publ. Nr. 134 des Projektbereichs «Fossil-Vergesellschaftungen» im Sonderforschungsbereich 53 («Pal-ökologie»).

²⁾ Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität, Sigwartstrasse 10, D-7400 Tübingen 1, BRD.

³⁾ Lärchenweg 4, D-7825 Lenzkirch, BRD.

- c) La segunda fase deltáica coincide con el Albiense medio y superior (Supra-Urgoniense marino en el norte, capas de Utrillas continentales en el sur).
- d) La siguiente fase, caracterizada por un máximo de transgresión, comienza en el sinclinorio con el Cenomaniense.
- e) El comienzo de la deposición del complejo volcánico submarino de Rigoitia (este de Gernika) coincide con la zona de Hypoturrilites carcitanensis (Cenomaniense inferior) y se extiende hasta el Coniaciense. Hasta el momento no existen hallazgos de ammonites provenientes del Cretácico superior del sinclinorio de Vizcaya.
2. Por su edad Cenomaniense–Coniaciense las series volcánicas coinciden estratigráficamente con el spreading en el centro de la Vizcaya (Albiense–Campaniense). El carácter alcalino-basáltico de estos productos volcánicos, sin embargo, no deja paralelizar del todo estos dos sucesos.
 3. Una cartografía detallada y la comparación de cortes estudiados demuestran que el diapiro de Gernika quedó detenido en el complejo volcánico sin pasar a la superficie, causando así un doming local. La presencia de roca metamórfica en las margas y evaporitas del Keuper demuestran que el ascenso del diapiro ocurrió a lo largo de fallas tectónicas antiguas. El cambio brusco de potencias y lagunas de sedimentación en el Cretácico superior de Gernika hacen suponer un relieve acentuado en esta zona, el cual, fue suavizado por la sedimentación uniforme del Flysch durante el Senoniense.
 4. Las faunas de ammonites aquí presentadas, correspondientes al Aptiense, Albiense, Cenomaniense y Coniaciense(?), muestran un carácter cosmopolita, típico del Atlántico Norte y sus mares marginales. Son de destacar claras relaciones con la fauna indopacífica y sobre todo con la fauna de Madagascar.

Abkürzungen im Text

GPIT	= Geologisch-Paläontologisches Institut Tübingen
MNHNP	= Muséum National d'Histoire Naturelle Paris
DSTL	= Département des Sciences de la Terre Lyon
Dm	= Durchmesser
Wh	= Windungshöhe
Wb	= Windungsbreite
Nw	= Nabelweite

1. Einleitung

Die Biskaya- oder Bilbao-Synkline (RAT 1959, 1982; WIEDMANN 1962, 1980, 1982; LAMOLDA et al. 1981; RAT et al. 1983; WIEDMANN et al. 1983; ENGESER et al. 1984) spielt durch ihre Lage im Zentrum der basko-kantabrischen Ketten (Nordspanien) eine bevorzugte Rolle für das Verständnis dieses Gebirges und der Subsidenzgeschichte der Biskaya. Insofern ist es sehr bedauerlich, dass über die einzelnen Sedimentationszyklen der Kreide – während der sich die wesentlichen Etappen dieser Entwicklung vollzogen haben – noch immer kontroverse oder unpräzise Daten vorliegen. Dies gilt insbesondere für eine ganz spezifische Folge der Biskaya-Synkline, die in die Oberkreide eingeschalteten basischen Effusiva und Intrusionen, über deren Alter noch immer stark divergierende Angaben vorliegen.

Damit kommt neuen Ammonitenfunden eine besondere Bedeutung zu, die in ihrer Mehrzahl bei der Kartierung des Diapirs von Gernika in der nordwestlichen Biskaya-Synkline gesammelt wurden (BOESS 1982). Sie liefern uns nicht nur neue, präzise Daten für die Altersstellung des Oberkreide-Vulkanismus, sondern zusätzlich auch orthostratigraphische Angaben zur Datierung der unterkretazischen Grosszyklen. Gleichzeitig

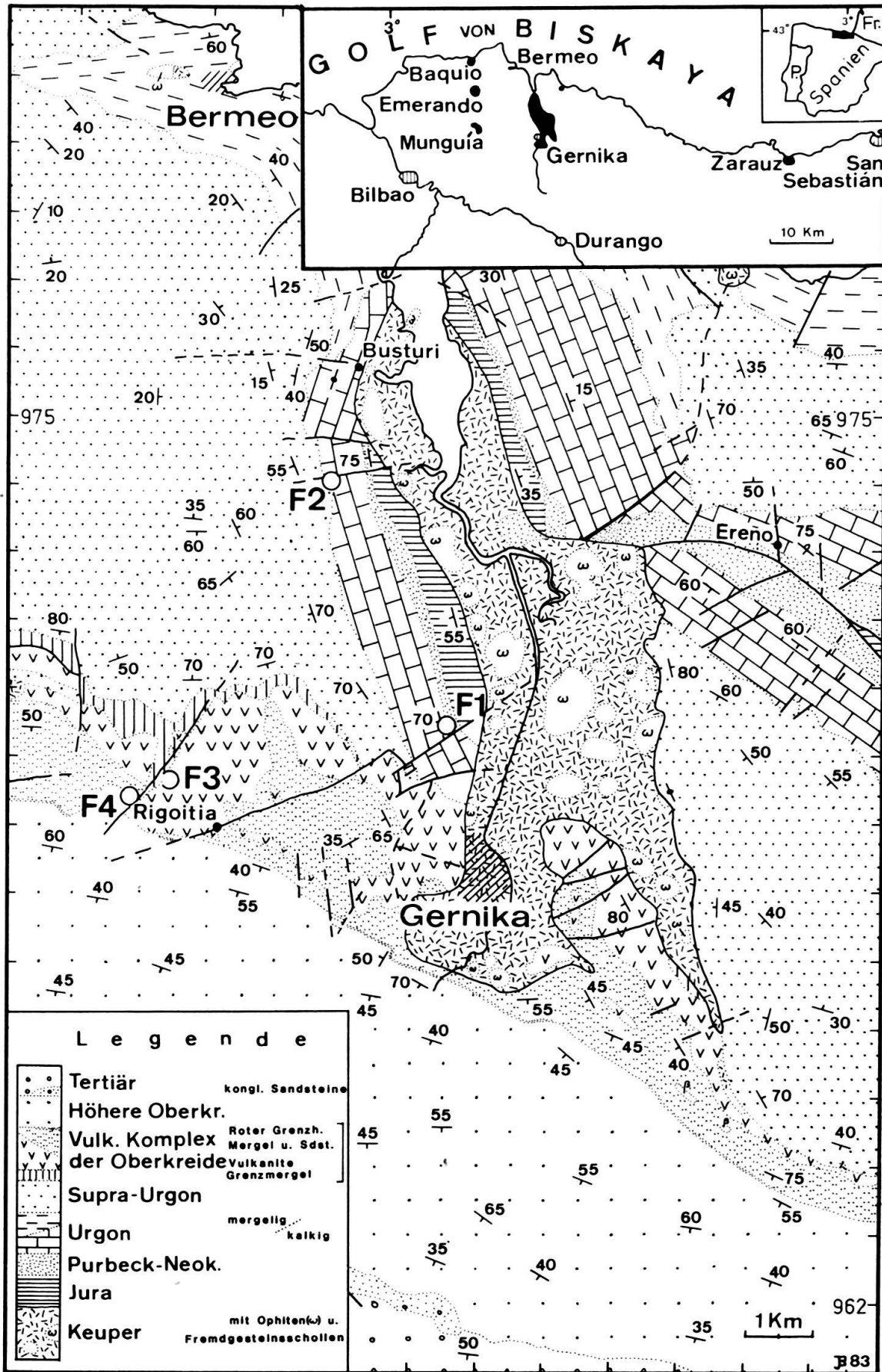


Fig. 1. Geologische Neuaufnahme des Untersuchungsgebietes im Nordwesten der Biskaya-Syncline und Lage der Fossilfundpunkte.

ist in diesem Zusammenhang auf die ersten Beobachtungen und Aufsammlungen in der basko-kantabrischen Kreide durch DE VERNEUIL et al. (1860) hinzuweisen.

2. Geologische Situation (Fig. 1)

Die Diapire des basko-kantabrischen Raumes lassen sich vereinfacht in zwei regionale Gruppen gliedern. Es sind dies einmal die am Südrand des eigentlichen Beckens liegenden Salzstöcke, zum andern die an seinem Nordrand, im heutigen Küstenbereich, angeordneten Diapire (LOTZE 1955, WIEDMANN 1980). Zur letztgenannten Gruppe gehört u. a. die Struktur von Gernika.

Wie zahlreiche der basko-kantabrischen Diapire scheint auch der Diapir von Gernika am Schnittpunkt zweier tektonischer Linien angelegt zu sein. Eine dieser Linien folgt dem generellen, etwa NW–SE verlaufenden Streichen der basko-kantabrischen Ketten und verläuft damit \pm parallel zur Spreading-Achse der Biskaya (vgl. LEPICHON et al. 1982, Abb. 4), beim zweiten Element handelt es sich um eine \pm N–S verlaufende Störungszone (BOESS 1982). Der Diapir von Gernika (Fig. 1) wird von Keupersalinar gebildet, das im wesentlichen während des Cenoman aufgedrungen ist. Dabei hat er flachmarine Kalke, Dolomite und Mergel des Jura und der Unterkreide (bis Urgon) und die darüber folgenden tiefermarinen Flysch-Ablagerungen des «Supra-Urgon» (RAT 1959) durchdrungen und zum Teil in seiner Umrandung aufgerichtet. Innerhalb eines vulkanischen Komplexes, einer Serie von Pillow-Laven, Tuffen, Tuffiten, Mergeln und Sandsteinen, blieben die Keupersalze unter Erzeugung einer lokalen Aufwölbung stecken, ohne die Oberfläche zu durchbrechen. Nach dieser Aufstiegsphase, die bis ins tiefere Senon andauerte, wurde der Diapir von Flysch-Ablagerungen der Oberkreide und des Alttertiärs eingedeckt.

Im Alttertiär erfolgte die Auffaltung der basko-kantabrischen Ketten mit WNW–ESE-Streichen der Faltenachsen. Die Faltung führte zu einer starken Verformung, insbesondere der östlichen Diapir-Umrandung. Demgegenüber war der durch den Diapir-Aufstieg steilgestellte Westrand von dieser Deformation weniger stark betroffen (vgl. BOESS 1982, 1984).

3. Das Kreideprofil am Diapir von Gernika (Fig. 2)

Vor allem in der westlichen und südwestlichen Umrandung des Diapirs ist das Profil seiner Deckschichten besonders gut erschlossen. Von hier stammen alle wesentlichen Ammoniten-Fundpunkte (Fig. 1, 2). Eine vereinfachte Darstellung der Schichtfolge von Obertrias bis Alttertiär enthält Figur 2.

Das Zentrum des Diapirs von Gernika entspricht morphologisch der Ría von Gernika und besteht aus *Keuper*material. Von der salinaren Abfolge aus Salzen, Gips, Dolomit, Zellenkalk und bunten Tönen sind oberflächlich nur die schwerlöslichen Bestandteile, insbesondere die meist rötlichen bis violetten, gelegentlich auch grauen bis weislichen Tone, erhalten. In sie eingeschaltet sind die dem oberen Keuper zugerechneten Ophite (G. RICHTER 1930, HEMPEL 1967, KIND 1967), massige intrusive(?) Tholeiite, und Fremdgesteinsschollen aus dem Deckgebirge und dem kristallinen Untergrund. Letzteres ist ein wesentlicher Hinweis für die auch am Diapir von Estella

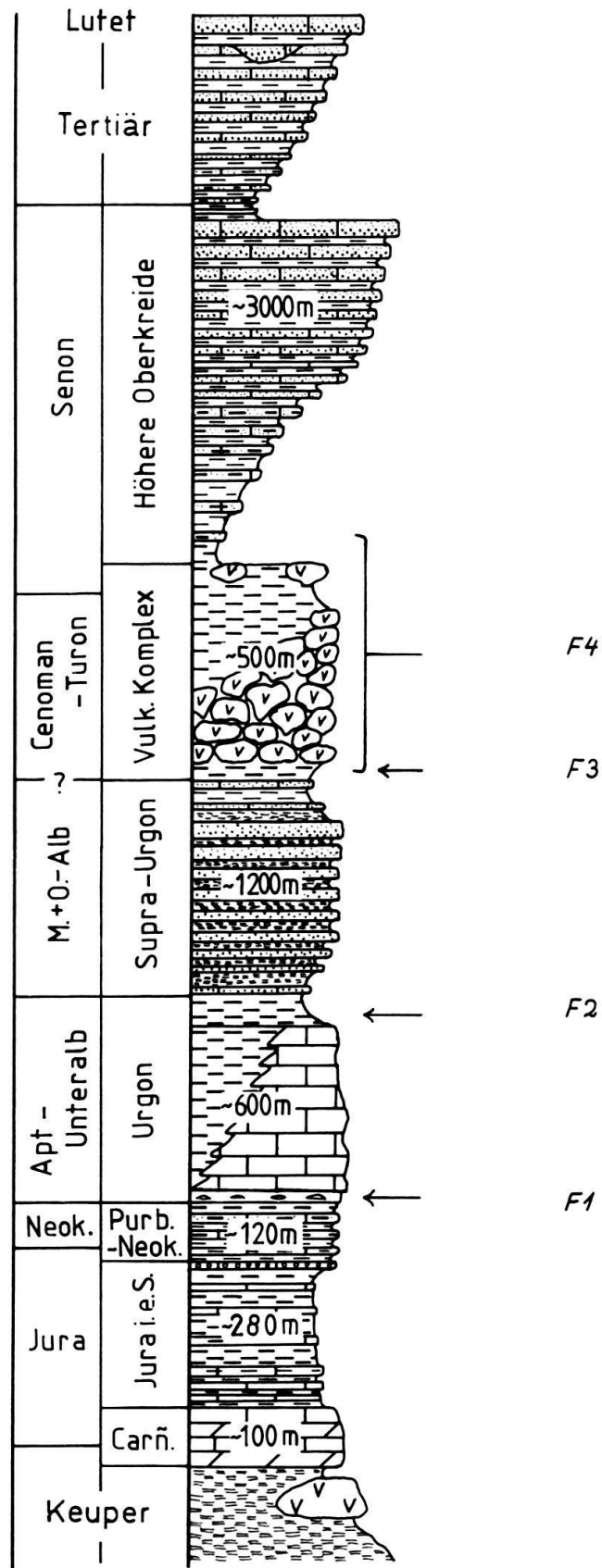


Fig.2. Synthetisches, vereinfachtes Gesamtprofil der im Nordwestteil der Biskaya-Syncline aufgeschlossenen Sedimente und Vulkanite.

