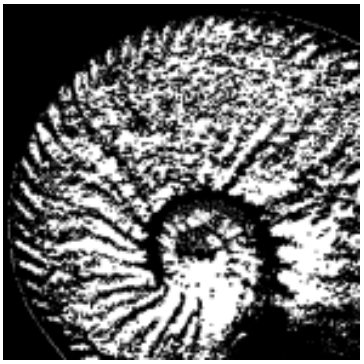
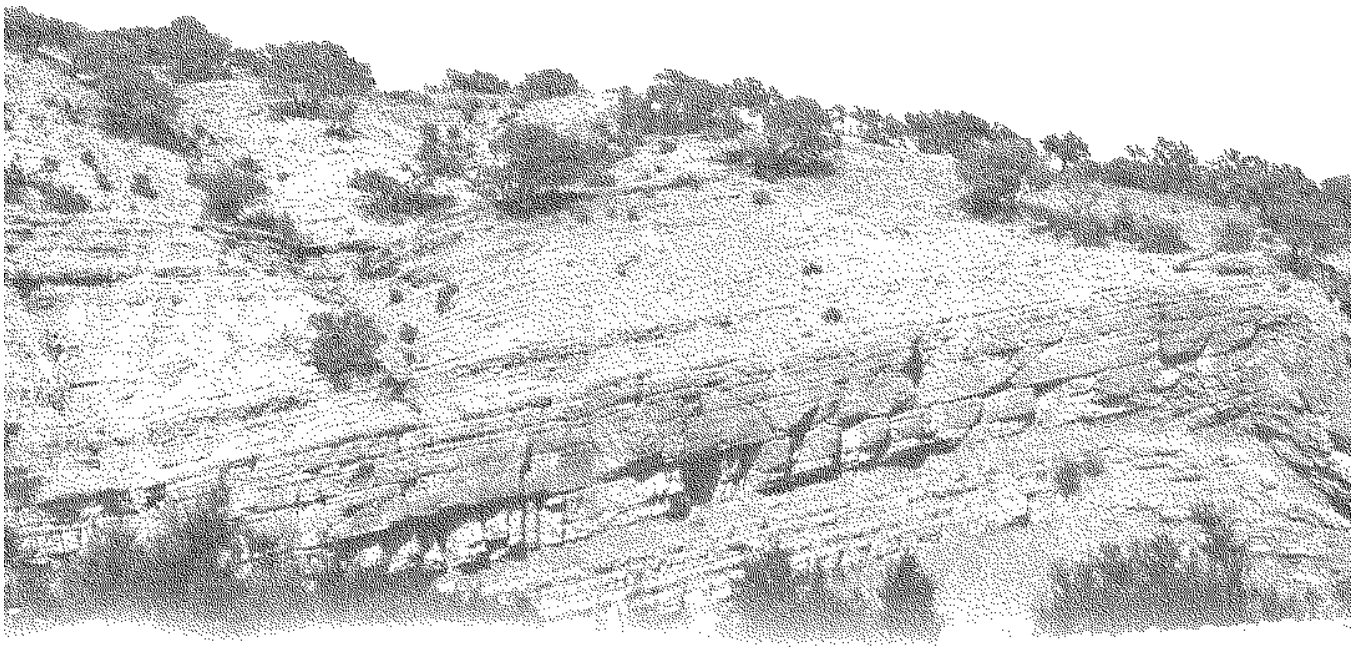
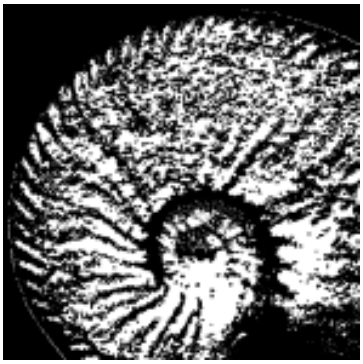


Die tiefe Unter-Kreide (Berrias bis Unter-Hauterive) im Südwestmarokkanischen Becken: Ammonitenfauna, Bio- und Sequenzstratigraphie

Max G. E. Wippich





Die tiefe Unter-Kreide (Berrias bis Unter-Hauterive) im Südwestmarokkanischen Becken: Ammonitenfauna, Bio- und Sequenzstratigraphie

Dissertation

zur Erlangung des Grades
eines Doktors der Naturwissenschaften
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ruhr-Universität Bochum

vorgelegt von

Max G. E. Wippich

Bochum 2001

Inhalt

Kurzfassung 5

Abstract 6

Resumé 7

1 Einführung 9

1.1 Zur Erforschungsgeschichte 10

1.2 Geologischer Rahmen 10

1.3 Paläogeographie 11

1.4 Lithostratigraphische Gliederung 13

2 Beschreibung der Profile 17

2.1 Profil A21: Tamri 18

2.2 Profil A1: Tamri 18

2.3 Profil A16: Tamri 18

2.4 Profil A13: Tamri 19

2.5 Profil A4: Taourirt Oubazine 19

2.6 Profil A15: Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane 19

2.7 Profil A30: Aghroud 19

2.8 Profil A34: Aghroud ... 20
2.9 Profil A35: Tarift ... 20
2.10 Profil A24: Addar ... 20
2.11 Profil A31: Aïn Hammouch ... 21
2.12 Profil A18: Aïn Hammouch ... 21
2.13 Profil A22: Adennz ... 22
2.14 Profil A32: Tamzargout ... 22
2.15 Profil A33: Tamzargout ... 22

3 Biostratigraphie ... 23
3.1 Die „Standardzonierung“ ... 24
3.2 Stufen- und Unterstufen-Grenzen ... 26
3.2.1 Basis und Unterstufen des Berrias ... 26
3.2.2 Berrias / Valangin-Grenze ... 26
3.2.3 Unter-/Ober-Valangin-Grenze ... 30
3.2.4 Valangin/Hauterive-Grenze ... 30
3.3 Erarbeitete Gliederung ... 30
3.3.1 Berrias ... 32
3.3.2 Valangin ... 34
3.3.3 Hauterive ... 37

4 Sequenzstratigraphie ... 39
4.1 Grundlagen ... 39
4.2 Lithofazies ... 42
4.2.1 Knollige Mergelkalke ... 42
4.2.2 Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke ... 42
4.2.3 Kalk/Mergel-Wechselfolgen ... 43
4.2.4 Sandige Mergel ... 44
4.2.5 Bioturbate Feinsandsteine ... 45
4.2.6 Laminierte und schräggeschichtete Sandsteine ... 46
4.2.7 Rote Kalke und Mergel ... 46
4.3 Natürliche Gamma-Strahlung ... 47
4.4 Abgrenzung der Sequenzen ... 48
4.4.1 Sequenz I ... 49
4.4.2 Sequenz II ... 50

4.4.3 Sequenz III ... 50
4.4.4 Sequenz IV ... 51
4.4.5 Sequenz V ... 53
4.4.6 Sequenz VI ... 54
4.4.7 Sequenz VII ... 54
4.5 Diskussion ... 55
4.5.1 Chronologie und überregionale Korrelation ... 56
4.5.2 Interne Ablagerungsgeometrien ... 57

5 Ammonitenfauna ... 61
5.1 Systematik ... 63
Phylloceratina Arkell 1950 ... 63
Phylloceratidae Zittel 1884 ... 63
Phylloceras Suess 1865 ... 63
Lytoceratina Hyatt 1889 ... 63
Lytoceratidae Neumayr 1875 ... 63
Lytoceras Suess 1865 ... 63
Ammonitina Hyatt 1889 ... 64
Haploceratidae Zittel 1884 ... 64
Haploceras (Neolissoceras) Spath 1923 ... 64
Oosterellidae Breistroffer 1940 ... 65
Oosterella Kilian 1911 ... 65
Olcostephanidae Haug 1910 ... 66
Spiticeras (Spiticeras) Uhlig 1903 ... 66
Spiticeras (Kilianiceras) Djanélidzé 1922 ... 67
Olcostephanus (Olcostephanus) Neumayr 1875 ... 68
Valanginites Kilian 1910 ... 73
Saynoceras Munier-Chalmas 1894 ... 75
Holcodiscidae Spath 1923 ... 76
Jeanthieuloyites Cooper 1981 ... 76
Spitidiscus Kilian 1910 ... 77
Himalayitidae Spath 1925 ... 78
Himalayites (Himalayites) Uhlig in Boehm 1904 ... 78
Neocomitidae Salfeld 1921 ... 78
Parapallasiceras Spath 1925 ... 78

Substeueroceras Spath 1923 79
Pseudosubplanites Le Hégarat 1973 80
Fauriella Nikolov 1966 80
Pomeliceras Grigorjeva 1938 83
Malbosiceras Grigorjeva 1938 83
Jabronella Nikolov 1966 84
Fuhriella Bulot in Bulot, Thieuloy, Arnaud & Delanoy 1995 84
Tirnovella Nikolov 1966 85
Thurmanniceras Cossmann 1901 86
Kilianella Uhlig 1905 88
Busnardoites Nikolov 1966 91
Karakaschiceras Thieuloy 1971 93
Neohoploceras Spath 1939 97
Sarasinella Uhlig 1905 99
Criosarasinella Thieuloy 1977 103
Neocomites (Neocomites) Uhlig 1905 104
Neocomites (Teschenites) Thieuloy 1971 110
Rodighieroites Company 1987 111
Breistrofferella Thieuloy 1971 112
Leopoldia Meyer-Eymar 1887 113
„*Distoloceras*“ 113
Ancyloceratina Wiedmann 1966 114
Ancyloceratidae Gill 1871 114
Himantoceras Thieuloy 1964 114
Crioceratites Leveillé 1837 115
Bochianitidae Spath 1922 115
Bochianites Lory 1898 115
5.2 Diskussion 116
6 Zusammenfassung der Ergebnisse 119
7 Literaturverzeichnis 121
8 Index 137
Anhang
Tafeln

Kurzfassung

Im Hohen Atlas sind früh-kreidezeitliche Sedimente des Südwestmarokkanischen Beckens nördlich von Agadir entlang der Flanken ost - west streichender Sattelstrukturen erschlossen. Grundlage vorliegender Bearbeitung der Schichtenfolge des Berrias bis Unter-Hauterive („Formation d'Agroud Oudar" und „Formation de Sidi Lhousseine") sind zwei proximal - distal ausgerichtete Profilschnitte: Der nördliche Schnitt durch das Haha-Teilbecken ist 10 km lang, die südliche Traverse durch das Agadir-Teilbecken hat eine Länge von 23 km. In Tagesaufschlüssen wurden 15 Einzelprofile hochauflösend lithologisch aufgenommen und beprobt, an acht Lokalitäten ergänzen Messungen der natürlichen Gamma-Strahlung die Profilaufnahme.

Während der frühen Kreide bildete das Südwestmarokkanische Becken eine nach Westen zum Zentral-Atlantik hin offene Bucht am Kontinentalrand. Im Nordosten und Süden lagen Liefergebiete terrigener Klastika. Intern gliederte sich der Sedimentationsraum in ein komplexes Blockmosaik, das besonders auf dem Höhepunkt synsedimentärer Tektonik im frühen Valangin rasche laterale Faziesänderungen verursachte.

Die biostratigraphische Gliederung stützt sich auf die taxonomische Bearbeitung von mehr als 350 horizontiert gesammelten Ammoniten. Die erarbeitete Zonierung folgt im wesentlichen der „Standardzonierung" für den westlichen Mittelmeerraum, weicht in einem Detail von dieser jedoch ab: In vorliegender Arbeit wird die Berrias/Valangin-Grenze in Übereinstimmung mit neueren Vorschlägen etwas höher gezogen.

Acht Ammoniten-Zonen gliedern im Arbeitsgebiet das Berrias, Valangin und Unter-Hauterive; in Teilen ist die Abfolge mit dem Nachweis von Subzonen und Biohorizonten biostratigraphisch noch höher aufzulösen. Die erarbeitete Zonierung erlaubt eine präzise Korrelation mit Profilen der westlichen Tethys. Mit 37 Gattungen und 71 Arten ist auch das Faunenspektrum und die Diversität der Ammoniten-Fauna mit der gleichalter Vergesellschaftungen aus dem Tethys-Raum vergleichbar. Die an flachmarine Lebensräume adaptierten Gruppen (Neocomitidae und Olcostephanidae) dominieren mit einem Anteil von fast 90 %, während Ammoniten pelagischer Biotope (Phylloceratina, Lytoceratina, Haploceratidae und Ancyloceratina) selten sind oder

ganz fehlen.

Anhand der Gelände-Befunde und der Karbonat-Mikrofazies werden die Gesteine in sieben Lithofaziestypen differenziert, die Ablagerungsmilieus des mittleren Schelfs bis Vorstrandes widerspiegeln: 1) knollige Mergelkalke (Mud-/Wackestone), 2) Kalksteine (Wacke-/Packstone) in Wechsellagerung mit sandigen Mergeln, 3) Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke (Wacke-/Packstone), 4) schichtungslose sandige Mergel, 5) stark bioturbate Feinsandsteine, 6) laminierte und schräggeschichtete Sandsteine sowie 7) kondensierte rote Kalksteine (Pack-/Floatstone) und Mergel. Generell läßt sich vom Berrias bis ins Hauterive ein deutlicher Wechsel von karbonatischer hin zu terrigen-klastischer Sedimentation beobachten.

Eine Abfolge transgressiver Oberflächen untergliedert die Profile in sieben transgressiv-regressive Sequenzen, die jeweils einen geringmächtigen transgressiven und einen umfangreicheren regressiven System-Trakt umfassen. Jede Sequenz ist in einem lokalen Depozentrum am mächtigsten, während sie sowohl am Beckenrand als auch auf distalen Schwellen ausdünnt, wo sie auch ganz auskeilen kann. In geringmächtigen Profilen markieren Schichtlücken mit Anzeichen für erosive Aufarbeitung die Sequenzgrenzen. Dagegen ist die Abfolge in mächtigen Profilen über die Sequenzgrenze hinweg weitgehend vollständig.

Sequenzgrenzen liegen an der Basis folgender biostratigraphischer Einheiten: 1) *Berriasella jacobi*-Zone (tiefes Berrias), 2) *Tirnovella occitanica*-Zone (mittleres Berrias), 3) *Tirnovella alpillensis*-Subzone (höchstes Berrias), 4) *Busnardoites campylotoxus*-Zone (unteres Valangin), 5) *Saynoceras verrucosum*-Zone (mittleres Valangin), 6) *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (oberes Valangin) und 7) *Acanthodiscus radiatus*-Zone (tiefes Hauterive).

Die hochauflösende biostratigraphische Datierung der Sequenzgrenzen erlaubt eine Abschätzung der absoluten Ablagerungsdauer der einzelnen Sequenzen, die mit 0,5 bis 4,1 Ma einer Meeresspiegelschwankung „dritter Ordnung" entspricht.

Abstract

In the High Atlas Mountains, early Cretaceous sedimentary rocks of the South-western Moroccan Basin crop out north of the city of Agadir along the flanks of east-west trending anticlines. The present study on the Berriasian to Lower Hauterivian succession („Formation d'Agroud Oudar" and „Formation de Sidi Lhousseine") is based on the interpretation of two proximal to distal aligned stratigraphical cross-sections: The northern transect through the Haha sub-basin has a length of 10 km, whereas the southern cross-section traversing the Agadir sub-basin is 23 km long. 15 individual outcrop sections were measured and sampled at a high resolution scale, with gamma-ray measurements being additionally conducted at eight localities.

In early Cretaceous times, the South-western Moroccan Basin formed an embayment adjoining the continental margin and opening westward to the Central Atlantic Ocean. Source areas of terrigenous clastics were situated to the north-east and to the south. Internally, a complex mosaic of individual blocks subdivided the basin and caused rapid lateral facies changes. This was most conspicuous in the early Valanginian when local synsedimentary tectonic movements culminated.

The biostratigraphical scheme is based on the taxonomical analysis of more than 350 ammonites collected bed by bed. The zonation used is largely adopted from the Western Mediterranean „standard zonation", although the Berriasian/Valanginian stage boundary is slightly elevated in accordance to recent proposals. In the working area eight ammonite zones subdivide the Berriasian, Valanginian, and Lower Hauterivian. In parts of the succession a much higher degree of biostratigraphical resolution is achieved by recognition of subzones and biohorizons.

With 37 genera and 71 species, the faunal spectrum and diversity of the ammonite assemblage is equivalent to contemporary faunas from the Tethyan realm. Groups adapted to shallow environments (Neocomitidae and Olcostephanidae) dominate with a proportion of some 90 %, while ammonites of pelagic habitats (Phylloceratina,

Lytoceratina, Haploceratidae and Ancyloceratina) are rare or missing.

By considering both features apparent in outcrop and carbonate microfacies, the rocks were differentiated into seven lithofacies types reflecting sedimentation in middle shelf to shoreface environments: 1) nodular marly limestones (mud-/wackestone), 2) limestones (wacke-/packstone) interbedded with sandy marl, 3) oyster-brachiopod bioclastic limestones (wacke-/packstone), 4) homogenous sandy marls, 5) strongly bioturbated, fine grained sandstones, 6) laminated and cross bedded sandstones, and 7) condensed reddish limestones (pack-/floatstone) and marls. In general, there is an obvious shift in facies from carbonates towards terrigenous clastics from the Berriasian to Hauterivian.

Stacked transgressive surfaces subdivide the sections into seven transgressive-regressive sequences built up of a narrow transgressive systems tract and a more expanded regressive systems tract. Each sequence is thickest at a local depocentre, but tapers towards the basin margin and over distal swells where the thickness may be reduced to near zero. Where overall thickness is low, sequence boundaries are characterised by stratigraphic gaps and show evidence of erosive reworking. In contrast, the succession is virtually complete across the sequence boundaries in expanded sections.

Sequence boundaries are drawn at the base of each of the following units: 1) *Berriasella jacobi* Zone (basal Berriasian), 2) *Tirnovella occitanica* Zone (mid-Berriasian), 3) *Tirnovella alpillensis* Subzone (uppermost Berriasian), 4) *Busnardoites campylotoxus* Zone (lower Valanginian), 5) *Saynoceras verrucosum* Zone (mid-Valanginian), 6) *Criosarasinella furcillata* Biohorizon (upper Valanginian) and 7) *Acanthodiscus radiatus* Zone (basal Hauterivian).

The high resolution biostratigraphical dating of the sequence boundaries allows for estimation of absolute time-spans represented by each sequence. Sequences comprise 0.5 to 4.1 Ma and thus correspond to „third order" sea-level change.

Resumé

Dans le Haute Atlas, les sédiments de l'âge eo-crétacé du bassin Sud-ouest Marocain sont exposés au nord de la ville d'Agadir, le long les flancs des anticlinales qui s'étendent est - ouest. Ce travaille traitant la série du Berriasien au Hauterivien Inférieur („Formation d'Agroud Oudar" et „Formation de Sidi Lhousseine") se base sur l'interprétation de deux coupes transversales alignées proximale - distale. La coupe nord à travers le sous-bassin de Haha a 10 km de long, la coupe sud traversant le sous-bassin d'Agadir a une longueur de 23 km. 15 coupes individuelles sont élevées et échantillonnées sur une petite échelle. Mesures des rayons gamma naturels complètent les études de terrain en huit localités.

Dans la période du Crétacé Inférieur, le bassin Sud-ouest Marocain constitue un golfe sur la marge continentale, s'ouvrant à l'Atlantique Central vers l'ouest. Des régions sources de sédiments clastiques terrigènes sont situées au nord-est et au sud. Intérieurement, une complexe configuration des blocs tectoniques subdivise le bassin et provoque un rapide changement latéral des faciès, notamment dans le Valanginien Inférieur, quand les mouvements tectoniques synsédimentaires culminent.

Le schéma biostratigraphique est basé sur l'étude taxinomique de plus de 350 ammonites recueillies banc pour banc. La zonation élaborée est adoptée pour la plus grande partie de la „zonation standard" méditerranéenne occidentale, bien que la limite Berriasien / Valanginien est faiblement levée conformément aux propositions récentes. Huit zones d'ammonites subdivisent le Berriasien, le Valanginien et le Hauterivien Inférieur dans le secteur de travail. De l'identification des sous-zones et des biohorizons s'ensuit une subdivision biostratigraphique plus détaillée dans certaines parties de la succession.

Avec 37 genres et 71 espèces, le spectre et la diversité de l'association d'ammonites recueillie correspond a ceux des faunes contemporaines du domaine téthysien. Les groupes adaptés aux environnements peu profonds (Neocomitidae et Olcostephanidae) dominent en proportion de 90 % environ, tandis que les ammonites des habitats pélagiques (Phylloceratina, Lytoceratina,

Haploceratidae et Ancyloceratina) sont rares ou totalement manquantes.

La classification des roches à sept types de lithofaciès est fondée sur les attributs discernables sur le terrain et le microfaciès carbonatique. Les types de lithofaciès représentent des environnements sédimentaires de la plate-forme central au littoral externe: 1) calcaires marneux noduleux de texture mud-/wackestone, 2) calcaires de texture wacke-/packstone intercalés avec des marnes gréseuses, 3) calcaires bioclastiques à huîtres et brachiopodes de texture wacke-/packstone, 4) marnes gréseuses massives, 5) grès fins intensivement bioturbés, 6) grès à lamination et stratification entrecroisé et 7) calcaires et marnes rouges condensées. En général, on peut observer un changement du régime sédimentaire de la prédominance des carbonates à la prédominance des sédiments terrigènes à partir du Berriasien au Hauterivien.

Les surfaces transgressives successives organisent les coupes en sept séquences transgressives-régressives, chacune d'elles comporte un cortège transgressif mince et un cortège régressif plus augmenté. Les séquences sont les plus épaisses à un dépocentre local, mais amincissent vers la marge de bassin de même que au-dessus des hauts-fonds distales. Ici l'épaisseur est parfois réduite presque à zéro. Si l'épaisseur est faible, les limites des séquences sont caractérisées par des lacunes stratigraphiques et montrent remaniement érosif. Au contraire, dans les coupes épaisses la succession est pratiquement complet à travers des limites des séquences.

Les limites des séquences se trouvent à la base des unités biostratigraphiques suivantes: 1) zone à *Berriasella jacobi* (Berriasien basal), 2) zone à *Tirnovella occitanica* (Berriasien moyen) 3) sous-zone à *Tirnovella alpillensis* (Berriasien sommital), 4) zone à *Busnardoites campylotoxus* (Valanginien inférieur), 5) zone à *Saynoceras verrucosum* (Valanginien moyen), 6) biohorizon à *Criosarasinella furcillata* (Valanginien supérieur) et 7) zone à *Acanthodiscus radiatus* (Hauterivien basal). La précise datation biostratigraphique des limites des séquences permet d'estimer la durée absolue de la sédimentation. Les séquences individuelles durent de 0,5 à 4,1 Ma, correspondant ainsi aux changements du niveau relatif de la mer du „troisième ordre".

1 Einführung

Ursprünglich in ein umfassenderes, ‚multistratigraphisches' Projekt eingebunden, sollte die Untersuchung des Kreide-Küstenbeckens im Südwesten Marokkos über die Bearbeitung einer regionalen Fragestellung hinaus zur Entwicklung einer Standard-Stratigraphie für die Unter-Kreide der West-Tethys beitragen. Das Arbeitsgebiet schien hierfür beste Voraussetzungen zu bieten: Die Abfolgen sind in den westlichen Ausläufern des Hohen Atlas gut erschlossen, der Fossilinhalt ist reichlich und die flachmarine Sedimentation geeignet, ein Meeresspiegelsignal abzubilden.

Während die geplanten Untersuchungen zur Mikrobiostratigraphie, zur Magneto- und zur Isotopenstratigraphie nicht realisiert wurden, liegt mit dieser Dissertation die Bearbeitung der Ammoniten-Biostratigraphie und der Sequenzstratigraphie vor.

Mehrere Geländeaufenthalte in den Jahren 1996 bis 1998 dienten der Aufnahme zahlreicher Profile und der horizontierten Aufsammlung von Fossilmaterial. Aufbauend auf der litho- und biostratigraphischen Korrelation der einzelnen Aufschlüsse war für die Sequenzanalyse zunächst das dreidimensionale Verteilungsmuster der verschiedenen Faziestypen zu entwerfen. Das notwendige hochauflösende biostratigraphische Bezugssystem erforderte die systematische Bearbeitung der arten- und individuenreichen Ammonitenfauna, die sich bald zu einem wesentlichen Bestandteil vorliegender Arbeit entwickelte. Die Synthese der sedimentologischen, sequenz- und biostratigraphischen Befunde zeichnet das Bild eines in seinen Grundzügen von überregional korrelierbaren Ereignissen, im Detail jedoch von lokalen Faktoren kontrollierten Ablagerungsgeschehens am früh-kretazischen passiven Kontinentalrand des Zentral-Atlantiks.

Die vorliegende Dissertation entstand auf Anregung von Prof. Dr. J. Mutterlose am Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik der Ruhr-Universität Bochum. Die hervorragende Ortskenntnis von K. Wiedenroth war bei der Auswahl geeigneter Profile eine große Hilfe. Das Ministère de l'Énergie et des Mines, Rabat, genehmigte die Geländearbeiten. Die Arbeiten profitierten von den Diskussionen mit Dr. M. Ettachfini und Dr. K. Taj-Eddine, Université Cadi Ayyad Marrakech, sowie Dr. M. Aoutem, Université Ibn Zohr Agadir, die auch bei logistischen Problemen vor

Ort halfen. Dr. Ph. J. Hoedemaeker, National Natuurhistorisch Museum „Naturalis“ Leiden, sei an dieser Stelle für die kritische Durchsicht des paläontologischen Teils der Arbeit gedankt. Das Projekt wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

1.1 Zur Erforschungsgeschichte

Die Erforschungsgeschichte des südwestmarokkanischen Küstenbeckens reicht bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts zurück. Eine erste geschlossene Darstellung des Meso- und Känozoikums der marokkanischen Atlantikküste zwischen Agadir im Süden und Safi im Norden legt ROCH (1930) vor; in seiner mit Übersichtsprofilen und paläogeographischen Kartenskizzen ausgestatteten Arbeit entwirft er als erster das Bild eines zum Atlantik hin offenen unter-kretazischen Sedimentbeckens.

Eine Zusammenfassung zur Stratigraphie und paläogeographischen Entwicklung mit großmaßstäblichen Übersichtskarten geben CHOUBERT & FAURE-MURET (1962). Wenig später beschreibt AMBROGGI (1963) die mesozoische und känozoische Schichtenfolge im westlichen Hohen Atlas und im Souss-Becken mit einer Reihe gut dokumentierter Profile und kann die Stratigraphie in vielen Punkten präzisieren. Basierend auf Daten der „Société Chérifienne des Pétroles“ veröffentlichen DUFFAUD et al. (1966) Isopachen-Karten, die die Mächtigkeitsverhältnisse der post-triassischen Abfolgen des Südwestmarokkanischen Beckens wiedergeben und führen als erste regionale Formationsnamen ein.

Eine Übersichtsdarstellung, die im wesentlichen auf den zuvor genannten Arbeiten fußt, liefert MICHARD (1976), bevor sich in den späten siebziger und frühen achtziger Jahren vor allem deutsche Arbeitsgruppen der Geologie des Hohen Atlas annehmen (BEHRENS et al. 1978; WIEDMANN et al. 1978; STETS & WURSTER 1981; BUTT et al. 1984; u. a.). Ihre Ergebnisse faßt der Sammelband „Geology of the Northwest African Continental Margin“ (VON RAD et al. 1982) zusammen, der darüber hinaus die Verbindung zur zeitgleich durchgeführten Untersuchung des Kontinentalrandes im „Ocean Drilling Project“ herstellt.

Im Rahmen einer marokkanisch-französischen Kooperation wurde in den letzten 15 Jahren eine Reihe von Detailaspekten der Biostratigraphie und Sedimentologie sowie die Sequenzstratigraphie vor allem der kretazischen Abfolgen bearbeitet. Einige der auch in der vorliegenden Arbeit berücksichtigten Profile beschreibt TAJ-EDDINE (1992) und gliedert sie biostratigraphisch mit Calpionellen. Eine Ammoniten-Gliederung für das Valangin im Arbeitsgebiet legt ETTACHFINI (1991) vor. Zusammenfassende Darstellungen der neueren Ergebnisse geben REY et al. (1986, 1988), REY & TAJ-EDDINE (1989 a, b), TAJ-EDDINE et al. (1989, 1990, 1992) und ETTACHFINI et al. (1998).

1.2 Geologischer Rahmen

Marokko gliedert sich geologisch in vier übergeordnete, durch ihren intern einheitlichen tektonischen Baustil charakterisierte Einheiten: Das alpidisch gefaltete Deckengebirge des Rif, die variszisch konsolidierten Tafelländer der Mesetas, die Gebirgszüge des Atlas-Systems als invertierte Riftbecken und den Anti-Atlas, eine randliche Aufwölbung der Sahara-Tafel (Abb. 1).

Das Rif mit Hochdruck-metamorphen Serien und kretazischen bis miozänen Flyschsedimenten ist Teil des westmediterranen alpidischen Orogens und durch einen süd- bis südwestvergenten Deckenbau gekennzeichnet (PIQUÉ et al. 1998 a). Nach Süden sind die Decken des Rif auf ein jung-

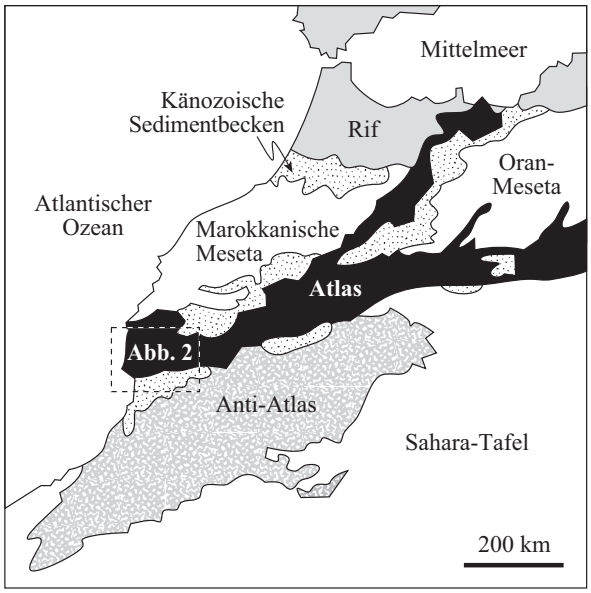


Abb. 1: Großräumige geologische Gliederung Marokkos (verändert nach JACOBSHAGEN et al. 1988).

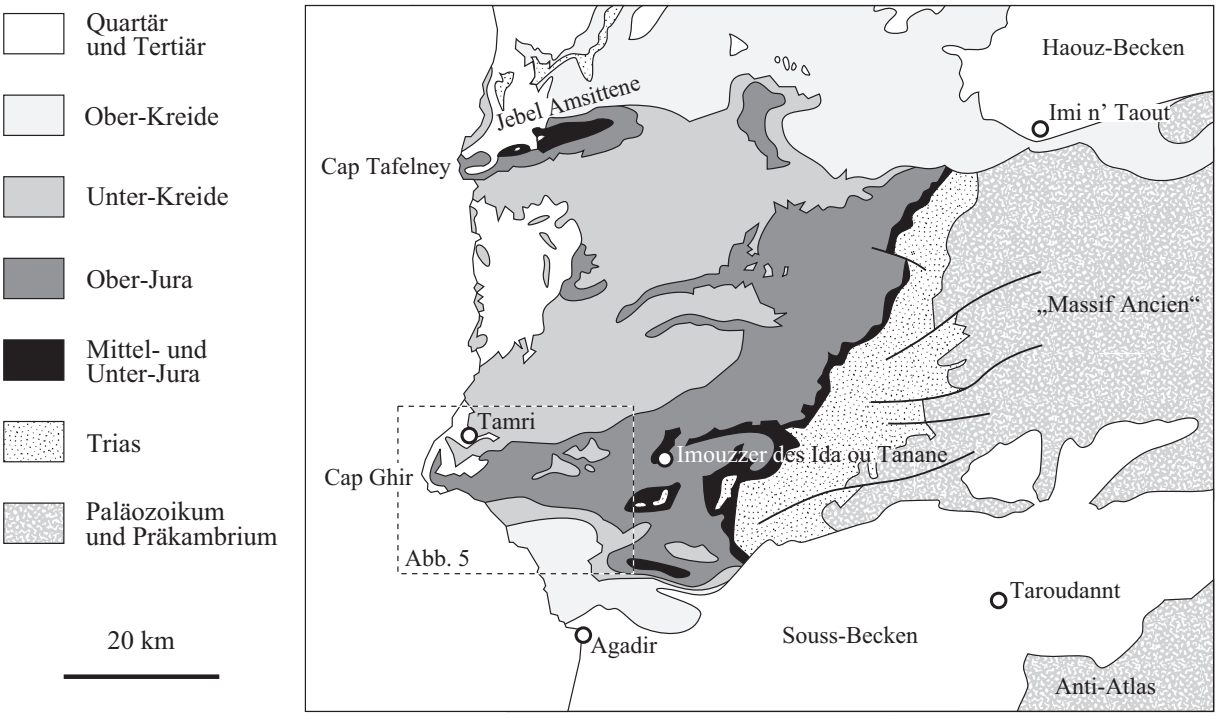


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des westlichen Hohen Atlas (verändert nach AGER 1974).

känozoisches Vorlandbecken überschoben.

Südlich schließen sich die Tafelländer der Marokkanischen Meseta und der Oran-Meseta an. Variszisch gefaltetes Paläozoikum tritt lokal unter geringmächtiger post-variszischer Bedeckung zutage. Ein präkambrischer Sockel, ähnlich dem der Sahara-Tafel, wird im tieferen Untergrund vermutet. Die Mesetas waren während des Meso- und Känozoikums überwiegend Hochgebiete.

Zwischen den Blöcken der Mesetas, flankiert von schmalen känozoischen Sedimentbecken, liegen die intrakontinentalen Gebirgszüge des Atlas. Mit 4165 m ü. NN bildet der Gipfel des Jebel Toubkal im Hohen Atlas südlich von Marrakech die höchste Erhebung Nordafrikas. Das präkambrisch-paläozoische Grundgebirge streicht im Hohen Atlas im „Massif Ancien" (MICHARD 1976) aus.

Hohe Subsidenzraten führten zur Akkumulation einer mächtigen mesozoischen Sedimentbedeckung, die mit annähernd 3000 m ihre größte Mächtigkeit im Küstenstreifen entlang des Atlantiks erreicht. Mittlerer und Hoher Atlas sind infolge der Kollision Afrikas mit Europa als Inversionsstrukturen aus diesen mesozoischen Sedimentbecken hervorgegangen; nach ersten Bewegungen in der Ober-Kreide lag die Hauptphase ihrer Inversion im Eozän (ZIEGLER 1988; PIQUÉ et al. 1998 a, b).

An seinem Südrand begrenzt ein System variszisch angelegter Transformstörungen (PIQUÉ et al. 1998 a) das Atlas-System. Die dem Hohen Atlas südlich vorgelagerten känozoischen Ouarzazate- und Souss-Becken trennen ihn vom Anti-Atlas am Nordrand der Sahara-Tafel. Präkambrische Gesteine in der Axial-Zone des Anti-Atlas sind von kaum verfalteten spät-proterozoischen und alt-paläozoischen Serien bedeckt. Bis auf geringmächtige nicht deformierte kretazische und känozoische Sedimente an seinem östlichen Rand sind jüngere Ablagerungen nicht erhalten. Wie die Mesetas war auch der Anti-Atlas während des Mesozoikums und Känozoikums mehrheitlich Abtragungsgebiet (JACOBSHAGEN et al. 1988).

1.3 Paläogeographie

Die mächtige mesozoische Sedimentfüllung des Südwestmarokkanischen Beckens streicht in einem etwa 40 km breiten Streifen in den westlichen Ausläufern des Hohen Atlas entlang der marokkanischen Atlantikküste aus (Abb. 2). Der Ablagerungsraum, der auch als „Atlas-Golf"

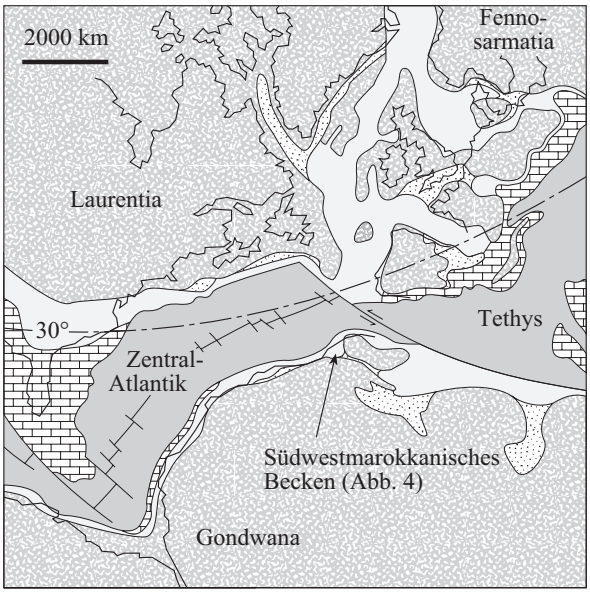


Abb. 3: Paläogeographie des Zentral-Atlantiks, der westlichen Tethys und des Nordseeraumes zur Zeit der frühen Kreide. Verändert nach ZIEGLER (1988), JANSA (1991) und FOURCADE et al. (1993).

bezeichnet wird, zählt zu einer Reihe mesozoischer Sedimentbecken am passiven Kontinentalrand Nordwestafrikas (Abb. 3), die auf dem nordamerikanischen Schelf in Becken mit gleicher sedimentärer Entwicklung ihre Entsprechung finden (JANSA & WIEDMANN 1982). Im Unterschied zum weiten, von mächtigen Abfolgen bedeckten Schelf Nordamerikas ist der nordwestafrikanische Schelf schmal und weist eine geringmächtige Sedimentbedeckung auf. Seine strukturelle Entwicklung während des Mesozoikums ist durch eine Zerlegung in ost - west streichende Segmente geprägt, die mit einer sinistralen Scherzone zwischen der afrikanischen und der europäischen Platte im Zusammenhang steht (PIQUÉ et al. 1998 b).

Auf dem variszischen Grundgebirge des Südwestmarokkanischen Beckens lagert eine spättriassische bis früh-jurassische kontinentale Abfolge roter Klastika, Evaporite und basischer Vulkanite. Zeitgleich mit der Bildung erster ozeanischer Kruste im Atlantik-Rift erreichte im frühen Jura eine marine Ingression den Ablagerungsraum (LANCELOT & WINTERER 1980); sie leitete eine Phase fast ausschließlich karbonatischer Sedimentation ein, die bis in das Berrias andauerte.

An der Jura / Kreide-Wende lag das Becken auf etwa 25 ° nördlicher Breite (FOURCADE et al. 1993); seine Nord - Süd - Erstreckung in der frühen Kreide erreichte etwa 180 km bei einer maximalen Breite von 80 km (CHOUBERT & FAURE-MURET 1962). Die Marokkanische Meseta im Norden und der Anti-Atlas im Süden waren Liefergebiete terrigener Klastika.

Zwei etwa ost - west streichende Schwellen gliedern den Sedimentationsraum in drei Teilbecken (Abb. 4): Das nördliche, das Essaouira-Becken, ist dem Festland der Marokkanischen

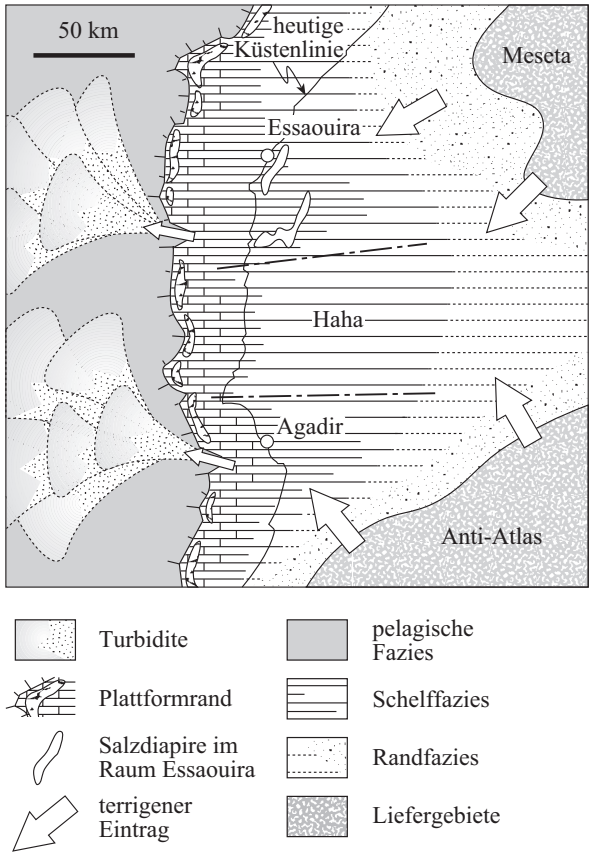


Abb. 4: Paläogeographische Kartenskizze des Südwestmarokkanischen Beckens zur Zeit der frühen Kreide. Zusammengestellt nach ROCH (1930), CHOUBERT & FAURE-MURET (1962), AMBROGGI (1963), DUFFAUD et al. (1966), LANCELOT & WINTERER (1980), TAJ-EDDINE (1992) u. a..

Meseta südwestlich vorgelagert. Der Bereich größter Subsidenz liegt bei Essaouira (DUFFAUD et al. 1966); die Halokinese des triassischen bis unter-jurassischen Salinars, das in Diapiren im Berrias und Valangin die Oberfläche erreichte (TAJ-EDDINE 1992), hat dort die Sedimentmächtigkeiten beeinflußt. Das Haha-Becken, der zentrale Teil des Südwestmarokkanischen Beckens, schließt sich südlich einer Schwelle im Raum Cap Tafelney - Jebel Amsittene an. Die Isopachen-Karten von DUFFAUD et al. (1966) geben hier bereits ab dem Kimmeridge geringere Sedimentmächtigkeiten an. Das südliche Teilbecken, das Agadir-Becken, wird nach Südosten vom Festland des Anti-Atlas und nach Norden von einer Schwelle, die bei Cap Ghir die heutige Küstenlinie schneidet, begrenzt. Die größten Sedimentmächtigkeiten werden in einem schmalen Senkungstrog im Raum um Agadir erreicht.

Eine an der Jura / Kreide-Wende einsetzende Dehnungstektonik führte zu einer weiteren, kleinräumigen Differenzierung: Nordnordost - südsüdwest, parallel zum Kontinentalrand streichende und überwiegend nach Südosten einfallende Störungen im variszischen Grundgebirge wurden als Abschiebungen reaktiviert (PIQUÉ et al. 1998 a). In Kombination mit den etwa ost - west streichenden Strukturen resultierte hieraus ein Mosaik verkippter Schollen. Diese Beckenmorphologie bedingte ein komplexes Faziesmuster: Während in den Halbgraben-Trögen große Sedimentmächtigkeiten akkumuliert wurden, kamen auf Schwellen kondensierte oder lückenhafte Abfolgen zur Ablagerung. Aus den Darstellungen von TAJ-EDDINE (1992) läßt sich für das Berrias und das Valangin in den drei Teilbecken eine wiederholte Verlagerung lokaler Depozentren infolge synsedimentärer Tektonik ableiten.

Eine tiefermarine Fazies herrschte im Bereich größter Subsidenz im Küstenstreifen entlang der heutigen Atlantikküste vor; im Osten zeigt ein Übergang in kontinentale Sedimente (ROCH 1930; CHOUBERT & FAURE-MURET 1962; AMBROGGI 1963) die Nähe des Beckenrandes an.

Im Tithon und Berrias prägten Karbonatplattformen mit einzelnen Algen- oder Korallen-Biohermen die Schelfmorphologie (LANCELOT & WINTERER 1980); der Plattformrand tritt etwa 10 bis 20 km seewärts der heutigen Schelfkante auf Seismik-Profilen deutlich hervor (HINZ et al. 1982). Die Ablagerungen des proximalen Schelfs dominieren bioklastische Kalke und Mergel, die landwärts in eine lagunäre Randfazies mit Dolomiten und Anhydriten übergehen (ROCH 1930; AMBROGGI 1963).

Im frühen Valangin verlagerte sich die Küstenlinie landwärts (CHOUBERT & FAURE-MURET 1962), gleichzeitig leitete die verstärkte Schüttung terrigener Klastika einen auffälligen Wechsel im Ablagerungsgeschehen ein. Der Schelf ist durch eine gemischt karbonatisch-siliziklastische Sedimentation mit Mergeln, Kalk / Mergel-Wechselfolgen und Sandsteinen charakterisiert, die östliche klastische Randfazies beinhaltet rote Mergel und Sandsteine (ROCH 1930; AMBROGGI 1963). Der terrigene Detritus aus den Hochgebieten des Anti-Atlas und der Marokkanischen Meseta wurde durch die Senkungströge bei Agadir und Essaouira kanalisiert und jenseits der Schelfkante turbiditisch geschüttet (LANCELOT & WINTERER 1980).

Riff-Karbonate und ein weites beckenwärtiges Progradieren deltaischer Klastika und kontinentaler Rotsedimente (CHOUBERT & FAURE-MURET 1962; AMBROGGI 1963) unterstreichen den regressiven Charakter des Hauterive. Die Transgressionen des Barrême bis Alb leiteten zur vornehmlich karbonatischen Sedimentation der Ober-Kreide und des Känozoikums über: Lediglich durch eine Phase kontinentaler klastischer Sedimentation im späten Alb und frühen Cenoman unterbrochen („Infracénomanien“; CHOUBERT & FAURE-MURET 1962), wurden Mergel und zum Teil bioklastische Kalke, im Zuge des globalen Meeresspiegelhochstandes an der Cenoman / Turon-Wende auch hemipelagische Karbonate und Schwarzschiefer (EINSELE & WIEDMANN 1982) abgelagert.

1.4 Lithostratigraphische Gliederung

Viele der Bearbeiter (DUFFAUD et al. 1966; ADAMS et al. 1980; JANSA & WIEDMANN 1982; REY et al. 1988; und REY & TAJ-EDDINE 1989 a) führten in der Vergangenheit für die Abfolge des höchsten Jura und der tiefen Unter-Kreide im Südwestmarokkanischen Becken verschiedene lithostratigraphische Einheiten ein. Lithostratigraphische Gliederungen werden vor allem in den Veröffentlichungen marokkanisch-französischer Arbeitsgruppen verwendet; im Arbeitsgebiet relevante Einheiten (Abb. 5) sind die „Formation

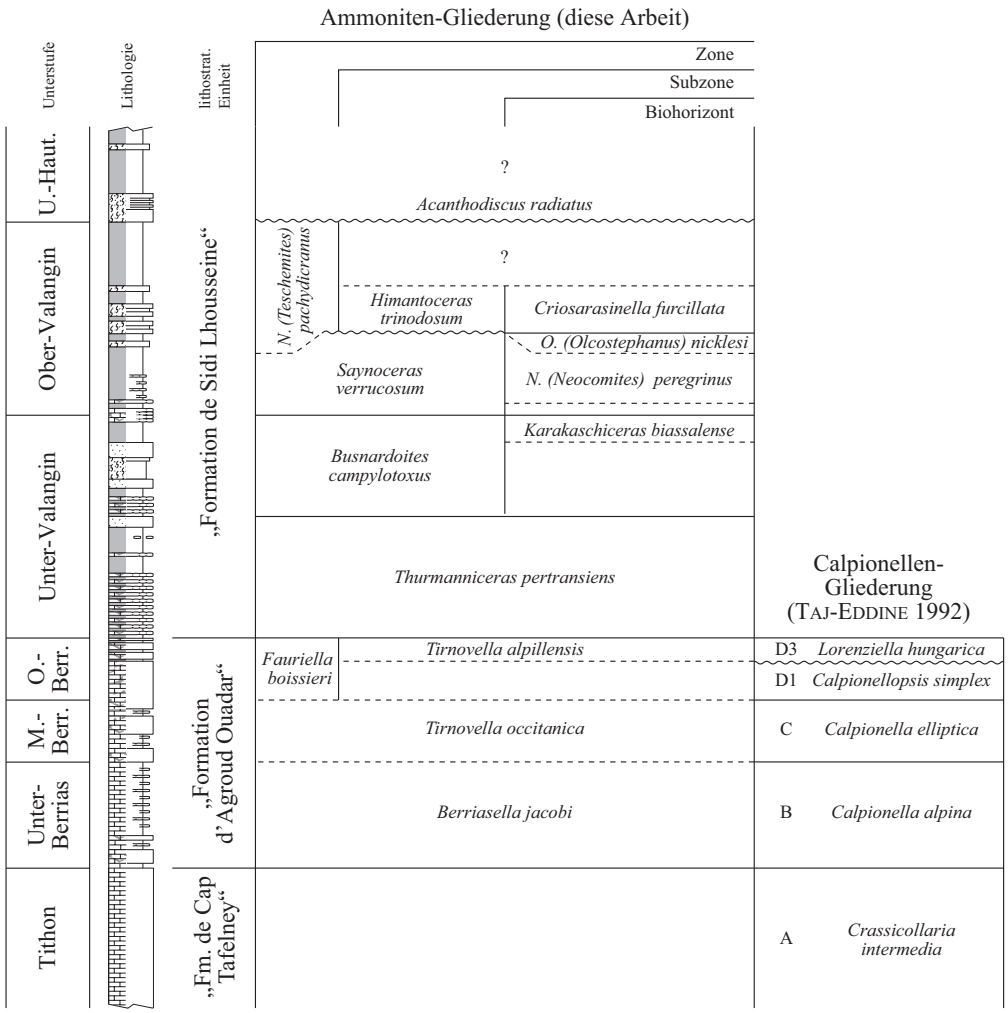


Abb. 5: ‚Normalprofil' des höchsten Jura und der tiefen Unter-Kreide im Arbeitsgebiet.
Zur Lithologie vgl. Legende in Anhang 1.

de Cap Tafelney“ (höchstes Tithon), die „Formation d'Agroud Ouadar“ (Berrias) sowie die „Formation de Sidi Lhousseine“ (Valangin und tiefes Unter-Hauterive).

„Formation de Cap Tafelney“: Roch (1930) faßt die flachmarinen Karbonatabfolgen des Jura / Kreide-Grenzbereichs als „Jurassico-Crétacé“ zusammen und ordnet sie stratigraphisch zwischen dem Kimmeridge und einem mit Ammoniten belegten höheren Berrias ein. Später grenzt Ambroggi (1963) die Abfolgen des Berrias als „Marnes vertes à *Kilianiceras conservans* et *Spiticeras*“ vom oberen Jura ab. In ihrer stratigraphischen Übersichtsdarstellung verwenden Duffaud et al. (1966) für den Jura / Kreide-Grenzbereich die Bezeichnung „Calcaires de Timsilline“, charakterisiert durch eine Berriaszeitliche Ammonitenfauna aus „*Spiticeras* cf. *spitiense* Uhlig“, „*Kilianiceras* aff. *conservans* Uhlig“ und „*Negreliceras* cf. *negreli* Math.“ in ihrem höchsten Teil.

Eine mikropaläontologische Untersuchung im Jura / Kreide-Grenzbereich veranlaßt Rey et al. (1988) und Rey & Taj-Eddine (1989 a), die „Formation de Cap Tafelney“ auszugliedern, die gegenüber der dolomitischen Lithologie in ihrem Liegenden vorwiegend Kalke und Mergel umfaßt. In ihrer ursprünglichen Fassung enthält diese neue Einheit ein „Membre inférieur“ des oberen Tithon und ein „Membre supérieur“ des Berrias. Später jedoch ändern dieselben Autoren (Rey & Taj-Eddine 1989 b; Taj-Eddine 1992; Taj-Eddine et al. 1990, 1992) die Definition und beschränken den Formationsnamen auf das „Membre inférieur“.

Die „Formation de Cap Tafelney“ ist nunmehr eine peritidale Abfolge aus Mergeln und mittel- bis dickbankigen Kalken und Dolomiten mit

ebenen oder auch rinnenförmig eingetieften Schichtkontakten, Rippelmarken, Schrägschichtung, Algen-Laminiten, vereinzelten Schillagen und *Thalassinoides*-Horizonten. Stratigraphisch umfaßt sie die *Crassicollaria intermedia*-Zone (Calpionellen-Zone A) des höchsten Tithon (TAJ-EDDINE 1992). Die peritidalen Karbonate der „Formation de Cap Tafelney" bilden das Liegende der im Rahmen vorliegender Arbeit untersuchten Profile.

„Formation d'Agroud Ouadar": AMBROGGI (1963) nennt die Lokalität Agroud Ouadar nahe der Atlantikküste an der südlichen Flanke der Tazenarht-Sattelstruktur als Typ-Profil für das Valangin des westlichen Hohen Atlas. Als stratigraphischer Begriff erscheinen die „Calcaires marneux d'Agroud Ouadar" zuerst in der Übersicht von DUFFAUD et al. (1966); in Anlehnung an AMBROGGI (1963) wird dieser Einheit dort ein Valangin-Alter zugeschrieben. Als biostratigraphische Referenz führen DUFFAUD et al. (1966) „*Neohoploceras provinciale* SAYN, *Neocomites neocomiensis* D'ORB., *Kilianella lucensis* SAYN" sowie „*Neolissoceras* gr. *grasianum*" an.

Auch REY et al. (1988) und REY & TAJ-EDDINE (1989 a) verwenden die Bezeichnung „Formation d'Agroud Ouadar" zunächst für eine lithostratigraphische Einheit, deren Unter-Valangin-Alter sie durch zahlreiche Ammoniten-Nachweise belegen. Später verändern dieselben Bearbeiter (REY & TAJ-EDDINE 1989 b; TAJ-EDDINE 1992; TAJ-EDDINE et al. 1990, 1992) die Definition und wenden den Formationsnamen auf eine im wesentlichen Berrias-zeitliche Abfolge an, die dem „Membre supérieur" der „Formation de Cap Tafelney" in der ursprünglichen Fassung von REY et al. (1988) entspricht.

Im Arbeitsgebiet besteht die „Formation d'Agroud Ouadar" in dieser modifizierten Form aus Abfolgen knolliger Mergelkalke mit Einschaltungen einzelner Bänke Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalk und einem mächtigeren Schichtpaket amalgamierter Bioklastenkalke am Top. Biostratigraphisch umfaßt sie den Abschnitt von der *Berriasella jacobi*-Zone des Unter-Berrias bis zur *Tirnovella alpillensis*-Subzone der *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias. Durch TAJ-EDDINE (1992) sind die Zonen B (*Calpionella alpina*) bis D3 (*Lorenziella hungarica*) der Calpionellen-Gliederung nachgewiesen.

„Formation de Sidi Lhousseine": Auch diese Einheit wird als „Marnes gréseuses de Sidi Lhousseine" in der stratigraphischen Übersicht von DUFFAUD et al. (1966) erstmals verwendet. Ihre biostratigraphische Einstufung in das Unter-Hauterive geht auf AMBROGGI (1963) zurück, der die Abfolge als „Marnes vertes à *Leopoldia biassalensis* (Hauterivien inf.)" beschreibt. Neben „*Leopoldia biassalensis*" (= *Karakaschiceras biassalense*), einer ausschließlich Valangin-zeitlichen Art, enthalten AMBROGGI's Faunenlisten weitere Valangin-Ammoniten.

REY et al. (1988) korrigieren die biostratigraphische Einstufung durch den Nachweis von Ammonitenfaunen, die einerseits die *Saynoceras verrucosum*- und die *Neocomites (Teschenites) callidiscus*-Zone des Ober-Valangin, andererseits die *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin belegen.

Zunächst ordnen REY et al. (1988) und REY & TAJ-EDDINE (1989 a) ausschließlich die von sandigen Mergeln mit bioturbaten Feinsandsteinen geprägte Abfolge, in der vorliegenden Arbeit in die *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin bis in die *Acanthodiscus radiatus*-Zone des tiefen Unter-Hauterive datiert, der „Formation de Sidi Lhousseine" zu. Später schließen dieselben Autoren (REY & TAJ-EDDINE 1989 b; TAJ-EDDINE 1992; TAJ-EDDINE et al. 1990, 1992) auch die Kalk / Mergel-Wechselfolgen der *Thurmanniceras pertransiens*- und der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin in diese lithostratigraphische Einheit ein.

Überlagert wird die Einheit von den durch Korallen-Bioherme und flachmarine Faunen geprägten Karbonaten der „Formation de Tamanar", der REY et al. (1988) ein Unter-Hauterive-Alter zuschreiben.

2 Beschreibung der Profile

In 15 Einzelprofilen wurde die Schichtenfolge nördlich bzw. südlich der Landspitze Cap Ghir, etwa 30 km nördlich von Agadir, entlang zweier Ost - West - Traversen (Abb. 6) durch Teile des Südwestmarokkanischen Beckens aufgenommen und für Mikrofazies-Analysen und weiterführende mikropaläontologische Untersuchungen horizontiert beprobt. Messungen der natürlichen Gamma-Strahlung des Gesteins ergänzen die Profilaufnahmen. Einige der bearbeiteten Aufschlüsse sind bereits publiziert, während andere hier erstmalig beschrieben werden.

Dieses Kapitel beinhaltet die zusammenfassende Dokumentation aller Profile (vgl. auch Abb. 7), ihre graphische Darstellung als Profilsäule findet sich im Anhang. Neben den Lokalitätsnamen werden in der vorliegenden Arbeit auch die während der Geländearbeit verwendeten Profilnummern beibehalten.

Die Verbindung der Profile zu zwei Schnitten durch den Ablagerungsraum beruht im wesentlichen auf den biostratigraphischen Ergebnissen. Auch lithofaziell unterschiedliche Profilabschnitte können so mit ihrer gleichen Ammonitenfauna zueinander in Beziehung gesetzt werden. Eng benachbarte Profile gestatten jedoch auch eine hochauflösende Bank - für - Bank - Korrelation, während sich einzelne auffällige ‚Leithorizonte' sogar über größere Entfernungen entlang der Traversen verfolgen lassen.

Die sechs Einzelprofile der nördlichen Traverse auf der Nordflanke der Cap Ghir - Sattel-

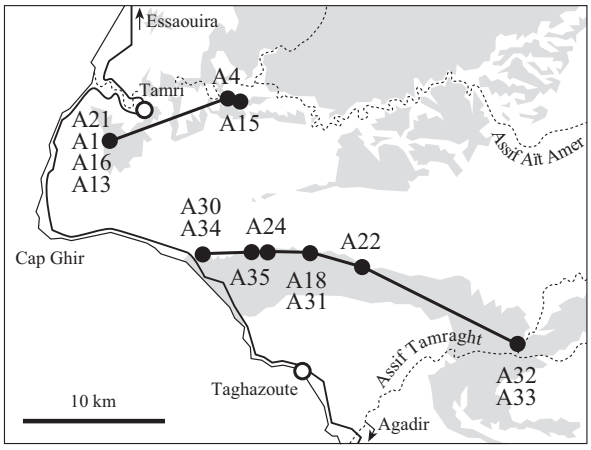


Abb. 6: Lage der bearbeiteten Profile. Ausstrich der Unter-Kreide (schattiert) nach Carte Géologique du Maroc 1/100 000, Feuille Taghazoute (1971).

struktur (AMBROGGI 1963) nahe der Ortschaft Tamri und im Flußtal des Assif Aït Amer repräsentieren einen 10 km langen Schnitt durch das Haha-Teilbecken. Die vier westlichen Profile Tamri (A21, A1, A16 und A13) erschließen eine geringmächtige, von Kondensation und erosiver Aufarbeitung geprägte Schwellenfazies. Die proximalen Profile Taourirt Oubazine (A4) und Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15) erfassen eine stratigraphisch äquivalente Schichtenfolge in mächtigerer Entwicklung.

Die neun Einzelprofile der südlichen Traverse reihen sich entlang der südlichen Flanke der Tazenarht-Sattelstruktur (AMBROGGI 1963) zwischen der Atlantikküste und der Ortschaft Tamzargout auf. Auch in diesem 23 km langen Profilschnitt durch das Agadir-Teilbecken entsprechen die geringmächtigen westlichen Profile Aghroud (A30 und A34) einer distalen Schwelle, während die Profile Tarift (A35), Addar (A24), Aïn Hammouch (A31 und A18) sowie Adennz (A22) mit ihren größeren Sedimentmächtigkeiten ein lokales Depozentrum charakterisieren; die östlichen Profile Tamzargout (A32 und A33) liegen randlich.

2.1 Profil A21: Tamri (Anhang 1)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Tamri, NH-29-XV-3a, x: 075 100 y: 416 500 bis x: 075 000 y: 416 100.

Stratigraphie: „Formation d'Agroud Ouadar"; Unter-Berrias (*Berriasella jacobi*-Zone) bis Ober-Berrias (*Tirnovella alpillensis*-Subzone der *Fauriella boissieri*-Zone).

Beschreibung: Auf einer Strecke von etwa 450 m entlang des Bacheinschnitts des Irhzer Ougadir, etwa 2,5 km südwestlich der Ortschaft Tamri, ist das Profil mäßig gut erschlossen. Karbonate der „Formation de Cap Tafelney" des oberen Tithon bilden die Basis des Profils. Sedimente des Unter- bis Ober-Berrias stehen mit 8,1 m knolligen Mergelkalken mit Einschaltungen einzelner Bänke von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken und mit einem 2 m mächtigen Schichtpaket amalgamierter Bioklastenkalke an. Profil A21 erschließt das unmittelbare Liegende der benachbarten Profile A1, A13 und A16.

Literatur: Die bearbeitete Abfolge des Berrias und die ober-jurassischen Karbonate in ihrem Liegenden werden von TAJ-EDDINE (1992) beschrieben und anhand von Calpionellen biostratigraphisch gegliedert.

2.2 Profil A1: Tamri (Anhang 4, Taf. 1 Fig. 4)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Tamri, NH-29-XV-3a, x: 075 100 y: 416 900.

Stratigraphie: „Formation de Sidi Lhousseine" in geringmächtiger, kondensierter Entwicklung; Ober-Berrias (*Tirnovella alpillensis*-Subzone der *Fauriella boissieri*-Zone) bis tiefes Unter-Hauterive (*Acanthodiscus radiatus*-Zone).

Beschreibung: Im Bett und in der Böschung des Irhzer Ougadir, etwa 2,5 km südwestlich der Ortschaft Tamri, steht die Schichtenfolge in sehr guten Aufschlußverhältnissen an. An der Basis des Profils sind 30 cm Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke des obersten Berrias sowie 75 cm rote Kalke und Mergel des Unter-Valangin bis tiefsten Ober-Valangin erschlossen. Darüber folgen 6 m sandige Mergel mit einigen geringmächtigen Bänken bioturbater Feinsandsteine des Ober-Valangin bis tiefen Unter-Hauterive. Einen auffälligen Horizont bildet eine Aufarbeitungslage im höheren Ober-Valangin.

Literatur: ETTACHFINI (1991) führt Ammoniten des Valangin an, eine Profilbeschreibung gibt TAJ-EDDINE (1992).

2.3 Profil A16: Tamri (Anhang 4)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Tamri, NH-29-XV-3a, x: 074 900 y: 416 250.

Stratigraphie: „Formation de Sidi Lhousseine" in geringmächtiger, kondensierter Entwicklung; Unter-Valangin (*Thurmanniceras pertransiens*-Zone) bis tiefes Unter-Hauterive (*Acanthodiscus radiatus*-Zone).

Beschreibung: In der Böschung des Irhzer Ougadir, etwa 2,5 km südwestlich der Ortschaft Tamri, ist das Profil gut erschlossen. An der Basis liegen 60 cm Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke des höchsten Ober-Berrias und 55 cm rote Kalke und Mergel des Unter-Valangin bis tiefsten Ober-Valangin. Die Abfolge des Ober-Valangin bis tiefen Unter-Hauterive umfaßt 4,6 m sandige Mergel mit geringmächtigen Einschaltungen bioturbater Feinsandsteine. Ein Aufarbeitungshorizont ist im höheren Ober-Valangin entwickelt.

2.4 Profil A13: Tamri (Anhang 4)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Tamri, NH-29-XV-3a, x: 074 950 y: 416 050.

Stratigraphie: „Formation de Sidi Lhousseine“ in geringmächtiger, kondensierter Entwicklung; Ober-Berrias (*Tirnovella alpillensis*-Subzone der *Fauriella boissieri*-Zone) bis tiefes Unter-Hauterive (*Acanthodiscus radiatus*-Zone).

Beschreibung: Oberhalb des Bachlaufs des Irhzer Ougadir, etwa 2,5 km südwestlich der Ortschaft Tamri, streicht die Schichtenfolge auf einer Länge von etwa 200 m in einem Weganschnitt aus. Die Aufschlußverhältnisse sind mäßig gut. Die Basis der Abfolge bilden 20 cm Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke des höchsten Ober-Berrias und 65 cm rote Kalke und Mergel des Unter-Valangin bis tiefsten Ober-Valangin. Der obere Profilabschnitt bis ins tiefe Unter-Hauterive umfaßt etwa 2 m sandige Mergel und geringmächtige Bänke bioturbater Feinsandsteine mit einem Aufarbeitungshorizont im höheren Ober-Valangin.

2.5 Profil A4: Taourirt Oubazine (Anhang 2 und 3, Taf. 1 Fig. 2)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Tamri, NH-29-XV-3a, x: 082 500 y: 420 850 bis x: 083 000 y: 420 150.

Stratigraphie: „Formation d’Agroud Ouadar“ und „Formation de Sidi Lhousseine“; Unter-Berrias (*Berriasella jacobi*-Zone) bis tiefes Unter-Hauterive (*Acanthodiscus radiatus*-Zone).

Beschreibung: Nahe Taourirt Oubazine ist das Profil auf einer Strecke von etwa 1 km an den Steilufern des Assif Aït Amer und im Bett eines seiner Zuflüsse sehr gut erschlossen. Dickbankige Abfolgen peritidaler Karbonate der „Formation de Cap Tafelney“ des oberen Tithon bilden die Basis des Profils; der darüberliegende Abschnitt von 12,7 m knolligen Mergelkalken mit Einschaltungen einzelner Bänke von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalk und einem 3,7 m mächtigen Schichtpaket amalgamierter Bioklastenkalke am Top umfaßt das Unter- bis Ober-Berrias. Darüber liegt eine 9,8 m mächtige Kalk / Mergel-Wechselfolge des Unter- bis tiefsten Ober-Valangin mit roten Kalken und Mergeln an ihrem Top. Ein 20 m mächtiger Abschnitt sandiger Mergel mit einzelnen Bänken oder Schichtpaketen bioturbater Feinsandsteine im höheren Teil des Profils umfaßt das Ober-Valangin bis tiefe Unter-Hauterive.

Literatur: Das etwa 1,5 km westlich gelegene Profil „Igourar“ beschreiben TAJ-EDDINE et al. (1990), ETTACHFINI (1991; Ammoniten) und TAJ-EDDINE (1992; Calpionellen); die dort erschlossene Schichtenfolge des Unter-Berrias bis tiefsten Ober-Valangin entspricht dem tieferen Teil des Profils A4.

2.6 Profil A15: Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (Anhang 5, Taf. 1 Fig. 3)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Taghazoute, NH-29-XV-3b, x: 084 200 y: 420 100.

Stratigraphie: Höherer Abschnitt der „Formation d’Agroud Ouadar“ und tieferer Teil der „Formation de Sidi Lhousseine“; Mittel-Berrias (*Tirnovella occitanica*-Zone) bis tiefstes Ober-Valangin (*Saynoceras verrucosum*-Zone).

Beschreibung: Ein kleiner Zufluß des Assif Aït Amer erschließt unterhalb der Moschee von Sidi Abd-er-Rahmane auf einer Strecke von etwa 300 m das Profil in guten Aufschlußverhältnissen. Die Abfolge des Mittel- bis Ober-Berrias im unteren Teil des Profils umfaßt 6,2 m knollige Mergelkalke mit einzelnen Bänken Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalk und ein 2,9 m mächtiges Schichtpaket amalgamierter Bioklastenkalke am Top. Im Hangenden folgt eine 13,2 m mächtige Kalk / Mergel-Wechselfolge des Unter- bis tiefsten Ober-Valangin mit einem geringmächtigen Sandsteinhorizont und Einschaltungen roter Kalke und Mergel in ihrem höheren Teil. Darüber lagern wenige Meter schlecht erschlossene sandige Mergel des Ober-Valangin.

2.7 Profil A30: Aghroud (Anhang 6)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Tamri, NH-29-XV-3a, x: 080 250 y: 409 500 bis x: 080 000 y: 409 300.

Stratigraphie: „Formation d’Agroud Ouadar“ und „Formation de Sidi Lhousseine“ in geringmächtiger Entwicklung; Unter-Berrias (*Berriasella jacobi*-Zone) bis unteres Ober-Valangin (*Saynoceras verrucosum*-Zone). Das höhere Unter-Valangin (*Busnardoites campylotoxus*-

Zone) fällt an einer Schichtlücke aus.

Beschreibung: Nördlich Aghroud erstreckt sich das Profil als rund 400 m langer Anschnitt entlang der Piste oberhalb der Siedlung. Die Aufschlußverhältnisse sind schlecht, die tieferen Profilabschnitte teilweise durch Hangrutschungen verdeckt. Dickbankige Karbonate der „Formation de Cap Tafelney" des oberen Tithon bilden das Liegende des Profils. Sein unterer Teil umfaßt mit 10,5 m knolligen Mergelkalken und einzelnen Bänken von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken sowie einem 2,6 m mächtigen Schichtpaket amalgamierter Bioklastenkalke das Unter- bis Ober-Berrias. Diese Abfolge wird von 3,6 m Kalk / Mergel-Wechselfolgen des Unter-Valangin mit einem auffällig rot verwitternden Aufarbeitungshorizont am Top überlagert. Im Hangenden folgt ein etwa 3,5 m mächtiges, schlecht erschlossenes Intervall sandiger Mergel mit Bänken bioturbater Feinsandsteine des Ober-Valangin.

Literatur: Das Profil repräsentiert das Berrias und das Valangin im „Standardprofil der Agadir-Kreide" von WIEDMANN et al. (1978, 1982). Unter der Profilbezeichnung „Sidi Bouskri" finden sich Beschreibung und Biostratigraphie bei REY & TAJ-EDDINE (1989 a), ETTACHFINI (1991; Ammoniten), TAJ-EDDINE (1992; Calpionellen) und TAJ-EDDINE et al. (1992).

2.8 Profil A34: Aghroud (Anhang 5)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Tamri, NH-29-XV-3a, x: 081 000 y: 409 000.

Stratigraphie: Höherer Teil der „Formation d'Agroud Ouadar" sowie die „Formation de Sidi Lhousseine" in geringmächtiger Entwicklung; fragliches Mittel-Berrias (*Tirnovella occitanica*-Zone) bis höheres Ober-Valangin (*Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone). Das obere Unter-Valangin (*Busnardoites campylotoxus*-Zone) fällt durch einen Hiatus aus.

Beschreibung: Mit guten Aufschlußverhältnissen erschließt ein Wasserriß nordwestlich unterhalb der Siedlung Aghroud etwa die gleiche Abfolge wie das zuvor beschriebene Profil A30. Das Mittel- bis Ober-Berrias im unteren Teil des Profils umfaßt 2,5 m knollige Mergelkalke mit einzelnen Bänken von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken im tieferen und ein 2,8 m mächtiges Paket amalgamierter Bioklastenkalke im höheren Teil. Diese Abfolge überlagern 3,3 m Kalk / Mergel-Wechselfolgen des Unter-Valangin mit einer markanten rot gefärbten Aufarbeitungslage am Top und schließlich 6,7 m sandige Mergel des Ober-Valangin mit einzelnen eingeschalteten Bänken oder geringmächtigen Schichtpaketen bioturbater Feinsandsteine.

2.9 Profil A35: Tarift (Anhang 7)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Taghazoute, NH-29-XV-3b, x: 084 000 y: 409 500.

Stratigraphie: Top der „Formation d'Agroud Ouadar" und die „Formation de Sidi Lhousseine"; Ober-Berrias (*Fauriella boissieri*-Zone) bis tiefes Unter-Hauterive (*Acanthodiscus radiatus*-Zone).

Beschreibung: Das Profil ist in einigen größeren Wasserrissen unmittelbar östlich unterhalb des Gehöfts Tarift mäßig gut erschlossen. An der Basis des Profils liegen 4 m knollige Mergelkalke und amalgamierte Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke des Ober-Berrias. Sie werden überlagert von 10,3 m Kalk / Mergel-Wechselfolgen und sandigen Mergeln mit laminierten und schräggeschichteten Sandsteinen des tieferen Unter-Valangin sowie 2,4 m roten Kalken und Mergeln des höchsten Unter- und tiefsten Ober-Valangin. Die Schichtenfolge im oberen Profilabschnitt umfaßt 16,5 m sandige Mergel mit geringmächtigen Bänken oder Schichtpaketen bioturbater Feinsandsteine des Ober-Valangin bis tiefen Unter-Hauterive.

2.10 Profil A24: Addar (Anhang 8 und 9)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Taghazoute, NH-29-XV-3b, x: 085 000 y: 409 500.

Stratigraphie: Top der „Formation d'Agroud Ouadar" und die „Formation de Sidi Lhousseine"; Ober-Berrias (*Fauriella boissieri*-Zone) bis tiefes Unter-Hauterive (*Acanthodiscus radiatus*-Zone).

Beschreibung: Die Schichtenfolge streicht in guten Aufschlußverhältnissen in Wasserrissen 750 m nördlich des Schulgebäudes von Addar aus. Die Basis des Profils bilden 3,4 m amalgamierte Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke des Ober-Berrias. Die Abfolge des Unter-Valangin im Hangenden besteht aus 7 m Kalk / Mergel-Wechselfolgen sowie einem insgesamt 5,4 m

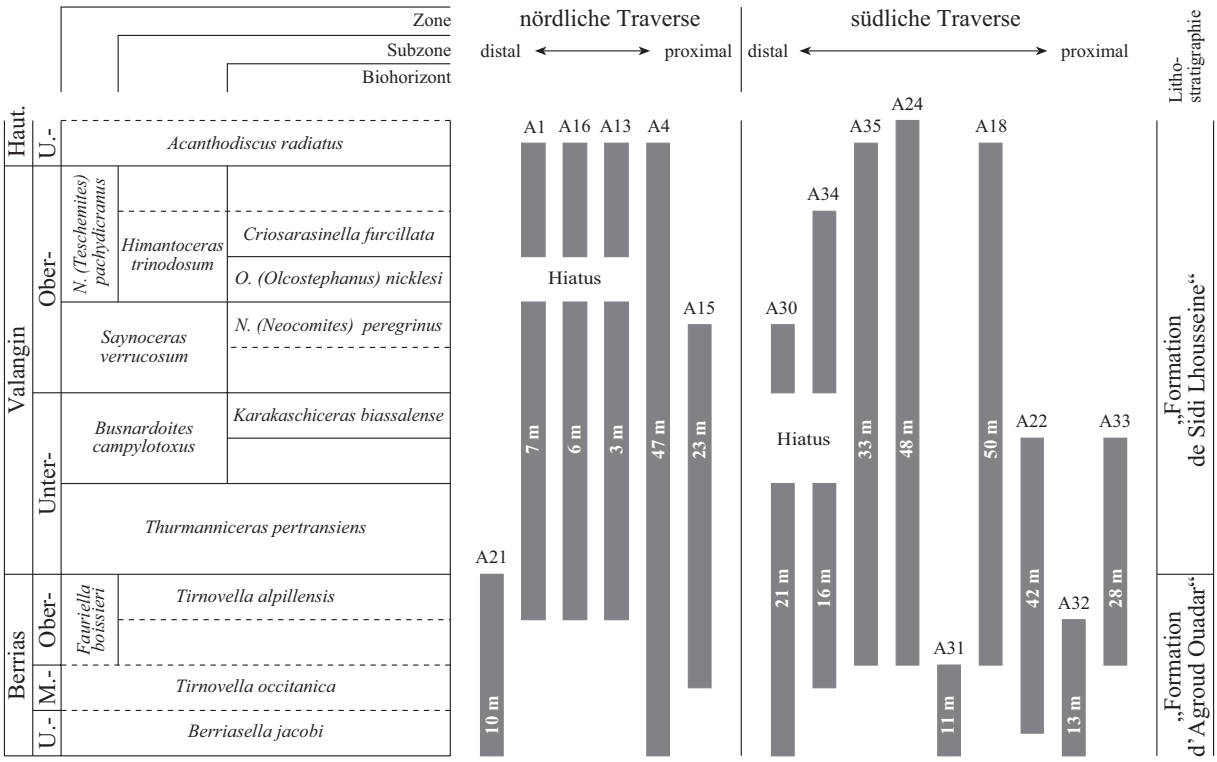


Abb. 7: Stratigraphische Reichweiten und Mächtigkeiten der bearbeiteten Profile.

mächtigen Intervall sandiger Mergel und laminierter und schräggeschichteter Sandsteine, überlagert von 2,5 m roten Kalken und Mergeln des höchsten Unter- bis tiefsten Ober-Valangin. Der obere Profilabschnitt umfaßt rund 30 m mächtige sandige Mergel mit einzelnen Bänken oder Schichtpaketen bioturbater Feinsandsteine des Ober-Valangin und Unter-Hauterive.

2.11 Profil A31: Aïn Hammouch (Anhang 14)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Taghazoute, NH-29-XV-3b, x: 087 100 y: 409 400.

Stratigraphie: „Formation d'Agroud Ouadar“; Unter-Berrias (*Berriasella jacobi*-Zone) bis Mittel-Berrias (*Tirnovella occitanica*-Zone).

Beschreibung: Das Profil wurde abschnittsweise in mehreren Wasserrissen unmittelbar östlich unterhalb des Gehöfts Aïn Hammouch aufgenommen; die Aufschlußverhältnisse sind schlecht. Ein inkrustierter und angebohrter Hartgrund am Top dickbankiger Karbonate der „Formation de Cap Tafelney“ des oberen Tithon im Liegenden ist großflächig aufgeschlossen. Darüber umfaßt die Schichtenfolge 10,3 m knollige Mergelkalke mit einzelnen Bänken von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken des Unter- bis Mittel-Berrias. Das Profil erschließt das unmittelbare Liegende des benachbarten Profils A18.

Literatur: Der klassische Aufschluß im Tithon und Berrias am Gehöft Aïn Hammouch wird von AMBROGGI (1963) beschrieben; eine Profilaufnahme und eine biostratigraphische Gliederung mit Calpionellen finden sich bei TAJ-EDDINE (1992).

2.12 Profil A18: Aïn Hammouch (Anhang 10 und 11, Taf. 1 Fig. 1)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Taghazoute, NH-29-XV-3b, x: 087 400 y: 409 300 bis x: 087 700 y: 409 350.

Stratigraphie: Höchster Teil der „Formation d'Agroud Ouadar“ und die „Formation de Sidi Lhousseine“; Ober-Berrias (*Fauriella boissieri*-Zone) bis tiefes Unter-Hauterive (*Acanthodiscus radiatus*-Zone).

Beschreibung: Im steilen Flußufer 750 m südöstlich des Gehöfts Aïn Hammouch streicht die Schichtenfolge über eine Strecke von etwa 350 m in sehr guten Aufschlußverhältnissen aus. An der Basis des Profils liegen 5,7 m knollige Mergel-

kalke und amalgamierte Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke des Ober-Berrias. Die Abfolge des tieferen Unter-Valangin im Hangenden besteht aus 9,6 m Kalk / Mergel-Wechselfolgen und einem insgesamt 10,5 m mächtigen Intervall sandiger Mergel, geringmächtiger Kalk / Mergel-Wechselfolgen sowie laminierter und schräggeschichteter Sandsteine. Dieses wird von 3 m roten Kalken und Mergeln des höchsten Unter- bis tiefsten Ober-Valangin überlagert. Der obere Profilabschnitt besteht aus 21 m sandigen Mergeln mit einzelnen Bänken oder geringmächtigen Schichtpaketen bioturbater Feinsandsteine des Ober-Valangin bis tiefen Unter-Hauterive.

Literatur: Die Abfolge des Berrias bis Hauterive bei Aïn Hammouch wird von AMBROGGI (1963) kurz beschrieben.

2.13 Profil A22: Adennz (Anhang 12 und 13)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Taghazoute, NH-29-XV-3b, x: 091 350 y: 408 150.

Stratigraphie: Höherer Teil der „Formation d'Agroud Ouadar" und unterer Abschnitt der „Formation de Sidi Lhousseine"; Mittel-Berrias (*Tirnovella occitanica*-Zone) bis oberes Unter-Valangin (*Busnardoites campylotoxus*-Zone).

Beschreibung: Das Profil ist in einem Steilhang 500 m nördlich der Siedlung Adennz gut erschlossen. Die Abfolge des Mittel- und Ober-Berrias im unteren Teil des Profils umfaßt 8,6 m knollige Mergelkalke mit einzelnen Bänken von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken und ein 2,7 m mächtiges Schichtpaket amalgamierter Bioklastenkalke am Top. Das Unter-Valangin im Hangenden besteht aus 11,7 m Kalk / Mergel-Wechselfolgen mit einzelnen Sandsteinbänken sowie einem insgesamt 18,5 m mächtigen Intervall sandiger Mergel, bioturbater Feinsandsteine und einzelner Bänke oder Schichtpakete laminierter und schräggeschichteter Sandsteine.

2.14 Profil A32: Tamzargout (Anhang 14)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Taghazoute, NH-29-XV-3b, x: 102 150 y: 402 900.

Stratigraphie: „Formation d'Agroud Ouadar"; Unter-Berrias (*Berriasella jacobi*-Zone) bis Ober-Berrias (*Fauriella boissieri*-Zone).

Beschreibung: Das Steilufer des Assif Tamraght an der Straße nach Imouzzer-des-Ida-ou-Tanane erschließt 1,5 km nordöstlich der Siedlung Tamzargout die Schichtenfolge mäßig gut. Das Liegende bilden dickbankige Karbonate der „Formation de Cap Tafelney" des oberen Tithon mit einem als Schichtfläche aufgeschlossenen angebohrten und inkrustierten Hartgrund am Top. Die Abfolge des Berrias umfaßt 9,1 m knollige Mergelkalke mit Einschaltungen einzelner Bänke Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalk und zuoberst ein 3,4 m mächtiges Schichtpaket amalgamierter Bioklastenkalke. Profil A32 erschließt das unmittelbare Liegende des benachbarten Profils A33.

Literatur: Das Profil und die ober-jurassische Abfolge im Liegenden wird von TAJ-EDDINE (1992) beschrieben und anhand von Calpionellen biostratigraphisch gegliedert.

2.15 Profil A33: Tamzargout (Anhang 15, Taf. 1 Fig. 5)

Koordinaten: Carte du Maroc 1/50000, Feuille Taghazoute, NH-29-XV-3b, x: 102000 y: 402750.

Stratigraphie: Höchster Abschnitt der „Formation d'Agroud Ouadar" und tieferer Teil der „Formation de Sidi Lhousseine" in siliziklastischer Entwicklung; Ober-Berrias (*Fauriella boissieri*-Zone) bis oberes Unter-Valangin (*Busnardoites campylotoxus*-Zone).

Beschreibung: Im Steilufer des Assif Tamraght an der Straße nach Imouzzer-des-Ida-ou-Tanane, 1,5 km nordöstlich der Siedlung Tamzargout, ist die Schichtenfolge gut erschlossen. Im unteren Profilteil steht eine 7 m mächtige Abfolge amalgamierter und darüber dünnbankiger Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke des Ober-Berrias an. Die Schichtenfolge des Unter-Valangin umfaßt eine etwa 22 m mächtige Wechsellagerung einzelner Bänke oder amalgamierter Schichtpakete laminierter und schräggeschichteter Sandsteine mit sandigen Mergeln sowie einzelnen geringmächtigen Bioklastenkalken.

3 Biostratigraphie

Seit den Anfängen stratigraphischer Untersuchungen im Südwestmarokkanischen Becken Mitte des 19. Jahrhunderts wird zur Gliederung der unter-kretazischen Abfolgen ihre Ammonitenfauna herangezogen. Als erster trennt hier AMBROGGI (1963) das Berrias biostratigraphisch vom oberen Jura; in der Gliederung des Valangin und des Hauterive stimmt er im wesentlichen mit ROCH (1930) überein. Nach der heutigen Anschauung vom stratigraphischen Umfang des Valangin führen beide Autoren zur Charakterisierung der Stufe jedoch ausschließlich Ammoniten aus deren tiefem Teil an, während in Faunenlisten für das untere Hauterive eine Reihe von Taxa des höheren Unter- und des Ober-Valangin erscheinen.

Im „Standardprofil der Agadir-Kreide" stellen WIEDMANN et al. (1978, 1982) den Top der oberjurassischen „Formation de Cap Tafelney", das Liegende der in vorliegender Arbeit untersuchten Profile, in das untere Berrias; für das mittlere und obere Berrias führen sie *Neocomites occitanicus*, *Neocomites alpillensis*, *Protacanthodiscus broussei* und *Spiticeras (Kilianiceras) damesiforme* an. Ein dreigeteiltes Valangin charakterisieren WIEDMANN et al. (1978, 1982) mit *Thurmanniceras thurmanni* im unteren, *Sarasinella longi* sowie *Oosterella cultrata* im mittleren und *Olcostephanus beticus* im oberen Teil der Stufe. Das untere Hauterive wird mit *Endemoceras noricum*, *Acanthodiscus vaceki* und *Crioceratites strombecki* belegt. Wie ROCH (1930) und AMBROGGI (1963) vor ihnen rechnen WIEDMANN et al. (1978, 1982) offenbar Teile der Schichtenfolge dem unteren Hauterive zu, die nach heutiger Auffassung eindeutig dem Ober-Valangin zugeordnet werden müssen.

Die Übertragung der südostfranzösischen Gliederung auf die Schichtenfolge im Südwestmarokkanischen Becken gelingt zuerst REY et al. (1986, 1988) und TAJ-EDDINE et al. (1990) mit dem Nachweis einzelner Ammoniten-Zonen des Berrias und Valangin. Unter Verwendung der standardisierten Zonierung der Unter-Kreide der Tethys nach HOEDEMAEKER & BULOT (1990) legt ETTACHFINI (1991) eine erste lückenlose Ammoniten-Gliederung des Valangin vor. Er unterscheidet sechs Zonen, die er jedoch nicht mit den Indexarten, sondern nur mit einer für die Zone typischen Ammonitenfauna belegen kann.

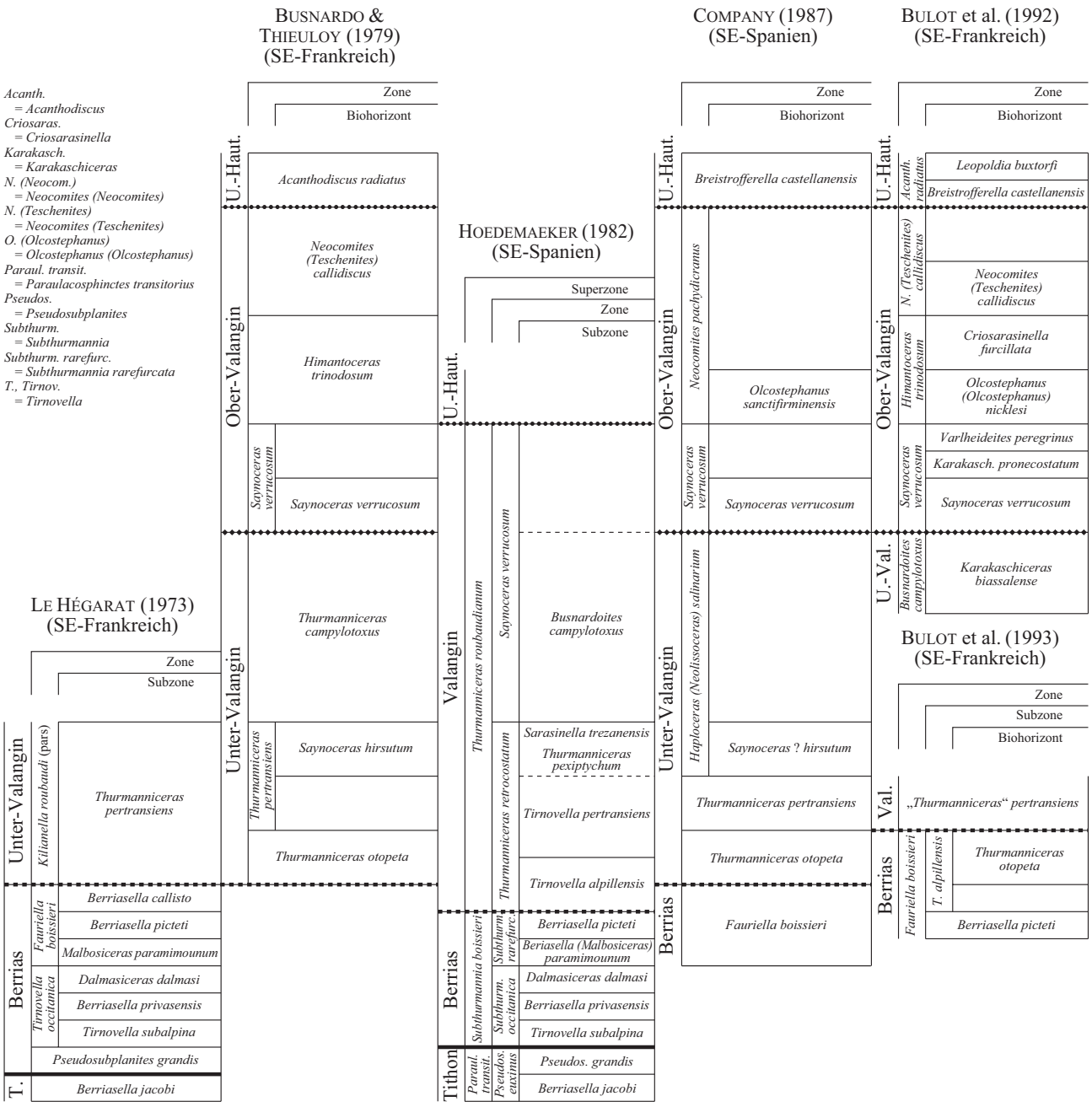
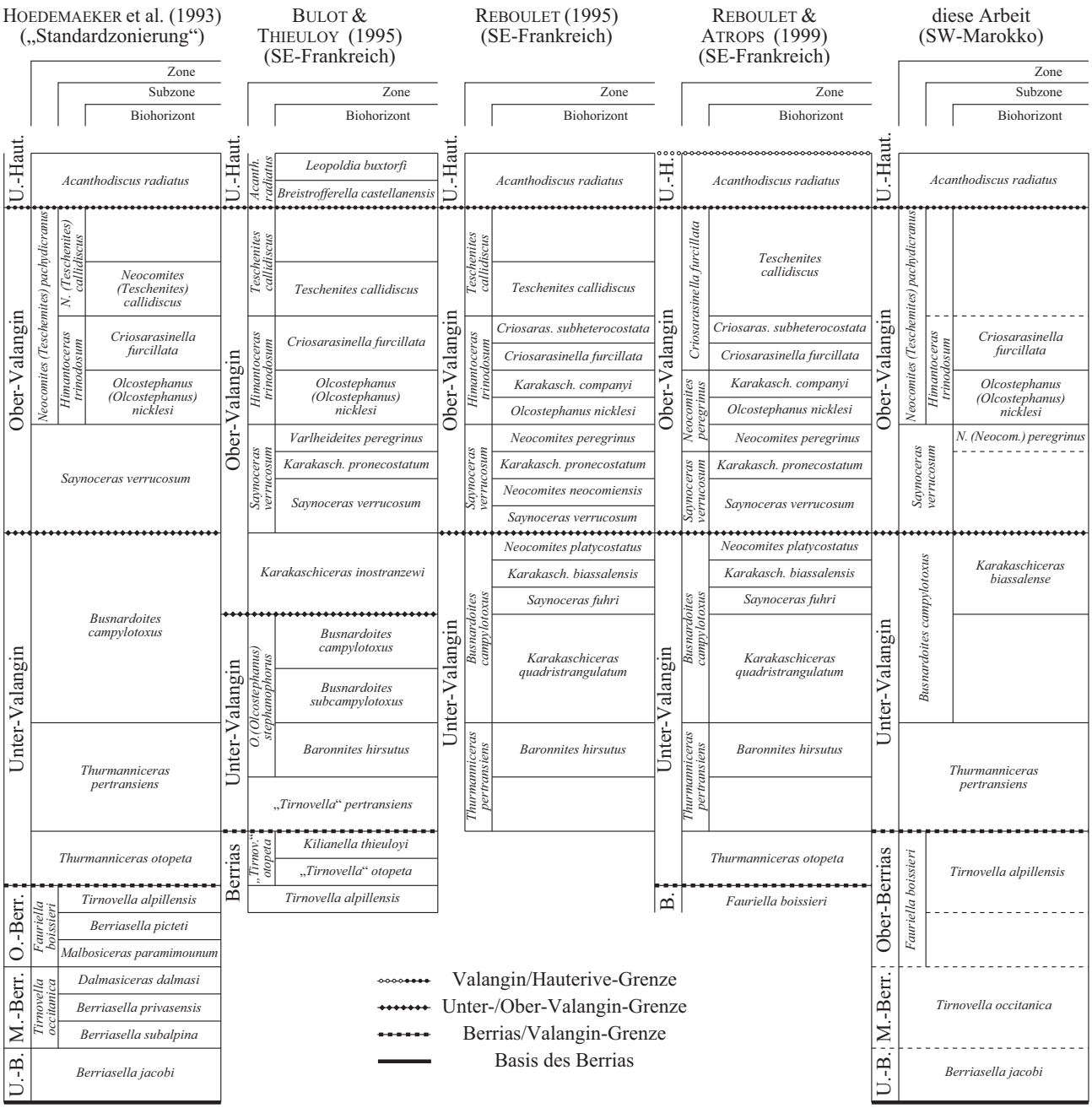


Abb. 8: Korrelation verschiedener Ammoniten-Gliederungen für die tiefe Unter-Kreide der westlichen Tethys. Die ‚klassischen' Zonierungen (LE HÉGARAT 1973; BUSNARDO & THIEULOY 1979) sind der „Standardzonierung"

3.1 Die „Standardzonierung"

Moderne, detaillierte Ammoniten-Zonierungen für die tiefe Unter-Kreide der Tethys erreichen die hohe zeitliche Auflösung von rund 0,5 Ma (vgl. HARDENBOL et al. 1998). Sie sind das Resultat von mehr als 150 Jahren Forschung vor allem im Vocontischen Becken Südostfrankreichs mit seinen mächtigen, weitgehend lückenlosen pelagischen Abfolgen; einen historischen Abriß geben HOEDEMAEKER (1983, 1995 a) und RAWSON (1983).

In jüngerer Zeit gewinnen daneben Aufschlüsse in der Betischen Kordillere im Südosten Spaniens in entsprechender Fazies (vgl. COMPANY et al. 1995) als Referenzprofile an Bedeutung. Eine im Rahmen der IGCP-Projekte „Tethyan Cretaceous Correlation" und „Tethyan - Boreal Cretaceous" entwickelte Ammoniten-Gliederung verdichtet die regionalen Ergebnisse zu einer Standard-



(HOEDEMAEKER et al. 1993) und neueren, vor allem in Südostfrankreich entwickelten Gliederungen sowie der erarbeiteten Zonierung für das Südwestmarokkanische Becken (äußerste rechte Spalte) gegenübergestellt.

zonierung für den westlichen Mittelmeerraum und liefert darüber hinaus ein biostratigraphisches Bezugssystem für die Unter-Kreide der gesamten Tethys. Eine erste Fassung der Standardzonierung stellen HOEDEMAEKER & BULOT (1990) vor, die weiterentwickelte Version (HOEDEMAEKER et al. 1993) übernehmen RAWSON et al. (1999) nahezu unverändert.