(PFLUG 1967) gemachte Beobachtung, dass die Halokinese zum Teil alt angelegten Störungsbahnen folgte.

Der Übergang Trias/Jura liegt – ebenso wie in weiten Teilen der Iberischen Halbinsel – in Form der fossilarmen *Carniolas*-Dolomite vor, die eine Gesamtmächtigkeit von 100 m erreichen. Sie werden von epikontinentalem *Jura* – etwa 280 m mächtig und mit meist reicher Fossilführung – überlagert. Darüber folgen flachmarine Mergel, Sande, bituminöse Kalke und Schillkalke des «*Purbeck–Neokom*». SOLER Y JOSÉ (1972) gibt eine kaum wahrnehmbare Diskordanz an der Basis dieser etwa 120 m mächtigen Serie an, die nach Süden rasch in die typische, meist kontinentale Wealden-Sedimentation der basko-kantabrischen und keltiberischen Ketten übergeht. Diese Bewegungen entsprechen der an der Peripherie des sich bildenden Nordatlantik und im westlichen Mediterrangebiet weitverbreiteten «jungkimmerischen» Distensionstektonik (JANSA & WIEDMANN 1982), die am Biskaya-Südschelf eine 1. Deltaphase mit mächtigem terrigenem Input einleitet (WIEDMANN 1982).

Die nächstfolgende Phase der Entwicklung eines Karbonatschelfs ist am basko-kantabrischen Schelf charakterisiert durch die Entwicklung des *Urgon* mit mächtigen massigen Rudistenkalken, gebankten Riffschuttkalken und Kalkareniten. Sie erreichen im Diapirgebiet über 600 m Mächtigkeit und gehen zum Hangenden und nach Norden allmählich in dunkle Mergel über. Die Basis wird von einem gleichfalls dunklen Orbitolinen-Mergel gebildet, der am Fundpunkt F1 (Fig. 1, 2), im Norden von Gernika, spärliche Ammoniten geliefert hat. Sie belegen Unterapt-Alter, wie dies auch bereits von RAT (1959, S. 263) angenommen wurde. Damit dürfte der Beginn der *Urgon*-Sedimentation mit der Aptbasis zusammenfallen. Dies stellt die erste orthostratigraphische Datierung des *Urgon* der Biskaya-Syncline dar. Sie befindet sich in Einklang mit den Angaben MENGAUDS (1921) für den Raum Santander und den Datierungen RATS (1959) für den Raum Tolosa in den östlichen basko-kantabrischen Ketten.

Den ersten Ammonitenfund aus dem *urgonen* Schichtkomplex der basko-kantabrischen Ketten verdanken wir übrigens der sehr lesenswerten ersten Begehung durch DE VERNEUIL et al. (1860, S. 338, 362). Der hier beschriebene «*Ammonites navicularis*» stammt aus dem mittleren Abschnitt des *Urgon* zwischen Areta und Orozco (Provinz Vizcaya), und zwar aus einer dunklen Schieferfolge. Dieser in der Sammlung Verneuil (früher Ecole des Mines Paris, heute Département des Sciences de la Terre Lyon) aufbewahrte Ammonit (Fig. 4H, 5) wurde von RAT (1959, S. 354) als «*Metacalycoceras?* sp.» zitiert und konsequent dem Cenoman zugeordnet. Wie jedoch Figur 5 erkennen lässt, handelt es sich um einen Cheloniceraten des mittleren Apt (Gargas), was nunmehr mit der Fundsituation in Einklang steht.

Strittig ist das Alter der *Urgon*-Obergrenze und damit des Endes der ersten – Wealden und *Urgon* umfassenden – Megasequenz der Kreide (WIEDMANN et al. 1983). Fundpunkt F2, etwa 2 km südlich von Busturia (Fig. 1, 2) gelegen, hat eine kleine Ammonitenfauna geliefert. Sie entstammt einer tonig-siltigen, schwach kalkigen Wechselfolge, die von der flachmarinen *Urgon*-Sedimentation zu den tiefermarinen Ablagerungen des *Supra-Urgon* überleitet. Sie erlaubt eine Datierung dieser Schichten als Unteralt, mit dem die Sedimentation des flachmarinen *Urgon* damit ihr Ende findet.

Die 2. Deltaphase (WIEDMANN 1982) des tiefermarinen, aber stark terrigen bestimmten «*Supra-Urgon*» (RAT 1959) kann durch die Grenzfaunen F2 im Liegenden und F3 im unmittelbar Hangenden datiert werden. Wie bereits erwähnt, hat die Fauna von

Busturia (F2) Unterhalb-Alter ergeben. Das bedeutet, dass die Sedimentation des Supra-Urgon mit dem Mittelalb eingesetzt hat. Fundpunkt F3 befindet sich in einer massigen Folge dunkler Tonmergel, in die nur noch gelegentlich sandige Bänke eingeschaltet sind («Grenzmergel»), etwa 10 m unter den ersten Vulkaniten nordwestlich Rigoitia (Fig. 1, 2). Ammoniten und Foraminiferen dieses Fundpunktes ergeben tiefstes Unter-cenoman. Das bedeutet, dass dem Supra-Urgon des nordwestlichen Biskaya-Synklinoriums *grosso modo* Mittel/Oberalb-Alter zukommt. Das Supra-Urgon leitet gleichzeitig den 2. kretazischen Megazyklus ein (WIEDMANN et al. 1983).

Die im typischen Supra-Urgon eingeschalteten Sandsteinbänke haben in der nördlichen Biskaya-, ebenso wie in der Deva-Synkline turbiditischen Charakter. Die Folge entspricht GÓMEZ DE LLARENAS (1954) «flysch negro», RATS (1959) «flysch noir de Deva», VOORTS (1964) «Deva-Flysch». Bemerkenswert ist, dass die Schüttung der Turbidite im wesentlichen aus nördlicher Richtung erfolgte (VOORT 1964, BOESS 1982).

Ein weiteres Charakteristikum des Supra-Urgon ist die häufige Siderit-Imprägnation der Sandsteinbänke bzw. das Auftreten sideritischer Konkretionslagen. Diese haben bei Motrico (Prov. Guipúzcoa) eine Ammonitenfauna des Oberalb geliefert (*Mortoniceras potternense* SPATH in GÓMEZ DE LLARENA 1958). Einschaltungen andesitischer Laven (KOPP 1964) und Tuffe (Blatt 38, Bermeo, 1975) bedürfen allerdings noch der Bestätigung.

Nach Süden geht der marine Charakter des Supra-Urgon rasch verloren; bereits in den südlichen basko-kantabrischen Ketten gehen seine Delta- und Litoralsande über in die vorherrschend kontinentalen Utrillas-Schichten etwa gleichen Alters (ARIAS & WIEDMANN 1977).

Naturgemäss ist die Gesamtmächtigkeit des Supra-Urgon starken Schwankungen unterworfen. Im Raum Gernika kann eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1200 m angegeben werden.

Die Grenze zwischen Supra-Urgon und der folgenden Kalk/Mergel-Sedimentation der *Oberkreide* wird faziell mit dem Ausklingen der sandigen Schüttungen und dem Beginn kalkiger und pelagischer Sedimentation gezogen. Ausserdem wechselt die Farbe der tonigen Hintergrundsedimentation von Schwarz nach Grau. Gleichzeitig stellt sich eine reiche Planktonführung ein. Über das präzise Alter dieses drastischen Fazies- und Faunenwechsels und den Beginn der «Maximaltransgression» bzw. eines «Nivellierungsstadiums» (WIEDMANN 1982) gehen die Meinungen auseinander. Während diese Grenze bei LOTZE (1960), KOPP (1964) und VOORT (1964) mit der Alb/Cenoman-Grenze zusammenfällt, liegt sie bei RAT (1959), FEUILLÉE (1967) und den Bearbeitern der Blätter 38 (Bermeo, 1975) und 62 (Durango, 1973) im Cenoman. WIEDMANN (in LOTZE 1960; 1978, 1980) beschrieb *Graysonites* sp. als Art des tiefsten Cenoman aus den Hangendschichten des Supra-Urgon bei Villasana de Mena (Provinz Burgos) und vermutete einen diachronen Verlauf dieser Grenze. Damit kommt den Ammonitenfunden von Rigoitia (F3, F4) eine besondere Bedeutung zu.

Zwischen Baldatica und Rigoitia sind etwa 60 m Übergangsschichten («Grenzmergel») zwischen typischem Supra-Urgon und den Kalken und Mergeln des Cenoman entwickelt. Hier sind in eine Folge dunkler, massiger Mergel gelegentlich Kalksandsteinbänke und Schillkalke eingeschaltet. In ihnen und etwa 10 m unter den ersten Vulkaniten wurde bei Rigoitia eine interessante Fauna (F3) gesammelt, die ein Unter-cenoman-Alter für diese Grenzmergel ergibt.

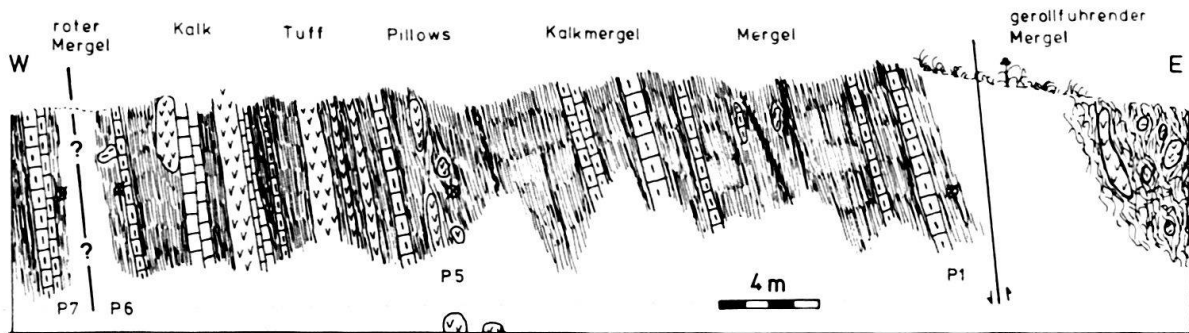


Fig. 3. Detailprofil der oberkretazischen Sedimente und Vulkanite bei Rigoitia-Eliza (Provinz Vizcaya) mit Fossilfundpunkten (etwa dreifach überhöht).

Der Beginn der folgenden Kalk/Mergel-Sedimentation ist an einem Wegeinschnitt nordwestlich Eliza und Rigoitia (F4 und Fig. 3) aufgeschlossen und hat an mehreren Stellen Ammoniten geliefert. Die überkippt lagernde und steil nach Osten einfallende Abfolge beginnt im Osten mit feinsplittigen grauen Mergeln, die zahlreiche Gerölle aus blasigen Vulkaniten und Mergeln enthalten. Diese Mergel sind stark durchbewegt und dürften durch synd sedimentäre Rutschungen entstanden sein. Dieser Horizont kann mit anderen geröllführenden Mergeln parallelisiert werden, die ins tiefste Senon zu stellen sind. Durch eine grosse Störung (Fig. 1) getrennt, setzt bei P1 eine schlecht geschichtete Folge massiger Mergel ein. In unregelmässigen Abständen von 1 bis 2 m sind geringmächtige Mergelkalkbänke eingeschaltet. Die 22 m mächtige Folge enthält in den obersten 3 m die ersten Pillows. Ammonitenfunde bei P1 und P5 ergeben tieferes und mittleres Unterzenoman (Carcitanensis- und Saxbii-Zone). Dieses Alter wird durch planktonische Foraminiferen bestätigt (*Rotalipora appenninica*)⁴.

Knapp oberhalb der ersten Pillows ändert sich die Sedimentation deutlich. Die Abfolge wird stärker schichtig; in relativ dichter Folge alternieren nun Kalkarenit-, Kalk- und *Vulkanit*lagen mit den Mergeln der Hintergrundsedimentation. Diese Folge erreicht eine Mächtigkeit von 13 m. P6 aus ihrem Hangendteil enthielt Foraminiferen der Cushmani-Zone⁴) und entspricht – bei Persistieren von *R. appenninica* – dem Mittelzenoman.

Nach einer 2 m betragenden Aufschlusslücke folgt ein etwa 1 m mächtiger toniger, feinsplittiger, roter Mergel. Die Probe P7 enthält bereits Globotruncanen des tiefen Senon⁴). Die roten Mergel gehen rasch in gleichfalls rote massige Kalkmergel über, die nach 2–3 m ihre Rotfärbung verlieren. Am Top der Folge stehen gelbgraue und zunehmend massige Kalkmergel an, die denen der Profilbasis entsprechen. In ihnen wurden 10 m westlich von P7 Ammoniten gefunden, die ein untersenones Alter bestätigen.

Etwa 1,5 km weiter nordöstlich wächst die Mächtigkeit dieses Profils auf mehrere hundert Meter an. Ausserdem sind die letzten Vulkanite oft noch mit den roten Mergeln des Untersenon verzahnt, das nordwestlich Eliza jedoch keine Vulkanite mehr enthält. Damit stellt sich die Frage, ob die Aufschlusslücke in diesem Profil (Fig. 3) einer grösseren Störungszone entspricht, der vor allem der turone Anteil der Schichtfolge zum Opfer gefallen ist, oder ob es sich um eine konkordante und anscheinend

⁴) Herrn Prof. Dr. L. Hottinger (Basel) gilt an dieser Stelle Dank für die Bestimmung der Foraminiferen.

ungestörte Profilverfolgung handelt, was anhaltende Mangelsedimentation in der tieferen Oberkreide des Raumes um Rigoitia implizieren würde.