Die Standardzonierung behält für das Berrias, das Valangin und das tiefe Unter-Hauterive die durch LE HÉGARAT (1973), THIEULOY (1977 a) und BUSNARDO & THIEULOY (1979) etablierten Zonen weitgehend in ihrer ursprünglichen Form bei (vgl. Abb. 8). Neuere Publikationen gliedern vor allem in Südostfrankreich das Valangin und das Hauterive in Teilen völlig neu (vgl. BULOT et al. 1992, 1993; BULOT & THIEULOY 1993, 1995; REBOULET et al. 1992; REBOULET 1995; REBOULET & ATROPS 1999). Angelehnt an die Detailgliederung des Jura wird dort der „Biohorizont"

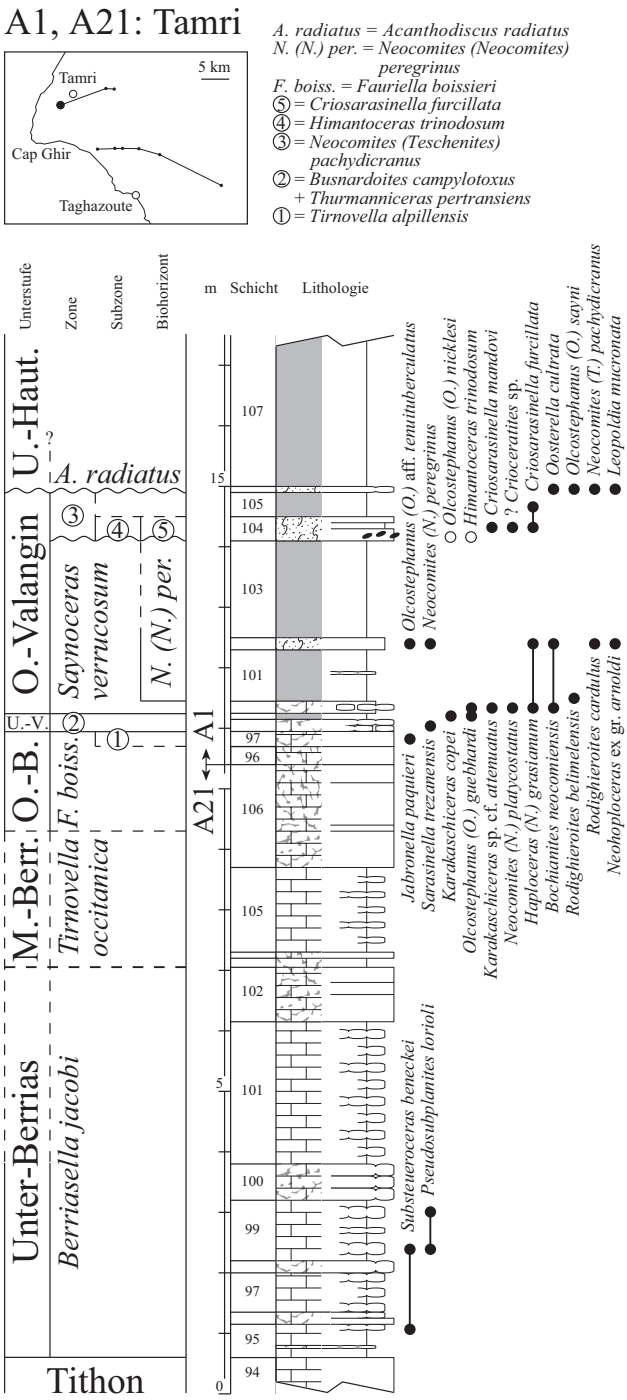


Abb. 9: Vertikale Verbreitung der Ammoniten-Arten in den Profilen A21 und A1 (Tamri). Zur Erläuterung der Signaturen für alle Profile vgl. Legende in Anhang 1.

als hochauflösende biostratigraphische Einheit verwendet. In seiner ursprünglichen Definition eine Schicht oder eine Abfolge von Schichten, die von einer spezifischen, jedoch in sich homogenen und biostratigraphisch nicht weiter auflösbaren Faunenassoziation geprägt ist (PAGE 1992), zeigen die Biohorizonte dieser neueren Unter-Kreide-Gliederungen hingegen Charakteristika von Intervall-Zonen, indem sie als Abschnitte zwischen dem Erstauftreten ihrer Indexart und dem der Indexart der folgenden Einheit definiert sind. Vielen dieser Biohorizonte kommt bislang eine nur regionale Bedeutung zu, einige jedoch können anhand ihrer kennzeichnenden Fauna auch außerhalb Südostfrankreichs nachgewiesen werden (vgl. BULOT & THIEULOY 1995; KLEIN & HOEDEMAEKER 1999).

3.2 Stufen- und Unterstufen-Grenzen

Nicht nur die Definitionen einzelner Ammoniten-Zonen weichen in den publizierten Gliederungen im Detail voneinander ab, auch über die Abgrenzung von Stufen und Unterstufen ist unter den Bearbeitern in vielen Fällen noch kein Konsens erreicht. Verschiedene Zonierungen stellt Abb. 8 einander gegenüber.

3.2.1 Basis und Unterstufen des Berrias

Nach einer mehr als ein Jahrhundert währenden Debatte über den stratigraphischen Umfang des Berrias und seine Zugehörigkeit zum Jura- oder Kreide-System (vgl. HOEDEMAEKER 1995 a) bleibt die Frage seiner Abgrenzung und der Einteilung in Unterstufen auch nach dem „Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries“ offen (ZAKHAROV et al. 1996). Zwei alternative Untergrenzen werden diskutiert: Einerseits die Basis einer *Berriasella jacobi*-Zone, die LE HÉGARAT's (1973) *Berriasella jacobi*-Zone mit seiner *Pseudosubplanites grandis*-Zone vereint, andererseits die Basis der nächsthöheren, von LE HÉGARAT (1973) eingeführten *Tirnovella occitanica*-Zone. Die erste, auch in vorliegender Arbeit übernommene Lösung bedingt eine Dreiteilung in Unter-, Mittel- und Ober-Berrias; die zweite lediglich eine Zweiteilung der Stufe.

3.2.2 Berrias/Valangin-Grenze

Vor allem diese Stufengrenze ist Gegenstand anhaltender Diskussionen. Verschiedene bisher vorgeschlagene Möglichkeiten der Grenzziehung sind aufgrund unterschiedlicher

A4: Taourirt Oubazine

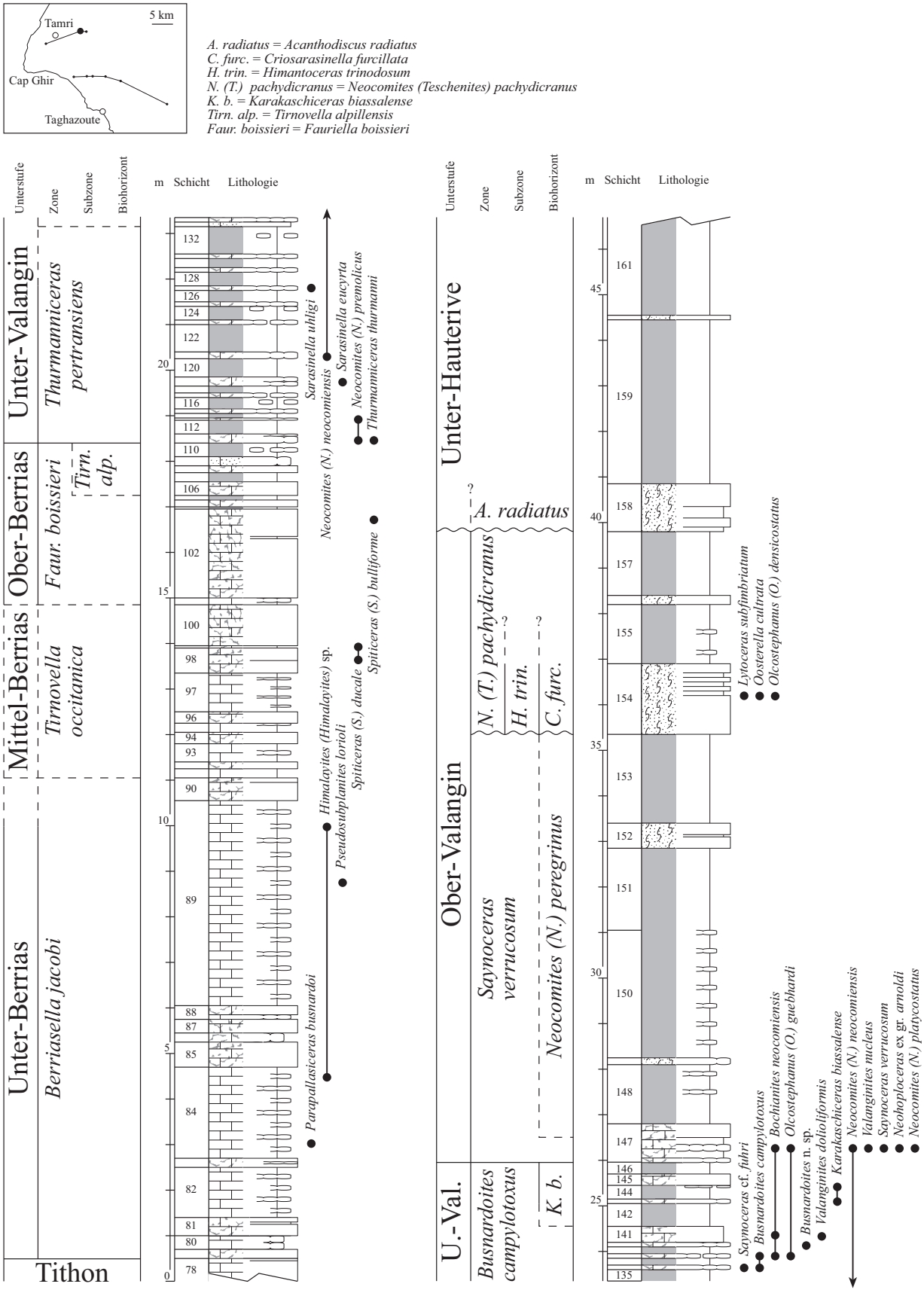
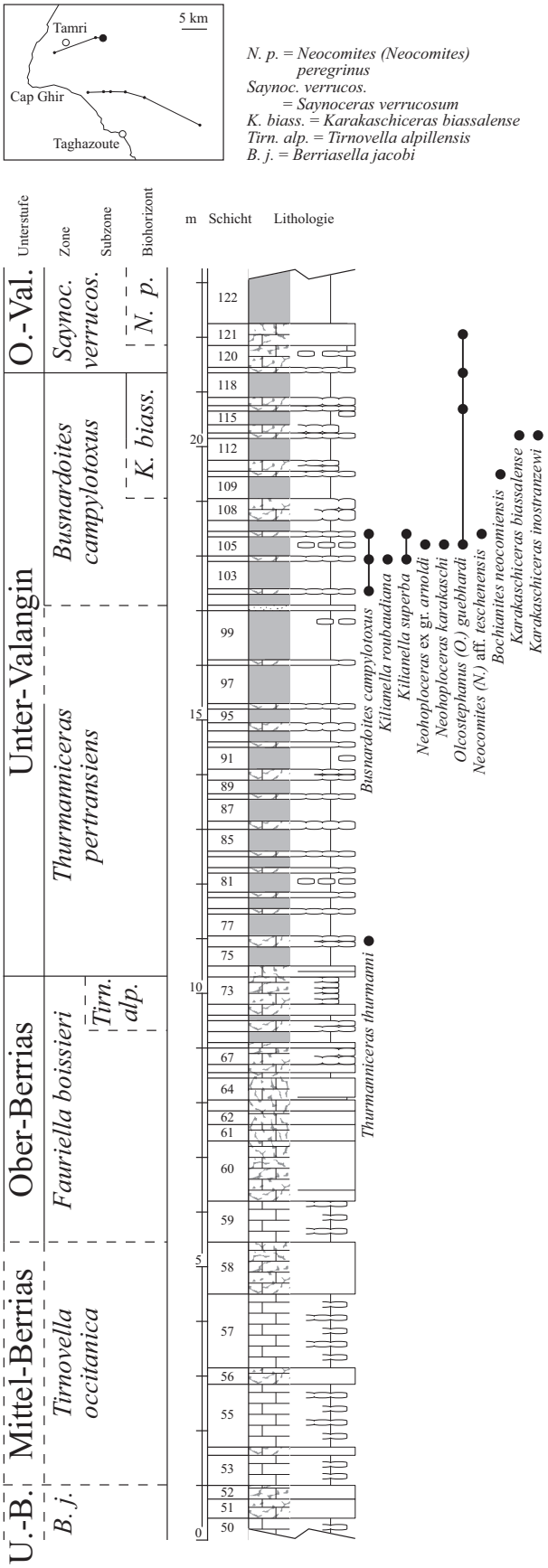


Abb. 10: Vertikale Verbreitung der Ammoniten-Arten im Profil A4 (Taourirt Oubazine).

A15: Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane



Definitionen von Ammoniten-Zonen und -Subzonen im Berrias/Valangin-Grenzbereich auch bei gleicher Benennung im Detail nicht eindeutig korrelierbar.

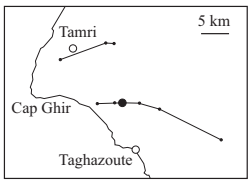
BUSNARDO & THIEULOY (1979) definieren die Stufengrenze mit dem Erscheinen erster Valangin-Ammoniten an der Basis der *Thurmanniceras otopeta*-Zone, einem ‚Mischfaunen'-Intervall typischer Valangin-Formen mit persistierenden Taxa des oberen Berrias, das sie aus der von LE HÉGARAT & REMANE (1968) aufgestellten *Thurmanniceras pertransiens*-Subzone ausgliedern. Die Standardzonierung hält an dieser Grenzziehung als vorläufigem Konsens fest, obwohl die Reichweite der gemischten Faunenassoziation bei weitem nicht so scharf abzugrenzen ist, wie die Autoren darstellen und zudem stratigraphisch tiefer beginnt: So umfaßt sie neben der *Thurmanniceras otopeta*-Zone in der Definition von BUSNARDO & THIEULOY (1979) auch große Teile der vorangehenden *Berriasella callisto*-Subzone LE HÉGARAT's (1973; vgl. HOEDEMAEKER 1982, 1983; BULOT et al. 1993; BULOT 1996; AGUADO et al. 2000).

Mit dem Erscheinen von für das Valangin charakteristischen Gattungen zieht HOEDEMAEKER (1982, 1983) daher die Stufengrenze tiefer, nämlich an der Basis der von ihm neu geschaffenen *Tirnovella alpillensis*-Subzone. Aufgrund einer von HOEDEMAEKER (1982) abweichenden taxonomischen Interpretation der Fauna der *Tirnovella alpillensis*-Subzone bestreiten andere Bearbeiter (COMPANY 1987; BULOT 1996; AGUADO et al. 2000) jedoch die Eigenständigkeit dieser stratigraphischen Einheit und sehen in ihr ein Äquivalent der *Berriasella callisto*-Subzone LE HÉGARAT's (1973). Trotz dieser Diskrepanz ziehen sowohl die Standardzonierung als auch verschiedene andere Gliederungen die *Tirnovella alpillensis*-Subzone der nur unzureichend definierten *Berriasella callisto*-Subzone vor.

Die Modifikation der *Tirnovella alpillensis*-Subzone durch BULOT et al. (1993) beinhaltet die Integration der *Thurmanniceras otopeta*-„Zone" als Biohorizont in ihren höchsten Teil; die Autoren ziehen die Stufengrenze am Top der so neu definierten Einheit und lassen das Valangin damit an der Basis der *Thurmanniceras*

Abb. 11: Vertikale Verbreitung der Ammoniten-Arten im Profil A15 (Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane).

A24: Addar



Acanth. radiatus = Acanthodiscus radiatus
C. furcillata = Criosarasinella furcillata
H. trinodosum = Himantoceras trinodosum
K. biassal. = Karakaschiceras biassalense
Tirnov. alpill. = Tirnovella alpillensis
Faur. boissieri = Fauriella boissieri

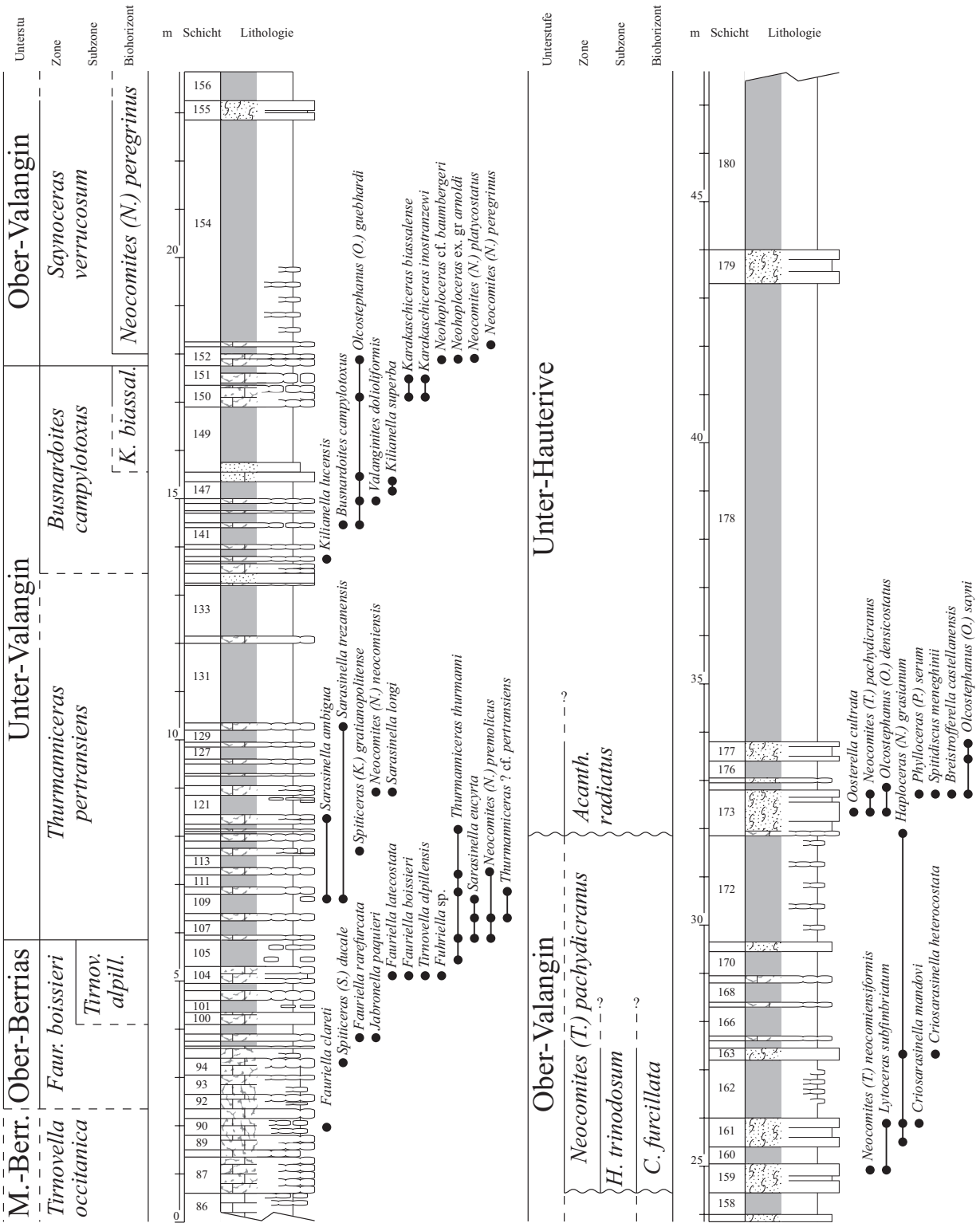


Abb. 12: Vertikale Verbreitung der Ammoniten-Arten im Profil A24 (Addar).

pertransiens-Zone beginnen. Diese Grenzziehung bietet den Vorteil einer Korrelierbarkeit mit dem Erstauftreten von *Calpionellites darderi* an der Basis der Calpionellen-Zone E, vom „Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries“ (BULOT 1996) als alternativer Marker für die Stufengrenze empfohlen. In diesem Sinne wird die Berrias / Valangin-Grenze auch in der Gliederung der Schichtenfolge im Arbeitsgebiet verwendet.

3.2.3 Unter-/Ober-Valangin-Grenze

Die Unter- / Ober-Valangin-Grenze ist vergleichsweise wenig umstritten; ihre Definition mit der Basis der *Saynoceras verrucosum*-Zone durch BUSNARDO & THIEULOY (1979) wird mehrheitlich akzeptiert und findet so auch in der vorliegenden Arbeit Anwendung.

Eine abweichende Auffassung vertritt HOEDEMAEKER (1982, 1983), der die Ammonitenfauna der darunterliegenden *Busnardoites campylotoxus*-Zone als bereits für das Ober-Valangin charakteristisch betrachtet. BULOT & THIEULOY (1995) propagieren gleichermaßen eine stratigraphisch tiefere Position: Die Unter- / Ober-Valangin-Grenze wird an der Basis einer neu eingeführten *Karakaschiceras inostranzewi*-Zone gezogen, die dem höheren Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone anderer Gliederungen entspricht. Die veränderte Grenzziehung fußt auf der Beobachtung, daß bereits in diesem Niveau für das Unter-Valangin typische Ammoniten durch Gattungen wie *Karakaschiceras*, *Neohoploceras* und *Saynoceras* abgelöst werden (BULOT & THIEULOY 1993, 1995; BULOT 1996).

3.2.4 Valangin/Hauterive-Grenze

Seit THIEULOY (1977 a) definiert im Tethys-Raum das Erstauftreten von *Acanthodiscus radiatus* die Basis des Hauterive. Der Vorschlag von REBOULET (1995) und MUTTERLOSE (1996), die Hauterive-Basis am Erstauftreten der Gattung *Acanthodiscus* festzumachen, ist dagegen abzulehnen, da die Definition einer Gattung ungleich schwieriger ist als die einer einzelnen Art. Funde von *Breistrofferella* im höchsten Ober-Valangin (REBOULET 1995) veranschaulichen dies: Falls *Breistrofferella* und *Acanthodiscus* tatsächlich ein dimorphes Paar sind, wie das manche Bearbeiter vermuten, wäre das Erstauftreten von *Acanthodiscus* - der Name besitzt Priorität über *Breistrofferella* - stratigraphisch tiefer anzusetzen und eine mit dem Erstauftreten der Gattung *Acanthodiscus* definierte Hauterive-Basis ‚nach unten‘ zu verschieben.

Alternativ zur *Acanthodiscus radiatus*-Zone stellt COMPANY (1987) für Südspanien eine *Breistrofferella castellanensis*-Zone auf, deren Indexart auch von BULOT et al. (1992) zur Charakterisierung eines Biohorizontes an der Basis des südostfranzösischen Hauterive herangezogen wird. Die weite Verbreitung von *Breistrofferella castellanensis* im westlichen Mittelmeerraum, in Nordafrika und im subborealen Nordwestdeutschen Becken macht die Art in Abwesenheit von *Acanthodiscus radiatus* zu einem geeigneten Marker für die Hauterive-Basis (KLEIN & HOEDEMAEKER 1999). Mit dem Nachweis von *Breistrofferella castellanensis* gelingt auch im Arbeitsgebiet eine Festlegung der Hauterive-Basis in dieser Definition.

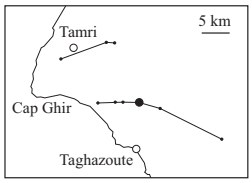
HOEDEMAEKER (1982) zieht die Valangin / Hauterive-Grenze am Top der *Saynoceras verrucosum*-Zone, HOEDEMAEKER & LEEREVELD (1995) legen sie stratigraphisch noch tiefer an die Basis des *Karakaschiceras pronecostatum*-Biohorizontes in der Mitte derselben Zone. Mit dem Fortleben zahlreicher für das Ober-Valangin typischer Gattungen in die *Acanthodiscus radiatus*-Zone begründen REBOULET & ATROPS (1999) ihren Vorschlag, diese Zone noch dem Valangin zuzurechnen und die Grenze zum Hauterive erst an der Basis der *Crioceratites loryi*-Zone zu ziehen.

3.3 Erarbeitete Gliederung

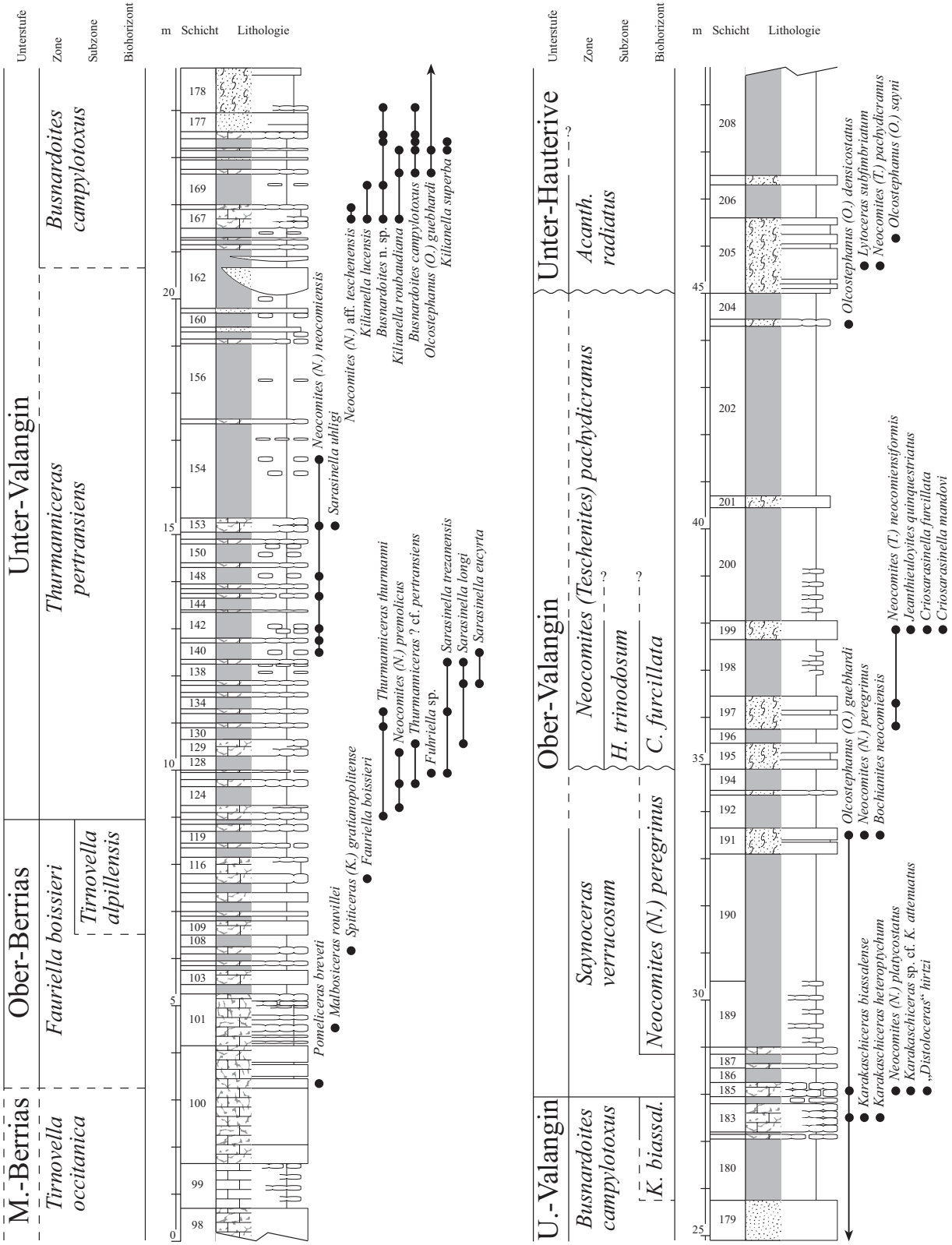
Die Zonierung in dieser Arbeit lehnt sich eng an die Standardzonierung der Unter-Kreide der westlichen Tethys (HOEDEMAEKER & BULOT 1990; HOEDEMAEKER et al. 1993; RAWSON et al. 1999) an (Abb. 8). Eine geringe Veränderung gegenüber dieser Gliederung betrifft die *Thurmanniceras otopeta*-Zone und damit die Position

Abb. 13 (gegenüberliegende Seite): Vertikale Verbreitung der Ammoniten-Arten im Profil A18 (Aïn Hammouch).

A18: Aïn Hammouch



Acanth. radiatus = Acanthodiscus radiatus
C. furcillata = Criosarasinella furcillata
H. trinodosum = Himantoceras trinodosum
K. biassal. = Karakaschiceras biassalense



der Berrias / Valangin-Grenze, die in Einklang mit der Empfehlung des „Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries“ (BULOT 1996) an der Basis der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone gezogen wird. Zwei Biohorizonte erweitern außerdem die Gliederung des Valangin: Ein *Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont nach BULOT et al. (1992) und ein *Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizont entsprechend der Definition von REBOULET et al. (1992) bzw. BULOT et al. (1992).

Mehr als 360 horizontiert gesammelte Ammoniten bilden die Grundlage der Zonierung der Schichtenfolge (vgl. Abb. 9 bis 15). Eine hohe stratigraphische Auflösung im Maßstab von Subzonen oder Biohorizonten gelingt wegen der heterogenen Verteilung der Ammoniten in den untersuchten Profilen jedoch nur in Teilen der Abfolge. Besonders das Berrias liefert wenige auswertbare Funde, während das Unter-Valangin und das tiefe Ober-Valangin auf der Grundlage zahlreicher Ammoniten detailliert zu gliedern sind. Im höheren Ober-Valangin und tiefen Unter-Hauterive wiederum erschweren fehlende Nachweise zwischen eng begrenzten fossilreichen Niveaus eine zuverlässige Abgrenzung der biostratigraphischen Einheiten.

3.3.1 Berrias

***Berriasella jacobi*-Zone:** Die hier verwendete Definition der Zone nach HOEDEMAEKER et al. (1993) faßt die *Berriasella jacobi*- und die *Pseudosubplanites grandis*-Zone LE HÉGARAT's (1973) als *Berriasella jacobi*-Zone des Unter-Berrias zusammen. Die Indexart selbst ist im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen, eine typische Ammonitenfauna belegt die Zone jedoch in den Profilen A21 (Tamri) und A4 (Taourirt Oubazine). Im tiefsten Teil der „Formation d'Agroud Ouadar“ treten mit *Himalayites (Himalayites)* sp., *Parapallasiceras busnardoi*, *Substeueroceras beneckei* und *Pseudosubplanites lorioli* Taxa auf, die nach LE HÉGARAT (1973) die *Berriasella jacobi*-Zone charakterisieren.

Ihre Untergrenze liegt im Hartgrund am Top der „Formation de Cap Tafelney“; TAJ-EDDINE (1992) datiert dieses Niveau an die Basis der Calpionellen-Zone B (*Calpionella alpina*-Zone), die mit der Basis der *Berriasella jacobi*-Zone übereinstimmt (vgl. ZAKHAROV et al. 1996). Die Obergrenze ist in den untersuchten Profilen nicht sicher festzulegen.

***Tirnovella occitanica*-Zone:** Die *Tirnovella occitanica*-Zone des Mittel-Berrias ist weder mit der Indexart noch mit einer signifikanten Ammonitenfauna belegt; sie kann im Arbeitsgebiet jedoch über die äquivalente Calpionellen-Zone D1 (*Calpionellopsis simplex*-Zone) im höheren Teil der „Formation d'Agroud Ouadar“ (TAJ-EDDINE 1992) nachgewiesen werden. Lediglich ein einzelner Fund von *Fauriella clareti* im Profil A24 (Addar) deutet auf die *Tirnovella occitanica*-Zone hin: *Fauriella clareti* ist nach LE HÉGARAT (1973) auf diese Zone beschränkt. Wenig oberhalb erscheint im selben Profil bereits eine Fauna der *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias.

***Fauriella boissieri*-Zone:** Nach LE HÉGARAT (1973) umfaßt die *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias drei Subzonen; die Standardzonierung (HOEDEMAEKER et al. 1993) ersetzt die oberste, die *Berriasella callisto*-Subzone, durch die von HOEDEMAEKER (1982) eingeführte *Tirnovella alpillensis*-Subzone. Die Gliederung im Arbeitsgebiet enthält die *Tirnovella alpillensis*-Subzone im Sinne von BULOT et al. (1993): Die von BUSNARDO & THIEULOY (1979) ursprünglich als basale Zone des Valangin eingeführte *Thurmanniceras otopeta*-„Zone“ wird als Biohorizont im höchsten Teil der *Tirnovella alpillensis*-Subzone aufgefaßt, da sich die Ammonitenfauna des *Thurmanniceras otopeta*-Biohorizontes bei Abwesenheit der Indexart kaum von der der übrigen Subzone unterscheidet. *Thurmanniceras otopeta* ist an die tiefermarine, pelagische Fazies der Tethys gebunden (BULOT et al. 1993) und fehlt in den flachmarinen Abfolgen des Südwestmarokkanischen Beckens.

Die Basis der *Fauriella boissieri*-Zone ist im Arbeitsgebiet nicht sicher nachzuweisen; das Fehlen aussagekräftiger Funde verhindert darüber hinaus die Abgrenzung der beiden unteren Subzonen. Stratigraphisch tiefster Nachweis für die *Fauriella boissieri*-Zone ist *Fauriella rarefurcata* in den amalgamierten Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken am Top der „Formation d'Agroud Ouadar“ in den Profilen A24 (Addar) und A22 (Adennz). Daneben kommen dort vereinzelt Vertreter der Gattung *Spiticeras* sowie *Pomeliceras breveti*, *Malbosiceras rouvillei* und *Jabronella paquieri* vor.

A22: Adennz

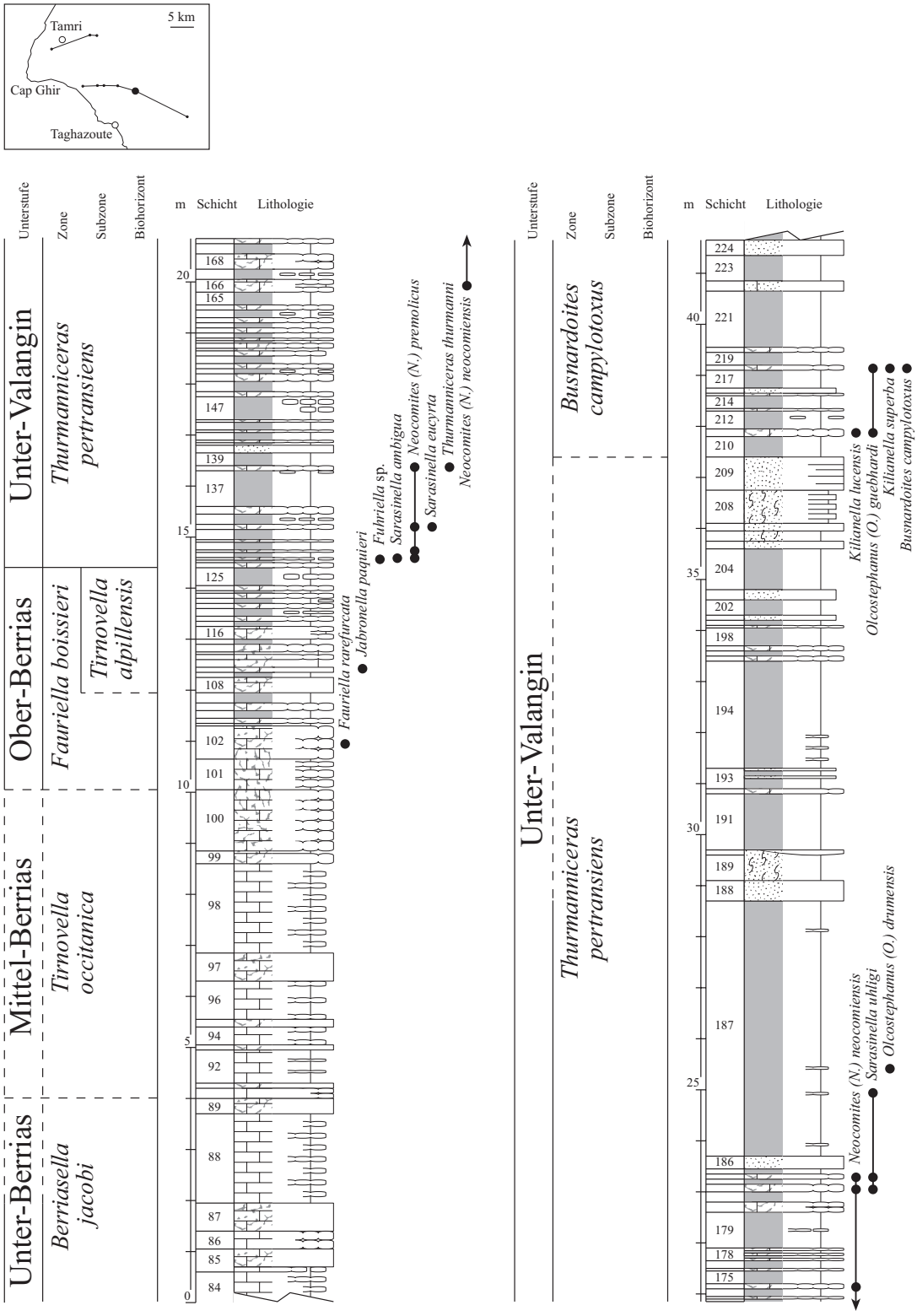


Abb. 14: Vertikale Verbreitung der Ammoniten-Arten im Profil A22 (Adennz).

***Tirnovella alpillensis*-Subzone:** Im Arbeitsgebiet entspricht der *Tirnovella alpillensis*-Subzone ein kaum 2,5 m mächtiger Profilabschnitt an der Basis der Kalk / Mergel-Wechselfolgen der „Formation de Sidi Lhousseine“. Die im Vergleich zur Ammonitenfauna im tieferen Teil der *Fauriella boissieri*-Zone sehr viel reichere Vergesellschaftung umfaßt die Indexart

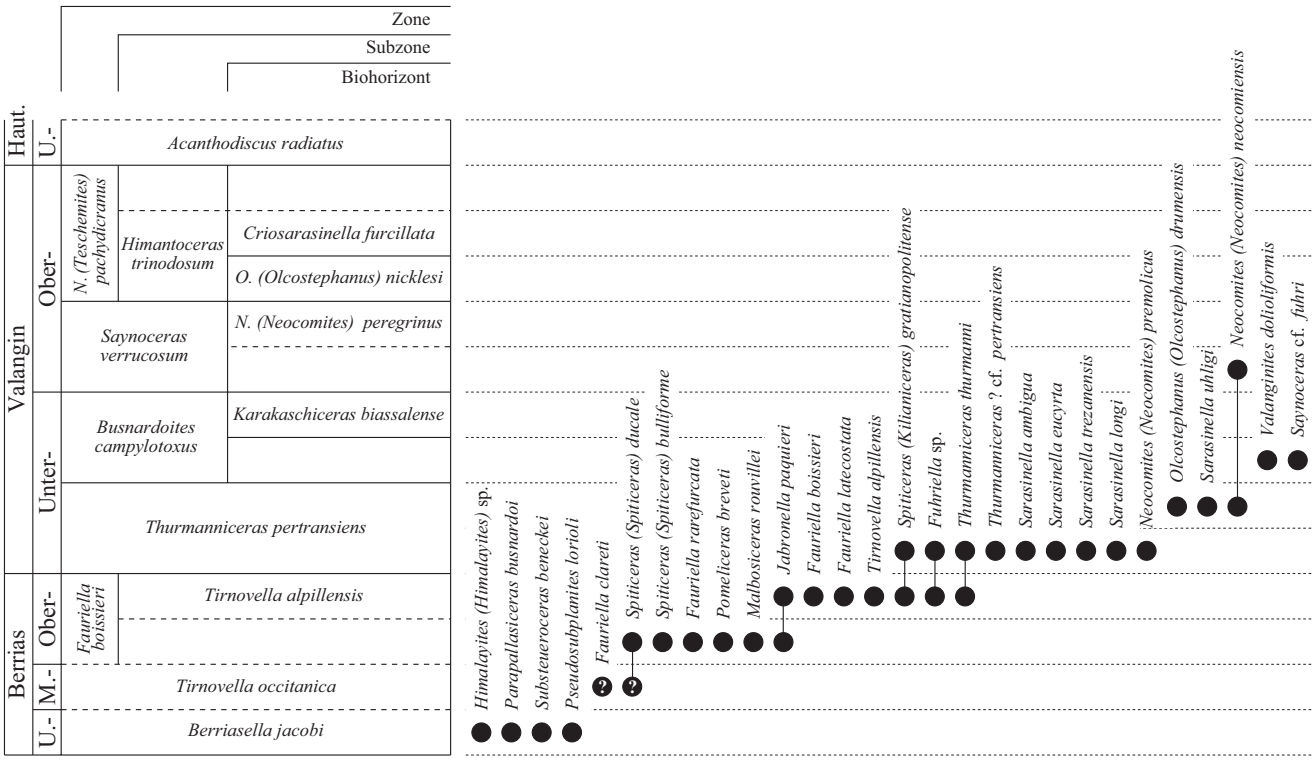


Abb. 15: Reichweiten der Ammoniten im Berrias, Valangin und tiefen Unter-Hauterive des Arbeitsgebietes.

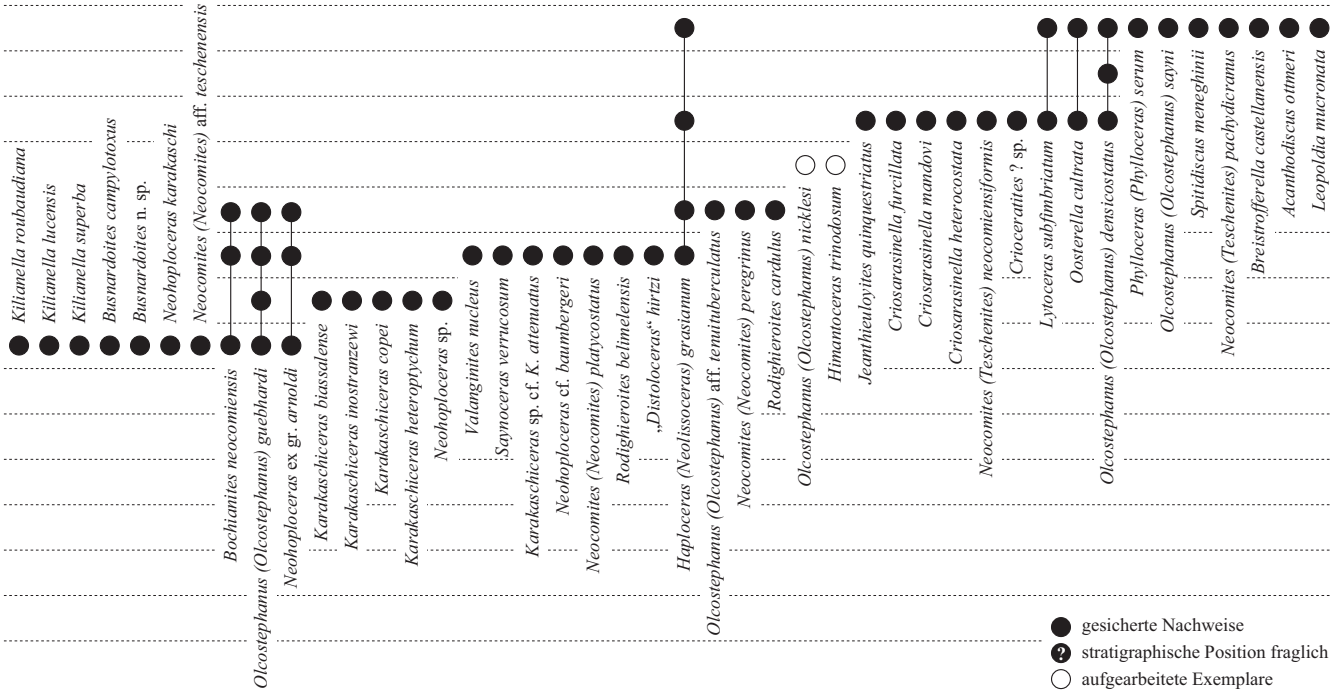
Tirnovella alpillensis, *Fauriella boissieri*, *Fauriella latecostata*, *Jabronella paquieri*, *Fuhriella* sp. und große Exemplare von *Thurmanniceras thurmanni* neben verschiedenen Arten der Gattung *Spiticeras*. Nach oben ist die Subzone mit dem Erscheinen der Fauna der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone abzugrenzen.

3.3.2 Valangin

***Thurmanniceras pertransiens*-Zone:** Wie vom „Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries“ vorgeschlagen (BULOT 1996), wird die *Thurmanniceras pertransiens*-Zone in der vorliegenden Arbeit als unterste Ammoniten-Zone des Valangin aufgefaßt. Nach der Definition von COMPANY (1987) kennzeichnet das Erstauftreten ihrer Indexart die Basis der von LE HÉGARAT & REMANE (1968) eingeführten Zone.

Einige wenige fragliche Funde der Indexart liegen aus den Profilen A24 (Addar) und A18 (Aïn Hammouch) vor. Alternativ kann jedoch die Untergrenze der Zone mit dem synchronen Erstauftreten von *Neocomites (Neocomites) premolicus* und dem der Gattung *Sarasinella* (vgl. COMPANY 1987; BULOT & THIEULOY 1995; AGUADO et al. 2000) im tiefen Teil der Kalk/Mergel-Wechselfolgen der „Formation de Sidi Lhousseine“ gezogen werden. Die vereinzelten Ammoniten im höchsten Teil der Zone lassen eine genaue Abgrenzung gegen die *Busnardoites campylotoxus*-Zone dagegen kaum zu.

Die *Thurmanniceras pertransiens*-Zone enthält in ihrem tiefen Teil eine reiche Fauna: Unmittelbar an der Basis erscheinen *Neocomites (Neocomites) premolicus*, *Sarasinella ambigua*, *Sarasinella eucyrta*, *Sarasinella trezanensis* und *Sarasinella longi*. Daneben kommen letzte Vertreter der Gattung *Spiticeras*, *Thurmanniceras thurmanni*, *Thurmanniceras* ? cf. *pertransiens* und *Fuhriella* sp. vor. Wenig darüber wird *Neocomites (Neocomites) premolicus* von *Neocomites (Neocomites) neocomiensis* abgelöst, während die genannten *Sarasinella*-Arten zunächst noch fortleben. Der höhere, weit weniger fossilreiche Teil der Zone ist durch *Neocomites (Neocomites) neocomiensis*, *Sarasinella uhligi* und einen Einzelfund von *Olcostephanus (Olcostephanus) drumensis* charakterisiert.



***Busnardoites campylotoxus*-Zone:** Gemäß der Definition (BUSNARDO & THIEULOY 1979) umfaßt die *Busnardoites campylotoxus*-Zone im oberen Unter-Valangin das Intervall zwischen dem Erstauftreten der Indexart und dem von *Saynoceras verrucosum*. Zahlreiche *Busnardoites campylotoxus* belegen die Zone im mittleren Teil der „Formation de Sidi Lhousseine". Die Untergrenze ist im Arbeitsgebiet nur mit einiger Unsicherheit zu ziehen, die Obergrenze mit dem Auftreten der Ammonitenfauna der *Saynoceras verrucosum*-Zone dagegen sicher festzulegen. In den Schwellenprofilen Tamri (A1, A13, A16) ist die Zone kondensiert, in den Profilen Aghroud (A30, A34) fällt sie an einer Schichtlücke aus.

Gänzlich unterschiedliche Ammonitenfaunen machen im Arbeitsgebiet eine Zweiteilung der *Busnardoites campylotoxus*-Zone in einen unteren Teil und einen oberen, den *Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont, sinnvoll. Im unteren Teil der Zone kommen zahllose *Busnardoites campylotoxus* und *Busnardoites* n. sp. vor. Häufig und kennzeichnend ist daneben *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* mit dem vergleichsweise kräftig skulptierten „Morphotyp Primitif" sensu BULOT (1990). *Valanginites dolioliformis*, *Saynoceras* cf. *fuhri*, *Kilianella roubaudiana*, *Kilianella lucensis* und *Kilianella superba* sind gleichermaßen auf den unteren Teil der Zone beschränkt; daneben treten dort *Neohoploceras* ex gr. *arnoldi* und *Neohoploceras karakaschi* sowie erstmals *Bochianites neocomiensis* auf.

***Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont:** Ohne formale Definition von COTILLON (1971) in Südostfrankreich zunächst für den Abschnitt bis zum Erstauftreten von *Acanthodiscus radiatus* an der Basis des Hauterive verwendet, umfaßt der Biohorizont nach der Neudefinition der *Saynoceras verrucosum*-Zone durch BUSNARDO & THIEULOY (1979) den höheren Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone zwischen dem Erstauftreten von *Karakaschiceras biassalense* und dem von *Saynoceras verrucosum* (BULOT et al. 1992).

Im Arbeitsgebiet ist der *Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont durch eine beinahe monogenerische Assoziation gekennzeichnet: Neben *Karakaschiceras biassalense*, der weitaus häufigsten Spezies, treten *Karakaschiceras inostranzewi*, *Karakaschiceras heteroptychum*

und *Karakaschiceras copei* auf. Nur ganz vereinzelte *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* und *Neohoploceras* sp. ergänzen das Faunenbild.

***Saynoceras verrucosum*-Zone:** Die untere von zwei Ammoniten-Zonen des Ober-Valangin umfaßt nach der Definition von BUSNARDO & THIEULOY (1979) das Intervall zwischen dem Erstauftreten von *Saynoceras verrucosum* und dem von *Himantoceras trinodosum*. Die Indexart ist auf den von BUSNARDO & THIEULOY (1979) eingeführten *Saynoceras verrucosum*-Biohorizont im tiefsten Teil der Zone beschränkt. Eine Dreiteilung der Zone in der südostfranzösischen Gliederung, die im gesamten westlichen Mittelmeerraum nachvollziehbar ist (KLEIN & HOEDEMAEKER 1999), resultiert aus dem Hinzufügen zweier weiterer Biohorizonte durch REBOULET et al. (1992) bzw. BULOT et al. (1992).

Saynoceras verrucosum ist nur mit einem Einzelfund im Profil Taourirt Oubazine (A4) belegt; eine charakteristische Fauna mit *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* („Morphotyp querolensis" sensu BULOT 1990), *Valanginites nucleus* und *Neocomites (Neocomites) platycostatus* erlaubt jedoch in allen Profilen die Identifizierung des tieferen Teils der Zone im mittleren Teil der „Formation de Sidi Lhousseine" und eine sichere Festlegung ihrer Untergrenze. *Karakaschiceras* sp. cf. *Karakaschiceras attenuatus*, *Neohoploceras* ex gr. *arnoldi*, *Neohoploceras* cf. *baumbergeri*, *Neocomites (Neocomites) neocomiensis*, *Rodighieroites belimelensis*, „*Distoloceras*" *hirtzi* und *Bochianites neocomiensis* tragen zur vergleichsweise diversen Fauna der tieferen *Saynoceras verrucosum*-Zone bei. Daneben erscheint *Haploceras (Neolissoceras) grasianum* erstmals in diesem Niveau.

In der kondensierten *Saynoceras verrucosum*-Zone im Arbeitsgebiet sind die Abgrenzung eines *Saynoceras verrucosum*-Biohorizontes und der Nachweis des *Karakaschiceras pronecostatum*-Biohorizontes nach BULOT et al. (1992) bzw. REBOULET et al. (1992) nicht möglich.

***Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizont:** Gut abgrenzbar ist dagegen dieser Biohorizont im höheren, vergleichsweise mächtigen Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone. Den beiden äquivalenten Einheiten *Neocomites peregrinus*-Biohorizont (REBOULET et al. 1992) bzw. *Varlheideites peregrinus*-Biohorizont (BULOT et al. 1992) liegt das Erstauftreten der namengebenden Art als Marker für die Untergrenze zugrunde, während die Obergrenze durch das synchrone Erstauftreten von *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi* und *Himantoceras trinodosum* definiert ist. *Neocomites (Neocomites) peregrinus*, zunächst als subboreal-endemische Art mediterranen Ursprungs interpretiert (RAWSON & KEMPER 1978; KEMPER et al. 1981), ist mit Nachweisen aus Südostfrankreich, Südostspanien und Italien mittlerweile im gesamten westlichen Mittelmeerraum belegt (KLEIN & HOEDEMAEKER 1999). Neben der Indexart enthält dieser Biohorizont im Arbeitsgebiet *Olcostephanus (Olcostephanus)* aff. *tenuituberculatus* und *Rodighieroites cardulus* sowie seltene letzte Vertreter von *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi.*

***Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone:** Eingeführt von COMPANY (1987) als Abschnitt zwischen dem Erstauftreten von *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi* und dem Erscheinen von *Breistrofferella castellanensis* an der Basis des Hauterive, vertritt die *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone die beiden Einheiten *Himantoceras trinodosum*-Zone und *Neocomites (Teschenites) callidiscus*-Zone von BUSNARDO & THIEULOY (1979). Die *Himantoceras trinodosum*-Zone wird in der Standardzonierung (HOEDEMAEKER et al. 1993; RAWSON et al. 1999) als untere von zwei Subzonen beibehalten, während die Reichweite von *Neocomites (Teschenites) callidiscus* einen Biohorizont im höheren Teil der Zone definiert. Diese Gliederung des höheren Ober-Valangin wird in vorliegender Arbeit übernommen.

Während die *Himantoceras trinodosum*-Subzone im Arbeitsgebiet zumindest mit ihrem oberen Teil, dem *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (BULOT et al. 1992), sicher nachgewiesen ist, läßt sich die höhere *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone nicht belegen. Sie kann in Profilabschnitten ohne Ammoniten-Nachweise jedoch zwischen der Fauna des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes und der Basis des Hauterive im höheren Teil der „Formation de Sidi Lhousseine" vermutet werden.

***Himantoceras trinodosum*-Subzone:** Von BUSNARDO & THIEULOY (1979) ursprünglich als Zone definiert, umfaßt die *Himantoceras trinodosum*-Subzone das Intervall zwischen dem

Erstauftreten der Indexart und dem von *Neocomites (Teschenites) callidiscus*. Eine Zweiteilung der Subzone in einen unteren *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*-Biohorizont und einen oberen *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (BULOT et al. 1992) ist auch im Arbeitsgebiet nachvollziehbar.

Ammoniten des *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*-Biohorizontes sind mit der Indexart und mit *Himantoceras trinodosum* belegt. Beide Arten wurden als resedimentierte Steinkerne nur in einem Aufarbeitungshorizont in den kondensierten Schwellenprofilen Tamri (A1, A13) gefunden. Diese Erhaltung dokumentiert zumindest in Schwellenposition einen Hiatus im Niveau des *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*-Biohorizontes; die stets geringe Mächtigkeit des Profilabschnittes zwischen den letzten Ammoniten des *Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizontes und der Fauna des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes läßt jedoch auch in den mächtigeren Profilen auf eine mehr oder minder umfangreiche Schichtlücke schließen.

***Criosarasinella furcillata*-Biohorizont:** Die Basis des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes wird mit dem Erstauftreten der Indexart, sein Top mit dem von *Neocomites (Teschenites) callidiscus* definiert (BULOT et al. 1992; BULOT & THIEULOY 1995). In den untersuchten Profilen ist der Biohorizont mit Vertretern der Gattung *Criosarasinella* und einigen weiteren typischen Arten nachgewiesen. So sind *Criosarasinella furcillata*, *Criosarasinella mandovi* und *Criosarasinella heterocostata* sowie *Jeanthieuloyites quinquestriatus* und *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* auf diesen Biohorizont beschränkt. Daneben treten dort mit *Oosterella cultrata* und *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus* weitere Arten erstmals auf, deren Vorkommen bis in das tiefe Unter-Hauterive hinaufreichen.

3.3.3 Hauterive

***Acanthodiscus radiatus*-Zone:** Die Basis der Zone wird nach THIEULOY (1977 a) mit dem Erstauftreten der Indexart definiert, das mit dem Erstauftreten von *Breistrofferella castellanensis* nahezu übereinstimmt (vgl. HOEDEMAEKER et al. 1993). Ein Einzelfund von *Breistrofferella castellanensis* im Profil Addar (A24) belegt im Arbeitsgebiet den tieferen Teil der Zone. *Acanthodiscus ottmeri* und *Breistrofferella* sp. in der Sammlung WIEDMANN aus demselben Niveau im höheren Teil der „Formation de Sidi Lhousseine“ östlich Aghroud untermauern diesen Nachweis. Mit den genannten Arten vergesellschaftete Ammoniten sind *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus*, *Olcostephanus (Olcostephanus) sayni*, *Spitidiscus meneghinii*, *Oosterella cultrata* und *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*. *Leopoldia mucronata* im kondensierten distalen Schwellenprofil Tamri (A1) zeigt möglicherweise bereits ein etwas höheres Niveau der Zone an.

4 Sequenzstratigraphie

Die Sequenzstratigraphie gliedert Sedimentkörper in Ablagerungssequenzen, also dreidimensionale, lateral und vertikal kontinuierliche Faziesabfolgen, die voneinander durch Diskontinuitäten abgegrenzt sind (VAN WAGONER et al. 1990). Grenzflächen zwischen den Ablagerungssequenzen, die Sequenzgrenzen, gelten als beckenweit isochron und damit als relevant für eine stratigraphische Gliederung.

Grundlage der in vorliegender Arbeit entwickelten Sequenzstratigraphie des Berrias bis tiefen Unter-Hauterive im Südwestmarokkanischen Becken sind detaillierte Profilaufnahmen. Die erschlossenen Gesteine lassen sich anhand ihrer sedimentologischen Charakteristika sieben Lithofaziestypen zuordnen, die im folgenden beschrieben und hinsichtlich ihrer Ablagerungsbedingungen interpretiert werden. Die Ergebnisse dieser Faziesanalyse und die Deutung der über die Profile korrelierbaren Diskontinuitäten gehen ebenso in die sequenzstratigraphische Gliederung ein wie die biostratigraphische Datierung der Schichtenfolge.

Auf der Basis eines den Verhältnissen im Arbeitsgebiet angepaßten sequenzstratigraphischen Modells, das all diese Geländebefunde integriert, wurde die Schichtenfolge in sieben Transgressiv-Regressive Sequenzen „dritter Ordnung“ untergliedert. Bevor dieses Kapitel auf die Befunde und Ergebnisse eingeht, werden kurz die theoretischen Grundlagen erläutert.

4.1 Grundlagen

Die Sequenzstratigraphie faßt die Verlagerung von Faziesräumen und das Abwechseln von Erosion mit Sedimentation als Ausdruck eines oszillierenden relativen Meeresspiegels auf, der im wesentlichen eine Funktion eustatischer Meeresspiegelschwankungen, regionaler Subsidenz, einer sich infolge lokaler Tektonik verändernden Beckenmorphologie und biogener oder terrigener Sedimentakkumulation darstellt. Relative Meeresspiegelschwankungen werden durch eine Sinuskurve veranschaulicht, deren Extrema den niedrigsten bzw. höchsten Meeresspiegelstand bezeichnen, während die Steigung das Ausmaß seiner Änderung beschreibt. An bestimmten Punkten der Meeresspiegelentwicklung entstehen stratigraphisch relevante Diskontinuitäten

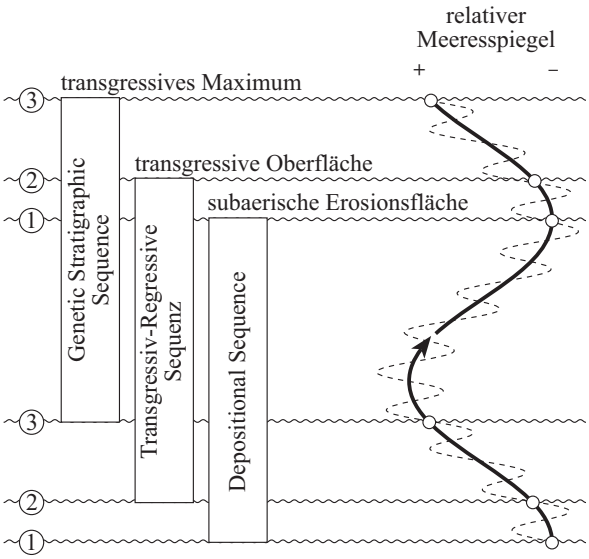


Abb. 16: Idealisierte Kurve relativer Meeresspiegelschwankungen. Bei bestimmten Meeresspiegelständen entstehen Diskontinuitäten, die drei unterschiedliche Möglichkeiten zur Abgrenzung von Ablagerungssequenzen bieten. Erläuterung im Text.

(Abb. 16): 1) Subaerische Erosionsflächen, die ihre größte Ausdehnung am Punkt maximalen relativen Meeresspiegeltiefstandes erreichen (HUNT & TUCKER 1995), 2) transgressive Oberflächen, die den Umschlagpunkt von regressivem Vorbauen hin zu transgressivem Zurückweichen der Faziesräume bei beginnendem relativen Meeresspiegelanstieg markieren, sowie 3) transgressive Maxima, die durch das weiteste landwärtige Zurückweichen der Faziesräume und reduzierte Sedimentation im Beckenzentrum gekennzeichnet sind.

Ablagerungssequenzen: Das zyklische Ablagerungsgeschehen bietet mit den genannten Diskontinuitäten drei alternative Möglichkeiten zur Abgrenzung von Ablagerungssequenzen (Abb. 16, 17), die jedoch alle mit methodischen und praktischen Schwierigkeiten verbunden sind. Die „Depositional Sequence", in zahllosen Publikationen vor allem von VAIL und Mitarbeitern (z. B. VAIL et al. 1977; POSAMENTIER et al. 1988; POSAMENTIER & VAIL 1988; VAN WAGONER et al. 1990) definiert und ausführlich diskutiert, verwendet als Sequenzgrenze eine subaerische Erosionsfläche, die beckenwärts jedoch in eine Oberfläche ohne jegliche Anzeichen von Erosion übergehen kann (VAIL et al. 1991). Während die subaerische Erosionsfläche in karbonatischen Systemen ein hohes Erhaltungspotential besitzt, wird sie in siliziklastischen Systemen im Zuge einer nachfolgenden Transgression meist durch einen als „Transgressive Ravinement" (NUMMEDAL & SWIFT 1987) bezeichneten erosiven Prozeß überprägt. Diese nachfolgende Überprägung im proximalen Teil des Ablagerungsraumes und das Fehlen eines deutlichen lithologischen Wechsels an der Sequenzgrenze im Beckenzentrum schränkt die Anwendbarkeit der „Depositional Sequence" in der Praxis erheblich ein.

Die „Genetic Stratigraphic Sequence" GALLOWAY (1989) verwendet „Maximum Flooding Surfaces", also Oberflächen maximaler Transgression, als Sequenzgrenzen. Oberflächen maximaler Transgression sind häufig durch kondensierte Horizonte gekennzeichnet (LOUTIT et al. 1988) und aufgrund dieses Faziesmerkmales meist gut zu identifizieren. Entsprechend ihrer Definition als Abschnitt zwischen zwei transgressiven Maxima enthält die „Genetic Stratigraphic Sequence" jedoch intern eine ausgedehnte, bei relativem Meeresspiegelfall entstandene Schichtlücke und stellt somit keine kontinuierlich sedimentierte Abfolge dar.

Transgressive Oberflächen, die am Beckenrand in „Ravinement Surfaces" als transgressiv gebildete Erosionsflächen übergehen, begrenzen die „Transgressive-Regressive Sequence" (EMBRY 1993). Sie entspricht den in der Literatur vielfach beschriebenen, von der ‚klassischen' Faziesanalyse abgeleiteten Transgressiv-Regressiven Fazieszyklen (z. B. JOHNSON et al. 1985; EINSELE & BAYER 1991). Ihre Sequenzgrenzen sind im proximalen Teil des Ablagerungsraumes durch Erosion, im distalen Teil durch einen Faziswechsel an der transgressiven Oberfläche gekennzeichnet. Die Transgressiv-Regressive Sequenz bildet die Grundlage der in vorliegender Arbeit erstellten Sequenzanalyse.

Parasequenzen: Parasequenzen oder „Punctuated Aggradational Cycles" (GOODWIN & ANDERSON 1985) sind vertikal kontinuierliche Faziesabfolgen, die eine fortschreitende Verflachung des Ablagerungsraumes widerspiegeln (POSAMENTIER et al. 1988; VAN WAGONER et al. 1990). Sie werden von Flutungsoberflächen („Flooding Surfaces") begrenzt, an denen sich ein abrupter Wechsel hin zu tiefermariner Fazies vollzieht, häufig verbunden mit geringfügiger submariner Erosion, Omission und Kondensation

(VAN WAGONER et al. 1990); in siliziklastischen Abfolgen sind die Flutungsoberflächen Horizonte bevorzugter karbonatischer Zementation (TAYLOR et al. 1995).

Transgressive, eine Vertiefung des Ablagerungsraumes anzeigende Sedimente finden in der Definition der Parasequenz keine Berücksichtigung. ARNOTT (1995) zeigt jedoch, daß Transgressionssedimente einen signifikanten Bestandteil von Parasequenzen darstellen können und schlägt eine modifizierte Definition vor: Transgressive Sedimente auf der Flutungsoberfläche sollten der Parasequenz als unterster Abschnitt zugerechnet werden.

Während der Begriff der Ablagerungssequenz häufig umfangreicheren Abfolgen vorbehalten bleibt, werden geringmächtige, im Aufschlußmaßstab erfaßbare Sedimentationsszyklen meist als Parasequenzen beschrieben. Dieses Vorgehen ist falsch, da weder die Definition der Ablagerungssequenz noch die der Parasequenz eine Aussage über Mächtigkeit oder Ablagerungsdauer beinhaltet (POSAMENTIER & JAMES 1993). Beide sind vielmehr gleichwertige Einheiten, die Ausdruck relativer Meeresspiegelschwankungen gleicher Größenordnung, in verschiedenen Positionen im Ablagerungsraum sogar Produkt desselben Sedimentationszyklus sein können (VAN WAGONER et al. 1990; MITCHUM & VAN WAGONER 1991; HOLLAND et al. 1997).

System-Trakte: Das Konzept der System-Trakte („Systems Tracts"), eingeführt von BROWN & FISHER (1977), wurde von POSAMENTIER & VAIL (1988) als Bestandteil der sequenzstratigraphischen Analyse etabliert. System-Trakte sind durch ihre Ablagerungsgeometrien definierte Sedimentkörper, die verschiedene, während einer bestimmten Phase der Meeresspiegelentwicklung zeitgleich aktive Ablagerungssysteme repräsentieren. Im ‚eindimensionalen' Profil kommen System-Trakte durch Faziesabfolgen in einer bestimmten vertikalen Anordnung - dem charakteristischen Stapelungsmuster - zum Ausdruck (VAN WAGONER et al. 1990).

Transgressiv-Regressive Sequenzen gliedern sich in zwei System-Trakte: Einen durch Retrogradation, also landwärtiges Zurückweichen der Faziesräume gekennzeichneten transgressiven System-Trakt („Transgressive Systems Tract"), der alle Ablagerungen zwischen der Sequenzgrenze und dem transgressiven Maximum umfaßt, sowie einen durch Progradation, also ein beckenwärtiges Vorbauen der Faziesräume gekennzeichneten regressiven System-Trakt („Regressive Systems Tract"), der alle Ablagerungen oberhalb des transgressiven Maximums bis zur überlagernden Sequenzgrenze beinhaltet (EMBRY 1993). Im Unterschied zur „Depositional Sequence", die denselben Abschnitt in drei System-Trakte gliedert, werden alle bei relativem Meeresspiegelhochstand, Meeresspiegelfall und relativem Meeresspiegeltiefstand abgelagerten Sedimente in einem einzigen regressiven System-Trakt zusammengefaßt. Eine solche Zusammenfassung ist zum Beispiel dort sinnvoll, wo infolge hoher Subsidenzraten aus einem eustatischen Meeresspiegelfall lediglich ein Stillstand oder ein verlangsamter Anstieg des relativen Meeresspiegels resultiert (HELLAND-HANSEN & MARTINSEN 1996).

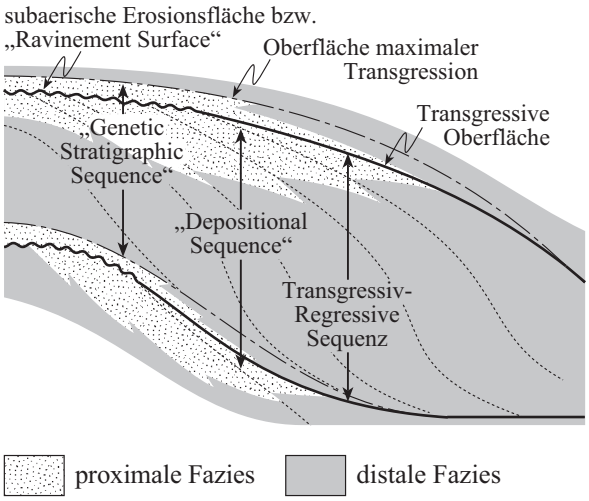


Abb. 17: Schematischer, proximal - distal ausgerichteter Schnitt durch die Sedimente an einem passiven Kontinentalrand. Vor- und zurückweichende Faziesgürtel sind Ausdruck eines schwankenden relativen Meeresspiegels, die drei stratigraphisch relevanten Diskontinuitäten gliedern die Abfolge in einzelne Ablagerungssequenzen (nach EMBRY 1993).

Hierarchie von Ablagerungssequenzen: Aus der Überlagerung hochfrequenter Schwankungen mit einer langwelligen Meeresspiegelkurve entsteht eine hierarchisch geordnete Abfolge einander selbstähnlicher (BAILEY 1992) Ablagerungssequenzen verschiedenen Umfangs.

Eine kategorische Zuordnung von Meeresspiegelschwankungen unterschiedlicher Frequenz

und Ablagerungssequenzen unterschiedlicher Größenordnung zu absoluten Zeitspannen nehmen als erste VAIL et al. (1977) vor. Die Autoren unterscheiden zunächst Zyklen erster, zweiter und dritter Ordnung, denen andere (z. B. BUSCH & ROLLINS 1984; MITCHUM & VAN WAGONER 1991; VAIL et al. 1991) höherfrequente Zyklen bis zur sechsten Ordnung hinzufügen. Die uneinheitlichen Anschauungen über das Zeitintervall, das eine Sequenz bestimmter „Ordnung" repräsentiert, verdeutlichen die methodischen Schwierigkeiten dieses Ansatzes.

4.2 Lithofazies

Die gemischt karbonatisch-siliziklastischen Lithologien in den untersuchten Profilen werden in sieben verschiedene Lithofaziestypen eingeteilt (Abb. 18). Kriterien ihrer Klassifizierung und Interpretation sind neben dem Geländebefund, wie Gesteinsfarbe, Bankung und Schichtung, Geometrie der Gesteinskörper und Sedimentstrukturen, auch Fossilinhalt und Mikrofazies.

Die Untersuchung der Mikrofazies beinhaltet die Auswertung 37 ausgewählter großformatiger Anschliffe und 34 repräsentativer Dünnschliffe im Format 50 x 50 mm zur Bestimmung der Erhaltung, der Orientierung und der relativen Häufigkeit der Komponenten. Die Biogene wurden den verschiedenen Organismengruppen zugeordnet. Die Beschreibung der Karbonat-Mikrofazies folgt der „DUNHAM-Nomenklatur" (vgl. FLÜGEL 1978).

4.2.1 Knollige Mergelkalke

Beschreibung: 30 cm bis 4,5 m mächtige Abfolgen hellgrauer karbonatischer Knollen in einer weniger stark verfestigten mergeligen Matrix werden als knollige Mergelkalke zusammengefaßt. Die Knollen treten horizontgebunden auf und wittern als engständige, etwa 5 bis 20 cm mächtige Lagen heraus. Mikrofaziell sind die Kalkknollen Mud-/Wackestones mit mikritischer, zum Teil auch mikrosparitischer Matrix. Der Dünnschliff zeigt Echinodermen-Sklerite, Fragmente von Brachiopoden- und Lamellibranchiaten-Schalen, Bryozoen, Serpuliden, Ostrakoden, agglutinierende und kalkschalige benthonische Foraminiferen, Algen sowie Calpionellen und Calcisphären. Die Biogene sind sparitisch rekristallisiert und randlich häufig mikritisiert. Zahlreiche *Chondrites* und größere unscharf abgegrenzte Anschnitte und die inhomogene Komponentenverteilung belegen eine intensive Bioturbation (Taf. 2 Fig. 1). Pyrit kommt idiomorph oder als Füllung von Foraminiferen-Gehäusen vor. Der Gehalt an terrigenem Quarz-Grobsilt ist gering.

Die geringdiverse Makrofauna umfaßt vor allem epi- und endobenthonische Formen; Terebratuliden und irreguläre Echiniden (*Toxaster* und *Dysaster*) dominieren. Typisch sind auch solitäre Korallen, dazu verschiedene, meist dünnschalige endobenthonische Lamellibranchiaten; Gastropoden und Ammoniten sind selten. Diese Fauna tritt zusammen mit subhorizontalen, etwa fingerdicken *Thalassinoides*-ähnlichen Grabgängen bevorzugt in den Knollenlagen auf.

Interpretation: Verschiedene Merkmale der knolligen Kalkmergel-Fazies deuten auf flachmarine, niedrigenergetische Ablagerungsbedingungen mit zum Teil eingeschränkter Wasserzirkulation hin, wie sie sich in einem durch eine Barriere oder durch einen weiten Schelf vom offenen Ozean getrennten Milieu einstellen können (ENOS 1983). Die Mud-/Wackestone-Abfolgen sind nahezu frei von terrigenem Eintrag und zeigen keinerlei Anzeichen eines Wellen- oder Gezeiteneinflusses. Ihre knollige Ausbildung läßt sich auf intensive Bioturbation durch *Thalassinoides* bei geringer Hintergrundsedimentation zurückführen (ABED & SCHNEIDER 1980). Eher geringe Sedimentationsraten und möglicherweise periodische Omission zeigen auch die durch Bioerosion mikritisierten Bioklasten an. Makro- und Mikrofauna deuten auf marine Bedingungen hin; die eingeschränkte Diversität (vgl. ENOS 1983) zusammen mit der auffälligen *Chondrites*-Bioturbation (vgl. BROMLEY 1990) und der Anwesenheit von Pyrit können jedoch als Hinweise auf Sauerstoff-Armut im Sediment gedeutet werden.

4.2.2 Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke

Beschreibung: Die Lithofazies der Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke tritt in einzelnen kompakten Bänken oder in amalgamierten Einheiten auf. Einzelne Bänke mit Mächtigkeiten von 10 bis etwa 50 cm kommen als Einschaltungen in knolligen Mergelkalken vor. Amalgamierte

Abfolgen bilden teilweise mehr als 5 m mächtige Pakete mit nur dünnen Schichtfugen oder Wechsellagerungen gut verfestigter Bänke mit knollig verwitternden, stärker mergeligen Intervallen. Das Gestein ist mittelgrau, im verwitterten Zustand rötlichbraun. Charakteristisch sind Schalenfragmente und vollständige, nicht selten auch artikulierte Klappen von Austern und Brachiopoden, die manchmal in dicht gepackten Lagen angereichert sind.

Die Schichtunterseiten sind typischerweise eben und im Aufschluß lateral durchhaltend, in amalgamierten Schichtpaketen treten aber auch rinnenförmige Körper auf. Der Kontakt zum Liegenden ist scharf und deutlich erosiv (Taf. 2 Fig. 2); häufig greift das bioklastische Material als Füllung vertikaler oder subhorizontaler *Thalassinoides* in die unterlagernde Lithologie hinab (Taf. 2 Fig. 3). Die ebenen Schichtoberseiten sind manchmal mit rotbraunen Eisenoxid-Krusten überzogen und fast immer durch nahezu monospezifische Anreicherungen von Austern oder Brachiopoden gekennzeichnet (Taf. 2 Fig. 4).

Die Kalke sind schlecht sortierte Wacke-/ Packstones mit überwiegend mikritischer, untergeordnet auch mikrosparitischer Matrix. Detritischer Quarz in Grobsilt- bis Feinsandfraktion ist stets in geringen Anteilen vorhanden. Biogene Komponenten umfassen nicht gerundete Schalenfragmente von Austern und Brachiopoden, Echinodermen-Sklerite, Serpuliden, Ostrakoden, kalkschalige und agglutinierende Foraminiferen sowie gelegentlich Peloide (Taf. 2 Fig. 5, 6). Die Biogene zeigen häufig Mikritisierung, Anbohrung und Inkrustation. Ihre Erhaltung ist unterschiedlich, neben Komponenten mit gut erhaltener Mikrostruktur treten auch sparitische Fragmente auf. Längliche Bioklasten sind nicht selten parallel eingeregelt, verbreitet ist jedoch auch eine unregelmäßig fleckenhafte Verteilung infolge Bioturbation.

Die Makrofauna der Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke umfaßt vor allem die Austern *Aetostreon* und *Rastellum*, andere dickschalige Lamellibranchiaten, Brachiopoden (Terebratuliden und Rhynchonelliden), Serpuliden, gelegentlich große trochospirale Gastropoden sowie die irregulären Echiniden *Toxaster* und *Dysaster*.

Interpretation: Die erosive Basis der einzelnen Bänke, die Einregelung der Bioklasten und die Fauna aus überwiegend dickschaligen epibenthonischen Filtrierern legt für die Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke ein höherenergetisches Bildungsmilieu oberhalb der Sturmwellenbasis nahe. Gegen größere Transportweiten und länger anhaltende Aufarbeitung unter ständigem Welleneinfluß spricht jedoch das Packstone-Gefüge mit schlechter Sortierung und fehlender Rundung der Komponenten. Die Erhaltung der häufig mikritisierten und angebohrten Bioklasten weist auf das Vorherrschen von Bioerosion gegenüber mechanischer Erosion hin und kann als Anzeichen für gelegentliche Omission gewertet werden.

Geringmächtige Einschaltungen von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalk in knolligen Mergelkalken werden als tempestitische Sturmlagen im Ablagerungsmilieu des mittleren Schelfs interpretiert. Nach dem Sturmereignis besiedeln epibenthonische „Post-Event"-Faunen (KIDWELL 1991 a) unter Stillwasser-Bedingungen die Sedimentoberfläche. Schichtpakete können das Ergebnis zunehmender Amalgamierung einzelner Sturmlagen sein; sie zeigen die fortschreitende Verflachung des Ablagerungsraumes an und gehen schließlich in einen bioklastischen Faziesgürtel des inneren Schelfs oder des Vorstrandes über (vgl. SEILACHER & AIGNER 1991).

4.2.3 Kalk/Mergel-Wechselfolgen

Beschreibung: Ein Alternieren gut zementierter, unregelmäßig knolliger Kalkbänke mit kaum verfestigten, feinsandigen Mergelhorizonten kennzeichnet die Lithofazies der Kalk/Mergel-Wechselfolgen (Taf. 2 Fig. 7). Die Kalke, meist Bänke von 5 bis 20 cm Mächtigkeit oder lateral durchhaltende Knollenlagen, weisen häufig eine scharfe Basis auf; zu den Mergeln im Hangenden besteht dagegen ein fließender Übergang. Das Gestein ist hell- bis mittelgrau, bei stärkerer Verwitterung braungrau.

Die Kalke sind schlecht sortierte Wacke-/ Packstones mit mikritisch - mikrosparitischer Matrix. Größere Schalenfragmente sind oft in Linsen oder Lagen parallel zur Basis der Bänke angereichert (Taf. 2 Fig. 8; Taf. 3 Fig. 1). Vollständige Klappen und sogar doppelklappige Gehäuse kommen verhältnismäßig häufig vor, in ihrem Inneren ist manchmal das primäre Mudstone-Gefüge erhalten (Taf. 3 Fig. 2). Das Spektrum der biogenen Komponenten umfaßt

vor allem Schalenbruchstücke von Austern und anderen Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Serpuliden und Echinodermen-Sklerite. Hinzu kommen Gastropoden, Ostrakoden, Bryozoen, kalkschalige und agglutinierende benthonische Foraminiferen, Calpionellen, Calcisphären und Algen. Die kaum gerundeten Biogene liegen mit gut erhaltener Mikrostruktur oder als sparitische Komponenten mit Mikrithüllen vor; Anbohrung oder Inkrustation durch Bryozoen, Serpuliden und Foraminiferen ist häufig. Peloide sind verbreitet, Bioturbation zeigen im Dünnschliff undeutlich abgegrenzte mikritische Flecken und *Chondrites*-Anschnitte an. Weiterhin treten in wechselnden Anteilen detritischer Quarz in Silt- bis Feinsandfraktion, gelegentlich eckige phosphatische Bioklasten und selten Glaukonit auf.

Der Makrofossilinhalt der Kalk/Mergel-Wechselfolgen umfaßt mit Terebratuliden, Austern, *Plicatula* und anderen Lamellibranchiaten sowie Gastropoden und Serpuliden neben Toxasteriden als irreguläre Echiniden eine diverse normalmarine Fauna aus benthonischen und nektonischen Elementen. ‚Nester' aus Brachiopoden, Austern, *Plicatula* und Serpuliden treten stellenweise als autochthone Anreicherungen auf den Schichtoberseiten auf. Ammoniten sind häufig, Nautiliden und Belemniten seltener. *Thalassinoides* dominiert die Ichnofauna.

Interpretation: Wechselfolgen von Mergeln mit unregelmäßig knolligen, dünn- bis mittelbankigen Wacke-/Packstones sind typische Ablagerungen des mittleren Schelfs (WILSON & JORDAN 1983). Die Genese einer den Kalk/Mergel-Wechselfolgen vergleichbaren Lithologie erklären SPECHT & BRENNER (1979) mit wiederholter Auswaschung und Anreicherung von Bioklasten aus einem feinklastischen Hintergrundsediment durch den Einfluß tiefreichender Sturmwellen oder Sturm-induzierter Strömungen. Die beobachteten geringmächtigen und schlecht sortierten Schillanreicherungen mit parautochthonen Faunen und einem hohen Anteil intakter Schalen oder artikulierter Gehäuse sind charakteristisch für ein solches Ablagerungsmilieu (PICKERILL & BRENCHLEY 1991; FÜRSICH & OSCHMANN 1993). Die eher durch Mikritisierung und Anbohrung, also Bioerosion, als durch mechanische Abrasion gekennzeichnete Erhaltung der Schalen spricht für allenfalls kurzzeitige Aufarbeitung.

4.2.4 Sandige Mergel

Beschreibung: Sandige Mergel treten als nur wenige Zentimeter mächtige Einschaltungen in fast allen anderen Lithologien oder als bis 9,5 m mächtige Profilabschnitte auf. Sie sind braungrau, nur schwach verfestigt, intern schichtungslos und zerfallen unregelmäßig stückig. Ein lagenweise höherer Karbonatgehalt führt zur Ausbildung 5 bis 20 cm mächtiger knolliger Kalkmergel-Horizonte. Die Mergel enthalten in wechselnden Anteilen detritischen Quarz-Silt bis -Feinsand aus angerundeten Körnern. Häufig kommt Pyrit bzw. Limonit in stengeligen und framboidalen Aggregaten vor. Biogene Komponenten sind Karbonatsand-Körner und größere Schalenbruchstücke von Lamellibranchiaten und Terebratuliden, gelegentlich treten eckige phosphatische Bioklasten auf.

Die Mikrofauna umfaßt vorwiegend Benthos-Foraminiferen aus der Gruppe der Rotaliiden und Textulariiden; die Mesofauna enthält mit Ophiuroideen-Skleriten, Crinoiden-Columnalia sowie Platten und zahlreichen Stacheln regulärer Echiniden fast ausschließlich Echinodermen. Makrofossilien sind selten und in der Regel an die karbonatischen Knollenhorizonte gebunden: Hier kommen Terebratuliden, *Plicatula* und gelegentlich Ammoniten und Belemniten vor. Während Ichnofossilien nur durch seltene *Thalassinoides* repräsentiert sind, spiegelt das homogene Gefüge der Mergel eine intensive Bioturbation wider.

Interpretation: Sandige Mergel treten in Faziesabfolgen mit Kalk/Mergel-Wechselfolgen, bioturbaten Feinsandsteinen oder laminierten und schräggeschichteten Sandsteinen auf. Sie zeigen Perioden erhöhten terrigenen Eintrags an, geringe Wellen- und Strömungsenergie ist jedoch gleichzeitig Voraussetzung für die Ablagerung einer solch feinklastischen, aus der Suspensionsfracht sedimentierten Lithologie (JOHNSON & BALDWIN 1986). Hohe Anteile an Echinodermen-Resten sind nach LIEBAU (1980) kennzeichnend für feinklastische Substrate unterhalb der Sturmwellenbasis; die fast vollständige Entschichtung durch intensive Bioturbation weist gleichermaßen auf ein niedrigenergetisches Bildungsmilieu des mittleren bis inneren Schelfs hin. Geringmächtige sandige Horizonte - bioturbat überprägte Relikte distaler Sturmsandlagen - repräsentieren eine höherenergetische Sedimentation, karbonatisch

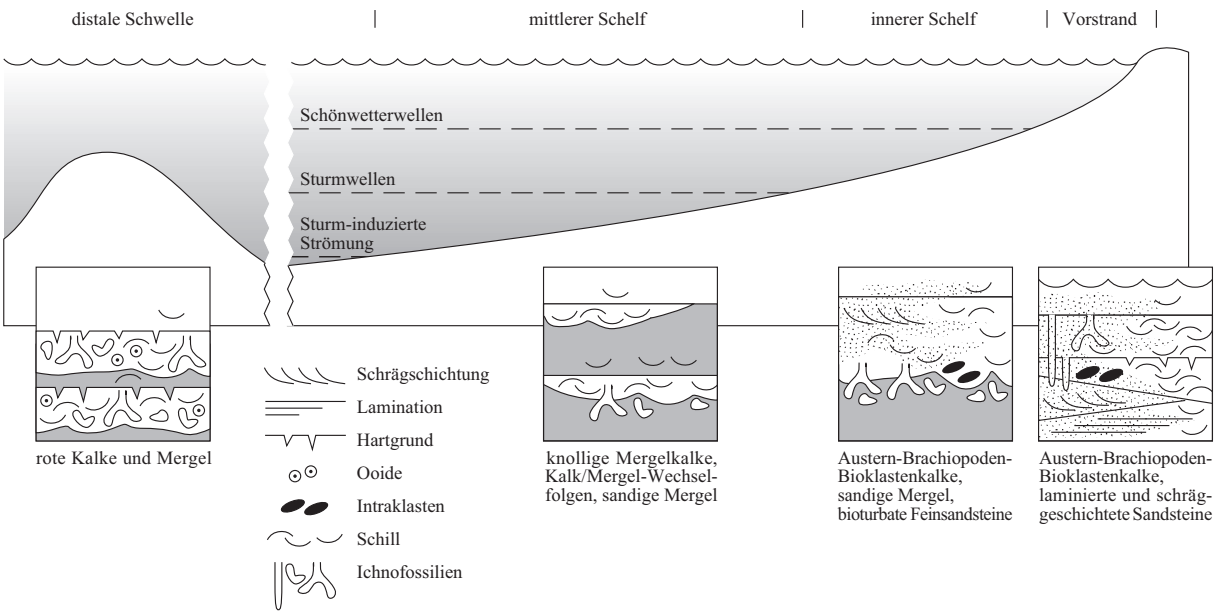


Abb. 18: Schematischer Faziesschnitt (nicht maßstäblich), der die Beziehung zwischen den im Arbeitsgebiet unterschiedenen Lithofaziestypen und ihren jeweiligen Ablagerungsmilieus herstellt.

zementierte Horizonte dagegen einen vorübergehend reduzierten Eintrag (vgl. KANTOROWICZ et al. 1987; GALLOWAY & HOBDAY 1996).

4.2.5 Bioturbate Feinsandsteine

Beschreibung: Bioturbate Feinsandsteine bilden einzelne bis zu 30 cm mächtige Bänke oder bis etwa 1 m mächtige Schichtpakete aus Wechsellagerungen von gut zementierten mit weniger stark verfestigten, mergeligen Intervallen.

Das braungraue Gestein verwittert gelbbraun. Bänke und Schichtpakete zeigen ebene, im Aufschluß lateral durchhaltende Unterseiten. Intern weisen die Feinsandsteine ein dichtes, vor allem von *Thalassinoides* und *Planolites* erzeugtes Ichnogefüge auf (Taf. 3 Fig. 3). Gleichermaßen ist auch der Kontakt zum Liegenden fast immer durch dichte, bis mehrere Dezimeter tief in die unterlagernde Lithologie hinabreichende *Thalassinoides* gekennzeichnet (Taf. 3 Fig. 4). Nichtbiogene Sedimentstrukturen - sofern überhaupt erhalten - umfassen trogförmige Schrägschichtung oder Schräglamination, die zum Teil durch Anreicherungen von Schill entlang der Schichtungsblätter nachgezeichnet werden (Taf. 3 Fig. 5). Schillhorizonte kommen auch an der Basis der Bänke vor, hier können außerdem Holzreste und aufgearbeitete Fossilsteinkerne auftreten. Der Übergang ins Hangende ist graduell und meist von Limonit-Krusten begleitet. Auf den Schichtoberseiten finden sich häufig Konzentrationen von Faunen in zum Teil limonitischer Erhaltung.

Der Dünnschliff zeigt mäßig bis gut sortierten Quarz-Feinsand aus angerundeten Körnern in einer tonig-karbonatischen Matrix (Taf. 3 Fig. 6). Charakteristisch sind auch eckige phosphatische Klasten, größere Fragmente mit interner Struktur lassen sich als Vertebratenreste identifizieren. Darüber hinaus sind biogene Komponenten selten. Einzelne, manchmal randlich mikritisierte, intakte oder fragmentierte Klappen von Lamellibranchiaten und Brachiopoden kommen neben agglutinierenden und kalkschaligen benthonischen Foraminiferen vor. Vereinzelte Körner von Glaukonit erreichen Silt-Größe.

Die Makrofossilien der bioturbaten Feinsandsteine repräsentieren eine diverse normalmarine Fauna. Terebratuliden, Austern und *Plicatula* sind häufig, daneben umfaßt das Benthos weitere Lamellibranchiaten, Gastropoden, Serpuliden und seltener reguläre Echiniden. Mit Ammoniten, Belemniten und Nautiliden kommen nektonische Elemente ebenfalls zahlreich vor.

Interpretation: Geringmächtige bioturbate Feinsandsteinbänke mit scharfen Schichtunterseiten, die mit sandigen Mergeln wechsellagern, stellen einzelne Sturmlagen in der feinklastischen Hintergrundsedimentation des inneren Schelfs dar. Mächtigere feinsandige Schichtpakete zeigen

die zunehmende Amalgamierung von Sturmlagen in proximaler Position an oder repräsentieren in „Shallowing Upward"-Abfolgen Sedimente des unteren Vorstrandes (McCUBBIN 1982). Hinweise auf eine Aufarbeitung unter ständigem Wellen- oder Strömungseinfluß fehlen. Vielmehr spricht das dichte Ichnogefüge für langanhaltende Bioturbation unter verhältnismäßig ruhigen Sedimentationsbedingungen. Es herrschen Spurentypen vor, die nach PEMBERTON et al. (1992) an Milieus unterhalb der Schönwetterwellenbasis gebunden sind. Belemniten-Rostren in den Faunenanreicherungen am Top der Bänke zeigen keine bevorzugte Orientierung und lassen somit eher auf eine autochthone Konzentration als auf strömungsbedingte Anreicherung schließen.

4.2.6 Laminierte und schräggeschichtete Sandsteine

Beschreibung: Der gelbgraue, fein- bis mittelkörnige und gut sortierte Quarzsandstein bildet einzelne Bänke von 10 bis 80 cm Mächtigkeit oder amalgamierte, bis etwa 3 m mächtige Pakete mit nur dünnen Schichtfugen. Die Sandsteine halten im Aufschluß meist lateral durch; ihre ausgesprochen scharfe, erosive Basis (Taf. 3 Fig. 7) ist planar oder allenfalls schwach gewellt in den Untergrund eingetieft; seltener kommen flache rinnenförmige Körper von bis zu 4 m Breite vor. Am Kontakt zum Liegenden sind in manchen Horizonten Belastungsmarken entwickelt (Taf. 3 Fig. 8). Über der häufig horizontal laminierten Basis der Sandsteine kann trogförmige oder planare flachwinklige Schrägschichtung auftreten, Rippelschichtung findet sich manchmal am Top. Die Schichtoberseiten der Sandsteinbänke und der amalgamierten Pakete gehen kontinuierlich in die überlagernden Mergel über, mitunter sind sie durch rotbraune Limonit-Krusten oder limonitisierte Fossilreste gekennzeichnet. Abgesehen von Schill und subhorizontalen *Thalassinoides* am Top der Bänke sowie seltenen *Skolithos* bleiben die Sandsteine überwiegend fossilfrei.

Interpretation: Laminierte und schräggeschichtete Sandsteine treten in Wechsellagerung mit sandigen Mergeln oder als Einschaltungen in Kalk/Mergel-Wechselfolgen auf; häufig bilden sie den Abschluß von „Shallowing Upward"-Abfolgen und überlagern dann mit erosivem Kontakt bioturbate Feinsandsteine. Ihre gute Sortierung und das Vorherrschen von Erosionsformen und synsedimentären Strukturen gegenüber biogenen Sedimentstrukturen kennzeichnen sie als Ablagerungen eines hochenergetischen Milieus. Erosive Schichtkontakte und parallel laminierte Partien an der Basis sprechen für hohe Strömungsenergie, die Rippelschichtung am Top der Sandsteinbänke deutet auf Welleneinfluß hin. Kennzeichnend ist der geringe Fossilinhalt, der sich unter solchen Ablagerungsbedingungen auf allochthone Schillanreicherungen (vgl. PICKERILL & BRENCHLEY 1991) und seltene Ichnofossilien beschränkt. *Skolithos* zeigt ein Vorstrand- oder Strandmilieu an (PEMBERTON et al. 1992), während *Thalassinoides* am Top der Bänke für etwas größere Wassertiefen spricht. Die Überlagerung bioturbater Feinsandsteine mit laminierten und schräggeschichteten Sandsteinen ist eine für siliziklastische Vorstrandsedimente typische Faziesabfolge (McCUBBIN 1982; GALLOWAY & HOBDAY 1996). Die Wechsellagerungen laminierter und schräggeschichteter Sandsteine mit sandigen Mergeln sind in den untersuchten Profilen die proximalen Äquivalente von Kalk/Mergel-Wechselfolgen; einen vergleichbaren lateralen Faziesübergang zwischen fossilreichen konkretionären Karbonaten und siliziklastischen Sturmlagen beschreibt RICE (1984).

4.2.7 Rote Kalke und Mergel

Beschreibung: Typischerweise braunrot bis rotorange verwitternde Kalke und Mergel treten in einzelnen, nur 20 cm mächtigen Bänken oder in bis etwa 1,5 m mächtigen Wechsellagerungen unregelmäßig knolliger Kalksteine oder Kalksteinknollen mit sandigen Mergeln auf. Sie enthalten dicht gepackte, teilweise in ‚Nestern' akkumulierte Schalenanreicherungen (Taf. 4 Fig. 1), gelegentlich Holzreste sowie aufgearbeitete Fossilsteinkerne und phosphatische Klasten. Typisch sind Pyrit bzw. Limonit in Knollen oder als Krusten und limonitische Steinkerne (Taf. 4 Fig. 2). Die Abfolgen zeigen eine intensive Bioturbation durch *Thalassinoides* und *Rhizocorallium* (Taf. 4 Fig. 3). Die Schichtoberseiten der Kalksteinbänke sind oft korrodiert, angebohrt oder mit Serpuliden und Austern inkrustiert.

Ein Wacke-/Packstone- bis Floatstone-Gefüge mit überwiegend mikritisch-mikrosparitischer,

fleckenweise auch feinkörnig-sparitischer Matrix kennzeichnet die Mikrofazies der roten Kalke. Biogene Komponenten umfassen Echinodermen-Sklerite, Schalenbruchstücke oder vollständige Klappen von Lamellibranchiaten und Brachiopoden, Serpuliden, Ostrakoden sowie agglutinierende und kalkschalige benthonische Foraminiferen. Sie sind vorwiegend sparitisch mit mikritischer Hülle erhalten, teilweise auch vollständig mikritisiert. Hinzu kommen eckige phosphatische Bioklasten, Peloide, viel detritischer Quarz in Grobsilt- bis Feinsandfraktion und zum Teil etwas Glaukonit; gelegentlich können Ooide auftreten (Taf. 4 Fig. 4).

Die Makrofauna enthält Ammoniten, Nautiliden, Belemniten, Austern, *Plicatula*, Brachiopoden, Serpuliden, reguläre Echiniden und vereinzelt kleinwüchsige solitäre Korallen.