4. Alter und Charakteristik der Vulkanite

Die bisherigen Angaben zum Alter der Vulkanite sind widersprüchlich. S. MIGUEL DE LA CÁMARA (1935) unterschied «Teschentit»-Dykes und andesitisch-basaltische Effusiva postpyrenäischer Alters. Demgegenüber betonten LAMARE (1936) und später vor allem RAT (1959) die präpyrenäische In- und Extrusion der basaltischen Dykes, Sills und Pillow-Laven, deren Alter RAT (1959; S. 352) in den Zeitraum zwischen Obercenoman und Coniac einstuft. KOPP (1964) vermutet demgegenüber ein generelles Turon-Alter, erwähnt aber, dass die Ausbrüche bei Gernika und Elgoibar bereits im Obercenoman begannen. Eine ähnliche Auffassung wird in der neueren geologischen Karte (Blatt 62, Durango, 1973) vertreten, während JEREZ MIR (1968) die Vulkanite im Raum Eibar–Elgoibar in den Zeitraum Cenoman–Maastricht einstuft. Eine wiederum andere Auffassung vertrat AGUILAR TOMAS (1975), der die Vulkanite von Arbazegui, 10 km östlich von Gernika, bereits im höchsten Alb einsetzen liess. MATHEY (1982) gibt erstmals einen regional unterschiedlichen Zeitpunkt für den Beginn des Vulkanismus an: an der Alb/Cenoman-Wende bei Fruniz (4 km westlich von F4)⁵⁾, Mittelcenoman bei Barinaga (westlich Eibar) und höheres Cenoman bei Elgueta (westlich Vergara). In MATHEY (1983) wird Cenoman–Santon als Alter für den Vulkanismus der Biskaya-Synkline mitgeteilt. Zwischen Intrusionen und Extrusionen differenzieren WIEDMANN et al. (1983, S. 226, Abb. 11), die auch die in Alb und Cenoman steckenden Lagergänge und grösseren Intrusivkörper mit dem «ab ?Mittel/Obercenoman, vielleicht bereits früher» einsetzenden Magmatismus in Beziehung setzen. LAMOLDA et al. (1984) schliesslich knüpfen an die Ergebnisse von MATHEY (1982, 1983) an und belegen mit fast ausschliesslich mikropaläontologischen Datierungen regional unterschiedliche Vulkanit-Alter zwischen oberstem Alb und unterstem Santon. Dabei bleibt weiterhin die Frage unbeantwortet, ob es sich in allen Fällen um Extrusionen handelt.

Damit stellt sich die Frage, inwieweit unpräzise biostratigraphische Datierung zu diesem Verwirrspiel Anlass gibt und/oder ob der Magmatismus tatsächlich ein von Ort zu Ort wechselndes Alter besitzen könnte. In der Tat basiert die Datierung in den meisten Fällen, sofern überhaupt biostratigraphische Daten benutzt wurden, auf relativ konservativen Planktonen der Gattungen *Rotalipora* und *Globotruncana*, die nur vage Altersangaben ermöglichen.

Im Profil von Rigoitia können die ersten eindeutigen Extrusionen ebenso eindeutig der Carcitanensis-Zone des Untercentoman zugeordnet werden. Frühere Extrusionen des Alb lassen sich im Augenblick nicht belegen. Ein Mangel dieses Profils ist seine wahrscheinlich primäre geringe Mächtigkeit, der noch ausstehende Nachweis des Turon und die Tatsache, dass das Coniac im Profilvergleich keine Vulkanite mehr enthält. Da sich die roten Mergel des Coniac aber in unmittelbarer Nachbarschaft mit Vulkaniten verzahnen, kann ein Fortbestehen des Magmatismus im Raum Gernika bis ins Coniac hinein angenommen werden. Die rasche und kontinuierliche Mächtigkeitzunahme der Vulkanite in östlicher Richtung lässt vermuten, dass sich das Gebiet von

⁵⁾ Hierbei handelt es sich allerdings um einen Intrusivkörper.

Rigoitia während der tieferen Oberkreide in einem Bereich von Mangersedimentation am Rande des vulkanischen Gürtels befunden hat.

Während sich Trias-Ophite und Kreide-Vulkanite makroskopisch kaum unterscheiden, ist ihr gegensätzlicher Chemismus bemerkenswert. War es bereits überraschend, dass die Ophitproben des Keupers ins Tholeiit-Feld fallen, so ist nicht weniger verwunderlich, dass die kretazischen Vulkanite alkalibasaltischer Natur sind (BOESS 1982). Genau das Gegenteil wäre zu erwarten gewesen, da die Keuper-Ophite dem frühen, noch kontinentalen Rift-Stadium des Nordatlantiks zuzurechnen sind, während die Kreide-Vulkanite, vor allem auch nach der nunmehrigen Datierung, mit dem im Alb einsetzenden und wahrscheinlich im Campan wieder abklingenden Spreading in der Biskaya in zeitlichen Zusammenhang gebracht werden können (BOILLOT 1981, WIEDMANN 1982, WIEDMANN et al. 1983, ENGESER et al. 1984). Von einer befriedigenden Deutung dieser Diskrepanz zwischen Chemismus der Vulkanite und paläogeographischer Situation sind wir im Augenblick noch weit entfernt.

5. Ammonitenfaunen

5.1 Faunen des Urgon

Die eigentliche Urgonfazies beginnt über dem «Purbeck-Neokom» mit einem Orbitolinen-Mergel, der bei F1 – im Norden von Gernika – eine bescheidene Ammonitenfauna geliefert hat. Aus ihr ist besonders die folgende Art nennenswert:

Deshayesites deshayesi (LEYM. in D'ORB.)

Fig. 9G

1841 *Ammonites Deshayesi* LEYMERIE MS. in D'ORBIGNY, 288, Tf. 85, Fig. 3, 4 (non Fig. 1, 2).

1964 *Deshayesites deshayesi* (LEYM.) in D'ORBIGNY. – CASEY, 295, Abb. 104a–e, 106c, e–g, 110b, Tf. 43, Fig. 3; Tf. 47, Fig. 9; Tf. 51, Fig. 6 (und Synonymie).

Das vorliegende Exemplar (GPIT 1617/1) ist zwar nur mässig erhalten, kann aber dennoch mühelos der typischen Art zugeordnet werden. Es steht insbesondere CASEYS (1964) «var. *strigosus*» nahe. Seine Abmessungen – im Vergleich mit dem Lectotyp der Art – betragen

	Dm	Wh	Wb	Nw
GPIT 1617/1:	21 mm,	10 mm (0,48),	?,	5 mm (0,24);
Lectotyp:	32 mm,	(0,46),	(0,33),	(0,29).

D. deshayesi ist eine Art der Deshayesi-Zone des Unterapt. Sie hat kosmopolitische Verbreitung, mit Schwerpunkt in Eurasien.

Aus dem mittleren Abschnitt des Urgon beschrieben DE VERNEUIL et al. (1860) von der Strasse zwischen Areta und Orozco (Provinz Vizcaya) den folgenden Ammoniten, der bis in die Gegenwart fälschlich dem Cenoman zugeordnet wurde:

Chelonicerias (Epicheloniceras) subvolgense CASEY

Fig. 4H, 5

1860 *Ammonites navicularis* MANTELL? – DE VERNEUIL et al., 338, 362.

1959 *Metacalycoceras?* sp. – RAT, 354.

1962 *Ch. (Epicheloniceras) subvolgense* CASEY, 254, Abb. 88d, e, Tf. 37, Fig. 9.

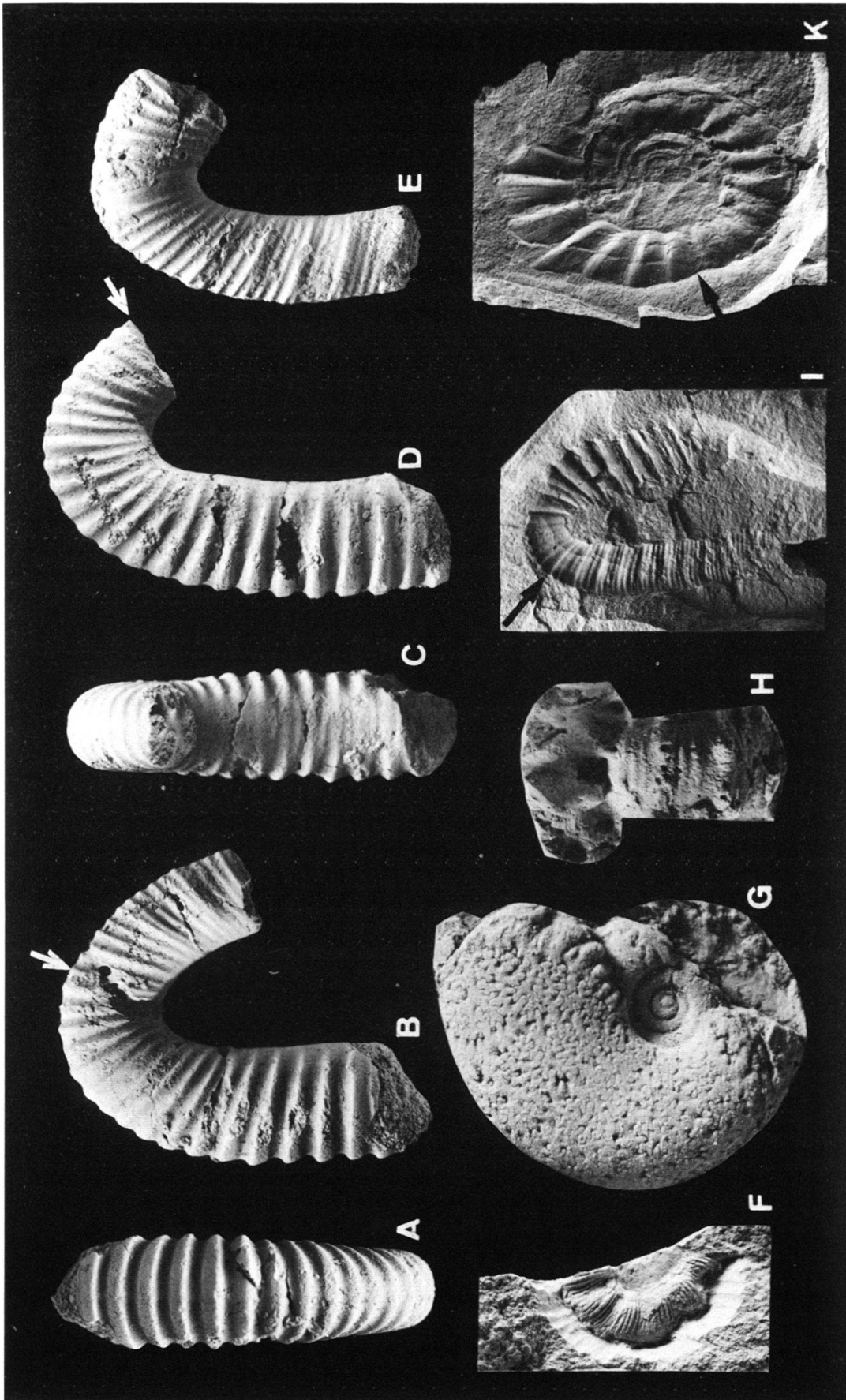


Fig. 4. Ammoniten des Alb und des Cenoman.

A, B: *Hamites (Metahamites) sablieri* (d'ORBIGNY). Lectotyp MNHNP (Slg. d'ORBIGNY) 5813 A-1. Wohnkammerhaken. A: Ventral-, B: Lateralansicht. 2/1. C, D: Desgleichen. Kotype MNHNP (Slg. d'ORBIGNY) 5813 A-2. Wohnkammerhaken. C: Dorsal-, D: Lateralansicht. 2/1. E: Desgleichen. Kotype MNHNP (Slg. d'ORBIGNY) 5813 A-3. Wohnkammerhaken(?). Lateralansicht. 2/1. A-E: Unteres kondensiertes Alb von Clar (Dépt. Var). F: *Kossmatella (K.) romana* WIEDMANN. Innenwindung GPIT 1617/4. Lateralansicht. 2/1. Basales Cenoman (Vicinale-Zone) von F3 bei Rigoitia. G: *Hypophylloceras seresitense tantit* (PERVINQUIÈRE). Innenwindung GPIT 1617/9. Lateralansicht. 8/1. Untercenoman (Carcitanensis-Zone) von F4-P1 bei Rigoitia. H: *Chelonoceras (Epicheilonoceras) subvolgense* CASEY. Ausgang der konkaven Windungszone von Fig. 5, s.d. 1/1. I: *Hamites (Metahamites) sablieri* (d'ORBIGNY). Hypotypoid GPIT 1617/3. Wohnkammerhaken. Negativ. 1/1. Unteres Alb von F2 bei Busturia. K: *Kossmatella (K.) romana* WIEDMANN. Hypotypoid GPIT 1617/2. Wohnkammerexemplar. Negativ. 1/1. Fundpunkt wie I.

Exemplar DSTL E.M. 518 (Dépt. Sciences de la Terre Lyon, ehem. Ecole des Mines) liegt in roter Toneisenstein-Erhaltung in schwarzer Schiefermatrix vor. Mit *Calycoceras naviculare* besteht nur oberflächliche Ähnlichkeit. Zwar sind die cheloniceratiden Lateralknoten bei *Ch. (E.) subvolgense* schon früh reduziert, die Marginalknoten sind jedoch selbst auf dem äusseren Umgang noch erkennbar (Fig. 5A), vor allem aber auf dem Ausguss der Innenwindungen (Fig. 4H).

Das vorliegende Exemplar stellt einen Wohnkammer-Steinkern dar, bei dem etwa 11 kräftige Rippen auf den halben Umgang entfallen. Alle Rippen beginnen am Nabel, verlaufen prorsikonkav über die Flanken, dabei an Stärke zunehmend, und queren den breit gerundeten Venter etwas abgeschwächt, geradlinig und zwischen den Marginalknoten eingetieft. Zu Beginn der Wohnkammer ist eine Einschnürung erkennbar. Der Windungsquerschnitt ist breitoval.