Interpretation: Die Lithofazies der roten Kalke und Mergel spiegelt Bedingungen verringerter Sedimentation mit Kondensation wider, wie sie sich bei primär geringer Akkumulation oder durch wiederholte erosive Aufarbeitung einstellen (GÓMEZ & FERNÁNDEZ-LÓPEZ 1994). Die auffällige Rotfärbung, die authigene Mineralisation von Pyrit, Phosphat und Glaukonit sowie die Bildung von Ooiden sind ebenso Effekte einer niedrigen Sedimentationsrate wie eine frühdiagenetische Zementation (vgl. KANTOROWICZ et al. 1987), angezeigt durch Festgrund-Ichnozönosen und Hartgrundbildung. Anreicherungen von Schalenmaterial können als primäre, bei fehlender ‚Verdünnung' mit Hintergrundsediment entstandene Akkumulationen („Condensed Concentrations") oder als Residuen („Lag Concentrations"), Produkte wiederholter Auswaschung der Feinfraktion aufgefaßt werden (KIDWELL 1991 b). Kondensierte Abfolgen entstehen als Sonderfazies distaler Schwellen (JENKYNS 1971) und in Verbindung mit transgressiven Maxima (LOUTIT et al. 1988), auf flachen Plattformen aber auch als Ausdruck maximaler Regression (GÓMEZ & FERNÁNDEZ-LÓPEZ 1994).

4.3 Natürliche Gamma-Strahlung

An drei ausgewählten Profilen der nördlichen und fünf repräsentativen Profilen der südlichen Traverse wurde die natürliche Gamma-Strahlung des Gesteins gemessen. Mit dem Szintillationszähler „Heger-Breitband-Gammasonde G. B.- H. 96" der Firma G. B.- H. Elektronik, Uetze, wurde mit Zählzeiten von je 30 Sekunden horizontal am frischen, ebenen Anschnitt, bei entsprechenden Aufschlußbedingungen auch vertikal auf freiliegenden Schichtflächen gemessen. In lithologisch einheitlichen Profilabschnitten liegen die Meßpunkte im vertikalen Abstand von 50 bis 70 cm, bei rasch wechselnder Lithologie entsprechend dichter. In den Profildarstellungen im Anhang geben Kurven die Werte in „Counts per Second" (cps) an.

Die natürliche Gamma-Strahlung des Gesteins wird beim Zerfall radiogener Isotope des Urans, des Thoriums und insbesondere des Kaliums emittiert. Kalium ist Bestandteil von Tonmineralen; manche Schwerminerale und authigene Phosphate enthalten Uran und Thorium (DAVIES & ELLIOTT 1996). Im wesentlichen spiegelt die Kurve der natürlichen Gamma-Strahlung somit den Tongehalt der gemessenen Abfolge wider: Tonige Sedimente liefern ein starkes, Sandsteine und reine Karbonate dagegen ein schwaches Signal. Hieraus wiederum können Rückschlüsse auf Korngrößen und Ablagerungsenergien gezogen werden (CANT 1992). Erhöhte Gamma-Strahlung ist auch ein spezifisches Merkmal transgressiver Maxima. Dort sind kondensierte, authigen mineralisierte Horizonte (vgl. DAVIES & ELLIOTT 1996) oder geringmächtige tonige Einschaltungen in einem ansonsten höherenergetischen karbonatischen Milieu (vgl. AIGNER et al. 1995) für die erhöhten Werte verantwortlich.

Die Intensität der Gamma-Strahlung wird vom Volumen des Gesteinskörpers, seiner Durchfeuchtung und dem Grad seiner Verwitterung beeinflußt. Daher sind Absolutwerte nur wenig aussagekräftig, relevant ist vielmehr der über einen bestimmten Profilabschnitt beobachtete Trend. In den untersuchten Profilen emittieren die gröberklastischen Lithologien, die laminierten und schräggeschichteten Fein- bis Mittelsandsteine und die Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke, erwartungsgemäß nur wenig Strahlung. Höhere Strahlungsintensitäten zeigen die knolligen Mergelkalke und die bioturbaten Feinsandsteine, beides Lithologien mit einem höheren Tongehalt. In den Kalk/Mergel-Wechselfolgen werden niedrige Intensitäten in den Kalkbänken, höhere Werte dagegen in den mergeligen Intervallen gemessen; der Kurvenverlauf gliedert die

lithologisch eintönigen Wechselfolgen in einzelne Abschnitte mit jeweils zum Hangenden hin zunehmendem klastischen Eintrag. Die bei weitem stärkste Strahlung emittieren die sandigen Mergel, wobei die Intensität auch hier über mächtige, lithologisch monotone Profilabschnitte nicht gleich bleibt; auffällige Peaks werden als Ausdruck transgressiver Maxima interpretiert. Rote Kalke und Mergel zeigen keine spezifische Signatur.

4.4 Abgrenzung der Sequenzen

Die sequenzstratigraphische Gliederung der in vorliegender Arbeit untersuchten Schichtenfolge (Abb. 19, 20) orientiert sich am Konzept der „Transgressive-Regressive Sequence“ (EMBRY 1993), das der häufiger verwendeten Unterteilung in „Depositional Sequences“ aus mehreren Gründen vorgezogen wird. Isolierte, weit auseinanderliegende Aufschlüsse, die sich allenfalls über einige Kilometer korrelieren lassen, gestatten anders als etwa seismische Profile kaum Aussagen über großmaßstäbliche Ablagerungsgeometrien, die im Modell der „Depositional Sequence“ System-Trakte und Diskontinuitäten definieren. Aufschlußprofile bieten dagegen den Vorteil einer detaillierten Faziesanalyse.

Evidenzen für subaerische Erosion, ein wichtiges Kriterium zur Abgrenzung einer „Depositional Sequence“ (vgl. VAN WAGONER et al. 1990), fehlen im Arbeitsgebiet. Submarine Erosionsflächen bieten keine Alternative: Erosion durch Sturmwellen oder Sturm-induzierte Strömung ist in der flachmarinen Schichtenfolge weit verbreitet und erosive Aufarbeitung ein Charakteristikum praktisch jeder Bankunterseite. Eine einzelne dieser eng gestaffelten, zum Teil einander überprägenden Erosionsflächen einem übergeordneten Meeresspiegelfall zuzuordnen, ist nicht möglich.

Tiefstand-Ablagerungen, also den „Lowstand Systems Tracts“ vergleichbare Abschnitte, sind in den untersuchten Profilen nicht abzugrenzen. Es ist davon auszugehen, daß Phasen relativen Meeresspiegeltiefstandes durch mehr oder minder ausgedehnte Hiaten vertreten werden. Diese sind im Arbeitsgebiet mit sedimentologischen Kriterien, wie etwa Intraklasten-Horizonten, in vielen Fällen nachzuweisen und in ihrem zeitlichen Umfang sogar biostratigraphisch genau einzugrenzen. Das Fehlen von Tiefstand-Ablagerungen ist im flachmarinen Ablagerungsmilieu die Regel (vgl. VAIL et al. 1991; BRETT 1995), wenn sich mit einem Meeresspiegelfall die Sedimentation weit ins Becken hinein verlagert.

Jede der im folgenden beschriebenen Transgressiv-Regressiven Sequenzen setzt sich aus einem transgressiven und einem regressiven System-Trakt zusammen. Transgressive System-Trakte umfassen retrogradierende, meist geringmächtige, in den Schwellenprofilen manchmal bis auf eine einzelne Bank kondensierte Abschnitte. Die zumeist umfangreicheren progradierenden Abfolgen der regressiven System-Trakte zeigen in Abhängigkeit von der Position des jeweiligen Profils erhebliche laterale Mächtigkeitsschwankungen.

Sequenzgrenzen sind transgressive Oberflächen an der Basis des transgressiven System-Traktes, die in den bearbeiteten Profilen gut zu identifizieren und in ihrer lateralen Fortsetzung durch die Profilschnitte zu verfolgen sind. Auffälliges Merkmal transgressiver Oberflächen besonders in den Beckenrand-Profilen und in den stark kondensierten Abfolgen der distalen Schwellen ist die Ausbildung von Hartgründen und transgressiven Residuen. Hartgründe mit einer kennzeichnenden Ichnozönose markieren während eines Meeresspiegeltiefstandes frühdiagenetisch zementierte Niveaus, die bei der nachfolgenden Transgression erosiv freigelegt und dann von Endo- und Epibenthos besiedelt werden (EINSELE 1992; PEMBERTON et al. 1992). Transgressive Residuen, „Transgressive Lags“, die neben Schill auch aufgearbeitete Komponenten einer unterlagernden, erodierten Lithologie enthalten, belegen Hiaten; nach VAN WAGONER et al. (1990) charakterisieren transgressive Residuen vor allem solche Flutungsoberflächen, die zugleich Sequenzgrenzen sind. In den mächtigeren Profilen beider bearbeiteter Schnitte fehlt den transgressiven Oberflächen häufig diese deutlich erosive Komponente. Ichnofossil-Horizonte, mehr oder weniger abrupte Fazieswechsel oder allein Änderungen im Stapelungsmuster der Kalk- oder Sandsteinbänke müssen dort zu ihrer Identifizierung herangezogen werden.

Anhand reicher Ammonitenfaunen sind die transgressiven Oberflächen biostratigraphisch präzise zu datieren. Häufigkeits- und Diversitätsmaxima, manchmal sogar überhaupt die einzigen

Nördlicher Profilschnitt

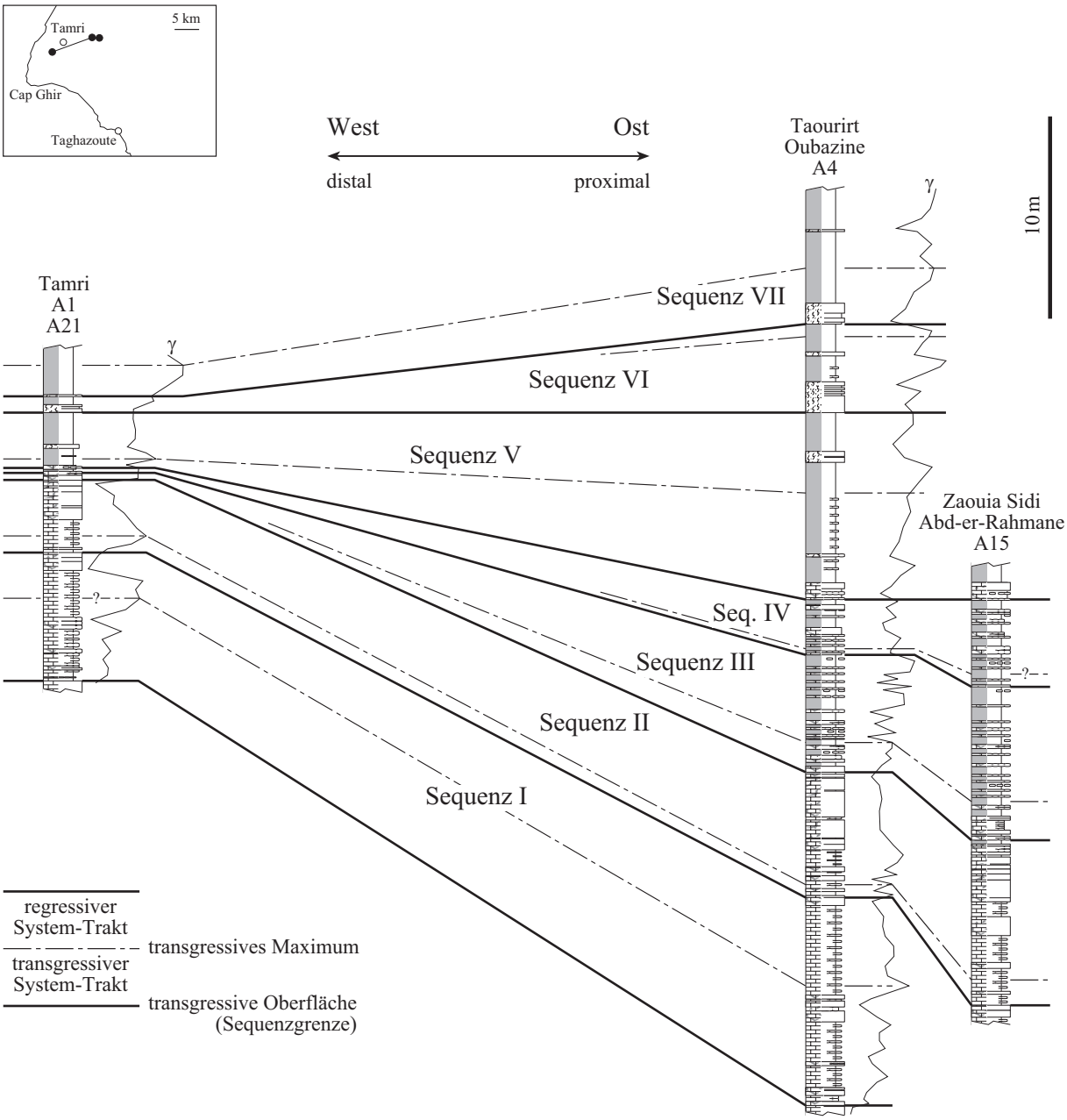


Abb. 19: Korrelation und sequenzstratigraphische Interpretation der Profile im Schnitt durch das Haha-Becken.

Nachweise, sind an transgressive Oberflächen und transgressive System-Trakte gebunden.

4.4.1 Sequenz I

Eine karbonatische Lithofazies und eine mit 5 bis 10,5 m lateral vergleichsweise einheitliche Mächtigkeit zeichnen die Sequenz I im unteren Teil der „Formation d'Agroud Ouadar" aus. Sowohl in der nördlichen Traverse (Tamri A21, Taourirt Oubazine A4) als auch in der südlichen (Agroud A30, Ain Hammouch A31 und Tamzargout A32) ist die Abfolge nur in wenigen Profilen dokumentiert.

Die Sequenzgrenze am Top der „Formation de Cap Tafelney" bildet ein ebener, durch Eisenoxide rot gefärbter, mit Austern bewachsener und durch *Gastrochaenolites* angebohrter Hartgrund (Taf. 4 Fig. 5). Er läßt sich über alle Profile korrelieren. Im Dünnschliff zeigen die Karbonate im Niveau des Hartgrundes das Gefüge eines mäßig bis gut sortierten, vereinzelt Lithoklasten-

führenden Grainstone aus überwiegend gut gerundeten, eingeregelten und randlich bis vollständig mikritisierten Komponenten (Taf. 4 Fig. 6). Form, Orientierung und Erhaltung der Komponenten sind das Ergebnis länger anhaltender Aufarbeitung unter turbulenten Ablagerungsbedingungen; die Lithoklasten deuten auf submarine Erosion hin. Eine mehrfache Erosion und Neubesiedelung des Hartgrundes dokumentieren *Gastrochaenolites*-Spuren, von deren ursprünglich einige Zentimeter tiefen keulenförmigen Höhlungen nur noch flache Mulden erhalten sind, und inkrustierende Austern, die von einer späteren Ichnozönose erneut angebohrt wurden. Hartgründe dieses Typs entstehen nach HILLGÄRTNER (1998) durch Wellenerosion im intertidalen bis supratidalen Milieu.

Wenig oberhalb der transgressiven Oberfläche erscheint eine Ammonitenfauna der *Berriasella jacobi*-Zone des unteren Berrias. Diese Funde bestätigen die Datierung des Hartgrundes durch TAJ-EDDINE (1992) an die Basis der korrelativen Calpionellen-Zone B (*Calpionella alpina*-Zone).

Der transgressive System-Trakt umfaßt knollige Mergelkalke mit Einschaltungen von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken. Die Abnahme der Bankmächtigkeiten der bioklastischen Einschaltungen zum Hangenden hin läßt einen retrogradierenden Trend erkennen. Auffällig sind die intensive Bioturbation durch vertikale und subhorizontale *Thalassinoides* und mehrere Horizonte mit in senkrechter Lebendstellung autochthon eingebetteten *Pinna*. Oberhalb des transgressiven Maximums in einem bis mehrere Meter mächtigen Intervall knolliger Mergelkalke (Taf. 4 Fig. 7) schalten sich im regressiven System-Trakt erneut einzelne bioklastische Bänke ein.

4.4.2 Sequenz II

Karbonate der Sequenz II sind mit maximal 15 m Mächtigkeit im oberen Abschnitt der „Formation d'Agroud Ouadar" in allen Profilen beider Schnitte entweder vollständig (Tamri A21, Taourirt Oubazine A4, Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane A15, Ain Hammouch A31, A18, Adennz A22 und Tamzargout A32, A33) oder in Teilen (Tamri A1, A13, A16, Agroud A30, A34, Tarift A35, Addar A24) erschlossen.

Knollige Mergelkalke mit einzelnen dünnen Bänken Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalk bilden einen geringmächtigen transgressiven System-Trakt. Schrittweise progradierende Bioklastika, die sich mit stetig zunehmenden Bankmächtigkeiten in die mergelige Hintergrundsedimentation einschalten, bauen einen sehr viel mächtigeren regressiven System-Trakt auf. Die Verflachung des Sedimentationsraumes kulminiert in einem mehrere Meter mächtigen Paket amalgamierter Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke im Top der regressiven Abfolge: Zahlreiche Hartgründe, Erosionsflächen und im Randprofil Tamzargout auch rinnenförmige, als Gezeitenkanäle gedeutete Körper (Taf. 4 Fig. 8) weisen auf ein flachmarines, möglicherweise sogar intertidales Ablagerungsmilieu hin.

Biostratigraphisch ist diese Sequenz mangels aussagekräftiger Ammonitenfunde nur ungenau abzugrenzen. Etwa in das Niveau der transgressiven Oberfläche legt TAJ-EDDINE (1992) die Basis der Calpionellen-Zone C (*Calpionella elliptica*-Zone), die in der Ammonitengliederung mit der Grenze zwischen der ersten und zweiten Subzone der *Tirnovella occitanica*-Zone korreliert; die nur vereinzelten Ammoniten im regressiven System-Trakt zeigen die *Fauriella boissieri*-Zone an. Im wesentlichen dürfte die Sequenz II damit das mittlere und höhere Berrias umfassen.

4.4.3 Sequenz III

Eine deutliche laterale Differenzierung der Fazies und extreme Mächtigkeitsänderungen entlang sowohl des nördlichen (Tamri A1, A13, A16, Taourirt Oubazine A4 und Zaouia Sidi Abder-Rahmane A15) als auch des südlichen Profilschnittes (Agroud A30, A34, Tarift A35, Addar A24, Ain Hammouch A18, Adennz A22, und Tamzargout A33) kennzeichnen die Sequenz III im tieferen Teil der „Formation de Sidi Lhousseine". Während die Abfolge bei Adennz eine Mächtigkeit von annähernd 25 m erreicht, wird die gesamte Sequenz in den Tamri-Profilen von einem nur 40 bis 50 cm mächtigen Profilabschnitt repräsentiert.

Einschaltungen sandiger Mergel, abrupt abnehmende Bankmächtigkeiten der Kalke und ein Rückgang des Schillanteils markieren die transgressive Oberfläche über den Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken am Top der Sequenz II (Taf. 5 Fig. 1). Obwohl sedimentologische Kriterien keine umfangreiche Schichtlücke anzeigen,

deutet das Fehlen der Calpionellen-Zone D2 (*Calpionellopsis oblonga*-Zone) am Top der „Formation d'Agroud Ouadar" fast überall im Haha- und Agadir-Becken (TAJ-EDDINE 1992) auf einen Hiatus an der Sequenzgrenze hin. Die Ammonitenfauna oberhalb der transgressiven Oberfläche datiert die Basis der Sequenz III in die *Tirnovella alpillensis*-Subzone der *Fauriella boissieri*-Zone im höheren Ober-Berrias.

Die Kalk/Mergel-Wechselfolgen des transgressiven System-Traktes enthalten reichlich terrigenen Quarz-Detritus, phosphatische Klasten und gelegentlich Glaukonit; in den Profilen Taourirt Oubazine und Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane treten an der Basis des transgressiven System-Traktes auch Einschaltungen feinsandiger, limonitischer, rot verwitternder Kalkmergel auf. In der geringmächtigen, stärker kondensierten Entwicklung der distalen Schwellenprofile beider Schnitte kennzeichnen von Austern und Brachiopoden besiedelte Fest- oder Hartgründe am Top roter Kalksteine den transgressiven System-Trakt (Taf. 5 Fig. 2).

Das transgressive Maximum kommt in den Kalk / Mergel-Wechselfolgen der mächtigeren Profile im südlichen Schnitt in geringmächtigen, engständigen Kalksteinbänken zum Ausdruck, die auffallend wenig Schill und benthonische Faunen, dagegen jedoch zahlreiche Ammoniten enthalten; die Intensität der natürlichen Gamma-Strahlung zeigt im selben Niveau ein Maximum.

Der regressive System-Trakt im nördlichen Profilschnitt ist vorherrschend karbonatisch und in Schwellenposition erheblich kondensiert. Die Kalk / Mergel-Wechselfolgen der mächtigeren Profile haben in den Schwellenprofilen bei Tamri in einer einzigen roten, stark bioturbaten Bank eines oolithischen Wacke- / Packstone ihre Entsprechung.

Dem steht eine sehr viel mächtigere und dazu stärker siliziklastische Entwicklung im südlichen Profilschnitt gegenüber. Der regressive System-Trakt besteht aus progradierenden Sandsteinen, die distal in Kalk / Mergel-Wechselfolgen übergehen. Ein Vergleich der einzelnen Profile macht diese Faziesverzahnung deutlich. Während laminierte und schräggeschichtete Sandsteine das am weitesten proximal gelegene Profil Tamzargout dominieren, sind bereits bei Adennz nur noch wenige Sandsteinbänke in die Kalk / Mergel-Wechselfolge im tiefen Teil des regressiven System-Traktes eingeschaltet. Zunehmende Einschaltungen mergeliger Profilabschnitte und zum Hangenden hin mächtiger werdende Sandsteine charakterisieren dort den höheren Teil. Am weitesten greifen die Sandsteine im Top der Sequenz vor: Bei Adennz noch lateral durchhaltende Bänke lassen sich mit rinnenförmig eingetieften Sandsteinen im Profil Aïn Hammouch und noch weiter beckenwärts schließlich mit geringmächtigen, stark karbonatischen Sandsteinen in den Profilen Addar und Tarift korrelieren.

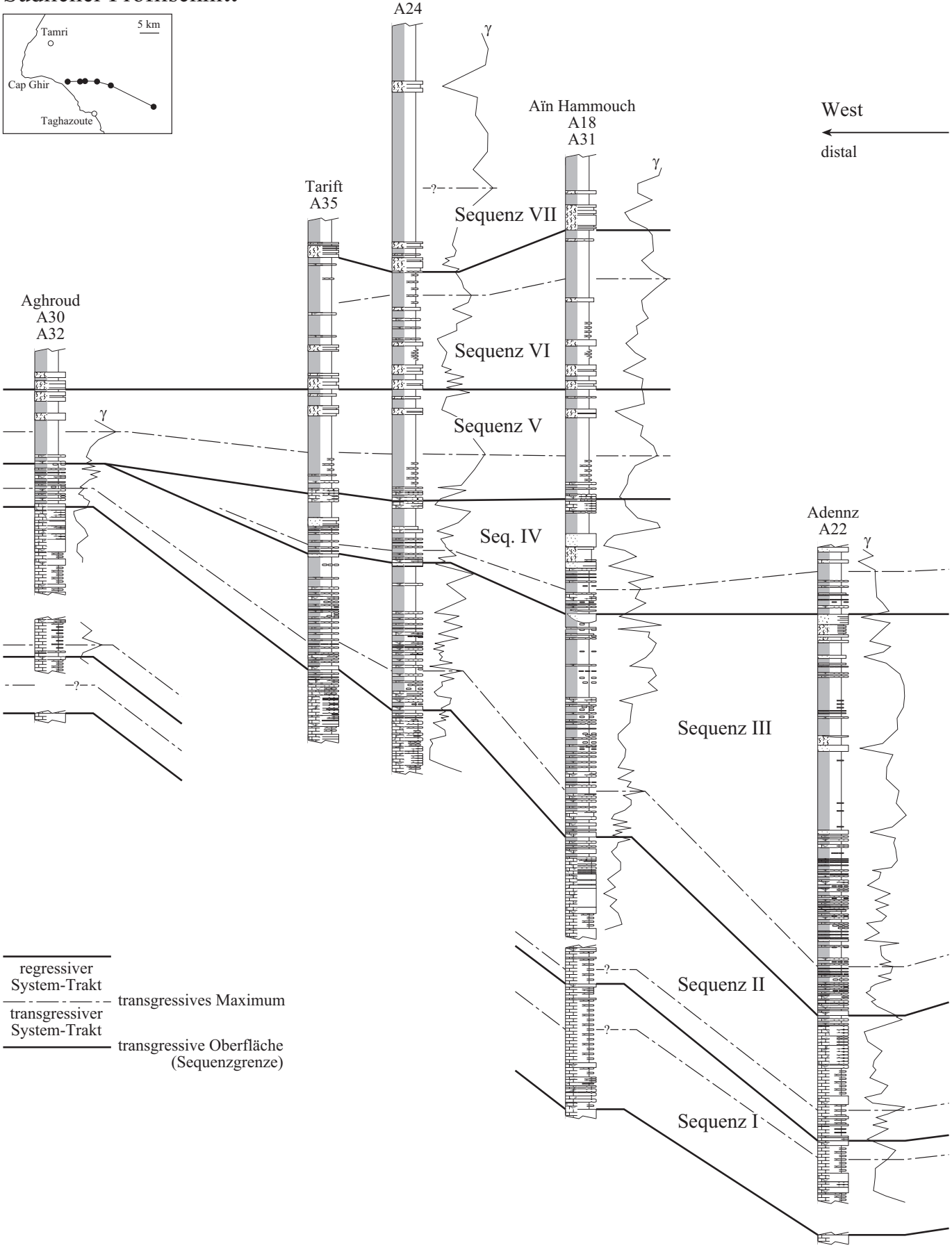
Im Faziesübergang zwischen Sandsteinen und Kalk / Mergel-Wechselfolgen im Profil Adennz gliedern Flutungsoberflächen auf den Schichtoberseiten der Sandsteine den regressiven System-Trakt der Sequenz III in drei untergeordnete Parasequenzen. Den Top jeder Parasequenz markieren die Sandstein-Einschaltungen in der Kalk/Mergel-Wechselfolge und die einzelnen mächtigeren Bänke in den sandigen Mergeln darüber. Selbst in den lithologisch scheinbar gleichförmigen Kalk/Mergel-Wechselfolgen der weiter distal gelegenen Profile spiegelt der Kurvenverlauf der natürlichen Gamma-Strahlung diese Dreiteilung des regressiven System-Traktes wider.

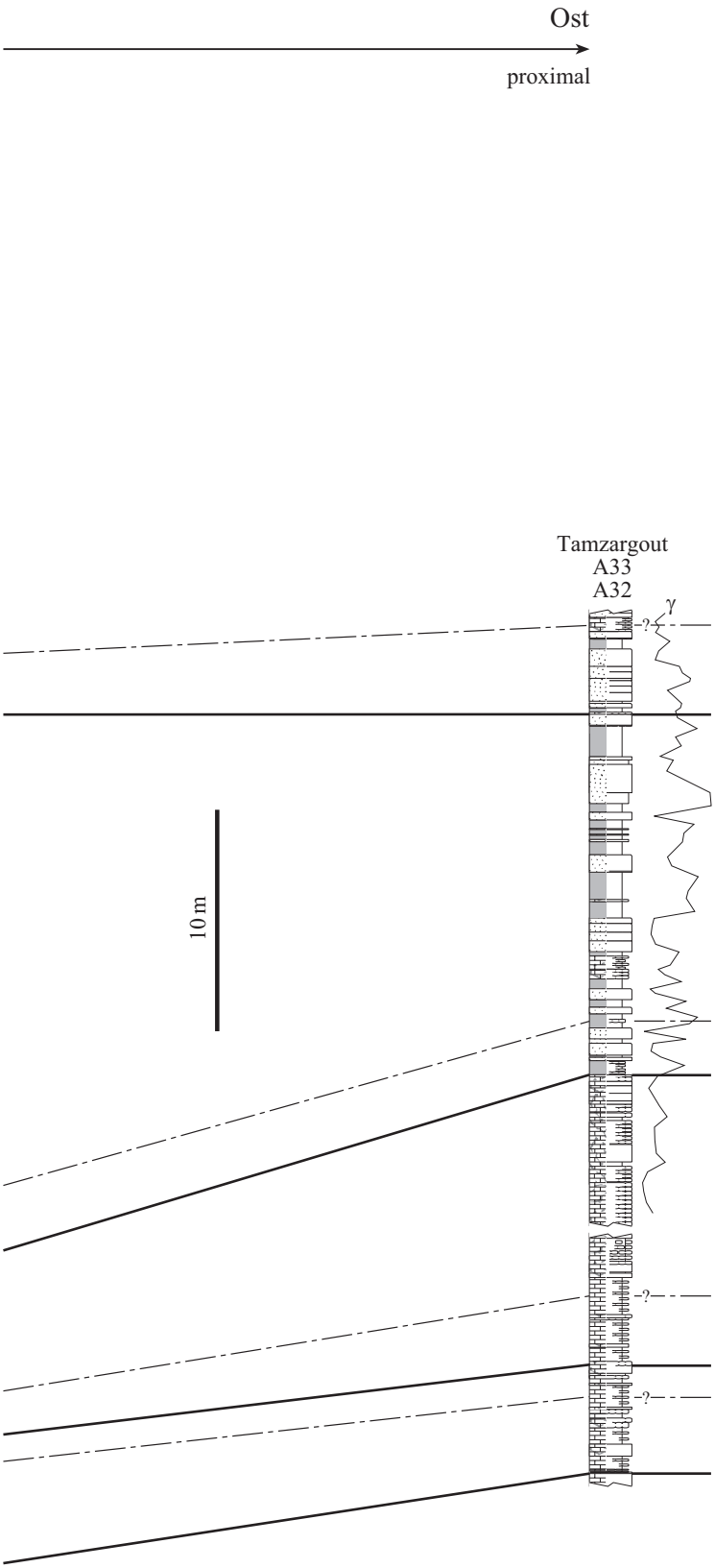
4.4.4 Sequenz IV

Ähnlich der unterlagernden Abfolge kennzeichnet auch die Sequenz IV eine erhebliche laterale Mächtigkeitsänderung. Von höchstens 4,5 m in den Profilen Taourirt Oubazine (A4) und Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15) dünnt die Schichtenfolge im nördlichen Profilschnitt distal auf wenige Zentimeter aus (Tamri A1, A13, A16). Im südlichen Schnitt (Tarift A35, Addar A24, Aïn Hammouch A18) ist sie mit maximal 7,5 m etwas mächtiger entwickelt, in den Schwellenprofilen Aghroud (A30, A34) jedoch vollständig erodiert.

Die transgressive Oberfläche über flachmarinen Sandsteinen im oberen Teil der „Formation de Sidi Lhousseine" unterbricht im höheren Unter-Valangin die Progradation von Siliziklastika. In den mächtigeren Profilen beider Schnitte liegt die Sequenzgrenze an der Basis eines Intervalls dünnbankiger Kalke, das eine reiche Ammonitenfauna in die tiefere *Busnardoites campylotoxus*-Zone datiert. Dieselbe Fauna findet sich in den Schwellenprofilen bei Tamri

Südlicher Profilschnitt





als ‚Ammonitenpflaster' (Taf. 5 Fig. 3) aus korrodierten Steinkernen auf einem angebohrten und inkrustierten Hartgrund, der distal der transgressiven Oberfläche entspricht. Proximal ist in der Sandstein-dominierten Abfolge bei Tamzargout ein Aufarbeitungshorizont (Taf. 5 Fig. 4) entwickelt, der - obwohl seine genaue biostratigraphische Einstufung fraglich bleibt - als Äquivalent der Sequenzgrenze nahe des Beckenrandes interpretiert werden muß: Der geringmächtige Pack-/Grainstone aus angerundeten bis gerundeten, zum Teil randlich mikritisierten Bioklasten enthält resedimentierte, angebohrte und von Austern inkrustierte Gerölle (Taf. 5 Fig. 5), die von tiefgreifender submariner Erosion und anschließender Omission zeugen.

In ihrem unteren Teil besteht die Sequenz aus Kalk/Mergel-Wechselfolgen. Über dieser transgressiven Abfolge zeigen Einschaltungen roter, schillreicher Kalke und sandiger Mergel, in den Profilen des südlichen Schnittes auch laminierte und schräggeschichtete Sandsteine eine Zunahme des bio- und siliziklastischen Eintrags im regressiven System-Trakt an.

4.4.5 Sequenz V

Mit kaum variierender Mächtigkeit von 6,5 bis 9,5 m in den mächtigeren Profilen beider Schnitte (Taourirt Oubazine A4, Tarift A35, Addar A24, Aïn Hammouch A18) und vergleichsweise geringer Kondensation auf den distalen Schwellen (Tamri A1, A13, A16 und Aghroud A30, A34) zeigt die Sequenz V im mittleren Teil der „Formation de Sidi Lhousseine" eine lateral gleichförmige Entwicklung.

In den Profilen Aïn Hammouch, Addar und Tarift im südlichen Schnitt liegt die Sequenzgrenze in einer Abfolge roter Kalke und Mergel über einem Bioturbationshorizont mit einer auffälligen Festgrund-Ichnozönose aus *Thalassinoides* und *Rhizocorallium*. Pyrit und Limonit kommen in Form von Konkretionen, Krusten und als Fossilsteinkerne vor; Schalenmaterial ist auf der transgressiven Oberfläche angereichert und in ‚Nestern' akkumuliert. Eine reiche Ammoniten-

Abb. 20: Korrelation und sequenzstratigraphische Interpretation der Profile im Schnitt durch das Agadir-Becken.

fauna datiert die Transgression an die Basis der *Saynoceras verrucosum*-Zone des unteren Ober-Valangin.

Einen Hiatus an der Sequenzgrenze auf den distalen Schwellen lassen die Profile bei Aghroud erkennen. Die Transgressionssedimente sind auf eine einzelne Bank eines rötlichen, stark feinsandigen Kalkmergels mit korrodierten und angebohrten Kalksteinknollen an der Basis reduziert (Taf. 5 Fig. 6). Anreicherungen phosphatischer Fossilsteinkerne enthalten resedimentierte Ammoniten der tieferen *Busnardoites campylotoxus*-Zone. Eine vergleichbare laterale Entwicklung zeigt sich im nördlichen Profilschnitt: In den mächtigeren Profilen Taourirt Oubazine und Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane überlagern rote Kalke und Mergel mit einer Ammonitenfauna der *Saynoceras verrucosum*-Zone die Kalk / Mergel-Wechselfolgen des Unter-Valangin; in den Schwellenprofilen Tamri dünnt dieser Profilabschnitt auf eine einzelne knollige Kalksteinbank aus.

Die stark kondensierte Basis des transgressiven System-Traktes wird in allen Profilen von sandigen Mergeln mit geringmächtigen, karbonatisch zementierten Horizonten überlagert. Wenig oberhalb dieser karbonatischen Einschaltungen erreicht die natürliche Gamma-Strahlung im Niveau des transgressiven Maximums die höchste Intensität.

Im regressiven System-Trakt spiegelt die Einschaltung bioturbater Feinsandsteine in die mächtigen, jetzt kaum noch karbonatischen Mergel eine Verflachung des Ablagerungsraumes wider.

4.4.6 Sequenz VI

Sandige Mergel und bioturbate Feinsandsteine der Sequenz VI im höheren Teil der „Formation de Sidi Lhousseine“ sind in den Profilen Tamri (A1, A13, A16) und Taourirt Oubazine (A4) im nördlichen sowie Aghroud (A34), Tarift (A35), Addar (A24) und Aïn Hammouch (A18) im südlichen Profilschnitt erschlossen. Mit rund 7,5 m erreicht die Abfolge bei Aïn Hammouch ihre größte Mächtigkeit, in den Schwellenprofilen bei Tamri dünnt sie auf weniger als einen Meter aus.

Deutlich kommt die Sequenzgrenze nur in den Tamri-Profilen zum Ausdruck: Ein Residualhorizont aus Schill, Belemniten-Rostren sowie abgerollten und teilweise angebohrten phosphatischen Fossilsteinkernen bildet die erosive Basis einer Feinsandsteinbank (Taf. 5 Fig. 7). Aufgearbeitete Ammoniten belegen den *Olcostephanus nicklesi*-Biohorizont, während in den Feinsandsteinen unmittelbar darüber *Criosarasinella furcillata* neben anderen Vertretern der Gattung auftritt. Dieser Befund erlaubt die genaue Datierung der Sequenzgrenze an die Basis des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes im Ober-Valangin. Auch im Profil Taourirt Oubazine überlagert ein bioturbater Feinsandstein die Sequenzgrenze mit scharfer Basis.

Ein vergleichbar eindeutiger Erosionshorizont fehlt hingegen in den Profilen des südlichen Schnittes. Die transgressive Oberfläche liegt hier in einem Bündel bioturbater Feinsandsteine und wird allein durch einen Wechsel im Stapelungsmuster der Bänke angezeigt: Zum Hangenden hin an Mächtigkeit abnehmende Einschaltungen sandiger Mergel im regressiven System-Trakt der unterlagernden Sequenz V werden oberhalb der Sequenzgrenze von zunehmend mächtigeren Mergeln zwischen Sandsteinen abnehmender Bankmächtigkeit abgelöst (Taf. 5 Fig. 8). In den Mergeln oberhalb der letzten Bank fallen die höchsten Intensitäten der natürlichen Gamma-Strahlung mit dem transgressiven Maximum zusammen.

Im Gegensatz zur vergleichsweise mächtigen Entwicklung des transgressiven System-Traktes sind sandige Mergel mit vereinzelten Feinsandsteinbänken im regressiven System-Trakt nur in geringer Mächtigkeit erhalten; offensichtlich wird der höhere Teil der Sequenz VI von der überlagernden Sequenzgrenze erosiv gekappt. Auch die biostratigraphischen Befunde deuten mit dem Fehlen der Ammonitenfauna der höheren *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone auf einen Hiatus hin.

4.4.7 Sequenz VII

Bioturbate Feinsandsteine und sandige Mergel der Sequenz VII sind im höchsten Teil der „Formation de Sidi Lhousseine“ in den Profilen Tamri (A1, A13, A16) und Taourirt Oubazine (A4) im nördlichen sowie bei Tarift (A35), Addar (A24) und Aïn Hammouch (A18) im südlichen Profilschnitt mit maximal 16 m Mächtigkeit nur unvollständig erhalten.

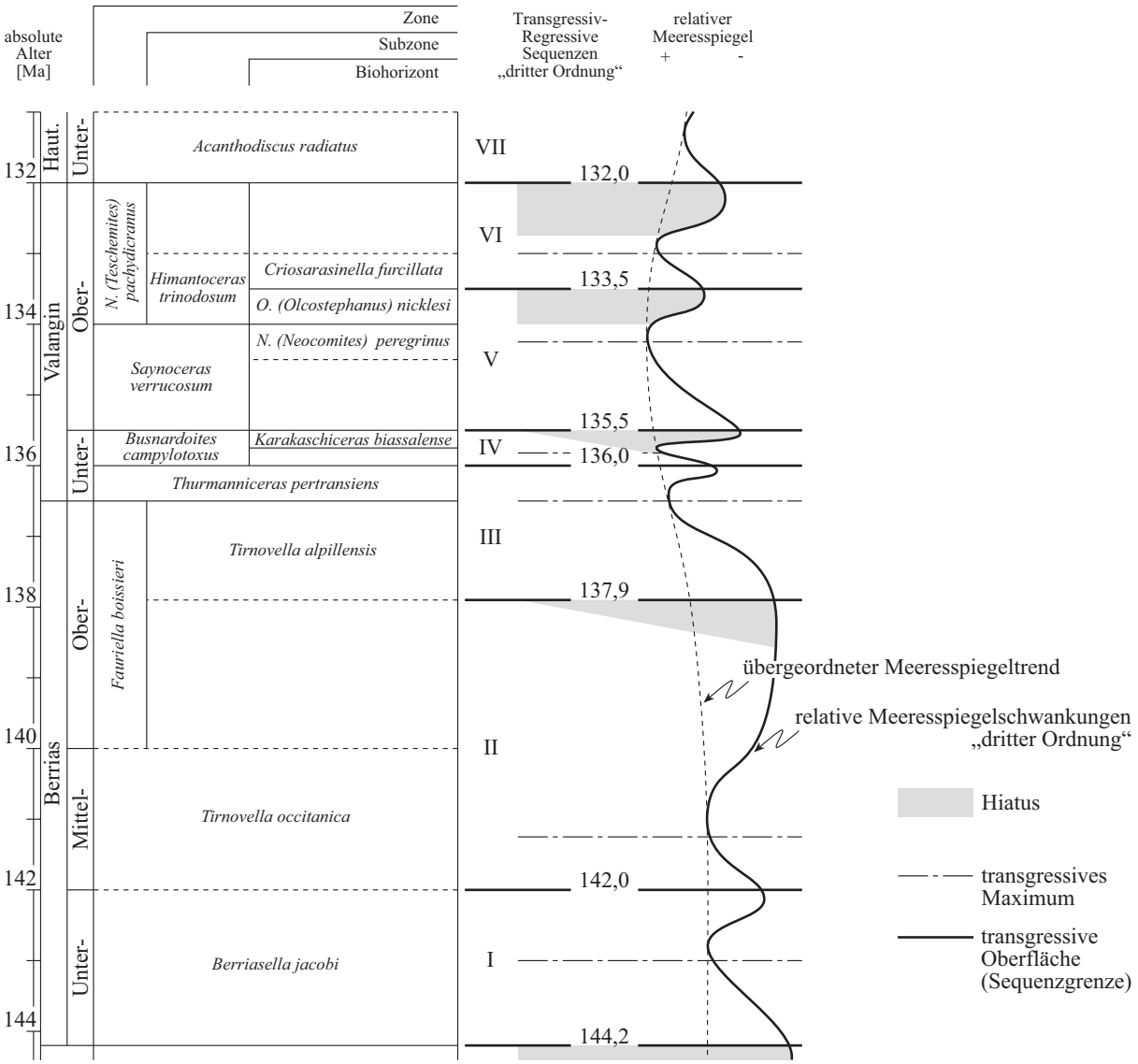


Abb. 21: Parallelisierung der Ammoniten-Zonierung für das Berrias, das Valangin und das tiefe Unter-Hauterive mit den sieben im Arbeitsgebiet abgegrenzten Transgressiv-Regressiven Sequenzen. Dargestellt ist eine interpretierende Meeresspiegelkurve für die Sequenzen „dritter Ordnung“ und für die übergeordnete Faziesentwicklung im Südwestmarokkanischen Becken. Absolute Altersdaten nach HARDENBOL et al. (1998).

Die erosive Basis eines Paketes bioturbater Feinsandsteine markiert die transgressive Oberfläche, auf der im Profil Addar Schillmaterial und Holzreste angereichert sind; die Feinsandsteine des transgressiven System-Traktes setzen mit einem basalen *Thalassinoides*-Horizont ein. Eine reiche Ammoniten-Fauna datiert die Transgression an die Basis der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive. Monotone sandige Mergel oberhalb des transgressiven Abschnitts sind in größerer Mächtigkeit nur bei Addar erschlossen. Das einzelne Profil läßt keine Aussagen über den regressiven System-Trakt, insbesondere über seine laterale Entwicklung zu.

4.5 Diskussion

Die sieben im Arbeitsgebiet abgegrenzten Transgressiv-Regressiven Sequenzen parallelisiert Abb. 21 mit der erarbeiteten biostratigraphischen Gliederung für das Berrias, das Valangin und das Unter-Hauterive. Mit der biostratigraphischen Datierung von transgressiven Oberflächen und transgressiven Maxima können den sequenzstratigraphisch signifikanten Diskontinuitäten Absolutalter zugewiesen werden. Die lineare

Zeitachse, die den zeitlichen Umfang der Ammoniten-Zonen und den der Ablagerungssequenzen maßstäblich darstellt, basiert auf Altersdaten von GRADSTEIN et al. (1994) und HARDENBOL et al. (1998). Die Amplituden der relativen Meeresspiegelschwankungen leiten sich aus der Interpretation der Ablagerungsmilieus und dem Umfang von Hiaten in den untersuchten Profilen ab. Auf den übergeordneten Meeresspiegeltrend läßt die langfristige Faziesentwicklung im Südwestmarokkanischen Becken während des Ober-Jura und der Unter-Kreide schließen.

4.5.1 Chronologie und überregionale Korrelation

Die biostratigraphisch datierten Sequenzgrenzen liegen an der Basis der *Berriasella jacobi*-Zone, etwa an der Basis der *Tirnovella occitanica*-Zone, nahe der Basis der *Tirnovella alpillensis*-Subzone, an der Basis der *Busnardoites campylotoxus*-Zone, an der Basis der *Saynoceras verrucosum*-Zone, an der Basis des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes und an der Basis der *Acanthodiscus radiatus*-Zone.

Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Übereinstimmung von Sequenzgrenzen mit den Grenzen biostratigraphischer Einheiten ein Artefakt der heterogenen Verteilung der Ammoniten-Nachweise in den untersuchten Profilen ist. Transgressive Niveaus zeigen gegenüber regressiven Abschnitten sowohl eine deutlich erhöhte Diversität als auch größere Individuenzahlen; stratigraphisch signifikante Taxa haben stets dort ihr lokales Erstauftreten.

Die Übertragung publizierter Altersdaten für die Ammoniten-Zonen der Tethys (HARDENBOL et al. 1998) auf die Zonierung im Arbeitsgebiet erlaubt die absolute Datierung der Sequenzgrenzen und eine Abschätzung der Ablagerungsdauer der einzelnen Transgressiv-Regressiven Sequenzen: Die Sequenzen repräsentieren Zeitspannen zwischen 0,5 und 4,1 Ma und zeichnen damit Meeresspiegelschwankungen auf, die in der Literatur gemeinhin als Schwankungen „dritter Ordnung“ bezeichnet werden (vgl. Abb. 22).

Andere an einer vergleichbar hochauflösenden Ammoniten-Biostratigraphie geeichte sequenzstratigraphische Gliederungen (HARDENBOL et al. 1998; HOEDEMAKER 1998; JACQUIN et al. 1998) unterscheiden im gleichen Zeitabschnitt 16 bis 19 Sequenzen „dritter Ordnung“. Nur wenige dieser Ablagerungssequenzen korrelieren mit den Transgressiv-Regressiven Sequenzen im Arbeitsgebiet, die Mehrheit ist in den geringmächtigen und vielfach lückenhaften Schichtenfolgen des Haha- und des Agadir-Beckens nicht auflösbar.

Meeresspiegelschwankungen und Faziesänderungen im Berrias, Valangin und Unter-Hauterive des Arbeitsgebietes sind eng mit der strukturellen Entwicklung des passiven Kontinentalrandes Nordwestafrikas verknüpft. Die Überlagerung peritidaler Karbonate der „Formation de Cap Tafelney“ durch Mergelkalke und Bioklastenkalke des inneren und mittleren Schelfs der „Formation d'Agroud Ouadar“ dokumentiert in den untersuchten Profilen eine Vertiefung des Ablagerungsraumes an der Jura/Kreide-Wende. Dieses Transgressionsereignis leitet die karbonatische Sedimentation des frühen und mittleren Berrias ein, welche die Sequenzen I und II umfaßt und in der maximalen Progradation eines bioklastischen Faziesgürtels am Top der „Formation d'Agroud Ouadar“ ihren Abschluß findet.

Der relative Meerespiegelanstieg steht in Verbindung mit dem „Drowning“, dem Ertrinken der spät-jurassischen Karbonatplattformen infolge der „jungkimmerischen“ Dehnungstektonik an den Kontinentalrändern des Zentral-Atlantiks (JANSA & WIEDMANN 1982; HUBBARD 1988; PIQUÉ et al. 1998 b). Subsidenzkurven für das Südwestmarokkanische Becken (MEDINA 1994: Abb. 98; PIQUÉ et al. 1998b: Abb. 7) zeigen einen Anstieg der Absenkungsrate im Zuge dieses tektonischen Ereignisses. Die einheitliche Fazies und die lateral konstanten Mächtigkeiten der Sequenzen I und II in beiden bearbeiteten Beckenschnitten lassen erkennen, daß die Subsidenz dabei ohne einschneidende Änderung der ursprünglichen Plattformmorphologie einsetzt.

Das Bild gleichförmiger Fazies mit einheitlichen Mächtigkeiten ändert sich im späten Berrias: Ein relativer Meeresspiegelanstieg, der seinen Höhepunkt in der maximalen Ausdehnung des Beckens im Valangin (CHOUBERT & FAURE-MURET 1962) erreicht, geht mit einer Zerlegung des Schelfs in eine Vielzahl lokaler Depozentren einher. Diese veränderte Morphologie des Ablagerungsraumes, die mit verstärkter Dehnungstektonik an reaktivierten variszischen Störungen (PIQUÉ et al. 1998 a, b) im Zusammenhang steht,

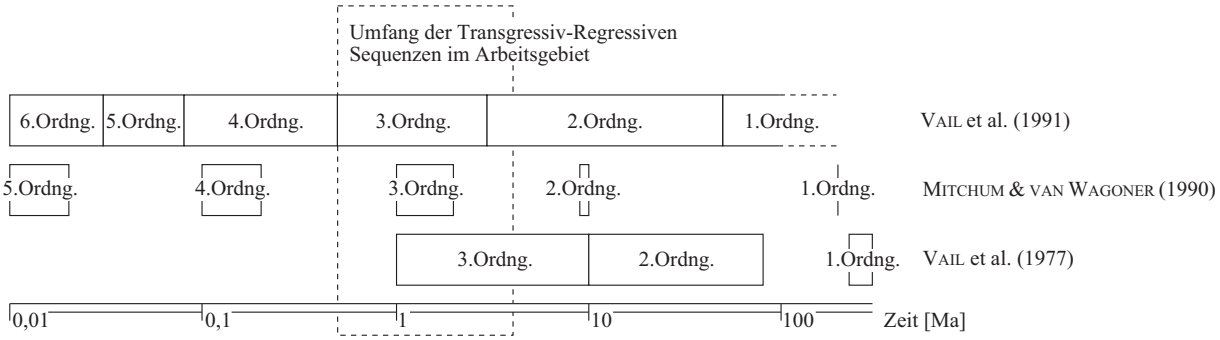


Abb. 22: Die im Arbeitsgebiet abgegrenzten Transgressiv-Regressiven Sequenzen decken sich in ihrem zeitlichen Umfang zwischen 0,5 und 4,1 Ma weitgehend mit den Sequenzen „dritter Ordnung“ in der Literatur.

zeichnen die lateral erheblich schwankenden Mächtigkeiten der Sequenzen III und IV nach. Einen Hinweis auf synsedimentäre Tektonik geben die von PIQUÉ et al. (1998b) als Seismite gedeuteten Entwässerungsstrukturen in Valangin-zeitlichen Sedimenten des Haha-Beckens.

Die Umstellung von karbonatischer auf vornehmlich siliziklastische Sedimentation der „Formation de Sidi Lhousseine“ an der Wende Berrias / Valangin wird besonders im südlichen Profilschnitt deutlich, wo flachmarine Sandsteine der Sequenz IV weit in das Becken progradieren. Die Änderung des Sedimentatiosregimes steht in erster Linie in Zusammenhang mit der tektonischen Heraushebung des Liefergebietes. Eine globale Klimaänderung von ariden Verhältnissen im Berrias hin zu humiden, die Abtragung im Hinterland begünstigenden Bedingungen im Valangin (WEISSERT 1990; PRICE et al. 1998) mag als zusätzlicher Faktor hinzukommen. Auch in den vor der marokkanischen Küste bei DSDP Site 416 erbohrten Turbiditen ist ein Wechsel von karbonatischen zu siliziklastischen Komponenten dokumentiert (SCHLAGER 1980); am nordamerikanischen Kontinentalrand überlagern zeitgleich mächtige terrigene Schüttungen den spät-jurassischen bis früh-kretazischen Karbonatschelf (HUBBARD 1988; MEYER 1989; JANSA 1993).

Der Meeresspiegelanstieg an der Unter-/Ober-Valangin-Wende und die damit verbundene Erosion auf den Schwellen gleicht die Beckenmorphologie weitgehend aus. Die Sedimentation der mächtigen, in ihren höheren Anteilen jedoch lückenhaften Sequenzen V bis VII setzt die siliziklastische Entwicklung des Südwestmarokkanischen Beckens im Ober-Valangin und frühen Unter-Hauterive fort. Sie kulminiert im späten Hauterive im weiten Vorgreifen kontinentaler Rotsedimente, in der Progradation deltaischer Klastika (CHOUBERT & FAURE-MURET 1962; AMBROGGI 1963; BUTT et al. 1984) und distal in der Schüttung mächtiger siliziklastischer Turbidite (SCHLAGER 1980).

4.5.2 Interne Ablagerungsgeometrien

Im Vergleich mit pelagischen, aber auch mit anderen flachmarinen Abfolgen gleichen stratigraphischen Umfangs fällt die geringe Gesamtmächtigkeit der unter-kretazischen Schichtenfolge im Südwestmarokkanischen Becken auf. Ungewöhnlich ist auch die rasche Änderung von Mächtigkeit und Fazies in den bearbeiteten Profilschnitten. In beiden Traversen durch Teile des Südwestmarokkanischen Beckens dünnen die einzelnen Sequenzen sowohl in östliche Richtung, zum Beckenrand hin, als auch nach Westen in Richtung auf die distalen Schwellen lateral aus (vgl. Abb. 19, 20). Die Mächtigkeit der Sedimentkörper beträgt maximal 26 m, im Extremfall jedoch nur wenige Dezimeter. Obgleich sie in ihrem zeitlichen Umfang Ablagerungssequenzen „dritter Ordnung“ entsprechen, erreichen die Transgressiv-Regressiven Sequenzen im Arbeitsgebiet kaum die Mächtigkeiten, die in der Literatur für marine Sequenzen „dritter Ordnung“ angegeben werden (z.B. EINSELE et al. 1991: Abb. 2; VAN WAGONER et al. 1991: Tab. 1).

Die auffällige laterale Variabilität der Transgressiv-Regressiven Sequenzen, die nicht nur ihren internen Aufbau, sondern auch die Ausbildung der Sequenzgrenzen, der transgressiven Oberflächen, betrifft, liegt in einer differenzierten

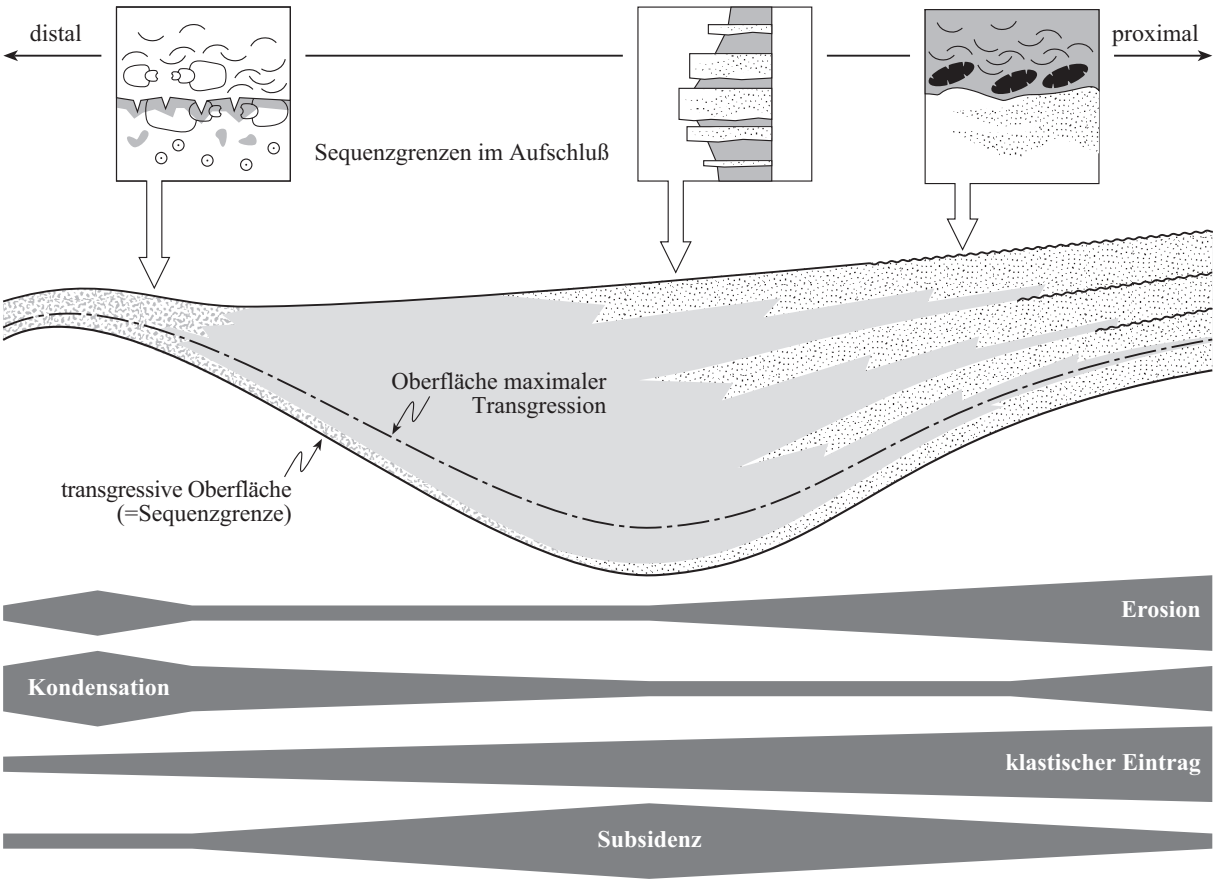


Abb. 23: Vereinfachtes, nicht maßstäbliches Ablagerungsmodell für die transgressiv-regressiven Sequenzen im Arbeitsgebiet. Neben einem schwankenden Meeresspiegel kontrollieren unterschiedliche Subsidenzraten auf distalen Schwellen, in lokalen Depozentren und am Beckenrand sowie der nahe des Liefergebietes erhöhte klastische Eintrag die internen Ablagerungsgeometrien. Bei sinkendem Meeresspiegel und relativem Meeresspiegeltiefstand zeichnet sich die Sedimentation insbesondere auf Schwellen und am Beckenrand durch Erosion und Kondensation aus. Schichtlücken und erosive Aufarbeitung sind hier kennzeichnend für die Sequenzgrenzen. In den Trögen wird dagegen kontinuierlich sedimentiert, so daß Sequenzgrenzen im Aufschluß dort häufig allein durch einen Wechsel im Stapelungsmuster zum Ausdruck kommen. Erläuterung im Text.

Beckenmorphologie begründet. Synsedimentäre Tektonik an reaktivierten variszischen Störungen (TAJ-EDDINE 1992; PIQUÉ et al. 1998 b) gliedert das Südwestmarokkanische Becken in ein kleinräumiges Schollen-Mosaik. In einem derart ungleichmäßig absinkenden Sedimentationsraum weicht der interne Aufbau der Ablagerungssequenzen von der idealen, an passiven Kontinentalrändern abgeleiteten Modellvorstellung (vgl. Abb. 17) ab. Ähnlich komplexe Ablagerungsgeometrien zeigen auch andere Becken mit aktiver Blocktektonik (GAWTHORPE et al. 1997) oder Vorlandbecken (POSAMENTIER & ALLEN 1993).

Mehr noch als großräumig eustatische Meeresspiegelschwankungen oder regional die erosive Abtragung im Hinterland die Sedimentation steuern, bestimmt lokal eine unterschiedliche Subsidenz die individuelle Ausprägung der Sedimentkörper in verschiedenen Positionen im Becken (Abb. 23). Die gegenüber der mächtigen Abfolge des südlichen Profilschnittes im Zentrum des Agadir-Beckens deutlich geringmächtigere Entwicklung der Schichtenfolge am Südrand des Haha-Beckens im nördlichen Profilschnitt zeigt den Einfluß der west-ost streichenden Hochstruktur bei Cap Ghir, dem trennenden Strukturelement zwischen beiden Becken. Die Nähe zum Liefergebiet Anti-Atlas zeigen im südlichen Profilschnitt mächtige terrigener Klastika im Unter-Valangin.

Ein beispielhaftes Beckenrandprofil ist das Profil Tamzargout, das Bioklastenkalke und

Sandsteine des inneren Schelfs und Vorstrandes erschließt. Die Subsidenz am Beckenrand ist zu gering, um Meeresspiegelschwankungen und den erhöhten terrigenen Eintrag des nahen Liefergebietes zu kompensieren. Das stetige Auffüllen des Sedimentationsraumes bedingt ein Vorherrschen flachmariner Fazies. Bei niedrigem relativen Meeresspiegel wirkt submarine Erosion: Schichtlücken im Top des regressiven System-Traktes und eine dem „Transgressive Ravinement" entsprechende Aufarbeitung der unterlagernden Lithologien an der transgressiven Oberfläche sind charakteristische Merkmale der Ablagerungssequenzen am Beckenrand.

Die mächtigen Profile beider Schnitte zeigen die Ausprägung der Sequenzen mit hoher Subsidenzrate. Transgressive System-Trakte sind hier mit einer Abnahme der Schichtmächtigkeiten zum Hangenden hin deutlich retrogradierende Abfolgen. *Thalassinoides*, intensive Bioturbation, Anreicherung von Schill und die Bildung von Fest- oder Hartgründen sind weit verbreitet. Regressive System-Trakte sind mächtige Abfolgen, die ein schrittweises, von wiederholter Flutung unterbrochenes Progradieren bioklastischer oder siliziklastischer Fazies zeigen. Eine solche Gliederung in untergeordnete Parasequenzen ist kennzeichnend für höhere Subsidenz (KIDWELL 1993).

Der regressive System-Trakt der mächtigen Profile ist im höheren Teil eine lückenlose Abfolge; auch fehlt den transgressiven Oberflächen die deutlich erosive Komponente. Sofern die Amplitude der Meeresspiegelschwankungen geringer als die Subsidenzrate ist und somit auch aus einem Meeresspiegelfall lediglich ein Stillstand oder sogar nur ein verlangsamter Anstieg des relativen Meeresspiegels resultiert, wird kontinuierlich sedimentiert. In geringmächtigerer Entwicklung des regressiven System-Traktes überlagern flachmarine bioklastische Karbonate oder Sandsteine die tiefermarinen Lithofazies dagegen häufig mit abruptem, erosivem Wechsel. Erosionsflächen vergleichbarer Größenordnung werden in der Literatur als „Sea-level Drop Surfaces" (BRETT et al. 1990) oder „Shallowing Surfaces" (HOLLAND et al. 1997) beschrieben.

Die distalen Schwellen zeichnen sich wiederum durch geringe Subsidenzraten aus, wobei sich der verringerte terrigene Eintrag hier zusätzlich auf das Sedimentationsgeschehen auswirkt. System-Trakte können in Schwellenposition bis auf eine einzelne Bank kondensiert sein, Fest- und Hartgründe, Ooide sowie eine authigene Mineralisation sind Kennzeichen häufiger Omission. Wie am Beckenrand kommt es hier an der transgressiven Oberfläche zu einer erosiven Aufarbeitung.

5 Ammonitenfauna

Im Berrias, Valangin und tiefen Unter-Hauterive des Arbeitsgebietes liegen Ammonitengehäuse überwiegend in Steinkern-Erhaltung vor. Ihre Schale, in dunklem Calcit rekristallisiert, ist nur selten überliefert. Während äußere Windungen und vor allem Wohnkammern weitgehend undeformiert bleiben, sind die Innenwindungen bei der Mehrheit der untersuchten Exemplare hohl und nur mit sparitischen Calcit-‚Tapeten' ausgekleidet, flachgedrückt oder fehlen ganz.

Das Ausmaß der Deformation hängt in hohem Maße von der einbettenden Lithologie ab: Gut zementierte karbonatische Horizonte erhalten die Gehäuseproportionen in der Regel unverändert; in den mergeligen und feinsandigen Lithologien werden die Gehäuse dagegen stärker kompaktiert. Pyrit- bzw. Limonit-Steinkerne kommen in roten Kalken und Mergeln vor, phosphatische Steinkerne können in Aufarbeitungshorizonten angereichert sein.

Die tabellarisch aufgeführten Meßwerte und Verhältniszahlen sind bei leicht verdrückten Exemplaren entsprechend ungenau, bei stärker deformierten oder fragmentarisch erhaltenen Stücken wird auf ihre Angabe ganz verzichtet. Oftmals beschreiben Verhältniswerte die Gehäuseproportionen anschaulicher als die Absolutmaße Gehäusedurchmesser D, Nabelweite Nw, Windungshöhe Wh und Windungsbreite Wb (vgl. Abb. 24): So definiert der Quotient Nw : D die relative Nabelweite, Wh : D erfaßt die Zunahme

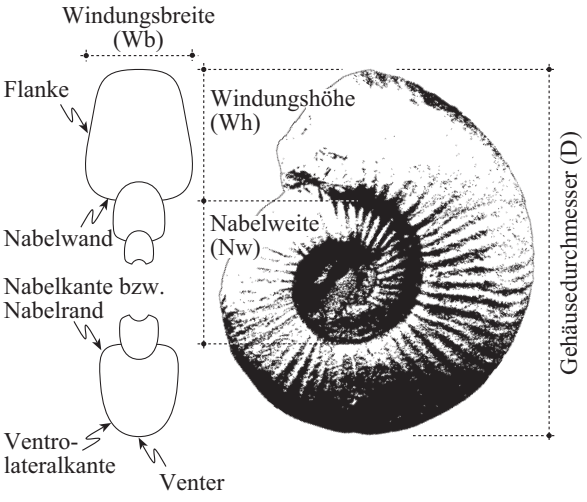


Abb. 24: Querschnittszeichnung und laterale Gehäuseansicht zur Erläuterung der angegebenen Meßwerte und der wichtigsten verwendeten Begriffe.

der Windungshöhe und Wb : Wh beschreibt die Form des Windungsquerschnitts.

Die Gehäuseformen werden in Anlehnung an WESTERMANN (1996) klassifiziert (Abb. 25); die Terminologie der Skulpturmerkmale folgt dem Glossar im „Treatise on Invertebrate Paleontology“ (vgl. WRIGHT et al. 1996: 304-308).

367 Ammoniten aus eigenen horizontierten Aufsammlungen bilden die Grundlage der systematischen Bearbeitung. Das Material wird im National Natuurhistorisch Museum „Naturalis“, Leiden (Niederlande) unter den Inventar-Nummern RGM 353.065 bis 353.532 hinterlegt. Ergänzend wurde Material aus der Sammlung Wiedmann am Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen berücksichtigt.

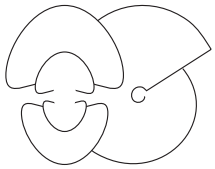
Darüber hinaus stützen sich die Bestimmungen auf Vergleiche mit Abbildungsoriginalen und zahlreichen Abgüssen von Typen zu BAUMBERGER (1903-1910), D'ORBIGNY' (1840-1842), LE HÉGARAT (1973), MAZENOT (1939), PICTET (1867), SAYN (1907), UHLIG (1902) und ZITTEL (1886).

Bei der Artbeschreibung in offener Nomenklatur finden Kürzel folgender Bedeutung Verwendung (vgl. BENGTSON 1988):

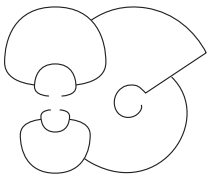
aff. die beschriebene Art ist mit der genannten nicht identisch, aber nahe verwandt;
cf. die beschriebene Art ist möglicherweise mit der genannten identisch;
ex. gr. eine genaue artliche Zuordnung ist nicht möglich, die beschriebene Art steht jedoch mit dem genannten Formenkreis in Beziehung;
sp. eine Artzuordnung ist nicht möglich;
? die Zuordnung zur genannten Gattung ist unsicher;
„ “ der verwendete Gattungsname bedarf im Zusammenhang mit der genannten Art der Revision.

Der besseren Lesbarkeit halber werden im laufenden Text alle Taxa ohne den Autor und das Jahr der Erstbeschreibung zitiert. Sämtliche in vorliegender Arbeit erwähnten Ammoniten-Gattungen und -Arten sind im alphabetischen Index in vollständiger Schreibweise aufgeführt.

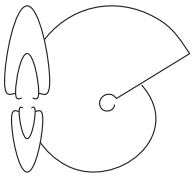
Der Tafelanhang enthält Abbildungen aller beschriebenen Arten - soweit nicht anders angegeben - in natürlicher Größe. Um Farbunterschiede auszugleichen, wurden alle Stücke vor der Aufnahme mit Graphitpulver bestäubt.



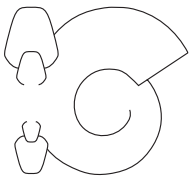
sphärocon:
sehr involute bis involute, fast kugelige Gehäuse mit breitovalem Windungsquerschnitt (z. B. *Valanginites*)



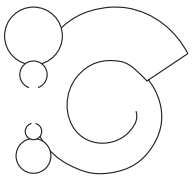
planorbicon:
mäßig involute bis mäßig evolute Gehäuse mit rundem, ovalem oder gedrungen subtrapezoidalem Windungsquerschnitt (z. B. *Olcostephanus*)



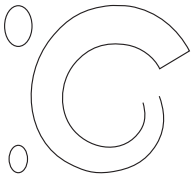
discocon:
sehr involute bis mäßig involute Gehäuse mit subtrapezoidalem, subrectangulärem oder hochovalem Windungsquerschnitt und häufig rasch zunehmender Windungshöhe (z. B. *Karakaschiceras*)



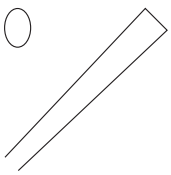
platycon:
mäßig involute bis evolute Gehäuse mit gedrungen subtrapezoidalem, subrectangulärem, ovalem oder rundem Windungsquerschnitt und häufig nur langsam zunehmender Windungshöhe (z. B. *Kilianella*)



serpenticon:
sehr evolute Gehäuse mit ovalem oder rundem Querschnitt der einander kaum umfassenden Windungen und nur langsam zunehmender Windungshöhe (z. B. *Lytoceras*)



gyrocon:
„heteromorphe“, offen planspiral aufgerollte Gehäuse mit einander nicht berührenden Windungen (z. B. *Himantoceras*)



orthocon:
„heteromorphe“, gerade gestreckte Gehäuse (z. B. *Bochianites*)

Abb. 25: Charakterisierung der unterschiedlichen Gehäuseformen.
In Anlehnung an WESTERMANN (1996).

5.1 Systematik

Ordnung **Ammonoidea** ZITTEL 1884
Unterordnung **Phylloceratina** ARKELL 1950
Überfamilie **Phylloceratac eae** ZITTEL 1884
Familie **Phylloceratidae** ZITTEL 1884
Unterfamilie **Phylloceratinae** ZITTEL 1884
Gattung ***Phylloceras*** SUESS 1865
Untergattung ***Phylloceras*** SUESS 1865

Typ-Art: *Ammonites heterophyllus* SOWERBY 1820

Phylloceras (Phylloceras) serum (OPPEL 1865)

Taf. 25 Fig. 3

* 1865 *Ammonites serus* OPP. - OPPEL: 550.
1976 *Phylloceras serum* (OPPEL) - JOLY: 174; Taf. 7 Fig. 1, 2, 5; Taf. 8 Fig. 8; Taf. 41 Fig. 10, 12, 14; Taf. 42 Fig. 1; [mit zusätzlicher Synonymie].
1977 *Phylloceras (Phylloceras) serum* (OPPEL) - KENNEDY & KLINGER: 352; Taf. 1; Taf. 2 Fig. 1a, b, 2a-g; Taf. 3 Fig. 1a-c, 2a, b; Abb. 1; [mit zusätzlicher Synonymie].
1995 *Phylloceras serum* (OPPEL) - HOEDEMAEKER: 245; Taf. 12 Fig. 5; [1995 b; mit zusätzlicher Synonymie].

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.507	A24.173.13	92,5	5	0,05	54	0,58	21,5	0,23	0,40

Der Windungsquerschnitt des discoconen und sehr involuten Gehäuses ist hoch-oval. Die feine Skulptur besteht aus dichten, leicht falcoiden Fadenrippen, die beim vorliegenden Exemplar im inneren Drittel der Flanke ansetzen.

Stratigraphie: Die Art tritt im gesamten Tethys-Raum vom Tithon bis ins Barrême auf. Im Arbeitsgebiet ist *Phylloceras (Phylloceras) serum* in der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive nachgewiesen.

Unterordnung **Lytoceratina** HYATT 1889
Überfamilie **Lytoceratac eae** NEUMAYR 1875
Familie **Lytoceratidae** NEUMAYR 1875
Unterfamilie **Lytoceratinae** NEUMAYR 1875
Gattung ***Lytoceras*** SUESS 1865

Typ-Art: *Ammonites fimbriatus* SOWERBY 1817

Lytoceras subfimbriatum (D'ORBIGNY 1841)

Taf. 43 Fig. 2, 3

* 1841 *Ammonites subfimbriatus* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 121; Taf. 35 Fig. 1-4.
1976 *Lytoceras subfimbriatum* (D'ORBIGNY) - MANDOV: 53; Taf. 2 Fig. 1, 3.
1986 *Lytoceras subfimbriatum* (D'ORBIGNY 1841) - VAŠÍCEK & MICHALÍK: 456; Taf. 4 Fig. 1.
1993 *Lytoceras* aff. *subfimbriatum* (D'ORBIGNY) - AVRAM & GRĂDINARU: 672; Taf. 3 Fig. 5, 6a, b.
1993 *Lytoceras subfimbriatum* (D'ORBIGNY) - AUTRAN: Taf. 10 Fig. 6.
1995 *Lytoceras subfimbriatum* (D'ORBIGNY) - AVRAM: Taf. 3 Fig. 4; [1995 a].
1995 *Lytoceras subfimbriatum* (D'ORBIGNY) - HOEDEMAEKER: Taf. 11 Fig. 1; [1995 b].
1995 *Lytoceras subfimbriatum* (D'ORBIGNY) - REBOULET: 193; Taf. 37 Fig. 6, 7; Taf. 38 Fig. 5-7.

Zehn Exemplare:

RGM 353.165 [A04.154.09] RGM 353.486 [A24.159.01] RGM 353.491 [A24.161.03] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.162	A04.154.06	57	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.163	A04.154.07	60	.....	.....	21,5	0,36	.....	.....	.....
RGM 353.161	A04.154.05	80	36,5	0,46	28,5	0,36	20,5	0,26	0,72
RGM 353.159	A04.154.03	81	37,5	0,46	26,5	0,33	21,5	0,27	0,81
RGM 353.160	A04.154.04	88	37,5	0,43	29	0,33	22,5	0,26	0,76
RGM 353.164	A04.154.08	97,5	40	0,41	35,5	0,36	22	0,23	0,62
RGM 353.344	A18.205.01	140	61,5	0,44	47,5	0,34	34	0,24	0,72

Das serpenticone, sehr evolute Gehäuse besitzt einen ovalen Windungsquerschnitt. Seine feine Skulptur besteht aus engständigen, gleichmäßig dichten, leicht krenulierten Fadenrippen, die ganz um die Windung herumlaufen; besonders auf der Wohnkammer sind einzelne Rippen in regelmäßigen Abständen etwas stärker entwickelt.

Stratigraphie: *Lytoceras subfimbriatum* wird vor allem aus dem Hauterive im Tethys-Raum beschrieben (AVRAM & GRĂDINARU 1993; REBOULET 1995 u. a.). In den bearbeiteten Profilen ist die Art im *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin und in der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive belegt.

Unterordnung **Ammonitina** HYATT 1889

Überfamilie **Haploceratacea**e ZITTEL 1884

Familie **Haploceratidae** ZITTEL 1884

Gattung ***Haploceras*** ZITTEL 1870

Untergattung ***Neolissoceras*** SPATH 1923

Typ-Art: *Ammonites grasianus* D'ORBIGNY 1841

Haploceras (Neolissoceras) grasianum (D'ORBIGNY 1841)

Taf. 43 Fig. 1

* 1841 *Ammonites Grasianus* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 141; Taf. 44 Fig. 1-3.
1968 *Haploceras (Neolissoceras) grasianum* (D'ORB.) - WIEDMANN & DIENI: 107; Taf. 10 Fig. 2a, b.
1987 *Haploceras (Neolissoceras) grasianum* (D'ORBIGNY, 1841) - COMPANY: 97; Taf. 2 Fig. 1-3, 4a, b, 5, 6a, b, 7-9; Taf. 18 Fig. 1; [mit zusätzlicher Synonymie].
1993 *Haploceras (Neolissoceras) grasianum* (D'ORBIGNY) - AVRAM & GRĂDINARU: 673; Taf. 1 Fig. 6; Taf. 2 Fig. 2; Taf. 3 Fig. 10-11.
1993 *Haploceras (Neolissoceras) grasi* (D'ORBIGNY) - AUTRAN: Taf. 3 Fig. 2.
1995 *Haploceras (Neolissoceras) grasianum* (D'ORBIGNY) - AVRAM: Taf. 5 Fig. 3; [1995 a].
1995 *Neolissoceras grasianum* (D'ORBIGNY) - REBOULET: 164; Taf. 34 Fig. 1a, b, 2, 3a, b, 4-14; [mit zusätzlicher Synonymie].

Vier Exemplare:

RGM 353.490 [A24.161.02] RGM 353.494 [A24.163.02] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.489	A24.161.01	84,5	25,5	0,30	36	0,43	.....	.....	.....
RGM 353.497	A24.173.03	98,5	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....

Das platycone, mäßig involute Gehäuse zeigt einen subrectangulären Windungsquerschnitt und keinerlei Skulptur.

Stratigraphie: *Haploceras (Neolissoceras) grasianum* ist eine langlebige Art, die im gesamten Tethys-Raum vom Unter-Valangin bis ins

Ober-Hauterive vorkommt. Im Arbeitsgebiet ist sie vereinzelt in der *Saynoceras verrucosum*-Zone und im *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin sowie in der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive nachgewiesen.

Überfamilie **Perisphinctaceae** STEINMANN 1890

Familie **Oosterellidae** BREISTROFFER 1940

Gattung ***Oosterella*** KILIAN 1911

(= ? *Pseudoosterella* SPATH 1924)

Typ-Art: *Ammonites cultratus* D'ORBIGNY 1841

Oosterella cultrata (D'ORBIGNY 1841)

Taf. 6 Fig. 1-3; Taf. 26 Fig. 3

* 1841 *Ammonites cultratus* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 145; Taf. 46 Fig. 1, 2.
1882 *Schloenbachia cultrataeformis n. f.* - UHLIG: 381; Taf. 4 Fig. 1, 2.
1901 *Schloenbachia cultrata* D'ORBIGNY - SARASIN & SCHÖNDELMAYER: 34; Taf. 2 Fig. 7.
1942 *Oosterella cultrata* D'ORBIGNY - WEBER: 275; Taf. 16 Fig. 1a, b.
1967 *Oosterella cultrata* (D'ORB.) - DIMITROVA: 128; Taf. 62 Fig. 3.
? non 1968 *Oosterella* cf. *cultrataeformis* (UHLIG) - WIEDMANN & DIENI: 105; Taf. 14 Fig. 5a, b; Abb. 69.
1976 *Oosterella cultrata* (D'ORBIGNY) - MANDOV: 83; Taf. 19 Fig. 2.
1976 *Oosterella cultrataeformis* (UHLIG) - MANDOV: 84; Taf. 19 Fig. 3a, b.
non 1981 *Oosterella* aff. *cultrata* (D'ORBIGNY, 1841) - KEMPER et al.: 302; Taf. 37 Fig. 9, 10.
1987 *Oosterella cultrataeformis* (UHLIG 1882) - IMMEL: 82; Taf. 7 Fig. 2a, b.
1987 *Oosterella cultrata* (D'ORBIGNY, 1841) - COMPANY: 191; Taf. 13 Fig. 19; Taf. 19 Fig. 27.
1991 *Oosterella* cf. *cultrata* (D'ORBIGNY, 1841) - ETTACHFINI: 120; Taf. 9 Fig. 3a, b.
pars 1995 *Oosterella cultrata* (D'ORBIGNY) - REBOULET: 142; Taf. 27 Fig. 7-16; non Taf. 27 Fig. 17a, b.
1995 *Oosterella cultrataeformis* (UHLIG) - REBOULET: 144; Taf. 27 Fig. 1a-c, 2a, b, 3a, b, 4-6.

Fünf Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.158	A04.154.02	.....	.....	.....	10,5	.....	8	.....	0,76
RGM 353.178	A13.106.04	.....	.....	.....	23	.....	41,5	.....	1,80
RGM 353.096	A01.106.04	76,5	20	0,26	34,5	0,45	18	0,24	0,52
RGM 353.496	A24.173.02	109	30	0,28	50	0,46	.....	.....	.....
RGM 353.504	A24.173.10	196	60,5	0,31	84	0,43	.....	.....	.....

Das mäßig involute, platycone Gehäuse besitzt einen hohen, subrectangulären Windungsquerschnitt mit carinatem Venter. Die Skulptur aus kräftigen breiten Rippen, die zunächst einfach oder paarweise von leicht bullaten Knoten am Nabelrand ausgehen, zeigt in späteren Gehäusestadien einen fast regelmäßigen Wechsel von Rippen oder Rippenpaaren mit und solchen ohne Umbilikalbullae. Die Rippen verlaufen rectiradiat und anfangs allenfalls schwach, in späteren Wachstumsstadien stärker falcoid; sie bifurkieren entweder auf Flankenmitte oder entwickeln Schaltrippen auf der äußeren Flanke. Dazwischen sind in regelmäßigen Abständen pro Windung etwa sechs bis sieben Einschnürungen angedeutet. Das größte Exemplar zeigt mit breiten Rippen geringen Reliefs das Endstadium der Skulpturentwicklung.

Oosterella cultrataeformis wird von *Oosterella cultrata* aufgrund tiefer periodischer Einschnürungen unterschieden; laut IMMEL (1987) sollen bei ersterer darüber hinaus die Bifurkationen und die Ansatzpunkte der Schaltrippen weiter innen auf der Flanke liegen. Während eine Reihe von Autoren beide Arten trennt (MANDOV 1976; COMPANY 1987; IMMEL 1987; REBOULET 1995), wird *Oosterella cultrataeformis* von anderen (z. B. WEBER 1942) wie auch in der

vorliegenden Arbeit als jüngeres Synonym betrachtet. Mit den insgesamt wenig ausgeprägten und zudem bei den einzelnen Exemplaren unterschiedlich deutlichen Einschnürungen vermittelt das vorliegende Material zwischen *Oosterella cultrata* und *Oosterella cultrataeformis*. Auch die von REBOULET (1995: Taf. 27) abgebildeten Exemplare beider Arten zeigen die Variabilität dieses Merkmals, die eine Abtrennung der stärker eingeschnürten Formen als *Oosterella cultrataeformis* nicht rechtfertigt.

Stratigraphie: In Südspanien und Südostfrankreich reichen *Oosterella cultrata* bzw. *Oosterella cultrataeformis* von der *Himantoceras trinodosum*-Subzone des Ober-Valangin bis in die *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive (COMPANY 1987; REBOULET 1995). Im Arbeitsgebiet ist *Oosterella cultrata* im *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) und in der *Acanthodiscus radiatus*-Zone belegt.

Familie **Olcostephanidae** HAUG 1910
Unterfamilie **Spiticeratinae** SPATH 1924
Gattung ***Spiticeras*** UHLIG 1903

Mehr als 150 Arten und Unterarten der Gattung *Spiticeras*, verteilt auf die drei Untergattungen *Spiticeras* s. str., *Kilianiceras* und *Negreliceras* sind bisher beschrieben worden. Häufig fand die intraspezifische Variabilität dabei keine Berücksichtigung, so daß neue Arten auf der Grundlage nur einiger weniger oder gar einzelner Exemplare aufgestellt wurden. Besonders DJANÉLIDZÉ (1922) vermehrte mit der bislang letzten monographischen Bearbeitung der Gattung *Spiticeras* die Anzahl der Taxa erheblich, indem er viele aufgrund geringster Unterschiede und zum Teil zweifelhafter Merkmale beschrieb.

Verläßliche stratigraphische Reichweiten einzelner Arten sind nicht publiziert; nur LE HÉGARAT (1973) gibt eine stratigraphische Übersicht für das Berrias und das Valangin Südostfrankreichs.

Untergattung ***Spiticeras*** UHLIG 1903

Typ-Art: *Ammonites spitiensis* BLANFORD 1863

Spiticeras (Spiticeras) ducale (MATHERON 1880)

Taf. 7 Fig. 1

* 1880 *Ammonites ducalis* Ph. MATHERON, 1880 - MATHERON: Taf. B-27 Fig. 2a, b.
1910 *Holcostephanus (Spiticeras) ducalis* MATH. sp. - KILIAN: 178; Taf. 2 Fig. 4.
1922 *Spiticeras ducale* MATH. sp., emend. - DJANÉLIDZÉ: 153; Taf. 17 Fig. 1a-c.
1922 *Spiticeras mutabile* n. sp.- DJANÉLIDZÉ: 150; Taf. 16 Fig. 1a, b.

Drei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.107	A04.099.01	170	74,5	0,44	58,5	0,34	49	0,29	0,84
RGM 353.394	A24.094.01	183	77,5	0,42	65,5	0,36	48,5	0,27	0,74
RGM 353.106	A04.098.01	264	133,5	0,51	79	0,30	55	0,21	0,70

Das platycone Gehäuse ist evolut und besitzt einen zunächst subtrapezoidalen, an der Wohnkammer des größten Exemplars dann eher ovalen Windungsquerschnitt. Die Windungen erreichen ihre größte Breite knapp außerhalb des Nabelrandes. Von wenig ausgeprägten, abgerundeten Bullae am Nabelrand gehen Rippen zu dreien oder vieren aus; durch häufige Bifurkation bei etwa halber Windungshöhe entsteht auf der äußeren Flanke und dem Venter eine dichte Berippung. Die Rippen verlaufen schwach prorsiradiat und queren den Venter mit leicht konvexem

Schwung. Ein Exemplar zeigt eine prorsiradiate, schwach geschwungene Einschnürung.

Stratigraphie: Nach LE HÉGARAT (1973) tritt *Spiticeras (Spiticeras) ducale* in der *Berriasella picteti*-Subzone (*Fauriella boissieri*-Zone) des Ober-Berrias auf. Die Nachweise im Arbeitsgebiet entstammen der fraglichen *Tirnovella occitanica*-Zone des Mittel-Berrias sowie der tieferen *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias.

Spiticeras (Spiticeras) bulliforme (UHLIG 1903)

Taf. 8 Fig. 1

* 1903 *Holcostephanus (Spiticeras) bulliformis*, sp. nov. - UHLIG: 114; Taf. 13 Fig. 2a-c.
1922 *Spiticeras bulliforme* UHL. - DJANÉLIDZÉ: 127; Taf. 14 Fig. 2a-c, 3.
1992 *Spiticeras (Spiticeras) bulliforme* (UHLIG, 1903) - HOWARTH: 622; Taf. 3 Fig. 3-4.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.108	A04.102.01	182	86,5	0,48	58	0,32	.....	.....	.....
		Basis letzte Windung			47	.....	65	.....	1,38

Das planorbicone, mäßig evolute Gehäuse zeigt den arttypischen gedrungenen, breit-ovalen Windungsquerschnitt mit größter Breite knapp außerhalb des Nabelrandes. Die kaum erhaltene Skulptur bilden kräftige, aber wenig akzentuierte, abgerundete Bullae am Nabelrand, von denen relativ feine und wenig ausgeprägte Rippen ausgehen; sie nehmen auf der Flanke einen radiären Verlauf und queren den Venter gerade.

Stratigraphie: *Spiticeras (Spiticeras) bulliforme* tritt im Berrias auf, genauere Angaben sind nicht publiziert. Das vorliegende Exemplar stammt aus der tieferen *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias.

Untergattung ***Kilianiceras*** DJANÉLIDZÉ 1922

Typ-Art: *Stephanoceras damesi* STEUER 1897

Spiticeras (Kilianiceras) gratianopolitense (KILIAN 1892)

Taf. 9 Fig. 1-3

* 1892 *Holcostephanus gratianopolitensis* n. sp. - KILIAN: 4; Taf. 2.
? 1903 *Holcostephanus (Spiticeras) conservans*, sp. nov. - UHLIG: 102; Taf. 14 Fig. 2a-d.
1922 *Spiticeras (Kilianiceras) gratianopolitense* KIL. sp. - DJANÉLIDZÉ: 125; Taf. 10 Fig. 1.
? 1922 *Spiticeras (Kilianiceras) praegratianopolitense* n. sp. - DJANÉLIDZÉ: 122; Taf. 8 Fig. 1a, b.
? 1922 *Spiticeras (Kilianiceras) incertum* n. sp. - DJANÉLIDZÉ: 115; Taf. 8 Fig. 2, 3a, b; Taf. 14 Fig. 5.
? 1922 *Spiticeras (Kilianiceras) damesiforme* n. sp. - DJANÉLIDZÉ: 119; Taf. 9 Fig. 1a, b.
? 1987 *Spiticeras (Kilianiceras) praegratianopolitense* DJANÉLIDZÉ 1922 - IMMEL: 69; Taf. 3 Fig. 4.

Zwei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.525	A33.112.01	107	47,5	0,44	32	0,30	.....	.....	.....
RGM 353.223	A18.107.01	146	68	0,47	44,5	0,30	48	0,33	1,08

Das platycone, evolute Gehäuse mit breit-ovalem Windungsquerschnitt ereicht die maximale Breite am Nabelrand. Die kräftige Skulptur besteht aus leicht rursiradiaten, kommaförmigen Umbilikalbullae, von denen paarweise Rippen ausgehen; meist bifurkiert nur eine der beiden im äußeren Drittel der Flanke. Am Gabelungspunkt ist auf den Innenwindungen ein für die Untergattung *Kilianiceras* charakteristischer scharfer Lateralknoten entwickelt, der zunächst rundlich,

später dann radiär ausgelängt ist. Eine oder zwei prorsiradiate, leicht konkave Einschnürungen pro Windung unterbrechen die Berippung, adapikal begleitet von einem ausgeprägten Wulst.

Stratigraphie: Nach KILIAN (1892) und DJANÉLIDZÉ (1922) entstammen die südostfranzösischen Nachweise dem Valangin. In den untersuchten Profilen tritt *Spiticeras (Kilianiceras) gratianopolitense* in der *Tirnovella alpillensis*-Subzone (*Fauriella boissieri*-Zone) des Ober-Berrias und im tieferen Teil der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin auf.

Unterfamilie **Olcostephaninae** HAUG 1910

Gattung ***Olcostephanus*** NEUMAYR 1875

[ausführliche Synonymie in BULOT 1990]

Untergattung ***Olcostephanus*** NEUMAYR 1875

Typ-Art: *Ammonites astierianus* D'ORBIGNY 1840

Olcostephanus (Olcostephanus) drumensis (SAYN in KILIAN 1910)

Taf. 10 Fig. 1

* 1910 *Holcostephanus (Astieria) Drumensis* SAYN - KILIAN: 196 [Fußnote]; Taf. 3 Fig. 2a, b.
1981 *Olcostephanus (Olcostephanus) drumensis* (SAYN MS) KILIAN - COOPER: Abb. 87 [= Holotyp].
1982 *Olcostephanus drumensis* KILIAN - COMPANY: Taf. 1 Fig. 1.
1982 *Olcostephanus drumensis* KILIAN - COMPANY & TAVERA: Taf. 1 Fig. 5, 6.
1987 *Olcostephanus drumensis* KILIAN, 1910 - COMPANY: 163; Taf. 14 Fig. 1-11, 12a, b; Taf. 19 Fig. 15.
1990 *Olcostephanus (Olcostephanus) drumensis* KILIAN, 1910 - BULOT: 81; Taf. 1 Fig. 4-15; Taf. 2 Fig. 1.
2000 *Olcostephanus drumensis* KILIAN - AGUADO et al.: Abb. 6i.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.386	A22.187.01	72,5	25	0,34	24,5	0,34	32	0,44	1,31

Das planorbicone Gehäuse ist mäßig evolut, der Querschnitt der Windungen breit-oval mit größter Breite am Nabelrand. Breite, flache Primärrippen entstehen auf der Nabelwand und entwickeln am Nabelrand kleine spitze, radiär ausgelängte Umbilikalknoten, von denen - soweit bei der mäßigen Erhaltung des Exemplars erkennbar - Sekundärrippen paarweise ausgehen. Sie verlaufen gerade und schwach prorsiradiat, einige bifurkieren etwa auf Flankenmitte; nahe der Mündung ist auf der Flanke ein Verlöschen der Skulptur zu beobachten. Die teilweise erhaltene Mündung wird von einem prorsiradiaten, konkav nach vorn geschwungenen Wulst begleitet, der die Berippung schneidet.

Stratigraphie: Nach Literaturangaben setzt *Olcostephanus (Olcostephanus) drumensis* in der *Thurmanniceras otopeta*-„Zone" ein, während stratigraphisch jüngste Vertreter im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin vorkommen (BULOT 1990; BULOT & THIEULOY 1995). Das vorliegende Exemplar entstammt der höheren *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin.

Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi (KILIAN 1902)

Taf. 10 Fig. 2-11; Taf. 11 Fig. 1, 2

* 1902 *Holcostephanus (Astieria) Guebhardi* n. sp. - KILIAN: 866; Taf. 57 Fig. 2a, b.
1930 *Astieria psilostoma* NEUMAYR & UHLIG, var. *Lateumbilicata* var. nov. - ROCH: 314; Taf. 16 Fig. 3a, b.
1981 *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* (KILIAN) - COOPER: Abb. 192 [= Holotyp]; Abb. 193.
1985 *Olcostephanus densicostatus* (WEGNER, 1909) - COMPANY: 118; Taf. 1 Fig. 3-7.
1987 *Olcostephanus densicostatus* (WEGNER, 1909) - COMPANY: 169; Taf. 15 Fig. 1-8; Taf. 19 Fig. 16-17.

1990 *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* KILIAN, 1902 - BULOT: 87; Taf. 6 Fig. 1-10; Taf. 7 Fig. 1-3; Taf. 8 Fig. 1-7; Taf. 11 Fig. 1, 2; [mit zusätzlicher Synonymie].

1991 *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* KILIAN, 1902 - ETTACHFINI: 123; Taf. 11 Fig. 1a, b, 2-5, 6a, b, 7a, b, 8, 9.

1991 *Olcostephanus (Olcostephanus)* cf. *psilostomus lateumbilicatus* - ETTACHFINI: Taf. 11 Fig. 10a, b, 11a, b.

1992 *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* (KILIAN, 1902) - BULOT: 151; Taf. 1 Fig. 1, 2a, b; [mit zusätzlicher Synonymie].