Es besteht völlige Übereinstimmung mit dem Holotyp, insbesondere auch in den Abmessungen der kleinwüchsigen Art:

DSTL E.M. 518:	73 mm,	28 mm (0,38),	34 mm (0,47),	27 mm (0,37);
Holotyp:	50 mm,	(0,35),	(0,52),	(0,37).

Ch. (E.) subvolgense wurde von CASEY (1962) aus der Martinoides-Zone des Gargas Südenglands beschrieben, das hier als Mittelapt betrachtet wird. Ihm entspricht damit der mittlere Abschnitt des nordspanischen Urgon.

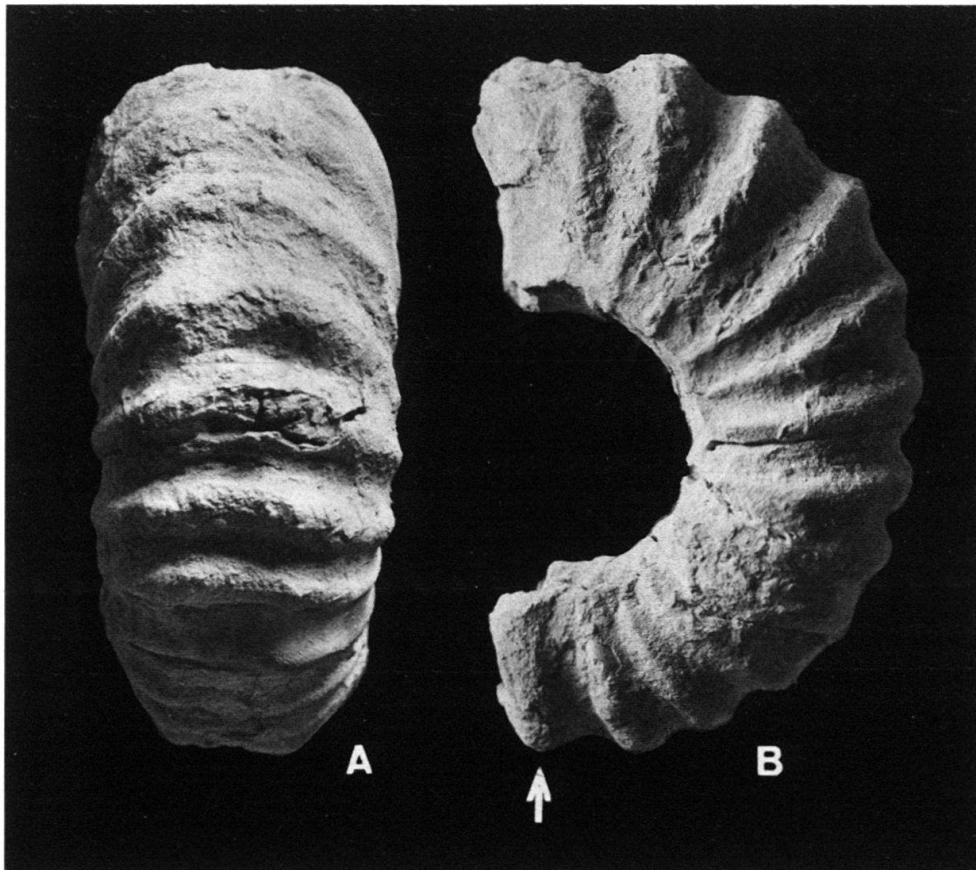


Fig. 5. *Chelonicerias (Epicheloniceras) subvolgense* CASEY (= *Amm. navicularis* in VERNEUIL et al. 1860). Hypoty-poid DSTL (Slg. VERNEUIL E.M. 518). Wohnkammerexemplar. A: Ventral-, B: Lateralansicht. 1/1. Mittleres Apt (Gargas), zwischen Areta und Orozco (Provinz Vizcaya).

Dass nicht nur Oberapt (Clansay), sondern ebenfalls auch Unterapt im Urgon-Komplex Nordspaniens enthalten ist, kann durch die 2 km südlich Busturia, am Fundpunkt F2 gesammelte Fauna belegt werden. Sie enthält u. a.

Kossmatella (Kossmatella) romana WIEDMANN

Fig. 4K

1962 *Kossmatella romana* WIEDMANN, 164, Abb. 21–24, Tf. 8, Fig. 6, 7; Tf. 13, Fig. 12.1968 *K. (K.) romana* WIEDMANN. – WIEDMANN & DIENI, 38, Tf. 1, Fig. 10, 11; Tf. 2, Fig. 7; Tf. 3, Fig. 10.

Das hier abgebildete Exemplar stellt den Abdruck eines Schalenexemplars dar, bei dem der Phragmokon und $\frac{1}{3}$ Umgang der Wohnkammer erhalten sind. Es zeigt deutlich den Skulpturwechsel von zunächst auf der inneren Flanke beknotteten, später unbeknotteten Radialfalten. Diese lassen auf der Wohnkammer die feine lycoceratide Schalenstreifung erkennen und ausserdem einen steilen Abfall zur oraden und einen allmählichen Abfall zur apikalen Einschnürung. In der Zahl der Einschnürungen (20/Umgang) weicht das abgebildete Exemplar vom typischen Material (mit 15/Umgang) ab. Es ist zudem etwas evoluter. Beide Merkmale dürften aber in die Variationsbreite der Art hineinfallen.

GPIT 1617/2:	37 mm,	13 mm (0,35),	?,	17 mm (0,46);
Holotyp:	46 mm,	(0,35),	(0,35),	(0,41).

K. (K.) romana findet sich in weiter Verbreitung im Alb des westlichen Mediterrangebiets, wahrscheinlich auch im Oberalb des Zululandes.

Hamites (Metahamites) sablieri (D'ORBIGNY)

Fig. 4A–E, 4I

1842 *Hamites Sablieri* D'ORBIGNY, 543, Tf. 133, Fig. 6–10.1979 *H. (Metahamites) sablieri* (D'ORB.). – GEBHARD, 53, Abb. 29, Tf. 2, Fig. 1–3 (und Synonymie).

Das vorliegende Negativ eines Schalenexemplars zeigt sehr schön den für diese Art typischen Skulpturwechsel im Bereich des Wohnkammerhakens. Es besteht eine fast völlige Identität mit dem erhaltenen Typmaterial D'ORBIGNYS (Fig. 4A–E).

Die Sammlung D'ORBIGNY enthält drei Kotypen (MNHNP 5813A) der vorliegenden Art, die – wie so oft bei D'ORBIGNY – erkennen lassen, dass das Typusexemplar (Tf. 133, Fig. 6) eine Rekonstruktion darstellt. Die drei erhaltenen Kotypen werden hier (Fig. 4A–E) zum besseren Verständnis der Art dargestellt; alle drei entsprechen dem Übergang Phragmokon–Wohnkammer. Exemplar 5813A-1 (Fig. 4A, 4B) wird hier als Lectotyp vorgeschlagen.

Charakteristikum der Art ist danach vor allem der Skulpturwechsel zwischen Phragmokon und Wohnkammer: Der Phragmokon ist durch seine dichte, protrakte Berippung charakterisiert, wobei in regelmässigen Abständen ein Rippenpaar an der Flankenmitte unter deutlicher Anschwellung verschmilzt; 2–3 undifferenzierte Rippen entfallen auf die eingetieften Intervalle. Alle Rippen queren unter schwacher Abplattung des Venter, während sie auf dem Dorsum deutlich abgeschwächt sind. Mit dem Beginn des Wohnkammer-Hakens wird die Berippung uniform und zugleich weniger dicht, kräftiger und zeigt nun radialen Verlauf. Zur Mündung hin und vor allem auf der Ventralseite (Fig. 4A) zeigen die Rippen ein kammförmiges Profil, wie es von *Astiericeras* bekannt ist. Sie sind nun auch auf dem Dorsum erkennbar und zeigen hier Nadelöhrbildungen (Fig. 4C). Im Gegensatz zur Darstellung D'ORBIGNYS ist der Gehäusequerschnitt hochoval. Das Gehäuse besteht wahrscheinlich aus 3 nur mässig gekrümmten, im Gegensatz zu den meisten Hamiten aber plan«spiralen» Armen. Leider ist auf keiner der 3 Kotypen die Lobenlinie hinreichend erkennbar. Alle 3 Exemplare stammen von Clar (Var).

Die von G. GEBHARD (1979) durchgeführte Revision des kondensierten Alb von Escragolles (Var) und seiner Fauna ermöglicht eine Präzisierung des Alters dieser Art. Sie ist auf tieferes Alb beschränkt und ist gleichfalls eine Art des westlichen Mediterrangebiets, Englands und Madagaskars(?). Das nordspanische Hypotypoid stammt von Fundpunkt F2 bei Busturia.

5.2 Grenzmergel zwischen *Supra-Urgon* und *Oberkreide*

Die Grenzmergel im unmittelbaren Hangenden des *Supra-Urgon* haben bei Fundpunkt F3 nordwestlich von *Rigoitia* eine Ammonitenfauna, bestehend aus

Kossmatella (K.) romana WIEDMANN,
Hyphoplites (H.) cf. *costosus* WRIGHT & WRIGHT,
Desmoceras latidorsatum (MICHELIN) und
Bhimaites stoliczkai (KOSSMAT) geliefert.

Die Fauna wird dem basalen Cenoman, Vicinale-Zone (WIEDMANN & SCHNEIDER 1979), zugerechnet. Die Foraminiferen-Fauna bestätigt dieses Alter.

Kossmatella (Kossmatella) romana WIEDMANN

Fig. 4F

Synonymie s. o.

Eine Innenwindung (GPIT 1617/4), die dieser bisher nur aus dem Alb und ?Apt bekannten Art zuzurechnen ist.

Hyphoplites (Hyphoplites) cf. custosus WRIGHT & WRIGHT

Fig. 9C, 9D

cf. 1949 *Hyphoplites custosus* WRIGHT & WRIGHT, 484, Tf. 29, Fig. 7.

Das vorliegende Exemplar (GPIT 1617/5) von Rigoitia kommt der englischen Art in seiner dichten und feinen Skulptur und seinem hochmündigen Windungsquerschnitt sehr nahe, ohne jedoch mit dieser identisch zu sein. So ist vor allem die regelmässige Rippengabelung auf der äusseren Flanke bei der vorliegenden Form (Fig. 9D) reduziert. Dies lässt auch an Beziehungen zu dem etwas älteren *H. (H.) campichei* SPATH denken.

Exemplar GPIT 1617/5 hat folgende Abmessungen:

27 mm, 14 mm (0,52), 7,5 mm (0,28), 5,5 mm (0,2).

H. custosus ist eine Art der englischen Cenoman-Basis. Dieses Alter kann damit auch für die kleine Fauna der Grenzmergel angenommen werden.

Bhimaites stoliczkai (KOSSMAT)

Fig. 9A, 9B

1865 *Ammonites Beudanti* BRONGN. – STOLICZKA, 142, nur Tf. 71, Fig. 3.

1898 *Puzosia Stoliczkai* KOSSMAT, 119, Tf. 18, Fig. 6.

1972 *Bhimaites stoliczkai* (KOSSM.). – RENZ, 716, Abb. 7B, Tf. 7, Fig. 1, 2; Tf. 8, Fig. 2 (und Synonymie).

Ein Fragment der Grenzmergel-Fauna (GPIT 1617/6) zeigt die involuten, glatten und hochovalen Umgänge mit protrakten, von Wulstrippen begleiteten Einschnürungen, wie sie für die vorliegende Art kennzeichnend sind. Einschnürungen und Wulstrippen queren die schmal gerundete Ventralseite (Fig. 9B). *Bh. stoliczkai* ist eine kosmopolitische Art des oberen Alb und des Cenoman.

Desmoceras latidorsatum (MICHELIN)

Ein mässig erhaltenes, aber typisches Exemplar (GPIT 1617/7) dieser Art, die damit aus ihrem Maximalvorkommen im höheren Alb ins Cenoman hineinreicht (s. u.).

5.3 Fauna im Liegenden der Vulkanite

Fundpunkt F4–P1 (Fig. 3) liegt im basalen Bereich der oberkretazischen Kalk/Mergel-Wechselfolge und findet sich im Profil nordwestlich Eliza etwa 15 m unterhalb der ersten Pillows. Er hat eine reiche Ammonitenfauna geliefert mit

Hypophylloceras velledae (MICHELIN)
Hypophylloceras algeriense WIEDMANN
Hypophylloceras seresitense tanit (PERVINQUIÈRE)
Zelandites dozei (E. FALLOT)
Tetragonites subtimotheanus WIEDMANN
Tetragonites rectangularis WIEDMANN
Mantelliceras sp. cf. *mantelli* (J. SOWERBY)
Sciponoceras roto CIEŚLIŃSKI
Idiohamites radiatus SPATH
Anisoceras (*A.*) *plicatile* (J. SOWERBY)
Anisoceras (*A.*) ex aff. *auberti* (PERVINQUIÈRE)
Hypoturrilites carcitanensis (MATHERON).

Auch diese-Fauna gehört damit noch in den Bereich des tieferen Untercenoman, das durch *Hypoturrilites carcitanensis* und *Mantelliceras mantelli* definiert werden kann.

Hypophylloceras velledae (MICHELIN)

Fig. 9E, 9F

- 1834 *Ammonites Velledae* MICHELIN, Tf. 35.
 1964 *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *velledae velledae* (MICH.). – WIEDMANN, 209, Abb. 49, Tf. 11, Fig. 1; Tf. 13, Fig. 4; Tf. 21, Fig. 4 (und Synonymie).
 1968 *Ph. (H.) velledae velledae* (MICH.). – WIEDMANN & DIENI, 25, Tf. 1, Fig. 5.
 1979 *Ph. (H.) velledae* (MICH.). – DESTOMBES, 64, Tf. 4–18, Fig. 5; Tf. 4–26, Fig. 1.