41 Exemplare:

RGM 353.072 [A01.100.04] RGM 353.280 [A18.170.03] RGM 353.294 [A18.174.13]
RGM 353.332 [A18.191.03] RGM 353.452 [A24.152.03] RGM 353.169 [A13.100.03] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.130	A04.138.06	18,5	5,5	0,30	7,5	0,41	12	0,65	1,60
RGM 353.286	A18.174.05	19	6	0,32	8	0,42	12	0,63	1,50
RGM 353.288	A18.174.07	20	7	0,35	7	0,35	11,5	0,58	1,64
RGM 353.287	A18.174.06	21	5,5	0,26	7,5	0,36	10	0,48	1,33
RGM 353.197	A15.105.02	22	6	0,27	9	0,41	12	0,55	1,33
RGM 353.295	A18.174.14	25	9,5	0,38	8	0,32	13	0,52	1,37
RGM 353.290	A18.174.09	25,5	10,5	0,41	6,5	0,25	11	0,43	1,69
RGM 353.128	A04.138.04	26	8	0,31	8,5	0,33	8,5	0,33	1,00
RGM 353.210	A15.116.02	27	9	0,33	10	0,37	17,5	0,65	1,75
RGM 353.127	A04.138.03	27	9	0,33	10,5	0,39	.....	.....	.....
RGM 353.289	A18.174.08	28	8,5	0,30	9,5	0,34	13,5	0,48	1,42
RGM 353.199	A15.105.04	30	10	0,33	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.129	A04.138.05	31,5	11	0,35	10,5	0,33	14,5	0,46	1,38
RGM 353.292	A18.174.11	35	10,5	0,30	15,5	0,44	22,5	0,64	1,45
RGM 353.291	A18.174.10	38,5	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.146	A04.147.04	44,5	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.131	A04.138.07	48	14	0,29	20	0,42	29	0,60	1,45
RGM 353.200	A15.105.05	48	16	0,33	21	0,44	.....	.....	.....
RGM 353.132	A04.138.08	54	18	0,33	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.198	A15.105.03	57	17	0,30	22	0,39	35	0,61	1,59
RGM 353.324	A18.183.09	60,5	17	0,30	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.133	A04.138.09	61,5	17,5	0,28	25,5	0,41	36	0,59	1,41
RGM 353.283	A18.174.02	62	18,5	0,30	23,5	0,38	27	0,44	1,15
RGM 353.327	A18.185.03	62,5	20,5	0,33	24	0,38	.....	.....	.....
RGM 353.219	A16.102.02	71,5	22	0,31	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.220	A16.102.03	88	22	0,25	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.209	A15.116.01	90	22,5	0,25	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.440	A24.150.01	91	24	0,26	37,5	0,41	47	0,52	1,25
RGM 353.074	A01.100.06	94,5	23	0,24	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.218	A16.102.01	95	24,5	0,26	42	0,44	.....	.....	.....
RGM 353.211	A15.119.01	100	28,5	0,29	39	0,39	51,5	0,52	1,32
RGM 353.069	A01.100.01	102	29,5	0,29	40	0,39	53	0,52	1,33
RGM 353.451	A24.152.02	104	33,5	0,32	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.070	A01.100.02	108	30	0,28	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.071	A01.100.03	112	26,5	0,24	47	0,42	.....	.....	.....

Die variable Art umfaßt zwei stratigraphisch aufeinanderfolgende Morphotypen: Einen frühen, kräftig skulptierten (vgl. Taf. 10 Fig. 2, 3, 8, 9) „Morphotype primitif“ sensu BULOT (1990) sowie einen späten, feiner berippten Typ mit zumeist größeren Gehäusedurchmessern (vgl. Taf. 10 Fig. 10, 11; Taf. 11 Fig. 1, 2), den BULOT (1990) auf der Grundlage des von COMPANY (1987) als *Olcostephanus densicostatus* beschriebenen Materials als „Morphotype querolensis“ bezeichnet. Zwischen beiden Typen bestehen Übergänge; einige der vorliegenden Exemplare lassen sich nicht eindeutig zuordnen. Mit dem „primitiven“ Morphotyp sind zudem kleinwüchsige Formen vergesellschaftet, die ROCH (1930) als *Astieria psilostoma* var. *lateumbilicata* beschreibt (Taf. 10 Fig. 4-7); sie können als Mikrokonche interpretiert werden.

Die Gehäuse der Makrokonche sind planorbicon und mäßig involut, ihre Windungsquerschnitte oval bis subrectangulär mit charakteristischerweise abgeflachten Flanken. Der Windungsquerschnitt nicht verformter Exemplare hat seine größte Breite außerhalb des Nabelrandes. Die Skulptur besteht aus kurzen rursiradiaten Hauptrippen, die auf der Nabelwand ansetzen; aus diesen entwickeln sich am Nabelrand in der Aufsicht schmal-dreieckige oder leicht kommaförmige Bullae. Bei den relativ kräftig skulptierten frühen Formen sind zumeist vier Sekundärrippen an den Umbilikalbullae gebündelt; eine einzelne Schaltrippe kann am Nabelrand eingeschaltet sein. Der feiner berippte, stratigraphisch jüngere Morphotyp zeigt eine weniger deutliche Bündelung mit meist drei Sekundärrippen und bis zu vier Schaltrippen. Alle Rippen verlaufen ohne weitere Aufspaltung schwach prorsiradiat und nahezu gerade über Flanke und Venter. Prorsiradiate Einschnürungen werden adapikal von einem Wulst begleitet, der die Berippung schneidet. Ein Exemplar zeigt eine Einschnürung am Ende des Phragmokons; bei den übrigen markieren Einschnürungen die Gehäusemündung.

Die kleinwüchsigen, vermutlich mikrokonchen Äquivalente des primitiven Morphotyps besitzen dagegen ein mäßig evolutes Gehäuse mit ovalem Windungsquerschnitt. Die Skulptur ist relativ weitständig: Auf der Nabelwand setzen kurze rursiradiate Hauptrippen an, die am Nabelrand Bullae entwickeln. Von diesen gehen Rippen meist paarweise, selten zu dreien aus, die ohne weitere Aufspaltung stark prorsiradiat über Flanken und Venter laufen. Die Skulptur der Wohnkammer schließt mit einem geschwungenen, stark prorsiradiaten Wulst ab, auf den eine Einschnürung folgt; am Mundrand sind bei einigen Exemplaren kurze laterale Apophysen erhalten (Taf. 10 Fig. 4).

Stratigraphie: *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* und morphologisch sehr ähnliche Arten charakterisieren im gesamten Tethys-Raum ein „mittleres“ Valangin (*Busnardoites campylotoxus*-Zone und *Saynoceras verrucosum*-Zone). Im Arbeitsgebiet erscheint der „primitive“ Morphotyp in der tieferen *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin und zeigt dort ein erstes, auffälliges Häufigkeitsmaximum; zahlreiche Vertreter des Morphotyps „querolensis“ markieren ein zweites Maximum in der tieferen *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin. Mit einem Einzelfund ist die Art noch im *Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizont (höhere *Saynoceras verrucosum*-Zone) nachgewiesen.

Olcostephanus (Olcostephanus) aff. ***tenuituberculatus*** BULOT 1990

Taf. 11 Fig. 6, 7, 12

aff. 1987 *Olcostephanus astierianus* (D'ORBIGNY, 1840) - COMPANY: 166; Taf. 16 Fig. 1-11.
aff. * 1990 *Olcostephanus (Olcostephanus) tenuituberculatus* nov. sp. - BULOT: 86; Taf. 3 Fig. 1-20.
aff. 1995 *Olcostephanus (Olcostephanus) tenuituberculatus* BULOT - REBOULET: 150; Taf. 31 Fig. 10.

Drei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.082	A01.102.05	29	.....	.....	13	0,45	12	0,41	0,92
RGM 353.083	A01.102.06	31	9,5	0,31	13	0,42	11	0,35	0,85
RGM 353.180	A13.106.06	54,5	16,5	0,30	23	0,42	31	0,57	1,35

Das Gehäuse ist planorbicon, sein Windungsquerschnitt oval. Die dichte Skulptur besteht aus zahlreichen leicht rursiradiaten Rippen auf der Nabelwand, die am Nabelrand an kleinen scharfen, schwach bullaten Knoten in zwei oder drei feine prorsiradiate und leicht konvexe Rippen aufspalten. Zusätzliche Rippen sind vereinzelt in Höhe der Bullae zwischen den Bündeln eingeschaltet, Bifurkationen treten nur selten auf der inneren Flanke auf. Die Berippung eines der kleinen, vermutlich mikrokonchen Exemplare wird von einer prorsiradiaten Einschnürung geschnitten; eine vergleichbare, adapikal von einem Wulst und adoral von Ansätzen lateraler Apophysen flankierte Einschnürung ist auch an der Gehäusemündung entwickelt.

Die große Zahl feiner Umbilikalbullae und die mehrheitlich ohne Aufspaltung über die Flanke ziehenden Rippen erinnern an das von BULOT (1990) als *Olcostephanus (Olcostephanus) tenuituberculatus* neu benannte, von COMPANY (1987) zunächst zu *Olcostephanus astierianus* gestellte Material.

Stratigraphie: *Olcostephanus (Olcostephanus)* aff. *tenuituberculatus* wurde im *Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizont der *Saynoceras verrucosum*-Zone des tieferen Ober-Valangin und aufgearbeitet im *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des höheren Ober-Valangin gefunden.

Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi WIEDMANN & DIENI 1968

Taf. 11 Fig. 3, 4

* 1968 *Olcostephanus (Subastieria) nicklesi* nov. sp. - WIEDMANN & DIENI: 97; Taf. 12 Fig. 4a, b; Taf. 15 Fig. 1a-c, 2a-c, 3a-c; Abb. 67.
1977 *Olcostephanus (Lemurostephanus) sanctifirminensis* n. sp. - THIEULOY: 432; Taf. 3 Fig. 6; Taf. 9 Fig. 21-26; [1977b].
1977 *Olcostephanus (Lemurostephanus)* aff. *sanctifirminensis* n. sp. - THIEULOY: 433; Taf. 9 Fig. 27; [1977b].
1982 *Olcostephanus (Lemurostephanus) sanctifirminensis* THIEULOY - COMPANY: Taf. 1 Fig. 3.
1987 *Olcostephanus sanctifirminensis* THIEULOY, 1977 - COMPANY: 172; Taf. 16 Fig. 12-14; Taf. 19 Fig. 18.
1990 *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi* WIEDMANN & DIENI, 1968 - THIEULOY et al.: 76; Taf. 5 Fig. 6-8.
1990 *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi* WIEDMANN & DIENI, 1968 - BULOT: 90; Taf. 4 Fig. 9-21; Taf. 5 Fig. 1-16.
1993 *Olcostephanus (Olcostephanus) sanctifirminensis* THIEULOY - AUTRAN: 128; Taf. 3 Fig. 14; Taf. 4 Fig. 8-9.
1993 *Olcostephanus (Olcostephanus) thieuloyi* n. sp. - AUTRAN: 126; Taf. 4 Fig. 6-7.
1994 *Olcostephanus nicklesi* WIEDMANN & DIENI 1968 - VAŠÍCEK et al.: 60; Taf. 17 Fig. 7.
1995 *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi* WIEDMANN & DIENI - REBOULET: 152; Taf. 31 Fig. 11-15.
1995 *Olcostephanus (O.) nicklesi* WIEDMANN & DIENI - VAŠÍCEK: Taf. 1 Fig. 6.
1997 *Olcostephanus nicklesi* WIEDMANN & DIENI - VAŠÍCEK: Taf. 1 Fig. 5.
1999 *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi* WIEDMANN & DIENI 1968 - VAŠÍCEK & FAUPL: 597; Taf. 2 Fig. 2.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.089	A01.104.06	48	18	0,38	18	0,38	27	0,56	1,5

Das mäßig evolute Gehäuse ist planorbicon, der breit-ovale Windungsquerschnitt zeigt seine größte Breite am Nabelrand, etwas unterhalb der halben Windungshöhe. Breite kurze Primärrippen setzen weit außen auf der Nabelwand an und entwickeln am Nabelrand kleine schmale Bullae, von denen feine Sekundärrippen zu zweien oder zu dreien ausgehen. Die Rippen ziehen ohne weitere Aufspaltung gerade und nur wenig prorsiradiat über die äußeren Flanken und

die Ventralregion. Am vorliegenden Steinkern trägt jede Windung zwei tiefe, leicht prorsiradiate und schwach konvexe Einschnürungen.

Stratigraphie: Die Art kennzeichnet den *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*-Biohorizont im tieferen Teil der *Himantoceras trinodosum*-Subzone (*Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des höheren Ober-Valangin. Beim vorliegenden Stück handelt es sich um einen resedimentierten Steinkern von der Basis des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes im höheren Teil derselben Subzone.

Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus (WEGNER 1909)

Taf. 12 Fig. 5, 6

* 1909 *Astieria Atherstoni* var. *densicostata* n. v. - WEGNER: 82; Taf. 16 Fig. 3.
1981 *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus* (WEGNER, 1909) - COOPER: 209; Abb. 27E, F; Abb. 54 [= Lectotyp]; [mit zusätzlicher Synonymie].
1981 *Olcostephanus (Olcostephanus)* aff. *atherstoni densicostatus* (WEGNER) - KEMPER et al.: Taf. 36 Fig. 1, 2.
non 1985 *Olcostephanus densicostatus* (WEGNER, 1909) - COMPANY: 118; Taf. 1 Fig. 3-7; [= *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*].
non 1987 *Olcostephanus densicostatus* (WEGNER, 1909) - COMPANY: 169; Taf. 15 Fig. 1-8; Taf. 19 Fig. 16, 17; [= *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*].
1990 *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus* (WEGNER, 1909) - BULOT: 94; Taf. 12 Fig. 5-10; [mit zusätzlicher Synonymie].
1992 *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus* (WEGNER, 1909) - BULOT: 152.
1992 *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus* - MUTTERLOSE: Taf. 2 Fig. 1; Taf. 3 Fig. 1, 2.
1995 *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus* (WEGNER) - REBOULET: 153; Taf. 29 Fig. 3-5; Taf. 30 Fig. 1-9; Taf. 32 Fig. 1-5.
1999 *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus* (WEGNER 1909) - VAŠÍCEK & FAUPL: 596; Taf. 2 Fig. 8.

Sechs Exemplare:

RGM 353.343 [A18.203.01] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.530	A34.124.01	64,5	24,5	0,38	22	0,34	19	0,29	0,86
RGM 353.531	A34.124.02	68	21,5	0,32	25,5	0,38	.....	.....	.....
RGM 353.512	A24.174.01	84	24	0,29	34	0,40	.....	.....	.....
RGM 353.499	A24.173.05	95	33	0,35	35	0,37	.....	.....	.....
RGM 353.157	A04.154.01	124	40,5	0,33	52	0,42	.....	.....	.....

Das planorbicone, mäßig evolute Gehäuse hat einen gedrungen subtrapezoidalen bis ovalen Windungsquerschnitt mit maximaler Breite knapp außerhalb des Nabelrandes. Kurze Hauptrippen auf der Nabelwand entwickeln am Nabelrand schmal-dreieckige oder leicht kommaförmige Bullae. Von diesen gehen drei bis fünf feine Sekundärrippen in Bündeln aus, zwischen die eine, seltener auch zwei einzelne Rippen eingeschaltet sind. Einige wenige Sekundärrippen bifurkieren im unteren Drittel der Flanke. Die Rippen sind dicht, sie verlaufen radiär und nur schwach konvex. Zwei Exemplare zeigen zwischen zwei Rippenbündeln eine Einschnürung, der adapikal eine etwas kräftigere Rippe folgt.

Stratigraphie: In Südostfrankreich umfaßt die Reichweite der Art das Intervall der *Himantoceras trinodosum*-Subzone (*Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin bis *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive (BULOT & THIEULOY 1995; REBOULET 1995). Nachweise aus dem subborealen Raum entstammen dem kondensierten Ober-Valangin Ostenglands und den „Astierien-Schichten“ des höchsten Ober-Valangin Nordwestdeutschlands (KEMPER et al. 1981; MUTTERLOSE 1992). Im Arbeitsgebiet ist *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus* im *Criosarasinella furcillata*-

Biohorizont (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin und in der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive belegt.

Olcostephanus (Olcostephanus) sayni (KILIAN 1896)

Taf. 11 Fig. 5

pars 1840 *Ammonites Astierianus* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 115; Taf. 28 Fig. 4.
* 1896 *Holcostephanus Sayni* - KILIAN: 976.
1910 *Astieria Sayni* Kil. - BAUMBERGER: 7; Taf. 32 Fig. 2, 3 [= Lectotyp]; Abb. 149.
1981 *Olcostephanus (Olcostephanus) sayni* (KILIAN) - COOPER: Abb. 183 [= Lectotyp].
1990 *Olcostephanus (Olcostephanus) sayni* KILIAN, 1895 - BULOT: 99; Taf. 13 Fig. 1-6; [mit zusätzlicher Synonymie].

Acht Exemplare:

RGM 353.346 [A18.205.03] RGM 353.500 [A24.173.06] RGM 353.506 [A24.173.12]
RGM 353.513 [A24.177.01] RGM 353.514 [A24.177.02] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.532	A35.173.01	57,5	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.097	A01.106.05	76	24	0,32	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.495	A24.173.01	97	28	0,29	34	0,35	31	0,32	0,91

Das Gehäuse ist planorbicon, die sämtlich verdrückten Exemplare lassen einen gerundet subrectangulären Windungsquerschnitt vermuten. Auf der Nabelwand setzen Primärrippen an, die außerhalb des Nabelrandes schmale, radiär ausgelängte Bullae bilden. Davon gehen radiäre und gerade Sekundärrippen in dichten Bündeln von zunächst etwa fünfen, am Ende der äußeren Windung zu dreien aus; eine oder zwei Rippen sind zusätzlich am Nabelrand eingeschaltet. Vereinzelt treten Bifurkationen im inneren Drittel der Flanke auf. Bei einem Exemplar schneidet nahe der Mündung eine leicht prorsiradiate Einschnürung mit adapikaler Wulst die Berippung.

Stratigraphie: Für Südostfrankreich wird ein Erstauftreten von *Olcostephanus (Olcostephanus) sayni* in der *Crioceratites loryi*-Zone des Unter-Hauterive zitiert (z. B. BULOT 1990; REBOULET 1995), während die Art in anderen Teilen des Tethys-Raumes oftmals bereits aus dem Ober-Valangin genannt wird. Im Arbeitsgebiet kommt *Olcostephanus (Olcostephanus) sayni* in der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive vor.

Gattung ***Valanginites*** KILIAN 1910

(= *Dobrodgeiceras* NIKOLOV 1963)

Typ-Art: *Ammonites nucleus* ROEMER 1841

Valanginites dolioliformis (ROCH 1930)

Taf. 11 Fig. 10, 11

* 1930 *Astieria dolioliformis* n. sp. - ROCH: 314; Taf. 16 Fig. 4a, b.
1977 *Valanginites psaephoides paludensis* n. subsp. - THIEULOY: 431; Taf. 9 Fig. 19, 20; [1977b].
1990 *Valanginites paludensis* THIEULOY, 1977 - BULOT et al.: Taf. 2 Fig. 2.
1990 *Valanginites paludensis* THIEULOY, 1977 - BULOT: 109; Taf. 9 Fig. 1-4.
1991 *Valanginites dolioliformis* (ROCH) - ETTACHFINI: Taf. 10 Fig. 2a, b, 3.
1991 *Valanginites* aff. *dolioliformis* (ROCH) - ETTACHFINI: Taf. 10 Fig. 1a, b.
1991 *Valanginites paludensis / dolioliformis* - ETTACHFINI: Taf. 10 Fig. 4, 5.

Zwei Exemplare:

RGM 353.137 [A04.141.01] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.437	A24.146.01	39,5	9	0,23	15,5	0,39	.....	.....	.....

Das sphärocone Gehäuse ist stark involut, der Windungsquerschnitt oval und mehr als doppelt so breit wie hoch. Auf der letzten Windung trägt die Nabelwand schwache, breite Primärrippen, die außerhalb des Nabelrandes kegelige Lateralknoten entwickeln. Dort spalten sie in drei oder vier Sekundärrippen auf, selten ist eine einzelne Rippe zwischen den Knoten eingeschaltet. Auf der äußeren Flanke und dem Venter zeigt die weitständige Skulptur wenig Relief. Am Ende der Wohnkammer wird die Berippung von einem prorsiradiaten, nach vorn geschwungenen Wulst abgeschnitten, auf den adoral eine deutliche Einschnürung und schließlich der nach außen aufgebogene Mundrand folgen.

Eine ähnliche Variabilität der Skulptur und der Gehäuseform, wie sie die Typ-Art *Valanginites nucleus* zeigt, sollte auch bei der Beurteilung anderer Arten der Gattung berücksichtigt werden. So lassen sich *Valanginites dolioliformis* und *Valanginites paludensis* zu einer einzigen, hinsichtlich ihres Windungsquerschnitts und ihrer Skulptur variablen Art vereinen; der von ROCH (1930) verwendete Artname *dolioliformis* hat dabei Priorität. Einen Schritt in diese Richtung geht bereits BULOT (1990), der *Valanginites dolioliformis* als Morphotyp von *Valanginites paludensis* diskutiert, beide jedoch als eigenständige Arten aufrechterhält.

Stratigraphie: Im den untersuchten Profilen kommt *Valanginites dolioliformis* im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin vor. *Valanginites „paludensis“* hingegen tritt in Südostfrankreich (BULOT & THIEULOY 1995) erst in der *Karakaschiceras inostranzewi*-Zone, und damit stratigraphisch höher, auf.

Valanginites nucleus (ROEMER 1841 non PHILLIPS 1829)

Taf. 12 Fig. 3, 4

* 1841 *Ammonites nucleus* PHILLIPS (?) - ROEMER: 87; Taf. 13 Fig. 2a, b.
1902 *Holcostephanus (Astieria) Wilfridi* nov. sp. - KARAKASCH: 106; Taf. 1 Fig. 1, 2.
1902 *Polyptychites nucleus* ROEM. - VON KOENEN: 142; Taf. 4 Fig. 6, 7.
1977 *Valanginites nucleus* (ROEMER, 1841) - THIEULOY: 426; Taf. 8 Fig. 23, 24; [1977b].
1981 *Valanginites nucleus* (ROEMER non PHILLIPS) - KEMPER et al.: 274; Taf. 38 Fig. 1, 2 [= Holotyp], 3-6.
1981 *Valanginites wilfridi* (KARAKASCH) - KEMPER et al.: 274; Taf. 38 Fig. 7, 8.
1981 *Valanginites* intermediate between *nucleus* and *wilfridi* - KEMPER et al.: 274; Taf. 38 Fig. 11, 12.
1982 *Valanginites nucleus* (ROEMER) - COMPANY: Taf. 1 Fig. 4.
1982 *Valanginites wilfridi* (KARAKASCH) - COMPANY: Taf. 1 Fig. 5.
1987 *Valanginites nucleus* (ROEMER, 1841) - COMPANY: 175; Taf. 17 Fig. 12-16, 17a, b; Taf. 19 Fig. 20, 21; [mit zusätzlicher Synonymie].
1990 *Valanginites nucleus* (ROEMER, 1841) - BULOT: 110; Taf. 9 Fig. 10-17; Taf. 10 Fig. 1-5; [mit zusätzlicher Synonymie].
1992 *Valanginites nucleus* (ROEMER) - KEMPER: Taf. 30 Fig. 3, 6; Taf. 31 Fig. 1, 6.
1992 *Valanginites wilfridi* (KARAKASCH) - KEMPER: Taf. 30 Fig. 5; Taf. 31 Fig. 3-5.
1992 *Valanginites* sp. - KEMPER: Taf. 31 Fig. 2, 7.
1992 *Valanginites nucleus* - MUTTERLOSE: Taf. 5 Fig. 1, 2.
1992 *Valanginites* aff. *nucleus* - MUTTERLOSE: Taf. 5 Fig. 5, 6.
1992 *Valanginites wilfridi* - MUTTERLOSE: Taf. 5 Fig. 3, 4.

Zwei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.154	A04.147.12	.....	.....	.....	19	.....	34	.....	1,79
RGM 353.143	A04.147.01	53,5	6	0,11	24	0,45	47,5	0,89	1,98

Das sphärocone Gehäuse ist involut, der Nabel öffnet sich leicht am Ende der Wohnkammer. Der breit-ovale Windungsquerschnitt erreicht seine größte Breite bei halber Windungshöhe. Beide Exemplare zeigen unterschiedliche Skulpturen: Einmal stehen wenig ausgeprägte, breite Primärrippen am Nabelrand, die weit außen auf der Flanke leicht bullat verdicken. Außerhalb dieser angedeuteten Lateralknoten trägt der breit gewölbte Venter dünne, nur schwach ausgeprägte Sekundärrippen; je drei bis vier scheinen als Bündel von den Knoten auszugehen, dazwischen sind einzelne eingeschaltet. Das zweite Exemplar zeigt allein die ventrale Berippung. Auf eine Verengung der Wohnkammer nahe der Mündung folgen eine Einschnürung mit adoralem prorsiradiaten, nach vorn geschwungenem Wulst und abschließend der nach außen aufgebogene Mundrand.

Die Gehäuse von *Valanginites nucleus* zeigen eine beachtliche Variationsbreite: Von deutlich berippten Formen mit kräftigen Primärrippen und hohen Bullae auf den Flanken kommen alle denkbaren Übergänge bis hin zu fast glatten Gehäusen vor. Die deutlich skulptierten Morphotypen werden häufig als *Valanginites wilfridi* bezeichnet; Übergangsformen zu glatten Typen diskutieren KEMPER et al. (1981) und COMPANY (1987) ausführlich. Von seiner ventralen Knotenreihe abgesehen, ist auch *Valanginites ventrotuberculatus* mit *Valanginites nucleus* identisch. THIEULOY (1973) und BULOT (1990) stellen sogar *Valanginites utriculus* als Morphotyp mit extrem breitem Windungsquerschnitt in die Synonymie von *Valanginites nucleus*.

Stratigraphie: *Valanginites nucleus* wird in der gesamten westlichen Tethys aus der *Saynoceras verrucosum*-Zone beschrieben; auch in den subborealen Becken (Polen, Nordwestdeutschland) tritt die Art im tiefen Ober-Valangin auf. Im Arbeitsgebiet ist *Valanginites nucleus* mit wenigen Exemplaren im tieferen Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin belegt.

Gattung ***Saynoceras*** MUNIER-CHALMAS 1894

Typ-Art: *Ammonites verrucosus* D'ORBIGNY 1840

Saynoceras cf. ***fuhri*** BULOT, COMPANY & THIEULOY 1990

Taf. 11 Fig. 8, 9

cf. 1990 *Saynoceras fuhri* n. sp. - BULOT et al.: 402; Taf. 2 Fig. 1, 3-6.
cf. 1990 *Saynoceras fuhri* BULOT, COMPANY & THIEULOY, 1990 - BULOT: 114; Taf. 9 Fig. 5-9.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.122	A04.136.01	.....	.....	.....	9	.....	12	.....	1,33

Das Wohnkammerfragment mit breit-ovalem Querschnitt zeigt einzelne breite Primärrippen, die auf der Nabelwand entstehen, am Nabelrand verdickt sind und auf der inneren Flanke runde Knötchen entwickeln. Von dort gehen kräftige, gerade und prorsiradiate Sekundärrippen paarweise aus, wobei die adorale Rippe des einen und die adapikale des nächstfolgenden Paares von einem runden Ventrolateralknötchen zusammengefaßt werden, so daß die Rippen zwischen den Knotenreihen im Zickzack über die Flanke laufen. An der Mündung ist der Ansatz einer lateralen Apophyse erhalten.

Hinsichtlich seiner Größe und der Skulptur entspricht das Stück dem kleinsten von BULOT et al. (1990) abgebildeten *Saynoceras* cf. *fuhri*, den die Autoren als wahrscheinlichen Mikrokonch interpretieren.

Stratigraphie: Das vorliegende Exemplar wurde im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin gefunden. *Saynoceras fuhri* tritt in Südostfrankreich nach REBOULET (1995) wie im Arbeitsgebiet unterhalb der ersten *Karakaschiceras biassalense* in der *Busnardoites campylotoxus*-Zone auf, nach BULOT & THIEULOY (1995) hingegen jedoch erst in der *Karakaschiceras inostranzewi*-Zone und damit stratigraphisch höher.

Saynoceras verrucosum (D'ORBIGNY 1841)

Taf. 10 Fig. 12, 13

* 1841 *Ammonites verrucosus* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 191; Taf. 58 Fig. 1-3.
1902 *Saynoceras verrucosum* (D'ORB.) - VON KOENEN: 408; Taf. 15 Fig. 2a, b.
1906 *Cosmoceras* (*Saynoceras) verrucosum* D'ORB. - BAUMBERGER: 77; Taf. 10 Fig. 5a-c.
1979 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY) - THIEULOY: 48; Taf. 3 Fig. 5-9.
1981 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY, 1841) - KEMPER et al.: 277; Taf. 36 Fig. 7-10; Taf. 38 Fig. 9, 10.
1982 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY) - COMPANY: Taf. 1 Fig. 6.
1985 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY, 1841) - COMPANY: 119; Taf. 1 Fig. 8-9.
1987 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY, 1841) - COMPANY: 181; Taf. 14 Fig. 14-16a, b; Taf. 19 Fig. 23.
1990 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY, 1841) - BULOT et al.: 401; Taf. 2 Fig. 11-17, 18a, b, 19a, b, 20a, b; [mit zusätzlicher Synonymie].
1990 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY, 1841) - BULOT: 116; Taf. 10 Fig. 16-29; [mit zusätzlicher Synonymie].
1992 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY) - KEMPER: Taf. 29 Fig. 3a, b, 6a, b.
1992 *Saynoceras verrucosum* - MUTTERLOSE: Taf. 7 Fig. 3, 4.
1996 *Saynoceras verrucosum* - KUTEK & MARCINOWSKI: Abb. 2/1a-c.
1997 *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY) - VAŠÍCEK: Taf. 1 Fig. 2.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.150	A04.147.08	23	5	0,22	10	0,43	11	0,48	1,10

Das Gehäuse ist planorbicon, der Windungsquerschnitt gedrungen subhexagonal bis breitoval mit maximaler Breite bei etwa halber Windungshöhe. Auf der letzten Windung gehen nur schwach angedeutete, breite Primärrippen einzeln vom Nabelrand aus. Etwa auf Flankenmitte entwickeln sie jeweils einen kegeligen Lateralknoten. Die ventrolaterale Knotenreihe umfaßt ungefähr doppelt so viele, kleinere, radiär leicht ausgelängte Knoten. Paarige Sekundärrippen, die an den Lateralknoten entspringen und beide Knotenreihen auf der äußeren Flanke zickzackartig verbinden, sind am vorliegenden Stück kaum entwickelt, der Venter ist ganz glatt. Einer leicht prorsiradiaten Einschnürung nahe der Mündung folgt adoral ein kräftigerer Lateralknoten. Der Mundrand selbst ist nicht erhalten.

Stratigraphie: Die Reichweite von *Saynoceras verrucosum* beschränkt sich auf den tieferen Teil seiner Zone, den *Saynoceras verrucosum*-Biohorizont (BUSNARDO & THIEULOY 1979). Die Art ist in der gesamten West-Tethys und darüber hinaus im tiefen Ober-Valangin des subborealen Raumes nachgewiesen. Im Arbeitsgebiet erlaubt sie die Identifizierung der basalen *Saynoceras verrucosum*-Zone des unteren Ober-Valangin.

Familie **Holcodiscidae** SPATH 1923

Gattung *Jeanthieuloyites* COOPER 1981

Typ-Art: *Rogersites quinquestriata* BESAIRIE 1936

Jeanthieuloyites quinquestriatus (BESAIRIE 1936)

Taf. 12 Fig. 1, 2

* 1936 *Rogersites quinquestriata* - BESAIRIE: 142; Taf. 13 Fig. 1.
1981 *Jeanthieuloyites quinquestriatus* (BESAIRIE) - COOPER: 260; Abb. 110 [= Holotyp].
1990 *Jeanthieuloyites quinquestriatus* (BESAIRIE, 1936) - THIEULOY et al.: 80; Taf. 6 Fig. 3, 4.
1993 *Jeanthieuloyites quinquestriatus* (BESAIRIE) - AUTRAN: Taf. 1 Fig. 4, 5.
1995 *Jeanthieuloyites quinquestriatus* - REBOULET: Taf. 32 Fig. 16, 17, 19.

Vier Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.177	A13.106.03	28	7	0,25	18,5	0,41	.....	.....	.....
RGM 353.176	A13.106.02	39	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.175	A13.106.01	78	25,5	0,33	31	0,40	.....	.....	.....
RGM 353.341	A18.199.04	102	28,5	0,28	46	.....	0,45	.....	.....

Der Windungsquerschnitt des planorbiconen, mäßig involuten bis mäßig evoluten Gehäuses ist bei den vorliegenden Exemplaren in unterschiedlichem Maße verdrückt. Die schwache Skulptur besteht aus Rippen, die ohne Knoten und meist einzeln auf der Nabelwand ansetzen und mehrheitlich etwa auf Flankenmitte bifurkieren. Sie laufen radiär und gerade bis wenig falcoid über die Flanken und queren den Venter mit konvexem Schwung. Fünf leicht konkave prorsiradiate Einschnürungen pro Windung schneiden die Berippung; die sie flankierenden Rippen sind bei den größeren Exemplaren etwas verstärkt.

Stratigraphie: *Jeanthieuloyites quinquestriatus* erscheint im *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin und reicht bis in die *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive (REBOULET 1995; BULOT & THIEULOY 1995). Das vorliegende Material stammt ausschließlich aus dem *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont.

Gattung ***Spitidiscus*** KILIAN 1910

Typ-Art: *Ammonites rotula* SOWERBY 1827

Spitidiscus meneghinii (DE ZIGNO in RODIGHIERO 1919)

Taf. 12 Fig. 7, 8

* 1919 *Polyptychites Meneghinii* DE ZIGNO *in schedis* - RODIGHIERO: 94; Taf. 5 (3) Fig. 4, 7.
? 1967 *Spitidiscus meneghinii* (ZIGNO in RODIGHIERO) - DIMITROVA: 150; Taf. 77 Fig. 5 [= *Spitidiscus cancovi* in VAŠÍCEK & MICHALÍK (1986): 24].
1976 *Spitidiscus meneghini* [ZINO in sched (RODIGHIERO)] - MANDOV: 85; Taf. 22 Fig. 2.
1987 *Spitidiscus meneghinii* (ZIGNO in RODIGHIERO 1919) - IMMEL: 72; Taf. 4 Fig. 2.
1995 *Spitidiscus meneghinii* (ZIGNO) in RODIGHIERO - REBOULET: 159; Taf. 32 Fig. 14, 15.
1995 *Spitidiscus* ? *meneghinii* (DE ZIGNO in RODIGHIERO) - AVRAM: 24; Taf. 1 Fig. 5a, b, 6; Taf. 2 Fig. 1 [1995 b].

Drei Exemplare:

RGM 353.505 [A24.173.11] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.508	A24.173.14	81,5	19	0,23	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.498	A24.173.04	92	30	0,33	.....	.....	.....	.....	.....

Das planorbicone Gehäuse ist mäßig involut bis mäßig evolut, die sämtlich verdrückten Stücke lassen keine Aussage über die ursprünglichen Proportionen des ovalen Windungsquerschnitts zu. Die kräftige Skulptur bilden radiäre Rippen, die gerade über die Flanken und den Venter laufen. Sie setzen paarweise oder einzeln auf der Nabelwand an, die meisten bifurkieren etwa auf Flankenmitte. Pro Windung unterbrechen fünf tiefe gerade, radiäre oder leicht prorsiradiate Einschnürungen die Berippung. Die kräftigen Rippen beiderseits der Einschnürungen tragen am Nabelrand eine bullate Verdickung, die adapikale außerdem eine leichte Erhöhung am Venter.

Ähnlich und möglicherweise synonym ist *Spitidiscus cancovi*, der sich von *Spitidiscus meneghinii* lediglich durch eine etwas größere Anzahl von Einschnürungen sowie seine breiteren und weniger zahlreichen Rippen unterscheidet.

Stratigraphie: *Spitidiscus meneghinii* wird aus dem Unter-Hauterive Rumäniens, Bulgariens, Italiens und der Nördlichen Kalkalpen

beschrieben. In den Profilen Südostfrankreichs erscheint *Spitidiscus meneghinii* wenig oberhalb der Basis der *Acanthodiscus radiatus*-Zone. Auch das vorliegende Material stammt aus der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive.

Familie **Himalayitidae** SPATH 1925

Gattung ***Himalayites*** UHLIG in BOEHM 1904

Untergattung ***Himalayites*** UHLIG in BOEHM 1904

Typ-Art: *Ammonites seideli* OPPEL 1862

Himalayites (Himalayites) sp.

Taf. 16 Fig. 1, 2

Zwei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.099	A04.084.01	.....	.....	.....	27	.....	22	.....	0,81
RGM 353.103	A04.089.02	77	29	0,38	30,5	0,40	26	0,34	0,85

Das platycone Gehäuse ist mäßig evolut, der zunächst gedrungen subtrapezoidale Windungsquerschnitt rundet sich im Laufe des Wachstums zunehmend. Die Skulptur bilden radiäre, gerade, einzeln am Nabelrand ansetzenden Rippen, die etwa auf Mitte der Flanke bifurkieren; zunächst sind noch eine oder zwei einfache Rippen am Nabelrand eingeschaltet. Alle laufen rechtwinklig über den Venter, in frühen Stadien mit leichter Abschwächung in der Ventrallinie. Am Gabelungspunkt der Rippen entstehen kräftige, fast dornenartige Lateralknoten. Zu den Bifurkationen treten im Verlauf des Wachstums Trifurkationen hinzu, und die Schaltrippen setzen kontinuierlich immer weiter außen auf der Flanke an. Zusätzlich entwickeln sich auf dem letzten Drittel der äußeren Windung schmale Umbilikalknoten, die stets deutlich kleiner als die Lateralknoten bleiben.

Ihr relativ hochmündiger Windungsquerschnitt und die Umbilikalknoten auf späten Gehäusestadien unterscheiden die beschriebenen Stücke von anderen Arten der Gattung *Himalayites*. Diese Skulptur erinnert an „*Himalayites*“ *hoplitiformis*, der sich jedoch durch seine geringe Nabelweite von den Himalayiten des Tithon und frühen Berrias deutlich unterscheidet.

Stratigraphie: Von „*Himalayites*“ *nieri* abgesehen, der als einziger erst im Berrias / Valangin-Grenzbereich auftritt, charakterisiert die Gattung *Himalayites* das Tithon und die *Berriasella jacobi*-Zone des Unter-Berrias (LE HÉGARAT 1973). *Himalayites (Himalayites)* sp. kommt im Arbeitsgebiet in der *Berriasella jacobi*-Zone vor.

Familie **Neocomitidae** SALFELD 1921

(= Berriasellidae SPATH 1922,
= pars Palaeohoplitidae ROMAN 1938,
= Endemoceratidae SCHINDEWOLF 1966,
= Leopoldiinae THIEULOY 1971)

Gattung ***Parapallasiceras*** SPATH 1925

Typ-Art: *Berriasella (Aulacosphinctes ?) praecox* SCHNEID 1915

Parapallasiceras busnardoi LE HÉGARAT 1973

Taf. 20 Fig. 2

pars 1939 *Berriasella ciliata* SCHNEID - MAZENOT: 37; Taf. 1 Fig. 1a, b [= Holotyp]; non Taf. 1 Fig. 2a, b, 3.
* 1973 *Parapallasiceras busnardoi* n. sp. - LE HÉGARAT: 47; Taf. 3 Fig. 4, 5; Taf. 38 Fig. 2

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.100	A04.084.02	48	16	0,33	17	0,35	.....	.....	.....

Das Gehäuse ist platycon und mäßig evolut, am Ende der Wohnkammer erweitert sich der Nabel ein wenig. Die Wohnkammer umfaßt annähernd eine dreiviertel Windung, an der Mündung ist der Ansatz einer Apophyse erhalten. Der ovale Windungsquerschnitt erreicht seine größte Breite bei etwa einem Drittel der Flankenhöhe. Die Berippung ist dicht, leicht prorsiradiat und nur schwach konvex. Die Rippen setzen einzeln ohne Umbilikalknoten auf der Nabelwand an und bifurkieren fast ausnahmslos knapp außerhalb der Flankenmitte. An der Basis der Wohnkammer queren sie den Venter gerade und mit geringer Abschwächung in der Ventrallinie, nahe der Mündung dagegen leicht konvex geschwungen und mit unverändertem Relief.

Stratigraphie: Das Exemplar stammt aus der *Berriasella jacobi*-Zone des Unter-Berrias.

Gattung ***Substeueroceras*** SPATH 1923

Typ-Art: *Odontoceras koeneni* STEUER 1897

Substeueroceras beneckei (JACOB in ROMAN & MAZENOT 1937 non STEUER 1897)

Taf. 6 Fig. 4, 5

* 1937 *Neocomites (Berriasella ?) Beneckei* - ROMAN & MAZENOT: 182.
pars 1939 *Neocomites Beneckei* (JAC.) in ROMAN & MAZENOT - MAZENOT: 208; Taf. 32 Fig. 10a, b, 11a, b, 12a-c [= Holotyp], 13, 14; non Taf. 32 Fig. 8a, b, 9a, b.
1951 *Neocomites Beneckei* (JACOB) in ROMAN & MAZENOT 1937 - ARNOULD-SAGET: 73; Taf. 7 Fig. 6a-c, 7a-c, 9a-c, Abb. 27.
1968 *Neocomites ? beneckei* (JAC.) - LE HÉGARAT & REMANE: Taf. 5 Fig. 3.
1973 *Pseudargentiniceras beneckei* (JACOB in ROMAN & MAZENOT) - LE HÉGARAT: 172; Taf. 26 Fig. 2-6; Taf. 51 Fig. 2.
1982 *Substeueroceras beneckei* (MAZENOT, 1939) - NIKOLOV: 208; Taf. 72 Fig. 3a, b [= Holotyp], 4-9; [mit zusätzlicher Synonymie und Diskussion der Nomenklatur].

Vier Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.348	A21.095.02	23,5*	6,5	0,28	11	0,47	.....	.....	.....
RGM 353.350	A21.099.01	29	7,5	0,26	13	0,45	8,5	0,29	0,65
RGM 353.347	A21.095.01	42,5	.....	.....	18,5	0,44	10	0,24	0,54
		nächste Windung			43	.....	24	.....	0,56
RGM 353.349	A21.095.03	.....	.....	.....	34	.....	18	.....	0,53

* nicht größter Durchmesser des Exemplars

Das platycone, mäßig involute Gehäuse erreicht seine größte Windungsbreite im inneren Viertel der Flanke. Der im frühen Wachstumsstadium subrectanguläre Windungsquerschnitt wird mit zunehmender Gehäusegröße hoch-oval. Feine Rippen gehen überwiegend einzeln, selten auch paarweise von der Nabelwand aus, einige wenige sind außerhalb der Nabelkante auf der inneren Flanke eingeschaltet. Erst mit fortschreitendem Wachstum entwickeln sich an der Nabelkante schmale Bullae. Anfangs bifurkiert regelmäßig jede zweite Rippe auf Mitte der Flanken; auf den Außenwindungen nimmt der Anteil an Gabelrippen zu. Alle verlaufen prorsiradiat und leicht falcoid über die Flanke. Auf den inneren Windungen sind sie in der Ventrallinie durch eine flache Furche unterbrochen, später queren sie den Venter nur etwas abgeschwächt mit leicht konvexem Schwung.

Stratigraphie: *Substeueroceras beneckei* zählt zu den Arten, die nach LE HÉGARAT (1973) die *Berriasella jacobi*-Zone des Unter-Berrias charakterisieren. Das vorliegende Material wurde wenig oberhalb der Zonenbasis gefunden.

Gattung ***Pseudosubplanites*** LE HÉGARAT 1973

Typ-Art: *Pseudosubplanites berriasensis* LE HÉGARAT 1973

Pseudosubplanites lorioli (ZITTEL 1868)

Taf. 20 Fig. 3-5

* 1868 *Ammonites Lorioli* ZITT. - ZITTEL: 103; Taf. 20 Fig. 6a-c [= Lectotyp], 7a, b, 8.
1939 *Berriasella Lorioli* (ZITTEL) - MAZENOT: 125; Taf. 19 Fig. 3a-d [= Lectotyp], 4a, b, 5a, b, 6a, b, 7a, b.
1973 *Pseudosubplanites lorioli* (ZITTEL) - LE HÉGARAT: 40; Taf. 1 Fig. 3-5; Taf. 37 Fig. 3, 7, 8.
1982 *Pseudosubplanites (Pseudosubplanites) lorioli* (ZITTEL, 1868) - NIKOLOV: 42; Taf. 2 Fig. 2, 3a, b [= Lectotyp]; Taf. 5 Fig. 5-8.
1985 *Berriasella (Pseudosubplanites) lorioli* (ZITTEL) - TAVERA: 261; Taf. 36 Fig. 10; Abb. 20/I; [mit zusätzlicher Synonymie].
1986 *Pseudosubplanites lorioli* (ZITTEL) - CLAVEL et al.: Taf. 1 Fig. 1-3.
1992 *Pseudosubplanites* cf. *lorioli* (ZITTEL) - WIERZBOWSKI & REMANE: Taf. 2 Fig. 1a, b, 2.

Drei Exemplare:

RGM 353.102 [A04.089.01] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.352	A21.099.03	40,5	15,5	0,38	14	0,35	11	0,27	0,79
RGM 353.351	A21.099.02	40,5	12,5	0,31	14,5	0,36	10	0,25	0,69

Das platycone Gehäuse ist mäßig evolut, seine größte Breite erreicht der subrectanguläre Windungsquerschnitt bei etwa einem Drittel der Flankenhöhe. Die regelmäßige Skulptur besteht aus feinen Rippen, die stets einzeln auf der Nabelwand beginnen und fast ausnahmslos knapp außerhalb der Flankenmitte bifurkieren. Sie verlaufen gerade, radiär oder wenig prorsiradiat und queren den Venter mit nur ganz leichter Abschwächung im rechten Winkel.

Stratigraphie: Die Art ist Teil der Faunenassoziation der *Berriasella jacobi*-Zone (LE HÉGARAT 1973). Im Arbeitsgebiet belegt *Pseudosubplanites lorioli* diese Zone im Unter-Berrias.

Gattung ***Fauriella*** NIKOLOV 1966

Typ-Art: *Berriasella gallica* MAZENOT 1939

Fauriella clareti LE HÉGARAT 1973

Taf. 15 Fig. 2

pars 1939 *Berriasella gallica* n. sp. - MAZENOT: 140; Taf. 23 Fig. 4a, b.
* 1973 *Fauriella clareti* n. sp. - LE HÉGARAT: 153; Taf. 22 Fig. 1-3; Taf. 47 Fig. 3, 6.
1982 *Fauriella clareti* LE HÉGARAT, 1973 - NIKOLOV: 112; Taf. 35 Fig. 1a, b, 2-4.
1985 *Fauriella clareti* LE HÉGARAT - TAVERA: 286; Taf. 43 Fig. 4, 5; Abb. 22/H.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.391	A24.090.01	.....	.....	.....	20,5	.....	15	.....	0,73

Das Fragment eines platyconen, evoluten Gehäuses zeigt einen gedrungen subtrapezoidalen Windungsquerschnitt. Die dichte Skulptur besteht aus scharfen, deutlich abgesetzten Rippen, die ohne Knoten einzeln an der Nabelkante beginnen. Jede dritte bis vierte Rippe bleibt einzeln, die übrigen bifurkieren etwa auf Flankenmitte. Die Rippen laufen radiär und fast gerade über die Flanken, sie queren den Venter rechtwinklig mit Abschwächung in der Ventrallinie.

Stratigraphie: Nach LE HÉGARAT (1973) ist *Fauriella clareti* auf die *Tirnovella occitanica*-Zone beschränkt und wird von HOEDEMAEKER & LEEREVELD (1995) sogar als kennzeichnend für

die *Berriasella privasensis*-Subzone betrachtet. Im Arbeitsgebiet ist *Fauriella clareti* einziger Hinweis auf die *Tirnovella occitanica*-Zone des Mittel-Berrias.

Fauriella rarefurcata (PICTET 1867)

Taf. 15 Fig. 3

* 1867 *Ammonites rarefurcatus,* PICTET - PICTET: 82; Taf. 16 Fig. 2a, b.
1889 *Ammonites rarefurcatus,* PICT. - POMEL: 46; Taf. 14 Fig. 5-7.
pars 1939 *Berriasella rarefurcata* (PICTET) - MAZENOT: 110; Taf. 17 Fig. 2a, b, 4a, b [= Holotyp].
1973 *Fauriella rarefurcata* (PICTET) - LE HÉGARAT: 163; Taf. 24 Fig. 1-7; Taf. 46 Fig. 6, 7.
1982 *Fauriella rarefurcata* (PICTET, 1867) - NIKOLOV: 120; Taf. 41 Fig. 1-4; Taf. 42 Fig. 1, 2; [mit zusätzlicher Synonymie].
1982 *Subthurmannia (Subthurmannia) rarefurcata* (PICTET) - HOEDEMAEKER: Taf. 4 Fig. 1.

Drei Exemplare:

RGM 353.213 [A16.098.01] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.395	A24.098.01	140,5	47,5	0,34	55	0,39	34	0,24	0,62
RGM 353.354	A22.102.01	198	73	0,37	75	0,38	.....	.....	.....
		Basis Wohnkammer			47,5	.....	31,5	.....	0,66

Das platycone, mäßig evolute Gehäuse besitzt einen subrectangulären bis ovalen Windungsquerschnitt. Auf dem Phragmokon setzen feine und wenig scharfe Rippen paarig oder einzeln mit schwachen Bullae am Nabelrand an; die meisten bifurkieren etwas außerhalb der Flankenmitte. Sie laufen radiär und gerade über die innere Flanke, biegen auf äußeren Flanke leicht konkav nach vorn und queren den Venter im rechten Winkel fast ohne Abschwächung. Alle Rippen sind an der Ventrolateralkante verdickt. Die Wohnkammerskulptur ist gröber, mit weitständigeren, meist einzeln von etwas stärkeren Umbilikalbullae ausgehenden Rippen. Die Gabelungspunkte liegen bei etwa zwei Drittel der Flankenhöhe und damit etwas höher als auf den Innenwindungen.

Stratigraphie: Im Arbeitsgebiet tritt *Fauriella rarefurcata* im tieferen Teil der *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias auf.

Fauriella boissieri (PICTET 1867)

Taf. 13 Fig. 1

* 1867 *Ammonites Boissieri*, PICTET - PICTET: 79; Taf. 15 Fig. 1a-c, 2a, b, 3.
1910 *Hoplites (Thurmannia) Boissieri* PICT. sp. - KILIAN: Taf. 1 Fig. 4a, b [= Lectotyp, Reproduktion der Originalabbildung von PICTET (1867): Taf. 15 Fig. 3].
pars 1939 *Berriasella Boissieri* (PICTET) - MAZENOT: 106; Taf. 15 Fig. 2a, b; Taf. 16 Fig. 1a, b, 3, 4a, b [= Lectotyp].
1968 *Berriasella boissieri* (PICTET) - LE HÉGARAT & REMANE: 26; Taf. 1 Fig. 8.
1973 *Fauriella boissieri* (PICTET) - LE HÉGARAT: 149; Taf. 21 Fig. 1-3; Taf. 48 Fig. 1; [mit zusätzlicher Synonymie].
1982 *Subthurmannia (Subthurmannia) boissieri* (PICTET) - HOEDEMAEKER: Taf. 4 Fig. 4.
1982 *Fauriella boissieri* (PICTET, 1867) - NIKOLOV: 110; Taf. 31 Fig. 3a, b [= Lectotyp]; Taf. 32 Fig. 1; Taf. 33 Fig. 1, 2; Taf. 34 Fig. 1, 2a, b; [mit zusätzlicher Synonymie].
1985 *Fauriella boissieri* (PICTET) - TAVERA: 291; Taf. 44 Fig. 2-4; Abb. 22/G.
1987 *Fauriella boissieri* (PICTET, 1867) - COMPANY: 106; Taf. 4 Fig. 6, 7; Taf. 18 Fig. 6; [mit zusätzlicher Synonymie].
1999 *Fauriella boissieri* (PICTET 1867) - VAŠÍCEK & FAUPL: 597; Taf. 1 Fig. 6.
2000 *Fauriella boissieri* (PICTET) - AGUADO et al.: Abb. 6a.

Fünf Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.225	A18.115.02	·····	·····	·····	23,5	·····	18	·····	0,77
RGM 353.226	A18.115.03	·····	·····	·····	57	·····	51,5	·····	0,90
RGM 353.401	A24.104.05	178	68	0,38	67	0,38	50,5	0,28	0,75
RGM 353.400	A24.104.04	197	80,5	0,41	72	0,37	54	0,27	0,75
RGM 353.224	A18.115.01	·····	·····	·····	77,5	·····	66	·····	0,85

Der Windungsquerschnitt des evoluten, platyconen Gehäuses ist subrectangulär, die Wohnkammer umfaßt etwa eine halbe Windung. Auf den Innenwindungen gehen die Rippen einzeln, paarig oder zu dreien von der Nabelkante aus. Rippenbündel besitzen an ihrer Basis zunächst Umbilikalbullae, einzelnen Rippen fehlen sie stets. Fast alle Rippen bifurkieren etwas außerhalb der Flankenmitte; sie sind prorsiradiat, falcoid und queren den Venter schwach konvex geschwungen unter Abschwächung in der Ventrallinie. Die Skulptur der äußeren Windung großwüchsiger Exemplare ist kräftiger: Die Rippen setzen einzeln auf der Nabelwand an, gelegentlich bifurkieren sie ohne Knoten am Nabelrand. Die Rippen laufen gerade und schwach prorsiradiat, nur im äußeren Drittel der Flanke stärker nach vorn gebogen über die Flanken und ziehen kaum schwächer, mit leicht konvexem Schwung über den Venter. Nur einige wenige bifurkieren auf der Hälfte bis zwei Drittel der Flankenhöhe, einzelne Rippen sind dort eingeschaltet.

Stratigraphie: Die Indexart der *Fauriella boissieri*-Zone ist im gesamten westlichen Tethys-Raum nachgewiesen. Im Arbeitsgebiet charakterisieren großwüchsige Exemplare von *Fauriella boissieri* die *Tirnovella alpillensis*-Subzone (*Fauriella boissieri*-Zone) des Ober-Berrias.

Fauriella latecostata (KILIAN 1910)

Taf. 14 Fig. 1

* 1910 *Hoplites (Thurmannia) Boissieri* PICT. sp. var. *latecostata* KIL. - KILIAN: 185.
pars 1939 *Berriasella latecostata* (KILIAN) pro var. - MAZENOT: 109; Taf. 17 Fig. 1a, b [= Holotyp].
1973 *Fauriella latecostata* KILIAN - LE HÉGARAT: 161.
1982 *Fauriella latecostata* (MAZENOT, 1939) - NIKOLOV: 118; Taf. 36 Fig. 1a, b [= Holotyp], 2.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.399	A24.104.03	211	92	0,44	71,5	0,34	60	0,28	0,84

Der subrectanguläre Windungsquerschnitt des evoluten, platyconen Gehäuses zeigt seine größte Breite etwas außerhalb der Nabelkante. Auf den frühen Windungen gehen prorsiradiate, falcoide Rippen meist paarig, seltener zu dreien von Umbilikalbullae aus; wenige einzelne setzen zusätzlich ohne Knoten an der Nabelkante an. In einem mittleren Skulpturstadium verlöschen die Knoten, um am Ende des Phragmokons erneut aufzutreten. Die unregelmäßige Wohnkammerskulptur umfaßt zum einen Rippen, die an der Nabelkante an unterschiedlich ausgeprägten Bullae bifurkieren; zum anderen jeweils ein bis zwei schwächere Rippen dazwischen, die ohne Bullae auf Nabelwand oder Nabelkante ansetzen. Die Rippen bifurkieren im äußeren Drittel, selten auf der Mitte der Wohnkammerflanke. Sie laufen gerade und schwach prorsiradiat auf der inneren Flanke, stärker nach vorn gebogen im äußeren Drittel und leicht konvex über den Venter.

Von *Fauriella boissieri* unterscheidet sich die Art durch eine etwas größere Nabelweite und besonders durch die kräftige Wohnkammerskulptur mit vielen an Umbilikalbullae gegabelten Rippen.

Stratigraphie: Das einzelne Exemplar wurde zusammen mit *Fauriella boissieri* in der *Tirnovella alpillensis*-Subzone (*Fauriella boissieri*-Zone) des Ober-Berrias gefunden.

Gattung ***Pomeliceras*** GRIGORJEWA 1938

Typ-Art: *Ammonites breveti* POMEL 1889

Pomeliceras breveti (POMEL 1889)

Taf. 16 Fig. 3, 4

* 1889 *Ammonites breveti* - POMEL: 74; Taf. 9 Fig. 1-5.
1889 *Ammonites breveti* Var. 2 - POMEL: 77; Taf. 11 Fig. 1-4; Taf. 12 Fig. 1-4.
1938 *Protacanthodiscus (Pomeliceras) breveti* POMEL - GRIGORJEWA: 113; Taf. 6 Fig. 1a, b; Taf. 7 Fig. 1a, b.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.221	A18.100.01	169	75	0,44	55	0,33	48	0,28	0,87

Die Innenwindungen des platyconen, evoluten Gehäuses zeigen einen subtrapezoidalen Querschnitt mit größter Breite wenig außerhalb der Nabelkante, der sich auf der Wohnkammer zunehmend rundet. Auf den inneren Windungen wechseln sich bifurkierende Hauptrippen mit Umbilikal- und Lateralknoten mit einzelnen knotenlosen Nebenrippen ab; die Nebenrippen sind entweder an der Nabelkante eingeschaltet oder gehen seltener ebenfalls aus den Umbilikalknoten hervor. Auf der äußeren Windung bi- oder trifurkieren die Hauptrippen an Lateralknoten bei zwei Drittel der Flankenhöhe; dazwischen setzen eine oder zwei Nebenrippen auf der inneren Flanke an. Auf frühen Gehäusestadien verlaufen die Rippen gerade und radiär, auf der Wohnkammer schließlich leicht konkav. Sie sind an der Ventrolateralkante verdickt und queren den Venter abgeschwächt im rechten Winkel.

Stratigraphie: Im Arbeitsgebiet wurde das einzelne Exemplar von *Pomeliceras breveti* im tieferen Teil der *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias gefunden.

Gattung ***Malbosiceras*** GRIGORJEWA 1938

Typ-Art: *Ammonites malbosi* PICTET 1867

Malbosiceras rouvillei (MATHERON 1880)

Taf. 17 Fig. 1

* 1880 *Ammonites Rouvillei* Ph. MATHERON, 1880 - MATHERON: 25; Taf. B-2 Fig. 2a, b.
1939 *Berriasella Rouvillei* (MATHERON) - MAZENOT: 100; Taf. 14 Fig. 4a, b.
1982 *Malbosiceras rouvillei* (MATHERON, 1880) - NIKOLOV: 138; Taf. 48 Fig. 1; Taf. 49 Fig. 1a, b.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.222	A18.101.01	185*	85	0,46	64	0,35	50	0,27	0,78

* nicht größter Durchmesser des Exemplars

Das platycone, mäßig evolute Gehäuse ist bis zu einem Durchmesser von 200 mm gekammert, der subtrapezoidale Windungsquerschnitt zeigt die größte Breite im inneren Drittel der Flanke. Auf der letzten Windung gehen Hauptrippen einzeln von schwachen Umbilikalbullae aus, laufen gerade und radiär über die inneren zwei Drittel der Flanke und bifurkieren an kleinen Lateralknoten; auf dem äußerem Drittel der Flanke biegen sie etwas nach vorn um. Dazwischen sind zwei, auf der Wohnkammer eher nur noch eine schwächere Nebenrippe eingeschaltet, die keine Knoten trägt. Sie setzen zunächst wie die Hauptrippen am Nabelrand, bei zunehmender Gehäusegröße jedoch kontinuierlich immer weiter außen auf der Flanke an. Alle Rippen laufen mit schwach konvexem Schwung über den Venter.

Stratigraphie: Das Exemplar stammt aus dem tieferen Teil der *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias.

Gattung ***Jabronella*** NIKOLOV 1966

Typ-Art: *Berriasella jabronensis* MAZENOT 1939

Jabronella paquieri (SIMIONESCU 1900)

Taf. 18 Fig. 1

* 1900 *Hoplites Paquieri* n. f. - SIMIONESCU: 7; Taf. 1 Fig. 6a, b.
1939 *Berriasella Paquieri* (SIMIONESCU) - MAZENOT: 116; Taf. 20 Fig. 8a, b [= Lectotyp].
1973 *Jabronella paquieri* (SIMIONESCU) - LE HÉGARAT: 200; Taf. 32 Fig. 3, 4 [= Lectotyp], 5; Taf. 50 Fig. 1, 3; Taf. 51 Fig. 5.
1977 *Jabronella paquieri* (SIMIONESCU) - BENEST et al.: 211; Taf. 5 Fig. 5-7; Taf. 7 Fig. 5, 6.
1977 *Jabronella* aff. *paquieri* (SIMIONESCU) - BENEST et al.: 211; Taf. 6 Fig. 1, 2.
1982 *Thurmanniceras (Erdenella) paquieri* (SIMIONESCU) - HOEDEMAEKER: Taf. 6 Fig. 9.
1982 *Jabronella (Erdenella) paquieri* (SIMIONESCU, 1899) - NIKOLOV: 190; Taf. 68 Fig. 2 [= Lectotyp], 3; Taf. 69 Fig. 2; [mit zusätzlicher Synonymie].
1982 *Jabronella paquieri* (SIMIONESCU) - COMPANY & TAVERA: Taf. 2 Fig. 6.
1985 *Jabronella paquieri* (SIMIONESCU) - TAVERA: 308; Taf. 46 Fig. 7; Abb. 23/E.
1987 *Jabronella paquieri* (SIMIONESCU, 1899) - COMPANY: 110; Taf. 4 Fig. 4, 5; Taf. 18 Fig. 8; [mit zusätzlicher Synonymie].

Zwei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.396	A24.098.02	.....	.....	.....	53	.....	40	.....	0,75
RGM 353.355	A22.110.01	174	79	0,45	59	0,34	.....	.....	.....

Das Gehäuse ist platycon und evolut, der Windungsquerschnitt gedrungen subtrapezoidal bis subrectangulär. Beide Exemplare zeigen die typische trituberkulate Skulptur der äußeren Windungen: Paarige Rippen mit Umbilikalbullae an der Basis wechseln regelmäßig mit meist zwei, seltener einer oder auch drei an der Nabelkante oder auf Mitte der Flanke ansetzenden Schaltrippen ab. Von den paarigen Rippen bifurkiert zumeist nur der adapikale Ast unter Entwicklung eines Lateralknotens am Gabelungspunkt etwas außerhalb der Flankenmitte. Die Rippen laufen radiär und gerade über die Flanken und sind an der Ventrolateralkante leicht knotig verdickt. Sie queren den Venter nicht, so daß in der Ventrallinie ein glattes Band verbleibt.

Stratigraphie: Je ein Exemplar stammt aus dem tieferen und höheren Teil (*Tirnovella alpillensis*-Subzone) der *Fauriella boissieri*-Zone des Ober-Berrias.

Gattung ***Fuhriella*** BULOT in BULOT, THIEULOY, ARNAUD & DELANOY 1995

Typ-Art: *Hoplites michaelis* UHLIG 1902

Für die von VAŠÍCEK (1975) noch unter dem Gattungsnamen *Protacanthodiscus* revidierten Arten *Hoplites michaelis*, *Hoplites heheneggeri* und *Hoplites hystricoides* führt BULOT in einer unveröffentlichten Arbeit die Gattung *Fuhriella* ein. Publiziert wird die Gattung unter Angabe der Typ-Art und der zugerechneten Arten erst bei BULOT et al. (1995: 397).

Fuhriella sp.

Taf. 31 Fig. 1, 2

Drei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.360	A22.128.04	.....	.....	.....	39	.....	33,5	.....	0,86
RGM 353.398	A24.104.02	.....	.....	.....	45,5	.....	38	.....	0,84
RGM 353.239	A18.127.02	178	89	0,50	49,5	0,28	39	0,22	0,79

Die äußeren Windungen des evoluten, serpenticonen Gehäuses zeigen einen ovalen Querschnitt, Innenwindungen sind am vorliegenden Material nicht erhalten. Auf der inneren Flanke laufen die Rippen radiär und gerade, nur nahe der Ventrolateralkante leicht nach vorn gebogen. Auf dem Phragmokon gehen sie einzeln, selten auch paarweise von schwachen Bullae außerhalb des Nabelrandes aus und bifurkieren zumeist etwas außerhalb der Flankenmitte an einer knotenartigen Verdickung. Dazwischen sind eine oder zwei einfache, knotenlose Rippen am Nabelrand oder einzelne kurze Schaltrippen auf dem äußeren Drittel der Flanke eingeschaltet. Alle Rippen enden beiderseits eines glatten ventralen Bandes in bullaten Ventrolateralknoten. Nahe der Wohnkammerbasis beginnt eine Differenzierung der Skulptur: Die Berippung wird weitständiger, der Unterschied zwischen den jetzt sämtlich einzeln am Nabelrand ansetzenden Hauptrippen und den Nebenrippen deutlicher. Die Ventrolateralknoten, vor allem die der Hauptrippen, sind kräftig und stark nach vorn gerichtet.

Die Skulpturentwicklung stimmt insbesondere mit der von *Fuhriella hoheneggeri* überein; die vorliegenden Gehäuse sind jedoch evoluter als die dieser Art oder die der übrigen bekannten Vertreter der Gattung.

Stratigraphie: Das von UHLIG (1902) beschriebene Material stammt aus dem Unter-Valangin. Die Reichweite der Gattung *Fuhriella* umfaßt in Südostfrankreich die höchste *Thurmanniceras pertransiens*-Zone und die *Karakaschiceras inostranzewi*-Zone (BULOT et al. 1995; BULOT & THIEULOY 1995). Im Arbeitsgebiet tritt *Fuhriella* sp. vereinzelt in der *Tirnovella alpillensis*-Subzone (*Fauriella boissieri*-Zone) des Ober-Berrias und im tieferen Teil der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone auf.

Gattung ***Tirnovella*** NIKOLOV 1966

Typ-Art: *Berriasella alpillensis* MAZENOT 1939

Tirnovella alpillensis (MAZENOT 1939)

Taf. 15 Fig. 1

* 1939 *Berriasella alpillensis* n. sp. - MAZENOT: 73; Taf. 6 Fig. 22a-c.
1951 *Berriasella alpillensis* MAZENOT 1939 - ARNOULD-SAGET: 48; Taf. 5 Fig. 2a-c; Abb. 15.
1973 *Tirnovella alpillensis* (MAZENOT) - LE HÉGARAT: 178; Taf. 27 Fig. 1-3; Taf. 28 Fig. 5; Taf. 49 Fig. 1-3.
1982 *Tirnovella alpillensis* (MAZENOT, 1939) - NIKOLOV: 233; Taf. 84 Fig. 2; Taf. 85 Fig. 1-3.
1982 *Tirnovella alpillensis* (MAZENOT) - HOEDEMAEKER: Taf. 5 Fig. 1.
1982 *Tirnovella alpillensis* (MAZENOT) - COMPANY & TAVERA: Taf. 2 Fig. 1, 2.
1985 *Tirnovella alpillensis* (MAZENOT) - TAVERA: 298; Taf. 45 Fig. 2-4; Abb. 22/D.
1987 *Tirnovella alpillensis* (MAZENOT, 1939) - COMPANY: 108; Taf. 4, Fig. 1-3; Taf. 18 Fig. 7.
1992 *Tirnovella alpillensis* (MAZENOT, 1939) - HOWARTH: 648; Taf. 9, Fig. 3, 4.
2000 *Tirnovella alpillensis* (MAZENOT) - AGUADO et al.: Abb. 6e, f.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.397	A24.104.01	92,5	25	0,27	41,5	0,45	.....	.....	.....

Das discocone, mäßig involute Gehäuse besitzt einen subtrapezoidalen Windungsquerschnitt mit maximaler Breite außerhalb der Nabelkante. Die Skulptur ist fein und dicht: Rippen setzen meist paarweise an der Nabelkante an, erst an der Basis der Wohnkammer erscheinen an ihrem Ursprung kaum ausgeprägte Umbilikalbullae. Bis auf wenige Ausnahmen bifurkieren die Rippen auf der Hälfte bis zwei Drittel der Flankenhöhe. Sie verlaufen schwach falcoid und leicht prorsiradiat, den Venter queren sie fast gerade mit leichter Abschwächung in der Ventrallinie. Einige schwache Einschnürungen unterbrechen die Skulptur.

Stratigraphie: Die Art belegt die *Tirnovella alpillensis*-Subzone (*Fauriella boissieri*-Zone) des Ober-Berrias.

Gattung ***Thurmanniceras*** COSSMANN 1901

Typ-Art: *Ammonites thurmanni* PICTET & CAMPICHE 1860

Thurmanniceras thurmanni (PICTET & CAMPICHE 1860)

Taf. 19 Fig. 1-4; Taf. 20 Fig. 1

* 1860 *Ammonites Thurmanni*, PICTET et CAMPICHE - PICTET & CAMPICHE: 250; Taf. 34 Fig. 1a, b, 2a, b, 3a-c Taf. 34 bis Fig. 1a, b, 2a, b.

pars 1892 *Hoplites Thurmanni* PICT. & CAMP. - KILIAN: 7; Abb. 1; Taf. 3; Taf. 3 bis; Taf. 5 Fig. 1, 2; non Taf. 4 Fig. 1 [? = *Neocomites (Neocomites) premolicus*]; non Taf. 4 Fig. 2, 3 [? = *Sarasinella* sp.]; non Taf. 5 Fig. 3 [= *Busnardoites subcampylotoxus* in NIKOLOV (1977)].

1906 *Hoplites Thurmanni* PICT. & CAMP. - BAUMBERGER: 57; Taf. 6 Fig. 5; Taf. 10 Fig. 6; Taf. 11 Fig. 2.

1907 *Thurmannia Thurmanni* PICTET & CAMPICHE - SAYN: 40; Taf. 5 Fig. 1a, b, 2, 3, 4a, b, 5a, b, 14.

1907 *Thurmannia salientina* nov. sp. - SAYN: 45; Taf. 5 Fig. 6a, b, 7-9.

1968 *Thurmanniceras thurmanni* (PICT. & CAMP.) - LE HÉGARAT & REMANE: Taf. 1 Fig. 3.

1968 *Thurmanniceras gratianopolitensis* SAYN - LE HÉGARAT & REMANE: Taf. 1 Fig. 5.

1987 *Thurmanniceras thurmanni* - COMPANY: 114; Taf. 7 Fig. 1, 2, 3a, b, 4-6; Taf. 18 Fig. 19; [mit zusätzlicher Synonymie].

1991 *Thurmanniceras thurmanni* (PICTET & CAMPICHE, 1860) - ETTACHFINI: 94; Taf. 3 Fig. 1.

17 Exemplare:

RGM 353.228 [A18.122.01] RGM 353.371 [A22.138.01] RGM 353.372 [A22.138.02]
RGM 353.373 [A22.138.03] RGM 353.375 [A22.138.05] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.111	A04.111.03	52	·····	·····	20	0,38	13	0,25	0,65
RGM 353.247	A18.133.01	63	18,5	0,29	26,5	0,42	18	0,29	0,68
RGM 353.404	A24.106.01	68,5	22	0,32	26	0,38	16	0,23	0,62
RGM 353.184	A15.076.01	·····	·····	·····	28,5	·····	18,5	·····	0,65
RGM 353.426	A24.118.01	·····	·····	·····	34,5	·····	28	·····	0,81
RGM 353.245	A18.131.01	103,5	38	0,37	39	0,38	26	0,25	0,67
RGM 353.515	A30.118.01	112	44	0,39	42	0,38	·····	·····	·····
RGM 353.403	A24.105.02	·····	·····	·····	42,5	·····	29	·····	0,68
RGM 353.110	A04.111.02	143	55,5	0,39	53	0,37	·····	·····	·····
RGM 353.425	A24.112.02	159,5	58	0,36	60,5	0,38	40	0,25	0,66
RGM 353.423	A24.110.02	192	73	0,38	70	0,36	·····	·····	·····
RGM 353.402	A24.105.01	213	86	0,40	60*	·····	46*	·····	0,77

* Basis Wohnkammer, nicht beim angegebenen Durchmesser

Das Gehäuse ist platycon und mäßig evolut, die Länge der Wohnkammer beträgt etwa eine halbe Windung. Große Exemplare sind bis zu einem Durchmesser von 16 cm gekammert. Der subtrapezoidale Windungsquerschnitt besitzt die größte Breite an der Nabelkante; der Wohnkammerquerschnitt großer Exemplare ist stärker gerundet. Die regelmäßige Skulptur des vorliegenden Materials bilden relativ weitständige kräftige Rippen, die einzeln oder selten paarweise mit einer leicht bullaten Verdickung am Nabelrand ansetzen. Sie verlaufen radiär und auf den inneren zwei Dritteln der Flanke nur leicht geschwungen, im äußeren Drittel der Flanke konkav nach vorn gebogen. Alle Rippen bifurkieren bei zwei Drittel der Flankenhöhe; typischerweise sind sie unterhalb des Gabelungspunktes am kräftigsten. Sie laufen unter Entwicklung schwacher Ventrolateralknoten rechtwinklig oder leicht schräg nach vorn gegen ein schmales glattes ventrales Band; in späten Stadien können sie den Venter abgeschwächt queren. Auf den Wohnkammern großer Exemplare ist die Skulptur weniger kräftig, bleibt aber in ihren wesentlichen Zügen erhalten.

Von allen in der älteren Literatur beschriebenen Varietäten von *Thurmanniceras thurmanni*, die vielfach in den Rang von Arten erhoben wurden, kommt die „Forme Type“ im Sinne KILIAN's

(1892) dem vorliegenden Material am nächsten. Bei den kleineren Exemplaren tritt sporadisch die Bündelung der Rippen an der Nabelkante auf, die zur Abtrennung der Varietät „*gratianopolitensis*“ durch SAYN (1907) führte. COMPANY (1987) betont die Variabilität dieses Merkmals und bezweifelt dessen Signifikanz für die Unterscheidung verschiedener Unterarten oder gar Arten; dagegen verwenden BULOT et al. (1993) den Namen „*Thurmanniceras*“ gr. *gratianopolitense* für kleinwüchsige, vor allem in der Beckenfazies verbreitete Formen.

Stratigraphie: *Thurmanniceras thurmanni* s. str. tritt an der Basis der *Thurmanniceras otopeta*-„Zone“ auf, die dem höheren Teil der *Tirnovella alpillensis*-Subzone der *Fauriella boissieri*-Zone in vorliegender Arbeit entspricht. Die Varietät „*gratianopolitense*“ setzt etwas höher ein und reicht bis in den tiefen Teil der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone (COMPANY 1987; BULOT et al. 1993; AGUADO et al. 2000). Im Arbeitsgebiet hat *Thurmanniceras thurmanni* eine entsprechende Reichweite: Große Exemplare sind typisch für die *Tirnovella alpillensis*-Subzone (*Fauriella boissieri*-Zone) des Ober-Berrias, während die mit der Varietät „*gratianopolitense*“ vergleichbaren Stücke aus der tieferen *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin stammen.

Thurmanniceras ? cf. ***pertransiens*** (SAYN 1907)

Taf. 15 Fig. 4, 5

cf. * 1907 *Thurmannia pertransiens* nov. sp. - SAYN: 43; Taf. 4 Fig. 14; Taf. 5 Fig. 10, 11a, b, 15, 16a, b, 17.
cf. 1979 *Thurmanniceras pertransiens* (SAYN) - THIEULOY: 46; Taf. 2 Fig. 2-3.
1981 *Tirnovella* aff. *alpillensis* (MAZENOT) [= *Thurmannia* cf. *pertransiens* SAYN in: MORAND 1914] - ARNAUD et al.: Taf. 1 Fig. 1.
cf. 1981 *Thurmanniceras pertransiens* (SAYN) - ARNAUD et al.: Taf. 1 Fig. 2.
cf. 1982 *Thurmanniceras pertransiens* (SAYN) - COMPANY & TAVERA: Taf. 1 Fig. 10, 11.
cf. 1987 *Thurmanniceras pertransiens* - COMPANY: 117; Taf. 6 Fig. 1-11; Taf. 7 Fig. 7a, b, 8; Taf. 18 Fig. 16, 17; [mit zusätzlicher Synonymie].
1991 *Thurmanniceras* cf. *pertransiens* (SAYN) - ETTACHFINI: 96; Taf. 2 Fig. 6, 7a, b.
cf. 1998 *Thurmanniceras pertransiens* - ETTACHFINI et al.: Abb. 2b.
cf. 1999 *Thurmanniceras pertransiens* (SAYN 1907) - VAŠÍCEK et al.: 638; Taf. 4 Fig. 1.
cf. 2000 *Thurmanniceras pertransiens* (SAYN) - AGUADO et al.: Abb. 7e, f.

Sieben Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.243	A18.129.04	·····	·····	·····	23	·····	14,5	·····	0,63
RGM 353.414	A24.108.05	92	38,5	0,42	30.5	0,33	·····	·····	·····
RGM 353.233	A18.125.04	98,5	36,5	0,37	37,5	0,38	26	0,26	0,69
RGM 353.241	A18.129.02	Basis Wohnkammer			37,5	·····	23,5	·····	0,63
RGM 353.232	A18.125.03	·····	·····	·····	38,5	·····	27	·····	0,70
RGM 353.422	A24.110.01	127,5	43,5	0,34	48	0,38	·····	·····	·····
		Basis Wohnkammer			39	·····	25	·····	0,64
RGM 353.235	A18.125.06	127,5	48	0,38	45	0,35	28	0,22	0,62

Das Gehäuse ist platycon und mäßig evolut, der subtrapezoidale Windungsquerschnitt erreicht die größte Breite etwas außerhalb der Nabelkante. Frühe Gehäusestadien zeigen im Gegensatz zu den äußeren Windungen eine ausgeprägte Skulptur: Feine, prorsiradiate und leicht falcoide Rippen setzen meist paarweise, seltener einzeln mit kleinen Umbilikalbullae an der Nabelkante an, mehrheitlich bifurkieren sie etwa auf Mitte der Flanke; falcoide Einschnürungen begleiten sporadisch die Rippen. Mit zunehmender Gehäusegröße und insbesondere auf der Wohnkammer verschwindet die Berippung auf Mitte der Flanke allmählich; als einzige Skulpturelemente verbleiben breite, flache Bullae am Nabelrand und eine dichte prorsiradiate Berippung mit geringem Relief auf dem äußeren Drittel der Flanke.

Die vorliegenden Exemplare stimmen in ihrer

Gehäuseform und ihrer Skulptur im wesentlichen mit *Thurmanniceras pertransiens* überein. Zum Vergleich müssen insbesondere große, in der Literatur selten dokumentierte Gehäuse (z. B. „*Tirnovella* aff. *alpillensis*“ in ARNAUD et al. 1981) herangezogen werden. Die unzureichende Erhaltung der inneren Windungen erschwert einen Vergleich mit dem Lectotyp (SAYN 1907) und der Mehrzahl der publizierten Nachweise (z. B. THIEULOY 1979; COMPANY 1987): Fast immer handelt es sich dabei um kleine, selten mehr als 50 mm messende Exemplare, wie sie für die pelagische Fazies der westlichen Tethys charakteristisch sind. Die Zugehörigkeit der bearbeiteten Stücke zum „echten“ *Thurmanniceras pertransiens* bleibt fraglich, und die Form wird daher in offener Nomenklatur benannt.

Unterschiedliche Auffassungen bestehen zudem hinsichtlich des taxonomischen Umfanges und der stratigraphischen Reichweite der Art: Frühe, mit *Thurmanniceras otopeta* vergesellschaftete Formen rechnet HOEDEMAEKER (1982) *Thurmanniceras pertransiens* zu, während z. B. BULOT & THIEULOY (1995) diese als *Tirnovella* sp. bezeichnen und als Homöomorphe zu *Thurmanniceras pertransiens* betrachten.

Stratigraphie: Das Erstauftreten von *Thurmanniceras pertransiens* definiert die Untergrenze seiner Zone (COMPANY 1987). Die vorliegenden Exemplare wurden etwas oberhalb der Zonenbasis gefunden, die im Arbeitsgebiet mit dem Erscheinen von *Neocomites (Neocomites) premolicus* und Arten der Gattung *Sarasinella* gezogen wird.

Gattung ***Kilianella*** UHLIG 1905

(= *Luppovella* NIKOLOV 1966)

Typ-Art: *Hoplites pexiptychus* UHLIG 1882 (= *Ammonites roubaudianus* D'ORBIGNY 1850)

Kilianella roubaudiana (D'ORBIGNY 1850)

Taf. 21 Fig. 2-5

* 1850 *Ammonites Roubaudianus,* D'ORB., 1847 - D'ORBIGNY: 64.
1882 *Hoplites pexiptychus n. f.* - UHLIG: 389; Taf. 4 Fig. 4, 5.
1888 *Hoplites Roubaudi* D'ORB. sp. - KILIAN: 679; Taf. 17 Fig. 2a, b [= Lectotyp], 3a, b.
1902 *Hoplites pexiptychus* UHLIG - UHLIG: 41; Taf. 4 Fig. 4a, b, 5, 6, 7a, b.
1907 *Thurmannia (Kilianella) Roubaudi* D'ORB., sp. em. - SAYN: 47; Taf. 6 Fig. 9, 10a, b, 14.
1907 *Thurmannia Roubaudi* D'ORB. var. *retrocostata*, var. nov. - SAYN: 49; Taf. 6 Fig. 11, 15.
1907 *Thurmannia (Kilianella)* cf. *pexiptycha* UHLIG - SAYN: 49; Taf. 3 Fig. 15.
1907 *Thurmannia (Kilianella) ischnotera* nov. sp. - SAYN: 47; Taf. 6 Fig. 1a, b, 6.
1907 *Thurmannia (Kilianella) ischnotera* var. *verticoriensis* nov. var. - SAYN: 47; Taf. 6 Fig. 7.
1907 *Thurmannia (Kilianella) bochianensis* - SAYN: 46; Taf. 6 Fig. 4a, b, 8a, b, 12.
1975 *Kilianella pexiptycha* (UHLIG, 1882) - VAŠÍCEK: 86; Taf. 4 Fig. 4; Taf. 5 Fig. 3; Taf. 8 Fig. 2, 3.
1982 *Thurmanniceras (Kilianella) retrocostatum* SAYN - HOEDEMAEKER: Taf. 5 Fig. 3.
1987 *Kilianella roubaudiana* (D'ORBIGNY, 1850) - COMPANY: 121; Taf. 8 Fig. 3-8; Taf. 18 Fig. 11, 12; [mit zusätzlicher Synonymie].
1987 *Kilianella retrocostata* SAYN, 1907 - COMPANY: 124; Taf. 8 Fig. 1, 2; Taf. 18 Fig. 15.
1987 *Kilianella pexiptycha* - IMMEL: 79; Taf. 5 Fig. 5 [= erneute Abbildung des Originals zu UHLIG (1882): Taf. 4 Fig. 4].
1991 *Kilianella roubaudiana* (D'ORBIGNY, 1850) - ETTACHFINI: 86; Taf. 1 Fig. 1a, b.
1991 *Kilianella roubaudiana retrocostata* (SAYN, 1907) - ETTACHFINI: 88; Taf. 1 Fig. 2.
1995 *Kilianella roubaudiana* (D'ORBIGNY) - REBOULET: 51; Taf. 17 Fig. 2, 4; [mit zusätzlicher Synonymie].

Vier Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.284	A18.174.03	38	18,5	0,49	12,5	0,33	.....	.....	.....
RGM 353.194	A15.104.02	.....	.....	.....	18	.....	13,5	.....	0,75
RGM 353.279	A18.170.02	62	24	0,39	22,5	0,36	18,5	0,30	0,82
RGM 353.272	A18.167.03	99	37,5	0,38	35,5	0,36	30	0,30	0,85

Das platycone, evolute Gehäuse mit hochovalem Windungsquerschnitt ist in mittleren Wachstumsstadien kräftig skulptiert. Die Rippen setzen ohne Knoten meist einzeln am Nabelrand an und ziehen leicht falcoid und schwach prorsiradiat über die Flanke. Weit außen auf der Flanke sind sie etwas spatulat verdickt und laufen in kleine Knötchen beiderseits des glatten, auf inneren Windungen auch gefurchten Venters aus. Auf etwa jede vierte einzelne Rippe folgt ein Paar, dessen adapikaler Ast häufig auf zwei Drittel der Flankenhöhe erneut bifurkiert. Ungefähr sechs Einschnürungen pro Windung flankieren die Rippenbündel adoral; die Rippen adapikal der Einschnürungen tragen einen kräftigen Ventrolateralknoten. Bei zunehmender Gehäusegröße nimmt die Stärke der Rippen ab, Einschnürungen und Ventrolateralknoten verschwinden fast ganz.

Das größte der vorliegenden Exemplare (Taf. 21 Fig. 2, 3), eine schwach skulptierte Wohnkammer, dokumentiert ein in der Literatur kaum beschriebenes spätes Wachstumsstadium; allein MAZENOT (1939: Taf. 32 Fig. 2a, b) bildet ein vergleichbares Stück als „*Kilianella* sp. cf. *K. roubaudi* (D'ORB.)" ab.

Stratigraphie: Unter Einbeziehung der zahlreichen Synonyme reicht *Kilianella roubaudiana* vom höchsten Ober-Berrias bis in die *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin. Im Arbeitsgebiet ist die Art ausschließlich im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone nachgewiesen.

Kilianella lucensis (SAYN 1907)

Taf. 40 Fig. 1-3

* 1907 *Thurmannia (Kilianella) lucensis* nov. sp. - SAYN: 50; Taf. 5 Fig. 18; Taf. 6 Fig. 13, 17a, b, 18, 19, 20a, b.
1981 *Kilianella* cf. *lucensis* (SAYN) - ARNAUD et al.: Taf. 1 Fig. 4.
1987 *Kilianella lucensis* SAYN, 1907 - COMPANY: 123; Taf. 8 Fig. 9-12; Taf. 18 Fig. 13, 14.
1991 *Kilianella lucensis* (SAYN, 1907) - ETTACHFINI: 89; Taf. 1 Fig. 3a, b, 4, 5a, b, 6a, b; Taf. 2 Fig. 1a, b.
2000 *Kilianella lucensis* SAYN - AGUADO et al.: Abb. 6c.

Vier Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.276	A18.169.01	86,5	37	0,43	28,5	0,33	21,5	0,25	0,75
RGM 353.270	A18.167.01	.....	.....	.....	31,5	.....	28	.....	0,89
RGM 353.388	A22.211.01	.....	.....	.....	46,5	.....	37,5	.....	0,81
RGM 353.434	A24.138.01	149,5	62,5	0,42	53	0,35	50	0,33	0,94

Das platycone Gehäuse ist evolut, der Windungsquerschnitt erst gedrungen subhexagonal, später rund. Die Skulptur der Innenwindungen besteht aus einzeln, seltener paarweise von der Nabelkante ausgehenden Rippen, die fast radiär, gerade und nur auf dem äußeren Flankendrittel nach vorn gebogen verlaufen; vor allem die paarigen bifurkieren im äußeren Drittel der Flanke. Beiderseits eines glatten, schmalen ventralen Bandes enden sie in kleinen länglichen, nach vorn gerichteten Ventrolateralknoten. Etwa sechs Einschnürungen pro Windung treten adoral von Rippenpaaren auf. Ab Gehäusedurchmessern von 25 mm entwickeln sich Umbilikalbullae und bevorzugt auf dem adapikalen Ast der Rippenpaare runde Lateralknoten; Einschnürungen sind zunächst noch vorhanden. Die Skulptur bis zum Adultstadium bilden hohe, schmale Hauptrippen mit Umbilikalbullae außerhalb des Nabelrandes, die an runden Lateralknoten auf zwei Drittel der Flankenhöhe bifurkieren. Dazwischen sind jeweils eine oder zwei schwächere einzelne Nebenrippen ohne Knoten eingeschaltet, die zunehmend weiter außen auf der Flanke ansetzen.

Gegenüber *Kilianella superba* zeichnet sich *Kilianella lucensis* durch ein evoluteres Gehäuse mit weniger hochmündigem Windungsquerschnitt aus. Die etwas weitständigere Berippung ist auch für große Exemplare von *Kilianella lucensis* charakteristisch. Zudem sind hier auch die Ventrolateralknoten kräftiger und die Rippen flacher und weniger scharf.

Stratigraphie: Die Reichweite von *Kilianella lucensis* umfaßt die *Thurmanniceras pertransiens*- und die *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin. Im Arbeitsgebiet ist die Art auf den tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone beschränkt.

Kilianella superba (SAYN 1907)

Taf. 21 Fig. 1, 6; Taf. 22 Fig. 1-3

* 1907 *Thurmannia (Kilianella) superba* nov. sp. - SAYN: 51; Taf. 4 Fig. 18a, b, 19, 20.
? 1987 *Malbosiceras sebiense* n. sp. - IMMEL: 76; Taf. 4 Fig. 9, 10a, b, 11.
1991 *Kilianella superba* (SAYN, 1907) - ETTACHFINI: 92; Taf. 2 Fig. 3a, b, 4, 5a, b.
? 1995 *Sarasinella (Luppovella) superba* (SAYN) - REBOULET: 70; Taf. 16 Fig. 3.

Zehn Exemplare:

RGM 353.527 [A34.116.01] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.203	A15.106.02	29	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.282	A18.174.01	49,5	18	0,36	19	0,38	.....	.....	.....
RGM 353.296	A18.174.15	59	21	0,36	23	0,39	19	0,32	0,83
RGM 353.297	A18.174.16	71,5	25,5	0,36	27,5	0,38	21,5	0,30	0,78
RGM 353.438	A24.147.01	85	30	0,35	32,5	0,38	25	0,29	0,77
RGM 353.195	A15.104.03	.....	.....	.....	34	.....	23	.....	0,68
RGM 353.304	A18.175.06	.....	.....	.....	45,5	.....	34,5	.....	0,76
RGM 353.439	A24.148.01	140,5	55	0,39	51,5	0,37	41,5	0,30	0,81
RGM 353.389	A22.218.01	154	53,5	0,35	63	0,41	41	0,27	0,65

Das Gehäuse ist platycon und mäßig evolut, die größte Windungsbreite liegt etwa auf Flankenmitte. Der Querschnitt der Innenwindungen ist gedrungen subtrapezoidal, der äußerer Windungen größerer Exemplare subhexagonal. Die Skulptur besteht zunächst aus einzeln, selten paarweise an der Nabelkante ansetzenden Rippen. Wenige bifurkieren auf zwei Drittel der Flankenhöhe und sind adoral von einer Einschnürung begleitet. Die schwach prorsiradiaten, geraden und nur auf dem äußeren Drittel der Flanke nach vorn gebogenen Rippen laufen in kleine Knoten beiderseits des glatten oder leicht gefurchten Venters aus. Ab Durchmessern von 20 bis 30 mm bilden einige Rippen kräftige Umbilikalbullae, wenig später am Gabelungspunkt auch rundliche Lateralknoten; zwischen die Hauptrippen sind einzelne, anfangs manchmal zwei Nebenrippen eingeschaltet, die bei zunehmender Gehäusegröße verlöschen; zugleich löst sich die Bifurkation der Hauptrippen in kurzen Schaltrippen auf dem äußeren Flankenviertel auf. Alle Rippen enden verdickt an der Ventrolateralkante.

Die Übereinstimmung mit *Kilianella lucensis* ist so evident, daß die von NIKOLOV (1966) eingeführte Gattung *Luppovella* mit *Kilianella superba* als Typ-Art nicht aufrechtzuerhalten ist. COMPANY (1987) weist auf die vergleichbare Form und Skulptur der Innenwindungen von *Sarasinella eucyrta* hin und leitet daraus eine Beziehung zwischen *Kilianella* und *Sarasinella* ab; REBOULET (1995) verwendet sogar die Kombination *Sarasinella (Luppovella) superba.*

Das vorliegende Material erlaubt einen Vergleich der Ontogenese von *Sarasinella* und *Kilianella* bis hin zu großen Gehäusen und macht die grundlegenden Unterschiede zwischen beiden Gattungen deutlich: Bei *Sarasinella* erlischt die Beknotung der Innenwindungen früh, die in einem mittleren Stadium noch dicht berippten Gehäuse werden schließlich fast glatt. Einige Arten entwickeln discocone Gehäuse. *Kilianella* hingegen behält die kräftige Skulptur aus trituberkulaten Rippen bis ins Adultstadium, das Gehäuse bleibt platycon und evolut.

Stratigraphie: Das vorliegende Material entstammt dem tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin.

Gattung ***Busnardoites*** NIKOLOV 1966

Typ-Art: *Ammonites desori* PICTET & CAMPICHE 1860

Großwüchsige und kräftig beknotete Gehäuse aus der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin Südostfrankreichs wurden lange Zeit wie viele vergleichbar skulptierte Ammoniten als „*Distoloceras*“ bezeichnet; erst THIEULOY (1973) versucht für diese Morphotypen eine vorsichtige Interpretation als „a ‚kilianellid‘ with *Distoloceras*-like appearance“.

Daß solche großen, vor allem in Beckenrand-Profilen vorkommenden Exemplare mit den kleineren, typischen *Busnardoites*, die vor allem aus der pelagischen Fazies bekannt sind, in ihren frühen Windungen übereinstimmen, wird zuerst von ETTACHFINI (1991) an marokkanischem Material gezeigt; später bildet auch REBOULET (1995) ein entsprechendes Stück ab. Das im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchte *Busnardoites*-Material dokumentiert Wachstumsstadien bis hin zu Gehäusedurchmessern von 30 cm.

Busnardoites campylotoxus (UHLIG 1902)

Taf. 22 Fig. 5, 6; Taf. 24 Fig. 3-7

* 1902 *Hoplites campylotoxus* n. sp. - UHLIG: 49; Taf. 4 Fig. 1a, b, 2, 3.
1907 *Thurmannia campylotoxa* UHLIG - SAYN: 42; Taf. 5 Fig. 12.
1967 *Thurmanniceras campylotoxum* (UHLIG) - DIMITROVA: 110; Taf. 47 Fig. 6.
1975 *Thurmanniceras campylotoxum* (UHLIG, 1902) - VAŠÍCEK: 90; Taf. 6 Fig. 1 [= Lectotyp], 2, 3; Abb. 5.
pars 1977 *Neocomites (Neocomites) campylotoxus* (UHLIG 1902) - FATMI: 279; Taf. 8 Fig. 3; non Taf. 8 Fig. 4. [? = *Kilianella* sp.]
1977 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG, 1902) - NIKOLOV: 112; Taf. 3 Fig. 4; Taf. 4 Fig. 1, 2a, b; Abb. 3 [= Lectotyp].
1979 *Thurmanniceras campylotoxum* (UHLIG) - THIEULOY: 46; Taf. 2 Fig. 4, 5, 6 [= erneute Abbildung des Originals zu SAYN (1907): Taf. 5 Fig. 12].
1981 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG) - ARNAUD et al.: Taf. 2 Fig. 1.
1986 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG, 1902) - VAŠÍCEK & MICHALÍK: 466; Taf. 6 Fig. 2.
1987 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG, 1901) - COMPANY: 145; Taf. 11 Fig. 12, 13; Taf. 19 Fig. 13; [mit zusätzlicher Synonymie].
? pars 1991 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG, 1901) - ETTACHFINI: 108; Taf. 4 Fig. 16a, b; Taf. 7 Fig. 1a-c, 2, 3a, b, 4, 6, 7a, b; ? non Taf. 7 Fig. 5 [? = *Busnardoites* n. sp.].
1991 „*Busnardoites*“ grandes affinités avec le gr. *campylotoxus* - ETTACHFINI: Taf. 9 Fig. 4.
1995 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG) - REBOULET: 54; Taf. 3 Fig. 1-7; Taf. 17 Fig. 1.
1995 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG) - VAŠÍCEK: Taf. 1 Fig. 1.
1997 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG) - VAŠÍCEK: Taf. 1 Fig. 3.
1999 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG 1902) - VAŠÍCEK et al.: 640; Taf. 4 Fig. 8.

18 Exemplare:

RGM 353.301 [A18.175.03] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.193	A15.104.01	41,5	13,5	0,33	16	0,39	11	0,27	0,69
RGM 353.307	A18.176.02	.....	.....	.....	18,5	.....	12	.....	0,65
RGM 353.293	A18.174.12	.....	.....	.....	21	.....	13,5	.....	0,64
RGM 353.202	A15.106.01	57,5	.....	.....	23	0,40	.....	.....	.....
RGM 353.135	A04.138.11	68	25,5	0,38	24	0,35	21	0,31	0,88
RGM 353.125	A04.138.01	68	24	0,35	26,5	0,39	22	0,32	0,83
RGM 353.302	A18.175.04	71,5	26	0,36	25,5	0,36	.....	.....	.....
RGM 353.278	A18.170.01	75,5	26,5	0,35	29,5	0,39	23	0,30	0,78
RGM 353.123	A04.136.02	79	33	0,42	25,5	0,32	16,5	0,21	0,65

RGM 353.390	A22.218.02	·····	·····	·····	29,5	·····	20,5	·····	0,69
RGM 353.134	A04.138.10	108,5	41	0,38	40	0,37	32	0,29	0,80
RGM 353.311	A18.178.02	·····	·····	·····	43	·····	26,5	·····	0,62
RGM 353.309	A18.176.04	·····	·····	·····	43,5	·····	37,5	·····	0,86
RGM 353.308	A18.176.03	140	52,5	0,38	52	0,37	34	0,24	0,65
RGM 353.303	A18.175.05	140	57	0,41	·····	·····	·····	·····	·····
RGM 353.285	A18.174.04	149,5	55	0,37	55	0,37	42,5	0,28	0,77
RGM 353.435	A24.142.01	218	104	0,48	66,5	0,31	62	0,28	0,93

In frühen Wachstumsstadien sind die Gehäuse mäßig evolut und platycon, die größte Breite des subtrapezoidalen Windungsquerschnitts liegt im inneren Drittel der Flanke. Die ausgeprägte Skulptur besteht aus einzelnen oder paarigen, deutlich falcoiden Rippen, die von schwachen Umbilikalbullae ausgehen; bei einigen Exemplaren bifurkieren manche auf zwei Drittel der Flankenhöhe. Die Rippen verbreitern sich nahe der Ventrolateralkante und treffen in stumpfem Winkel auf den glatten Venter. Im Übergang zum späteren, beknoteten Stadium werden die Umbilikalknoten stärker und am Gabelungspunkt der Rippen entwickeln sich zusätzlich Lateralknoten; zwischen die beknoteten Rippen schaltet sich eine einzelne knotenlose Nebenrippe ein. Alle Rippen enden an der Ventrolateralkante in kleinen, rundlichen Knötchen. Mit fortschreitendem Größenwachstum setzen die Nebenrippen immer weiter außen auf der Flanke an. Die Lateralknoten werden schwächer, und die Bifurkationen lösen sich auf, so daß zwischen den einzelnen Hauptrippen zunächst nur noch kurze Nebenrippen auf dem äußeren Drittel der Flanke zurückbleiben, die schließlich verlöschen. Große Wohnkammern tragen ausschließlich einzelne kräftige Rippen mit einem schwachen Knoten an der Ventrolateralkante.

Stratigraphie: Das Erstauftreten von *Busnardoites campylotoxus* definiert die Basis seiner Zone (BUSNARDO & THIEULOY 1979). Im Arbeitsgebiet ist die Indexart mit zahlreichen Exemplaren im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin nachgewiesen.

Busnardoites n. sp.

Taf. 22 Fig. 7; Taf. 23 Fig. 4; Taf. 24 Fig. 1, 2; Taf. 25 Fig. 1, 2

1981 *Busnardoites* cf. *subcampylotoxus* (NIKOLOV) [= *Hoplites Desori* PICT. var. *gallica* KILIAN *nom. nud*. in: KILIAN 1895] - ARNAUD et al.: Taf. 2 Fig. 3-5.

? pars 1991 *Busnardoites campylotoxus* (UHLIG, 1901) - ETTACHFINI: Taf. 7 Fig. 5, 7a, b.

Zehn Exemplare:

RGM 353.310 [A18.178.01] RGM 353.312 [A18.178.03] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.306	A18.176.01	39	12	0,31	·····	·····	·····	·····	·····
RGM 353.300	A18.175.02	72,5	22	0,30	30,5	0,42	·····	·····	·····
RGM 353.299	A18.175.01	90,5	32	0,35	33,5	0,37	·····	·····	·····
RGM 353.305	A18.175.07	103	35,5	0,34	40,5	0,39	26,5	0,26	0,65
RGM 353.216	A16.101.02	·····	·····	·····	36,5	·····	27	·····	0,74
RGM 353.277	A18.169.02	106	40	0,38	36,5	0,34	30	0,28	0,82
RGM 353.136	A04.140.01	·····	·····	·····	51	·····	37,5	·····	0,74
RGM 353.271	A18.167.02	216	74	0,34	·····	·····	·····	·····	·····
		Basis Wohnkammer			53,5	·····	49,5	·····	0,93

Die platyconen und mäßig evoluten Innenwindungen besitzen einen subtrapezoidalen Querschnitt, dessen größte Breite knapp außerhalb der Nabelkante liegt. Ihre Skulptur ist relativ dicht:

Die Rippen entspringen meist paarig an der Nabelkante, jede dritte bis fünfte bifurkiert auf etwa halber Flankenhöhe. Umbilikalknoten sind zunächst nur schwach entwickelt, ab etwa 40 bis 50 mm Gehäusedurchmesser werden sie kräftiger und schließlich bullat. Die Rippen verlaufen falcoid und schwach prorsiradiat. Sie treffen in spitzem Winkel auf den Venter, wo sie beiderseits eines glatten Bandes leicht verdickt enden. Auf mittleren Gehäusestadien entwickelt sich im Übergang zur kräftig beknoteten Skulptur ein Lateralknoten am Gabelungspunkt der Rippen. Zwischen den beknoteten bifurkierenden Rippen sind zunächst zwei, später nur noch eine einfache ohne Knoten eingeschaltet. Alle Rippen tragen an der Ventrolateralkante eine leicht schräg nach vorn weisende Verdickung. Bei zunehmender Gehäusegröße setzen die Nebenrippen kontinuierlich immer weiter außen auf der Flanke an. Auf großen Wohnkammern lösen sich die Bifurkationen auf, und die Skulptur besteht aus einfachen, kräftigen, trituberkulaten Hauptrippen mit noch einer einzelnen, am Nabelrand oder auf der Flankenmitte ansetzenden Nebenrippe.

Die frühen Gehäusestadien des vorliegenden Materials sind mit den von ARNAUD et al. (1981) als *Busnardoites* cf. *subcampylotoxus* abgebildeten Stücken („*Hoplites Desori* PICT. var. *gallica* KILIAN *nom. nud.* in: KILIAN 1895“) identisch. Mit *Busnardoites subcampylotoxus* hat *Busnardoites* n. sp. jedoch nur die überwiegend paarig von der Nabelkante ausgehenden Rippen gemeinsam. Von *Busnardoites campylotoxus* weicht *Busnardoites* n. sp. in seinen Gehäuseproportionen kaum ab, ist jedoch dichter, weniger falcoid und stärker prorsiradiat berippt; Umbilikalbullae sind typisch für seine frühen Gehäusestadien. Auch im späten Wachstumsstadium zeichnet sich *Busnardoites* n. sp. gegenüber *Busnardoites campylotoxus* durch eine stärkere Beknotung aus: Lateralknoten sind deutlich entwickelt und selbst bei den größten Exemplaren bis zum Ende der Wohnkammer vorhanden; anders als bei *Busnardoites campylotoxus* sind die Ventrolateralknoten hier etwas ausgelängt und weisen schräg nach vorn.

Stratigraphie: *Busnardoites* n. sp. tritt im Arbeitsgebiet neben der Indexart im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin auf.

Gattung ***Karakaschiceras*** THIEULOY 1971

Typ-Art: *Hoplites biassalensis* KARAKASCH 1889

Karakaschiceras biassalense (KARAKASCH 1889)

Taf. 27 Fig. 5-7, Taf. 28 Fig. 1

* 1889 *Hoplites biassalensis* n. sp. - KARAKASCH: 435; Taf. 1 Fig. 4, 5.
? non 1906 *Hoplites Biassalensis* KARAKASCH - BAUMBERGER: 48; Taf. 10 Fig. 1a, b, 2a, b, 3, 4; [? = *Karakaschiceras pronecostatum*].
1907 *Hoplites biassalensis* KARAK. - KARAKASCH: 81; Taf. 10 Fig. 9a, b; Taf. 11 Fig. 3; Taf. 12 Fig. 2; Taf. 24 Fig. 28; Taf. 26 Fig. 4, 10.
non 1962 *Leopoldia biassalensis* KARAK. - COLLIGNON: 52; Taf. 194 Fig. 888 [= *Karakaschiceras pronecostatum*]; 94; Taf. 213 Fig. 933 [? = *Saynella* sp.].
1967 *Leopoldia biassalensis* (KAR.) - DIMITROVA: 125; Taf. 62 Fig. 1.
? non 1976 *Karakaschiceras biassalensis* (KARAKASCH) - MANDOV: 82; Taf. 21 Fig. 3 [? = *Karakaschiceras pronecostatum*].
1981 *Karakaschiceras biassalense* (KARAKASCH, 1889) - KEMPER et al.: 283; Taf. 40 Fig. 1, 3.
1985 *Karakaschiceras biassalense* (KARAKASCH, 1889) - COMPANY: 124; Taf. 2 Fig. 11, 12.
non 1986 *Karakaschiceras biassalense* (KARAKASCH) - WYSSLING: Taf. 8 Fig. 9a, b [= *Karakaschiceras pronecostatum*].
1987 *Karakaschiceras biassalense* (KARAKASCH, 1889) - COMPANY: 148; Taf. 12 Fig. 4-8; Taf. 19 Fig. 10.
non 1990 *Karakaschiceras biassalense* (KARAKASCH, 1889) - THIEULOY et al.: 71; Taf. 2 Fig. 4 [= *Karakaschiceras pronecostatum* in BULOT et al. (1992)].
? pars 1991 *Karakaschiceras biassalense* (KARAKASCH, 1889) - ETTACHFINI: 111; Taf. 8 Fig. 4a-c, 6a-c; ? non Taf. 8 Fig. 5.
1995 *Karakaschiceras biassalensis* (KARAKASCH) - REBOULET: 60; Taf. 1 Fig. 6, 9.
1998 *Karakaschiceras* gr. *biassalense / inostranzewi* - ETTACHFINI et al.: Abb. 2h.

18 Exemplare:

RGM 353.206 [A15.113.01] RGM 353.321 [A18.183.06] RGM 353.322 [A18.183.07]
RGM 353.323 [A18.183.08] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.167	A13.100.01	26,5	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.140	A04.143.02	31	7,5	0,24	15	0,48	.....	.....	.....
RGM 353.318	A18.183.03	49	11	0,22	25	0,51	.....	.....	.....
RGM 353.448	A24.151.04	50,5	.....	.....	.....	.....	17	0,34	.....
RGM 353.449	A24.151.05	53,5	10	0,19	29,5	0,55	18,5	0,35	0,63
RGM 353.168	A13.100.02	59	11,5	0,19	28	0,47	17	0,29	0,61
RGM 353.139	A04.143.01	61,5	15	0,24	27	0,44	16,5	0,27	0,61
RGM 353.443	A24.150.04	64,5	9	0,14	34	0,53	24,5	0,38	0,72
RGM 353.317	A18.183.02	71,5	16	0,22	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.319	A18.183.04	92,5	24,5	0,26	37,5	0,41	.....	.....	.....
RGM 353.172	A13.101.01	98,5	.....	.....	50	0,51	25,5	0,26	0,51
RGM 353.441	A24.150.02	124	22	0,18	58	0,47	34	0,27	0,59
RGM 353.142	A04.144.01	142,5	20,5	0,14	77,5	0,54	38	0,27	0,49
RGM 353.320	A18.183.05	159	25	0,16	83	0,52	39,5	0,25	0,48

Das Gehäuse ist platycon bis discocon, anfangs mäßig involut mit subtrapezoidalem Windungsquerschnitt, bei zunehmender Größe flach scheibenförmig, involut und hochmündig. Die größte Windungsbreite liegt außerhalb der Nabelkante im inneren Drittel der Flanke. Bis zu einem Durchmesser von maximal 50 mm tragen die Innenwindungen eine dichte Skulptur: Von rundlichen oder schwach bullaten Umbilikalknoten gehen zwei oder drei Rippen aus, die auf der inneren Flanke bifurkieren und auf der Ventrolateralkante verdickt enden; der Venter bleibt glatt. Die Rippen laufen zunächst leicht prorsiradiat und gerade, auf der äußeren Flanke stärker konkav nach vorn gebogen. Mit zunehmender Gehäusegröße baut die Skulptur auf den Flanken rasch ab, so daß nur noch die Umbilikalknoten und die Rippenenden beiderseits des Venters verbleiben. Bei großen Exemplaren verlöschen schließlich auch diese und das Gehäuse ist fast glatt.

Stratigraphie: Die Art wird in der Literatur sowohl aus der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin als auch aus der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin genannt; bei den jüngeren Nachweisen dürfte es sich jedoch mehrheitlich um die ähnliche Art *Karakaschiceras pronecostatum* handeln. In den untersuchten Profilen charakterisiert *Karakaschiceras biassalense* neben anderen Arten der Gattung den *Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont im höheren Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin.

Karakaschiceras inostranzewi (KARAKASCH 1889)

Taf. 28 Fig. 4-6

* 1889 *Hoplites Inostranzewi* n. sp. - KARAKASCH: 434; Taf. 1 Fig. 1-3.
1902 *Hoplites Inostranzewi* KARAK. - KILIAN: 866; Taf. 57 Fig. 3a, b.
1907 *Hoplites Leopoldi* D'ORB. - KARAKASCH: 76; Taf. 10 Fig. 8a, b, 21a, b; Taf. 13 Fig. 7; Taf. 24 Fig. 15; Taf. 26 Fig. 10, 11.
? 1981 *Karakaschiceras* cf. *inostranzewi* (KARAKASCH, 1889) - KEMPER et al.: 283; Taf. 40 Fig. 2, 4.
1987 *Karakaschiceras inostranzewi* (KARAKASCH, 1889)- COMPANY: 150; Taf. 12 Fig. 1-3; Taf. 19 Fig. 9.
1991 *Karakaschiceras inostranzewi* (KARAKASCH, 1889) - ETTACHFINI: 114; Taf. 8 Fig. 1a, b, 2, 3a, b.

Sechs Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.207	A15.113.02	·····	·····	·····	10,5	·····	10,5	·····	1,00
RGM 353.208	A15.113.03	·····	·····	·····	11,5	·····	9	·····	0,78
RGM 353.445	A24.151.01	36,5	9	0,25	18	0,49	14,5	0,40	0,81
RGM 353.446	A24.151.02	66	18,5	0,28	28	0,42	·····	·····	·····
RGM 353.442	A24.150.03	67,5	13,5	0,20	33	0,49	24	0,36	0,73
RGM 353.447	A24.151.03	70	·····	·····	32	·····	25	·····	0,78

Das platycone Gehäuse ist mäßig involut, der anfangs gedrungen subtrapezoidale Querschnitt wird im Laufe des Wachstums hoch-oval. Die Innenwindungen tragen bis zu Gehäusedurchmessern von 40 mm eine kräftige Skulptur: Im frühesten Stadium entspringen am Nabelrand einfache oder paarige Rippen; manche bifurkieren, am Gabelungspunkt zum Teil leicht verdickt, im inneren Drittel der Flanke. Gelegentlich unterbrechen Einschnürungen die Berippung. Später gehen die Rippen zu zweien, seltener zu dreien von kräftigen Umbilikalbullae aus. Sie bifurkieren auf halber Flankenhöhe, einige wenige Schaltrippen treten hinzu. Alle Rippen enden beiderseits des glatten Venters in einem kleinen Ventrolateralknoten. An der Wohnkammerbasis erlischt die Skulptur und besteht dann nur noch aus kräftigen Bullae am Nabelrand und den breiten, gerundeten Rippenenden auf der äußeren Flanke.

Durch seine größere Nabelweite und den gedrungeneren Windungsquerschnitt unterscheidet sich *Karakaschiceras inostranzewi* von dem in seiner Skulpturentwicklung ähnlichen *Karakaschiceras biassalense*. Deutlich wird der Unterschied besonders in frühen Ontogenesestadien an der akzentuierteren Skulptur von *Karakaschiceras inostranzewi*; mit der Ausbildung lateraler Verdickungen am Gabelungspunkt der Rippen kommt die Skulptur hier der der Gattung *Neohoploceras* nahe.

Stratigraphie: Die Art kennzeichnet die von BULOT & THIEULOY (1995) eingeführte *Karakaschiceras inostranzewi*-Zone. Im Arbeitsgebiet charakterisiert sie neben anderen Arten der Gattung den äquivalenten *Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont im höheren Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin.

Karakaschiceras copei (FATMI 1977)

Taf. 28 Fig. 2, 3

* 1977 *Neocomites (Neocomites) copei* sp. nov. - FATMI: 278; Taf. 8 Fig. 1a, b.

Zwei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.068	A01.099.02	85	22,5	0,26	·····	·····	·····	·····	·····
RGM 353.067	A01.099.01	103,5	25	0,24	48,5	0,47	27,5	0,27	0,57

Das discocone Gehäuse ist mäßig involut, die größte Breite des hoch-subtrapezoidalen Windungsquerschnitts liegt an der Nabelkante. Die Rippen gehen alternierend paarweise und einzeln von schwach kommaförmigen Umbilikalbullae aus und bifurkieren meist auf etwa einem Drittel der Flankenhöhe. Sie verlaufen auf den inneren zwei Dritteln der Flanke schwach prorsiradiat und nur leicht geschwungen, nahe des Venters knicken sie adoral ab und enden an der Ventrolateralkante in radiär ausgelängten Verdickungen unterschiedlicher Stärke. Einschnürungen unterbrechen gelegentlich die Berippung. Die Skulptur ist zunächst fein und relativ dicht, auf den letzten drei Vierteln der äußeren Windung wird ihr Relief schwächer; ausgehend von der Flankenmitte beginnt sie zu verlöschen. Flache Einschnürungen persistieren bis in dieses späte Skulpturstadium.

In ihren Gehäuseproportionen und den Skulpturmerkmalen stimmen die beiden vorliegenden mit dem von FATMI (1977) als *Neocomites (Neocomites) copei* beschriebenen, etwas kleineren

Exemplar vollständig überein. COMPANY (1987: 149) schließt eine Synonymie mit *Karakaschiceras biassalense* nicht aus, von dem sich FATMI's Art jedoch deutlich durch ihr etwas evoluteres Gehäuse, die Beibehaltung der Einschnürungen bis zu relativ großen Gehäusedurchmessern und das charakteristische Abknicken der Rippen nahe am Venter unterscheidet. Die beiden zuletzt genannten Merkmale und der etwas höhere Windungsquerschnitt grenzen die Art gegen den sehr ähnlichen *Karakaschiceras pronecostatum* ab.

Stratigraphie: FATMI (1977) nennt *Karakaschiceras copei* aus dem Unter-Valangin der Chichali-Formation Pakistans in einem Niveau mit *Busnardoites campylotoxus*. Die Nachweise im Arbeitsgebiet entstammen einem kondensierten Unter-Valangin, wahrscheinlich jedoch dem *Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont im höheren Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone.

Karakaschiceras heteroptychum (PAVLOW 1892)

Taf. 33 Fig. 3

1892 *Hoplites heteroptychus* sp. n. - PAVLOW: 109; Taf. 18 (11) Fig. 22.
1981 *Karakaschiceras heteroptychum* (PAVLOW, 1892) - KEMPER et al.: 284; Taf. 41 Fig. 10, 11 [= Lectotyp, Reproduktion der Originalabbildung von PAVLOW (1892): Taf. 18 Fig. 22], 16, 17.
1989 *Karakaschiceras heteroptychum* - KUTEK et al.: 728; Taf. 1 Fig. 1; Abb. 4b, 5e; [mit zusätzlicher Synonymie].

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.316	A18.183.01	·····	·····	·····	18,5	·····	17	·····	0,92

Die halbe Windung des platyconen, mäßig evoluten Gehäuses mit subtrapezoidalem Querschnitt erreicht die größte Breite knapp außerhalb der Nabelkante. Die Skulptur ist dicht, schwach prorsiradiat und leicht falcoid. Von Umbilikalbullae gehen Rippenpaare aus, deren adapikaler Ast etwa auf Flankenmitte bifurkiert. Zwischen diesen Bündeln setzen einzelne Rippen im inneren Drittel der Flanke an. Alle Rippen entwickeln an der Ventrolateralkante einen kleinen Knoten. Sie queren den Venter gerade und mit geringem Relief, jedoch ohne deutliche Unterbrechung.

Lateralknoten auf den frühen Windungen, die auf der Abbildung des Lectotyps (PAVLOW (1892) deutlich zu erkennen sind, erinnern ebenso wie bei *Karakaschiceras inostranzewi* an die Gattung *Neohoploceras*. Aufgrund dieses Merkmals stellt COMPANY (1987) *Karakaschiceras heteroptychum* zu *Neohoploceras*; noch weiter geht AGUIRRE-URRETA (1998), die die Art als jüngeres Synonym zu *Neohoploceras arnoldi* betrachtet.

Stratigraphie: Nachweise von *Karakaschiceras heteroptychum* stammen aus dem tiefen Ober-Valangin Ostenglands (Claxby Ironstone und Speeton Clay) sowie aus der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des polnischen Unter-Valangin. Das vorliegende Exemplar wurde im *Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont, dem höheren Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin gefunden.

Karakaschiceras sp. cf. ***Karakaschiceras attenuatus*** (BEHRENDSEN 1892)

Taf. 27 Fig. 4

cf. 1998 *Karakaschiceras attenuatus* (BEHRENDSEN, 1892) - AGUIRRE-URRETA: 42; Abb. 4.1-4.3, 5.1-5.2, 6.1-6.5, 7.1-7.15, 8.1-8.9; [mit zusätzlicher Synonymie].
cf. 1998 *Karakaschiceras lycoris* (LEANZA & GIOVINE, 1949) - AGUIRRE-URRETA: 49; Abb. 4.8, 5.4, 8.10-8.12 [mit zusätzlicher Synonymie].

Zwei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.325	A18.185.01	98	20	0,20	45	0,46	23,5	0,24	0,52
RGM 353.073	A01.100.05	126	15	0,12	70	0,56	38	0,30	0,54

Das kleinere Exemplar ist mäßig involut und discocon, sein Nabel öffnet sich am Ende der Wohnkammer leicht. Der subtrapezoidale bis hoch-ovale Windungsquerschnitt erreicht seine größte Breite bei einem Drittel der Flankenhöhe. Die Umbilikalknoten der Innenwindung sind zunächst kommaförmig, auf der äußeren Windung bilden sich kräftige und relativ weitständige Bullae, die auf der inneren Flanke in einzelnen breiten Rippen mit schwachem Relief auslaufen. Die Wohnkammerbasis zeigt nur noch eine schwache Skulptur aus breiten, weitständigen, nach vorn gebogenen Rippen auf dem äußeren Flankenviertel, die am Ende der letzten Windung ganz verschwinden. Das große Exemplar mit sehr involutem, discoconen Gehäuse ist bis zum Ende gekammert. Der subtrapezoidale bis hochovale Windungsquerschnitt zeigt seine größte Windungsbreite bei halber Flankenhöhe. Abgesehen von feinen Anwachsstreifen auf der Schale fehlt eine Skulptur.

Das kleinere Exemplar kommt *Karakaschiceras biassalense* nahe. Anders als dieses ist es bei gleicher Größe jedoch involuter und der Venter stärker gerundet; die von weitständigeren und weniger ausgeprägten Umbilikalknoten ausgehenden Rippen persistieren auf der inneren Flanke. *Karakaschiceras brandesi* stimmt in der Wohnkammerskulptur gut überein, ist jedoch deutlich evoluter. Am ehesten vergleichbar sind Mikrokonche von *Karakaschiceras attenuatus* sowie *Karakaschiceras lycoris*. Ähnlich dem vorliegenden Stück zeigen die von RICCARDI et al. (1971) und AGUIRRE-URRETA (1998) abgebildeten Mikrokonche eine leichte Öffnung des Nabels. Das große, sehr involute und skulpturlose Exemplar stimmt gut mit Makrokonchen von *Karakaschiceras attenuatus* überein.

Stratigraphie: *Karakaschiceras attenuatus* und *Karakaschiceras lycoris* sind Arten der *Karakaschiceras attenuatus*-Subzone der *Olcostephanus (Olcostephanus) atherstoni*-Zone des Neuquén-Beckens (Argentinien), die dem höheren Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone und der *Saynoceras verrucosum*-Zone entspricht (AGUIRRE-URRETA 1998; AGUIRRE-URRETA & RAWSON 1997). Die vorliegenden Stücke stammen aus dem tieferen Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin.

Gattung ***Neohoploceras*** SPATH 1939

Typ-Art: *Ammonites submartini* MALLADA 1887

Neohoploceras ex gr. ***arnoldi*** (PICTET & CAMPICHE 1860)

Taf. 26 Fig. 5, 6; Taf. 27 Fig. 3

* 1860 *Ammonites Arnoldi,* PICTET et CAMPICHE - PICTET & CAMPICHE: 252; Taf. 35 Fig. 1a, b, 2a, b, 3a, b, 4a, b, 5a, b, 6.
1906 *Hoplites Schardti* BAUMBG. - BAUMBERGER: 64; Taf. 12 Fig. 2a, b; Abb. 41.
1907 *Leopoldia (Hoplitides) provincialis* nov. sp. - SAYN: 58; Taf. 4 Fig. 10.
1987 *Neohoploceras arnoldi* (PICTET & CAMPICHE, 1860) - COMPANY: 153; Taf. 13 Fig. 1-3; [mit zusätzlicher Synonymie].
1998 *Neohoploceras arnoldi* PICTET & CAMPICHE, 1860 - AGUIRRE-URRETA: 51; Abb. 4.9, 4.10, 12.1-12.25; [mit zusätzlicher Synonymie].

Vier Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.078	A01.102.01	25,5	7	0,27	12,5	0,49	.....	.....	.....
RGM 353.450	A24.152.01	38	10,5	0,28	15,5	0,41	14	0,37	0,90
RGM 353.196	A15.105.01	.....	.....	.....	23,5	.....	25	.....	1,06
RGM 353.153	A04.147.11	84	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....

Die vorliegenden Exemplare repräsentieren mehrere ähnliche Arten der Gattung *Neohoploceras* oder unterschiedliche Wachstumsstadien einer einzigen variablen Spezies. Gemeinsam ist allen drei Stücken ein platycones, mäßig involutes Gehäuse und eine schwach falcoide Skulptur aus zumeist an Umbilikalknoten gebündelten, zum Teil an kräftigen Lateralknoten bifurkierenden Rippen. Tiefe Einschnürungen schalten sich adoral einzelner, ventral kräftig beknoteten Rippen ein. Alle Rippen sind ventral durch ein schmales glattes Band unterbrochen.

Das zweitkleinste Exemplar ist mit *Neohoploceras provinciale* nahezu identisch, die bis in späte Wachstumsstadien persistierenden Lateralknoten eines größeren erinnern an *Neohoploceras schardti*. Dem weitgefaßten Artkonzept COMPANY's (1987) und AGUIRRE-URRETA's (1998) folgend, die diese und eine Reihe weiterer Arten in die Synonymie von *Neohoploceras arnoldi* stellen, wird das Material hier unter der Bezeichnung *Neohoploceras* ex gr. *arnoldi* zusammengefaßt.

Stratigraphie: *Neohoploceras* ex gr. *arnoldi* ist in den untersuchten Profilen im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin sowie in der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin nachgewiesen.

Neohoploceras karakaschi (UHLIG 1902)

Taf. 22 Fig. 4

1889 *Hoplites* cfr. *Desori* PICT. - KARAKASCH: 10; Taf. 2 Fig. 1-3; ? non Taf. 2 Fig. 4a, b, 5, 6.
* 1902 *Hoplites Karakaschi* - UHLIG: 34; [Fußnote 3].

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.201	A15.105.06	127	37	0,29	56,5	0,44	36	0,28	0,64

Das Gehäuse ist platycon und mäßig evolut, der subtrapezoidale Windungsquerschnitt erreicht die größte Breite im inneren Flankendrittel. Auf dem Phragmokon setzen leicht falcoide Rippen zu zweien oder dreien an kräftigen Umbilikalknoten an und bifurkieren etwa auf Flankenmitte. Nach jedem zweiten bis dritten Rippenbündel unterbricht eine Einschnürung die Skulptur. Auf der Wohnkammer gehen bifurkierende Rippen zumeist paarweise von schwachen Umbilikalbullae aus, verlaufen leicht geschwungen über die Flanke und biegen nahe der Ventrolateralkante nach vorn um, wo sie in einer leichten Verdickung enden. Zur Mündung hin beginnt die Berippung auf den Flanken zu verlöschen.

Stratigraphie: Das vorliegende Exemplar stammt aus dem tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin.

Neohoploceras cf. ***baumbergeri*** SPATH 1939

Taf. 28 Fig. 7, 8

cf. * 1939 *Neohoploceras baumbergeri* (FOLGNER MS.) sp. nov. - SPATH: 106; Taf. 22 Fig. 3a, b.
cf. 1962 *Neohoploceras besairiei* nov. sp. - COLLIGNON: 47; Taf. 192 Fig. 875, 876.
cf. 1977 *Neohoploceras baumbergeri* SPATH 1939 - FATMI: 290; Taf. 12 Fig. 3a, b.
cf. 1994 *Luppovella (Luppovella) baumbergeri* (SPATH, 1939) - BARABOSHKIN & MIKHAILOVA: 57; Taf. 4 Fig. 1a, b.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.453	A24.152.04	105	37	0,35	41	0,39	34,5	0,33	0,84

Die erhaltenen drei Viertel eines bis zum Ende gekammerten, mäßig evoluten, platyconen Gehäuses besitzen zunächst einen gedrungen subhexagonalen, später einen ovalen Windungsquer-

schnitt. Bis zu einem Gehäusedurchmesser von 90 mm gehen Hauptrippen von Umbilikalbullae aus und bifurkieren auf Flankenmitte an runden, dornenartigen Lateralknoten. Dazwischen setzen knotenlose Rippen an der Nabelkante an, die auf Mitte der Flanke manchmal ebenfalls bifurkieren; auf der äußeren Flanke sind zusätzliche kurze Rippen eingeschaltet. Die Berippung ist leicht prorsiradiat und wird ventral von einem schmalen glatten Band unterbrochen; einzelne Rippen enden in einem schwachen Ventrolateralknoten. Die kräftige Skulptur der frühen Windungen wird von einer flachen Einschnürung abgeschlossen. Im darauffolgenden Gehäuseabschnitt verlöschen die Lateralknoten und bi- oder trifurkierende Rippen mit Umbilikalbullae sowie wenige einzelne knotenlose Schaltrippen verbleiben.

Die Gehäuseentwicklung mit anfänglich beknoteten und eingeschnürten, später mit gleichmäßig dichten Spaltrippen skulptierten Windungen entspricht der der Gattung *Neohoploceras*. Das frühe Stadium stimmt mit *Neohoploceras baumbergeri* im wesentlichen überein, jedoch gabeln sich die Rippen dort weiter außen auf der Flanke und sind außerhalb der Lateralknoten stärker nach vorn geneigt.

Stratigraphie: FATMI (1977) und BARABOSHKIN & MIKHAILOVA (1994) geben für *Neohoploceras baumbergeri* ein Unter-Valangin-Alter an; das Typ-Material des nahezu identischen *Neohoploceras besairiei* stammt dagegen aus der *Olcostephanus schenki*-Zone des tiefen Ober-Valangin Madagaskars (COLLIGNON 1962). Das vorliegende Exemplar wurde im tieferen Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin gefunden.

Neohoploceras sp.

Taf. 27 Fig. 1, 2

cf. 1977 *Neohoploceras submartini* (MALLADA 1882) - FATMI: 291; Taf. 11 Fig. 6a, b.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.215	A16.101.01	68,5	21	0,31	29	0,42	26	0,38	0,90

Das platycone Gehäuse ist mäßig evolut, der gedrungen-subtrapezoidale Windungsquerschnitt besitzt seine größte Breite im inneren Drittel der Flanke. Ein frühes Skulpturstadium des vollständig gekammerten Gehäuses kennzeichnen kräftige Umbilikalbullae, von denen Rippen meist zu dreien in Bündeln ausgehen. Bifurkieren diese erneut bei etwa einem Drittel der Flankenhöhe, so sind an den Gabelungspunkten Lateralknoten entwickelt, die bei Erhaltung von Schalenmaterial in spitze Dornen auslaufen. Auf der letzten halben Windung erhöht sich die Anzahl der Rippen pro Bündel durch Bifurkation in unterschiedlicher Flankenhöhe auf bis zu sechs. Nur selten sind einzelne Rippen ohne Umbilikalknoten an der Nabelkante eingeschaltet. Die Rippen verlaufen nahezu radiär und nur leicht falcoid; an der Ventrolateralkante enden sie in schwachen Knoten, zwischen denen in der Ventrallinie ein glattes Band verbleibt. Vier bis fünf flache Einschnürungen schalten sich auf der letzten Windung zwischen die Rippenbündel ein.

Stratigraphie: *Neohoploceras* sp. stammt aus dem Unter-Valangin in kondensierter Entwicklung, wahrscheinlich aus dem *Karakaschiceras biassalense*-Biohorizont im höheren Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin.

Gattung ***Sarasinella*** UHLIG 1905

Typ-Art: *Hoplites ambiguus* UHLIG 1902

Sarasinella eucyrta (SAYN 1907)

Taf. 29 Fig. 1-5

* 1907 *Neocomites eucyrtus* nov. sp. - SAYN: 36; Taf. 4 Fig. 3a, b, 4a, b, 5a, b.

1930 *Acanthodiscus curelensis* KILIAN sp. 1888 - ROCH: 276; Taf. 11 Fig. 1a, b.
1987 *Sarasinella eucyrta* (SAYN, 1907)- COMPANY: 141; Taf. 8 Fig. 13, 14, 15a, b; Taf. 18 Fig. 9.
1998 *Sarasinella eucyrta* - ETTACHFINI et al.: Abb. 2e.
1999 *Sarasinella* cf. *eucyrta* (SAYN 1907) - VAŠÍCEK et al.: 640; Taf. 4 Fig. 6.

Sieben Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.408	A24.106.05	14,5	5	0,34	6	0,41	6,5	0,45	1,08
RGM 353.410	A24.108.01	34,5	13,5	0,39	14	0,41	13	0,37	0,93
RGM 353.367	A22.134.01	41,5	15	0,36	15	0,36	13,5	0,32	0,90
RGM 353.420	A24.109.02	67	27,5	0,41	22	0,33	.....	.....	.....
RGM 353.115	A04.119.02	94,5	32	0,34	35,5	0,38	30,5	0,32	0,86
RGM 353.250	A18.137.02	114	44,5	0,39	40	0,35	32	0,28	0,80
RGM 353.254	A18.140.01	117,5	39	0,33	42,5	0,36	28,5	0,24	0,67

Das Gehäuse ist platycon und mäßig evolut. Der anfangs runde Windungsquerschnitt wird bei zunehmender Größe zunächst gedrungen subtrapezoidal, später oval. Im frühesten Gehäusestadium mit Durchmessern kleiner 10 mm setzen Rippen einzeln am Nabelrand an, bifurkieren auf Flankenmitte und sind ventral unterbrochen. Die regelmäßige Skulptur bis zu einem Durchmesser von etwa 60 mm prägen kräftige Hauptrippen mit bullaten Umbilikalknoten an ihrer Basis und rundlichen bis dornenartigen Lateralknoten am Gabelungspunkt auf Flankenmitte; jeweils eine einfache, knotenlose Nebenrippe geht adoral der Hauptrippe vom Umbilikalknoten aus, seltener ist sie am Nabelrand eingeschaltet. In diesem mittleren Skulpturstadium enden alle Rippen leicht verdickt beiderseits des glatten Venters. Auf den äußeren Windungen verlöschen die Lateralknoten, während die Umbilikalknoten zunehmend undeutlicher werden. Gegabelte Hauptrippen setzen einzeln, manchmal auch paarweise am Nabelrand an, häufig bifurkieren auch die Nebenrippen auf Mitte der Flanke. Bei großen Exemplaren laufen die Rippen leicht abgeschwächt rechtwinklig über den Venter.

Stratigraphie: *Sarasinella eucyrta* charakterisiert im Arbeitsgebiet den tieferen Teil der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin.

Sarasinella trezanensis (LORY in SAYN 1907)

Taf. 32 Fig. 1, 2, 4, 6, 7

* 1907 *Neocomites trezanensis* LORY - SAYN: 34; Taf. 3 Fig. 20, 25a, b; Taf. 4 Fig. 15.
1923 *Neocomites Trezanensis* LORY - BAUMBERGER: 307; Taf. 8 Fig. 2-4.
1967 *Neocomites trezanensis* (LORY) - DIMITROVA: 111; Taf. 49 Fig. 6.
non 1977 *Neocomites (Neocomites) trezanensis* SAYN 1907 - FATMI: 281; Taf. 9 Fig. 4a, b.
1987 *Sarasinella trezanensis* (SAYN, 1907) - COMPANY: 143; Taf. 8 Fig. 16; Taf. 18 Fig. 10; [mit zusätzlicher Synonymie].

Sieben Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.065	A01.098.01	23,5	6,5	0,28	11	0,47	.....	.....	.....
RGM 353.419	A24.109.01	36,5	10,5	0,29	15	0,41	13,5	0,37	0,90
RGM 353.433	A24.130.01	43,5	13,5	0,31	17,5	0,40	15	0,34	0,86
RGM 353.238	A18.127.01	48,5	16	0,33	19	0,39	16,5	0,34	0,87
RGM 353.066	A01.098.02	54	15,5	0,29	23	0,43	.....	.....	.....
RGM 353.252	A18.139.01	75,5	24,5	0,32	32	0,42	.....	.....	.....
RGM 353.248	A18.133.02	79	22	0,28	37	0,47	.....	.....	.....

Das Gehäuse ist platycon und mäßig involut, die größte Breite des subtrapezoidalen Windungsquerschnitts liegt im inneren Drittel der Flanke. Auf den Innenwindungen setzen die Rippen im Wechsel paarweise und einzeln an der Nabelkante an. Ab einem Gehäusedurchmesser von etwa 25 mm entwickeln die paarigen Rippen einen kräftigen Umbilikalknoten, meist bifurkiert eine Rippe des Paares an einem kleinen Lateralknoten auf Flankenmitte. Einige Einschnürungen unterbrechen die Berippung. Diese Skulptur wird bis zu Durchmessern von maximal 70 mm beibehalten, wobei die Lateralknoten an den Gabelungspunkten jedoch schon früher verlöschen. Das folgende Stadium kennzeichnen einzeln oder paarweise vom Nabelrand ausgehende Rippen, die regelmäßig auf Flankenmitte bifurkieren. In allen Wachstumsstadien verlaufen die Rippen radiär und leicht falcoid und entwickeln einen scharfen Knoten an der Ventrolateralkante. Sie treffen im rechten Winkel auf die Ventrallinie, wo zunächst ein glattes Band frei bleibt; auf den äußeren Windungen ziehen sie mit nur leichter Abschwächung über den Venter.

Stratigraphie: *Sarasinella trezanensis* tritt im Arbeitsgebiet im tieferen Teil der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin auf.

Sarasinella longi (SAYN 1907)

Taf. 29 Fig. 6-9; Taf. 30 Fig. 1

* 1907 *Neocomites* ? *Longi* nov. sp. - SAYN: 37; Taf. 3 Fig. 19; Taf. 4 Fig. 1, 2a-b.
1930 *Neocomites Longi* SAYN 1907 - ROCH: 273; Taf. 12 Fig. 1a-d.

Sieben Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.431	A24.122.03	41,5	12	0,29	17	0,41	12	0,29	0,71
RGM 353.519	A30.126.01	52,5	17,5	0,33	21,5	0,41	16,5	0,31	0,77
RGM 353.517	A30.120.01	70	24	0,34	29	0,41	.....	.....	.....
RGM 353.240	A18.129.01	99	37	0,37	35,5	0,36	30,5	0,31	0,86
RGM 353.242	A18.129.03	136	52	0,38	51	0,38	33,5	0,25	0,66
RGM 353.249	A18.137.01	219	74	0,34	86	0,39	.....	.....	.....
RGM 353.251	A18.138.01	230	82	0,36	82	0,36	57	0,25	0,69

Das platycone Gehäuse ist mäßig evolut. Der anfangs gedrungen subtrapezoidale Windungsquerschnitt mit größter Breite im inneren Flankendrittel wird im Lauf des Wachstums oval. Bis zu Gehäusedurchmessern von 40 mm setzen die Rippen meist in Paaren an bullaten Umbilikalknoten an. Ihr adapikaler Ast ist auf der inneren Flanke kräftig und bifurkiert zwischen der Hälfte und zwei Drittel der Flankenhöhe an einem spitzen Lateralknoten. Die Rippen verlaufen gerade und leicht prorsiradiat, mit einer leichten Verdickung an der Ventrolateralkante queren sie den Venter abgeschwächt im rechten Winkel. Bei zunehmender Gehäusegröße verlöschen die Lateralknoten, während die Umbilikalknoten kräftiger werden und die Rippen einen falcoiden Verlauf nehmen. In späten Stadien gehen die Rippen meist einzeln von Umbilikalbullae aus und bifurkieren auf der Hälfte bis zwei Drittel der Flankenhöhe; sie zeigen dann insbesondere auf der äußeren Flanke ein geringes Relief und sind an der Ventrolateralkante kaum noch verdickt.

Stratigraphie: *Sarasinella longi* ist in den untersuchten Profilen für den tieferen Teil der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin kennzeichnend.

Sarasinella ambigua (UHLIG 1902)

Taf. 33 Fig. 1, 2

* 1902 *Hoplites ambiguus* n. sp. - UHLIG: 45; Taf. 6 Fig. 3a-c, 4a-d, 5, 6a, b.

1975 *Sarasinella ambigua* (UHLIG, 1902) - VAŠÍCEK: 95; Taf. 7 Fig. 1 [= Lectotyp]; 2-4; Abb. 7.
? non 1986 *Sarasinella* cf. *ambigua* (UHLIG, 1902) - VAŠÍCEK & MICHALÍK: 468; Taf. 4 Fig. 2.

Vier Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.358	A22.128.02	41	13	0,32	16	0,39	.....	.....	.....
RGM 353.427	A24.120.01	.....	.....	.....	18,5	.....	16	.....	0,86
RGM 353.428	A24.120.02	59	22	0,37	22	0,37	17	0,29	0,77
RGM 353.421	A24.109.03	.....	.....	.....	23	.....	16,5	.....	0,72

Das Gehäuse ist platycon und mäßig evolut, der Windungsquerschnitt subtrapezoidal mit größter Breite an der Nabelkante. In frühen Gehäusestadien setzen die Rippen abwechselnd paarweise mit Bullae und einfach ohne solche an der Nabelkante an. Etwa zwei von dreien bifurkieren an einem kleinen Lateralknoten auf Mitte der Flanke. Mit zunehmender Gehäusegröße verschwinden die Lateralknoten allmählich und nur noch selten gehen Rippenpaare von der Nabelkante aus. Die Rippen verlaufen prorsiradiat und anfangs gerade, später falcoid; sie enden an der Ventrolateralkante in leicht bullaten Verdickungen. Flache, undeutliche Einschnürungen können die Skulptur ergänzen. Während der Venter zunächst glatt bleibt, queren ihn die Rippen in späten Gehäusestadien abgeschwächt und annähernd rechtwinklig.

Stratigraphie: *Sarasinella ambigua* tritt im Arbeitsgebiet im tieferen Teil der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin auf.

Sarasinella uhligi SPATH 1939

Taf. 32 Fig. 3, 5, 8, 9; Taf. 33 Fig. 4

* 1939 *Sarasinella uhligi*, sp. nov. - SPATH: 99; Taf. 12 Fig. 5; Taf. 14 Fig. 1a, b; Taf. 21 Fig. 5a, b, 6a, b.
non 1970 *Sarasinella* cf. *S. uhligi* SPATH - IMLAY & JONES: B51; Taf. 12 Fig. 4.
1977 *Sarasinella uhligi* SPATH 1939 - FATMI: 288; Taf. 12 Fig. 2a, b.

Sieben Exemplare:

RGM 353.121 [A04.127.01] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.383	A22.184.02	44	12	0,27	17,5	0,40	.....	.....	.....
RGM 353.382	A22.184.01	63,5	18	0,28	28	0,44	.....	.....	.....
RGM 353.264	A18.153.02	98	.....	.....	45	0,46	20,5	0,21	0,46
RGM 353.384	A22.184.03	108,5	30,5	0,28	49	0,45	.....	.....	.....
		Basis Wohnkammer			37	.....	26,5	.....	0,72
RGM 353.387	A22.187.02	113	33	0,29	49	0,43	27	0,24	0,55
RGM 353.380	A22.182.01	173	39	0,23	81,5	0,47	35	0,20	0,43

Das zunächst mäßig involute und platycone Gehäuse mit subtrapezoidalem Windungsquerschnitt wird mit zunehmender Größe discocon, der Querschnitt hochmündig und subrectangulär. Die dichte Skulptur der Innenwindungen bilden einzelne und von kräftigen Umbilikalbullae zu zweien, seltener auch zu dreien ausgehende gerade, schwach prorsiradiate Rippen. Sie laufen entweder ohne Gabelung über die Flanke oder bifurkieren zwischen der Hälfte und zwei Drittel der Flankenhöhe an kleinen Lateralknoten. Auf der Ventrolateralkante verstärken sich die Rippen, den Venter queren sie leicht abgeschwächt im rechten Winkel. Einige Einschnürungen unterbrechen die Berippung. Die Skulptur späterer Gehäusestadien ist unregelmäßiger: Rippen gehen einzeln oder paarweise von Umbilikalbullae aus, einige bifurkieren etwa auf Mitte der

Flanke, einige sind knapp außerhalb der Nabelkante oder auf der äußeren Flanke eingeschaltet. Lateralknoten sind nicht mehr vorhanden, Einschnürungen werden zunächst noch beibehalten. Die Rippen biegen auf dem äußeren Flankendrittel stärker nach vorn. Von Flankenmitte ausgehend beginnt die Berippung schließlich zu verlöschen; die letzte halbe Windung des größten Exemplars ist skulpturlos.

Stratigraphie: *Sarasinella uhligi* tritt im Arbeitsgebiet in der höheren *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin auf.

Gattung ***Criosarasinella*** THIEULOY 1977

Typ-Art: *Criosarasinella furcillata* THIEULOY 1977

Criosarasinella furcillata THIEULOY 1977

Taf. 34 Fig. 4, 5

* 1977 *Criosarasinella furcillata* n. sp. - THIEULOY: 109; Taf. 1 Fig. 5; Taf. 5 Fig. 3-5; [1977a].
1990 *Criosarasinella furcillata* THIEULOY, 1977 - THIEULOY et al.: 68; Taf. 2 Fig. 1.
1993 *Criosarasinella* cf. *furcillata* THIEULOY - AVRAM & GRĂDINARU: 679; Taf. 6 Fig. 4a, b.
1994 *Criosarasinella furcillata* THIEULOY - VAŠÍCEK et al.: 59; Taf. 18 Fig. 2.
1995 *Criosarasinella furcillata* THIEULOY - REBOULET: 75; Taf. 17 Fig. 5; Taf. 18 Fig. 1-8; Taf. 19 Fig. 1-6; Taf. 20 Fig. 2-6.
1995 *Criosarasinella furcillata* THIEULOY - VAŠÍCEK: Taf. 2 Fig. 1.

Fünf Exemplare:

RGM 353.339 [A18.199.02] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.085	A01.104.02	54,5	20,5	0,38	20	0,37	14	0,26	0,70
RGM 353.092	A01.105.01	.....	.....	.....	38	.....	29	.....	0,76
RGM 353.338	A18.199.01	150	56	0,37	51,5	0,34	.....	.....	.....
RGM 353.086	A01.104.03	.....	.....	.....	59	.....	41	.....	0,69

Das platycone, mäßig evolute Gehäuse besitzt einen subrectangulären Windungsquerschnitt. Auf den Innenwindungen gehen Rippen einzeln, selten paarweise vom Nabelrand aus und bifurkieren überwiegend zwischen der Hälfte und zwei Drittel der Flankenhöhe. Mit zunehmender Gehäusegröße entwickeln die Rippenpaare an ihrer Basis kräftige Umbilikalbullae und treten zwischen drei bis vier einzelnen schwächeren Nebenrippen allmählich als Hauptrippen hervor. Die Differenzierung der Skulptur ist auf der Wohnkammer noch deutlicher, auf den Hauptrippen prägen sich clavate Ventrolateralknoten aus. Alle Rippen verlaufen radiär und schwach falcoid, auf den Innenwindungen ventral unterbrochen, in späteren Stadien den Venter leicht abgeschwächt querend.

Stratigraphie: Die Indexart des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes zeigt diese biostratigraphische Einheit im höheren Teil der *Himantoceras trinodosum*-Subzone (*Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin im Arbeitsgebiet an.

Criosarasinella mandovi THIEULOY 1977

Taf. 34 Fig. 3; Taf. 35 Fig. 1

? pars 1942 *Pseudothurmannia (Parahoplites) spinigera* v. KOENEN - WEBER: 271; Taf. 15 Fig. 1a, b, Abb. 4; non Taf. 14 Fig. 1, Abb. 5 [= *Eleniceras* sp.].
* 1977 *Criosarasinella mandovi* n. sp. - THIEULOY: 110; Taf. 5 Fig. 6, 7; [1977a].
1995 *Criosarasinella mandovi* THIEULOY - REBOULET: 78; Taf. 16 Fig. 4; Taf. 20 Fig. 1, 7; Taf. 21 Fig. 1, 3-7.

Drei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.340	A18.199.03	53,5	23,5	0,43	19	0,36	·····	·····	·····
RGM 353.087	A01.104.04	·····	·····	·····	48	·····	25,5	·····	0,53
RGM 353.492	A24.161.04	·····	·····	·····	59,5	·····	35	·····	0,59

In frühen Wachstumsstadien ist das Gehäuse platycon und evolut. Relativ weitständige radiäre Rippen setzen einzeln an der Nabelkante an, nur wenige bifurkieren im äußeren Viertel der Flanke. Die Wohnkammer ist advolut oder leicht entrollt, ihr Windungsquerschnitt subrectangulär. Dort besteht die Skulptur aus einfachen, kräftig beknoteten Hauptrippen und schwächeren Nebenrippen, die radiär und nur auf dem äußeren Drittel der Flanke schwach nach vorn gebogen verlaufen. Dazwischen sind vier bis sechs Nebenrippen an der Nabelkante eingeschaltet. Die Hauptrippen tragen leicht bullate Umbilikalknoten, knapp außerhalb der Flankenmitte dornenartige Lateralknoten sowie leicht clavate Ventrolateralknoten. Den Venter queren die Rippen mit geringem Relief.

Stratigraphie: *Criosarasinella mandovi* tritt im *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin auf.

Criosarasinella heterocostata (MANDOV 1976)

Taf. 35 Fig. 2

* 1976 *Crioceratites (Crioceratites) majoricensis heterocostatus* n. subsp. - MANDOV: 57; Taf. 5 Fig. 1, 3.
1977 *Criosarasinella heterocostata* (MANDOV, 1976) - THIEULOY: 111; Taf. 5 Fig. 8; [1977a].
1986 *Criosarasinella heterocostata* (MANDOV, 1976) - VAŠÍCEK & MICHALÍK: 469; Taf. 4 Fig. 3.
1993 *Criosarasinella heterocostata* (MANDOV) - AVRAM & GRĂDINARU: 680; Taf. 2 Fig. 7; Taf. 6 Fig. 5a, b.
? 1995 *Criosarasinella subheterocostata* n. sp. - REBOULET: 81; Taf. 22 Fig. 1-9.
1995 *Criosarasinella heterocostata* (MANDOV) - VAŠÍCEK: Taf. 2 Fig. 2.

Ein Exemplar:

RGM 353.493 [A24.163.01] (ohne Meßwerte)

Das vorliegende Fragment umfaßt weniger als eine viertel Windung eines platyconen Gehäuses. Es zeigt die typische regelmäßige Flankenskulptur später Windungen der Art: Schwach falcoide Rippen gehen einzeln mit nur angedeuteten Bullae vom Nabelrand aus und bifurkieren sämtlich bei zwei Drittel der Flankenhöhe.

Für die bislang *Criosarasinella heterocostata* genannten südostfranzösischen Formen führt REBOULET (1995) den Namen *Criosarasinella subheterocostata* ein. Der Artbeschreibung fehlt jedoch eine Differentialdiagnose, die Abgrenzung gegenüber MANDOV's Art bleibt unklar.

Stratigraphie: Das vorliegende Stück wurde im *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin gefunden.

Gattung ***Neocomites*** UHLIG 1905

Untergattung ***Neocomites*** UHLIG 1905

(= *Eristavites* NIKOLOV 1966,
= *Varlheideites* RAWSON & KEMPER 1978)

Typ-Art: *Ammonites neocomiensis* D'ORBIGNY 1841

Neocomites (Neocomites) premolicus SAYN 1907

Taf. 35 Fig. 3-9; Taf. 36 Fig. 2

? 1892 *Hoplites Thurmanni* PICT. & CAMP. var. *allobrogica* - KILIAN: 12; Taf. 4 Fig. 1.

* 1907 *Neocomites neocomiensis* D'ORB. sp. var. *premolica* SAYN - SAYN: 30; Taf. 3 Fig. 4, 7, 8.
1987 *Neocomites premolicus* SAYN, 1907- COMPANY: 127; Taf. 9 Fig. 1a, b, 2-4; Taf. 19 Fig. 1; [mit zusätzlicher Synonymie].
1991 *Neocomites premolicus* (SAYN, 1907) - ETTACHFINI: 104; Taf. 4 Fig. 14a, b, 15.
pars 1991 *Neocomites neocomiensis* (D'ORBIGNY, 1841) - ETTACHFINI: 100; Taf. 4 Fig. 2-4, 7, 8, 10, 11; Taf. 5 Fig. 6.
1995 *Tirnovella premolica* (SAYN) - REBOULET: Taf. 5 Fig. 13a, b [= erneute Abbildung des Originals zu SAYN (1907): Taf. 3 Fig. 7].
1998 *Neocomites premolicus* - ETTACHFINI et al.: Abb. 2a.
1999 *Neocomites premolicus* (SAYN 1907) - VAŠÍCEK et al.: 640; Taf. 4 Fig. 2.
2000 *Neocomites premolicus* SAYN - AGUADO et al.: Abb. 7h.

25 Exemplare:

RGM 353.230 [A18.125.01] RGM 353.365 [A22.130.05] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.364	A22.130.04	20	·····	·····	10	0,50	7	0,35	0,70
RGM 353.244	A18.129.05	24,5	6,5	0,27	11	0,45	8,5	0,35	0,77
RGM 353.112	A04.111.04	26,5	7	0,26	12,5	0,47	·····	·····	·····
RGM 353.412	A24.108.03	·····	·····	·····	13	·····	8	·····	0,62
RGM 353.407	A24.106.04	31	7	0,23	14,5	0,47	10	0,32	0,69
RGM 353.374	A22.138.04	32,5	6,5	0,20	16	0,49	·····	·····	·····
RGM 353.368	A22.134.02	34	8,5	0,25	15	0,44	10	0,29	0,67
RGM 353.231	A18.125.02	34,5	8	0,23	16,5	0,48	9	0,26	0,55
RGM 353.357	A22.128.01	35,5	9,5	0,27	15,5	0,44	10,5	0,30	0,68
RGM 353.366	A22.130.06	38,5	9,5	0,25	·····	·····	·····	·····	·····
RGM 353.359	A22.128.03	·····	·····	·····	16,5	·····	11	·····	0,67
RGM 353.411	A24.108.02	39	9,5	0,24	18	0,46	10	0,26	0,56
RGM 353.369	A22.134.03	40,5	9	0,22	18,5	0,46	10	0,25	0,54
RGM 353.229	A18.123.01	41	10	0,24	18	0,45	10	0,24	0,56
RGM 353.361	A22.130.01	41	11,5	0,28	18	0,44	12	0,29	0,67
RGM 353.362	A22.130.02	41,5	11	0,27	17,5	0,42	10	0,24	0,57
RGM 353.363	A22.130.03	44	13	0,30	17,5	0,40	10,5	0,24	0,60
RGM 353.234	A18.125.05	·····	·····	·····	21,5	·····	14,5	·····	0,67
RGM 353.406	A24.106.03	49	11,5	0,23	22,5	0,50	·····	·····	·····
RGM 353.109	A04.111.01	62	20	0,32	22	0,35	12	0,19	0,55
RGM 353.405	A24.106.02	87,5	31	0,35	32	0,37	21,5	0,25	0,67
RGM 353.113	A04.113.01	112	40,5	0,36	42,5	0,38	28,5	0,25	0,67
RGM 353.424	A24.112.01	119,5	39,5	0,33	47,5	0,40	27,5	0,23	0,58

Das platycone Gehäuse ist in frühen Stadien mäßig involut, in späten dagegen mäßig evolut. Der subtrapezoidale Windungsquerschnitt besitzt seine größte Breite bei etwa halber Windungshöhe; der Querschnitt später Windungen ist stärker gerundet. Schwach prorsiradiate und falcoide Rippen setzen in der Regel paarweise, selten auch einzeln an der Nabelkante an; Umbilikalbullae entwickeln sich dort ab Gehäusedurchmessern von etwa 20 mm. Mehr als die Hälfte der Rippen bifurkiert außerhalb der Flankenmitte. Alle Rippen enden an der Ventrolateralkante in kleinen, radiär ausgelängten Knötchen. Die anfangs feine und dichte Skulptur wird mit der Entwicklung der Umbilikalknoten kräftiger und weitständiger. Große Exemplare zeigen besonders auf Mitte der Flanke eine abgeschwächte Skulptur. Der Venter bleibt in allen Wachstumsstadien glatt.

Im Unterschied zu *Neocomites (Neocomites) neocomiensis* ist *Neocomites (Neocomites) pre-*

molicus weniger involut; die Höhe seines etwas gedrungeneren Windungsquerschnitts nimmt im Verlauf der Ontogenese langsamer zu (Abb. 26). Die Skulptur ist im Vergleich zu *Neocomites (Neocomites) neocomiensis* weniger dicht; Umbilikalknoten sind stärker, die Knötchen auf der Ventrolateralkante dagegen weniger deutlich.

Stratigraphie: *Neocomites (Neocomites) premolicus* setzt an der Basis der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin ein (COMPANY 1987; BULOT & THIEULOY 1995). Ein entsprechendes Erstauftreten zeigt die Art auch im Arbeitsgebiet, wo sie auf den tiefsten Teil der Zone beschränkt bleibt.

Neocomites (Neocomites) neocomiensis (D'ORBIGNY 1841)

Taf. 36 Fig. 1, 3-6; Taf. 37 Fig. 1, 2

* 1841 *Ammonites neocomiensis* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 202; Taf. 59 Fig. 8-10.
1901 *Hoplites neocomiensis* D'ORBIGNY - SARASIN & SCHÖNDELMAYER: 70; Taf. 9 Fig. 2, 3.
1907 *Neocomites neocomiensis* D'ORB. sp. - SAYN: 29; Taf. 3 Fig. 6a, b, 9, 10, 11a, b, 14.
1981 *Neocomites neocomiensis* (D'ORB.) - ARNAUD et al.: Taf. 1 Fig. 3; Taf. 2 Fig. 2.
1985 *Neocomites neocomiensis* (D'ORB) - COMPANY: Taf. 2, Fig. 5, 6.
1987 *Neocomites neocomiensis* (D'ORBIGNY, 1841) - COMPANY: 129; Taf. 9 Fig. 5, 6a, b, 7-11; Taf. 10 Fig. 1a, b, 2-5; Taf. 19 Fig. 2-4; [mit zusätzlicher Synonymie].
pars 1991 *Neocomites neocomiensis* (D'ORBIGNY, 1841) - ETTACHFINI: 100; Taf. 4 Fig. 1a, b, 5, 6, 9, 12a, b; Taf. 5 Fig. 1a, b, 2, 3, 4a, b, 5a, b.
1993 *Neocomites neocomiensis* (D'ORBIGNY) - AUTRAN: Taf. 2 Fig. 5.
1995 *Neocomites neocomiensis* (D'ORBIGNY) - REBOULET: 86; Taf. 4 Fig. 1-12; Taf. 5 Fig. 4-12; Taf. 6 Fig. 7, 8; Taf. 7 Fig. 7, 8.

23 Exemplare:

RGM 353.155 [A04.147.13] RGM 353.376 [A22.166.01] RGM 353.432 [A24.122.04] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.430	A24.122.02	28,5	5	0,18	14,5	0,51	9	0,32	0,62
RGM 353.148	A04.147.06	33,5	7	0,21	16,5	0,49	9	0,27	0,55
RGM 353.265	A18.153.03	42	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.260	A18.145.01	.....	.....	.....	20	.....	11	.....	0,55
RGM 353.429	A24.122.01	45	9	0,20	23	0,51	.....	.....	.....
RGM 353.379	A22.174.02	50	9,5	0,19	26	0,52	.....	.....	.....
RGM 353.261	A18.145.02	50	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.257	A18.142.01	51	10,5	0,21	25	0,49	14,5	0,28	0,58
RGM 353.385	A22.184.04	54	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.258	A18.142.02	61,5	12	0,20	28,5	0,46	.....	.....	.....
RGM 353.381	A22.182.02	64	12,5	0,20	31	0,48	16,5	0,26	0,53
RGM 353.256	A18.141.01	66	12	0,18	34,5	0,52	.....	.....	.....
		Basis Wohnkammer			24,5	.....	14,5	.....	0,59
RGM 353.263	A18.153.01	72,5	13	0,18	38	0,52	20	0,28	0,53
RGM 353.255	A18.140.02	74,5	16,5	0,22	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.118	A04.121.01	78,5	17	0,22	35	0,45	18	0,23	0,51
RGM 353.145	A04.147.03	88	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.259	A18.142.03	97,5	25	0,26	43,5	0,45	.....	.....	.....
RGM 353.378	A22.174.01	142,5	36,5	0,26	63	0,44	33	0,23	0,52
RGM 353.266	A18.154.01	148,5*	30,5	0,21	72	0,48	.....	.....	.....
RGM 353.262	A18.148.01	168	41,5	0,25	79,5	0,47	43,5	0,26	0,55

* nicht größter Durchmesser des Exemplars

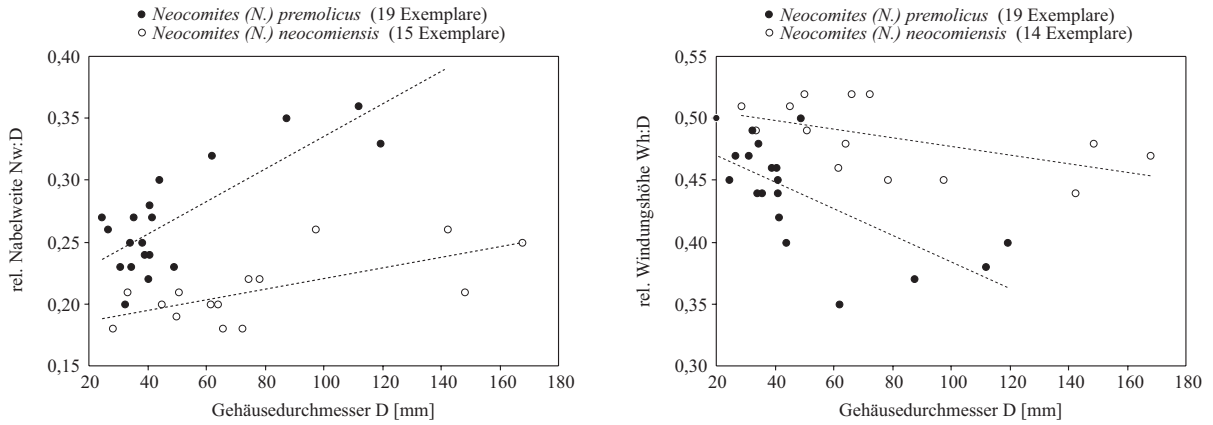


Abb. 26: Vergleich der ontogenetischen Entwicklung charakteristischer Gehäuseparameter von *Neocomites (Neocomites) premolicus* und *Neocomites (Neocomites) neocomiensis*.

Das platycone, involute Gehäuse besitzt einen subtrapezoidalen Windungsquerschnitt, dessen größte Breite auf der inneren Flanke nahe der halben Windungshöhe liegt. Späte Gehäusestadien haben stärker gerundete, hoch-ovale Querschnitte. Die dichte Skulptur bilden paarige und selten auch einzelne Rippen, die von schwachen Umbilikalbullae ausgehen. Mehr als die Hälfte bifurkiert in unterschiedlicher Höhe zwischen der Hälfte und zwei Drittel der Flanke; auf der äußeren Flanke treten einige Schaltrippen hinzu. Die Rippen verlaufen falcoid, schwach prorsiradiat und enden beiderseits des glatten Venters in kleinen, radiär ausgelängten, manchmal auch leicht clavaten Ventrolateralknoten. Die Rippen großer Exemplare sind weniger akzentuiert, breiter und etwas stärker geschwungen. Bei fortschreitendem Wachstum erlischt die Skulptur auf der Flanke, am längsten persistieren die Umbilikalknoten.

Die Unterschiede zu *Neocomites (Neocomites) premolicus* wurden bereits oben behandelt; die Entwicklung charakteristischer Gehäuseparameter im Verlauf der Ontogenese verdeutlicht Abb. 26.

Stratigraphie: In den untersuchten Profilen löst *Neocomites (Neocomites) neocomiensis* die Art *Neocomites (Neocomites) premolicus* im höheren Teil der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone des Unter-Valangin ab. Vereinzelt wurde *Neocomites (Neocomites) neocomiensis* auch im tieferen Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin gefunden.

Neocomites (Neocomites) aff. ***teschenensis*** (UHLIG 1902)

Taf. 40 Fig. 4, 5

aff. * 1902 *Hoplites teschenensis* n. sp. - UHLIG: 56; Taf. 3 Fig 4a, b.
aff. 1907 *Neocomites teschenensis* UHLIG - SAYN: 32; Taf. 3 Fig 13a, b; Taf. 6 Fig 3.
aff. pars 1987 *Neocomites teschenensis* (UHLIG, 1901) - COMPANY: 133; Taf. 10 Fig. 6-8; non Taf. 10 Fig. 9-12, 13a, b, 14 [= *Neocomites (Neocomites) platycostatus*].
aff. 1975 *Neocomites (Teschenites) teschenensis* (UHLIG, 1902) - VAŠÍCEK: 85; Taf. 4 Fig. 1.
aff. 1986 *Neocomites (Neocomites) teschenensis* (UHLIG, 1902) - VAŠÍCEK & MICHALÍK: 460; Taf. 1 Fig. 5.
aff. 1990 *Neocomites (Neocomites) teschenensis* (UHLIG, 1902) - THIEULOY et al.: 66; Taf. 1 Fig. 4.
aff. 1995 *Neocomites teschenensis* (UHLIG) - REBOULET: 91; Taf. 6 Fig. 3.

Drei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.273	A18.167.04	64*	18,5	0,29	26	0,41	17,5	0,27	0,67
RGM 353.204	A15.106.03	98	34	0,35	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.275	A18.168.01	132	43,5	0,33	52,5	0,40	.....	.....	.....

* nicht größter Durchmesser des Exemplars

Das Gehäuse ist platycon und mäßig involut, sein Windungsquerschnitt subrectangulär. Die Skulptur der Innenwindungen bilden paarweise von kleinen Bullae am Nabelrand ausgehende Rippen, die prorsiradiat, leicht falcoid und soweit erkennbar ohne weitere Aufspaltung über die Flanke ziehen. Die Rippen sind auf den frühesten überlieferten Windungen fein und dicht, werden jedoch bald breiter und enden dann an der Ventrolaterakante in leicht spatulaten Verdickungen. Ab einer Windungshöhe von etwa 25 mm beginnt diese Skulptur auf Flankenmitte zu verlöschen, so daß mittlere Wachstumsstadien neben Umbilikalbullae nur breite, spatulate Rippenenden beiderseits eines glatten Venters zeigen. Bei Erhaltung von Schalenmaterial laufen die Umbilikalbullae des Steinkerns in kegelige Knoten aus, die dornenartig in den Nabel hineinragen. Die Wohnkammer des größten Exemplars zeigt falcoide Rippen geringen Reliefs, die von kräftigen Bullae am Nabelrand ausgehen. Jede zweite, etwas stärkere Rippe trägt bei zwei Drittel der Flankenhöhe einen stumpfen bullaten Knoten. Alle Rippen enden an der Ventrolateralkante in einer nach vorn gerichteten Verdickung.

Die überwiegend ungegabelt über die Flanken ziehenden Rippen mit breiten, spatulaten Enden stimmen gut mit der Skulptur der Innenwindungen von *Neocomites (Neocomites) teschenensis* überein. Große Gehäuse dieser Art sind bisher nicht beschrieben worden, jedoch ist eine trituberkuläre Wohnkammerskulptur bei *Neocomites (Neocomites)* weit verbreitet, wie ein Vergleich mit *Neocomites (Neocomites) platycostatus* oder *Neocomites (Neocomites) peregrinus* zeigt.

Das Verlöschen der Skulptur in mittleren Gehäusestadien, die in den Nabel hineinragenden Umbilikalknoten sowie die Beknotung der Wohnkammer erinnern an die Gattung *Besairieceras* aus dem Valangin Madagaskars (COLLIGNON 1962; BALOGE et al. 1984).

Stratigraphie: *Neocomites (Neocomites)* aff. *teschenensis* tritt im Arbeitsgebiet im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin auf.

Neocomites (Neocomites) platycostatus SAYN 1907

Taf. 26 Fig. 4; Taf. 39 Fig. 3, 4

* 1907 *Neocomites platycostatus* nov. sp. - SAYN: 33; Taf. 3 Fig. 1a, b.
1985 *Eristavites platycostatus* (SAYN) - COMPANY: Taf. 2 Fig. 8-10.
pars 1987 *Neocomites teschenensis* UHLIG, 1901 - COMPANY: 133; Taf. 10 Fig. 9-12, 13a, b, 14.
1993 *Neocomites* (*Eristavites)* cf. *platycostatus* (SAYN) - AUTRAN: Taf. 11 Fig. 2.
1995 *Neocomites platycostatus* SAYN - REBOULET: 93, Taf. 6 Fig. 1, 2, 4-6.

Sieben Exemplare:

RGM 353.144 [A04.147.02] RGM 353.454 [A24.152.05] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.076	A01.100.08	36	8,5	0,24	17	0,47	11,5	0,32	0,68
RGM 353.147	A04.147.05	55,5	13,5	0,24	24	0,43	.....	.....	.....
RGM 353.149	A04.147.07	94	.....	.....	44,5	0,47	23,5	0,25	0,53
RGM 353.075	A01.100.07	131	43,5	0,33	52,5	0,4	41,5	0,32	0,79
RGM 353.326	A18.185.02	138,5	.....	.....	55	0,4	34,5	0,25	0,63

Das platycone Gehäuse kleiner Exemplare ist mäßig involut und besitzt einen subtrapezoidalen Windungsquerschnitt, dessen größte Breite etwas außerhalb der Nabelkante liegt. Große Gehäuse sind dagegen mäßig evolut, ihr Wohnkammerquerschnitt ist stärker gerundet und annähernd oval. An kleinen Umbilikalbullae setzen falcoide Rippen einzeln oder paarweise an und bifurkieren zumeist auf etwa halber Flankenhöhe. Sie sind zunächst gleichmäßig dicht, bis sich ab Gehäusedurchmessern von etwa 35 mm die typische Skulptur ausbildet: Einzelne stärkere Rippen, die sich zum Venter hin spatulat verbreitern und an der Ventrolateralkante kräftige Clavi tragen, wechseln sich mit ein bis zwei feineren, einfachen oder bifurkierenden Rippen mit nur schwachen

Ventrolateralknoten ab. Zwischen den Clavi bleibt der Venter glatt. Bei einem großen Exemplar sind nahe der Wohnkammerbasis auch einzelne Lateralknoten entwickelt. Die Wohnkammer großer Exemplare trägt Umbilikalbullae, falcoide Rippen mit geringem Relief und weitständige schwache Clavi beiderseits des glatten Venters.

Stratigraphie: Während die Reichweite von *Neocomites (Neocomites) platycostatus* im westlichen Tethys-Raum den höchsten Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin sowie die *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin umfaßt, wurde die Art im Arbeitsgebiet nur im tieferen Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone nachgewiesen.

Neocomites (Neocomites) peregrinus (RAWSON & KEMPER 1978)

Taf. 39 Fig. 1, 2

? 1976 *Eleniceras* aff. *stevrecensis* BRESKOVSKI - MANDOV: 76; Taf. 14 Fig. 1, 2.
* 1978 *Varlheideites peregrinus* n. gen. n. sp. - RAWSON & KEMPER: 167; Taf. 1 Fig. 1a, b, 2, 3a, b; Taf. 2 Fig. 1, 2a, b, 3a, b; Taf. 3 Fig. 1a, b, 2a, b; Taf. 4 Fig. 1a, b; Taf. 5 Fig. 1a, b, 2a, b, 3a, b.
1981 *Varlheideites peregrinus* RAWSON & KEMPER, 1978 - KEMPER et al.: 282; Taf. 44 Fig. 3-5.
1987 *Varlheideites peregrinus* KEMP. & RAWS. - KEMPER & WIEDENROTH: Taf. 12 Fig. 1; Taf. 13 Fig. 1a, b, 2a, b, 3; Taf. 14 Fig. 1, 2, 3a, b.
1990 *Varlheideites peregrinus* RAWSON & KEMPER, 1978 - THIEULOY et al.: 69; Taf. 3 Fig. 1-4.
1992 *Varlheideites peregrinus* RAWSON & KEMPER - KEMPER: Taf. 32 Fig. 3, 4a, b, 5a, b, 6; Taf. 33 Fig. 4a, b.
1995 *Neocomites peregrinus* RAWSON & KEMPER - REBOULET: 95; Taf. 7 Fig. 1-6.

Fünf Exemplare:

RGM 353.330 [A18.191.01] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.485	A24.153.01	·····	·····	·····	52,5	·····	44	·····	0,84
RGM 353.081	A01.102.04	157,5	59	0,37	57,5	0,37	·····	·····	·····
RGM 353.333	A18.191.04	157	52,5	0,33	62,5	0,4	·····	·····	·····
RGM 353.520	A30.140.01	187	67	0,36	65	0,35	·····	·····	·····

Das mäßig evolute Gehäuse ist platycon mit subtrapezoidalem Windungsquerschnitt. Auf den Innenwindungen gehen Rippen anfangs einzeln, später paarweise von Umbilikalbullae aus und bifurkieren weit außen auf der Flanke. Mit zunehmendem Gehäusedurchmesser differenzieren sich die nun wieder einzeln aus Umbilikalbullae hervorgehenden Rippen in Haupt- und Nebenrippen. Ab Durchmessern von etwa 15 cm bildet sich die typische Skulptur der Wohnkammer aus: Die zunehmend stärker werdenden Hauptrippen entwickeln kräftige Umbilikalknoten, auf etwa zwei Drittel der Flankenhöhe Lateralknoten und clavate Ventrolateralknoten; unmittelbar adoral der Hauptrippen verlaufen Einschnürungen. Je drei bis fünf schwächere einzelne oder auf Flankenmitte bifurkierende Nebenrippen sind zunächst noch eingeschaltet; sie verlöschen aber allmählich, so daß am Ende der Wohnkammer kräftige trituberkulate Hauptrippen dominieren, adoral jeweils dicht gefolgt von einer Einschnürung und einer einzelnen knotenlosen Rippe. Die Rippen laufen sämtlich leicht prorsiradiat, falcoid und queren auf der Wohnkammer den Venter abgeschwächt mit konvexem Schwung.

Stratigraphie: *Neocomites (Neocomites) peregrinus* wurde zuerst aus der *Dichotomites crassus*-Zone des nordwestdeutschen Ober-Valangin beschrieben und ist darüber hinaus in Spanien, Südostfrankreich, der Schweiz und Italien (vgl. KLEIN & HOEDEMAEKER 1999) sowie möglicherweise in Bulgarien (MANDOV 1976) nachgewiesen. Die Indexart des *Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizontes erlaubt im Arbeitsgebiet den Nachweis dieser biostratigraphischen Einheit im höheren Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin.

Untergattung ***Teschenites*** THIEULOY 1971

Typ-Art: *Hoplites neocomiensiformis* HOHENEGGER in UHLIG 1902

Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis (HOHENEGGER in UHLIG 1902)

Taf. 37 Fig. 3; Taf. 38 Fig. 4

pars * 1902 *Hoplites neocomiensis* D'ORB. sp. - UHLIG: 54; Taf. 3 Fig. 1, 2a, b; Taf. 4 Fig. 11; [= *Hoplites neocomiensis* D'ORB. sp. var. (*neocomiensiformis* HOHENEGGER msc.) sensu UHLIG 1902]; non Taf. 2 Fig. 9; non Taf. 3 Fig. 3 [? = *Neocomites (Neocomites) neocomiensis*].

1975 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* (HOHENEGGER in UHLIG, 1902) - VAŠÍCEK: 84; Taf. 4 Fig. 3 [= Lectotyp].

1976 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* [HOHENEGGER (UHLIG)] - MANDOV: 74; Taf. 13 Fig. 3.

non 1977 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG, 1901) - THIEULOY: 95; Taf. 2 Fig. 1 [= *Neocomites (Teschenites) flucticulus* in REBOULET (1995)]; Taf. 2 Fig. 2 [= *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*]; Taf. 2 Fig. 3 [? = *Neocomites (Teschenites) drumensis*]; [1977a].

1986 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG, 1902) - VAŠÍCEK & MICHALÍK: 461; Taf. 2 Fig. 3.

? 1986 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG) - WYSSLING: Taf. 8 Fig. 14.

1987 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* (HOHENEGGER in UHLIG 1901) - IMMEL: 78; Taf. 5 Fig. 6.

non 1987 *Neocomites neocomiensiformis* (UHLIG, 1901) - COMPANY: 136; Taf. 11 Fig. 1 [=*Neocomites (Teschenites) pachydicranus*].

pars 1990 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* (HOHENEGGER in UHLIG, 1902) - THIEULOY et al.: 66; Taf. 1 Fig. 5.

? 1995 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* (UHLIG) - AVRAM: Taf. 1 Fig. 14 [1995 a].

Sechs Exemplare:

RGM 353.337 [A18.197.03] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.487	A24.159.02	68,5	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.342	A18.199.05	117,5	35,5	0,30	46	0,39	.....	.....	.....
RGM 353.335	A18.197.01	122	31	0,25	52,5	0,43	.....	.....	.....
RGM 353.336	A18.197.02	141,5	31,5	0,22	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.488	A24.159.03	179	45	0,25	77,5	0,43	.....	.....	.....

Das mäßig involute Gehäuse ist discocon, der subrectanguläre Windungsquerschnitt zeigt seine größte Windungsbreite im inneren Flankendrittel. Die Rippen gehen einzeln oder paarweise von Umbilikalbullae aus; ihr Verlauf über die Flanken ist schwach prorsiradiat, dabei gerade oder nur leicht falcoid. Die auf den frühen Windungen zunächst dichten und vergleichsweise feinen Rippen werden bei zunehmender Gehäusegröße breiter. Die Skulptur später Windungen ist auf der inneren Flanke kaum ausgeprägt, nahe des Venters dagegen kräftiger entwickelt. Bei großen Exemplaren queren die Rippen den Venter am Ende der Wohnkammer nur leicht abgeschwächt mit flach konvexem Schwung.

Große Gehäuse von *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* kommen in Gehäuseform und Skulptur großwüchsigen Exemplaren von *Neocomites (Teschenites) pachydicranus* und anderen Arten der Untergattung sehr nahe. Diese Ähnlichkeit führt offenbar häufig zu einer von der ursprünglichen Definition der Art abweichenden Verwendung des Namens für mögliche Makrokonche verschiedener *Teschenites*-Arten (vgl. Diskussion und Synonymie in THIEULOY et al. 1990).

Stratigraphie: *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* ist im Arbeitsgebiet Teil der Fauna des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes der *Himantoceras trinodosum*-Subzone, (*Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin.

Neocomites (Teschenites) pachydicranus THIEULOY 1977

Taf. 37 Fig. 4-6; Taf. 38 Fig. 1-3

* 1977 *Neocomites (Teschenites) pachydicranus* n. sp. - THIEULOY: 100; Taf. 1 Fig. 2; Taf. 3 Fig. 1-6; [1977a].
pars 1977 *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG, 1901) - THIEULOY: 95; Taf. 2 Fig. 2; [1977a].
1982 *Teschenites pachydicranus* THIEULOY - COMPANY: Taf. 1 Fig. 10.
1987 *Neocomites pachydicranus* THIEULOY, 1977 - COMPANY: 135 ; Taf. 11 Fig. 5-7; Taf. 19 Fig. 8; [mit zusätzlicher Synonymie].
1987 *Neocomites neocomiensiformis* (UHLIG, 1901) - COMPANY: 136; Taf. 11 Fig. 1.
1990 *Neocomites (Teschenites) pachydicranus* THIEULOY, 1977 - THIEULOY et al.: 68; Taf. 1 Fig. 6.
1995 *Teschenites pachydicranus* (THIEULOY) - REBOULET: 114; Taf. 12 Fig. 1, 3, 5; Taf. 13 Fig. 1-7, 9.
1995 *Teschenites subpachydicranus* n. sp. - REBOULET: 112; Taf. 11 Fig. 1-7; Taf. 12 Fig. 2, 4, 6; Taf. 13 Fig. 8; [= *Neocomites (Teschenites) pachydicranus* variant A sensu THIEULOY (1977a)].

Acht Exemplare:

RGM 353.509 [A24.173.15] (ohne Meßwerte)

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.093	A01.106.01	54,5	12,5	0,23	26	0,48	17	0,31	0,65
RGM 353.095	A01.106.03	56,5	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.094	A01.106.02	.....	.....	.....	32,5	.....	21,5	.....	0,66
RGM 353.503	A24.173.09	77	20	0,26	33	0,43	21,5	0,28	0,65
RGM 353.502	A24.173.08	77,5	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
RGM 353.501	A24.173.07	85,5	25	0,29	32,5	0,38	.....	.....	.....
RGM 353.345	A18.205.02	150,5	35	0,23	64	0,43	.....	.....	.....

Das Gehäuse ist discocon und mäßig involut, der subtrapezoidale Windungsquerschnitt zeigt die größte Breite etwas außerhalb des Nabelrandes. Auf den dicht und fein berippten Innenwindungen setzen Rippen meist paarig an kleinen Umbilikalbullae an und bifurkieren nur selten auf Flankenmitte. Sie verlaufen prorsiradiat und falcoid und enden mit leichten Verdickungen beiderseits eines schmalen, glatten ventralen Bandes. Auf der Wohnkammer gehen die Rippen meist einzeln von schwachen Umbilikalbullae aus, zusätzliche Rippen sind gelegentlich bei einem Drittel der Flankenhöhe eingeschaltet. Einige Rippen bifurkieren bei zwei Drittel der Flankenhöhe, wobei das Verhältnis von bifurkierenden zu einfachen bei den vorliegenden Exemplaren variiert. Die Skulptur der Wohnkammer ist weitständig, prorsiradiat und falcoid und besonders auf den inneren zwei Dritteln der Flanke kräftig. Mit zunehmender Größe nimmt ihr Relief ab, und die Flanken können fast ganz glatt werden.

Stratigraphie: THIEULOY (1977 a) beschreibt zwei stratigraphisch aufeinanderfolgende Morphotypen. „Variant A“ charakterisiert die *Neocomites (Teschenites) callidiscus*-Zone sensu THIEULOY (1977 a), die spätere „Forme typique“ tritt in der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive auf. Im Arbeitsgebiet ist *Neocomites (Teschenites) pachydicranus* nur in der *Acanthodiscus radiatus*-Zone nachgewiesen.

Gattung ***Rodighieroites*** COMPANY 1987

Typ-Art: *Rodighieroites cardulus* COMPANY 1987

Rodighieroites belimelensis (MANDOV 1976)

Taf. 23 Fig. 1

* 1976 *Distoloceras belimelensis* sp. n. - MANDOV: 81; Taf. 19 Fig. 1.
non 1995 *Rodighieroites belimelensis* (MANDOV) - REBOULET: 99; Taf. 5 Fig. 1-3 [= *Rodighieroites cardulus*].

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.077	A01.101.01	57	18,5	0,32	21,5	0,38	.....	.....	.....

Die verdrückte äußere Windung des platyconen, mäßig evoluten Gehäuses läßt auf einen subhexagonalen bis ovalen Querschnitt schließen. Die Skulptur des Phragmokons ist nicht erhalten. Auf der Nabelwand der Wohnkammer setzen einzelne trituberkulate Hauptrippen mit kleinen Umbilikalbullae, runden Lateral- und leicht clavaten Ventrolateralknoten an, zwischen denen zunächst drei, später nur noch eine einzelne schwächere Nebenrippe eingeschaltet ist. Im Unterschied zu den Hauptrippen tragen die Nebenrippen keine Knoten, nähern sich jedoch am adoralen Ende der äußeren Windung in ihrer Stärke den Hauptrippen an.

Ein weniger evolutes Gehäuse und besonders die Abnahme der Zahl der Nebenrippen zur Gehäusemündung hin (MANDOV 1976; COMPANY 1987) unterscheiden *Rodighieroites belimelensis* von der Typ-Art *Rodighieroites cardulus*.

Stratigraphie: Das vorliegende Exemplar stammt aus dem tieferen Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone.

Rodighieroites cardulus COMPANY 1987

Taf. 23 Fig. 2, 3

1987 *Rodighieroites cardulus* nov. sp. - COMPANY: 160; Taf. 12 Fig. 11, 12a, b.
1990 *Rodighieroites cardulus* (COMPANY, 1987) - THIEULOY et al.: 69; Taf. 2 Fig. 2, 3.
1995 *Rodighieroites belimelensis* (MANDOV) - REBOULET: 99; Taf. 5 Fig. 1-3.

Zwei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.079	A01.102.02	35,5	12	0,34	14	0,39	.....	.....	.....
RGM 353.080	A01.102.03	54	19	0,35	.....	.....	.....	.....	.....

Das platycone Gehäuse ist mäßig evolut, sein Windungsquerschnitt subhexagonal. Die Skulptur der frühesten Gehäusestadien bilden feine Rippen, die knotenlos einzeln oder paarig am Nabelrand ansetzen, und leichte Einschnürungen. Später entwickeln sich trituberkulate Hauptrippen mit bullaten Umbilikal-, runden Lateral- und leicht clavaten Ventrolateralknoten. Dazwischen setzen ein bis drei einzelne, feinere Nebenrippen ohne Knoten am Nabelrand oder in unterschiedlicher Höhe auf der Flanke an, die in kleinen Ventrolateralknoten enden. Mit der Bildung schwacher Umbilikal- und Lateralknoten gleichen sich diese schließlich den Hauptrippen an.

Stratigraphie: *Rodighieroites cardulus* wird aus der *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone beschrieben (COMPANY 1987; THIEULOY et al. 1990), setzt in Südostfrankreich aber bereits im *Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizont ein (BULOT & THIEULOY 1995). Aus demselben Niveau beschreibt REBOULET (1995) die Art unter dem Namen *Rodighieroites belimelensis*. Im Arbeitsgebiet kommt *Rodighieroites cardulus* im *Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizont im höheren Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin vor.

Gattung ***Breistrofferella*** THIEULOY 1971

Typ-Art: *Ammonites castellanensis* D'ORBIGNY 1840

Breistrofferella castellanensis (D'ORBIGNY 1840)

Taf. 34 Fig. 7, 8

* 1840 *Ammonites castellanensis* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 109; Taf. 25 Fig. 3, 4.
1977 *Breistrofferella castellanensis* (D'ORB., 1840) - THIEULOY: 113; Taf. 1 Fig. 6; Taf. 6 Fig. 10, 11; [1977a].

1986 *Breistrofferella castellanensis* (D'ORB.) - WYSSLING: Taf. 8 Fig. 3a, b.
1993 *Breistrofferella castellanensis* (D'ORBIGNY) - AUTRAN: Taf. 3 Fig. 12.
1995 *Breistrofferella castellanensis* (D'ORBIGNY) - REBOULET: 123; Taf. 14 Fig. 1-4, 18.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.510	A24.173.16	.....	.....	.....	14	.....	11,5	.....	0,82

Das Windungsfragment des discoconen, mäßig involuten Gehäuses zeigt einen subtrapezoidalen Querschnitt mit größter Breite bei etwa einem Drittel der Flankenhöhe. Die Skulptur besteht aus einzelnen oder seltener paarigen Rippen, die mit schwachen Umbilikalbullae von der Nabelwand ausgehen; zusätzlich sind einige außerhalb der Nabelkante eingeschaltet. Die Rippen verlaufen leicht prorsiradiat und schwach falcoid, fast alle bifurkieren zwischen der Hälfte und zwei Drittel der Flankenhöhe. An der Ventrolateralkante sind sie leicht verdickt und queren den Venter abgeschwächt mit konvexem Schwung.

Stratigraphie: *Breistrofferella castellanensis* charakterisiert den tieferen Teil der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive.

Gattung ***Leopoldia*** MEYER-EYMAR 1887

Typ-Art: *Ammonites leopoldinus* D'ORBIGNY 1840

Leopoldia mucronata BAUMBERGER 1906

Taf. 26 Fig. 1

* 1906 *Leopoldia mucronata* BAUMBG. - BAUMBERGER: 39; Taf. 8 Fig. 2.; Abb. 17, 18.
non 1995 *Saynella mucronata* BAUMBERGER - REBOULET: 132; Taf. 14 Fig. 16.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.098	A01.106.06	82,5	19	0,23	38	0,46	16,5	0,20	0,43

Das Gehäuse ist discocon und mäßig involut, sein Windungsquerschnitt hoch-oval. Leicht prorsiradiate, auf der inneren Flanke schwach falcoide und nahe dem Venter stark nach vorn gebogene Rippen gehen meist einzeln, selten auch paarweise von schwachen Umbilikalbullae aus. Dazwischen schalten sich auf dem äußeren Drittel der Flanke ein bis zwei Rippen ein. Alle enden an der Ventrolateralkante, der Venter bleibt glatt. Mit zunehmender Gehäusegröße erlischt die Skulptur auf der Flanke, auf der Wohnkammer verbleiben die Rippenenden beiderseits des Venters als einziges Skulpturelement.

Nach BAUMBERGER (1906) vermittelt *Leopoldia mucronata* zwischen der Typ-Art *Leopoldia leopoldiana* und *Leopoldia buxtorfi*. Auch beim vorliegenden Exemplar ist die Nabelweite größer, und die Skulptur erlischt später als bei *Leopoldia buxtorfi*, es fehlen jedoch die für *Leopoldia leopoldiana* typischen clavaten Ventrolateralknoten.

Stratigraphie: Das einzelne Exemplar stammt aus der *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive.

Neocomitidae incertae sedis

„***Distoloceras***" ***hirtzi*** COLLIGNON 1962

Taf. 41 Fig. 1, 2

* 1962 *Distoloceras hirtzi* - COLLIGNON: 32; Taf. 185 Fig. 846-849.
? pars 1981 *Distoloceras spinosissimum* (HAUSMANN, 1837) - COOPER: 346; Abb. 200.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.328	A18.185.04	191	81	0,42	61	0,32	55	0,29	0,90

Das platycone, mäßig evolute Gehäuse mit ovalem Windungsquerschnitt trägt auf dem Phragmokon relativ dichte, einzeln auf der Nabelwand ansetzende Rippen. Zwischen trituberkulate Hauptrippen mit leicht bullaten Verdickungen am Nabelrand und auf der äußeren Flanke sowie rundlichen Knoten beiderseits des glatten Venters sind jeweils eine oder zwei Nebenrippen eingeschaltet, die nur Ventralknoten tragen. Alle Rippen verlaufen gerade und radiär über die innere Flanke und biegen auf Höhe der Flankenknoten leicht nach vorn um. Nahe der Wohnkammerbasis prägt sich die Skulptur deutlicher aus: In die weiten Zwischenräume zwischen schmale, besonders ventrolateral kräftig beknotete Hauptrippen schalten sich einzelne schwächere, kaum beknotete Nebenrippen ein, die nahe der Mündung fast ganz verlöschen.

„*Distoloceras*“ *hirtzi* ist ein Vertreter der Neocomitidae ungeklärter systematischer Stellung; Beziehungen zum echten *Distoloceras* des Unter-Hauterive bestehen allein hinsichtlich der vergleichbaren Skulpturentwicklung. COOPER (1981) stellt die Art in die Synonymie von „*Distoloceras*“ *spinosissimum*, einer Form, die sich von „*Distoloceras*“ *hirtzi* durch die vermehrte Einschaltung von Nebenrippen auf der Wohnkammer und vor allem durch ihr serpenticones, bei großen Exemplaren auch leicht gyrocones Gehäuse unterscheidet.

Stratigraphie: Das Typ-Material COLLIGNON's (1962) stammt aus dem madagassischen Unter-Valangin. Im Arbeitsgebiet tritt „*Distoloceras*“ *hirtzi* im tieferen Teil der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin auf.

Unterordnung **Ancyloceratina** WIEDMANN 1966

Überfamilie **Ancyloceratacea**e GILL 1871

Familie **Ancyloceratidae** GILL 1871

Unterfamilie **Crioceratitinae** GILL 1871

Gattung ***Himantoceras*** THIEULOY 1964

Typ-Art: *Himantoceras trinodosum* THIEULOY 1964

Himantoceras trinodosum THIEULOY 1964

Taf. 34 Fig. 1, 2

* 1964 *Himantoceras trinodosum* - THIEULOY: 206; Taf. 8 Fig. 1 [= Holotyp]; Abb. 2a.
1974 *Himantoceras trinodosum* THIEULOY - MANDOV: 144; Taf. 1 Fig. 2.
1974 *Himantoceras* aff. *trinodosum* THIEULOY - MANDOV: 145; Taf. 1 Fig. 1.
1979 *Himantoceras trinodosum* THIEULOY - THIEULOY: 49; Taf. 3 Fig. 10-11.
1987 *Himantoceras trinodosum* THIEULOY, 1964 - COMPANY: 92; Taf. 1 Fig. 11.
1993 *Himantoceras* cf. *trinodosum* THIEULOY - AVRAM & GRĂDINARU: 672; Taf. 1 Fig. 5; Taf. 2 Fig. 4; Taf. 3 Fig. 8.
1995 *Himantoceras trinodosum* - REBOULET: 171; Taf. 25 Fig. 6a, b, 7-11.
1995 *Himantoceras trinodosum* THIEULOY - VAŠÍCEK: Taf. 1 Fig. 8.

Zwei Exemplare:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.084	A01.104.01	·····	·····	·····	17,5	·····	13,5	·····	0,77
RGM 353.179	A13.106.05	·····	·····	·····	18,5	·····	15,5	·····	0,84

Die beiden leicht abgerollten Fragmente gyroconer Gehäuse zeigen ovale Windungsquerschnitte. Die Skulptur besteht aus weitständigen schwach prorsiradiaten, trituberkulaten Hauptrippen, zwischen denen etwa vier bis sechs feinere, knotenlose Nebenrippen eingeschaltet sind.

Stratigraphie: Die Reichweite von *Himantoceras trinodosum* erstreckt sich nach BULOT & THIEULOY (1995) von der Basis seiner Subzone im Ober-Valangin bis in die tiefste *Acanthodiscus radiatus*-Zone des Unter-Hauterive. In den untersuchten Profilen konnte die Art nur in einem Aufarbeitungshorizont an der Basis des *Criosarasinella furcillata*-Biohorizontes (*Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone) des Ober-Valangin nachgewiesen werden. *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi* im selben Niveau deutet darauf hin, daß die aufgearbeitete Fauna aus dem tieferen Teil der Subzone, dem *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*-Biohorizont stammt.

Gattung ***Crioceratites*** LEVEILLÉ 1837

Typ-Art: *Crioceratites duvali* LEVEILLÉ 1837

Crioceratites ? sp.

Taf. 42 Fig. 1

? 1991 *Himantoceras* sp. inc. - ETTACHFINI: 84; Taf. 9 Fig. 2.

Ein Exemplar:

		D	Nw	Nw : D	Wh	Wh : D	Wb	Wb : D	Wb : Wh
RGM 353.088	A01.104.05	184*	·····	·····	43,5	·····	21,5	·····	0,49

* nicht größter Durchmesser des Exemplars

Das vorliegende Stück umfaßt eine fast bis an ihr Ende gekammerte Windung eines crioconen Gehäuses mit subrectangulärem Querschnitt und schwach prorsiradiater Skulptur. Weitständige Hauptrippen setzen mit radiär gelängten Verdickungen etwas außerhalb der Dorsolateralkante an, schwellen bei zwei Drittel der Windungshöhe erneut leicht an und bilden auf der Ventrolateralkante kräftige, etwas nach vorn gerichtete Knoten aus, zwischen denen sie den Venter gerade queren. Etwa sechs bis sieben sehr viel schwächere Nebenrippen sind dazwischen eingeschaltet, die lediglich auf der Ventrolateralkante eine leichte Verdickung erkennen lassen.