Das hier abgebildete Exemplar dürfte mit seiner Querschnittsentwicklung und seinen Abmessungen

GPIT 1617/7: 10 mm, 6 mm (0,6), 4,3 mm (0,43), 1 mm (0,1); Wb/Wh = 0,72

der typischen Unterart der vorliegenden Art zuzurechnen sein. Leider ist die für die Diagnose ebenfalls wichtige Lobenlinie nicht erkennbar.

H. velledae s. str. ist im Alb und Cenoman des westlichen Mediterrangebiets, Frankreichs, Südafrikas und Madagaskars verbreitet.

Hypophylloceras algeriense WIEDMANN

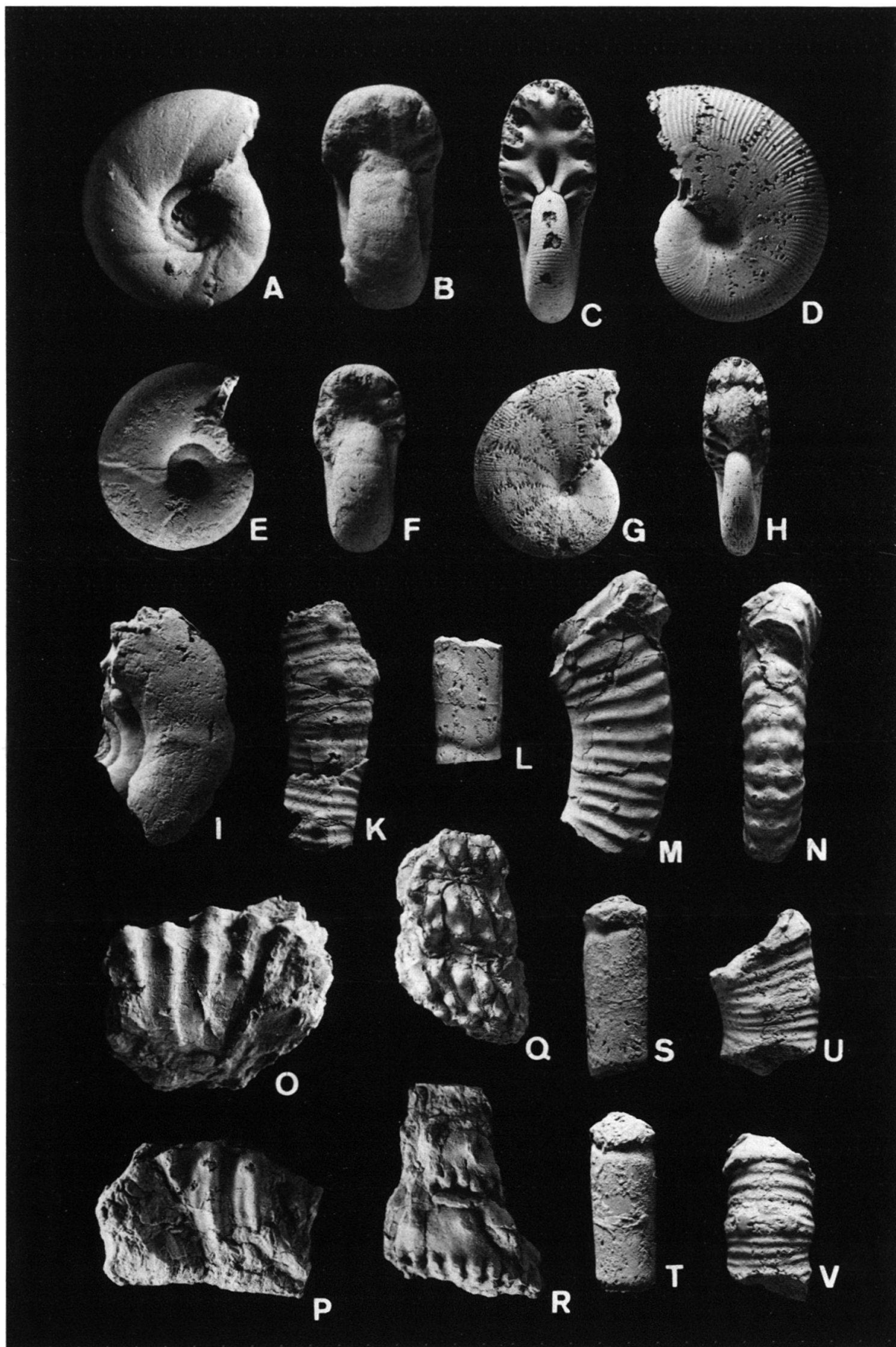
Fig. 6C, 6D

- 1910 *Phylloceras Tanit* PERV. – PERVINQUIÈRE, 9, Tf. 1, Fig. 4–6 (non *Ph. tanit* PERVINQUIÈRE 1907).
 1928 *Ph. cf. Tanit* PERV. – COLLIGNON, 9, Tf. 1, Fig. 7.
 1962 *Ph. (H.) algeriense* WIEDMANN, 144, Abb. 9, Tf. 8, Fig. 3.

Das vorliegende Hypotypoid von Rigoitia (GPIT 1617/8) stimmt in allen Details mit der Diagnose dieser Art überein: Die hochmündigen Windungen haben flache, subparallele Flanken, einen geöffneten, trichterförmigen Nabel, eine feine, aber prorsikonvexe Schalenstreifung auf der äusseren Flanke und dem Venter, mit gelegentlichen stärkeren Wulstribben. Die Lobenlinie ist vom *velledae*-Typ und durch grazile Elemente gekennzeichnet. Auch in den Abmessungen besteht gute Übereinstimmung mit dem 1962 beschriebenen nordspanischen Paratypoid:

GPIT 1617/8: 16,5 mm, 10,5 mm (0,64), 6,7 mm (0,45), 1 mm (0,06), Wb/Wh = 0,64;
 IGD Ce 020 (in WIEDMANN 1962): 12 mm, 7,4 mm (0,62), 4,8 mm (0,40), 1 mm (0,08), Wb/Wh = 0,65.

H. algeriense war bisher bekannt aus dem spanischen Oberalb und dem untersten Cenoman Algeriens und Madagaskars.



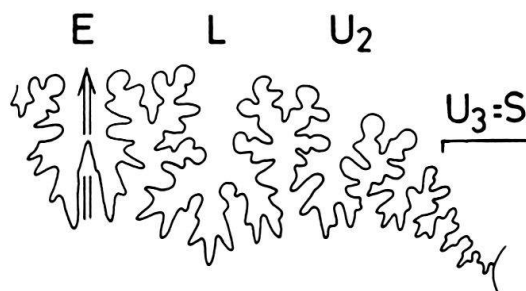


Fig. 7. *Hypophylloceras seresitense tanit* (PERVINQUIÈRE). GPIT 1617/9. Externsutura bei Wh 2,3 mm (vgl. Abb. 4G).

Hypophylloceras seresitense tanit (PERVINQUIÈRE)

Fig. 4G, 7

- 1907 *Phylloceras Tanit* PERVINQUIÈRE, 53, Abb. 5, Tf. 3, Fig. 3–9.
 1964 *Ph. (Hypophylloceras) seresitense tanit* PERV. – WIEDMANN, 226, Abb. 54, Tf. 21, Fig. 2, 3 (und Synonymie).
 1968 *Ph. (H.) seresitense tanit* PERV. – WIEDMANN & DIENI, 26, Tf. 1, Fig. 6; Tf. 3, Fig. 1, 2.

H. seresitense tanit unterscheidet sich von der typischen Unterart lediglich durch den Besitz eines offeneren Nabels. Dies trifft insbesondere für die Innenwindungen (Fig. 4G) zu. Windungsquerschnitt und Sutura stimmen dagegen mit der namengebenden Unterart überein. Es liegt eine Innenwindung (GPIT 1617/9) vor mit den Massen

6,5 mm, 3,5 mm (0,54), 2 mm (0,31), 1 mm (0,15); Wb/Wh = 0,57,

die auch die Sutura erkennen lässt (Fig. 7). Sie macht deutlich, dass die typischen tetraphyllen Sättel dieser Art bei einer Wh von 2 mm noch nicht ausgebildet sind.

Die vorliegende Unterart findet sich in nahezu weltweiter Verbreitung im Alb und Cenoman.

Zelandites dozei (E. FALLOT)

Fig. 6I, 8

- 1885 *Ammonites Dozei* E. FALLOT, 235, Tf. 4, Fig. 3.
 1908 *Lytoceras (Gaudryceras) Dozei* FALL. – JACOB, 16, Abb. 4, Tf. 12, Fig. 4.

Fig. 6. Ammoniten des Untercenoman von Rigoitia.

A, B: *Tetragonites subtimotheanus* WIEDMANN. Hypotypoid GPIT 1617/11. Innenwindung. A: Lateral-, B: Frontalansicht. 5/1. Carcitanensis-Zone von F4–P1. C, D: *Hypophylloceras algeriense* WIEDMANN. Hypotypoid GPIT 1617/8. C: Frontal-, D: Lateralansicht. 2/1. Gleicher Fundpunkt. E, F: *Desmoceras latidorsatum* (MICHELIN). Hypotypoid GPIT 1617/22. E: Lateral-, F: Frontalansicht. 2/1. Saxbii-Zone von F4–P5. G, H: *Hypophylloceras seresitense boulei* (COLLIGNON). Hypotypoid GPIT 1617/21. G: Lateral-, H: Frontalansicht. 1/1. Gleicher Fundpunkt. I: *Zelandites dozei* (E. FALLOT). Hypotypoid GPIT 1617/10. Lateralansicht. 2/1. Carcitanensis-Zone von F4–P1. K: *Anisoceras (A.) plicatile* (J. SOWERBY). Hypotypoid GPIT 1617/17. Lateralansicht 2/1. Gleicher Fundpunkt. L: *Sciponoceras roto* CIEŚLIŃSKI. Hypotypoid GPIT 1617/15. Lateralansicht. 2/1. Gleicher Fundpunkt. M, N: *Idiohamites radiatus* SPATH. Hypotypoid GPIT 1617/16. M: Lateral-, N: Ventralansicht. 2/1. Gleicher Fundpunkt. O: *Mantelliceras* sp. cf. *mantelli* (J. SOWERBY). Fragment GPIT 1617/13. Lateralansicht. 2/1. Gleicher Fundpunkt. P: *Anisoceras (A.)* ex aff. *auberti* (PERVINQUIÈRE). Fragment GPIT 1617/19. Lateralansicht. 1,5fach. Gleicher Fundpunkt. Q: *Mariella (M.) boukhadraensis* (DUBOURDIEU). Hypotypoid GPIT 1617/23. Lateralansicht. 2/1. Saxbii-Zone von F4–P5. R: *Hypoturritites carcitanensis* (MATHERON). Hypotypoid GPIT 1617/20. Lateralansicht. 1,5fach. Carcitanensis-Zone von F4–P1. S, T: *Sciponoceras roto* CIEŚLIŃSKI. Hypotypoid GPIT 1617/15. S: Lateral-, T: Dorsalansicht. 2/1. Gleicher Fundpunkt. U, V: *Anisoceras (A.) plicatile* (J. SOWERBY). Hypotypoid GPIT 1617/18. U: Lateral-, V: Ventralansicht. 2/1. Gleicher Fundpunkt.

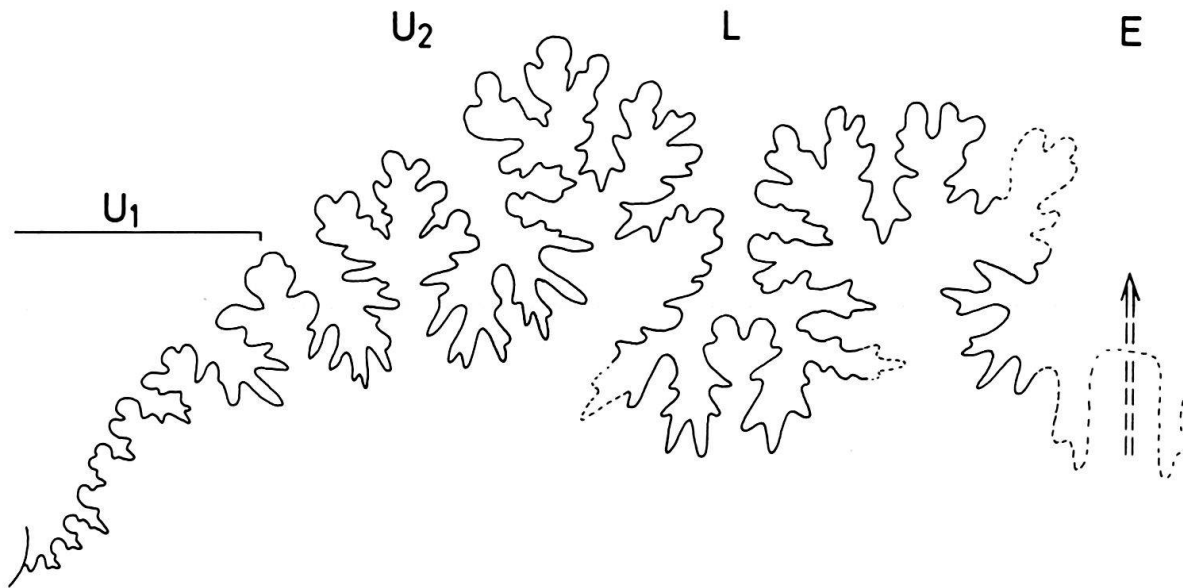


Fig. 8. *Zelandites dozei* (E. FALLOT). GPIT 1617/10. Externsutura bei Wh 6,5 mm (vgl. Abb. 4I).

- 1910 *L. (G.) Dozei* FALL. – PERVINQUIÈRE, 14, Abb. 3, Tf. 1, Fig. 11–18.
 1938 *Zelandites dozei* (FALL.). – MATSUMOTO, 140, 146.
 1979 *Gaudryceras (Z.) dozei dozei* (FALL.). – SCHOLZ, 51, Abb. 14, Tf. 10, Fig. 3, 4.
 1980 *Z. dozei dozei* (FALL.). – MARCINOWSKI, 245, Tf. 1, Fig. 5–7.

Es liegt ein Steinkern-Fragment (GPIT 1617/10) von *Rigoitia* vor, das den trigonal-hochovalen Windungsquerschnitt dieser Art und Gattung besitzt. Eine Einschnürung von sigmoidalem Verlauf ist auf dem äusseren Umgang erkennbar, die inneren Umgänge erscheinen glatt (Fig. 6I). Der Nabel ist relativ offen. Die Lobenlinie mit stark suspensivem Umbilikallobus U_1 (Fig. 8) entspricht gleichfalls den Erwartungen.

Von *Z. dozei schroederi* unterscheidet der stärker hochovale Querschnitt der Windungen; *Z. odiense* ist involuter und hat einen ovalen Windungsquerschnitt.

Z. dozei s.str. ist charakteristisch für den Zeitraum Oberalb/Untercenoman und findet sich in Südwesteuropa, Ungarn, der Krim, Nordwestafrika, Madagaskar und Japan.

Tetragonites subtimotheanus WIEDMANN

Fig. 6A, 6B

- 1865 *Ammonites Timotheanus* MAYOR. – STOLICZKA, 146, Tf. 73, Fig. 3, 4, 6.
 1895 *Lytoceras (Tetragonites) Timotheanum* MAYOR. – KOSSMAT, 133, Tf. 17, Fig. 11, 13.
 1962 *T. subtimotheanus* WIEDMANN, 131.
 1965 *Tetragonites rectangularis* WIEDM. – COLLIGNON, Tf. 318, Fig. 1356, 1357 (non WIEDMANN 1962).
 1977 *T. subtimotheanus subtimotheanus* WIEDM. – KENNEDY & KLINGER, 156, Abb. 3–6 (und Synonymie).

Diese Art wurde 1962 von *T. timotheanus* abgetrennt, da sie sich in wesentlichen Merkmalen unterscheidet: der Nabel ist offener, etwa 6 prorsiradiare Einschnürungen persistieren bis ins Alter, und die Lobenlinie hat an der Naht einen geradlinigen Verlauf. Lediglich im trapezoidalen Windungsquerschnitt besteht Übereinstimmung mit dem Generotyp.

Ein Exemplar der Untercenoman-Fauna (GPIT 1617/11) stimmt mit dieser Diagnose, wie auch in den Abmessungen mit den Innenwindungen des indischen Holotyps überein:

GPIT 1617/11: 6 mm, 2,4 mm (0,40), 3,2 mm (0,53), 1,8 mm (0,3);
 Holotyp in KOSSMAT (1895), nur Innenwindung: 27 mm, (0,39), (0,54), (0,3).

Die Synonymie dieser Art wurde ausführlich von WIEDMANN (1974, S. 592) behandelt. Danach ist sie mit ihrer typischen Unterart in weiter stratigraphischer und regionaler Verbreitung anzutreffen, nämlich vom Unter- bis ins Untercenoman der nordwestlichen USA, Kanadas und Alaskas, Madagaskars, Zululands und Südin- diens.

Tetragonites rectangularis WIEDMANN

Fig. 9H–K

- 1962 *T. rectangularis* WIEDMANN, 178, Abb. 39, Tf. 14, Fig. 3.
 non 1965 *T. rectangularis* WIEDM. – COLLIGNON, Tf. 318, Fig. 1356, 1357 (sed *T. subtimotheanus* WIEDM.).
 1974 *T. rectangularis rectangularis* WIEDM. – WIEDMANN, 596, Tf. 1, Fig. 1; Tf. 4, Fig. 2; Tf. 7, Fig. 1, 2 (Synonymie).

Diese wohl häufigste *Tetragonites*-Art mit rechteckigem Windungsquerschnitt, engem Nabel und bis ins Alter persistierenden Einschnürungen ist gleichfalls mit einer Innenwindung im vorliegenden Material vertreten. Sie hat folgende Masse:

GPIT 1617/12: 14 mm, 5,7 mm (0,41), 7 mm (0,5), 4 mm (0,29);
 Holotyp: 50 mm, (0,44), (0,62), (0,25).

T. rectangularis s.str. ist im Alb Europas und Madagaskars verbreitet.

Mantelliceras sp. cf. *mantelli* (J. SOWERBY)

Fig. 6O

cf. 1979 *M. mantelli* (J. SOW.) – IMMEL, 623, Tf. 2, Fig. 3, 4 (und Synonymie).

Ein nur mässig erhaltenes Mantelliceraten-Fragment (GPIT 1617/13) dürfte *M. mantelli* nahestehen oder mit ihm identisch sein. Dies würde sich auch gut in den zeitlichen Rahmen einfügen, da *M. mantelli* eine Art des mittleren Untercenoman ist. Sie findet sich in weiter Verbreitung in Europa, Südindien, Afrika und Mittelamerika.

Sciponoceras roto CIEŚLIŃSKI

Fig. 6L, 6S, 6T

- 1959 *Sc. roto* CIEŚLIŃSKI, 39, 75, 89, Abb. 14, Tf. 4, Fig. 10.
 1971 *Sc. roto* CIEŚL. – KENNEDY, 10, Tf. 3, Fig. 7.
 1975 *Sc. roto* CIEŚL. – HANCOCK et al., Tf. 81, Fig. 8.
 1980 *Sc. roto* CIEŚL. – MARCINOWSKI, 254, Tf. 3, Fig. 14, 15.

Die vorliegenden Fragmente (GPIT 1617/14, 15) entsprechen in nahezu allen Merkmalen der Diagnose: Der Querschnitt ist kreisrund, der baculitide Schaft ist zwischen den Einschnürungen glatt, die Entfernung zwischen den Einschnürungen beträgt das Dreifache des Durchmessers. Ebenso entsprechen die Lobenlinie und das stratigraphische Alter. Abweichend vom typischen Material haben die Einschnürungen einen stärker radialen Verlauf.

Sc. roto ist im tieferen Cenoman Nord- und Osteuropas verbreitet, nun auch in Nordspanien. Es findet sich ausserdem in Südafrika.

Idiohamites radiatus SPATH

Fig. 6M, 6N

- 1910 *Hamites alternatus* MANT. var. – PERVINQUIÈRE, 18, Tf. 1, nur Fig. 27.
 1939 *Idiohamites ellipticus* var. *radiatus* SPATH, 598.
 1971 *I. ellipticus radiatus* SPATH. – KENNEDY, 16, Tf. 4, Fig. 6, 13, 17 (und Synonymie).

Es liegt ein gut erhaltenes Exemplar vor (GPIT 1617/16), das die ganze Problematik der engen Artfassung bei den Anisoceraten verdeutlicht. Das Hypotypoid besitzt den hochrechteckigen Querschnitt ($Wh:Wb = 7,5:4,5$) und die Dichte der Berippung (6 Rippen pro Wh) des algerischen Holotyps. Allerdings sind die Rippen schwach sigmoidal geschwungen (Fig. 6M), wie dies für *I. ellipticus* (MANTELL) kennzeichnend ist. Nach der von KENNEDY (1971, S. 16) gegebenen Diagnose soll *I. radiatus* zwar klavate Marginalnoten besitzen; dies trifft aber für das vorliegende Exemplar (Abb. 6N) nicht zu und wahrscheinlich auch nicht für den Holotyp (PERVINQUIÈRE 1910, Tf. 1, Fig. 27). Dies bringt unsere Form wiederum in die Nähe von *I. vohipalensis* COLLIGNON, der sich vor allem im Querschnitt unterscheidet. Das wesentliche Unterscheidungskriterium gegenüber *I. alternatus*, das Vorhandensein von Marginalknoten auf allen Rippen, trifft zwar für 90% des vorliegenden Gehäuses zu, eine Rippe ist jedoch – wie bei *I. alternatus* – knotenlos (Fig. 6M). Insofern besteht wiederum Ähnlichkeit mit KENNEDYS (1971, Tf. 4, Fig. 9) *Idiohamites alternatus alternatus* (MANTELL), der wahrscheinlich auch besser der vorliegenden Art zuzurechnen wäre. Möglicherweise gehören alle genannten Formen einer einzigen variablen Art an (vgl. auch MARCINOWSKI 1980, S. 258).

I. radiatus s.str. ist aus dem tiefsten Cenoman Algeriens, Englands und Nordspaniens bekannt.

Anisoceras (A.) plicatile (J. SOWERBY)

Fig. 6K, 6U, 6V

- 1819 *Hamites plicatilis* J. SOWERBY, 281, Tf. 234, Fig. 1.
 1979 *A. (A.) plicatile* (J. SOW.). – IMMEL, 633, Tf. 4, Fig. 2 (und Synonymie).
 1980 *A. plicatile* (J. SOW.). – MARCINOWSKI, 255, Tf. 3, Fig. 5–8.

Zwei Fragmente dieser Art werden hier zur Abbildung gebracht, die sich geringfügig vom Typmaterial unterscheiden. Während bei diesem 12 Rippen auf ein Segment der Länge der Windungshöhe entfallen, sind es bei GPIT 1617/17 7–8 Rippen (Fig. 6K), bei GPIT 1617/18 (Fig. 6U, 6V) 9 Rippen. Zwischen die lateral und marginal beknoteten Rippen mit Nadelöhrbildungen schalten sich 2–3 unbeknotete Zwischenrippen ein. Alle Rippen überqueren die Ventralseite ohne Abschwächung. Der Windungsquerschnitt ist subzirkulär (bei GPIT 1617/18 ist $Wh:Wb = 7:6,5$).

A. (A.) plicatile ist im europäischen Untercenoman verbreitet, reicht sporadisch bis ins Mittelcenoman und ist ausserdem aus dem Kopet-Dag, Mangyshlak, von Madagaskar, Angola(?) und aus den USA beschrieben.

Anisoceras (A.) ex aff. auberti (PERVINQUIÈRE)

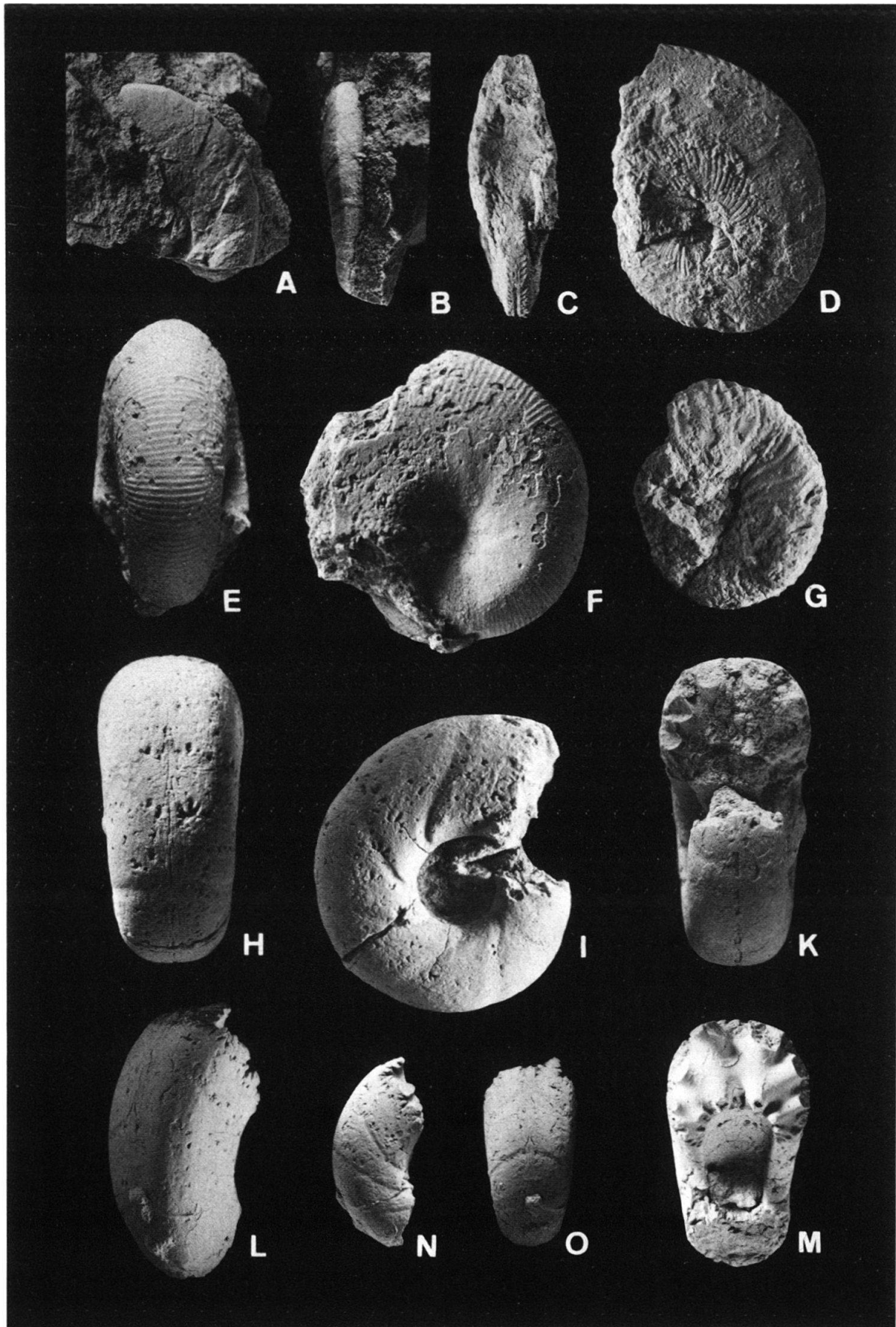
Fig. 6P

- 1971 *Anisoceras* aff. *auberti* (PERV.). – KENNEDY, nur Tf. 3, Fig. 5.

Ein mässig erhaltenes Fragment (GPIT 1617/19) lässt Ähnlichkeiten mit *A. (A.) auberti* (PERV.) erkennen, ohne jedoch vollständig mit dieser Art identifizierbar zu sein. Etwa 9 Rippen entfallen auf ein Segment der Wh, jeweils 2–3 Rippen sind nadelöhrartig an Marginalknoten verschmolzen und queren den Venter. Zwischenrippen und Lateralknoten fehlen.