Die trituberkulate Skulptur erinnert zunächst an großwüchsige Vertreter der Gattung *Himantoceras* (z. B. REBOULET 1995: Taf. 25 Fig. 11). Der subrectanguläre Windungsquerschnitt und die relativ rasche Zunahme der Windungshöhe bei wachsendem Durchmesser sind jedoch für *Himantoceras* untypische Merkmale, die eher an die im Hauterive und Barrême weit verbreitete Gattung *Crioceratites* erinnern. Frühe, Ober-Valangin-zeitliche Crioceratiten werden in der neueren Literatur aus dem subborealen Nordwestdeutschen Becken (QUENSEL 1988; KEMPER 1992) und dem Vocontischen Becken Südostfrankreichs (REBOULET 1995) beschrieben.

Stratigraphie: *Crioceratites* ? sp. wurde in der *Himantoceras trinodosum*-Subzone der *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone des Ober-Valangin gefunden.

Familie **Bochianitidae** SPATH 1922

Unterfamilie **Bochianitinae** SPATH 1922

Gattung ***Bochianites*** LORY 1898

Typ-Art: *Baculites neocomiensis* D'ORBIGNY 1842

Bochianites neocomiensis (D'ORBIGNY 1842)

Taf. 43 Fig. 4-6

* 1842 *Baculites neocomiensis* D'ORBIGNY - D'ORBIGNY: 560; Taf. 138 Fig. 1-5.
1987 *Bochianites neocomiensis* (D'ORBIGNY, 1842) - COMPANY: 94; Taf. 1 Fig. 12-16, 17a, b; [mit zusätzlicher Synonymie].

1995 *Bochianites neocomiensis* (D'ORBIGNY) - REBOULET: 179; Taf. 26 Fig. 1-19; [mit zusätzlicher Synonymie].

Sieben Exemplare:

RGM 353.126 [A04.138.02] RGM 353.138 [A04.141.02] RGM 353.151 [A04.147.09]
RGM 353.152 [A04.147.10] RGM 353.205 [A15.110.01] RGM 353.331 [A18.191.02]
RGM 353.334 [A18.191.05]

Das Gehäuse ist orthocon, nicht verformte Exemplare besitzen ovale Querschnitte. Die Skulptur besteht aus breiten, einfachen Rippen, die prorsiradiat und gerade über die Flanken laufen und den Venter in engem konvexen Schwung, das Dorsum dagegen abgeschwächt im rechten Winkel queren. Dichte und Relief der Skulptur sind variabel, es treten sowohl fast glatte als auch kräftig skulptierte Exemplare auf.

Stratigraphie: Die Reichweite von *Bochianites neocomiensis* umfaßt das Unter- und Ober-Valangin sowie das Unter-Hauterive. Im Arbeitsgebiet erscheint die Art erst im tieferen Teil der *Busnardoites campylotoxus*-Zone des Unter-Valangin, die stratigraphisch höchsten Nachweise liegen aus dem *Neocomites (Neocomites) peregrinus*-Biohorizont der *Saynoceras verrucosum*-Zone des Ober-Valangin vor.

5.2 Diskussion

Die Ammonitenfauna des Berrias, Valangin und tiefen Unter-Hauterive im Arbeitsgebiet stellt eine typische Tethys-Fauna dar, die durch ihre weitgehende Übereinstimmung mit Assoziationen des westlichen Mittelmeerraumes sogar einen ausgesprochen mediterranen Charakter besitzt.

Mit „*Neocomites regalis*", „*Neocomites* gr. de *N. amblygonius*" und „*Neocomites noricus*", in moderner Nomenklatur Arten der Gattung *Endemoceras*, sowie mit „*Polyptychites* sp." „*Polyptychites bidichotomus*", „*Crioceras Roemeri*" und „*Crioceras Strombecki*" führt ROCH (1930) aus dem Südwestmarokkanischen Becken subboreale Formen auf. Selbst bei WIEDMANN et al. (1978, 1982) erscheinen *Endemoceras noricum* und *Crioceratites strombecki* als Charakterformen eines unteren Hauterive. Solche Ammoniten subborealer Herkunft konnten im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden, die zitierten Literaturstellen dürften auf Fehlbestimmungen beruhen. Taxa, die die südwestmarokkanischen Assoziationen mit den Faunen des Subboreal gemeinsam haben sind vielmehr solche, die gelegentlich - wohl im Zusammenhang mit einem ansteigenden Meeresspiegel - aus der Tethys in die Epikontinentalmeere Nordwesteuropas einwandern. Hierzu zählen *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*, *Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus*, *Saynoceras verrucosum*, *Valanginites nucleus*, Arten der Gattungen *Karakaschiceras* und *Neohoploceras*, *Neocomites (Neocomites) peregrinus*, *Breistrofferella castellanensis*, *Acanthodiscus ottmeri* und *Bochianites neocomiensis* (vgl. KEMPER et al. 1981; KEMPER & WIEDENROTH 1987; RAWSON 1994, 1995).

Mit 37 Gattungen und 71 Arten zeigt die bearbeitete Ammonitenfauna eine relativ hohe, der anderer Tethys-Assoziationen vergleichbare Diversität. Es muß jedoch berücksichtigt werden, daß lediglich sechs Arten mit mehr als einem Dutzend Exemplaren belegt sind. Nur wenige Arten stellen somit die Mehrheit der Nachweise, während eine große Zahl nur mit einzelnen oder einigen wenigen Individuen vertreten ist.

Auffällige Häufigkeitsmaxima zeigen *Neocomites (Neocomites) premolicus* und *Neocomites (Neocomites) neocomiensis* in der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone im unteren Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus* nahe der Basis seiner Zone und *Karakaschiceras biassalense* am Top dieser biostratigraphischen Einheit im oberen Unter-Valangin. Sehr zahlreich tritt *Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi* zum einen in der *Busnardoites campylotoxus*-Zone auf, zum anderen an der Basis der *Saynoceras verrucosum*-Zone im tiefen Ober-Valangin. Auch Arten, die außerhalb des Arbeitsgebietes ausgedehntere Reichweiten besitzen, sind auf eng begrenzte Intervalle beschränkt, etwa *Neocomites (Teschenites) pachydicranus* an der Basis des Unter-Hauterive. Wie auch CECCA (1998) vermutet, dürfte gerade ein flachmarines, küsten-

nahes Biotop ein ökologisches Streßmilieu darstellen, das ein kurzzeitiges Massenauftreten opportunistischer Taxa begünstigt.

Im Arbeitsgebiet stellt eine einzige Familie der Unterordnung Ammonitina, die Neocomitidae, weit mehr als die Hälfte aller Gattungen; fast 70 % aller aufgesammelten Ammoniten zählen zu dieser Großgruppe. An zweiter Stelle stehen die Olcostephanidea; mit seltenen Haploceratidae, Oosterellidae, Holcodiscidae und Himalayitidae sind andere Ammonitina unterrepräsentiert. Gleiches gilt auch für die Unterordnungen Phylloceratina, Lytoceratina und Ancyloceratina, die nur unwesentlich zum Faunenspektrum beitragen (Abb. 27). Für jede dieser Ammonitengruppen sind bestimmte Gehäusemorphologien charakteristisch, damit dürften sie zugleich ökologischen Gruppen entsprechen (WESTERMANN 1990, 1996; CECCA 1998).

Die Arten der Unterordnungen Phylloceratina und Lytoceratina sowie die Haploceratidae, die in der Literatur aufgrund ihrer vorherrschend glatten oder schwach skulptierten Gehäuse vielfach als „Leiostraca“ zusammengefaßt werden, gelten als Bewohner offenmariner bzw. pelagischer Habitate. Ihr Aufteten deutet stets auf größere Wassertiefen hin. Nur bei den Phylloceraten muß mit einem passivem Transport leerer Gehäuse auch in flachmarine Ablagerungsräume gerechnet werden (MAEDA & SEILACHER 1996). Die „Leiostraca“ treten in der bearbeiteten Fauna vollständig zurück, in nennenswerten Individuenzahlen werden Lytoceraten nur im Ober-Valangin oberhalb der transgressiven Oberfläche der Sequenz VI gefunden.

Die heteromorphen Ancyloceratina erscheinen im Arbeitsgebiet mit seltenen *Bochianites* erst in der Sequenz IV im höheren Unter-Valangin. Einzelne Exemplare von *Himantoceras* und ? *Crioceratites* treten im Ober-Valangin hinzu. In den pelagischen Fazies des Mittelmeerraumes kommt die Unterordnung dagegen bereits im Berrias vor und dominiert im Valangin mit der Gattung *Bochianites* viele Faunen (vgl. WIEDMANN 1973; COMPANY 1987).

Das Zurücktreten der „Leiostraca“ und der Ancyloceratina haben die Ammonitenfaunen des Südwestmarokkanischen Beckens mit anderen Assoziationen neritischer, flachmariner Fazies in der Peripherie der Tethys ebenso gemeinsam wie das Vorherrschen von Neocomitidae und Olcostephanidae. Die beiden letzten Gruppen bestimmen in wechselnden Anteilen die Faunen des Schelfs (COMPANY 1987; BULOT 1993); nach Daten von REBOULET (1995) und REBOULET & ATROPS (1997) scheinen sie sich dort phasenweise gegenseitig zu verdrängen.

Sind für die neritischen und pelagischen Biotope verschiedene Großgruppen der Ammonoidea charakteristisch, so gilt das in geringerem Maße auch auf niederem taxonomischen Niveau: Unterschiedliche Artenspektren zahlreicher Gattungen in Becken- und Plattformrandmilieus beschreibt BULOT (1993) aus Südostfrankreich. Intraspezifische Unterschiede treten hinzu, indem Formen flachmariner Ablagerungsräume häufig

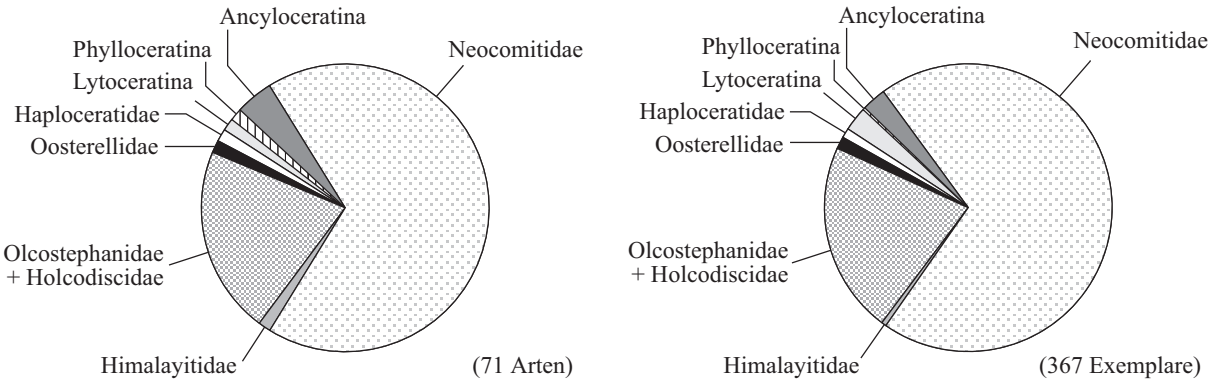


Abb. 27: Taxonomische Zusammensetzung der Ammonitenfauna im Berrias, Valangin und Unter-Hauterive des Arbeitsgebietes nach Arten (links) und Exemplaren (rechts). Die Zusammenfassung höherrangiger taxonomischer Einheiten deckt sich im wesentlichen mit einer ökologischen Gruppierung nach bevorzugten Habitaten. In beiden Diagrammen fällt das Vorherrschen der Familie Neocomitidae auf. Erläuterung im Text.

größere Gehäusedurchmesser erreichen und fortgeschrittene, bei pelagischen Morphotypen derselben Art nicht beobachtete Wachstumsstadien mit zum Teil von den Innenwindungen stark abweichender Form und Skulptur zeigen. Eine artliche Zuordnung solcher großwüchsiger Formen ist - zumal bei unvollständiger Erhaltung - schwierig, da die allermeisten Arten auf die kleinen Exemplare der pelagischen Abfolgen begründet sind.

Ungewöhnlich große Gehäusedurchmesser sind im Arbeitsgebiet für viele Vertreter der Neocomitidae dokumentiert. Ausgehend von platyconen Innenwindungen zeigen sich mit zunehmendem Wachstum zwei ontogenetische Trends. Zum einen die Entwicklung relativ evoluter Gehäuse mit kräftig beknoteten bzw. ‚bedornten' Wohnkammern (z. B. *Kilianella*, *Busnardoites*, *Neocomites*), zum anderen die Ausbildung flach scheibenförmiger, discoconer Gehäuse (z. B. *Sarasinella*, *Karakaschiceras*). Auffälligerweise dominieren gerade solche Morphotypen - kräftig ‚bedornte' und flachscheibenförmige - auch in anderen kretazischen Ammonitenfaunen mit gänzlich abweichender taxonomischer Zusammensetzug die Habitate mit der geringsten Wassertiefe (vgl. BATT 1989).

6 Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Berrias, Valangin und tiefen Unter-Hauterive des Südwestmarokkanischen Beckens konnten mittels Korrelation von 15 Aufschluß-Profilen zwei 10 bzw. 23 km lange proximal - distal ausgerichtete Schnitte durch den Ablagerungsraum konstruiert werden. An der Basis der untersuchten Abfolge dokumentiert die Überlagerung eines intratidalen Hartgrundes mit Mergeln und Bioklastenkalken der „Formation d'Agroud Ouadar" (sensu REY & TAJ-EDDINE 1989 b) eine Vertiefung des Beckens an der Jura / Kreide-Wende. Die gleichförmige karbonatische Fazies wurde im späten Berrias durch die vornehmlich siliziklastische Sedimentation der „Formation de Sidi Lhousseine" (sensu REY & TAJ-EDDINE 1989 b) abgelöst, die bis in das frühe Unter-Hauterive anhielt. Einhergehend mit dieser Umstellung des Sedimentationsregimes bildete sich eine komplexe Beckenmorphologie heraus, die in den Profilschnitten in raschen lateralen Mächtigkeits- und Faziesänderungen zum Ausdruck kommt. Die Transgression an der Unter-/Ober-Valangin-Wende und die damit verbundene Erosion schuf erneut ein weitgehend ausgeglichenes Relief, das von mächtigen, jedoch teilweise lückenhaften mergeligen Abfolgen überlagert wird.

Die biostratigraphische Gliederung der Schichtenfolge stützt sich auf die taxonomische Bearbeitung von 367 Ammoniten aus eigenen horizontierten Aufsammlungen. Die erarbeitete Ammoniten-Zonierung folgt im wesentlichen der „Standardzonierung" für den westlichen Mittelmeerraum (HOEDEMAEKER et al. 1993; RAWSON et al. 1999), jedoch wird die Berrias / Valangin-Grenze übereinstimmend mit der Empfehlung des „Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries" (BULOT 1996) an die Basis der *Thurmanniceras pertransiens*-Zone gelegt. Acht Ammoniten-Zonen gliedern im Arbeitsgebiet das Berrias, das Valangin und das tiefe Unter-Hauterive. Während die Zonen im tieferen Berrias nur ungenau abzugrenzen sind, ist die Abfolge im höchsten Berrias und im Valangin mit dem Nachweis entsprechender Ammoniten-Assoziationen in Subzonen und Biohorizonte aufzulösen.

Gelände-Befunde und Karbonat-Mikrofazies gestatten die Unterscheidung von sieben Lithofaziestypen des mittleren Schelfs bis Vorstrandes: 1) knollige Mergelkalke (Mud-/Wackestone),

2) Kalksteine (Wacke-/Packstone) in Wechsellagerung mit sandigen Mergeln, 3) Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke (Wacke-/Packstone), 4) schichtungslose sandige Mergel, 5) stark bioturbate Feinsandsteine, 6) laminierte und schräggeschichtete Sandsteine sowie 7) kondensierte rote Kalksteine (Pack-/Floatstone) und Mergel.

Transgressive Oberflächen untergliedern die Profile in sieben transgressiv-regressive Sequenzen. Die Sequenzgrenzen liegen an der Basis folgender biostratigraphischer Einheiten: 1) *Berriasella jacobi*-Zone (tiefes Berrias), 2) *Tirnovella occitanica*-Zone (mittleres Berrias), 3) *Tirnovella alpillensis*-Subzone (höchstes Berrias), 4) *Busnardoites campylotoxus*-Zone (unteres Valangin), 5) *Saynoceras verrucosum*-Zone (mittleres Valangin), 6) *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont (oberes Valangin) und 7) *Acanthodiscus radiatus*-Zone (tiefes Hauterive). Dabei ist die Übereinstimmung der Sequenzgrenzen mit den biostratigraphischen Grenzen als Artefakt des lokalen Erstauftretens der stratigraphisch signifikanten Arten auf den transgressiven Oberflächen zu sehen.

Jede einzelne Sequenz umfaßt einen geringmächtigen transgressiven und einen umfangreicheren regressiven System-Trakt. In einem lokalen Depozentrum erreichen die Sequenzen Mächtigkeiten von rund 25 m, können jedoch sowohl am Beckenrand als auch auf distalen Schwellen bis auf wenige Dezimeter ausdünnen. In geringmächtigen Profilen markieren Schichtlücken mit Anzeichen für erosive Aufarbeitung die Sequenzgrenzen, während die Abfolge in mächtigen Profilen weitgehend vollständig ist und Sequenzgrenzen dort häufig allein durch einen Wechsel im Stapelungsmuster zum Ausdruck kommen.

Die Übertragung von Altersdaten für die Ammoniten-Zonen der Tethys nach HARDENBOL et al. (1998) erlaubt die absolute Datierung der hochauflösend biostratigraphisch datierten Sequenzgrenzen und eine Abschätzung der Ablagerungsdauer: Trotz ihrer geringen Mächtigkeit repräsentieren die einzelnen Sequenzen Zeitspannen zwischen 0,5 bis 4,1 Ma und damit Meeresspiegelschwankungen „dritter Ordnung".

Die Ammonitenfauna zeigt weitgehende Übereinstimmung mit Assoziationen aus der Tethys und insbesondere dem westlichen Mittelmeerraum. Ammoniten subborealer Herkunft, die in der Literatur gelegentlich genannt werden, konnten im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden. Mit 37 Gattungen und 71 Arten ist die Diversität relativ hoch und der gleichalter Tethys-Faunen vergleichbar. Es sind jedoch lediglich sechs Arten mit mehr als einem Dutzend Exemplaren belegt, während viele andere nur mit einzelnen oder einigen wenigen Individuen vertreten sind. Manche Taxa zeigen Häufigkeitsmaxima in bestimmten Horizonten oder sind in ihrer Reichweite auf eng begrenzte Profilabschnitte beschränkt. Während Phylloceratina, Lytoceratina, Haploceratidae und Ancyloceratina selten sind, dominieren die an flachmarine Lebensräume adaptierten Neocomitidae und Olcostephanidae mit einem Anteil von fast 90 %. Für viele Vertreter der Neocomitidae sind ungewöhnlich große und von der Form ihrer Innenwindungen abweichende, kräftig beknotete oder flach scheibenförmige adulte Gehäuse dokumentiert.

7 Literaturverzeichnis

ABED, A. M. & SCHNEIDER, W. (1980): A general aspect in the genesis of nodular limestones documented by the Upper Cretaceous limestones of Jordan. - Sedimentary Geology, **26**: 329-335, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Amsterdam.

ADAMS, A. E., AGER, D. V. & HARDING, A. G. (1980): Géologie de la région d'Imouzzer des Ida-ou-Tanane (Haut Atlas occidental). - Notes et Mémoires du Service Géologique, **41**: 59-80; Rabat.

AGER, D. V. (1974): The western High Atlas of Morocco and their significance in the history of the North Atlantic. - Proceedings of the Geologist's Association, **85** (1): 23-41, 2 Abb.; London.

AGUADO, R., COMPANY, M. & TAVERA, J. M. (2000): The Berriasian / Valanginian boundary in the Mediterranean region: New data from the Caravaca and Cahegín sections, SE Spain. - Cretaceous Research, **21**: 1-21, 10 Abb.; London.

AGUIRRE-URRETA, M. B. (1998): The ammonites *Karakaschiceras* and *Neohoploceras* (Valanginian Neocomitidae) from the Neuquén Basin, west-central Argentina. - Journal of Paleontology, **72** (1): 39-59, 12 Abb., 4 Tab.; Lawrence.

AGUIRRE-URRETA, M. B. & RAWSON, P. F. (1997): The ammonite sequence in the Rio Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. - Geological Magazine, **134** (4): 449-458, 8 Abb.; Hertford.

AIGNER, T., SCHAUER, M., JUNGHANS, W.-D. & REINHARDT, L. (1995): Outcrop gamma-ray logging and its applications: Examples from the German Triassic. - Sedimentary Geology, **100**: 47-61, 13 Abb.; Amsterdam.

AMBROGGI, R. (1963): Étude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la Plaine du Souss. - Notes et Mémoires du Service Géologique, **157**: 5-321, 181 Abb.; Rabat.

ARNAUD, H., GIDON, M. & THIEULOY, J.-P. (1981): Les Calcaires du Fontanil des environs de Grenoble: Leur place dans la stratigraphie du Néocomien entre le Jura et le domaine vocontien. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **74** (1): 109-137, 7 Abb., 2 Taf.; Basel.

ARNOTT, R. W. C. (1995): The parasequence definition - are transgressive deposits inadequately addressed? - Journal of Sedimentary Research, **B 65** (1): 1-6, 6 Abb.; Tulsa.

ARNOULD-SAGET, S. (1951): Les ammonites pyriteuses du Tithonique supérieur et du Berriasien de Tunisie centrale. - Annales des Mines et de la Géologie, A. Memoires, **10**: 1-132, 61 Abb., 11 Taf.; Tunis.

AUTRAN, G. (1993): L'évolution de la marge nord-est provençale (Arc de Castellane) du Valanginien moyen à l'Hauterivien à travers l'analyse biostratigraphique des séries de la région Peyroules: Séries condensées, discontinuitées et indices d'un tectogenese distensive. Paleobiologie. - Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice, **10**: 1-239, 49 Abb., 13 Taf.; Nizza.

AVRAM, E. (1995 a): Lower Cretaceous (Valanginian-early Aptian) ammonite succession in the Svinita region (SW Rumania). - In: BULOT, L., ARGOT, M. & ARNAUD, H. [Hrsg.]: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Géologie Alpine, Mémoire H. S., **20** (1994): 113-167, 10 Abb., 20 Taf.; Grenoble.

AVRAM, E. (1995 b): Representatives of the family Holcodiscidae SPATH, 1924 (Ammonitina) in Rumania. - Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **51**: 11-45, 1 Abb., 7 Taf.; Rom.

AVRAM, E. & GRÄDINARU, E. (1993): A peculiar Upper Valanginian cephalopod fauna from the Carpathian Bend (Codlea town area, Romania): Biostratigraphic and paleobiogeographic implications. - Jahrbuch der Geologischen Bundes-Anstalt, **136** (4): 665-700, 2 Abb., 7 Taf.; Wien.

BAILEY, R. J. (1992): Review: Stratigraphy, meta-stratigraphy and chaos. - Terra Nova, **10** (4): 222-230, 4 Abb., 1 Tab.; Oxford.

BALOGE, P. A., BUSNARDO, R. & COMBEMOREL, C. (1984): Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur d'Ankilizato (Bassin de Morondava, Madagascar). - Geobios, **17** (4): 509-514, 3 Abb.; Lyon.

BARABOSHKIN, E. J. & MIKHAILOVA, I. A. (1994): A revision of the Neocomian ammonites of the Crimea: The genera *Neohoploceras* SPATH and *Luppovella* NIKOLOV. - Paleontological Journal, **28** (3): 48-66, 7 Abb., Taf. 3-4; New York.

BATT, R. J. (1989): Ammonite shell morphotype distribution in the Western Interior Greenhorn sea and some paleoecological implications. - Palaios, **4**: 32-42, 12 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

BAUMBERGER, E. (1906): Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. Zweiter Teil. Die Ammonitiden der untern Kreide im westschweizerischen Jura. - Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft, **32** (1905): 1-79, 7 Abb. + Abb. 1-49, Taf. 4-13; Basel.

BAUMBERGER, E. (1910): Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. Sechster Teil. Die Ammonitiden der untern Kreide im westschweizerischen Jura (Schluss). - Abhandlungen der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft, **36** (1909-1910): 1-55, Abb. 148-165, 2 Tab., Taf. 29-33; Basel.

BAUMBERGER, E. (1923): Beschreibung zweier Valangienammoniten, nebst Bemerkungen über die Fauna des Gemsmättlihorizontes von Sulzi im Juststal. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **18** (2): 303-313, 1 Abb., Taf. 8; Basel.

BEHRENS, M., KRUMSIEK, K., MEYER, D. E., SCHÄFER, A., SIEHL, A., STETS, J., THEIN, J. & WURSTER, P. (1978): Sedimentationsabläufe im Atlas-Golf (Kreide Küstenbecken Marokko). - Geologische Rundschau, **67** (2): 424-453, 7 Abb.; Stuttgart.

BENEST, M., DONZE, P. & LE HÉGARAT, G. (1977): Nouvelles données paléontologiques, palaéoécologiques et sédimentologiques sur le Berriasien de la région de Lamoricière (Ouled Mimoun et El Rhoraf, Monts de Tlemcen, Algérie). - Géobios, **10** (2): 195-249, 3 Abb., 1 Tab., 12 Taf.; Lyon.

BENGTSON, P. (1988): Open nomenclature. - Palaeontology, **31** (1): 223-227; London.

BESAIRIE, H. (1936): Recherches géologiques à Madagascar. Première suite. La géologie du nord-ouest. - Mémoires de l'Académie Malgache, **21**: 9-258, 14 Abb., 24 Taf., 4 Falttaf., 1 Karte; Tananarive.

BRETT, C. E. (1995): Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. - Palaios, **10**: 597-616, 7 Abb.; Tulsa.

BRETT, C. E., GOODMANN, W. M. & LODUCA, S. T. (1990): Sequences, cycles, and basin dynamics in the Silurian of the Appalachian foreland basin. - Sedimentary Geology, **69**: 191-244, 28 Abb.; Amsterdam.

BROMLEY, R. G. (1990): Trace Fossils: Biology and Taphonomy. - Special Topics in Palaeontology, **3**: 280 S., 157 Abb.; London (Chapman & Hall).

BROWN, L. F. & FISHER, W. L. (1977): Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull-apart basins. - In: PAYTON, C. E. [Hrsg.]: Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, **26**: 213-248, 21 Abb.; Tulsa.

BULOT, L. (1990): Évolution des Olcostephaninae (Ammonitina, Cephalopoda) dans le Contexte Paleo-Biogéographique du Crétacé Inférieur (Valanginien-Hauterivien) du Sud-Est de la France. - Sciences de la Terre, Université de Bourgogne: 177 S., 20 Abb., 9 Tab., 17 Taf.; Dijon. - [Diplome Supérieur]

BULOT, L. (1992): Les Olcostephaninae Valanginiens et Hauteriviens (Ammonitina, Cephalopoda) du Jura franco-suisse: Systématique et intérêt biostratigraphique. - Revue de Paléontologie, **11** (1): 149-166, 3 Abb., 3 Taf.; Genf.

BULOT, L. (1993): Stratigraphical implications of the relationships between ammonites and facies: Examples taken from the Lower Cretaceous (Valanginian-Hauterivian) of the Western Tethys. - In: HOUSE, M. R. [Hrsg.]: The Ammonoidea: Environment, Ecology, and Evolutionary Change, Systematics Association Special Volume, **47**: 243-266, 3 Abb., 7 Tab.; Oxford (Clarendon Press).

BULOT, L. (1996): The Valanginian stage. - In: RAWSON, P. F., DHONDT, A. V., HANCOCK, J. M. & KENNEDY, W. J. [Hrsg.]: Proceedings „Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries", Brussels 8-16 September 1995, Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, **66**-Supplement: 11-18, 1 Abb.; Brüssel.

BULOT, L., BLANC, E., THIEULOY, J.-P. & REMANE, J. (1993): La limite Berriasien-Valanginien dans le sud-est de la France: Données biostratigraphiques nouvelles. - Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, II, **316**: 1771-1778, 1 Abb., 1 Tab.; Paris.

BULOT, L., COMPANY, M. & THIEULOY, J.-P. (1990): Origine, évolution et systématique du genre Valanginien *Saynoceras* (Ammonitina, Olcostephaninae). - Géobios, **23** (4): 399-413, 3 Abb., 2 Taf.; Lyon.

BULOT, L. & THIEULOY, J.-P. (1993): Implications chronostratigraphiques de la révision de l'échelle biostratigraphique du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du sud-est de la France. - Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, II, **317**: 387-394, 2 Abb.; Paris.

BULOT, L. & THIEULOY, J.-P. (1995): Les biohorizons du Valanginien du sud-est de la France: Un outil fondamental pour les corrélations au sein de la Téthys occidentale. - In: BULOT, L., ARGOT, M. & ARNAUD, H. [Hrsg.]: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Géologie Alpine, Mémoire H. S., **20** (1994): 15-41, 7 Abb., 4 Tab.; Grenoble.

BULOT, L., THIEULOY, J.-P., ARNAUD, H. & DELANOY, G. (1995): The Lower Cretaceous of the south Vocontian Basin and margins. - In: BULOT, L., ARGOT, M. & ARNAUD, H. [Hrsg.]: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Géologie Alpine, Mémoire H. S., **20** (1994): 383-399, 9 Abb.; Grenoble.

BULOT, L., THIEULOY, J.-P., BLANC, E. & KLEIN, J. (1992): Le cadre stratigraphique du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du sud-est de la France: Définition des biochronozones et caractérisation de nouveaux biohorizons. - Géologie Alpine, **68**: 13-56, 6 Abb., 16 Tab.; Grenoble.

BUSCH, R. M. & ROLLINS, H. B. (1984): Correlation of Carboniferous strata using a hierarchy of transgressive-regressive units. - Geology, **12**: 471-474, 2 Abb., 1 Tab.; Boulder.

BUSNARDO, R. & THIEULOY, J.-P. (1979): Les zones d'ammonites du Valanginien. - In: Hypostratotype Mesogeén de l'Étage Valanginien (Sud-Est de la France), Les Stratotypes Français, **6**: 58-68, Abb. 14, Tab. 2-4; Paris (C. N. R. S.).

BUTT, A., STETS, J. & WURSTER, P. (1984): Micropaleontological and sedimentological aspects of High Atlas Cretaceous onshore sediments (Atlas-Gulf, Morocco). - DSDP Initial Reports, **79**: 923-934, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Washington.

CANT, D. J. (1992): Subsurface facies analysis. - In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. [Hrsg.]: Facies Models: Response to Sea Level Change: 27-45, 22 Abb., 1 Tab.; St. John's (Geological Association of Canada).

CECCA, F. (1998): Early Cretaceous (pre-Aptian) ammonites of the Mediterranean Tethys: Palaeoecology and palaeobiogeography. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **138**: 305-323, 5 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.

CHOUBERT, G. & FAURE-MURET, A. (1962): Évolution du domaine Atlasique Marocain depuis les temps Paléozoiques. - In: DURAND-DELGA, M. [Hrsg.]: Livre a la Mémoire du Professeur Paul FALLOT, Société Géologique de France Mémoire Hors-Série: 447-527, 6 Taf.; Paris.

CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R. & LE HÉGARAT, G. (1986): Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inferiéur basal du Jura méridional. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **79** (2): 319-341, 7 Abb., 2 Taf.; Basel.

COLLIGNON, M. (1962): Atlas des Fossiles Caractéristiques de Madagascar (Ammonites), 8, Berriasien, Valanginien, Hauterivien, Barremien. - 96 S., Taf. 176-214; Tananarive (Service Géologique).

COMPANY, M. (1982): Contribución a la bioestratigrafía del Valanginiense en las Cordilleras Béticas. - Cuadernos de Geología Ibérica, **8**: 665-676, 1 Abb., 1 Taf.; Madrid.

COMPANY, M. (1985): La subzona de Verrucosum (Valanginiense superior) en el Barranco de la Querola (SE de España). - Mediterránea, Serie de Estudios Geologicos, **4**: 113-127, 1 Abb., 2 Taf.; Alicante.

COMPANY, M. (1987): Los Ammonites del Valanginiense del Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (SE de España). - Departemento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada: 294 S., 42 Abb., 19 Taf.; Granada. - [Tesis doctoral]

COMPANY, M., HOEDEMAEKER, P. J., SANDOVAL, J. & TAVERA, J. M. (1995): Lower Cretaceous of the Subbetic and Prebetic Ranges, Mula (SE Spain), July 2-5, 1992. - In: BULOT, L., ARGOT, M. & ARNAUD, H. [Hrsg.]: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Géologie Alpine, Mémoire H. S., **20** (1994): 401-420, 13 Abb.; Grenoble.

COMPANY, M. & TAVERA, J. M. (1982): Los ammonites del tránsito Berriasense-Valanginiense en la región de Cehegin (Prov. de Murcia, SE de España). - Cuadernos de Geología Ibérica, **8**: 651-664, 3 Abb., 2 Taf.; Madrid.

COOPER, M. R. (1981): Revision of the Late Valanginian Cephalopoda from the Sundays River Formation of South Africa, with special reference to the genus *Olcostephanus*. - Annals of the South African Museum, **83** (7): 147-366, 205 Abb.; Kapstadt.

COTILLON, P. (1971): Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. - Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, **68**: 1-313, 104 Abb., 8 Taf.; Lyon.

DAVIES, S. J. & ELLIOTT, T. (1996): Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: Examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. - In: HOWELL, J. A. & AITKEN, J. F. [Hrsg.]: High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications, Geological Society Special Publication, **104**: 25-35, 6 Abb.; London.

DIMITROVA, N. (1967): Fosilite na Bulgarija [Les Fossiles de Bulgarie], **IV**, Dolna Kreda. Glawonogi (Nautiloidea i Ammonoidea) [Crétacé Inférieur. Cephalopoda (Nautiloidea et Ammonoidea)]. - 424 S., 93 Abb., 93 Taf.; Sofia (Bulgarska Akademija na Naukite [Académie Bulgare des Sciences]).

DJANÉLIDZÉ, M. A. (1922): Les *Spiticeras* du sud-est de la France. - Mémoires de la Carte Géologique Détaillée de la France: 1-255, 42 Abb., 22 Taf.; Paris.

D'ORBIGNY, A. (1840-42): Paléontologie Française. Description des Animaux Invertébrés. Terrain Crétacé. Tome Premier. Céphalopodes. - 662 S. [1-120: 1840; 121-430: 1841; 431-662: 1842], 148 Taf.; Paris (Masson).

D'ORBIGNY, A. (1850): Prodrome de Paléontologie Stratigraphique Universelle des Animaux Mollusques et Rayonnés. Deuxième Volume. - 427 S.; Paris (Masson).

DUFFAUD, F., BRUN, L. & PLAUCHUT, B. (1966): Le bassin du sud-ouest Marocain. - In: REYRE, D. [Hrsg.]: Bassins Sédimentaires du Littoral Africain, 1re Partie, Littoral Atlantique: 5-12, 15 Abb.; Paris (Association des Services Géologiques Africains).

EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins. - 628 S., 269 Abb., 11 Tab.; Berlin (Springer).

EINSELE, G. & BAYER, U. (1991): Asymmetry in transgressive-regressive cycles in shallow seas and passive continental margin settings. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Cycles and Events in Stratigraphy: 660-681, 10 Abb.; Berlin (Springer).

EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (1991): Cycles and events in stratigraphy - basic concepts and terms. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Cycles and Events in Stratigraphy: 1-19, 8 Abb.; Berlin (Springer).

EINSELE, G. & WIEDMANN, J. (1982): Turonian black shales in the Moroccan coastal basins: First upwelling in the Atlantic Ocean? - In: VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. [Hrsg.]: Geology of the Northwest African Continental Margin: 396-414, 10 Abb., 1 Tab.; Berlin (Springer).

EMBRY, A. F. (1993): Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. - Canadian Journal of Earth Sciences, **30**: 301-320, 18 Abb.; Ottawa.

ENOS, P. (1983): Shelf environment. - In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. [Hrsg.]: Carbonate Depositional Environments, AAPG Memoir, **33**: 267-295, 25 Abb.; Tulsa.

ETTACHFINI, M. (1991): Le Valanginien de l'Atlas atlantique (Maroc): Stratigraphie et ammonitofaune. - Strata, Memoirs, **15**: 1-177, 34 Abb., 6 Tab., 11 Taf.; Toulouse.

ETTACHFINI, M., COMPANY, M., REY, J., TAJ-EDDINE, K. & TAVERA, J. M. (1998): Le Valanginien du Bassin de Safi (Maroc atlantique) et sa faune d'ammonites. Implications paléobiogéographiques. - Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Sciences de la terre et des planètes, **327**: 319-325, 2 Abb.; Paris.

FATMI, A. N. (1977): Neocomian ammonites from northern areas of Pakistan. - Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, **28** (4): 255-296, 1 Abb., 12 Taf.; London.

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. - 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf.; Berlin (Springer).

FOURCADE, E., AZEMA, J., CECCA, F., DERCOURT, J., VRIELYNCK, B., BELLION, Y., SANDULESCU, M. & RICOU, L. E. (1993): Late Tithonian palaeoenvironments (138 to 135 Ma). - In: DERCOURT, J., RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B. [Hrsg.]: Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps; Rueil-Malmaison (BEICIP-FRANLAB).

FÜRSICH, F. T. & OSCHMANN, W. (1993): Shell beds as tools in basin analysis: The Jurassic of Kachchh, western India. - Journal of the Geological Society, **150**: 169-185, 13 Abb., 1 Tab.; London.

GALLOWAY, W. E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. - AAPG Bulletin, **73** (2): 125-142, 11 Abb.; Tulsa.

GALLOWAY, W. E. & HOBDAY, D. K. (1996): Terrigenous Clastic Depositional Systems: Application to Fossil Fuel and Groundwater Resources. - 2. Aufl.: 489 S., 288 Abb., 18 Tab.; Berlin (Springer).

GAWTHORPE, R. L., SHARP, I., UNDERHILL, J. R. & GUPTA, S. (1997): Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. - Geology, **25** (9): 795-798, 4 Abb.; Boulder.

GÓMEZ, J. J. & FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1994): Condensation processes in shallow platforms. - Sedimentary Geology, **92**: 147-159, 10 Abb.; Amsterdam.

GOODWIN, P. W. & ANDERSON, E. J. (1985): Punctuated aggradational cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. - Journal of Geology, **93** (5): 515-533, 12 Abb.; Chicago.

GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1994): A Mesozoic time scale. - Journal of Geophysical Research, **99** (B12): 24051-24074, 10 Abb., 4 Tab.; Washington.

GRIGORJEWA, O. K. (1938): Fauna ammonitow nishnego walanshina is basseijna r. Beloij na sewernom sklonje Kawkasa. (Maijkopskii raijon). - Jasowo-Tschernomorskii Geologitsscheskii Trest, Materialy po Geologii i Polesnym Iskopaemym, **1** (1937): 83-122, 13 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Rostow am Don.

HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P. R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. - In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P. R. [Hrsg.]: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication, **60**: 3-13, 8 Taf.; Tulsa.

HELLAND-HANSEN, W. & MARTINSEN, O. J. (1996): Shoreline trajectories and sequences: Description of variable depositional-dip scenarios. - Journal of Sedimentary Research, **66** (4): 670-688, 14 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

HILLGÄRTNER, H. (1998): Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). - Journal of Sedimentary Research, **68** (6): 1093-1108, 11 Abb.; Tulsa.

HINZ, K., DOSTMANN, H. & FRITSCH, J. (1982): The continental margin of Morocco: Seismic sequences, structural elements and geological development. - In: VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. [Hrsg.]: Geology of the Northwest African Continental Margin: 34-60, 10 Abb.; Berlin (Springer).

HOEDEMAEKER, P. J. (1982): Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian, and Lower Valanginian along the Río Argos (Caravaca, SE Spain). - Scripta Geologica, **65**: 1-81, 2 Abb., 6 Taf.; Leiden.

HOEDEMAEKER, P. J. (1983): Reconsideration of the stratigraphic position of the boundary between the Berriasian and the Nemausian (=Valanginian sensu stricto). - In: HERM, D. [Hrsg.]: 2. Symposium Kreide München 1982, Zitteliana, **10**: 447-457, 3 Abb.; München.

HOEDEMAEKER, P. J. (1995 a): Ammonite distribution around the Hautervian-Barremian boundary along the Río Argos (Caravaca, SE Spain). - In: BULOT, L., ARGOT, M. & ARNAUD, H. [Hrsg.]: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Géologie Alpine, Mémoire H. S., **20** (1994): 219-277, 3 Abb., 12 Taf.; Grenoble.

HOEDEMAEKER, P. J. (1995 b): The Berriasian stage: A review. - In: BULOT, L., ARGOT, M. & ARNAUD, H. [Hrsg.]: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Géologie Alpine, Mémoire H. S., **20** (1994): 5-14, 1 Abb.; Grenoble.

HOEDEMAEKER, P. J. (1998): Berriasian-Barremian sequences in the Río Argos succession near Caravaca (southeast Spain) and their correlation with some sections in southeast France. - In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P. R. [Hrsg.]: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication, **60**: 423-441, 3 Abb.; Tulsa.

HOEDEMAEKER, P. J. & BULOT, L. (1990): Preliminary ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region. - Géologie Alpine, **66**: 123-127, 1 Tab.; Grenoble.

HOEDEMAEKER, P. J., COMPANY, M., AGUIRRE-URRETA, M. B., AVRAM, E., BOGDANOVA, T. N., BUJTOR, L., BULOT, L., CECCA, F., DELANOY, G., ETTACHFINI, M., MEMMI, L., OWEN, H. G., RAWSON, P. F., SANDOVAL, J., TAVERA, J. M., THIEULOY, J.-P., TOVBINA, S. Z. & VAŠÍCEK, Z. (1993): Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. - Revista Española de Paleontología, **8** (1): 117-120, 1 Tab.; Bilbao.

HOEDEMAEKER, P. J. & LEEREVELD, H. (1995): Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Berriasian - lowest Aptian (Lower Cretaceous) of the Río Argos succession, Caravaca, SE Spain. - Cretaceous Research, **16** (2/3): 195-230, 2 Abb.; London.

HOLLAND, S. M., MILLER, A. I., DATTILO, B. F., MEYER, D. L. & DIEKMEYER, S. L. (1997): Cycle anatomy and variability in the storm-dominated type Cincinnatian (Upper Ordovician): Coming to grips with cycle delineation and genesis. - Journal of Geology, **105**: 135-152, 14 Abb., 1 Tab.; Chicago.

HOWARTH, M. K. (1992): Tithonian and Berriasian ammonites from the Chia Gara Formation in northern Iraq. - Palaeontology, **35** (3): 597-655, 7 Abb., 12 Taf.; London.

HUBBARD, R. J. (1988): Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early Cretaceous rifted continental margins. - AAPG Bulletin, **72** (1): 49-72, 13 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

HUNT, D. & TUCKER, M. E. (1995): Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: Deposition during base-level fall - reply. - Sedimentary Geology, **95**: 147-160, 3 Abb.; Amsterdam.

IMLAY, R. W. & JONES, D. L. (1970): Ammonites from the *Buchia* zones in northwestern California and southwestern Oregon. - Geological Survey Professional Paper, **647-B**: B1-B59, 8 Abb., 2 Tab., 15 Taf.; Washington.

IMMEL, H. (1987): Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen. - Zitteliana, **15**: 3-163, 5 Abb., 19 Tab., 14 Taf., 3 Beilagen; München.

JACOBSHAGEN, V. H., GÖRLER, K. & GIESE, P. (1988): Geodynamic evolution of the Atlas system (Morocco) in post-Palaeozoic times. - In: JACOBSHAGEN, V. H. [Hrsg.]: The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences, **15**: 483-499, 5 Abb.; Berlin (Springer).

JACQUIN, T., RUSCIADELLI, G., AMÉDRO, F., DE GRACIANSKY, P.-C. & MAGNIEZ-JANNIN, F. (1998): The North Atlantic cycle: An overview of 2nd-order transgressive / regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of western Europe. - In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P. R. [Hrsg.]: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication, **60**: 397-409, 2 Abb.; Tulsa.

JANSA, L. F. (1991): Processes affecting paleogeography, with examples from the Tethys. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **78**: 345-371, 11 Abb.; Amsterdam.

JANSA, L. F. (1993): Early Cretaceous carbonate platforms of the northeastern North American margin. - In: SIMO, J. A., SCOTT, R. W. & MASSE, J.-P. [Hrsg.]: Cretaceous Carbonate Platforms, **56**: 111-126, 8 Abb.; Tulsa.

JANSA, L. F. & WIEDMANN, J. (1982): Mesozoic-Cenozoic development of the eastern North American and northwest African continental margins: A comparison. - In: VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. [Hrsg.]: Geology of the Northwest African Continental Margin: 215-269, 27 Abb., 1 Tab.; Berlin (Springer).

JENKYNS, H. C. (1971): The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. - Lethaia, **4** (3): 327-352, 11 Abb.; Oslo.

JOHNSON, H. D. & BALDWIN, C. T. (1986): Shallow siliciclastic seas. - In: READING, H. G. [Hrsg.]: Sedimentary Environment and Facies. Second Edition: 229-282, 63 Abb.; Oxford (Blackwell).

JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C. A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euamerica. - Geological Society of America Bulletin, **96**: 567-587, 12 Abb.; Boulder.

JOLY, B. (1976): Les Phylloceratidae Malgaches au Jurassique: Généralités sur les Phylloceratidae et quelques Juraphyllitidae. - Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, **67**: 1-471, 147 Abb., 91 Tab., 70 Taf.; Lyon.

KANTOROWICZ, J. D., BRYANT, I. D. & DAWANS, J. M. (1987): Controls on the geometry and distribution of carbonate cements in Jurassic sandstones: Bridport Sands, southern England and Viking Group, Troll Field, Norway. - In: MARSHALL, J. D. [Hrsg.]: Diagenesis of Sedimentary Sequences, Geological Society Special Publication, **36**: 103-118, 11 Abb., 3 Tab.; London.

KARAKASCH, N. I. (1889): Über einige Neocomablagerungen in der Krim. - Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **98** (1): 428-438, 2 Taf.; Wien.

KARAKASCH, N. I. (1902): Note sur le Crétacé inférieur de Biassala (Crimée). - Traveaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, **6** (1): 93-107, 1 Taf.; Grenoble.

KARAKASCH, N. I. (1907): Nishne-mjelowyja otloshenija Kryma i ich fauna [Le crétacé inférieur de la Crimée et sa faune]. - Trudy Imperatorskago S.-Peterburgskago Obstschestwa Estestewo-ispytateljeij [Traveaux de la Société Impériale des Naturalistes de St.-Pétersbourg], [Section de Géologie et de Minéralogie], **32** (5): 1-482, 10 Abb., 28 Taf.; St. Petersburg.

KEMPER, E. (1992): Die Tiefe Unterkreide im Vechte-Dinkel-Gebiet (Westliches Niedersächsisches Becken). - 95 S., 20 Abb., 4 Tab., 66 Taf.; Losser (Het Staringmonument te Losser).

KEMPER, E., RAWSON, P. F. & THIEULOY, J.-P. (1981): Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. - Palaeontology, **24** (2): 34-47, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 34-47; London.

KEMPER, E. & WIEDENROTH, K. (1987): Klima und Tier-Migrationen am Beispiel der frühkretazischen Ammoniten Nordwestdeutschlands. - Geologisches Jahrbuch, A, **96**: 315-363, 5 Abb., 14 Taf.; Hannover.

KENNEDY, W. J. & KLINGER, H. C. (1977): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa: The ammonite family Phylloceratidae. - Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, **27** (5): 347-380, 9 Abb., 15 Taf.; London.

KIDWELL, S. M. (1991 a): The stratigraphy of shell concentrations. - In: ALLISON, P. A & BRIGGS, D. E. G. [Hrsg.]: Taphonomy. Releasing the Data Locked in the Fossil Record, Topics in Geobiology, **9**: 211-290, 16 Abb., 8 Tab.; New York (Plenum Press).

KIDWELL, S. M. (1991 b): Taphonomic feedback (live/dead interactions) in the genesis of bioclastic beds: Keys to reconstructing sedimentary dynamics. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Cycles and Events in Stratigraphy: 268-282, 5 Abb.; Berlin (Springer).

KIDWELL, S. M. (1993): Taphonomic expressions of sedimentary hiatuses: Field observations on bioclastic concentrations and sequence anatomy in low, moderate and high subsidence settings. - Geologische Rundschau, **82**: 189-202, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin.

KILIAN, W. (1888): Sur quelques fossiles du Crétacé inférieur de la Provence. - Bulletin de la Société Géologique de France, 3, **16**: 663-691, 1 Abb., Taf. 17-21; Paris.

KILIAN, W. (1892): Sur quelques céphalopodes nouveaux ou peu connus de la période secondaire. B. Notice préliminaire sur les ammonites du calcaire Valanginien du Fontanil (Isère). - Bulletin de la Société de Statistique du département de l'Isère, 3, **16**: 3-19, 1 Abb., Taf. 2-5; Grenoble.

KILIAN, W. (1896): Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron. - Bulletin de la Société Géologique de France, 3, **23** (1895): 659-803, 5 Abb.; Paris.

KILIAN, W. (1902): Sur quelques fossiles remarquables de l'Hauterivien de la région d'Escragnolles. - Bulletin de la Société Géologique de France, 4, **2**: 864-867, Taf. 57; Paris.

KILIAN, W. (1910): Das bathyale Palaeocretacicum im südöstlichen Frankreich. - In: FRECH, F. [Hrsg.]: Lethaea Geognostica. II.Teil. Das Mesozoicum. 3. Band. Kreide. Erste Abteilung: Unterkreide (Palaeocretacicum): 169- 287 (II. Lieferung), 4 Abb., 4 Tab., 8 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

KLEIN, J. & HOEDEMAEKER, P. J. (1999): Ammonite stratigraphy of the Valanginian to Barremian for the Mediterranean region. - In: RAWSON, P. F. & HOEDEMAEKER, P. J. [Hrsg.]: Proceedings 4th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (IGCP-Project 362), Scripta Geologica Special Issue, **3**: 97-127, 3 Abb.; Leiden.

KUTEK, J. & MARCINOWSKI, R. (1996): Faunal changes in the Valanginian of Poland: Tectonic or eustatic control? - In: SPAETH, C. [Hrsg.]: New Developments in Cretaceous Research Topics, Proceedings of the 4th International Cretaceous Symposium, Hamburg 1992, Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, **77**: 83-88, 4 Abb.; Hamburg.

KUTEK, J., MARCINOWSKI, R. & WIEDMANN, J. (1989): The Wawal section, central Poland - an important link between Boreal and Tethyan Valanginian. - In: WIEDMANN, J. [Hrsg.]: Cretaceous of the Western Tethys, Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987: 717-754, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).

LANCELOT, Y. & WINTERER, E. L. (1980): Evolution of the Moroccan oceanic basin and adjacent continental margin - a synthesis. - DSDP Initial Reports, **50**: 801-821, 7 Abb.; Washington.

LE HÉGARAT, G. (1973): Le Berriasien du sud-est de la France. - Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, **43** (1971): 1-576, 70 Abb., 32 Tab., 55 Taf.; Lyon.

LE HÉGARAT, G. & REMANE, J. (1968): Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des ammonites et des calpionelles. - Géobios, **1**: 7-70, 16 Abb., Taf. 1-10; Lyon.

LIEBAU, A. (1980): Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **160** (2): 173-216, 5 Abb.; Stuttgart.

LOUTIT, T. S., HARDENBOL, J., VAIL, P. R. & BAUN, G. R. (1988): Condensed sections: The key to age determination and correlation of continental margin sequences. - In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. S. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. [Hrsg.]: Sea-Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication, **42**: 183-213, 32 Abb.; Tulsa.

MAEDA, H. & SEILACHER, A. (1996): Ammonoid taphonomy. - In: LANDMAN, N. H., TANABE, K. & DAVIS, R. A. [Hrsg.]: Ammonoid Paleobiology, Topics in Geobiology, **13**: 543-578, 13 Abb.; New York (Plenum Press).

MANDOV, G. (1974): Predstawitjeli na rod *Himantoceras* THIEULOY, 1964 (Ammonoidea) w dolnokrednitje otloshenija w Bulgarija [Représentants du genre *Himantoceras* Thieuloy, 1964 (Ammonoidea) dans les dépôts du Crétacé inférieur en Bulgarie]. - Spisanie na Bulgarskoto geologitschesko drushestwo [Review of the Bulgarian Geological Society], **35** (2): 143-148, 1 Abb., 1 Taf.; Sofia.

MANDOV, G. (1976): Chotriwskijat etash w Sapadnitje Balkanidi i njegowata amonitna fauna [L'étage Hauterivien dans les Balkanides occidentales (Bulgarie de l'ouest) et sa faune d'ammonites]. - Godischnik na Sofijskija Uniwersitet, Goelogo-Geografski Fakultet [Annuaire de l'Université de Sofia, Faculté de Géologie et Géographie, Geologija [Géologie], **67** (1974/1975) (1): 11-99, 10 Abb., 22 Taf.; Sofia.

MATHERON, P. (1880): Recherches Paléontologiques dans le Midi de la France. Deuxième partie. Terrain Crétacé. - S. 1-15, Taf. B-2-B-27; Marseilles (im Selbstverlag).

MAZENOT, G. (1939): Les Palaeohoplitidae Tithoniques et Berriasiens du sud-est de la France. - Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série, **18** (1-4, Mémoire 41): 1-303, 5 Abb., 40 Taf.; Paris.

MCCUBBIN, D. G. (1982): Barrier-island and strand-plain facies. - In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. [Hrsg.]: Sandstone Depositional Environments, AAPG Memoir, **31**: 247-279, 55 Abb.; Tulsa.

MEDINA, F. (1994): Évolution Structurale du Haut Atlas Occidental et des Régions Voisines du Trias à l'Actuel, dans le Cadre de l'Ouverture de l'Atlantique Central et de la Collision Afrique-Europe. - Faculté des Sciences, Université Mohammed V: 272 S., 102 Abb.; Rabat. - [These]

MEYER, F. O. (1989): Siliciclastic influence on Mesozoic platform development: Baltimore Canyon Trough, western Atlantic. - In: CREVELLO, P. D., WILSON, J. L., SARG, J. F. & READ, J. F. [Hrsg.]: Controls on Carbonate Platform and Basin Development, SEPM Special Publication, **44**: 213-232, 14 Abb.; Tulsa.

MICHARD, A. (1976): Éléments de géologie Marocaine. - Notes et Mémoires du Service Géologique, **252**: 7-408, 221 Abb., 8 Tab., 6 Taf.; Rabat.

MITCHUM, R. M. & VAN WAGONER, J. C. (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: Sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. - Sedimentary Geology, **70**: 131-160, 19 Abb., 2 Tab.; Amsterdam.

MUTTERLOSE, J. (1992): Die Unterkreide-Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland). - Geologie und Paläontologie in Westfalen, **21**: 39-113, 19 Abb., 14 Taf.; Münster.

MUTTERLOSE, J. (1996): The Hauterivian stage. - In: RAWSON, P. F., DHONDT, A. V., HANCOCK, J. M. & KENNEDY, W. J. [Hrsg.]: Proceedings „Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries", Brussels 8-16 September 1995, Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, **66**-Supplement: 19-24, 1 Abb.; Brüssel.

NIKOLOV, T. G. (1966): New genera and subgenera of ammonites of family Berriasellidae. - Comptes Rendus de l'Académie Bulgare des Sciences, **19** (7): 639-642; Sofia.

NIKOLOV, T. G. (1977): On the ammonite genus *Busnardoites* NIKOLOV, 1966 (Berriasellidae, Lower Cretaceous). - Geologica Balcanica, **7** (4): 107-118, 4 Abb., 6 Taf.; Sofia.

NIKOLOV, T. G. (1982): Les Ammonites de la Famille Berriasellidae SPATH, 1922. Tithonique Supérieur - Berriasien. - 251 S., 14 Abb., 86 Taf.; Sofia (Académie Bulgare des Sciences).

NUMMEDAL, D. & SWIFT, D. J. P. (1987): Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: Some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. - In: NUMMEDAL, D., PILKLEY, O. H. & HOWARD, J. D. [Hrsg.]: Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution, SEPM Special Publication, **41**: 241-260, 17 Abb.; Tulsa.

OPPEL, A. (1865): Die tithonische Etage. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **17** (3): 535-558; Berlin.

PAGE, K. N. (1992): The sequence of ammonite correlated horizons in the British Sinemurian (Lower Jurassic). - Newsletter on Stratigraphy, **27** (3): 129-156, 4 Abb.; Berlin.

PAVLOW, A. (1892): Ammonites de Speeton et leurs rapports avec les ammonites des autres pays. - In: PAVLOW, A. & LAMPLUGH, G. W.: Argiles de Speeton et leurs équivalents, Bulletin de la Société Impériale des Naturalistes de Moscou, Nouvelle Série, **5** (3/4) (1891): 97-155, 3 Abb., Taf. 8 (5) - 18 (11); Moskau.

PEMBERTON, S. G., MACEACHERN, J. A. & FREY, R. W. (1992): Trace fossil facies models: Environmental and allostratigraphic significance. - In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. [Hrsg.]: Facies Models: Response to Sea Level Change: 47-72, 25 Abb., 2 Tab.; St. John's (Geological Association of Canada).

PICKERILL, R. K. & BRENCHLEY, P. J. (1991): Benthic macrofossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies. - Geoscience Canada, **18** (3): 119-138, 13 Abb., 3 Tab.; Ottawa.

PICTET, F.-J. (1867): Mélanges paléontologiques. Tome premier. Deuxième livraison. Études paléontologiques sur la faune à *Terebratula diphyoides* de Berrias (Ardèche). - S. 43-130, Taf. 8-28; Genf (Ramboz & Schuchardt).

PICTET, F.-J. & CAMPICHE, G. (1858-60): Description des fossiles du terrain Crétacé des environs de Sainte-Croix. Première Partie. - Matériaux pour la Paléontologie Suisse, 380 S. [1-104: 1858; 105-208: 1859; 209-380: 1860], 2 Abb., 1 Tab., 43 Taf.; Genf (Kessmann & Georg).

PIQUÉ, A., AÏT BRAHIM, L., AÏT OUALI, R., AMRHAR, M., CHARROUD, M., GOURMELEN, C., LAVILLE, E., REKHISS, F. & TRICART, P. (1998 a): Évolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb

au Méso-Cénozoique; le rôle des structures héritées dans la déformation atlasique de l'Afrique du nord. - Bulletin de la Société Géologique de France, **169** (6): 797-810, 6 Abb.; Paris.

PIQUÉ, A., LE ROY, P. & AMRHAR, M. (1998 b): Transtensive synsedimentary tectonics associated with ocean opening: The Essaouira-Agadir segment of the Moroccan Atlantic margin. - Journal of the Geological Society, **155**: 913-928, 14 Abb.; London.

POMEL, A (1889): Les céphalopodes néocomiens de Lamoricière. - Matériaux pour la Carte Géologique de l'Algérie, 1, Paléontologie, Monographies Locales, **2**: 5-96, 14 Taf.; Algier.

POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. (1993): Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. - Geology, **21**: 455-458, 6 Abb.; Boulder.

POSAMENTIER, H. W. & JAMES, D. P. (1993): An overview of sequence-stratigraphic concepts: Uses and abuses. - In: POSAMENTIER, H. W., SUMMERHAYES, C. P., HAQ, B. U. & ALLEN, G. P. [Hrsg.]: Sequence Stratigraphy and Facies Associations, International Association of Sedimentologists Special Publication, **18**: 3-18, 7 Abb.; Oxford (Blackwell).

POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. & VAIL, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I: Conceptual framework. - In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. S. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. [Hrsg.]: Sea-Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication, **42**: 109-124, 19 Abb., 1 Tab.; Tulsa.

POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II: Sequence and systems tracts models. - In: WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. S. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. [Hrsg.]: Sea-Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication, **42**: 125-154, 36 Abb.; Tulsa.

PRICE, G., VALDES, P. J. & SELLWOOD, B. W. (1998): A comparison of GCM simulated Cretaceous „greenhouse" and „icehouse" climates: Implications for the sedimentary record. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **142**: 123-138, 8 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.

QUENSEL, P. (1988): Die Ammonitenfauna im Valangin-Hauterive-Grenzbereich vom Mittellandkanal bei Pollhagen. - Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, A, **94**: 15-71, 12 Abb., 6 Taf.; Berlin.

RAWSON, P. F. (1983): The Valanginian to Aptian stages - current definitions and outstanding problems. - In: HERM, D. [Hrsg.]: 2. Symposium Kreide München 1982, Zitteliana, **10**: 493-500, 3 Tab.; München.

RAWSON, P. F. (1994): Sea level changes and their influence on ammonite biogeography in the European early Cretaceous. - In: Proceedings of the 3rd Pergola International Symposium, Palaeopelagos Special Publication, **1**: 317-326, 3 Abb.; Rom.

RAWSON, P. F. (1995): The „Boreal" early Cretaceous (pre-Aptian) ammonite sequences of NW Europe and their correlation with the western Mediterranean faunas. - Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **51**: 121-130, 2 Abb.; Rom.

RAWSON, P. F., HOEDEMAEKER, P. J., AGUIRRE-URRETA, M. B., AVRAM, E., ETTACHFINI, M., KELLY, S. R. A., KLEIN, J., KOTETISHVILI, E. V., OWEN, H. G., ROPOLO, P., THOMSON, M. R. A., WIPPICH, M. G. E. & VAŠÍCEK, Z. (1999): Report on the 4th international workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (IGCP-Project 362). - In: RAWSON, P. F. & HOEDEMAEKER, P. J. [Hrsg.]: Proceedings 4th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (IGCP-Project 362), Scripta Geologica Special Issue, **3**: 3-13, 7 Abb.; Leiden.

RAWSON, P. F. & KEMPER, E. (1978): *Varlheideites*, n. gen. (Ammonoidea, Neocomitinae) aus dem Obervalangin NW-Deutschlands. - Geologisches Jahrbuch, A, **45**: 163-181, 5 Taf.; Hannover.

REBOULET, S. (1995): L'évolution des ammonites du Valanginien - Hauterivien inférieur du Bassin Vocontien et de la plate-forme Provençale (sud-est de la France): Relations avec la stratigraphie séquentielle et implications biostratigraphiques. - Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, **137**: 1-371, 44 Abb., 67 Tab., 38 Taf.; Lyon.

REBOULET, S. & ATROPS, F. (1997): Quantitative variations in the Valanginian ammonite fauna of the Vocontian Basin (southeastern France) within limestone-marl cycles and within parasequence sets. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **135**: 145-155, 3 Abb.; Amsterdam.

REBOULET, S. & ATROPS, F. (1999): Comments and proposals about the Valanginian-Lower Hauterivian ammonite zonation of south-east France. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **92**: 183-197, 5 Abb., 1 Tab.; Basel.

REBOULET, S., ATROPS, F., FERRY, S. & SCHAAF, A. (1992): Renouvellement des ammonites en Fosse Vocontienne à la limite Valanginien-Hauterivien. - Géobios, **25** (4): 469-476, 4 Abb.; Lyon.

REY, J., CANÉROT, J., PEYBERNÈS, B., TAJ-EDDINE, K. & THIEULOY, J.-P. (1988): Lithostratigraphy, biostratigraphy and sedimentary dynamics of Lower Cretaceous deposits on the northern side of the western High-Atlas (Morocco). - Cretaceous Research, **9**: 141-158, 5 Abb.; London.

REY, J., CANÉROT, J., ROCHER, A., TAJ-EDDINE, K. & THIEULOY, J.-P. (1986): Le Crétacé inférieur sur le versant nord du Haut-Atlas (région d'Imi n'Tanout et Amizmiz) données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. - In: PICG - UNESCO n° 183, Marrakech 1985, Revue de la Faculté des Sciences de Marrakech, Sciences de la Terre, Numéro Spécial, **2**: 393-411, 7 Abb.; Marrakech.

REY, J. & TAJ-EDDINE, K. (1989 a): Eustatisme et tectonique distensive au passage Jurassique-Crétacé: Leur enregistrement sédimentaire dans le Bassin du Haha (Haut-Atlas occidental, Maroc). - Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, II, **308**: 101-106, 3 Abb.; Paris.

REY, J. & TAJ-EDDINE, K. (1989 b): La stratigraphie séquentielle: Une nouvelle lecture des séries sédimentaires. Exemples d'application dans le Haut-Atlas atlantique (Maroc). - Sciences Géologiques, Mémoires, **84**: 47-60, 6 Abb.; Straßburg.

RICCARDI, A. C., WESTERMANN, G. E. G. & LEVY, R. (1971): The Lower Cretaceous Ammonitina *Olcostephanus*, *Leopoldia*, and *Favrella* from west-central Argentina. - Palaeontographica, A, **136** (1-6): 83-121, 19 Abb., Taf. 11-14; Stuttgart.

RICE, D. D. (1984): Widespread, shallow-marine, storm-generated sandstone units in the Upper Cretaceous Mosby Sandstone, central Montana. - In: TILLMAN, R. W. & SIEMERS, C. T. [Hrsg.]: Siliciclastic Shelf Sediments, SEPM Special Publication, **34**: 143-161, 24 Abb.; Tulsa.

ROCH, E. (1930): Études géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. - Notes et Mémoires du Service Geologique, **9**: 1-542, 75 Abb., 24 Taf.; Rabat.

RODIGHIERO, A. (1919): Il sistema Cretaceo del Veneto occidentale compreso fra l'Adige e il Piave con speciale riguardo al Neocomiano dei Setti Comuni. - Palaeontographica Italica, Memorie di Paleontologia, **25**: 39-125, Taf. 8 (1)-13 (7); Pisa.

ROEMER, F. A. (1841): Die Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges. - 145 S., 16 Taf.; Hannover (Hahn'sche Hofbuchhandlung).

ROMAN, F. & MAZENOT, G. (1937): Découverte d'une faune pyriteuse d'âge titonique supérieur aux environs de Chomérac (Ardèche). - Bulletin de la Société Géologique de France, 5, **7**: 179-186, 1 Abb.; Paris.

SARASIN, C. & SCHÖNDELMAYER, C. (1901): Étude monographique des ammonites du Crétacique inférieur de Châtel-Saint-Denis. Première partie. - Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, **28**: 1-91, 2 Abb., Taf. 1-11; Genf.

SAYN, G. (1907): Les ammonites pyriteuses des marnes Valanginiennes du sud-est de la France. - Mémoires de la Société Géologique de la France, Paléontologie, **23** (15): 29-68, Abb. 16-26, Taf. 3 (7)-6 (10); Paris.

SCHLAGER, W. (1980): Mesozoic calciturbidites in Deep Sea Drilling Project Hole 416A. Recognition of a drowned carbonate platform. - DSDP Initial Reports, **50**: 733-749, 14 Abb., 2 Tab.; Washington.

SEILACHER, A. & AIGNER, T. (1991): Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: The geologic perspective. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Cycles and Events in Stratigraphy: 249-267, 6 Abb.; Berlin (Springer).

SIMIONESCU, I. (1900): Note sur quelques ammonites du Néocomien français. - Traveaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, **5** (1): 1-17, 1 Taf.; Grenoble.

SPATH, L. F. (1939): The Cephalopoda of the Neocomian Belemnite Beds of the Salt Range. - Palaeontologia Indica, Memoires of the Geological Survey of India, **25**: 1-154, 1 Abb., 25 Taf.; Kalkutta.

SPECHT, R. W. & BRENNER, R. L. (1979): Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in Upper Jurassic epicontinental mudstones, east-central Wyoming. - Journal of Sedimentary Petrology, **49** (4): 1307-1322, 15 Abb.; Tulsa.

STETS, J. & WURSTER, P. (1981): Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko. - Geologische Rundschau, **70**: 801-841, 15 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

TAJ-EDDINE, K. (1992): Le Jurassique terminal et le Crétacé basal dans l'Atlas atlantique (Maroc): Biostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle et géodynamique. - Strata, Memoirs, **16**: 1-285, 132 Abb., 9 Taf.; Toulouse.

TAJ-EDDINE, K., ETTACHFINI, M. & REY, J. (1992): Le Berriasien et le Valanginien de l'Atlas atlantique - Maroc. Biostratigraphie et séquences de dépôt. - Géologie Méditerranéenne, **19** (1): 41-50, 3 Abb.; Marseille.

TAJ-EDDINE, K., GHARIB, A., BEN ABBES TAARJI, R., IBNOUSSINA, M., CANÉROT, J. & REY, J. (1989): Le Néocomien du versant nord du Haut Atlas occidental: Stratigraphie, rôle de l'eustatisme, de la tectonique distensive et de l'halocinèse. - Sciences Géologiques, Mémoire, **84**: 61-69, 4 Abb.; Straßburg.

TAJ-EDDINE, K., REY, J., AOUTEM, M., ETTACHFINI, M. & HOEDEMAEKER, P. J. (1990): Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans la région d'Agadir (Maroc): Nouveaux éléments de datation et séquences de dépôt. - Revue de Paléobiologie, **9** (1): 113-120, 2 Abb., 1 Tab.; Genf.

TAVERA, J. M. (1985): Los Ammonites del Tithonico superior - Berriasense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas). - Facultad de Ciencias, Departemento de Paleontología, Universidad de Granada: 381 S., 44 Abb., 49 Taf.; Granada. - [Tesis doctoral]

TAYLOR, K. G., GAWTHORPE, R. L. & VAN WAGONER, J. C. (1995): Stratigraphic control on laterally persistent cementation, Book Cliffs, Utah. - Journal of the Geological Society, **152**: 225-228, 4 Abb.; London.

THIEULOY, J.-P. (1964): Un céphalopode remarquable de l'Hauterivien basal de la Drôme: *Himantoceras* nov. gen. - Bulletin de la Société Géologique de France, 7, **6**: 205-213, 3 Abb., Taf. 8; Paris.

THIEULOY, J.-P. (1973): The occurrence and distribution of Boreal ammonites from the Neocomian of southeast France (Tethyan Province). - In: CASEY, R. & RAWSON, P. F. [Hrsg.]: The Boreal Lower Cretaceous, Geological Journal Special Issue, **5**: 289-302, 2 Tab.; Liverpool (Seel House Press).

THIEULOY, J.-P. (1977 a): La zone à *callidiscus* du Valanginien supérieur vocontien (sud-est de la France). Lithostratigraphie, ammonitofaune, limite Valanginien-Hauterivien, corrélations. - Géologie Alpine, **53**: 83-143, 11 Abb., 2 Tab., 7 Taf.; Grenoble.

THIEULOY, J.-P. (1977 b): Les Ammonites boréales des formations Néocomiennes du sud-est Français (Province Subméditerranéenne). - Géobios, **10** (3): 395-461, 3 Abb., 9 Taf.; Lyon.

THIEULOY, J.-P. (1979): Les Ammonites. Description des espèces indices et de quelques autres formes fondamentales. - In: Hypostratotype Mesogeén de l'Étage Valanginien (Sud-Est de la France), Les Stratotypes Français, **6**: 37-57, Abb. 10-13, Taf. 1-3; Paris (C. N. R. S.).

THIEULOY, J.-P., FUHR, M. & BULOT, L. (1990): Biostratigraphie du Crétacé inférieur de l'Arc de Castellane (S.E. de la France). 1: Faunes d'ammonites du Valanginien supérieur et âge de l'horizon dit de „La Grande Lumachelle". - Géologie Méditerranéenne, **17** (1): 55-99, 10 Abb., 6 Taf.; Marseille.

UHLIG, V. (1882): Zur Kenntnis der Cephalopoden der Rossfeldschichten. - Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt, **32** (3): 373-396, 3 Abb., Taf. 4; Wien.

UHLIG, V. (1902): Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. - Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **72** (1901): 1-87, 3 Abb., 9 Taf.; Wien.

UHLIG, V. (1903): The fauna of the Spiti Shales. - Palaeontologia Indica, Memoires of the Geological Survey of India, **15**, 4 (1): 1-132, Taf. 1-18; Kalkutta.

VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. - In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. [Hrsg.]: Cycles and Events in Stratigraphy: 617-659, 24 Abb., 1 Tab.; Berlin (Springer).

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., SANGEE, J. B., BUBB, J. N. & HATLEDID, W. G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. - In: PAYTON, C. E. [Hrsg.]: Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, **26**: 49-212; Tulsa.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. (1990): Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops. - AAPG Methods in Exploration Series, **7**: 55 S., 40 Abb., 2 Tab.; Tulsa (AAPG).

VAŠÍCEK, Z. (1975): Zur Revision der Ammoniten von den Oberen Těšín-Schichten (Valendis-Stufe). - Sborník Geologickych Ved, Paleontologie, **17**: 71-107, 8 Abb., 8 Taf.; Prag.

VAŠÍCEK, Z. (1995): Lower Cretaceous ammonite biostratigraphy in the Western Carpathians (The Czech and Slovak Republics). - In: BULOT, L., ARGOT, M. & ARNAUD, H. [Hrsg.]: Lower Cretaceous Cephalopod Biostratigraphy of the Western Tethys: Recent Developments, Regional Synthesis and Outstanding Problems, Géologie Alpine, Mémoire H. S., **20** (1994): 169-189, 4 Abb., 5 Taf.; Grenoble.

VAŠÍCEK, Z. (1997): Ammonite stratigraphy of the pre-Albian Lower Cretaceous formations of the Western Carpathians (Czech and Slovak Republics). - Geologica Carpathica, **48** (4): 231-242, 3 Tab., 2 Taf.; Bratislawa.

VAŠÍCEK, Z. & FAUPL, P. (1999): Zur Biostratigraphie der Schrambachschichten in der Reichraminger Decke (Unterkreide, oberösterreichische Kalkalpen). - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56** (2): 593-624, 8 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Wien.

VAŠÍCEK, Z. & MICHALÍK, J. (1986): The Lower Cretaceous ammonites of the Manín Unit (Mt. Butkov, West Carpathians). - Geologica Carpathica, **37** (4): 449-481, 2 Abb., 1 Tab., 6 Taf.; Bratislawa.

VAŠÍCEK, Z., MICHALÍK, J. & REHÁKOVÁ, D. (1994): Early Cretaceous stratigraphy, palaeogeography and life in western Carpathians. - Beringeria, **10**: 3-169, 28 Abb., 1 Tab., 30 Taf.; Würzburg.

VAŠÍCEK, Z., REHÁKOVÁ, D. & FAUPL, P. (1999): Zur Biostratigraphie der Schrambachschichten der Oisbergmulde bei Hollenstein a. d. Ybbs (Lunzer Decke, Kalkalpen, Niederösterreich). - Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56** (2): 625-650, 1 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Wien.

VON KOENEN, A. (1902): Die Ammonitiden des norddeutschen Neocom (Valanginien, Hauterivien, Barrêmien und Aptien). - Abhandlungen der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie, Neue Folge, **24**: 1-451, 55 Taf. (im Atlas); Berlin.

VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. [Hrsg.] (1982): Geology of the Northwest African Continental Margin. - 703 S.; Berlin (Springer).

WEBER, E. (1942): Ein Beitrag zur Kenntnis der Rossfeldschichten und ihrer Fauna. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilagen-Bände (Abhandlungen), Abteilung B: Geologie und Paläontologie, **86**: 247-281, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 12-16; Stuttgart.

WEGNER, R. N. (1909): Übersicht über die bisher bekannten *Astieria*-Formen der Ammonitenngattung *Holcostephanus* nebst Beschreibung zweier neuer Arten. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **1909** (1): 77-92, Taf. 16-17; Stuttgart.

WEISSERT, H. (1990): Siliciclastics in the early Cretaceous Tethys and North Atlantic oceans: Documents of periodic greenhouse climate conditions. - Memorie della Societa Geologica Italiana, **44**: 59-69, 3 Abb.; Rom.

WESTERMANN, G. E. G. (1990): New developments in ecology of Jurassic-Cretaceous ammonoids. - In: PALLINI, G., CECCA, F., CRESTA, S. & SANTANTONIO, M. [Hrsg.]: Atti del Secondo Convegno Internazionale Fossili, Evoluzione, Ambiente, Pergola 1987: 459-478, 8 Abb.; Pergola.

WESTERMANN, G. E. G. (1996): Ammonoid life and habitat. - In: LANDMAN, N. H., TANABE, K. & DAVIS, R. A. [Hrsg.]: Ammonoid Paleobiology, Topics in Geobiology, **13**: 608-707, 16 Abb., 1 Tab.; New York (Plenum Press).

WIEDMANN, J. (1973): Ancyloceratina (Ammonoidea) at the Jurassic / Cretaceous boundary. - In: HALLAM, A. [Hrsg.]: Atlas of Palaeobiogeography: 309-316, 2 Abb.; Amsterdam (Elsevier).

WIEDMANN, J., BUTT, A. & EINSELE, G. (1978): Vergleich von marokkanischen Kreide-Küsten-aufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. - Geologische Rundschau, **67** (2): 454-508, 19 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

WIEDMANN, J., BUTT, A. & EINSELE, G. (1982): Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at the Moroccan continental margin. - In: VON RAD, U., HINZ, K., SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. [Hrsg.]: Geology of the Northwest African Continental Margin: 366-395, 12 Abb., 1 Tab.; Berlin (Springer).

WIEDMANN, J. & DIENI, I. (1968): Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden. - Palaeontographia Italica, **64** (N. Ser. 34): 1-171, 101 Abb., 3 Tab., 18 Taf.; Pisa.

WIERZBOWSKI, A. & REMANE, J. (1992): The ammonite and calpionellid stratigraphy of the Berriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). - Eclogae Geologicae Helvetiae, **85** (3): 871-891, 6 Abb., 3 Taf.; Basel.

WILSON, J. L. & JORDAN, C. (1983): Middle shelf environment. - In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G. & MOORE, C. H. [Hrsg.]: Carbonate Depositional Environments, AAPG Memoir, **33**: 297-343, 74 Abb.; Tulsa.

WRIGHT, C. W., CALLOMAN, J. H. & HOWARTH, M. K. (1996): Cretaceous Ammonoidea. - Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4 Revised, 362 S., 216 Abb., 2 Tab.; Lawrence.

WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu - Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. - Jahrbuch der Geologischen Bundes-Anstalt, **129** (1): 161-265, 50 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Wien.

ZAKHAROV, V. A., BOWN, P. & RAWSON, P. F. (1996): The Berriasian stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. - In: RAWSON, P. F., DHONDT, A. V., HANCOCK, J. M. & KENNEDY, W. J. [Hrsg.]: Proceedings „Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries“, Brussels 8-16 September 1995, Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, **66**-Supplement: 7-10, 1 Tab.; Brüssel.

ZIEGLER, P. A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. - AAPG Memoir, **43**: 198 S., 80 Abb., 30 Taf.; Tulsa.

ZITTEL, K. A. (1868): Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. - Palaeontologische Mittheilungen aus dem Museum des Koeniglich Bayerischen Staates, **2** (1): 1-118, 24 Taf. (im Atlas); Stuttgart.

8 Index

A

Acanthodiscus Uhlig 1905 ... 23, 30, 35, 37, 100, 116

allobrogica Kilian 1892 - *Hoplites Thurmanni* Pictet & Campiche 1860 var. 104

alpillensis Mazenot 1939 - *Tirnovella*, *Berriasella*, *Neocomites* 23, 34, 85

aff. *alpillensis* Mazenot 1939 - *Tirnovella* 87, 88

ambigua Uhlig 1902 - *Sarasinella* 34, 101, 102

cf. *ambigua* Uhlig 1902 - *Sarasinella* 102

ambiguus Uhlig 1902 - *Hoplites* 101

gr. *amblygonius* Neumayr & Uhlig 1881 - *Neocomites* 116

arnoldi Pictet & Campiche 1860 - *Neohoploceras, Ammonites* 96-98

ex gr. *arnoldi* Pictet & Campiche 1860 - *Neohoploceras* 35, 36, 97, 98

Astieria Pavlow 1892 ..... 68, 70, 72-74

astierianus d'Orbigny 1840 - *Olcostephanus*, *Ammonites* 70, 71, 73

atherstoni Sharpe 1856 - *Astieria* 72

aff. *atherstoni* Sharpe 1856 - *Olcostephanus (Olcostephanus)* 72

attenuatus Behrendsen 1892 - *Karakaschiceras* 36, 96, 97

cf. *attenuatus* Behrendsen 1892 - *Karakaschiceras* 96

B

Baculites Lamarck 1799 115

baumbergeri Spath 1939 - *Neohoploceras*, *Luppovella (Luppovella)* 98, 99

cf. *baumbergeri* Spath 1939 - *Neohoploceras* 36, 98

belimelensis Mandov 1976 - *Rodighieroites*, *Distoloceras* 36, 111, 112

beneckei Jacob in Roman & Mazenot 1937 non Steuer 1897 - *Substeueroceras*, *Pseudargentiniceras*, *Neocomites*, *Neocomites* (*Berriasella* ?) 32, 79

Berriasella Uhlig 1905 78-85

Besairieceras Collignon 1962 108

besairiei Collignon 1962 - *Neohoploceras* 98, 99

beticus Mallada 1882 - *Olcostephanus* 23

biassalense Karakasch 1889 - *Karakaschiceras* 15, 35, 75, 93-97, 116

biassalensis KARAKASCH 1889 - *Karakaschiceras*, *Leopoldia*, *Hoplites* 15, 93

bidichotomus LEYMERIE IN D'ORBIGNY 1841 - *Polyptychites* 116

bochianensis SAYN 1907 - *Thurmannia (Kilianella)* 88

Bochianites LORY 1898 ..... 35, 36, 115-117

boissieri PICTET 1867 - *Fauriella*, *Subthurmannia (Subthurmannia)*, *Berriasella*, *Hoplites (Thurmannia)*, *Ammonites* 34, 81, 82

brandesi VON KOENEN 1902 - *Karakaschiceras* 97

Breistrofferella THIEULOY 1971 .... 30, 36, 37, 112, 113, 116

breveti POMEL 1889 - *Pomeliceras*, *Protacanthodiscus (Pomeliceras)*, *Ammonites* 32, 83

broussei MAZENOT 1939 - *Protacanthodiscus* 23

bulliforme UHLIG 1903 - *Spiticeras (Spiticeras)*, *Spiticeras* 67

bulliformis UHLIG 1903 - *Holcostephanus (Spiticeras)* 67

busnardoi LE HÉGARAT 1973 - *Parapallasiceras* 32, 78

Busnardoites NIKOLOV 1966 .... 35, 86, 91-93, 96, 116, 118

buxtorfi BAUMBERGER 1906 - *Leopoldia* 113

C

callidiscus THIEULOY 1971 - *Neocomites (Teschenites)* 36, 37

campylotoxa SAYN 1907 - *Thurmannia* 91

campylotoxum UHLIG 1902 - *Thurmanniceras* 91

campylotoxus UHLIG 1902 - *Busnardoites*, *Neocomites (Neocomites)*, *Hoplites* 35, 91-93, 96, 116

cancovi VASICEK & MICHALIK 1986 - *Spitidiscus* ... 77

cardulus COMPANY 1987 - *Rodighieroites* 36, 111, 112

castellanensis D'ORBIGNY 1840 - *Breistrofferella*, *Ammonites* 30, 36, 37, 112, 113, 116

ciliata SCHNEID 1914 - *Berriasella* 78

clareti LE HÉGARAT 1973 - *Fauriella* 32, 80, 81

conservans UHLIG 1903 - *Kilianiceras*, *Holcostephanus (Spiticeras)* 14, 67

aff. *conservans* UHLIG 1903 - *Kilianiceras* 14

copei FATMI 1977 - *Karakaschiceras*, *Neocomites (Neocomites)* 36, 95, 96

Crioceras D'ORBIGNY 1841 116

Crioceratites LEVEILLÉ 1837 ..... 23, 104, 115-117

Criosarasinella THIEULOY 1977 ..... 37, 54, 103, 104

cultrata D'ORBIGNY 1841 - *Oosterella*, *Schloenbachia* 23, 37, 65, 66

aff. *cultrata* D'ORBIGNY 1841 - *Oosterella* 65

cf. *cultrata* D'ORBIGNY 1841 - *Oosterella* 65

cultrataeformis UHLIG 1882 - *Oosterella*, *Schloenbachia* 65, 66

cf. *cultrataeformis* UHLIG 1882 - *Oosterella* 65

cultratus D'ORBIGNY 1841 - *Ammonites* 65

curelensis KILIAN 1888 - *Acanthodiscus* 100

D

damesiforme DJANÉLIDZÉ 1922 - *Spiticeras (Kilianiceras)* 23, 67

densicostata WEGNER 1909 - *Astieria atherstoni* SHARPE 1856 var. 72

densicostatus WEGNER 1909 - *Olcostephanus (Olcostephanus)*, *Olcostephanus*, *Olcostephanus (Olcostephanus)* aff. *atherstoni* SHARPE 1856 ..... 37, 68, 70, 72, 116

desori PICTET & CAMPICHE 1860 - *Hoplites* 92, 93

cf. *desori* PICTET & CAMPICHE 1860 - *Hoplites* 98

Distoloceras HYATT 1900 ..... 36, 91, 111, 113, 114

Dobrodgeiceras NIKOLOV 1963 73

dolioliformis ROCH 1930 - *Valanginites*, *Astieria* 35, 73, 74

aff. *dolioliformis* ROCH 1930 - *Valanginites* 73

drumensis SAYN in KILIAN 1910 - *Olcostephanus (Olcostephanus)*, *Olcostephanus*, *Holcostephanus (Astieria)* 34, 68

drumensis THIEULOY 1977 - *Neocomites (Teschenites)* 110

ducale MATHERON 1880 - *Spiticeras (Spiticeras)* 66, 67

ducalis MATHERON 1880 - *Holcostephanus (Spiticeras)*, *Ammonites* 66

E

Eleniceras BRESKOVSKI 1967 ..... 103, 109

Endemoceras THIERMANN 1963 ..... 23, 116

Erdenella NIKOLOV 1979 84

Eristavites NIKOLOV 1966 ..... 104, 108

eucyrta SAYN 1907 - *Sarasinella* 34, 90, 99, 100

cf. *eucyrta* SAYN 1907 - *Sarasinella* 100

eucyrtus SAYN 1907 - *Neocomites* 99

F

Fauriella Nikolov 1966 ..... 32, 34, 80-82
flucticulus Thieuloy 1977 - *Neocomites (Teschenites)* 110
fuhri Bulot, Company & Thieuloy 1990 - *Saynoceras* 75
cf. *fuhri* Bulot, Company & Thieuloy 1990 - *Saynoceras* 35, 75
Fuhriella Bulot in Bulot, Thieuloy, Arnaud & Delanoy 1995 ..... 34, 84, 85
furcillata Thieuloy 1977 - *Criosarasinella* 37, 54, 103
cf. *furcillata* Thieuloy 1977 - *Criosarasinella* 103

G

gallica Kilian 1895 nom. nud. - *Hoplites desori* Pictet & Campiche 1860 var. 92, 93
gallica Mazenot 1939 - *Berriasella* 80
grasi d'Orbigny 1841 - *Haploceras (Neolissoceras)* 64
grasianum d'Orbigny 1841 - *Haploceras (Neolissoceras)*, *Neolissoceras* 36, 64
gr. *grasianum* d'Orbigny 1841 - *Neolissoceras* 15
grasianus d'Orbigny 1841 - *Ammonites* 64
gratianopolitense Kilian 1892 - *Spiticeras (Kilianiceras)* 67, 68
gratianopolitensis Kilian 1892 - *Holcostephanus* 67
gratianopolitensis Sayn 1907 - *Thurmanniceras* 86, 87
gr. *gratianopolitense* Sayn 1907 - „*Thurmanniceras*“ 87
guebhardi Kilian 1902 - *Olcostephanus (Olcostephanus)*, *Holcostephanus (Astieria)* 35, 36, 68-70, 72, 116

H

Haploceras Zittel 1870 ..... 36, 64
heterocostata Mandov 1976 - *Criosarasinella* 37, 104
heterocostatus Mandov 1976 - *Crioceratites (Crioceratites) majoricensis* Nolan 1894 104
heteroptychum Pavlow 1892 - *Karakaschiceras* 35, 36, 96
heteroptychus Pavlow 1892 - *Hoplites* 96
Himalayites Uhlig in Boehm 1904 ..... 32, 78
Himantoceras Thieuloy 1964 .. 36, 37, 114, 115, 117
hirtzi Collignon 1962 - „*Distoloceras*“ 36, 113, 114
hoheneggeri Uhlig 1902 - *Fuhriella*, *Hoplites* 84, 85
Holcostephanus Sayn 1889 ..... 66-68, 73, 74
Hoplites Neumayr 1875 ..... 81, 82, 84, 86, 88 91-94, 96-98, 101, 104, 106, 107, 110
Hoplitides von Koenen 1902 97
hoplitiformis Djanélidzé 1922 - „*Himalayites*“ 78
hystricoides Uhlig 1902 - *Hoplites* 84

I

incertum Djanélidzé 1922 - *Spiticeras (Kilianiceras)* 67
inostranzewi Karakasch 1889 - *Karakaschiceras*, *Hoplites* 35, 36, 94-96
cf. *inostranzewi* Karakasch 1889 - *Karakaschiceras* 94
ischnotera Sayn 1907 - *Thurmannia (Kilianella)* 88

J

Jabronella Nikolov 1966 ..... 32, 34, 84
Jeanthieuloyites Cooper 1981 ..... 37, 76, 77

K

karakaschi Uhlig 1902 - *Neohoploceras*, *Hoplites* 35, 98
Karakaschiceras Thieuloy 1971 .... 15, 30, 35, 36, 75, 93-97, 116, 118
Kilianella Uhlig 1905 ..... 15, 35, 88-91, 118
Kilianiceras Djanélidzé 1922 ..... 14, 23, 66-68

L

latecostata Kilian 1910 - *Fauriella*, *Berriasella*, *Hoplites (Thurmannia) boissieri* Pictet var. 34, 82
lateumbilicata Roch 1930 - *Astieria psilostoma* Neumayr & Uhlig 1881 var. 68, 70
lateumbilicatus Roch 1930 - *Olcostephanus (Olcostephanus)* cf. *psilostomus* Neumayr & Uhlig 1881 69
Lemurostephanus Thieuloy 1977 71
leopoldi d'Orbigny 1840 - *Hoplites* 94
Leopoldia Meyer-Eymar 1887 ... 15, 37, 93, 97, 113
leopoldiana d'Orbigny 1840 - *Leopoldia* 113

lorioli ZITTEL 1886 - *Pseudosubplanites*, *Pseudosubplanites (Pseudosubplanites)*, *Berriasella*, *Ammonites* 32, 80

cf. *lorioli* ZITTEL 1886 - *Pseudosubplanites* 80

longi SAYN 1907 - *Sarasinella*, *Neocomites* 23, 34, 101

lucensis SAYN 1907 - *Kilianella*, *Thurmannia (Kilianella)* 15, 35, 89, 90

cf. *lucensis* SAYN 1907 - *Kilianella* 89

Luppovella NIKOLOV 1966 ..... 88, 90, 98

lycoris LEANZA & GEOVINE 1949 - *Karakaschiceras* 96, 97

Lytoceras SUESS 1865 ..... 63, 64

M

majoricensis NOLAN 1894 - *Crioceratites (Crioceratites)* 104

Malbosiceras GRIGORJEVA 1938 ..... 32, 83, 90

mandovi THIEULOY 1977 - *Criosarasinella* 37, 103, 104

meneghinii DE ZIGNO in RODIGHIERO 1919 - *Spitidiscus*, *Polyptychites* 37, 77, 78

michaelis UHLIG 1902 - *Hoplites* 84

mucronata BAUMBERGER 1906 - *Leopoldia*, *Saynella* 37, 113

mutabile DJANÉLIDZÉ 1922 - *Spiticeras* 66

N

Negreliceras DJANÉLIDZÉ 1922 ..... 14, 66

cf. *negreli* MATHERON - *Negreliceras* 14

neocomiensiformis HOHENEGGER in UHLIG 1902 - *Neocomites (Teschenites)*, *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis*, *Neocomites*, *Hoplites neocomiensis* D'ORBIGNY 1841 var. 37, 110, 111

neocomiensis D'ORBIGNY 1842 - *Bochianites*, *Baculites* 35, 36, 115, 116

neocomiensis D'ORBIGNY 1841 - *Neocomites (Neocomites)*, *Neocomites*, *Hoplites*, *Ammonites* 15, 34, 36, 105-107, 110, 116

Neocomites UHLIG 1905 ..... 15, 23, 34, 36, 37, 79 86, 88, 91, 95, 99-101, 104-111, 116, 118

Neohoploceras SPATH 1939 ..... 15, 30, 35, 36, 95-99, 116

Neolissoceras SPATH 1923 ..... 15, 36, 64

nicklesi WIEDMANN & DIENI 1968 - *Olcostephanus (Olcostephanus)*, *Olcostephanus*, *Olcostephanus (Subastieria)* 36, 71, 115

nieri PICTET 1867 - „*Himalayites*" 78

noricum ROEMER 1841 - *Endemoceras* 23, 116

noricus ROEMER 1841 - *Neocomites* 116

nucleus ROEMER 1841 non PHILLIPS 1829 - *Valanginites*, *Polyptychites*, *Ammonites* 36, 74, 75, 116

aff. *nucleus* ROEMER 1841 non PHILLIPS 1829 - *Valanginites* 74

O

occitanicus PICTET 1867 - *Neocomites* 23

Olcostephanus NEUMAYR 1875 ..... 23, 34-37, 68-73, 115, 116

Oosterella KILIAN 1911 ..... 23, 37, 65, 66

otopeta THIEULOY 1979 - *Thurmanniceras* 32, 88

ottmeri NEUMAYR & UHLIG 1881 - *Acanthodiscus* 37, 116

P

pachydicranus THIEULOY 1977 - *Neocomites (Teschenites)*, *Teschenites*, *Neocomites* 37, 110, 111, 116

paludensis THIEULOY 1977 - *Valanginites*, *Valanginites psaephoides* 73, 74

paquieri SIMIONESCU 1900 - *Jabronella*, *Jabronella (Erdenella)*, *Thurmanniceras (Erdenella)*, *Berriasella*, *Hoplites* 32, 34, 84

aff. *paquieri* SIMIONESCU 1900 - *Jabronella* 84

Parahoplites ANTHULA 1899 103

Parapallasiceras SPATH 1925 ..... 32, 78

peregrinus RAWSON & KEMPER 1978 - *Neocomites (Neocomites)*, *Neocomites*, *Varlheideites* 36, 108, 109, 116

pertransiens SAYN 1907 - *Thurmanniceras*, *Thurmannia* 87, 88

cf. *pertransiens* SAYN 1907 - *Thurmanniceras*, *Thurmannia* 34, 87

pexiptycha UHLIG 1882 - *Kilianella* 88

cf. *pexiptycha* UHLIG 1882 - *Thurmannia (Kilianella)* 88

pexiptychus UHLIG 1882 - *Hoplites* 88

Phylloceras SUESS 1865 63

platycostatus SAYN 1907 - *Neocomites (Neocomites)*, *Neocomites*, *Eristavites* 36, 107-109

cf. *platycostatus* SAYN 1907 - *Neocomites (Eristavites)* 108

Polyptychites PAVLOW 1892 ..... 74, 77, 116

Pomeliceras GRIGORJEWA 1938 ..... 32, 83

praegratianopolitense Djanélidzé 1922 - *Spiticeras (Kilianiceras)* 67

premolica Sayn 1907 - *Tirnovella*, *Neocomites neocomiensis* d'Orbigny 1841 var. 105

premolicus Sayn 1907 - *Neocomites (Neocomites)*, *Neocomites* 34, 86, 88, 104-107, 116

pronecostatum Felix 1891 - *Karakaschiceras* 93, 94, 96

Protacanthodiscus Spath 1923 ..... 23, 83-85

provinciale Sayn 1907 - *Neohoploceras* 15, 98

provincialis Sayn 1907 - *Leopoldia (Hoplitides)* 97

psaephoides Meyer-Eymar 1887 - *Valanginites* ... 73

Pseudargentiniceras Spath 1925 79

Pseudoosterella Spath 1924 65

Pseudosubplanites Le Hégarat 1973 ..... 32, 80

Pseudothurmannia Spath 1923 103

psilostoma Neumayr & Uhlig 1881 - *Astieria* 68, 70

cf. *psilostomus* Neumayr & Uhlig 1881 - *Olcostephanus (Olcostephanus)* 69

Q

quinquestriata Besairie 1936 - *Rogersites* 76

quinquestriatus Besairie 1936 - *Jeanthieuloyites* 37, 76, 77

R

radiatus Bruguière 1789 - *Acanthodiscus* 30, 35

rarefurcata Pictet 1867 - *Fauriella*, *Subthurmannia (Subthurmannia)*, *Berriasella* 32, 81

rarefurcatus Pictet 1867 - *Ammonites* 81

regalis Pavlow 1892 - *Neocomites* 116

retrocostata Sayn 1907 - *Kilianella*, *Kilianella roubaudiana*, *Thurmannia roubaudi* d'Orbigny 1850 var. 88

retrocostatum Sayn 1907 - *Thurmanniceras (Kilianella)* 88

Rodighieroites Company 1987 ..... 36, 111, 112

Rogersites Spath 1924 76

roemeri d'Orbigny 1850 - *Crioceras* 116

roubaudi d'Orbigny 1850 - *Kilianella*, *Thurmannia (Kilianella)*, *Thurmannia*, *Hoplites* 88, 89

roubaudiana d'Orbigny 1850 - *Kilianella* 35, 88, 89

roubaudianus d'Orbigny 1850 - *Ammonites* 88

rouvillei Matheron 1880 - *Malbosiceras*, *Berriasella*, *Ammonites* 32, 83

S

salientina Sayn 1907 - *Thurmannia* 86

sanctifirminensis Thieuloy 1977 - *Olcostephanus (Olcostephanus)*, *Olcostephanus*, *Olcostephanus (Lemurostephanus)* 71

aff. *sanctifirminensis* Thieuloy 1977 - *Olcostephanus (Lemurostephanus)* 71

Sarasinella Uhlig 1905 ..... 23, 34, 86, 88, 90, 99-103, 118

Saynella Kilian 1910 ..... 93, 113

sayni Kilian 1896 - *Olcostephanus (Olcostephanus)*, *Holcostephanus*, *Astieria* 37, 73