In diesen Merkmalen herrscht Übereinstimmung mit dem in Synonymie aufgeführten *Anisoceras* aff. *auberti* in KENNEDY (1971), das gleichfalls aus der Carcitanensis-Zone (von Ventnor, Isle of Wight) stammt.

Fig. 9. Ammoniten der Biskaya-Syncline. A, B: *Bhimaites stoliczkai* (KOSSMAT). Hypotypoid GPIT 1617/6. A: Lateral-, B: Ventralansicht, 1,5fach. Basales Cenoman (Vicinalzone) von F3 bei Rigoitia. C, D: *Hyphoplites (H.)* cf. *costosus* WRIGHT & WRIGHT. Fragliches Hypotypoid GPIT 1617/5. C: Frontal-, D: Lateralansicht, 1,5fach. Gleicher Fundpunkt. E, F: *Hypophylloceras velledae* (MICHELIN). Innenwindung GPIT 1617/7. E: Ventral-, F: Lateralansicht, 4/1. Untercenoman (Carcitanensis-Zone) von F4–P1, Rigoitia. G: *Deshayesites deshayesi* (LEYM. in D'ORBIGNY). Hypotypoid GPIT 1617/1. Lateralansicht, 1,5fach. Unteres Apt von F1, im Norden von Gernika. H–K: *Tetragonites rectangularis* WIEDMANN. Hypotypoid GPIT 1617/12. H: Ventral-, I: Lateral-, K: Frontalansicht, 3/1. Gleicher Fundpunkt wie E. L–O: *Saghalinites* cf. *nuperus* (VAN HOEPEN). Fragliches Hypotypoid GPIT 1617/24. L: Marginal-, M: Frontalansicht, 1,5fach. N: Lateral-, O: Ventralansicht, 1/1. Coniac(?) von F4–P7 bei Rigoitia.



Hypoturrilites carcitanensis (MATHERON)

Fig. 6R

- 1842 *Turrilites carcitanensis* MATHERON, 267, Tf. 12, Fig. 4.
 1979 *T. (Hypoturrilites) carcitanensis* (MATH.). – IMMEL, 635, Tf. 4, Fig. 1 (und Synonymie).
 1980 *Neostlingoceras carcitanense* (MATH.). – MARCINOWSKI, 260, Tf. 4, Fig. 16 (und Synonymie).

Ein typisches Exemplar (GPIT 1617/20) dieser Art zeigt deutlich (Fig. 6R) die Skulpturmerkmale, den charakteristischen Windungsquerschnitt und Apikalwinkel dieser Art, die gleichzeitig das Leit- und Zonenfossil für die P1-Fauna darstellt.

Die für *H. carcitanensis* von KLINGER & KENNEDY (1978) errichtete neue Gattung *Neostlingoceras* wurde von WIEDMANN & SCHNEIDER (1979, S. 658) abgelehnt.

H. carcitanensis findet sich in weiter Verbreitung im tieferen Cenoman Europas, des Kopet-Dag, Indiens(?), Japans, Nord- und Südafrikas und Madagaskars.

5.4 Fauna der basalen Vulkanite

Fundpunkt F4–P5 des Profils von Rigoitia–Eliza (Fig. 3) enthält eine kleine Ammonitenfauna, die sich jedoch von der vorhergehenden kaum unterscheidet:

Hypophylloceras seresitense boulei (COLLIGNON),
Desmoceras latidorsatum (MICHELIN) und
Mariella (M.) boukhadraensis (DUBOURDIEU).

Nach Massgabe des Turriliten dürfte es sich hierbei bereits um mittleres Untercenoman (Zone des *Mantelliceras saxbii*) handeln. Dem widerspricht die *Rotalipora appenninica* (RENZ) und *Praeglobotruncana* sp. enthaltende Mikrofauna nicht. *R. appenninica* reicht vom höheren Oberalb ins Mittelcenoman (ROBASZYNSKI & CARON 1979).

Hypophylloceras seresitense boulei (COLLIGNON)

Fig. 6G, 6H

- 1928 *Phylloceras Boulei* COLLIGNON, 8, Abb. 1, Tf. 1, Fig. 5.
 1964 *Ph. (Hypophylloceras) seresitense boulei* COLL. – WIEDMANN, 224, Abb. 53, Tf. 20, Fig. 2, 3 (und Synonymie).

Ein gut erhaltenes Exemplar (GPIT 1617/21) dieser Unterart mit den Massen

GPIT 1617/21:	26 mm,	16 mm (0,62),	8,5 mm (0,33),	2 mm (0,08);	Wb/Wh = 0,53;
Holotyp:	40 mm,	(0,58),	(0,33),	–;	Wb/Wh = 0,57.

H. seresitense boulei unterscheidet sich von den beiden anderen Unterarten vor allem durch das rasche Höhenwachstum der Umgänge, das in Figur 6H deutlich erkennbar ist. Die Flanken sind auch hier nahezu parallel, der Nabel ist fast geschlossen. Die feine Schalenstreifung ist auch auf dem Steinkern erkennbar.

Die vorliegende Unterart wurde von COLLIGNON (1928) aus dem Untercenoman Madagaskars beschrieben und von WIEDMANN (1964) ebenfalls aus dem Alb Mallorcas mitgeteilt.

Desmoceras latidorsatum (MICHELIN)

Fig. 6E, 6F

- 1838 *Ammonites latidorsatus* MICHELIN, 101, Tf. 12, Fig. 9.
 1968 *D. (D.) latidorsatum* (MICH.). – WIEDMANN & DIENI, 131, Abb. 81, Tf. 12, Fig. 2, 6–13 (und ausführliche Synonymie).
 1979 *D. (D.) latidorsatum* (MICH.). – IMMEL, 619, Tf. 1, Fig. 6; Tf. 2, Fig. 2 (und Synonymie).

Es liegt ein Exemplar der Typusform dieser sehr variablen Art mit folgenden Abmessungen vor:

GPIT 1617/22: 13 mm, 6 mm (0,46), 6,3 mm (0,49), 3 mm (0,23).

Den in Synonymie angeführten ausführlichen Beschreibungen dieser Art ist nichts hinzuzufügen. *D. latidorsatum* s. str. ist ein Kosmopolit mit maximaler Verbreitung im oberen Alb; jüngste Vertreter sind aus höherem Mittelcenoman bekannt.

Mariella (M.) boukhadraensis DUBOURDIEU

Fig. 6Q

1953 *Turrilites bou-khadraensis* DUBOURDIEU, 50, Abb. 15, Tf. 4, Fig. 11–13.

1978 *M. (M.) boukhadraensis* (DUB.)? – KLINGER & KENNEDY, 35, Abb. 3F, 6A, 8C, Tf. 5, Fig. D–F.

Das vorliegende Exemplar (GPIT 1617/23) lässt etwa 15 Knotenreihen pro Umgang erkennen, bestehend aus 3–4 Knoten. Von diesen sind die oberen Knoten besonders gross und konisch, die unteren dagegen kleiner und klavat. Schwache, die Knoten verbindende Rippen sind angedeutet, die Zahl der Knoten pro Reihe ist identisch. Damit besteht vollständige Übereinstimmung mit dem algerischen Typmaterial, aber auch mit den von KLINGER & KENNEDY (1978) abgebildeten (fraglichen) Hypotypoiden. Sie stammen aus dem «Cenoman II» von Zululand, was eine Zuordnung dieser kleinen Fauna zum mittleren–höheren Untercenoman (Saxbii-Zone) wahrscheinlich macht.

5.5 Fauna der Vulkanite

Etwa 15 m über der vorhergehenden Fauna konnten bei Fundpunkt F4–P6 des Profils von Rigoitia-Eliza (Fig. 3) zwar keine Ammoniten gewonnen werden, doch erwies sich die Mikrofauna mit

Rotalipora cushmani (MORROW)⁶,

R. appenninica (RENZ),

Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER),

Hedbergella sp.

und zahlreichen Benthonten

als sehr höffig und als signifikant für Mittelcenoman.

5.6 Fauna im Hangenden der Vulkanite

Fundpunkt F4–P7 folgt im gleichen Profil (Fig. 3) nur wenige Meter über P6, ist aber durch eine Schichtlücke getrennt. Dass diese Aufschlusslücke mit einer Störung zusammenfällt oder sogar durch sie bedingt sein könnte, kann bedauerlicherweise nicht ausgeschlossen werden.

Durch ihre Rotfärbung unterscheiden sich die zunächst tonigen Mergel von P7 deutlich von den grauen und schiefrigen Mergeln des liegenden Cenoman. Allerdings werden sie zum Hangenden hin nicht nur rasch massig, sondern verlieren auch die Rotfärbung.

Die massigen Mergel, die über P7 folgen, haben bisher nur eine ganz spärliche Ammonitenfauna geliefert, aus der lediglich

Saghalinites cf. *nuperus* (VAN HOEPEN)

⁶) Auch an dieser Stelle sei Herrn Prof. Hottinger nochmals für die freundliche Bestimmung der Mikrofaunen gedankt.

zu erwähnen ist. Damit aber gehören diese Mergel – in Übereinstimmung mit der Foraminiferen-Fauna

Globotruncana ex gr. *lapparenti* BROTZEN und
Gl. ex gr. *fornicata* PLUMMER

bereits dem unteren Senon an, und zwar mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Coniac.

Da sich nach dem Kartierbefund die roten Coniac-Mergel lokal noch mit letzten Vulkaniten verzahnen können, kann damit – mit entsprechendem Vorbehalt – Coniac-Alter für das Ausklingen des Oberkreide-Vulkanismus in der Biskaya-Syncline angenommen werden.

Saghalinites cf. *nuperus* (VAN HOEPEN)

Fig. 9L–O, 10

cf. 1921 *Tetragonites nuperus* VAN HOEPEN, 13, Abb. 8, Tf. 3, Fig. 3, 4.

cf. 1977 *Saghalinites nuperus* (VAN HOEPEN). – KENNEDY & KLINGER, 177, Abb. 16A–E, 17A–B, 18 (und Synonymie).

Es liegt ein Fragment eines Tetragoniten vor (GPIT 1617/24), das sich durch die Andeutung einer marginalen Abplattung, also einen subhexagonalen Querschnitt (Fig. 9L, 9M), und einen relativ offenen Nabel als *Saghalinites* ausweist. Zur bislang ältesten Art dieser Gattung, *S. nuperus* des Santon und Untercampan, bestehen allerdings geringfügige Unterschiede, die vor allem im Vergleich der Abmessungen deutlich werden:

GPIT 1617/24:	?29 mm,	11 mm (?0,38),	13,6 mm (?0,47),	?9 mm (?0,31);
Holotyp:	37,6 mm,	(0,37),	(0,40),	(0,41).

Auch wenn die fragmentarische Erhaltung nur annähernde Messwerte liefert, werden die grössere Windungsbreite und der geschlossenere Nabel der nordspanischen Form aus dem Vergleich deutlich. Insbesondere der noch stärker geschlossene Nabel, aber auch die noch schwache Ausbildung der Marginalkante deuten darauf hin, dass wir uns mit dem vorliegenden Exemplar nahe der Abspaltung der *Saghalinites* von der Stammgattung *Tetragonites* befinden. Bereits COLLIGNON (1956, S. 82) hatte für diese Abspaltung ein Coniac-Alter angenommen. Hierauf stützt sich die hier vorgeschlagene Altersangabe für Fundpunkt F4–P7.

Die gute Erhaltung der in offener Nomenklatur beschriebenen Form, die damit an die Basis der *Saghalinites* gestellt werden kann, ermöglicht gleichzeitig eine Darstellung der Gesamtsutur (Fig. 10). Nach ihr ist *Saghalinites* – trotz grösserer Evolution – in allen Details ein echter Tetragonit. Auch mit der von KENNEDY & KLINGER (1977, Abb. 18) wiedergegebenen Externsutur des Holotyps von *S. nuperus* besteht weitgehende Übereinstimmung.

S. nuperus ist bekannt aus Pondo- und Zululand, Madagaskar und Japan.

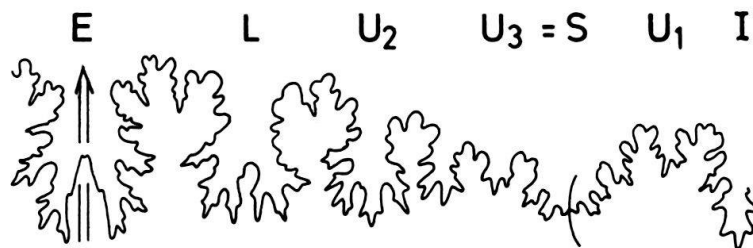


Fig. 10. *Saghalinites* cf. *nuperus* (VAN HOEPEN). GPIT 1617/24. Gesamtsutur bei WH 10 mm (vgl. Abb. 9L–O).

6. Zusammenfassung

Die Verfasser stellen erstmals reichere Ammonitenfaunen aus den mächtigen Kreideserien der nordwestlichen Biskaya-Synkline (Nordspanien) vor. Damit werden

1. präzise Altersangaben über die kretazischen Sedimentationszyklen und vor allem über die darin eingeschlossenen Eruptiva und Intrusiva möglich:
 - a) Die 1. Deltaphase des Übergangsbereiches Jura/Kreide (Purbeck–Neokom im Norden, Wealden im Süden) dürfte mit Ende des Barreme ihren Abschluss gefunden haben.
 - b) Der Beginn der darauf folgenden Entwicklungsphase eines Karbonatschelfs (Urgon) fällt mit der Aptbasis zusammen, das Ende mit der Grenze Unteralb/Mittelalb.
 - c) Die 2. Deltaphase (marines Supra-Urgon im Norden, kontinentale Utrillaschichten im Süden) entspricht mittlerem und oberem Alb.
 - d) Die folgende Phase der Maximaltransgression, Faziesnivellierung und Pelagisierung dürfte in der nordwestlichen Biskaya-Synkline mit der Cenomanbasis einsetzen.
 - e) Der submarine Vulkanismus hat im Profil von Rigoitia, im Süden von Gernika, mit der Carcitanensis-Zone des tieferen Cenoman begonnen und wahrscheinlich bis ins Coniac angedauert. Ammonitenfunde aus den Bereichen der höheren Oberkreide liegen bislang nicht vor.
2. Mit dieser Datierung fällt der oberkretazische Vulkanismus in den zeitlichen Rahmen der Spreading-Prozesse in der zentralen Biskaya (Alb–Campan). Allerdings lässt der alkalibasaltische Charakter dieser Vulkanite nicht zu, eine direkte Beziehung zwischen Biskaya-Spreading und den hier datierten Magmatiten der Biskaya-Synkline zu konstruieren.
3. Kartierung und Profilvergleich haben ergeben, dass der Salzaufstieg im Diapir von Gernika in den Vulkaniten der Oberkreide steckenblieb und zu einer lokalen Aufwölbung führte, ohne jedoch an die Oberfläche durchzubrechen. Der Salzaufstieg folgte dabei auch im Diapir von Gernika alten tektonischen Linien, belegt durch Kristallin-Einschlüsse im Keupersalinar. Starke Mächtigkeitsschwankungen in der Oberkreide von Gernika lassen ein starkes Relief in diesem Raum vermuten, das schliesslich – im Laufe des Senon – von einer einheitlichen, mächtigen Flyschsedimentation überwältigt wurde.
4. Die hier vorgestellten Ammonitenfaunen des Apt, Alb, Cenoman und Coniac(?) zeigen einen durchlaufend kosmopolitischen Charakter, mit dem sich der nordiberische Kontinentalrand als Teil des Nordatlantiks und seiner Randmeere ausweist. Interessant sind aber gleichzeitig auch deutliche Beziehungen zum indopazifischen Raum und insbesondere nach Madagaskar.

LITERATURVERZEICHNIS

- AGUILAR TOMÁS, M.J. (1975): Sedimentología y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. – *Estud. geol.* 31, 1–213.
- ARIAS, C., & WIEDMANN, J. (1977): Ammoniten und Alter der Utrillas-Schichten (Mittelkreide) in der östlichen Provinz Albacete, SE Spanien. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1977, 1–14.

- BOESS, J. (1982): Der Diapir von Gernika (Nordspanien). – Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- (1984): Der Diapir von Gernika. – I. Iberia-Symp. Darmstadt. Z. dt. geol. Ges. 135, 7–21.
- BOILLLOT, G. (1981): De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées. – Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2e sér., sect. I, 1980/81, 93–101.
- CASEY, R. (1962): The Ammonoidea of the Lower Greensand. Part IV. – Monogr. palaeontogr. Soc. (London) 116, 217–288.
- (1964): The Ammonoidea of the Lower Greensand, Part V. – Monogr. palaeontogr. Soc. (London) 117, 289–398 (1963).
- CIEŚLIŃSKI, ST. (1959): The Albian and Cenomanian in the Northern periphery of the Święty Kryż Mountains. – Inst. geol. Prace 28, 1–95.
- COLLIGNON, M. (1928–1929): Les Céphalopodes du Cénomanien pyriteux de Diego-Suarez. – Ann. Paléont. 17, 1–24; *ibid.* 18, 25–79.
- (1956): Ammonites néocretacées du Menabe (Madagascar). IV. Les Phylloceratidae; V. Les Gaudryceratidae; VI. Les Tetragonitidae. – Ann. géol. Serv. Mines 23.
- (1965): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites). Fasc. XI (Cénomanien). – Serv. géol. Républ. Malgache.
- DESTOMBES, P. (1979): Les Ammonites de l'Albien inférieur et moyen dans le stratotype de l'Albien: Gisements, paléontologie, biozonation. In: RAT, P., et al.: L'Albien de l'Aube, les Stratotypes français 5, 51–139 (Paris, C.N.R.S.).
- DUBOURDIEU, G. (1953): Ammonites nouvelles des Monts du Mellègue. – Bull. Serv. Carte géol. Algér. (1, Paléont.) 16.
- ENGESER, TH., REITNER, J., SCHWENTKE, W., & WIEDMANN, J. (1984): Die kretazisch-alttertiäre Tektogenese des Basko-Kantabrischen Beckens (Nordspanien). – Z. dt. geol. Ges. 135, 243–268.
- FALLOT, E. (1885): Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain Crétacé dans le Sud-Est de la France. – Thèse Paris 1885, Ann. Sci. géol. 18.
- FEUILLÉE, P. (1967): Le Cénomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. – Mém. Soc. géol. France [n. s.] 108, 1–343.
- GEBHARD, G. (1979): Glaukonitische Kondensation im Alb der subalpinen Ketten (Clars, Escragnolles, SE-Frankreich), deren Ammonitenfauna und Kartierung in der Umgebung von Escragouilles. – Diplomarb. Univ. Tübingen.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1954): Observaciones geológicas en el Flysch cretácico-numulítico de Guipúzcoa. I. – Monogr. Inst. «Lucas Mallada» Invest. geol. 13.
- (1958): Datos peleonológicos del flysch litoral de Guipúzcoa: El vracionense de septarias de Motrico. – Notas y Comunicaciones Inst. geol. (min.) España 50, 3–21.
- HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., & KLAUMANN, H. (1972): Ammonites from the transgressive Cretaceous on the Rhenish Massif, Germany. – Palaeontology 15, 445–449.
- HEMPEL, P. M. (1967): Der Diapir von Poza de la Sal (Nordspanien). – Beih. geol. Jb. 66, 95–123.
- IMMEL, H. (1979): Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayerischen Alpen. In: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Aspekte der Kreide Europas. – IUGS Ser. A, 6, 607–644.
- JACOB, CH. (1908): Etude sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. – Mém. Soc. géol. France 38, 5–63.
- JANSA, L. F., & WIEDMANN, J. (1982): Mesozoic–Cenozoic development of the eastern North American and the north-west African continental margins: A comparison. In: RAD, U. VON, et al. (Ed.): Geology of the Northwest African Continental Margin (S. 215–269). – Springer, Berlin.
- JEREZ MIR, J. (1968): Estructuras de lavas almohadilladas en los basaltos de la provincia de Guipúzcoa. – Bol. Inst. geol. (min.) España 79, 135–137.
- KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian ammonites from southern England. – Spec. Pap. Palaeont. 8.
- KENNEDY, W. J., & KLINGER, H. C. (1977): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite family Tetragonitidae Hyatt, 1900. – Ann. S. Afr. Mus. 73, 143–197.
- KIND, H.-D. (1967): Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien). – Beih. geol. Jb. 66, 127–174.
- KLINGER, H. C., & KENNEDY, W. J. (1978): Turrilitidae (Cretaceous Ammonoidea) from South Africa, with a discussion of the evolution and limits of the family. – J. moll. Stud. 44, 1–48.
- KOPP, K.-O. (1964): Über Facies und Tektonik der Kreide im Westen der Pyrenäen. – Geol. Rdsch. 53, 821–847.
- KOSSMAT, F. (1895): Untersuchungen über die südindische Kreideformation (I. Teil). – Beitr. Paläont. (Geol.) Österr.-Ungarn u. Orient 9 (3/4), 97–203.

- (1898): Untersuchungen über die südindische Kreideformation (3. Teil). – Beitr. Paläont. (Geol.) Österr.-Ungarn u. Orient 11/3, 89–152.
- LAMARE, P. (1936): Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne. – Mém. Soc. géol. France [n. s.] 27, 1–462.
- LAMOLDA, M. A., MATHEY, B., ROSSY, M., & SIGAL, J. (1984): La edad del volcanismo cretácico de Vizcaya y Guipúzcoa. – Estudios geol. 39, 151–155.
- LAMOLDA, M., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., & WIEDMANN, J. (1981): Field Guide: Excursions to Coniacian–Maastriichtian of Basque-Cantabric Basin. – WGCM Subcomm. Cretaceous Stratigraphy, 3rd Working Session Tremp, March 1981, Publ. Geol. Univ. autón. Barcelona 14.
- LEPICHON, X., ANGELIER, J., & SIBUET, J.-C. (1982): Plate boundaries and extensional tectonics. – Tectonophysics 81, 239–256.
- LOTZE, F. (1953): Salzdiapirismus im nördlichen Spanien. – Z. dt. geol. Ges. 105, 814–822.
- (1960): Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont. [Mh.] 1960, 132–144.
- MARCINOWSKI, R. (1980): Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland, and the Soviet Union. – Acta geol. pol. 30, 215–325.
- MATHERON, PH. (1843): Catalogue méthodique et descriptif des Corps organisés fossiles du département Bouches-du-Rhône et lieux circonvoisins. – Marseille.
- MATHEY, B. (1982): El Cretácico superior del Arco Vasco. In: GARCÍA, A. (Ed.): El Cretácico de España (S. 111–136). – Univ. compl., Madrid.
- (1983): Le système des flyschs calcaires. In: RAT, P., et al: Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique (S. 83–96). – Mém. géol. Univ. Dijon 9.
- MATSUMOTO, T. (1938): *Zelandites*, a genus of Cretaceous ammonites. – Jap. J. Geol. Geogr. 15, 137–148.
- MENGAUD, L. (1921): Recherches géologiques dans la région Cantabrique. – Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse 48, 73–272.
- MICHELIN, H. (1834): Ammonite. *Ammonites*. Lamarck. (*Ammonites velledae*). – Magasin Zool. (Cl. V) 3.
- (1838): Note sur une argile dépendant du Gault (observée au Gaty, commune de Gérodot, Département de l'Aube). – Mém. Soc. géol. France 3, 97–103.
- D'ORBIGNY, A. (1840–1842): Terrains crétacés. I. Céphalopodes. – Paléontologie française (2 Bde.), Masson, Paris.
- PERVINQUIÈRE, L. (1907): Etudes de Paléontologie Tunisienne. I. Céphalopodes des terrains secondaires. – Direction gén. Trav. Publics, Carte géol. Tunisie.
- (1910): Sur quelques ammonites du crétacé algérien. – Mém. Soc. géol. France (Paléont.) 17 (42), 1–86.
- PFLUG, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien). – Beih. geol. Jb. 66, 21–59.
- RAT, P. (1959): Les pays crétacés basco-cantabrique (Espagne). – Publ. Univ. Dijon 18.
- (1982): Subsidence et évolution des environnements sédimentaires sur la marge cantabrique (Espagne) au Crétacé. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 165, 32–45.
- RAT, P., et al. (1983): Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. – Mém. géol. Univ. Dijon 9.
- RENZ, O. (1973): Die Gattungen *Puzosia* BAYLE, *Bhimaites* MATSUMOTO und *Desmoceras* ZITTEL (Ammonoidea) im Oberen Albien Venezuelas. – Eclogae geol. Helv. 65/3, 701–724.
- RICHTER, G. (1930): Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. – Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. [N.F.] 16 (3), 47–118.
- RICHTER, G., & TEICHMÜLLER, R. (1933): Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. – Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (III.F.) 7.
- ROBASZYNSKI, F., & CARON, M. (1979): Atlas des foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). Ire partie. – Cah. Micropaléont. 1979 (1).
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1935): Las Ofitas: su naturaleza, origen y edad geológica. – Bol. Inst. catal. Hist. nat. 35, 43–46.
- SCHOLZ, G. (1979): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, *dispar*-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz. – Palaeontographica (A) 165, 1–136.
- SOLER Y JOSÉ, R. (1972): Las series jurásicas y el «purbeckiense»-neocomiense de Guernica. – Bol. Inst. geol. (min.) España 83, 221–230.
- SOWERBY, J. (1812–1823): The Mineral Conchology of Great Britain. – London.
- SPATH, L. F. (1939): A monograph of the Ammonoidea of the Gault. Part 13. – Monogr. palaeontogr. Soc. (London) 92, 541–608.

- STOLICZKA, F. (1865): The Fossil Cephalopoda of the Cretaceous Rocks of Southern India. Ammonitida, with revision of the Nautilidae. – Mem. geol. Survey India, Palaeontologia Indica 1/3, 41–216.
- VAN HOEPEN, E. C. N. (1921): Cretaceous cephalopoda from Pondoland. – Ann. Transvaal Mus. 8/1.
- VERNEUIL, E. DE, COLLOMB, & TRIGER (1860): Note sur une partie du pays basque espagnol. – Bull. Soc. géol. France (2), 17, 333–372.
- VOORT, H. B. (1964): Zum Flyschproblem in den Westpyrenäen. – Geol. Rdsch. 53, 220–233.
- WIEDMANN, J. (1962): Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien). I. Phylloceratina, Lytoceratina. – Palaeontographica (A) 118, 119–237.
- (1964): Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. 2. Liefg.: Phylloceratina. – Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz, math.-natw. Kl. 1963 (4), 151–256.
- (1974): The Albian and Cenomanian Tetragonitidae (Cretaceous Ammonoidae), with special reference to the Circum-Indic species. – Eclogae geol. Helv. 66/3, 585–616.
- (1980): Itinéraire géologique à travers la Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). – Cuad. Geol. (iberica) 5, 125–240.
- (1982): Grundzüge der kretazischen Subsidenz-Entwicklung im Südatlantik, in Marokko, Nordspanien und im Helvetikum. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 165, 5–31.
- WIEDMANN, J., & DIENI, I. (1968): Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden. – Paleaeontographia ital. 64, 1–171.
- WIEDMANN, J., & KAUFFMAN, E. G. (1978): Mid-Cretaceous biostratigraphy of northern Spain. – Ann. Mus. Hist. nat. Nice 4, III.1–III.22.
- WIEDMANN, J., REITNER, J., ENGESER, TH., & SCHWENTKE, W. (1983): Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär. – Zitteliana 10, 207–244.
- WIEDMANN, J., & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. In: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Aspekte der Kreide Europas. – IUGS Ser. A, 6, 645–680.
- WRIGHT, C. W., & WRIGHT, E. V. (1949): The Cretaceous ammonite genera *Discohoplites* SPATH und *Hyphoplites* SPATH. – Quart. J. geol. Soc. London 104, 477–496.

Geologische Karten

- Mapa geológico de España, Blatt 38: Bermeo. E. 1:50 000. Madrid 1975.
- Mapa geológico de España, Blatt 62: Durango. E. 1:50 000. Madrid 1973.