Saynoceras Munier-Chalmas 1894 ..... 30, 35, 36, 75, 76, 116

schardti Baumberger 1906 - *Neohoploceras*, *Hoplites* 97, 98

Schloenbachia Neumayr 1875 65

sebiense Immel 1987 - *Malbosiceras* 90

serum Oppel 1865 - *Phylloceras (Phylloceras)*, *Phylloceras* 63

serus Oppel 1865 - *Ammonites* 63

spinigera von Koenen 1902 - *Pseudothurmannia (Parahoplites)* 103

spinosissimum Hausmann 1837 - „*Distoloceras*“ 113, 114

Spiticeras Uhlig 1903 ..... 14, 23, 32, 34, 66-68

cf. *spitiense* Uhlig 1903 - *Spiticeras* 14

Spitidiscus Kilian 1910 ..... 37, 77, 78

aff. *stevrecensis* Breskovski 1967 - *Eleniceras* ... 109

strombecki von Koenen 1902 - *Crioceratites*, *Crioceras* 23, 116

Subastieria Spath 1923 71

subcampylotoxus Nikolov 1977 - *Busnardoites* 86, 93

cf. *subcampylotoxus* Nikolov 1977 - *Busnardoites* 92, 93

subfimbriatum d'Orbigny 1841 - *Lytoceras* 63, 64

aff. *subfimbriatum* d'Orbigny 1841 - *Lytoceras* 63

subfimbriatus d'Orbigny 1841 - *Ammonites* 63

subheterocostata Reboulet 1995 - *Criosarasinella* 104

submartini Mallada 1882 - *Neohoploceras* 99

subpachydicranus Reboulet 1995 - *Teschenites* 111

Substeueroceras Spath 1923 ..... 32, 79

Subthurmannia Spath 1939 81

superba Sayn 1907 - *Kilianella*, *Thurmannia (Kilianella)*, *Sarasinella (Luppovella)* ... 35, 89, 90

T

tenuituberculatus Bulot 1990 - *Olcostephanus (Olcostephanus)* 70, 71

aff. *tenuituberculatus* Bulot 1990 - *Olcostephanus (Olcostephanus)* 36, 70, 71

teschenensis Uhlig 1902 - *Neocomites (Neocomites)*, *Neocomites*, *Neocomites (Teschenites)*, *Hoplites* 107, 108

aff. *teschenensis* Uhlig 1902 - *Neocomites (Neocomites)* 107, 108

Teschenites Thieuloy 1971 ..... 36, 37, 107, 110, 111, 116

thieuloyi Autran 1993 - *Olcostephanus (Olcostephanus)* 71

thurmanni Pictet & Campiche 1860 - *Thurmanniceras*, *Thurmannia*, *Hoplites*, *Ammonites* 23, 34, 86, 87, 104

Thurmannia Hyatt 1900 ..... 81, 82, 86-91

Thurmanniceras Cossmann 1901 .... 23, 32, 34, 84, 86-88, 91

Tirnovella Nikolov 1966 ..... 34, 85, 87, 88, 105

trezanensis Lory in Sayn 1907 - *Sarasinella*, *Neocomites (Neocomites)*, *Neocomites* 34, 100, 101

trinodosum Thieuloy 1964 - *Himantoceras* 36, 37, 114, 115

aff. *trinodosum* Thieuloy 1964 - *Himantoceras* ... 114

cf. *trinodosum* Thieuloy 1964 - *Himantoceras* 114

U

uhligi Spath 1939 - *Sarasinella* 34, 102, 103

cf. *uhligi* Spath 1939 - *Sarasinella* 102

utriculus Matheron 1868 - *Valanginites* 75

V

vaceki Neumayr & Uhlig 1881 - *Acanthodiscus* ... 23

Valanginites Kilian 1910 ..... 35, 36, 73-75, 116

Varlheideites Rawson & Kemper 1978 ..... 104, 109

ventrotuberculatus Nikolov 1962 - *Valanginites* ... 75

verrucosum d'Orbigny 1841 - *Saynoceras*, *Cosmoceras (Saynoceras)* 35, 36, 76, 116

verrucosus d'Orbigny 1841 - *Ammonites* 76

verticoriensis Sayn 1907 - *Thurmannia (Kilianella) ischnotera* Sayn 1907 var. 88

W

wilfridi Karakasch 1902 - *Valanginites*, *Holcostephanus (Astieria)* 74, 75

Legende

Lithologie:

- laminierte oder schräggeschichtete, gut sortierte Quarz-Fein- bis -Mittelsandsteine
- stark bioturbate Feinsandsteine mit tonig-karbonatischer Matrix
- schwach verfestigte, weitgehend homogene siltige bis feinsandige Mergel
- stark bioturbate Mud-/Wackestones
- Wacke-/Packstones bis Floatstones mit viel intaktem Schalenmaterial
- Intraklasten

Sequenzstratigraphie

- R — regressiver System-Trakt
- transgressives Maximum
- T — transgressiver System-Trakt
- transgressive Oberfläche (Sequenzgrenze)

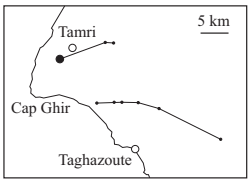
Bankung und Schichtung:

- Rinnen
- ebene, lateral durchhaltende Bankung
- unregelmäßig knollige Bankung
- isolierte Knollen

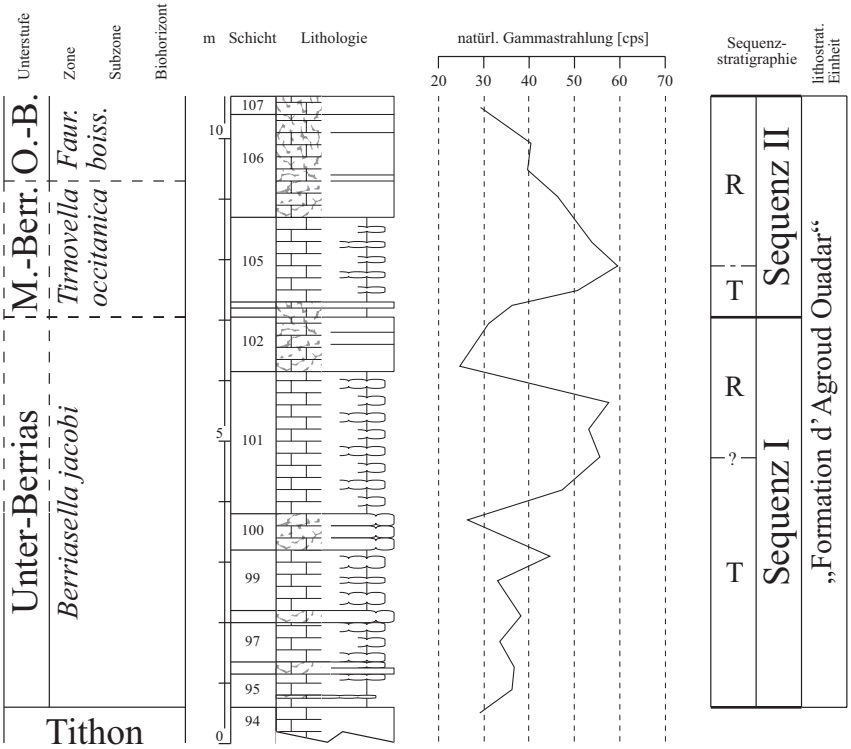
Abgrenzung und Reichweite biostratigraphischer Einheiten:

- Grenze vermutet
- Grenze belegt
- Hiatus
- ? — Reichweite unsicher
- Reichweite vermutet
- Reichweite belegt

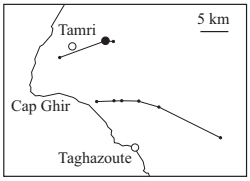
A21: Tamri



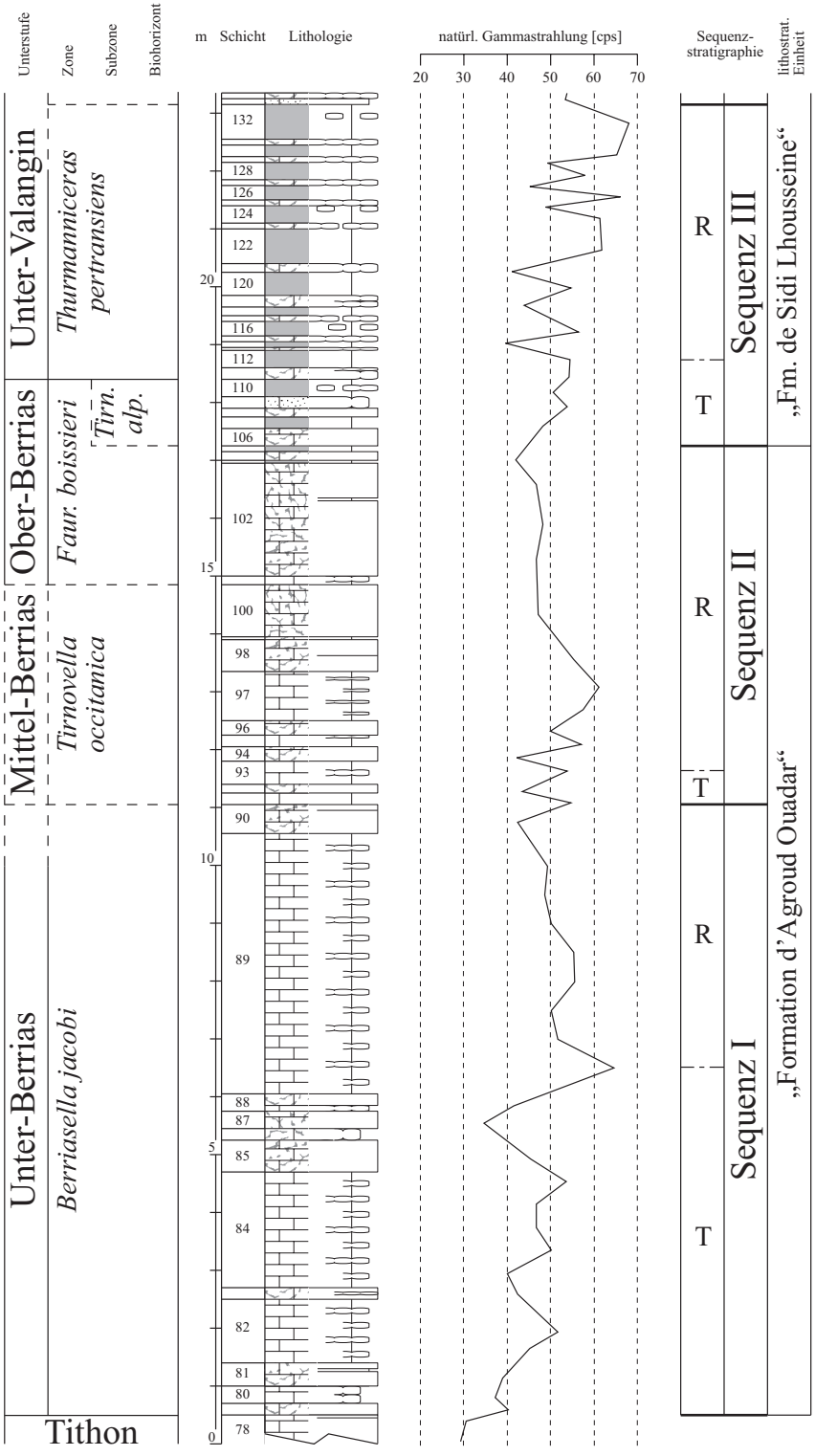
Faur. boiss. = *Fauriella boissieri*



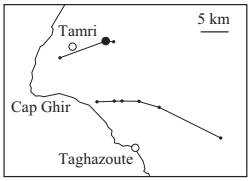
A4: Taourirt Oubazine (unterer Profilabschnitt)



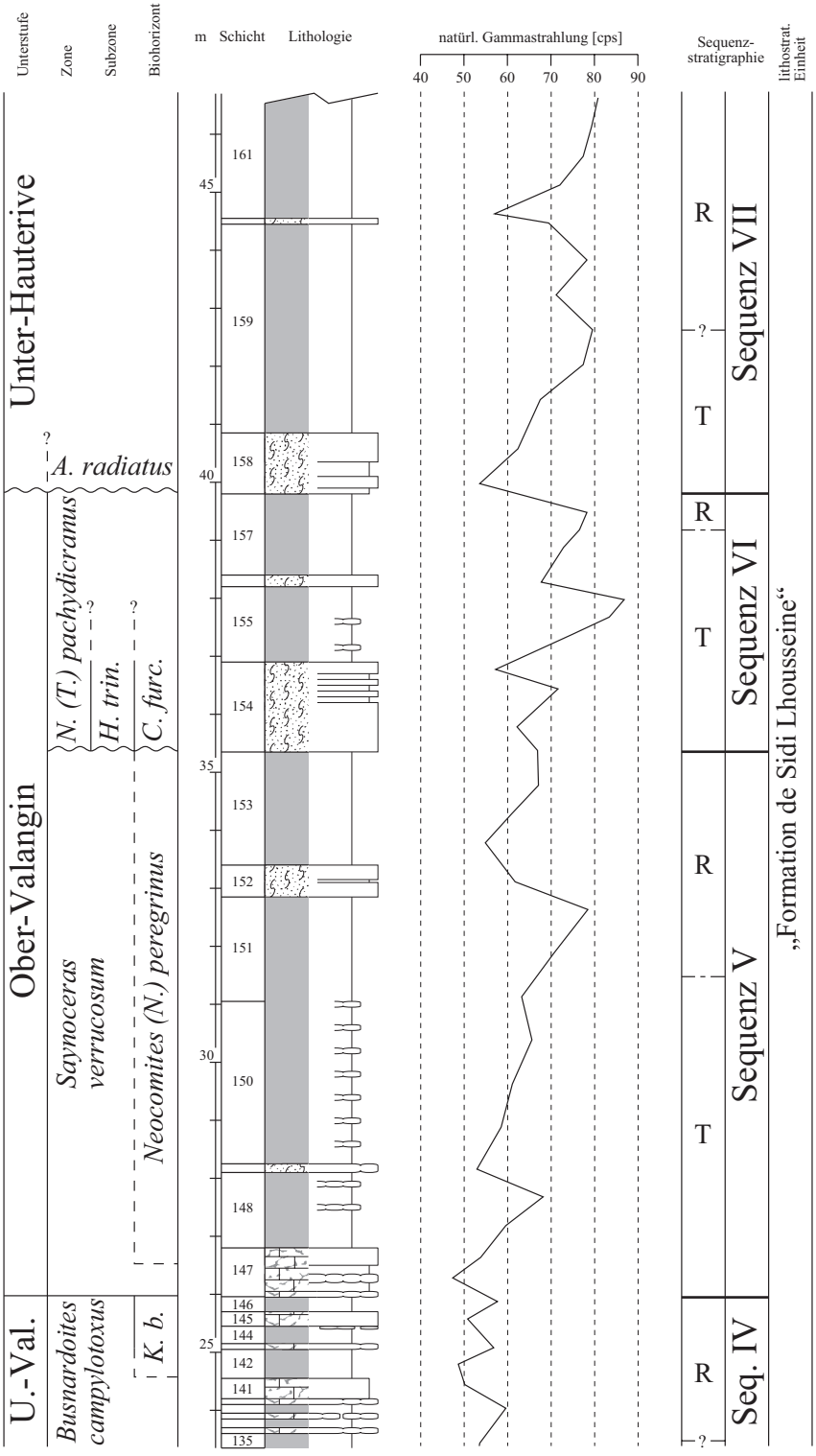
Tirn. alp. = Tirnovella alpillensis
Faur. boissieri = Fauriella boissieri



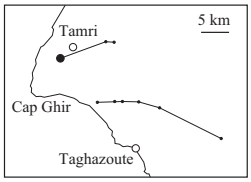
A4: Taourirt Oubazine (oberer Profilabschnitt)



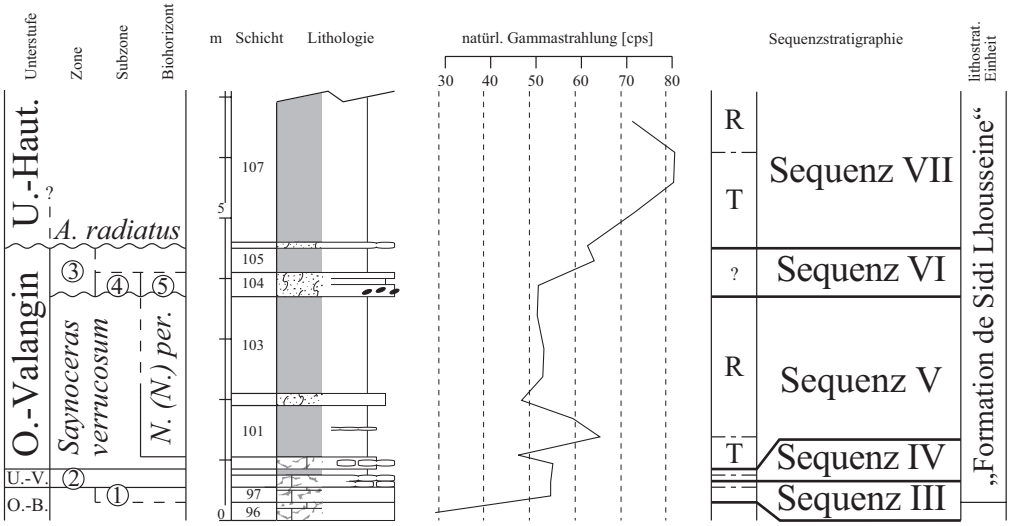
A. radiatus = Acanthodiscus radiatus
C. furc. = Criosarasinella furcillata
H. trin. = Himantoceras trinodosum
N. (T.) pachydicranus = Neocomites (Teschenites) pachydicranus
K. b. = Karakaschiceras biassalense



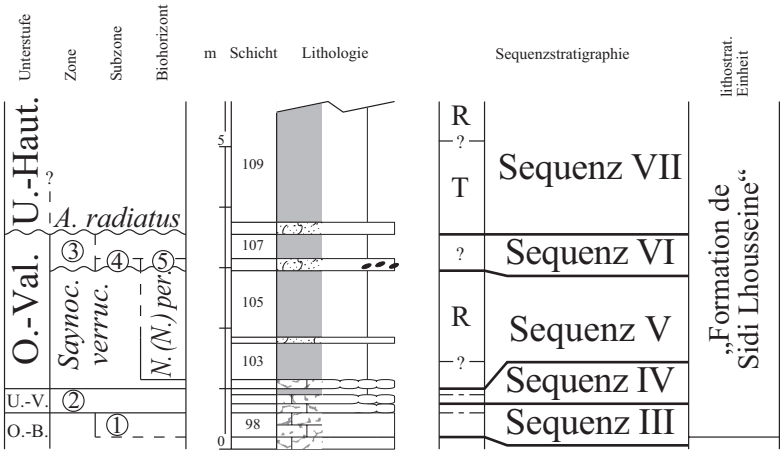
A1, A16, A13: Tamri



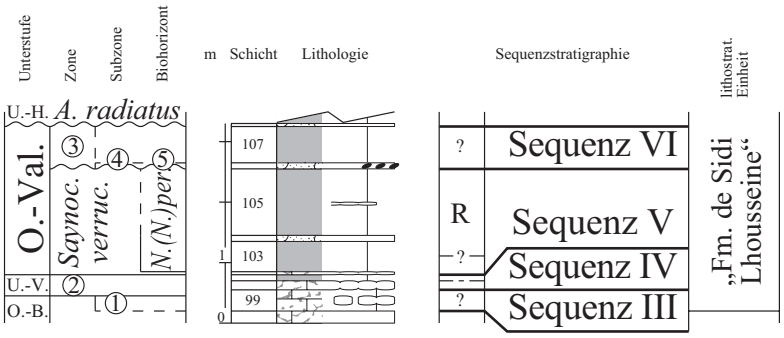
A. radiatus = Acanthodiscus radiatus
Saynoc. verruc. = Saynoceras verrucosum
N. (N.) per. = Neocomites (Neocomites) peregrinus
⑤ = *Criosarasinella furcillata*
④ = *Himantoceras trinodosum*
③ = *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*
② = *Busnardoites campylotoxus*
+ *Thurmanniceras pertransiens*
① = *Tirnovella alpillensis*



A1

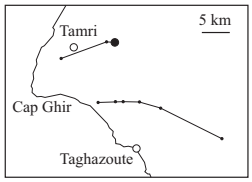


A16

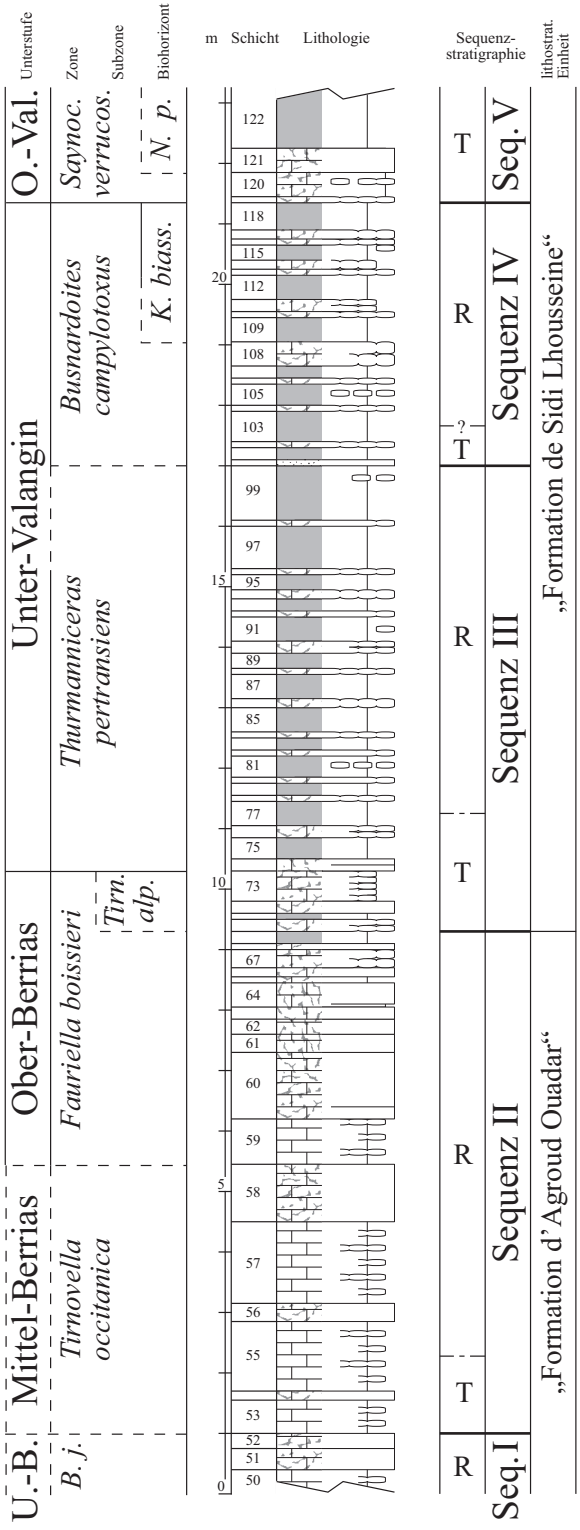


A13

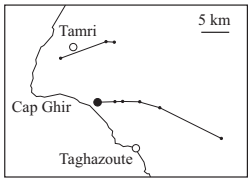
A15: Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane



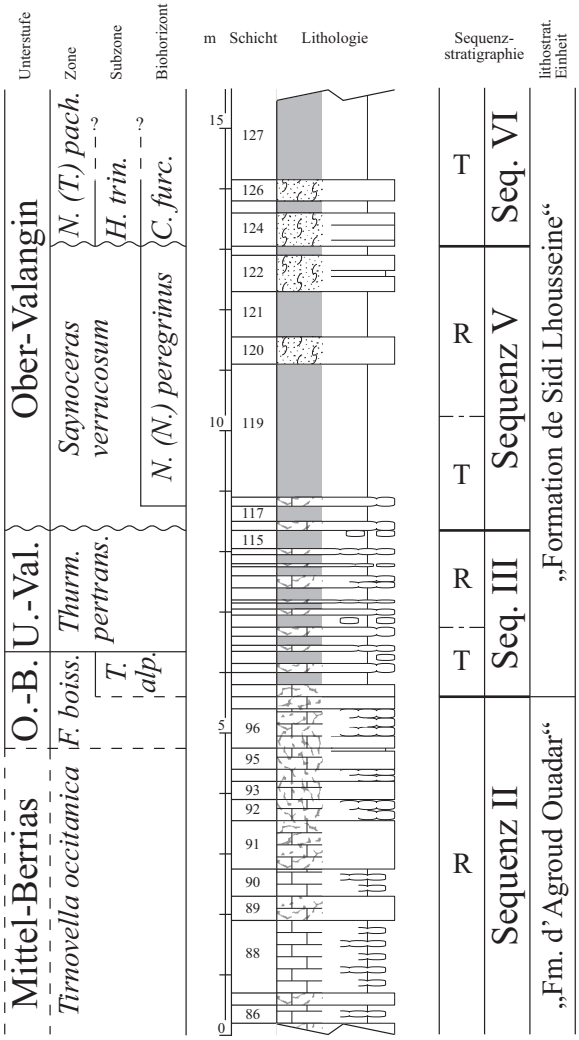
N. p. = Neocomites (Neocomites) peregrinus
Saynoc. verrucos. = Saynoceras verrucosum
K. biass. = Karakaschiceras biassalense
Tirn. alp. = Tirnovella alpillensis
B. j. = Berriasella jacobi



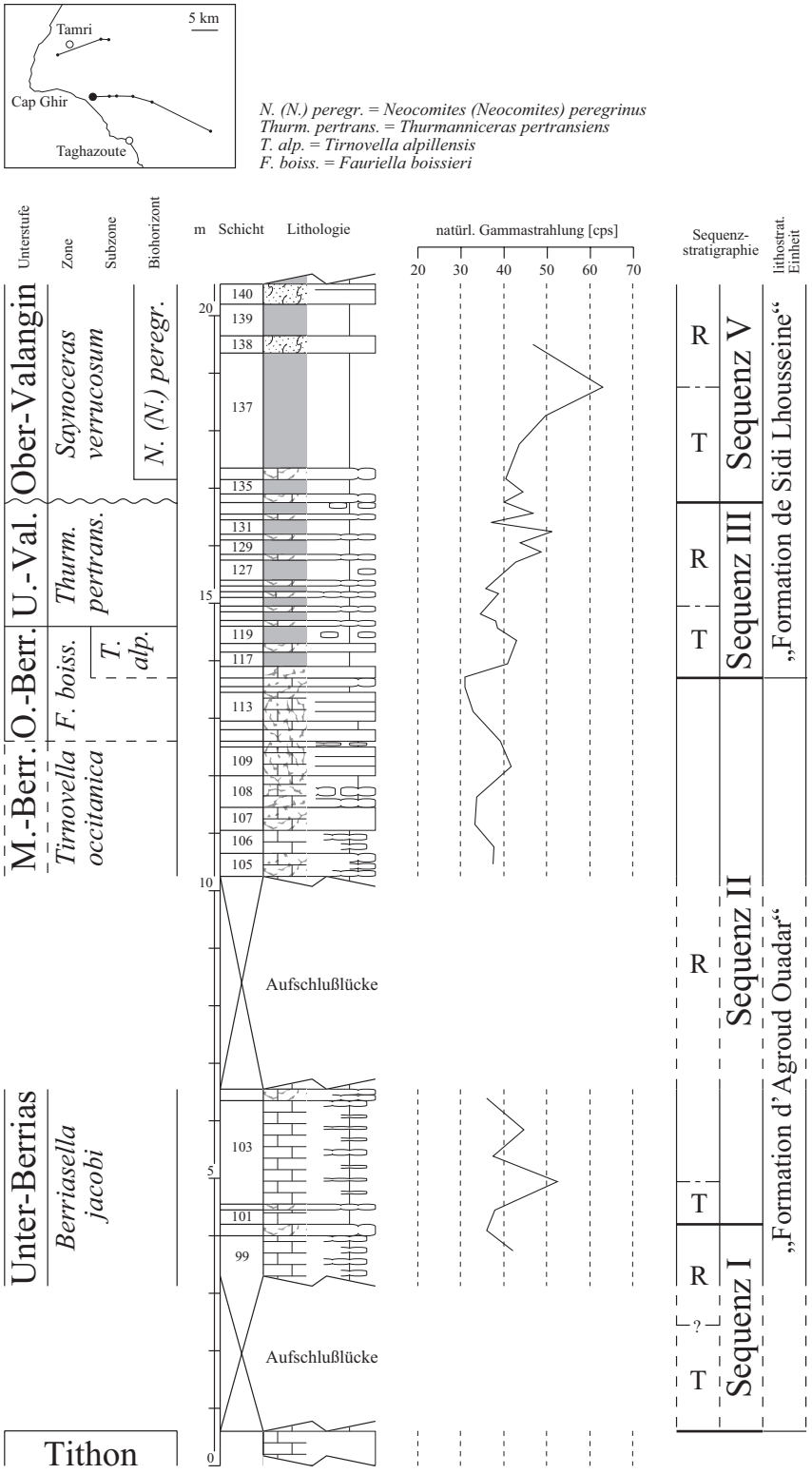
A34: Aghroud



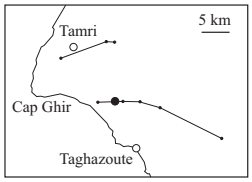
N. (T.) pach. = Neocomites (Teschenites) pachydicranus
C. furc. = Criosarasinella furcillata
H. trin. = Himantoceras trinodosum
N. (N.) peregrinus = Neocomites (Neocomites) peregrinus
Thurm. pertrans. = Thurmanniceras pertransiens
T. alp. = Tirnovella alpillensis
F. boiss. = Fauriella boissieri



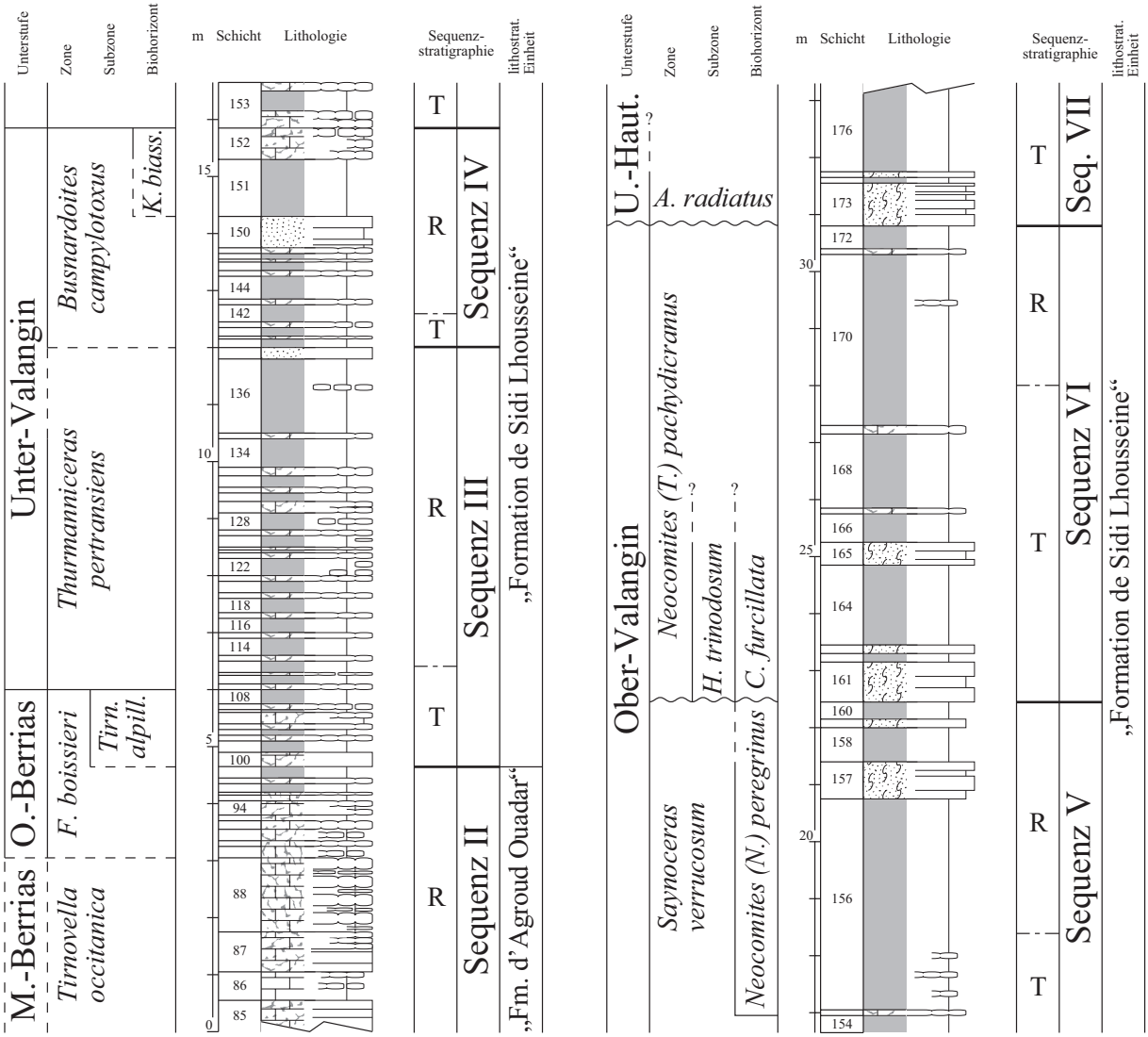
A30: Aghroud


5 km
Tamri
Cap Ghir
Taghazoute
N. (N.) peregr. = Neocomites (Neocomites) peregrinus
Thurm. pertrans. = Thurmanniceras pertransiens
T. alp. = Tirnovella alpillensis
F. boiss. = Fauriella boissieri
Unterstufe
Zone
Subzone
Biohorizont
m
Schicht
Lithologie
natürl. Gammastrahlung [cps]
20
30
40
50
60
70
Sequenz-stratigraphie
lithostrat. Einheit
Ober-Valangin
Saynoceras verrucosum
N. (N.) peregr.
U.-Val.
Thurm. pertrans.
M.-Berr.
O.-Berr.
Tirnovella occitanica
F. boiss.
T. alp.
Unter-Berrias
Berriasella jacobi
Tithon
140
139
138
137
135
131
129
127
119
117
113
109
108
107
106
105
103
101
99
20
15
10
5
0
Aufschlußlücke
Aufschlußlücke
R
T
R
T
R
T
R
?
T
Sequenz V
Sequenz III
Sequenz II
Sequenz I
„Formation de Sidi Lhousseine“
„Formation d’Agroud Ouadar“

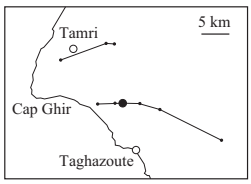
A35: Tarift



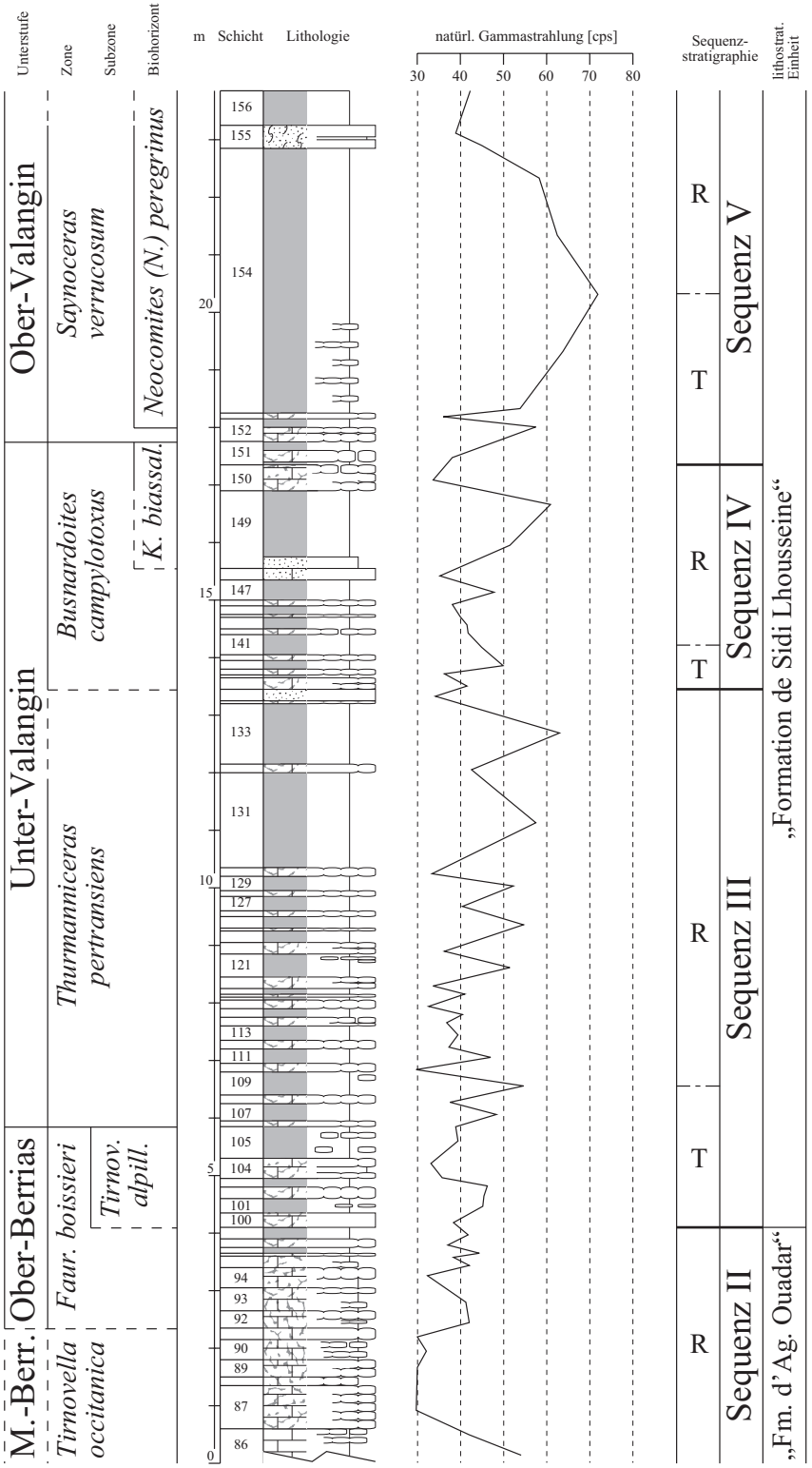
A. radiatus = Acanthodiscus radiatus
C. furcillata = Criosarasinella furcillata
H. trinodosum = Himantoceras trinodosum
K. biass. = Karakaschiceras biassalense
Tirn. alpill. = Tirnovella alpillensis
F. boissieri = Fauriella boissieri



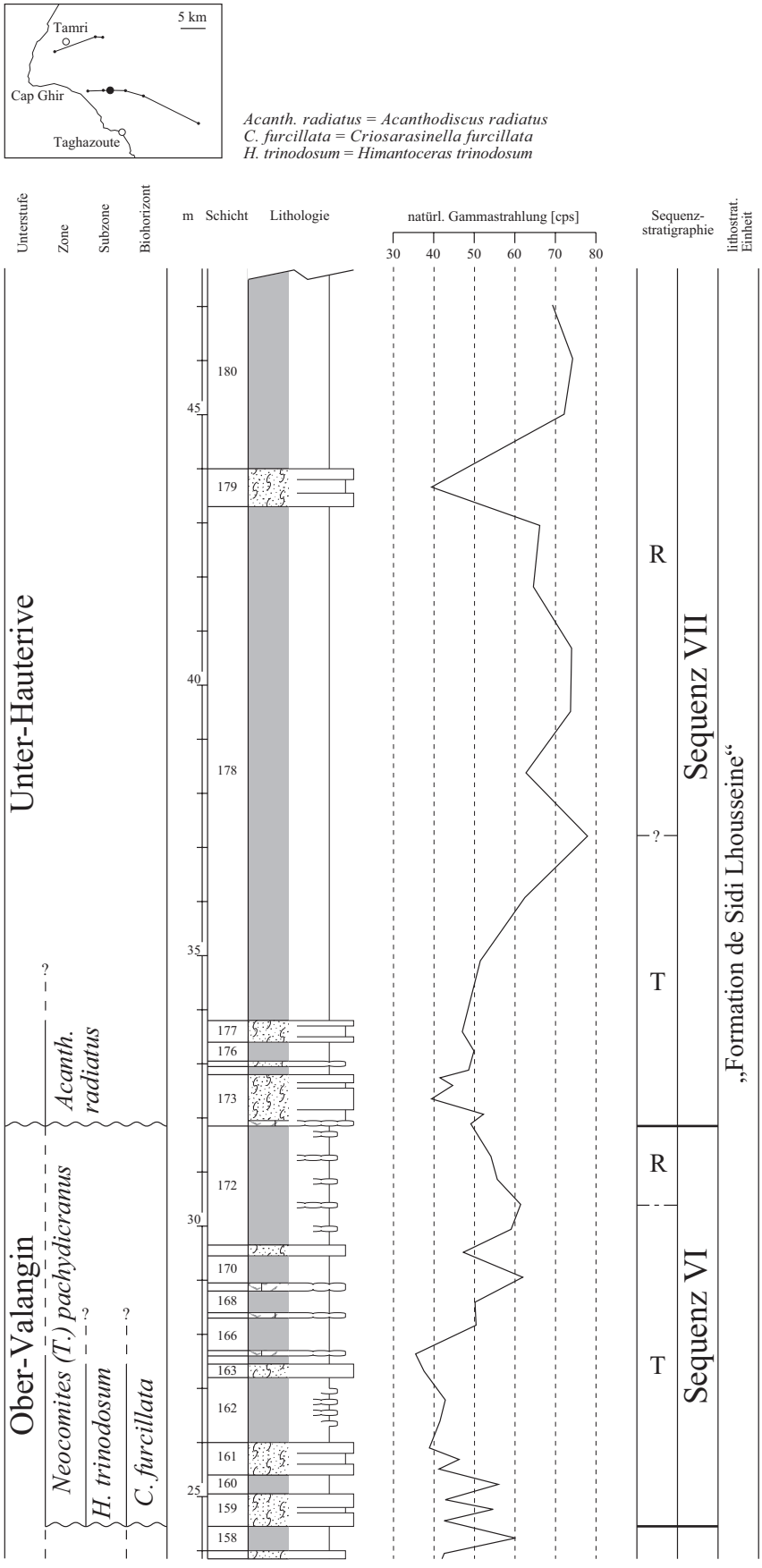
A24: Addar (unterer Profilabschnitt)



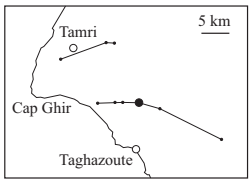
K. biassal. = Karakaschiceras biassalense
Tirnov. alpill. = Tirnovella alpillensis
Faur. boissieri = Fauriella boissieri

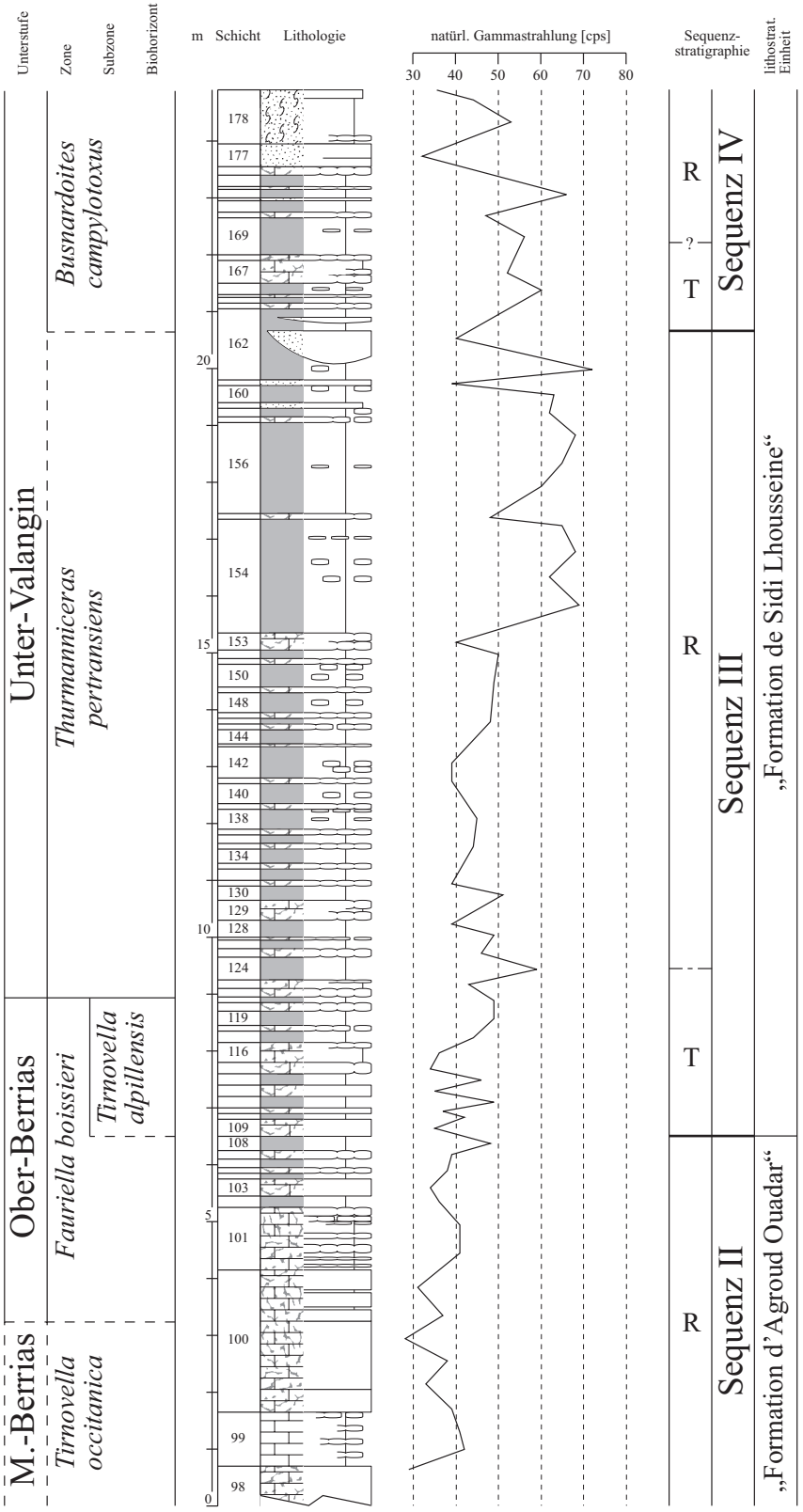


A24: Addar (oberer Profilabschnitt)

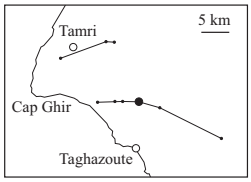


A18: Aïn Hammouch (unterer Profilabschnitt)

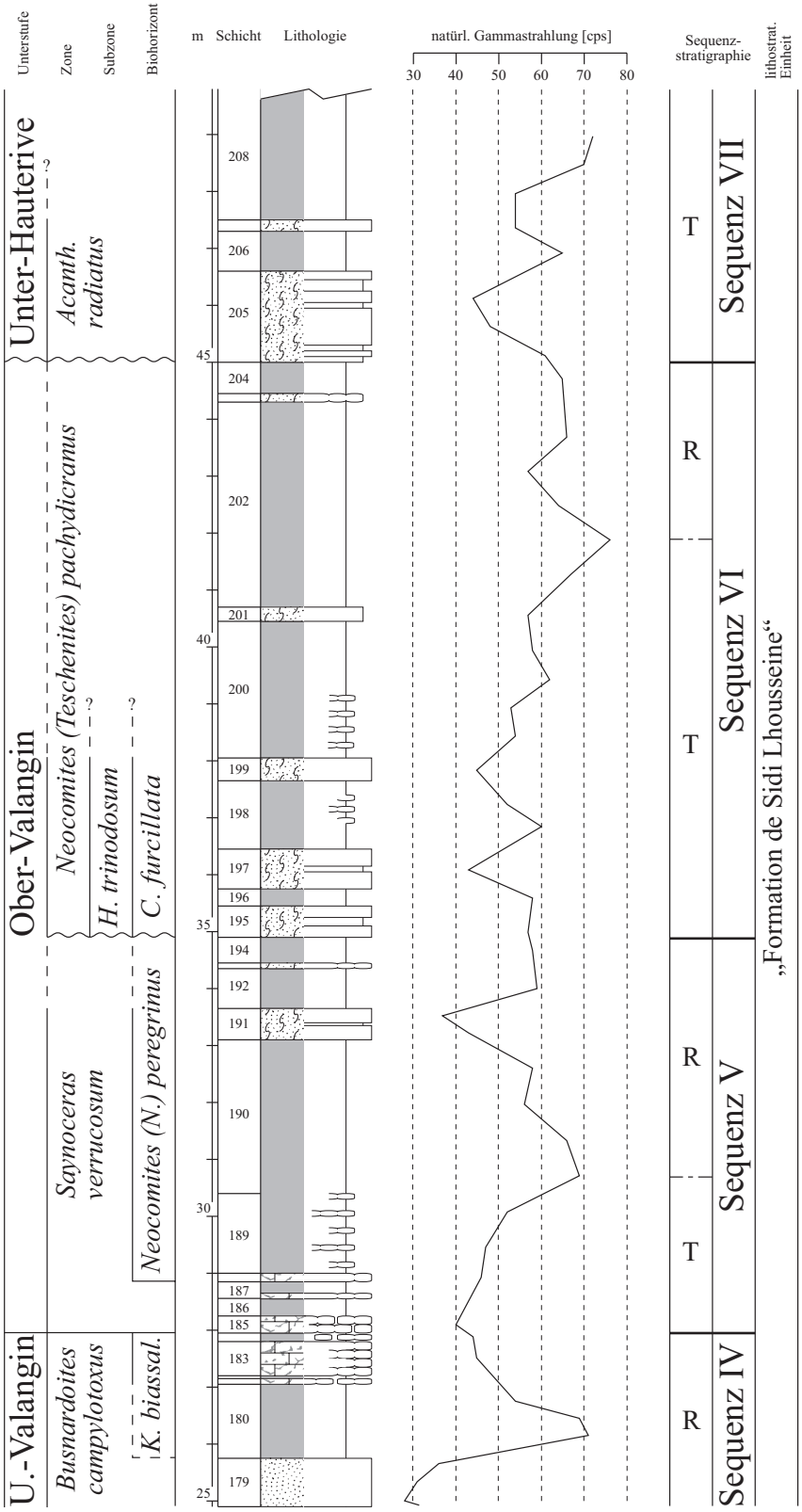




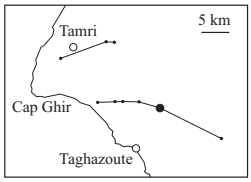
A18: Aïn Hammouch (oberer Profilabschnitt)

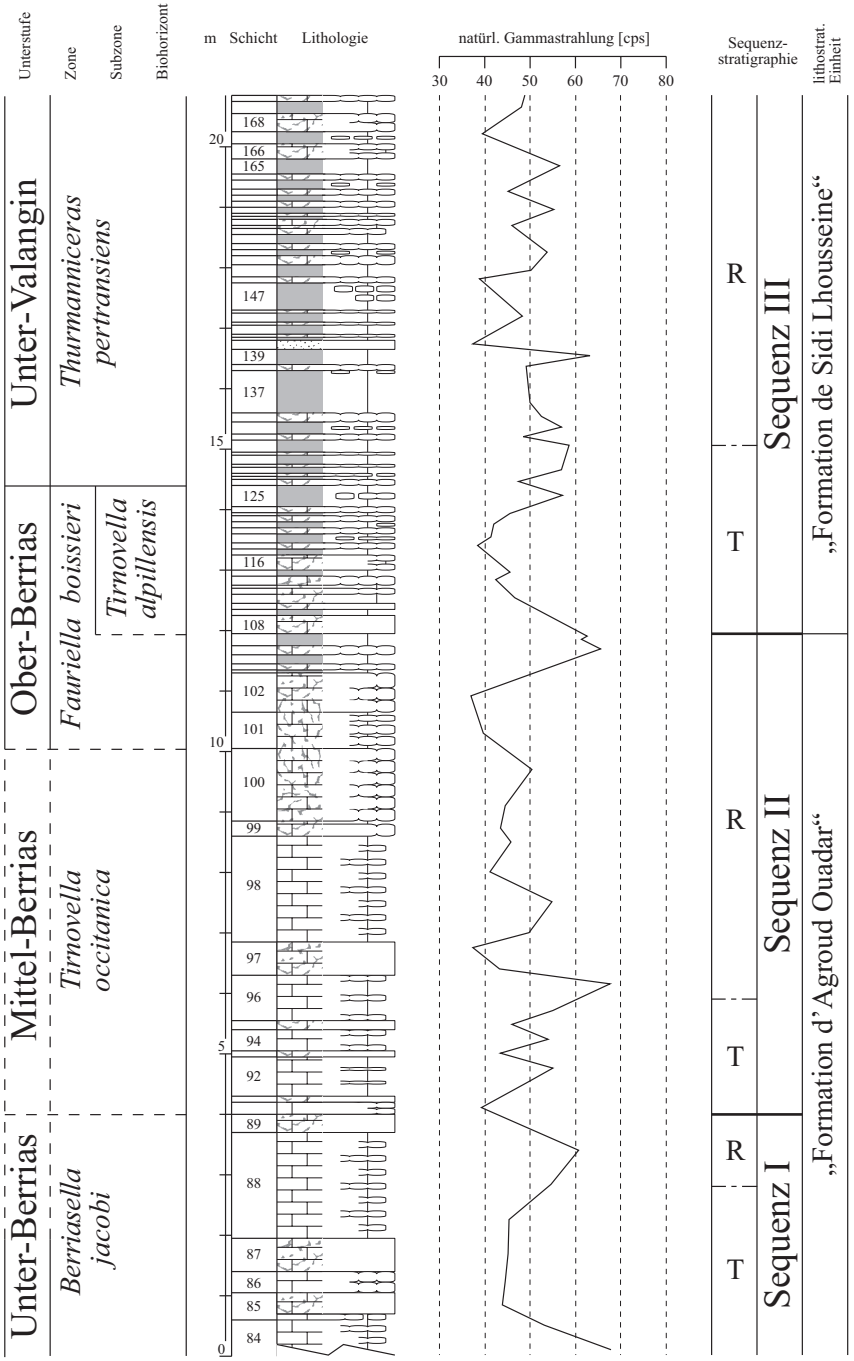


Acanth. radiatus = Acanthodiscus radiatus
C. furcillata = Criosarasinella furcillata
H. trinodosum = Himantoceras trinodosum
K. biassal. = Karakaschiceras biassalense

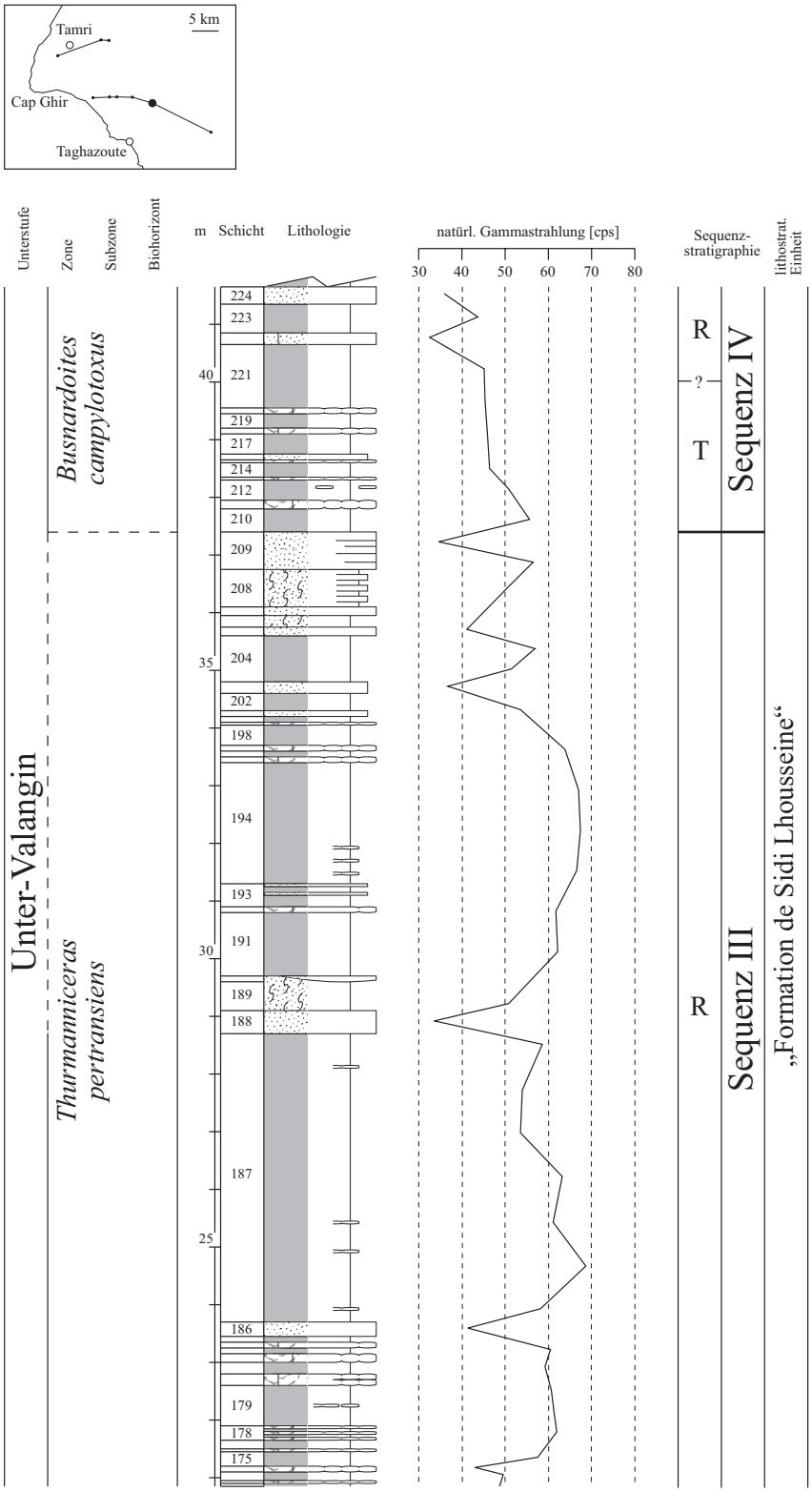


A22: Adennz (unterer Profilabschnitt)

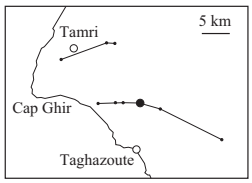


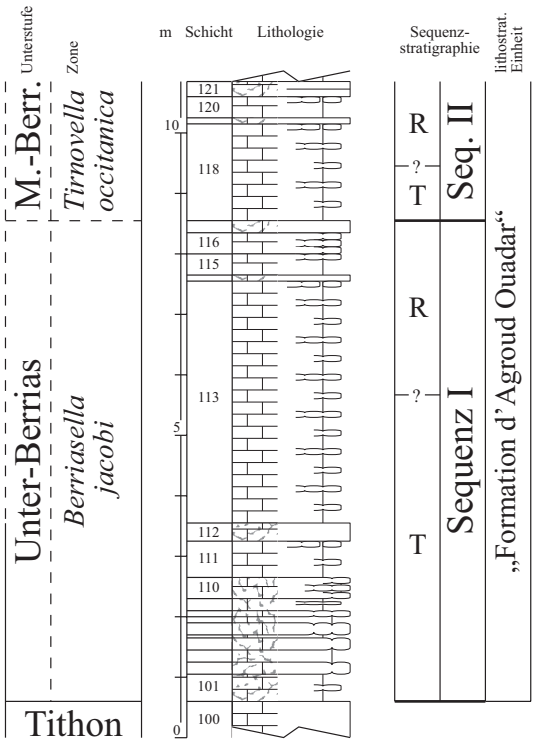


A22: Adennz (oberer Profilabschnitt)

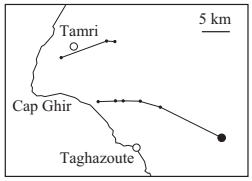


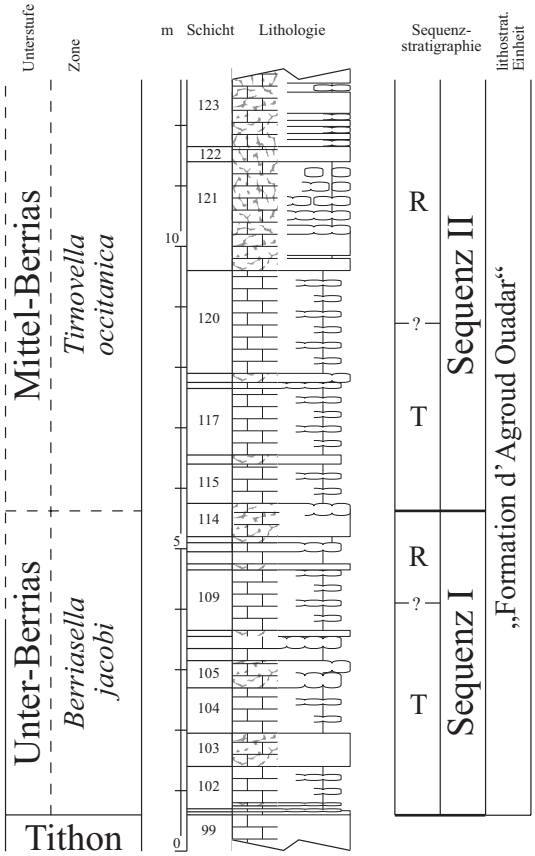
A31: Aïn Hammouch



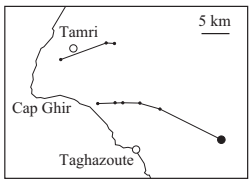


A32: Tamzargout





A33: Tamzargout



T. alp. = Tirnovella alpillensis

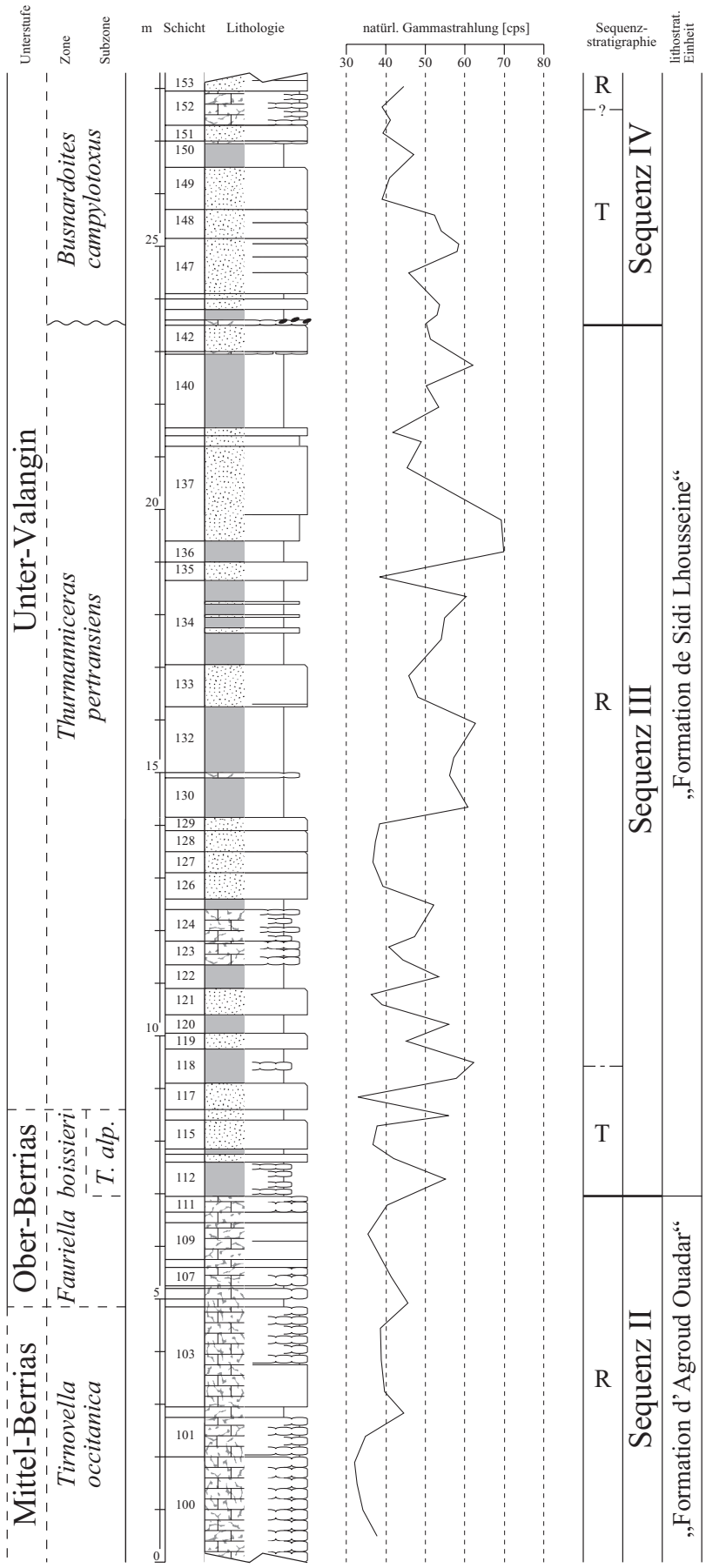


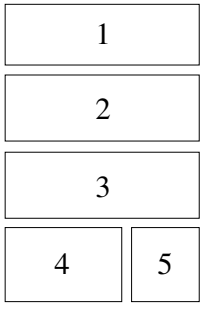
Fig. 1 Profil Aïn Hammouch (A18). Höhe des Steilufers etwa 30 m.

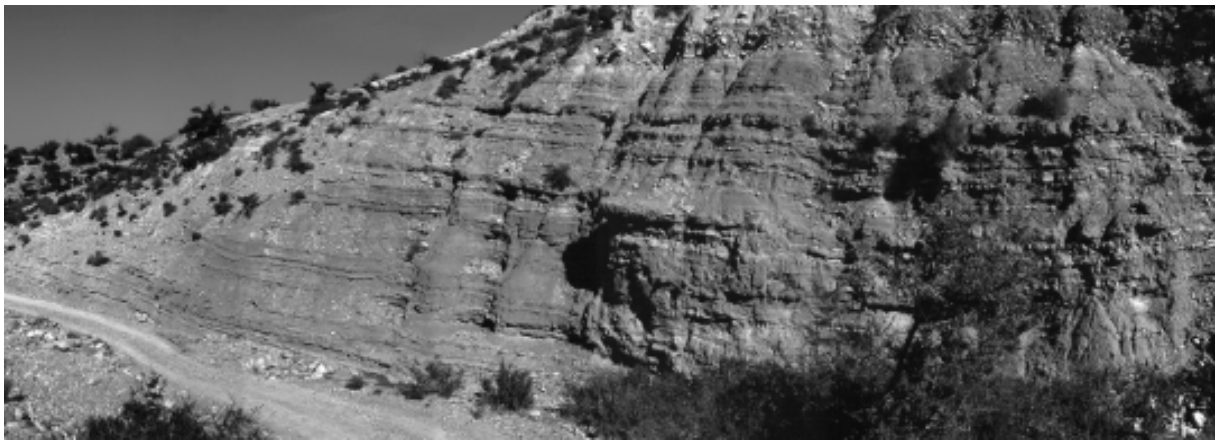
Fig. 2 Profil Taourirt Oubazine (A4). Höhe der Uferböschung etwa 20 m.

Fig. 3 Profil Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15).
Höhe der Böschung etwa 12 m.

Fig. 4 Profil Tamri (A1). Höhe der Böschung etwa 10 m.

Fig. 5 Profil Tamzargout (A33). Höhe des Steilufers etwa 25 m.





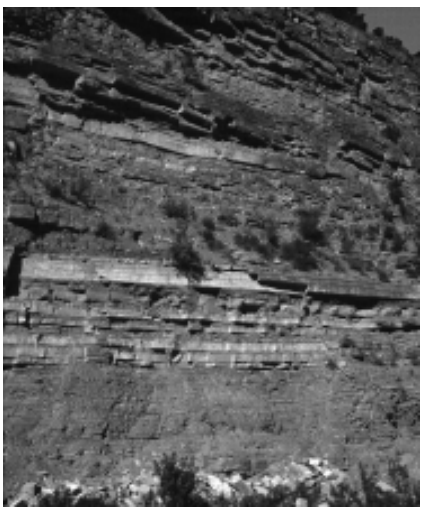


Fig. 1 Knollige Mergelkalke zeigen im Anschliff mit zahlreichen hellen, scharf abgegrenzten *Chondrites* und größeren diffusen Anschnitten eine intensive Bioturbation.Profil Tamri (A21), Schicht 97. Maßstabsbalken 20 mm.

Fig. 2 Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke überlagern erosiv knollige Mergelkalke. Der Dünnschliff zeigt einen laminierten Mudstone unterhalb und einen schlecht sortierten Packstone mit überwiegend nicht gerundeten Komponenten oberhalb des Kontaktes.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 86 und 87.
Breite des Bildausschnitts 12,5 mm.

Fig. 3 *Thalassinoides* überprägt die Unterseite einer Bank von Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken. Das bioklastische Material greift als Füllung der Bauten einige Dezimeter tief in die unterlagernden knolligen Mergelkalke hinab.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 82 und 83.
Objektivdeckel als Maßstab.

Fig. 4 Fast monospezifische Anreicherung von Terebratuliden auf der Oberseite einer Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalkbank.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 100. Maßstab 10 cm.

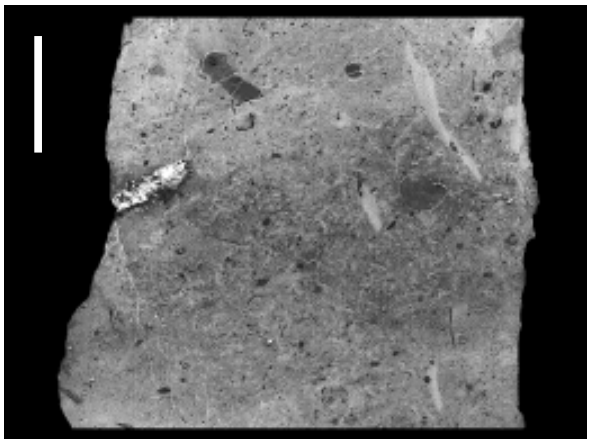
Fig. 5 Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke. Der Wacke-/Packstone zeigt im Dünnschliff dicht gepackte, ineinandergeschachtelte Klappen terebratulider Brachiopoden.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 100.
Breite des Bildausschnitts 12,5 mm.

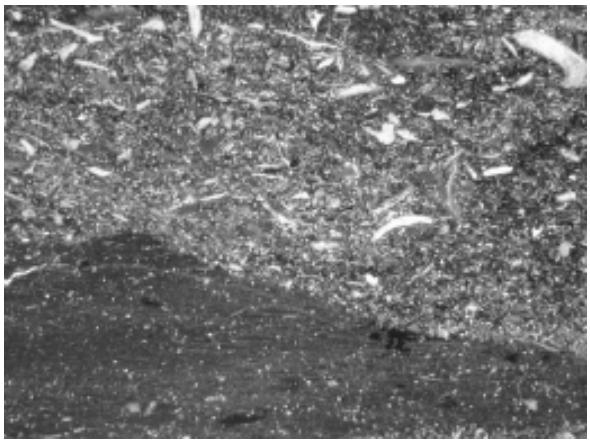
Fig. 6 Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalke. Wacke-/Packstone mit zahlreichen Peloiden als Füllung eines *Thalassinoides*. Das artikulierte, nur zum Teil mit Sediment gefüllte Brachipoden-Gehäuse am rechten Bildrand zeigt eine „fossile Wasserwaage“.
Profil Addar (A24), Schicht 86.
Breite des Bildausschnitts 12,5 mm.

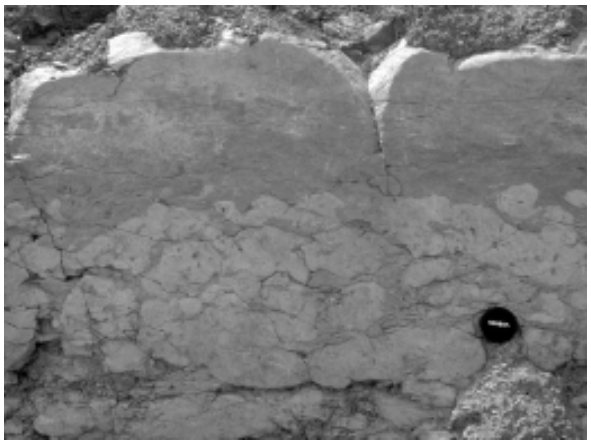
Fig. 7 Kalk/Mergel-Wechselfolgen erscheinen im Gelände als gut zementierte, unregelmäßig knollige Kalkbänke mit kaum verfestigten sandigen Mergelhorizonten.
Profil Aghroud (A34). Höhe der Böschung etwa 6 m.

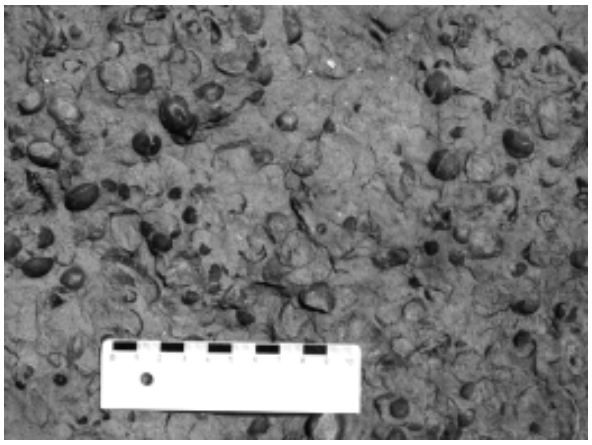
Fig. 8 Eine Kalkbank aus den Kalk/Mergel-Wechselfolgen zeigt im Anschliff einen bioturbat überprägten Schillhorizont aus einzelnen bioklastischen Lagen mit scharfer Basis.
Profil Addar (A24), Schicht 120. Maßstabsbalken 20 mm.

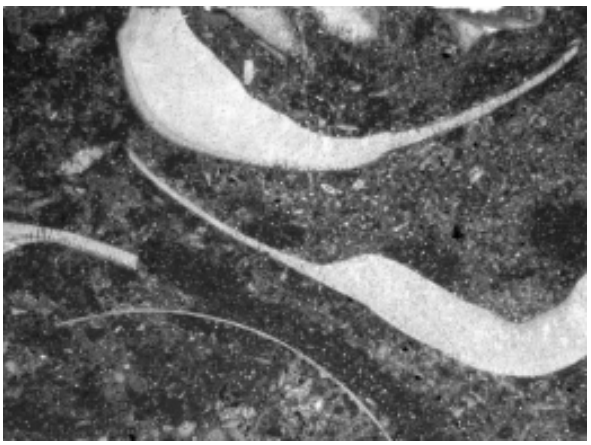
1	2
3	4
5	6
7	8

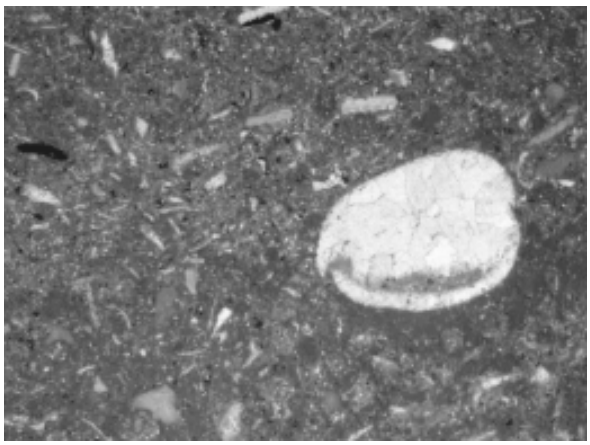












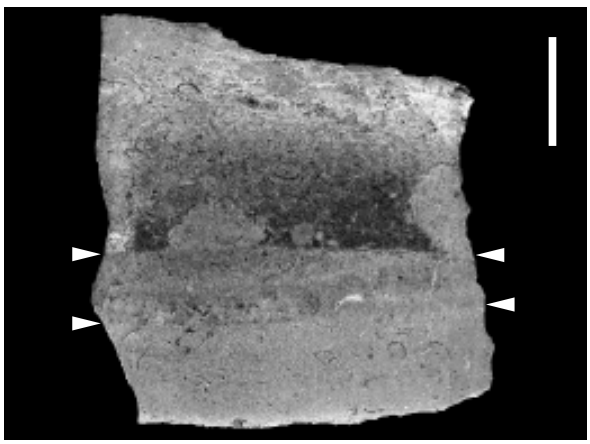


Fig. 1 Bioklastische Linse mit Packstone-Gefüge in den Kalk/Mergel-Wechselfolgen. Größere Schalenfragmente sind parallel zur Schichtung eingeregelt.
Profil Adennz (A22), Schicht 166. Maßstabsbalken 20 mm.

Fig. 2 Kalk/Mergel-Wechselfolgen, Ausschnitt aus der bioklastischen Linse in Fig. 1. Das reliktische Mudstone-Gefüge (M) im Inneren der großen Klappe belegt eine in situ-Aufarbeitung ohne Transport.
Profil Adennz (A22), Schicht 166.
Breite des Bildausschnitts 12,5 mm.

Fig. 3 Bioturbate Feinsandsteine mit dichtem Ichnogefüge im Anschliff. Die Lithologie enthält Belemniten-Rostren (Be) sowie Mollusken- und Brachiopodenschalen.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 154 (0,85 m über Basis).
Maßstabsbalken 20 mm.

Fig. 4 Ichnogefüge mit subhorizontalen *Thalassinoides* und *Planolites* auf der Unterseite einer bioturbaten Feinsandsteinbank.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 152. Maßstab 10 cm.

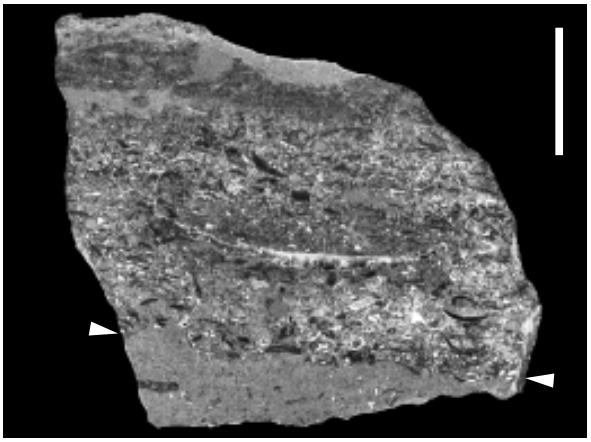
Fig. 5 Trogförmige Schräglamination in bioturbaten Feinsandsteinen.
Profil Aghroud (A34), Schicht 120. Maßstab 10 cm.

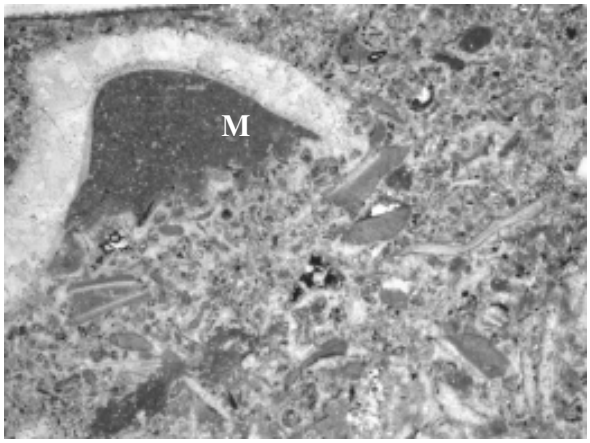
Fig. 6 Bioturbate Feinsandsteine. Im Dünnschliff mäßig bis gut sortierter Quarz-Feinsand aus angerundeten Körnern in einer tonig-karbonatischen Matrix. Unten links ist ein Belemniten-Rostrum (Be) schräg zur Längsachse angeschnitten.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 154 (0,85 m über Basis).
Breite des Bildausschnitts 12,5 mm.

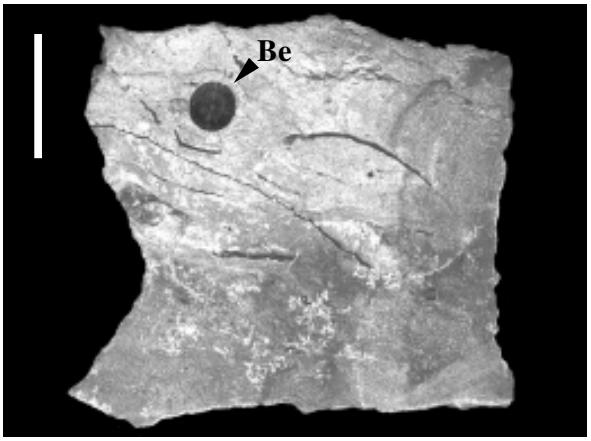
Fig. 7 Einzelne Bank eines gut sortierten Quarz-Fein- bis Quarz-Mittelsandsteins. Über der scharfen, planaren Schichtunterseite ist die Basis der Bank parallel laminiert, ihr höherer Teil zeigt flachwinklige trogförmige Schräglamination.
Profil Tamzargout (A33), Schicht 117.
Länge des vertikalen Maßstabs 42 cm.

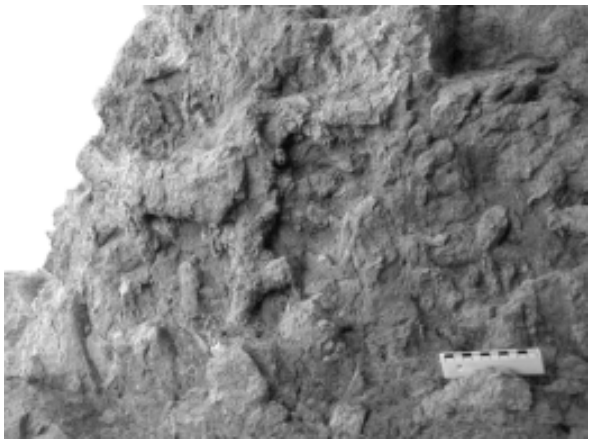
Fig. 8 Belastungsmarken auf der Bankunterseite eines laminierten und schräggeschichteten Sandsteins.
Profil Aïn Hammgouch (A18), Schicht 179.
Filzschreiber (14 cm) als Maßstab.

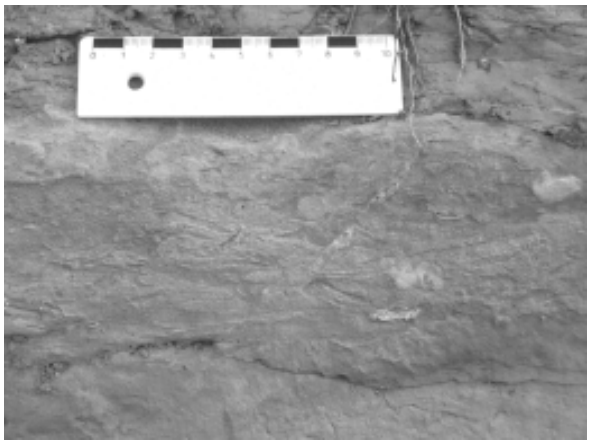
1	2
3	4
5	6
7	8

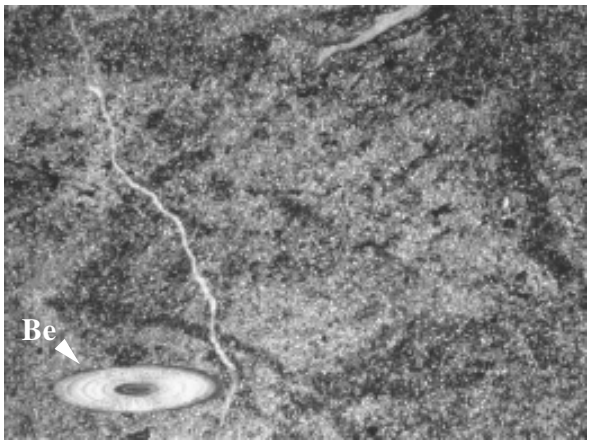



M


Be






Be

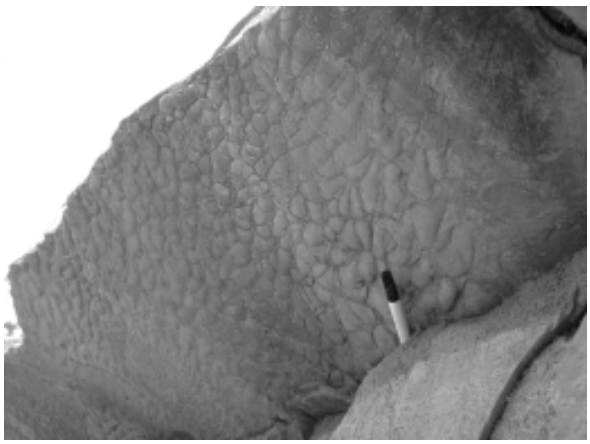


Fig. 1 Rote Kalke und Mergel mit Packstone- bis Floatstone-Gefüge. Ammoniten (Am), Serpuliden, Brachiopoden und Gastropoden sind in ‚Nestern' angereichert.
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 185. Maßstabsbalken 20 mm.

Fig. 2 Limonitische Krusten am Top roter Kalke und Mergel.
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 186 und 187. Maßstab 10 cm.

Fig. 3 Bei der Verwitterung der roten Kalke und Mergel tritt ein dichtes, vor allem von *Thalassinoides* erzeugtes Ichnogefüge hervor.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147. Maßstab 10 cm.

Fig. 4 Rote Kalke und Mergel. Der Steinkern eines aufgearbeiteten Ammoniten-Gehäuses (Am) hebt sich durch sein Mudstone-Gefüge vom oolithischen Wacke-/Packstone der Matrix ab.
Profil Tamri (A1), Schicht 98 (Top).
Breite des Bildausschnitts 6,3 mm.

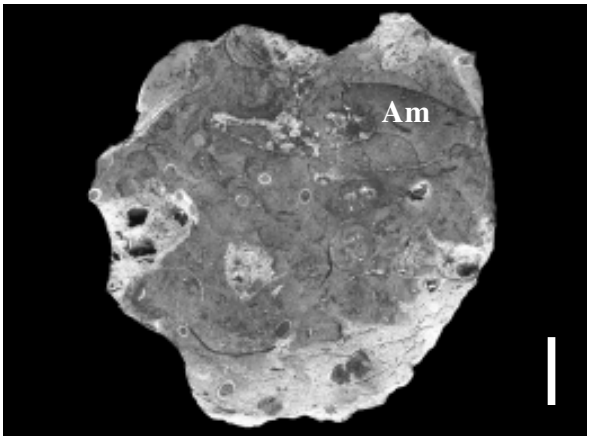
Fig. 5 Transgressive Oberfläche der Sequenz I. Hartgrund mit Austern und *Gastrochaenolites* am Top peritidaler Karbonate.
Profil Tamzargout (A32), Schicht 99 (Top).
Länge des Maßstabs 24 cm.

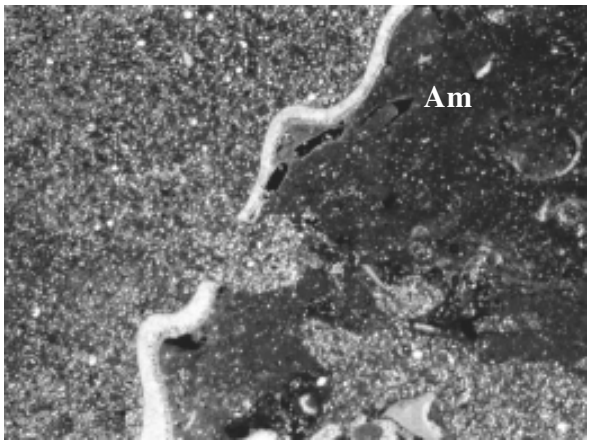
Fig. 6 Intraklasten-führender Grainstone an der transgressive Oberfläche der Sequenz I. Viele Komponenten sind randlich mikritisiert.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 78 (Top).
Breite des Bildausschnitts 6,3 mm.

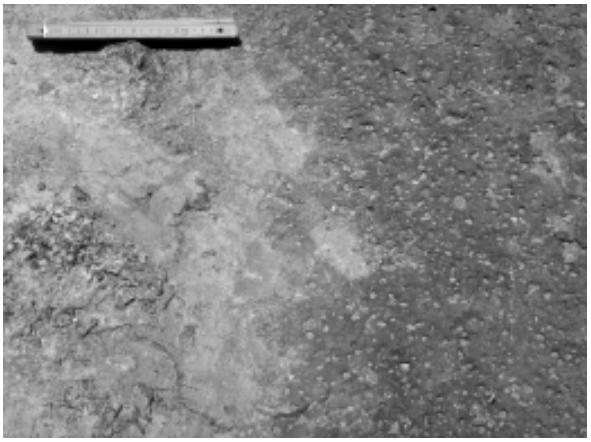
Fig. 7 Ein monotoner, mehrere Meter mächtiger Profilabschnitt knolliger Mergelkalke kenn zeichnet den Bereich des transgressiven Maximums der Sequenz I.
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 85 bis 89.
Höhe der Böschung etwa 7 m.

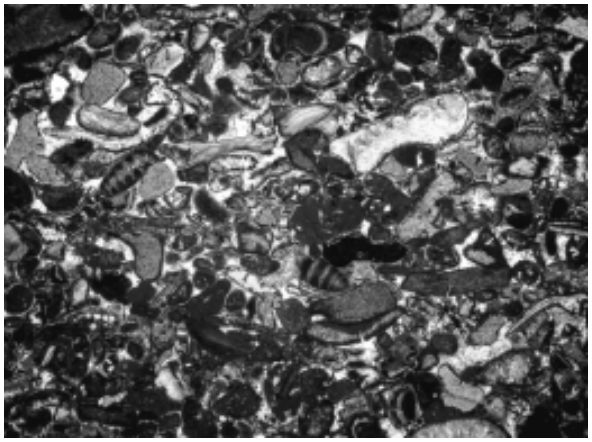
Fig. 8 Als Gezeitenkanal interpretierter rinnenförmiger Körper in amalgamierten Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken im regressiven System-Trakt der Sequenz II.
Profil Tamzargout (A33).

1	2
3	4
5	6
7	8


Am


Am





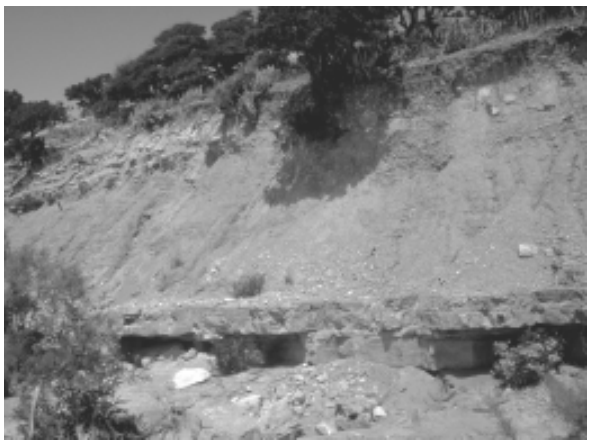


Fig. 1 Abrupt abnehmende Bankmächtigkeiten markieren die transgressive Oberfläche der Sequenz III über amalgamierten Austern-Brachiopoden-Bioklastenkalken.
Profil Taourirt Oubazine (A4). Höhe des Profilabschnitts etwa 8 m.

Fig. 2 Angebohrter und von kleinen Austern (*Nannogyra*) besiedelter Hartgrund an der transgressiven Oberfläche der Sequenz III.
Profil Tamri (A1), Schicht 97. Maßstabsbalken 20 mm.

Fig. 3 ‚Pflaster' aus korrodierten Steinkernen von *Busnardoites* und anderen Ammoniten im Niveau der transgressiven Oberfläche der Sequenz IV.
Profil Tamri (A16), Schicht 99. Maßstab 10 cm.

Fig. 4 Residualhorizont mit Schill und resedimentierten Geröllen an der transgressiven Oberfläche der Sequenz IV. Im Liegenden laminierte und schräggeschichtete Sandsteine, unmittelbar darüber ein geringmächtiges Intervall sandiger Mergel.
Profil Tamzargout (A33), Schicht 142 bis 145. Maßstab 10 cm.

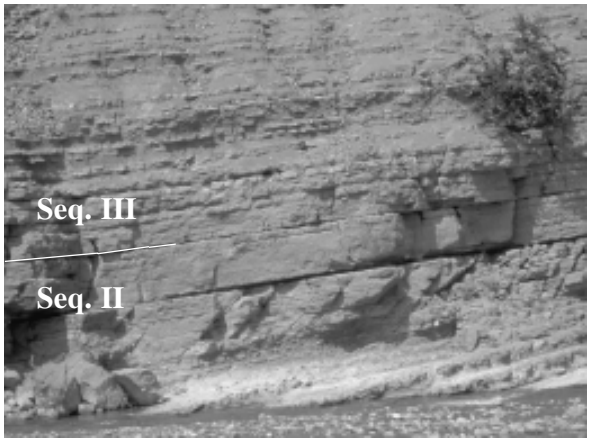
Fig. 5 Aufgearbeitetes, angebohrtes und von Austern inkrustiertes Geröll von der transgressiven Oberfläche der Sequenz IV.
Profil Tamzargout (A33), Schicht 143. Maßstabsbalken 20 mm.

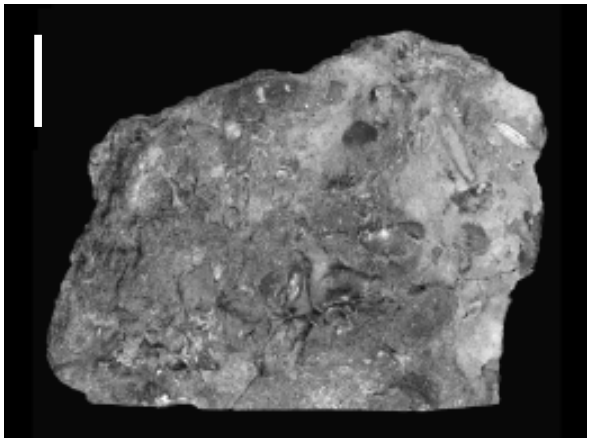
Fig. 6 Kondensierte feinsandige Kalkmergel auf der transgressiven Oberfläche der Sequenz V. An der Basis der Bank liegen angebohrte Kalksteinknollen und korrodierte Ammoniten-Steinkerne (Am).
Profil Aghroud (A34), Schicht 116. Maßstab 10 cm.

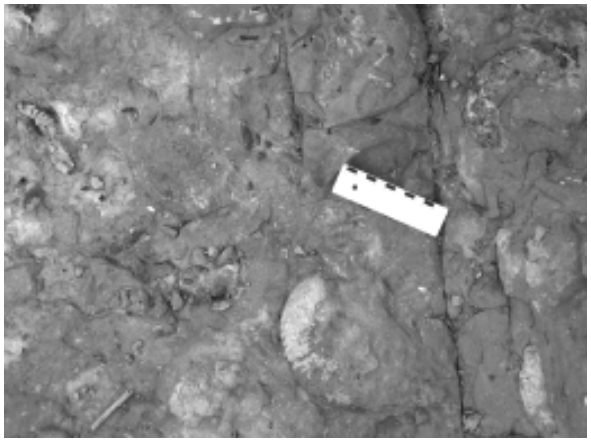
Fig. 7 Phosphatische Klasten, aufgearbeitete Ammoniten-Steinkerne (Am), Belemniten-Rostren und Schill an der erosiven Basis eines bioturbaten Feinsandsteins. Transgressive Oberfläche der Sequenz VI in Schwellenposition.
Profil Tamri (A1), Schicht 104.

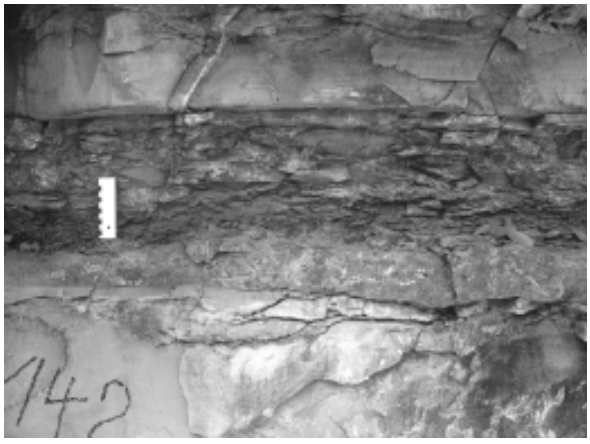
Fig. 8 Ein Wechsel im Stapelungsmuster der Feinsandstein-Bänke markiert die transgressive Oberfläche der Sequenz VI in den mächtigen Profilen.
Profil Addar (A24). Höhe des Profilabschnitts etwa 10,5 m.

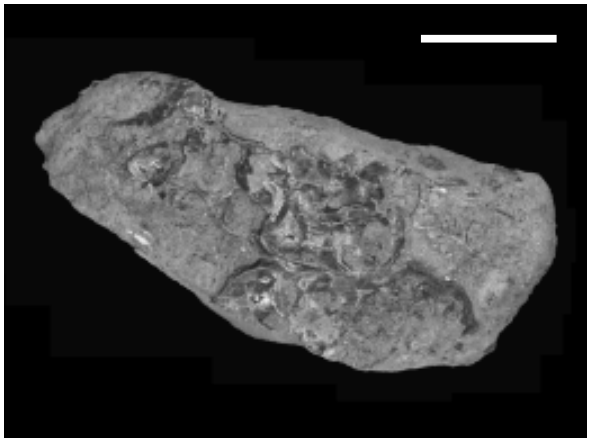
1	2
3	4
5	6
7	8

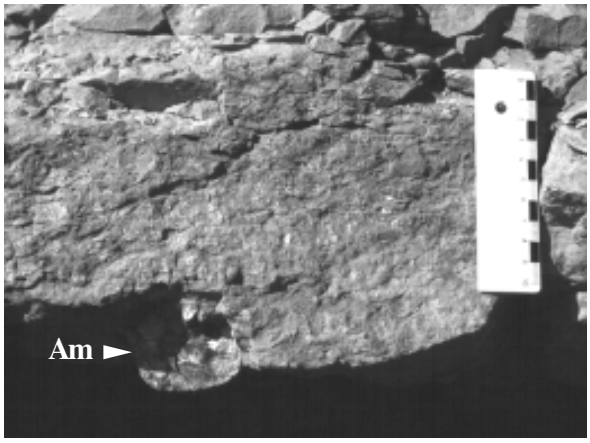

Seq. III
Seq. II

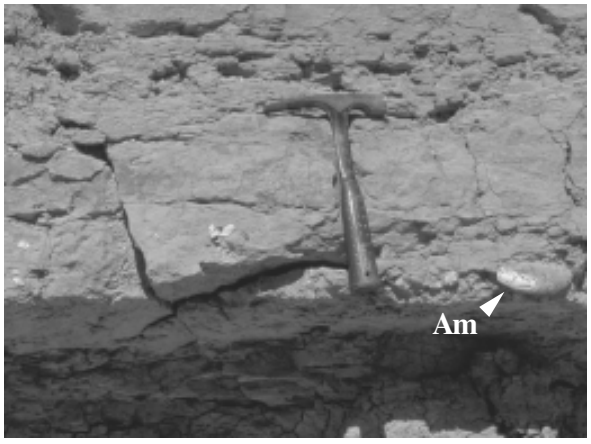


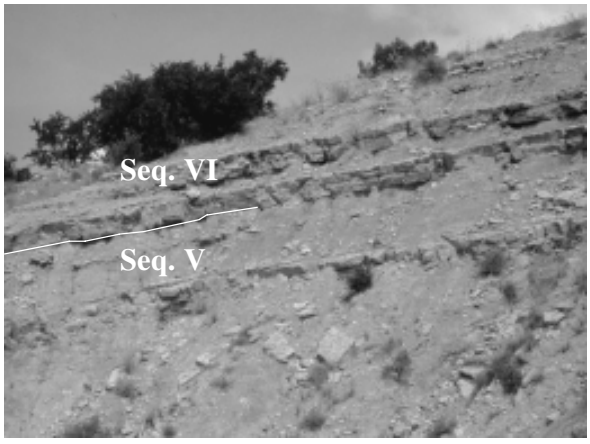



142




Am


Am


Seq. VI
Seq. V

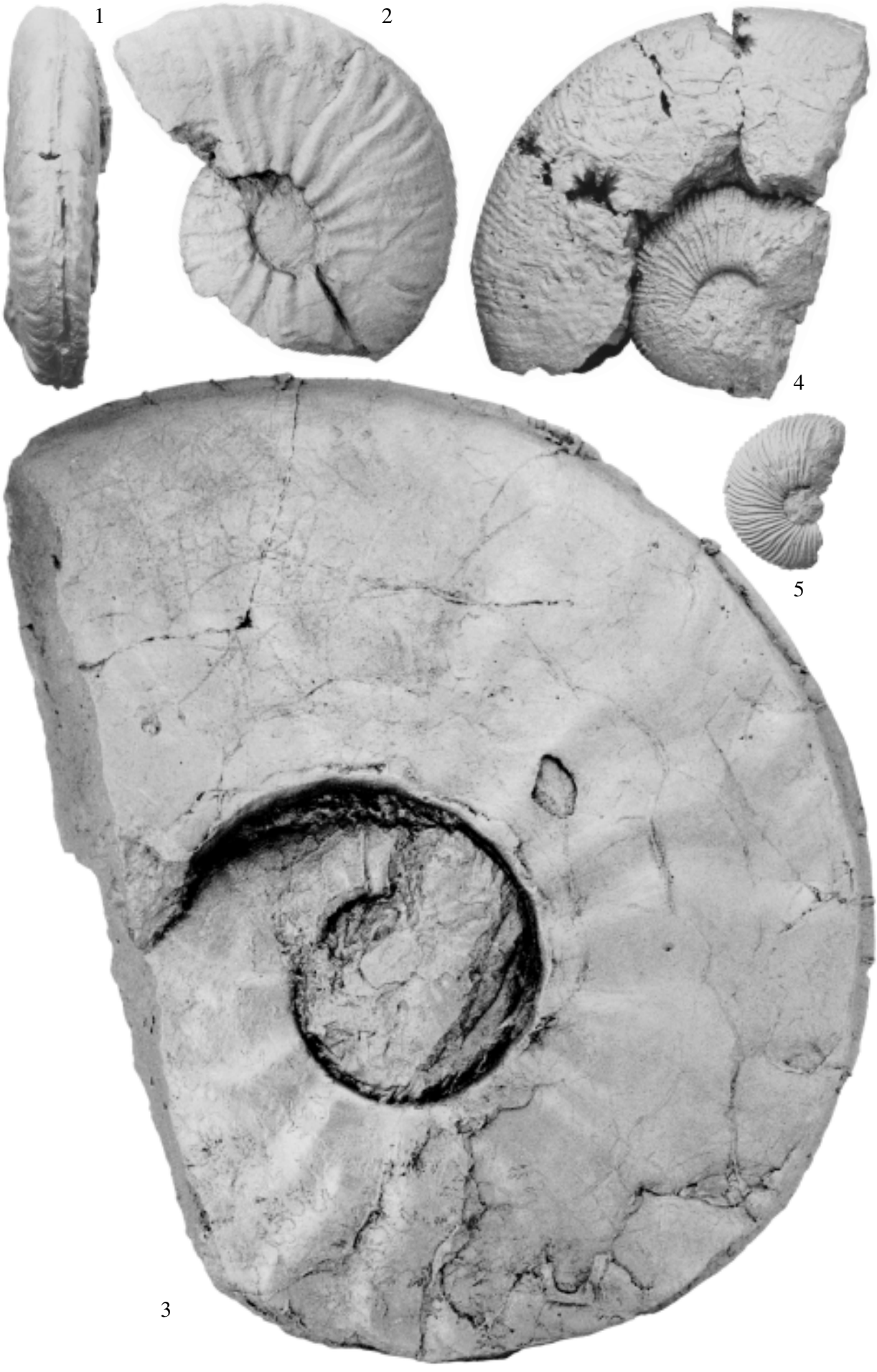
Soweit nicht anders angegeben, sind alle Exemplare in natürlicher Größe abgebildet. Vor der Aufnahme wurden die Stücke mit Graphitpulver bestäubt.

Fig. 1, 2 ***Oosterella cultrata*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 65
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Tamri (A1), Schicht 106
RGM 353.096 [A01.106.04]

Fig. 3 ***Oosterella cultrata*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 65
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173
RGM 353.504 [A24.173.10]

Fig. 4 ***Substeueroceras beneckei*** (JACOB in ROMAN & MAZENOT 1937) ..... S. 79
Unter-Berrias, *Berriasella jacobi*-Zone
Profil Tamri (A21), Schicht 95
RGM 353.347 [A21.095.01]

Fig. 5 ***Substeueroceras beneckei*** (JACOB in ROMAN & MAZENOT 1937) ..... S. 79
Unter-Berrias, *Berriasella jacobi*-Zone
Profil Tamri (A21), Schicht 99 (unterste Bank)
RGM 353.350 [A21.099.01]


1
2
4
5
3

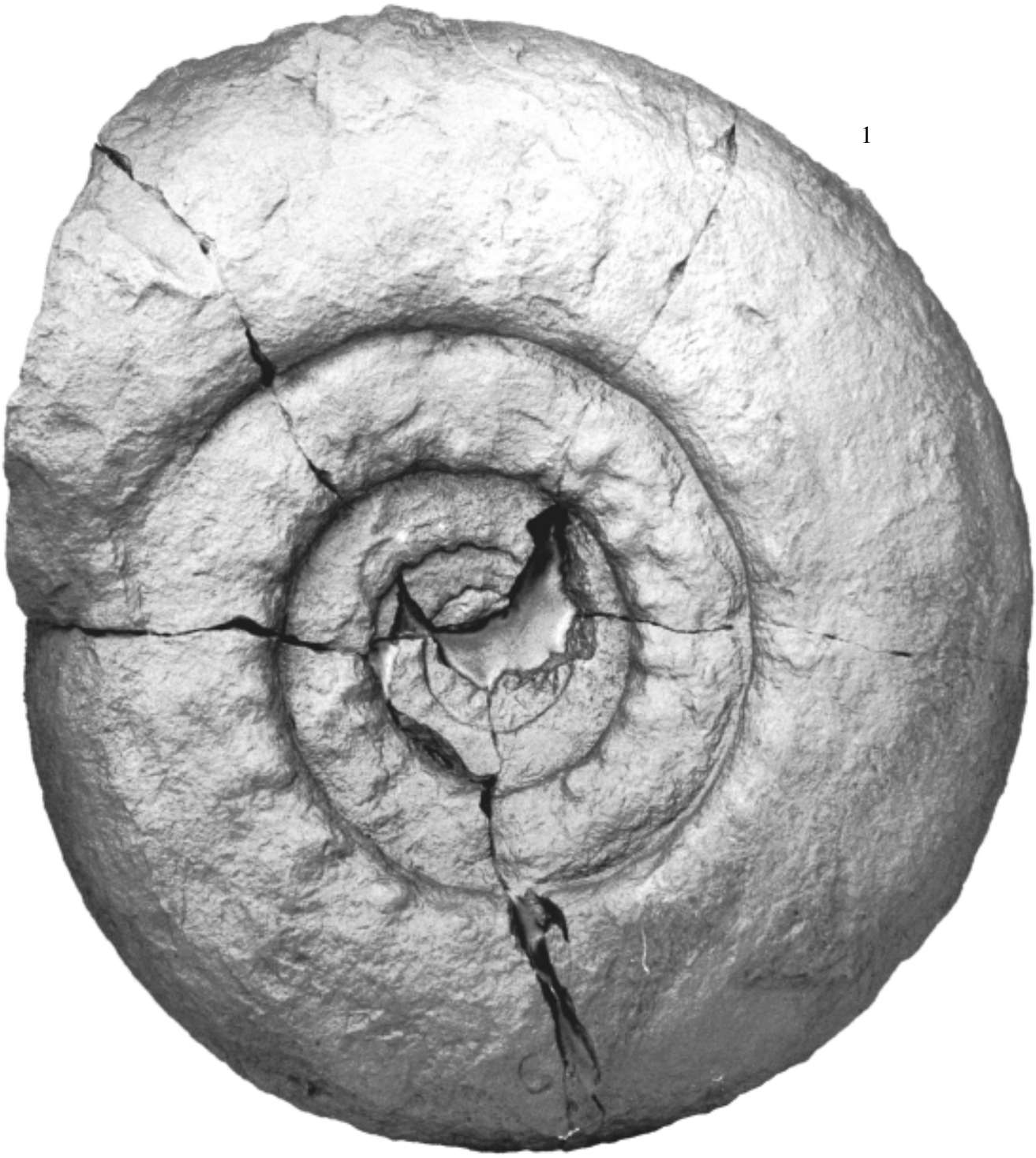


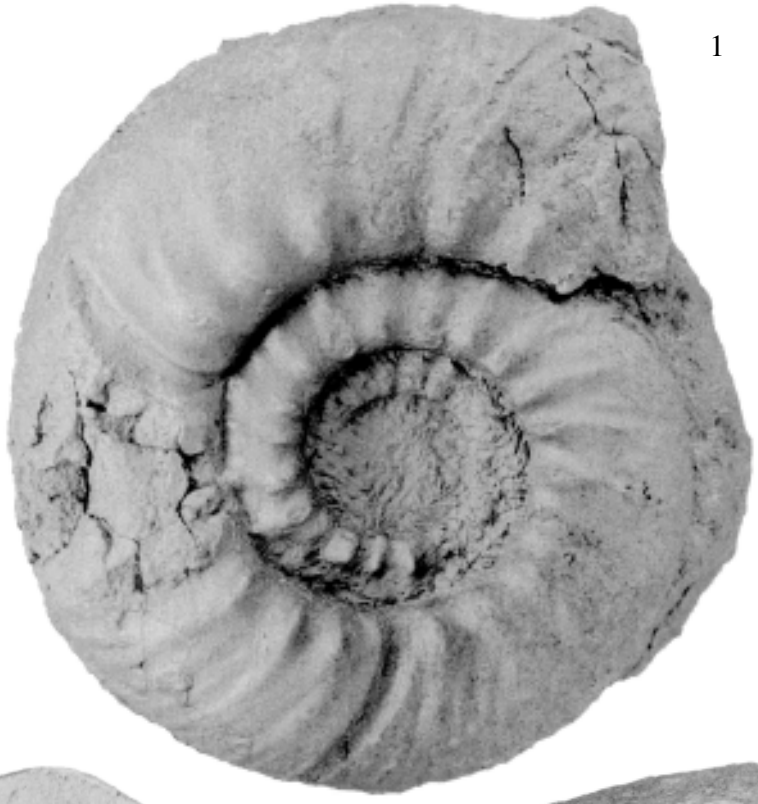
Fig. 1 ***Spiticeras (Spiticeras) ducale*** (MATHERON 1880) 0,75 x ..... S. 66
Mittel-Berrias, ? *Tirnovella occitanica*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 98
RGM 353.106 [A04.098.01]

1

Fig. 1 ***Spiticeras (Spiticeras) bulliforme*** (UHLIG 1903) ..... S. 67
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 102
RGM 353.108 [A04.102.01]

Fig. 1 ***Spiticeras (Kilianiceras) gratianopolitense*** (KILIAN 1892) ..... S. 67
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone, *Tirnovella alpillensis*-Subzone
Profil Tamzargout (A33), Schicht 112
RGM 353.525 [A33.112.01]

Fig. 2, 3 ***Spiticeras (Kilianiceras) gratianopolitense*** (KILIAN 1892) ..... S. 67
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 107
RGM 353.223 [A18.107.01]



1

2

3

Fig. 1 ***Olcostephanus (Olcostephanus) drumensis*** (SAYN in KILIAN 1910) ..... S. 68
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 187 (2,50 m über Basis)
RGM 353.386 [A22.187.01]

Fig. 2, 3 ***Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*** (KILIAN 1902) ..... S. 68
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15), Schicht 105 (Knollenlage)
RGM 353.198 [A15.105.03]

Fig. 4 ***Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*** (KILIAN 1902) ..... S. 68
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 174
RGM 353.290 [A18.174.09]

Fig. 5 ***Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*** (KILIAN 1902) ..... S. 68
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 138
RGM 353.127 [A04.138.03]

Fig. 6, 7 ***Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*** (KILIAN 1902) ..... S. 68
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 174
RGM 353.289 [A18.174.08]

Fig. 8, 9 ***Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*** (KILIAN 1902) ..... S. 68
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 138
RGM 353.133 [A04.138.09]

Fig. 10 ***Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*** (KILIAN 1902) ..... S. 68
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone,
Profil Tamri (A16), Schicht 102 (Top)
RGM 353.218 [A16.102.01]

Fig. 11 ***Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*** (KILIAN 1902) ..... S. 68
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone,
Profil Tamri (A1), Schicht 100
RGM 353.070 [A01.100.02]

Fig. 12, 13 ***Saynoceras verrucosum*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 76
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147 (0,25 m über Basis)
RGM 353.150 [A04.147.08]

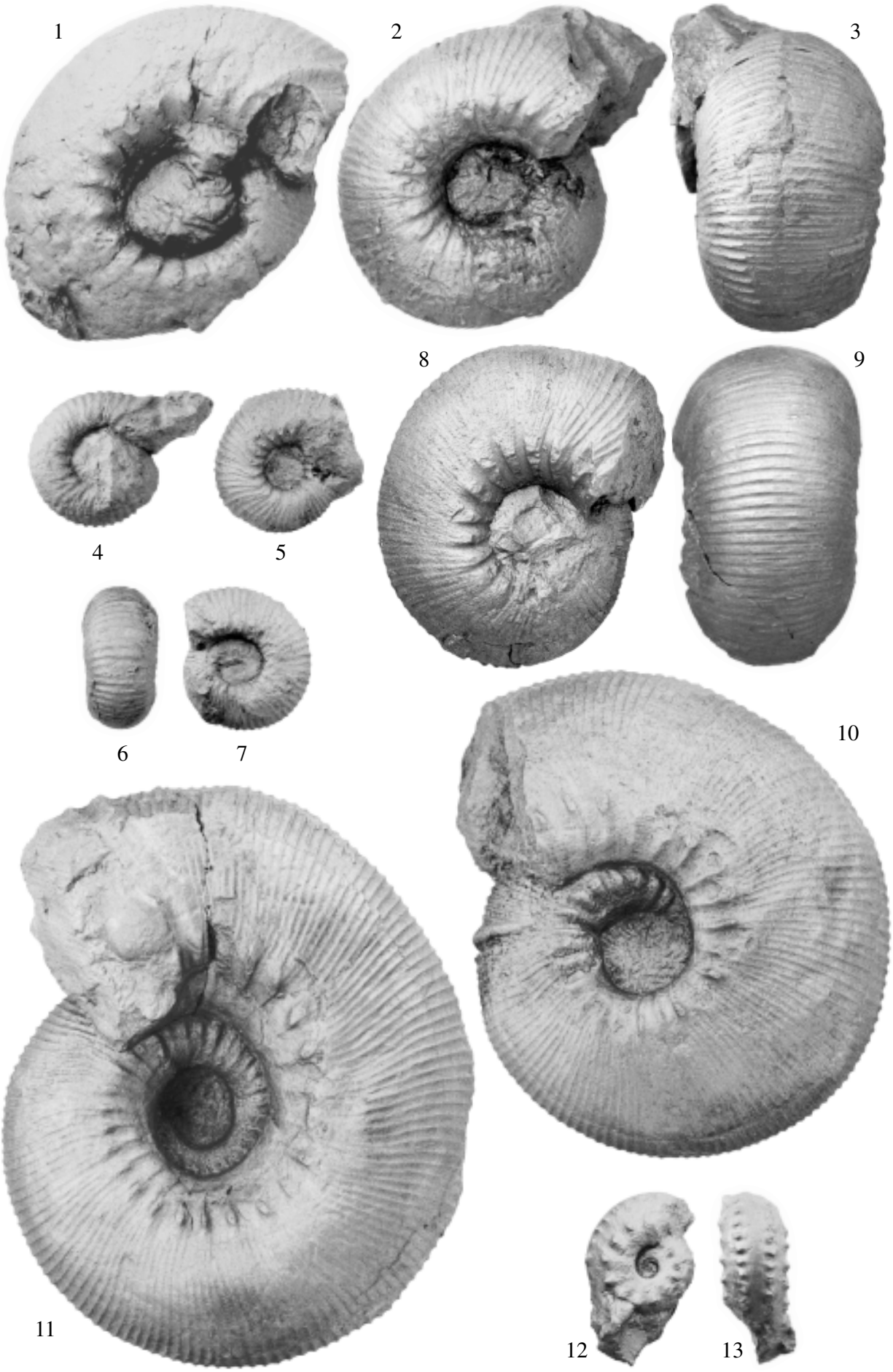

1
2
3
8
9
4
5
6
7
10
11
12
13

Fig. 1, 2 ***Olcostephanus (Olcostephanus) guebhardi*** (KILIAN 1902) ..... S. 68
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone,
Profil Tamri (A1), Schicht 100
RGM 353.069 [A01.100.01]

Fig. 3, 4 ***Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*** WIEDMANN & DIENI 1968 ..... S. 71
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone, *Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 104 (Aufarbeitungshorizont)
RGM 353.089 [A01.104.06]

Fig. 5 ***Olcostephanus (Olcostephanus) sayni*** (KILIAN 1895) ..... S. 73
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173 (Top)
RGM 353.495 [A24.173.01]

Fig. 6, 7 ***Olcostephanus (Olcostephanus)*** aff. ***tenuituberculatus*** BULOT 1990 ..... S. 70
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Tamri (A13), Schicht 106 (Aufarbeitungshorizont)
RGM 353.180 [A13.106.06]

Fig. 8, 9 ***Saynoceras*** cf. ***fuhri*** BULOT, COMPANY & THIEULOY 1990 ..... S. 75
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 136
RGM 353.122 [A04.136.01]

Fig. 10, 11 ***Valanginites dolioliformis*** (ROCH 1930) ..... S. 73
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 146
RGM 353.437 [A24.146.01]

Fig. 12 ***Olcostephanus (Olcostephanus)*** aff. ***tenuituberculatus*** BULOT 1990 ..... S. 70
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone,
Neocomites (Neocomites) peregrinus-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 102
RGM 353.083 [A01.102.06]

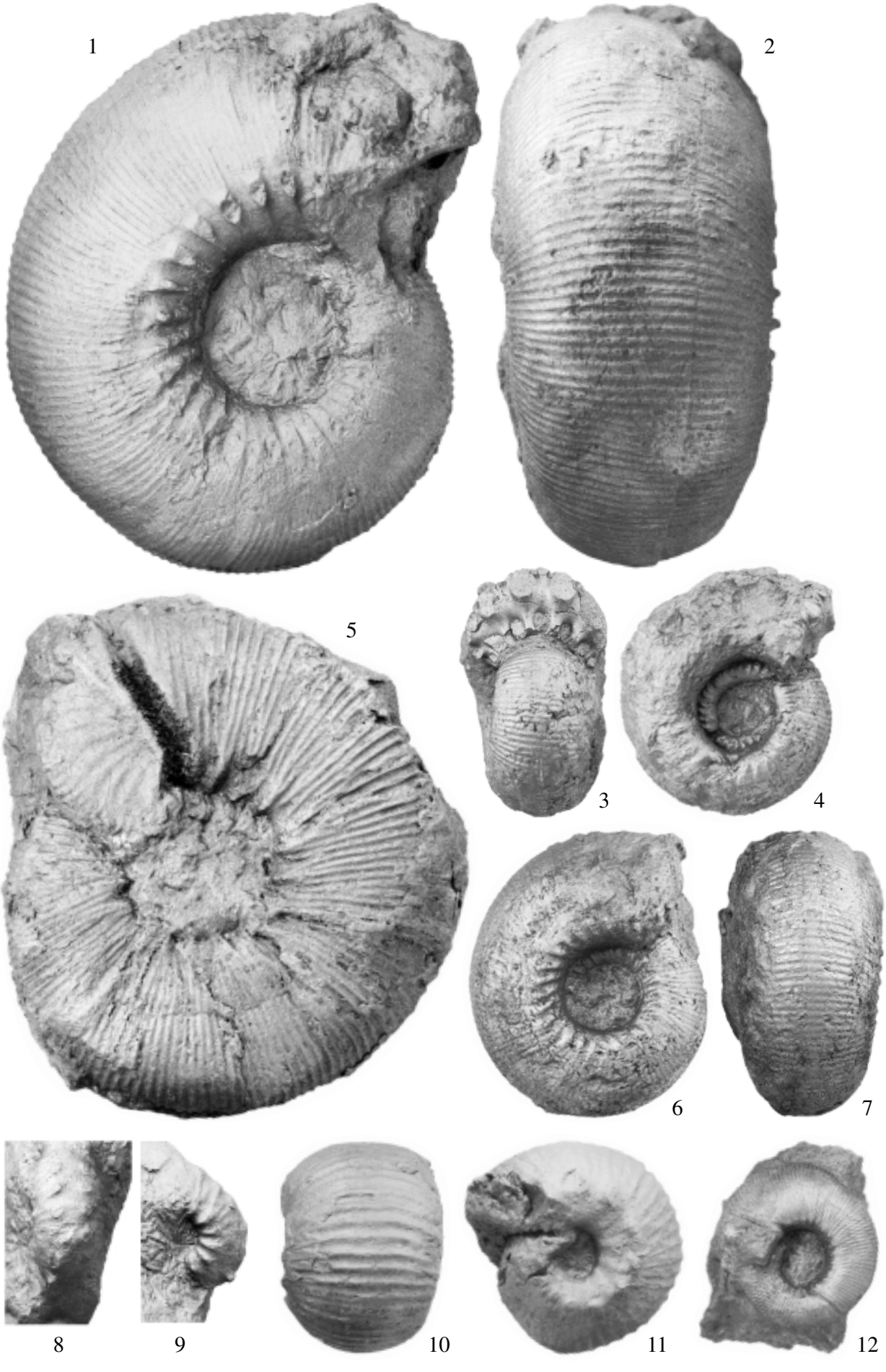

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Fig. 1 ***Jeanthieuloyites quinquestriatus*** (BESAIRIE 1936) ..... S. 76
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Tamri (A13), Schicht 106
RGM 353.175 [A13.106.01]

Fig. 2 ***Jeanthieuloyites quinquestriatus*** (BESAIRIE 1936) ..... S. 76
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Tamri (A13), Schicht 106
RGM 353.177 [A13.106.03]

Fig. 3 ***Valanginites nucleus*** (ROEMER 1841 non PHILLIPS 1829) ..... S. 74
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147 (0,25 m über Basis)
RGM 353.143 [A04.147.01]

Fig. 4 ***Valanginites nucleus*** (ROEMER 1841 non PHILLIPS 1829) ..... S. 74
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147 (0,25 m über Basis)
RGM 353.154 [A04.147.12]

Fig. 5 ***Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus*** (WEGNER 1909) ..... S. 72
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 154
RGM 353.157 [A04.154.01]

Fig. 6 ***Olcostephanus (Olcostephanus) densicostatus*** (WEGNER 1909) ..... S. 72
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Agrhoud (A34), Schicht 124 (0,2 m über Basis)
RGM 353.530 [A34.124.01]

Fig. 7 ***Spitidiscus meneghinii*** (DE ZIGNO in RODIGHIERO 1919) ..... S. 77
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173
RGM 353.505 [A24.173.11]

Fig. 8 ***Spitidiscus meneghinii*** (DE ZIGNO in RODIGHIERO 1919) ..... S. 77
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173 (Top)
RGM 353.508 [A24.173.14]

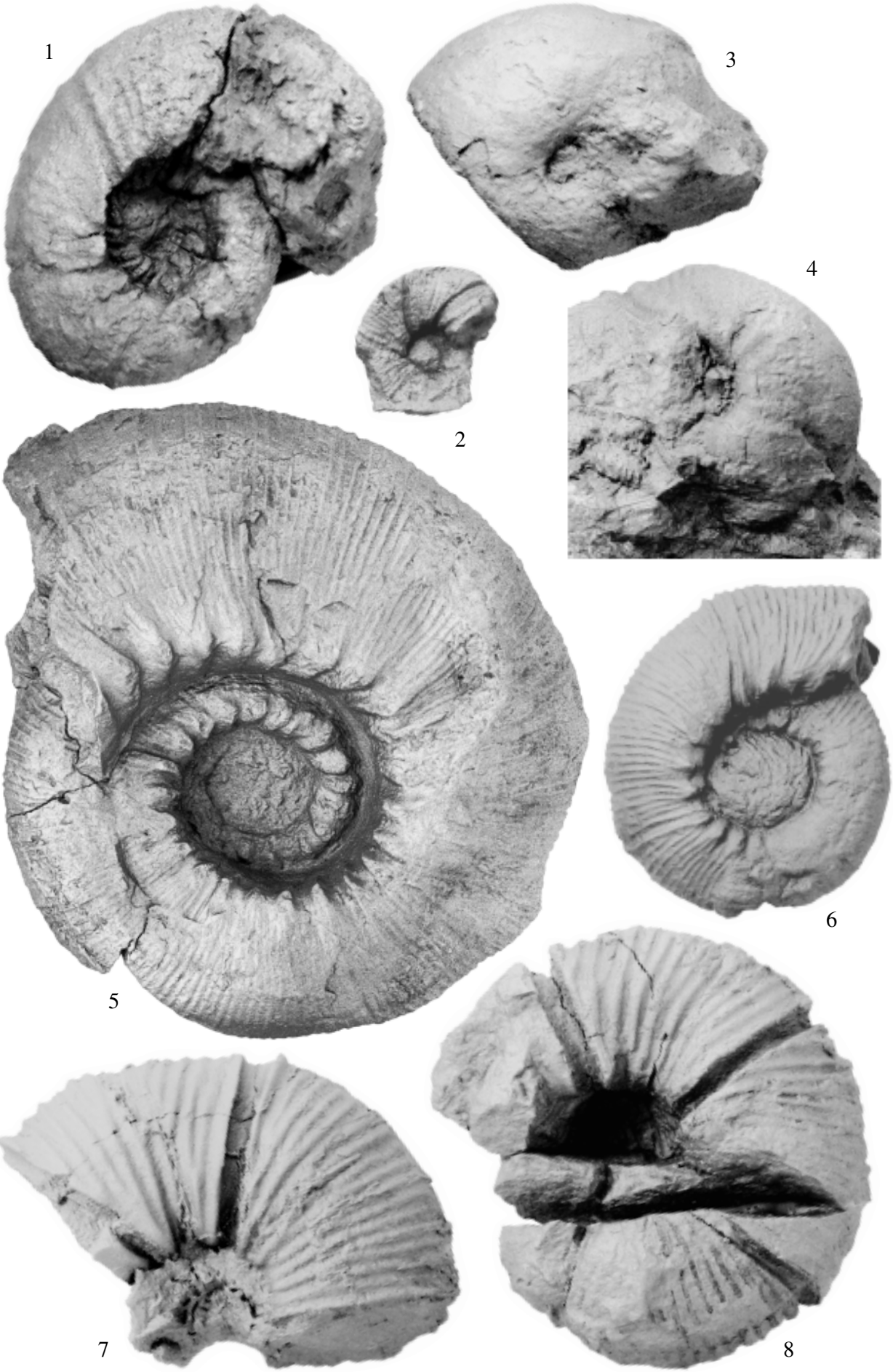

1
3
4
2
5
6
7
8

Fig. 1 ***Fauriella boissieri*** (PICTET 1867) ..... S. 81
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone, *Tirnovella alpillensis*-Subzone
Profil Addar (A24), Schicht 104 (untere Bank)
RGM 353.400 [A24.104.04]

Fig. 1 ***Fauriella latecostata*** (KILIAN 1910) ..... S. 82
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone, *Tirnovella alpillensis*-Subzone
Profil Addar (A24), Schicht 104 (untere Bank)
RGM 353.399 [A24.104.03]

Fig. 1 ***Tirnovella alpillensis*** (MAZENOT 1939) ..... S. 85
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone, *Tirnovella alpillensis*-Subzone
Profil Addar (A24), Schicht 104
RGM 353.397 [A24.104.01]

Fig. 2 ***Fauriella clareti*** (LE HÉGARAT 1973) ..... S. 80
Mittel-Berrias, ? *Tirnovella occitanica*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 90
RGM 353.391 [A24.090.01]

Fig. 3 ***Fauriella rarefurcata*** (PICTET 1867) ..... S. 81
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 98 (Top)
RGM 353.395 [A24.098.01]

Fig. 4 ***Thurmanniceras*** ? cf. ***pertransiens*** (SAYN 1907) ..... S. 87
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 125
RGM 353.233 [A18.125.04]

Fig. 5 ***Thurmanniceras*** ? cf. ***pertransiens*** (SAYN 1907) ..... S. 87
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 129
RGM 353.241 [A18.129.02]

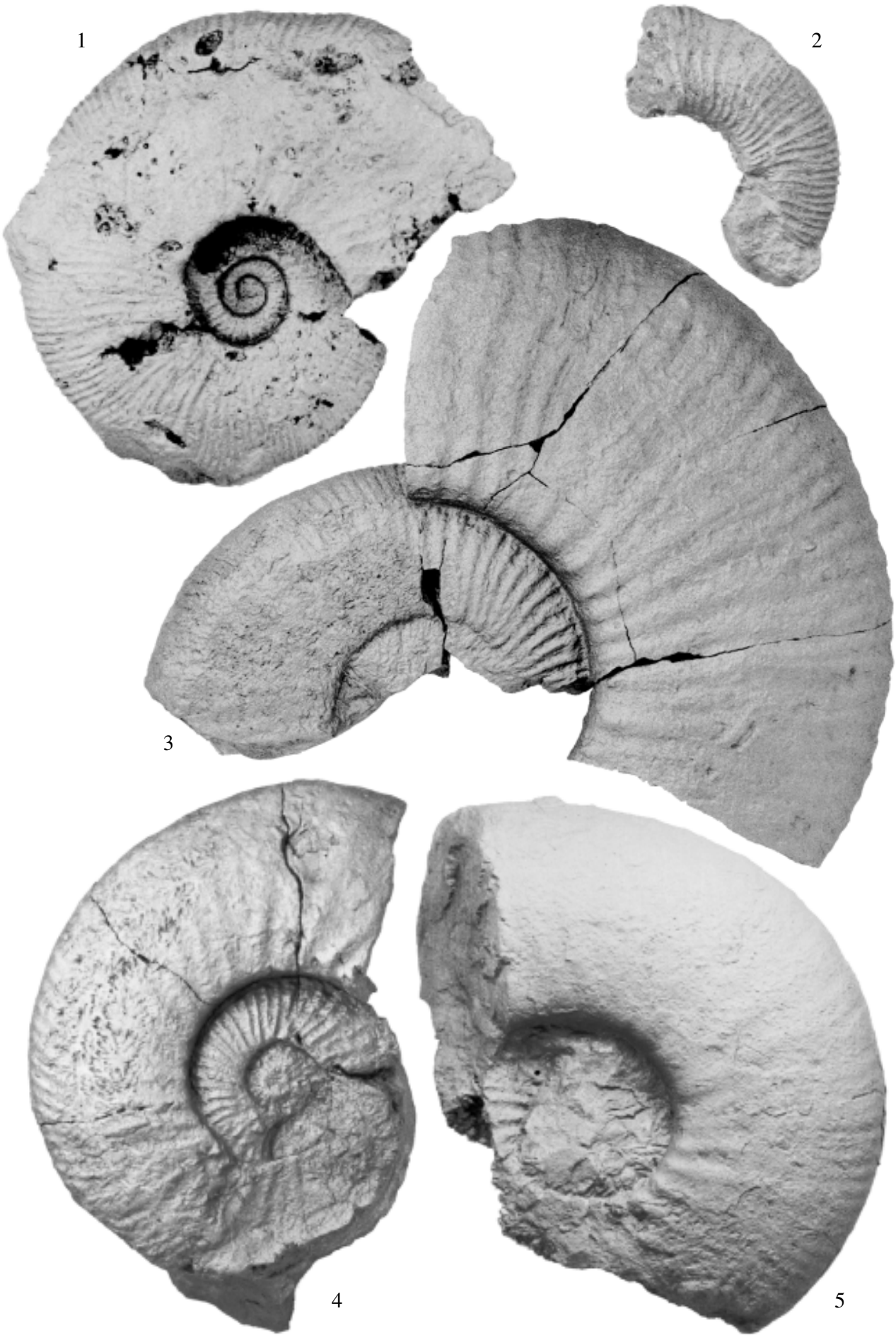

1
2
3
4
5

Fig. 1, 2 ***Himalayites (Himalayites)*** sp. ..... S. 78
Unter-Berrias, *Berriasella jacobi*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 89 (0,8 m unter (Top)
RGM 353.103 [A04.089.02]

Fig. 3, 4 ***Pomeliceras breveti*** (POMEL 1889) ..... S. 83
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 100 (0,90 m unter Top)
RGM 353.221 [A18.100.01]

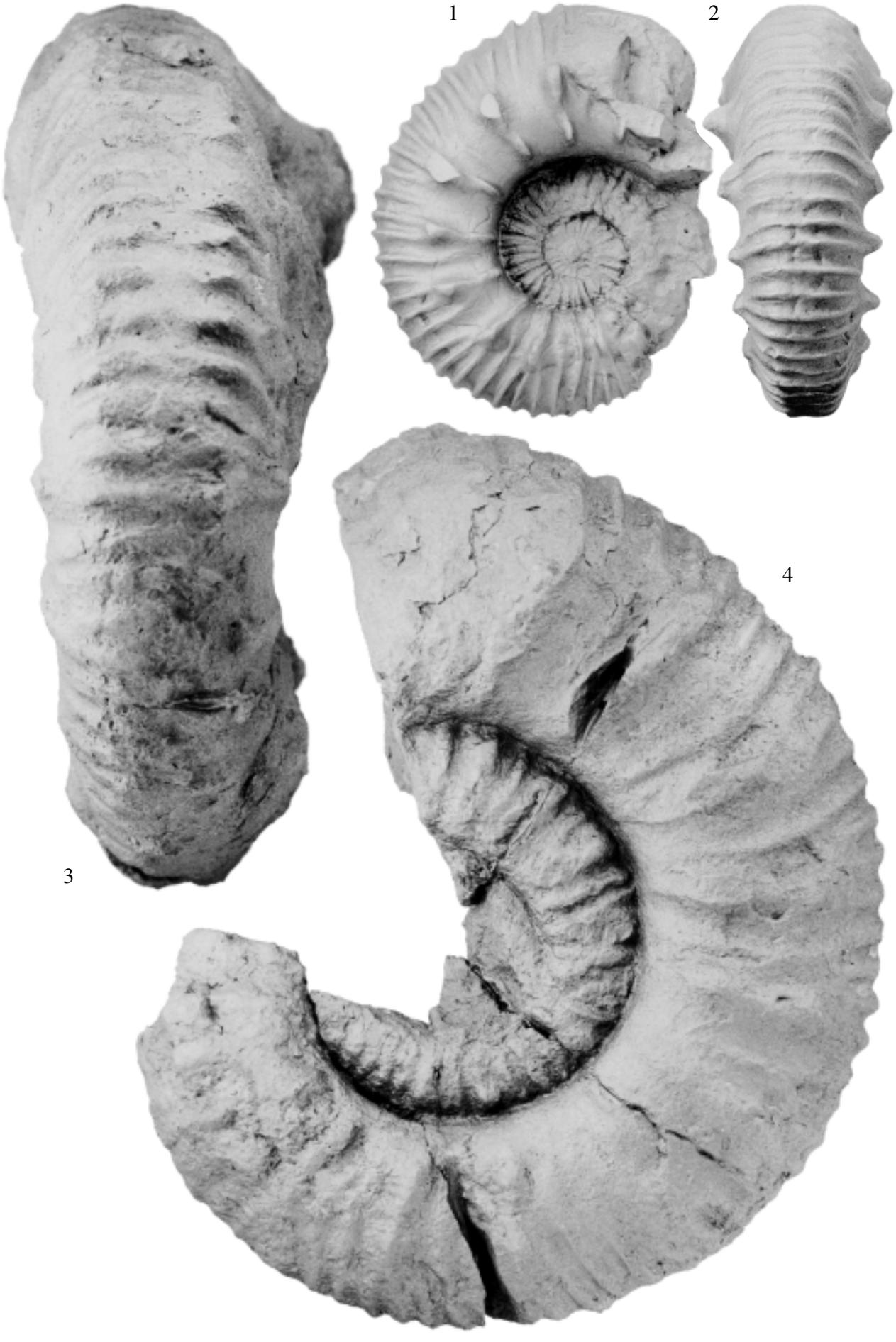

1
2
3
4

Fig. 1 ***Malbosiceras rouvillei*** (MATHERON 1880) ..... S. 83
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 101 (0,40 m über Basis)
RGM 353.222 [A18.101.01]

Fig. 1 ***Jabronella paquieri*** (SIMIONESCU 1900) ..... S. 84
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone, *Tirnovella alpillensis*-Subzone
Profil Adennz (A22), Schicht 110
RGM 353.355 [A22.110.01]

Fig. 1 ***Thurmanniceras thurmanni*** (PICTET & CAMPICHE 1860) ..... S. 86
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 112
RGM 353.425 [A24.112.02]

Fig. 2, 3 ***Thurmanniceras thurmanni*** (PICTET & CAMPICHE 1860) ..... S. 86
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 118
RGM 353.426 [A24.118.01]

Fig. 4 ***Thurmanniceras thurmanni*** (PICTET & CAMPICHE 1860) ..... S. 86
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 133
RGM 353.247 [A18.133.01]

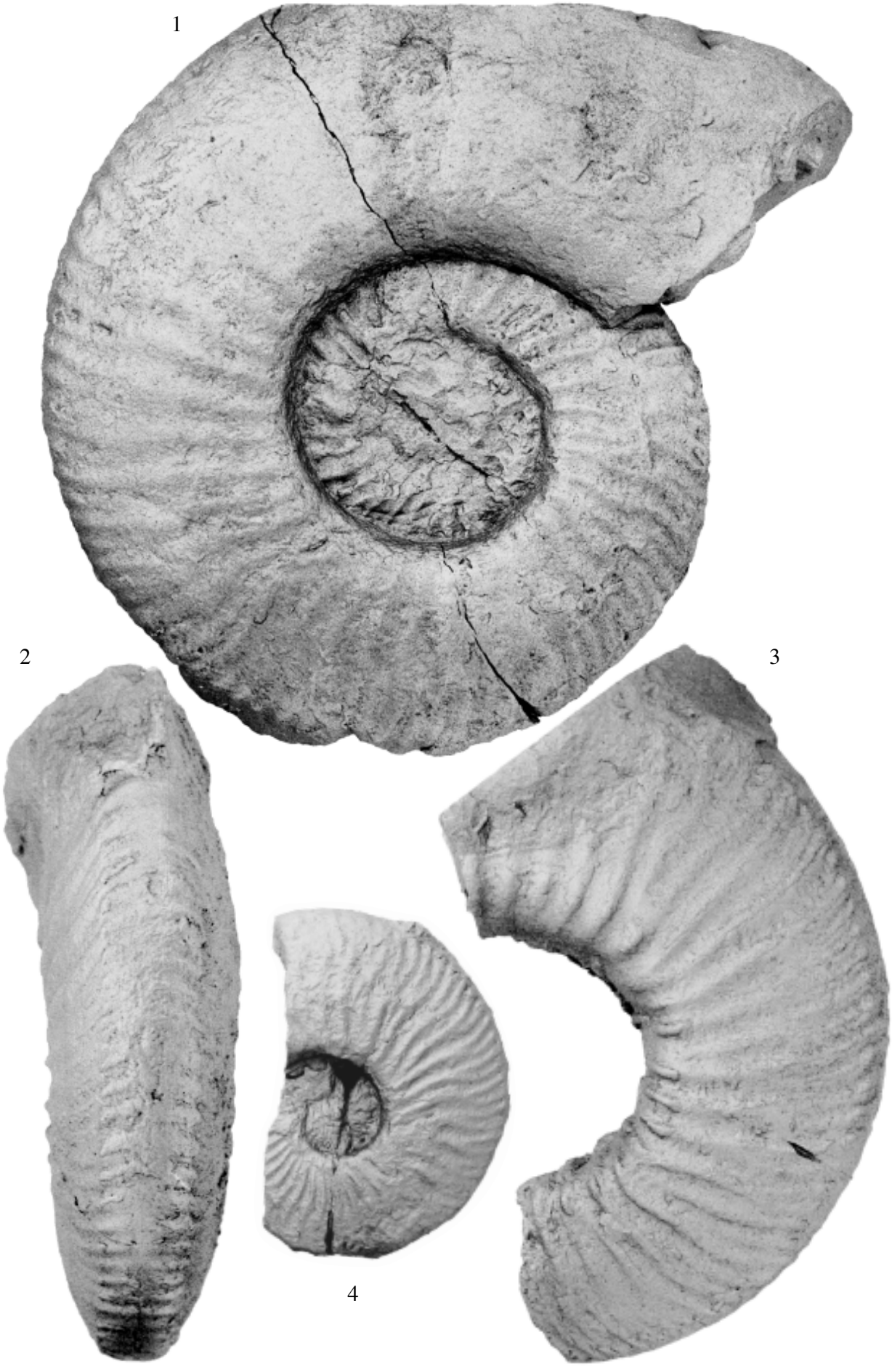

1
2
3
4

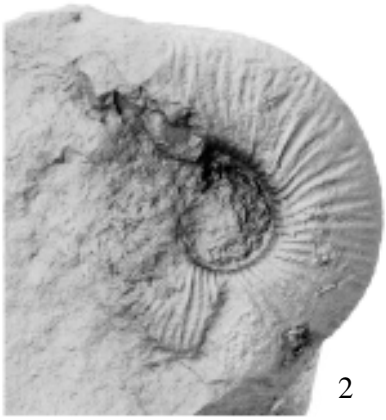
Fig. 1 ***Thurmanniceras thurmanni*** (PICTET & CAMPICHE 1860) 0,9 x ..... S. 86
Ober-Berrias, *Fauriella boissieri*-Zone, *Tirnovella alpillensis*-Subzone
Profil Addar (A24), Schicht 105 (untere Knollenlage)
RGM 353.402 [A24.105.01]

Fig. 2 ***Parapallasiceras busnardoi*** LE HÉGARAT 1973 ..... S. 78
Unter-Berrias, *Berriasella jacobi*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 84 (0,2 m über Basis)
RGM 353.100 [A04.084.02]

Fig. 3, 4 ***Pseudosubplanites lorioli*** (ZITTEL 1868) ..... S. 80
Unter-Berrias, *Berriasella jacobi*-Zone
Profil Tamri (A21), Schicht 99 (oberste Bank)
RGM 353.352 [A21.099.03]

Fig. 5 ***Pseudosubplanites lorioli*** (ZITTEL 1868) ..... S. 80
Unter-Berrias, *Berriasella jacobi*-Zone
Profil Tamri (A21), Schicht 99 (unterste Bank)
RGM 353.351 [A21.099.02]

1



2

3

4

5

Fig. 1 ***Kilianella superba*** (SAYN 1907) ..... S. 90
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 147
RGM 353.438 [A24.147.01]

Fig. 2, 3 ***Kilianella roubaudiana*** (D'ORBIGNY 1850) ..... S. 88
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 167
RGM 353.272 [A18.167.03]

Fig. 4 ***Kilianella roubaudiana*** (D'ORBIGNY 1850) ..... S. 88
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 170
RGM 353.279 [A18.170.02]

Fig. 5 ***Kilianella roubaudiana*** (D'ORBIGNY 1850) ..... S. 88
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 174
RGM 353.284 [A18.174.03]

Fig. 6 ***Kilianella superba*** (SAYN 1907) ..... S. 90
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 218
RGM 353.389 [A22.218.01]

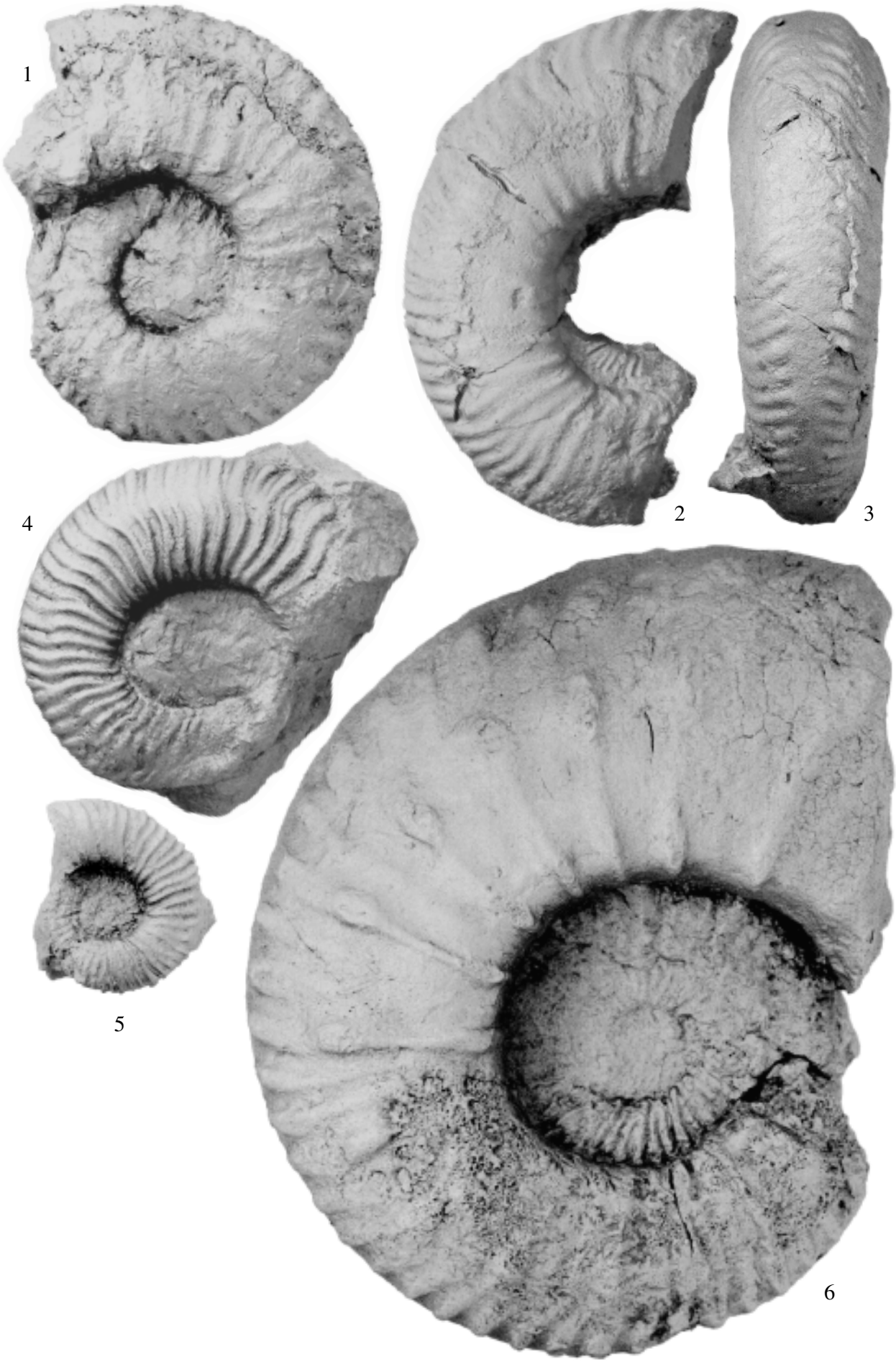

1
2
3
4
5
6

Fig. 1 ***Kilianella superba*** (SAYN 1907) ..... S. 90
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 174
RGM 353.282 [A18.174.01]

Fig. 2, 3 ***Kilianella superba*** (SAYN 1907) ..... S. 90
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 174
RGM 353.296 [A18.174.15]

Fig. 4 ***Neohoploceras karakaschi*** (UHLIG 1902) ..... S. 98
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15), Schicht 105 (Knollenlage)
RGM 353.201 [A15.105.06]

Fig. 5, 6 ***Busnardoites campylotoxus*** (UHLIG 1902) ..... S. 91
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 138
RGM 353.125 [A04.138.01]

Fig. 7 ***Busnardoites*** n. sp. 0,9 x ..... S. 92
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 167 (Top)
RGM 353.271 [A18.167.02]

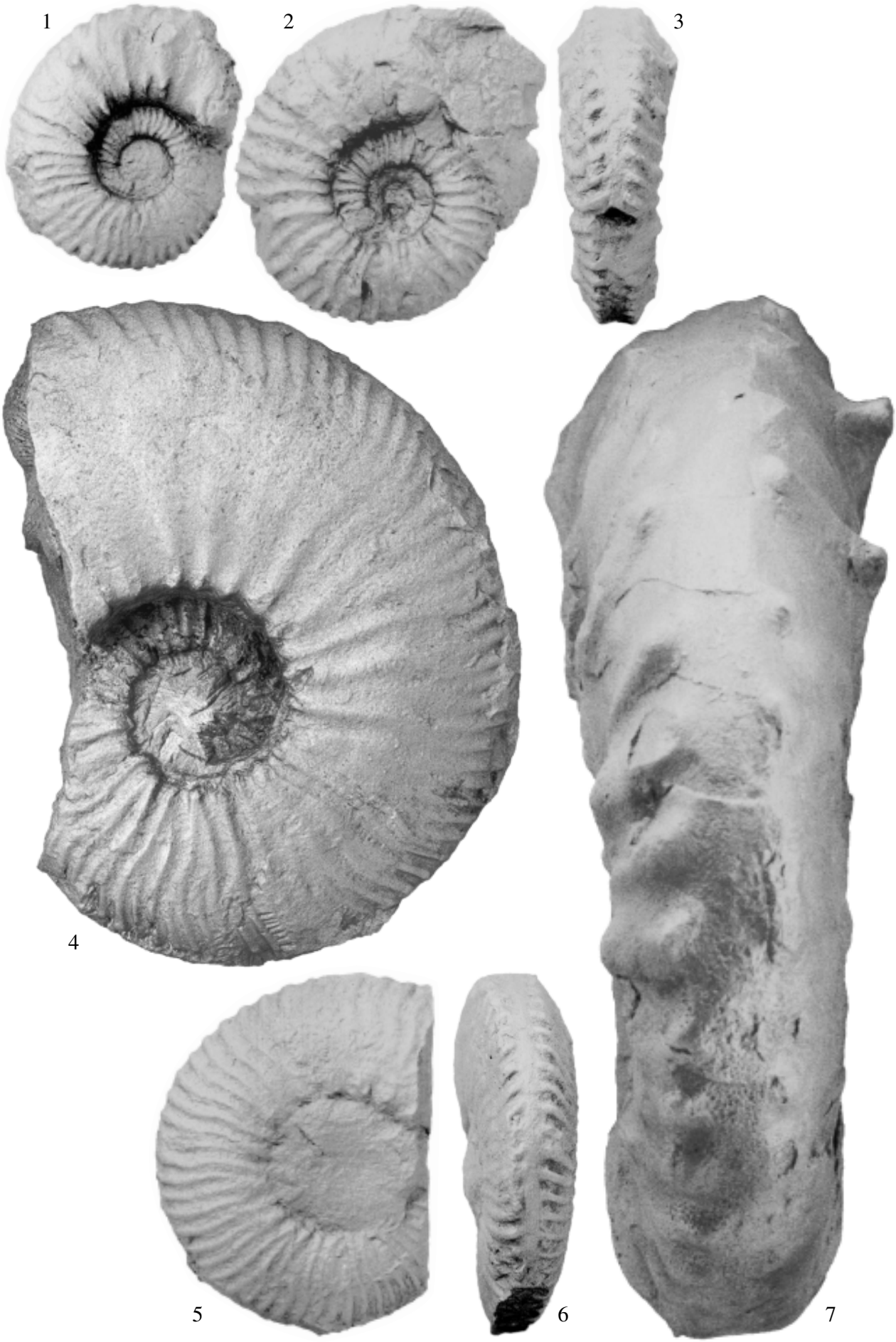

1
2
3
4
5
6
7

Fig. 1 ***Rodighieroites belimelensis*** (MANDOV 1976) ..... S. 111
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Tamri (A1), Schicht 101 (Basis)
RGM 353.077 [A01.101.01]

Fig. 2 ***Rodighieroites cardulus*** COMPANY 1987 ..... S. 112
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone,
Neocomites (Neocomites) peregrinus-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 102
RGM 353.079 [A01.102.02]

Fig. 3 ***Rodighieroites cardulus*** COMPANY 1987 ..... S. 112
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone,
Neocomites (Neocomites) peregrinus-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 102
RGM 353.080 [A01.102.03]

Fig. 4 ***Busnardoites*** n. sp. 0,9 x ..... S. 92
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 167 (Top)
RGM 353.271 [A18.167.02]

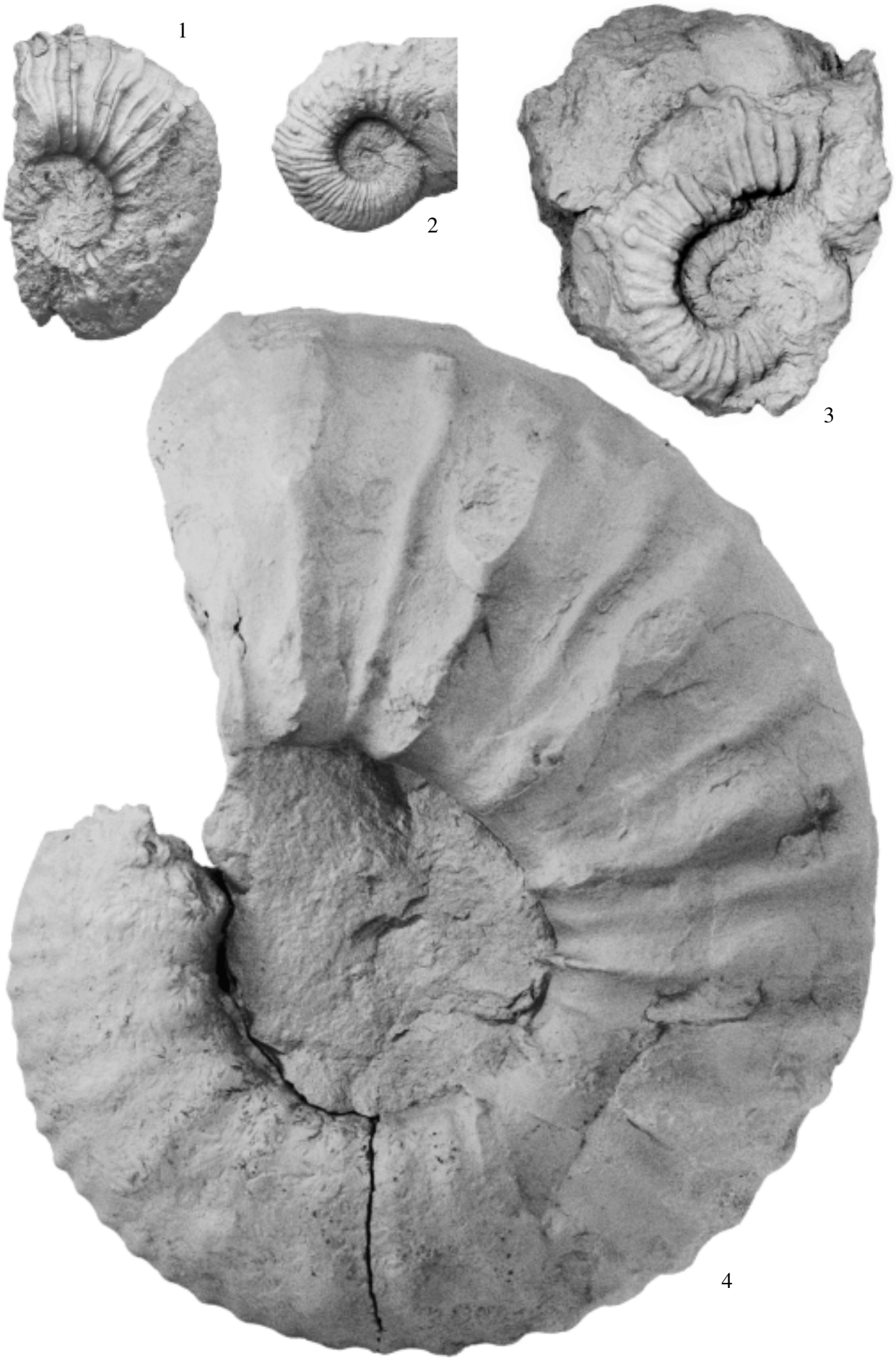

1
2
3
4

Fig. 1 ***Busnardoites*** n. sp. ..... S. 92
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 175
RGM 353.299 [A18.175.01]

Fig. 2 ***Busnardoites*** n. sp. ..... S. 92
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 175
RGM 353.300 [A18.175.02]

Fig. 3 ***Busnardoites campylotoxus*** (UHLIG 1902) ..... S. 91
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15), Schicht 104
RGM 353.193 [A15.104.01]

Fig. 4 ***Busnardoites campylotoxus*** (UHLIG 1902) ..... S. 91
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 175
RGM 353.302 [A18.175.04]

Fig. 5 ***Busnardoites campylotoxus*** (UHLIG 1902) ..... S. 91
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 175
RGM 353.301 [A18.175.03]

Fig. 6, 7 ***Busnardoites campylotoxus*** (UHLIG 1902) ..... S. 91
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 138
RGM 353.134 [A04.138.10]

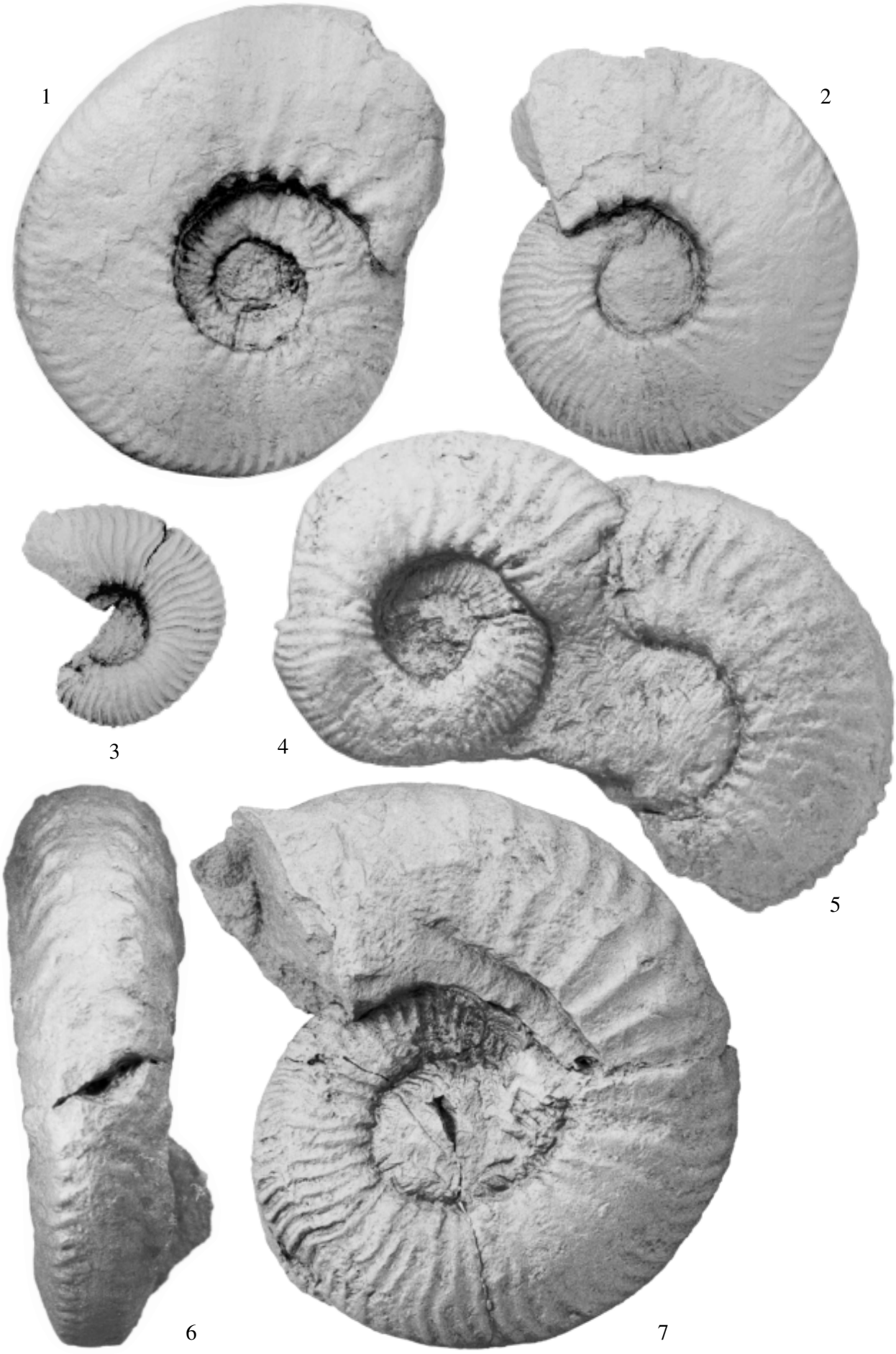

1
2
3
4
5
6
7

Fig. 1, 2 ***Busnardoites*** n. sp. ..... S. 92
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 169
RGM 353.277 [A18.169.02]

Fig. 3 ***Phylloceras (Phylloceras) serum*** (OPPEL 1865) ..... S. 63
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173 (Top)
RGM 353.507 [A24.173.13]

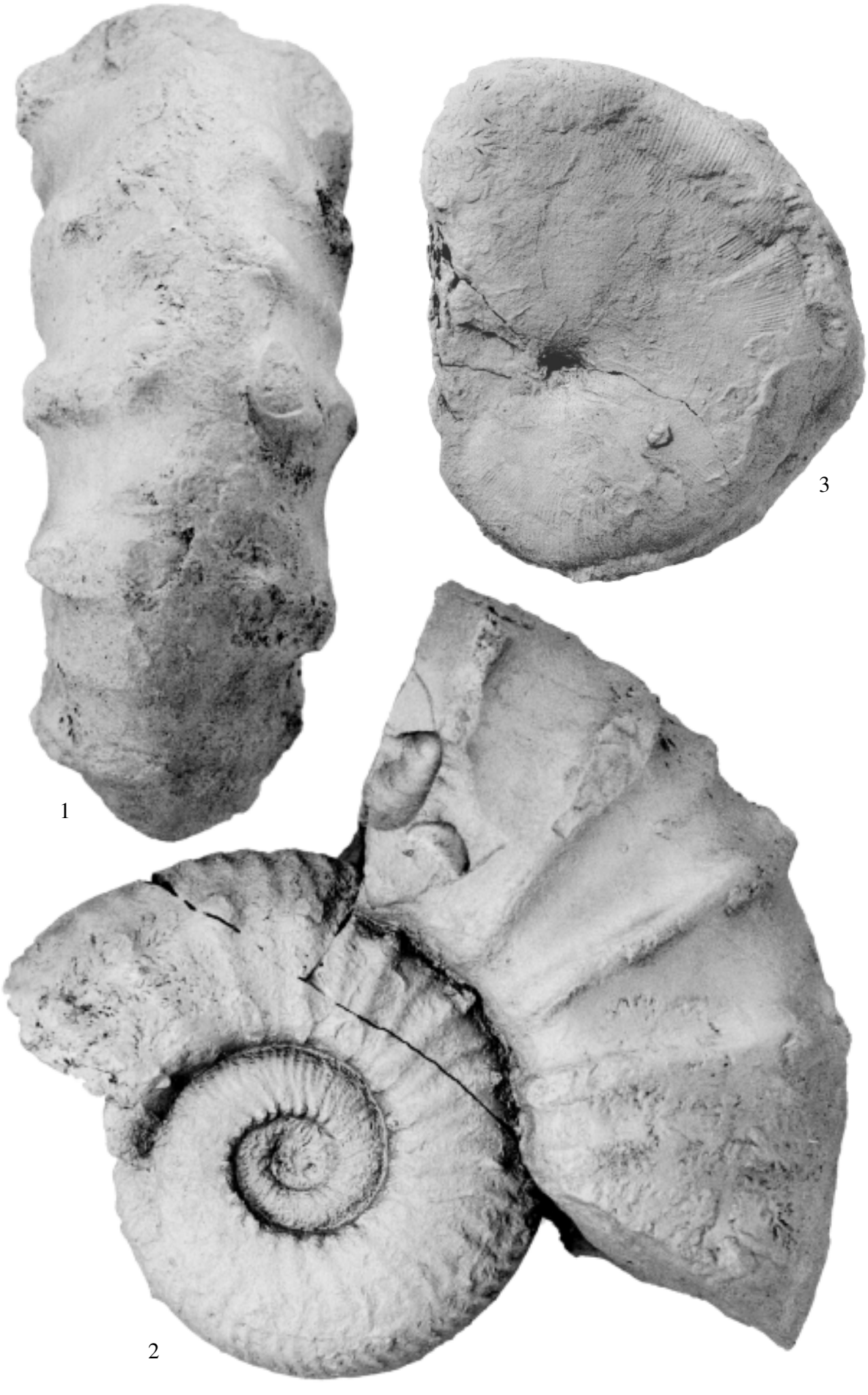

1
2
3

Fig. 1 ***Leopoldia mucronata*** BAUMBERGER 1906 ..... S.113
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Tamri (A1), Schicht 106
RGM 353.098 [A01.106.06]

Fig. 2 ***Acanthodiscus ottmeri*** (NEUMAYR & UHLIG 1881)
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
„Profil bei Agroud, C_2 27275“
Sammlung WIEDMANN, Tübingen

Fig. 3 ***Oosterella cultrata*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 65
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173 (Top mittlere Bank)
RGM 353.496 [A24.173.02]

Fig. 4 ***Neocomites (Neocomites) platycostatus*** SAYN 1907 ..... S. 108
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147 (0,25 m über Basis)
RGM 353.147 [A04.147.05]

Fig. 5, 6 ***Neohoploceras*** ex gr. ***arnoldi*** (PICTET & CAMPICHE 1860) ..... S. 97
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15), Schicht 105 (Knollenlage)
RGM 353.196 [A15.105.01]

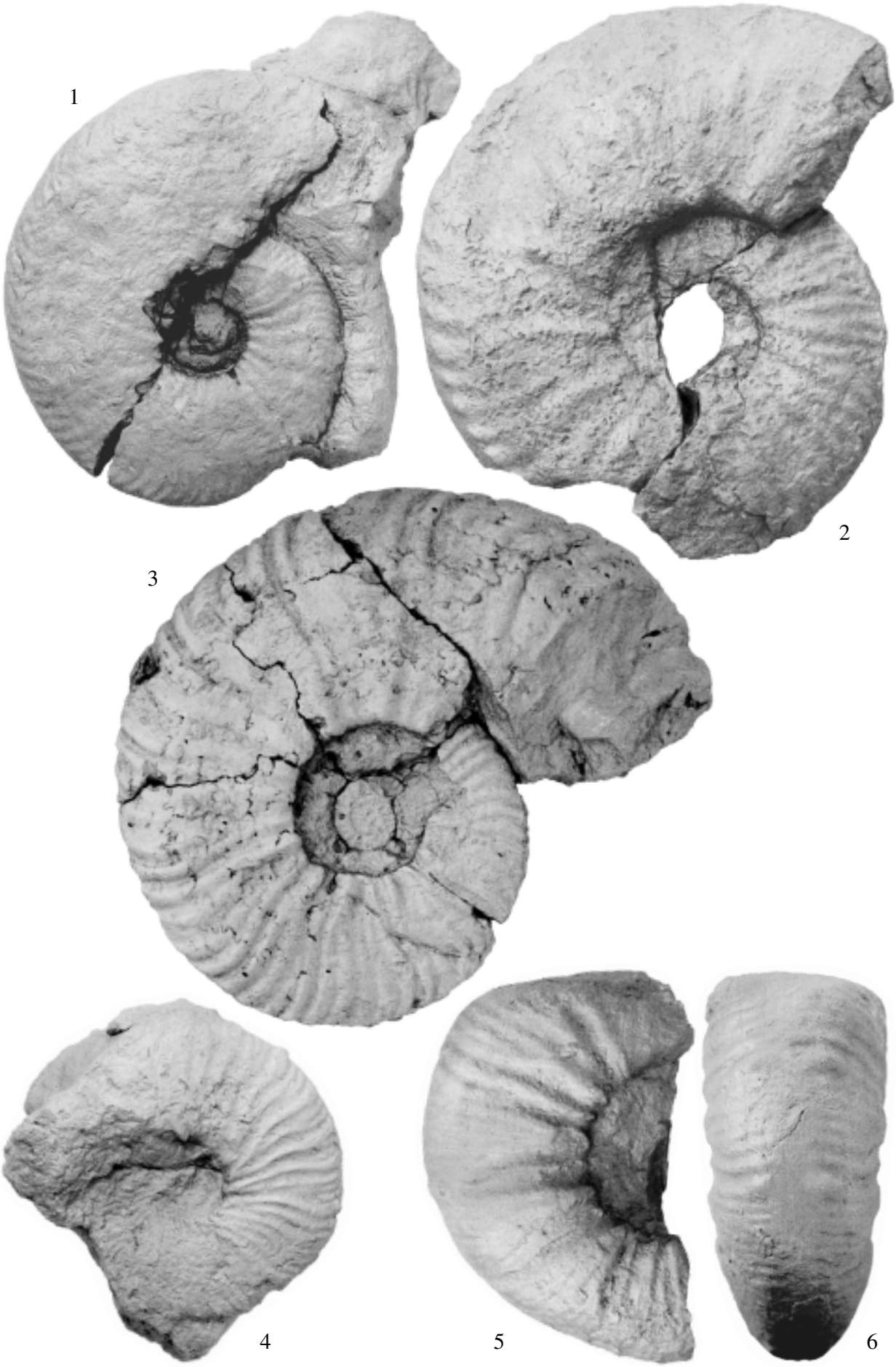

1
2
3
4
5
6

Fig. 1, 2 ***Neohoploceras*** sp. ..... S. 99
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone,
Karakaschiceras biassalense-Biohorizont
Profil Tamri (A16), Schicht 101
RGM 353.215 [A16.101.01]

Fig. 3 ***Neohoploceras*** ex gr. ***arnoldi*** (PICTET & CAMPICHE 1860) ..... S. 97
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 152 (Top)
RGM 353.450 [A24.152.01]

Fig. 4 ***Karakaschiceras*** sp. cf. ***Karakaschiceras attenuatus*** (BEHRENDSEN 1892) ..... S. 96
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 185
RGM 353.325 [A18.185.01]

Fig. 5 ***Karakaschiceras biassalense*** (KARAKASCH 1889) ..... S. 93
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone,
Karakaschiceras biassalense-Biohorizont
Profil Addar (A24), Schicht 151
RGM 353.499 [A24.151.05]

Fig. 6, 7 ***Karakaschiceras biassalense*** (KARAKASCH 1889) ..... S. 93
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone,
Karakaschiceras biassalense-Biohorizont
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 183
RGM 353.320 [A18.183.05]

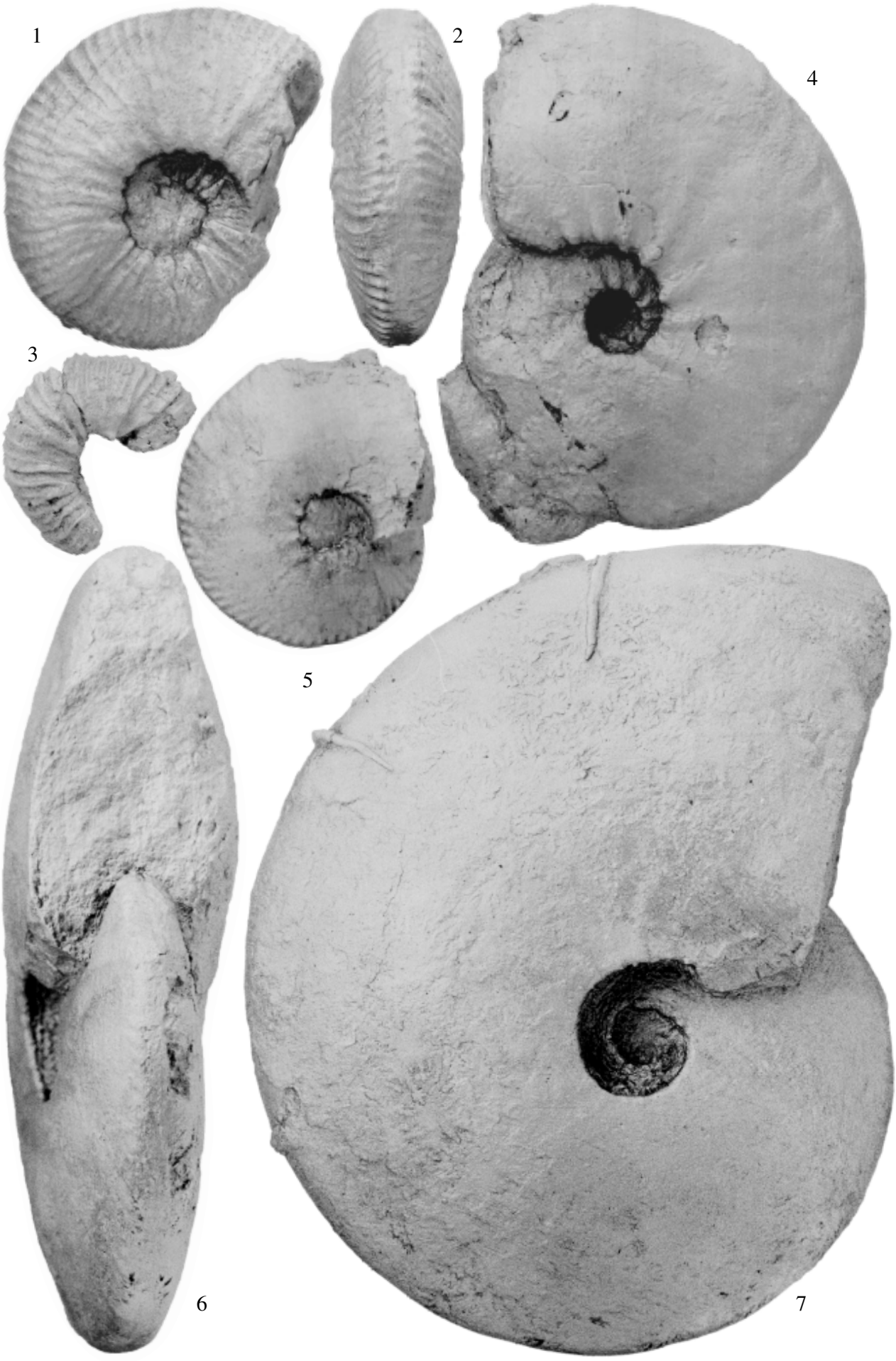

1
2
4
3
5
6
7

Fig. 1 ***Karakaschiceras biassalense*** (KARAKASCH 1889) ..... S. 93
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone,
Karakaschiceras biassalense-Biohorizont
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 143
RGM 353.140 [A04.143.02]

Fig. 2, 3 ***Karakaschiceras copei*** (FATMI 1977) ..... S. 95
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone,
Karakaschiceras biassalense-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 99 (Basis)
RGM 353.067 [A01.099.01]

Fig. 4 ***Karakaschiceras inostranzewi*** (KARAKASCH 1889) ..... S. 94
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone,
Karakaschiceras biassalense-Biohorizont
Profil Addar (A24), Schicht 151
RGM 353.446 [A24.151.02]

Fig. 5, 6 ***Karakaschiceras inostranzewi*** (KARAKASCH 1889) ..... S. 94
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone,
Karakaschiceras biassalense-Biohorizont
Profil Addar (A24), Schicht 151
RGM 353.445 [A24.151.01]

Fig. 7, 8 ***Neohoploceras*** cf. ***baumbergeri*** SPATH 1939 ..... S. 98
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 152
RGM 353.453 [A24.152.04]

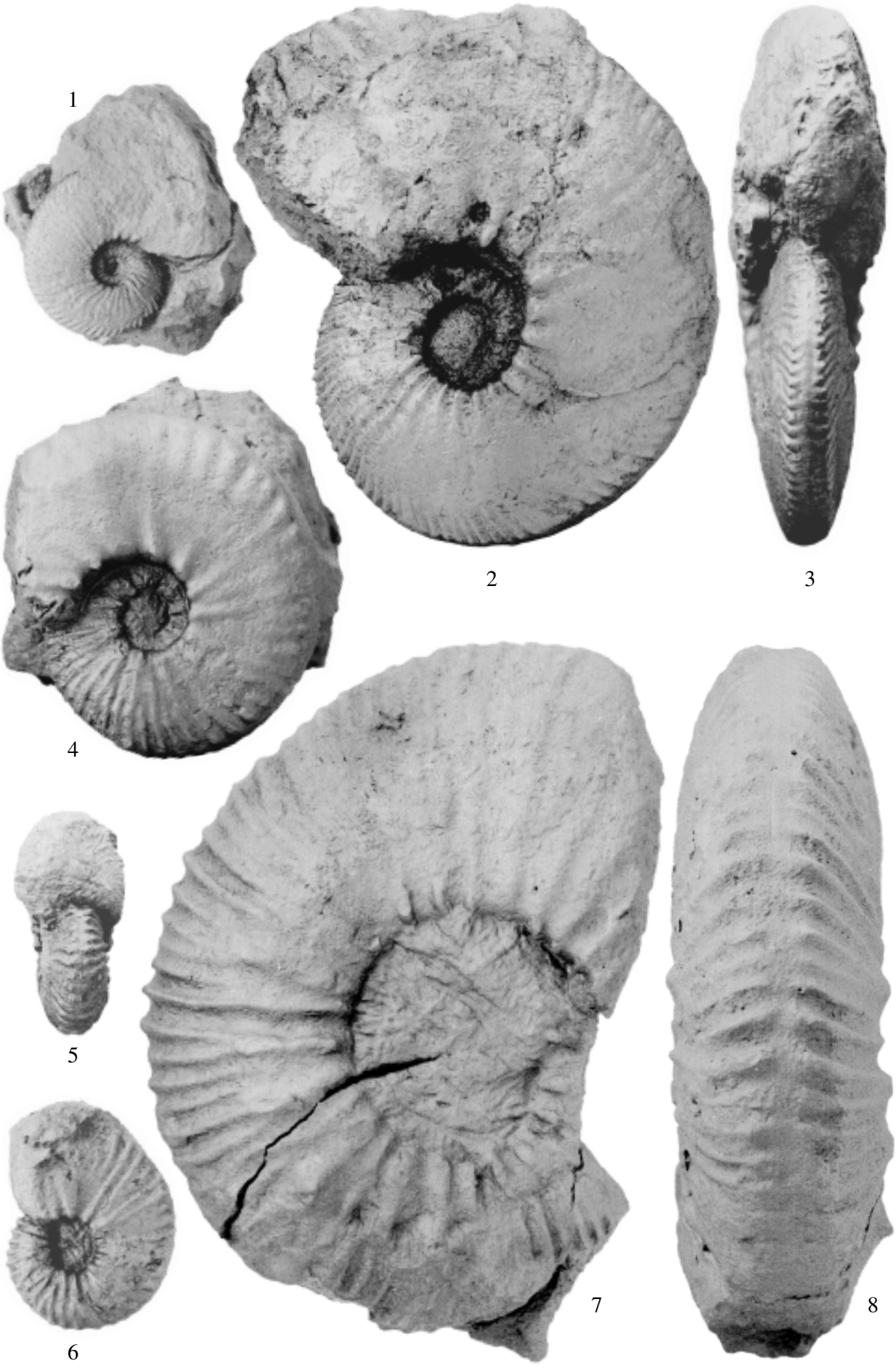

1
2
3
4
5
6
7
8

Fig. 1, 2 ***Sarasinella eucyrta*** (SAYN 1907) ..... S. 99
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 134
RGM 353.367 [A22.134.01]

Fig. 3 ***Sarasinella eucyrta*** (SAYN 1907) ..... S. 99
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 137
RGM 353.250 [A18.137.02]

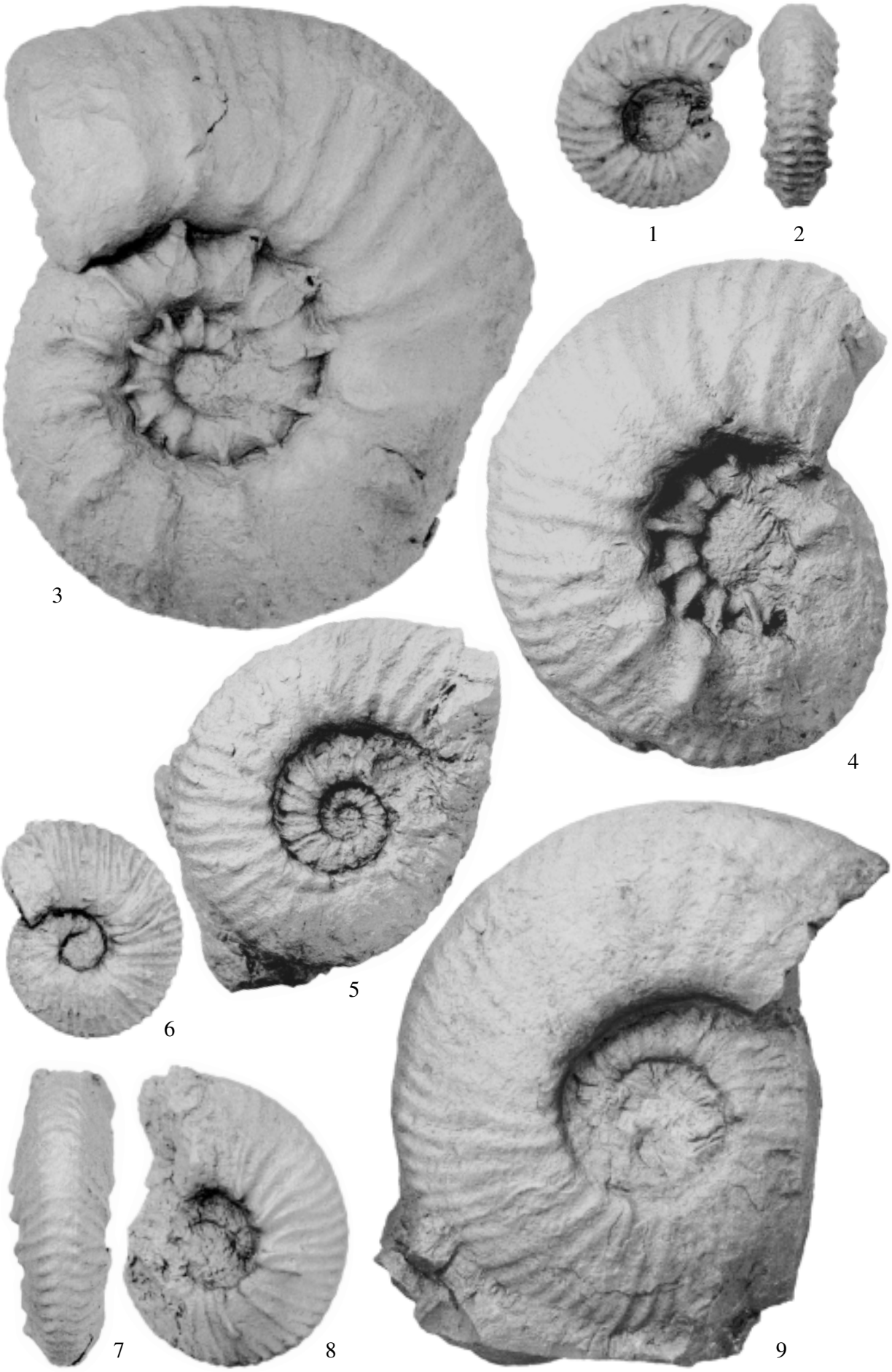
Fig. 4 ***Sarasinella eucyrta*** (SAYN 1907) ..... S. 99
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 119 (Basis)
RGM 353.115 [A04.119.02]

Fig. 5 ***Sarasinella eucyrta*** (SAYN 1907) ..... S. 99
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 109 (Knollenlage)
RGM 353.420 [A24.109.02]

Fig. 6 ***Sarasinella longi*** (SAYN 1907) ..... S. 101
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 122
RGM 353.431 [A24.122.03]

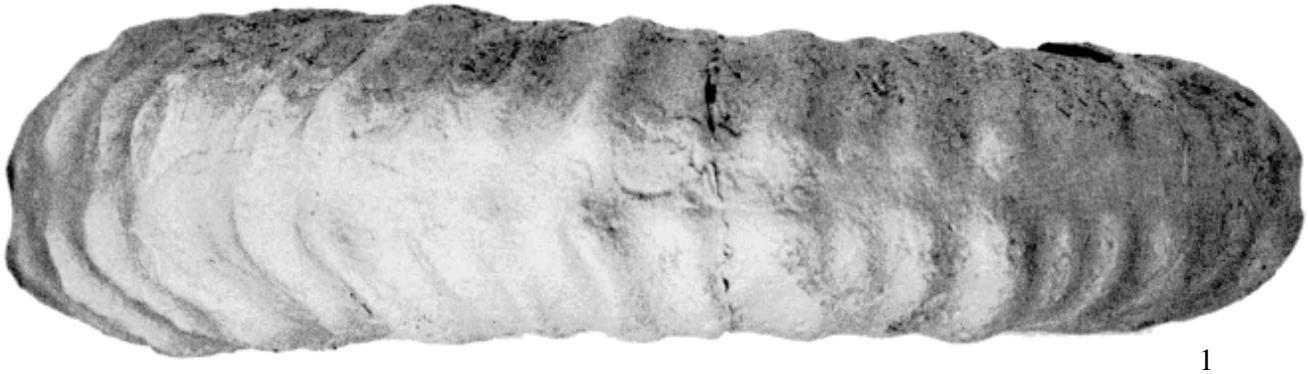
Fig. 7, 8 ***Sarasinella longi*** (SAYN 1907) ..... S. 101
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Agrhoud (A30), Schicht 126
RGM 353.519 [A30.126.01]

Fig. 9 ***Sarasinella longi*** (SAYN 1907) ..... S. 101
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 129
RGM 353.240 [A18.129.01]


1
2
3
4
5
6
7
8
9

1

Fig. 1 ***Sarasinella longi*** (SAYN 1907) ..... S. 101
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 138 (Top)
RGM 353.251 [A18.138.01]



1

2

Fig. 1, 2 ***Fuhriella*** sp. ..... S. 84
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 127
RGM 353.239 [A18.127.02]

Fig. 1, 2 ***Sarasinella trezanensis*** (LORY in SAYN 1907) ..... S. 100
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 109 (Knollenlage)
RGM 353.419 [A24.109.01]

Fig. 3 ***Sarasinella uhligi*** SPATH 1939 ..... S. 102
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 184
RGM 353.383 [A22.184.02]

Fig. 4 ***Sarasinella trezanensis*** (LORY in SAYN 1907) ..... S. 100
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Tamri (A1), Schicht 98
RGM 353.066 [A01.098.02]

Fig. 5 ***Sarasinella uhligi*** SPATH 1939 ..... S. 102
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 187 (1,20 m über Basis)
RGM 353.387 [A22.187.02]

Fig. 6, 7 ***Sarasinella trezanensis*** (LORY in SAYN 1907) ..... S. 100
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 133
RGM 353.248 [A18.133.02]

Fig. 8 ***Sarasinella uhligi*** SPATH 1939 ..... S. 102
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 184
RGM 353.382 [A22.184.01]

Fig. 9 ***Sarasinella uhligi*** SPATH 1939 ..... S. 102
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 184
RGM 353.384 [A22.184.03]

1
2
3
4
5
6
7
8
9

Fig. 1 ***Sarasinella ambigua*** (UHLIG 1902) ..... S. 101
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 128
RGM 353.358 [A22.128.02]

Fig. 2 ***Sarasinella ambigua*** (UHLIG 1902) ..... S. 101
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 109 (Knollenlage)
RGM 353.421 [A24.109.03]

Fig. 3 ***Karakaschiceras heteroptychum*** (PAVLOW 1892) ..... S. 96
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone,
Karakaschiceras biassalense-Biohorizont
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 183
RGM 353.316 [A18.183.01]

Fig. 4 ***Sarasinella uhligi*** SPATH 1939 ..... S. 102
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 182
RGM 353.380 [A22.182.01]

1
2
3
4

Fig. 1 ***Himantoceras trinodosum*** THIEULOY 1964 ..... S. 114
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone, *Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*-Biohorizont
Profil Tamri (A13), Schicht 106
RGM 353.179 [A13.106.05]

Fig. 2 ***Himantoceras trinodosum*** THIEULOY 1964 ..... S. 114
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone, *Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Olcostephanus (Olcostephanus) nicklesi*-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 104 Basis), aufgearbeitet
RGM 353.084 [A01.104.01]

Fig. 3 ***Criosarasinella mandovi*** THIEULOY 1977 ..... S. 103
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone, *Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Addar (A24), Schicht 161 (obere Bank)
RGM 353.492 [A24.161.04]

Fig. 4 ***Criosarasinella furcillata*** THIEULOY 1977 ..... S. 103
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone, *Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 104
RGM 353.085 [A01.104.02]

Fig. 5 ***Criosarasinella furcillata*** THIEULOY 1977 ..... S. 103
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone, *Himantoceras trinodosum*-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 199 (Top)
RGM 353.338 [A18.199.01]

Fig. 6 ***Breistrofferella*** sp.
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
„Profil bei Agroud, C_2 27275“
Sammlung WIEDMANN, Tübingen

Fig. 7, 8 ***Breistrofferella castellanensis*** (D'ORBIGNY 1840) ..... S. 112
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173 (Top)
RGM 353.510 [A24.173.16]

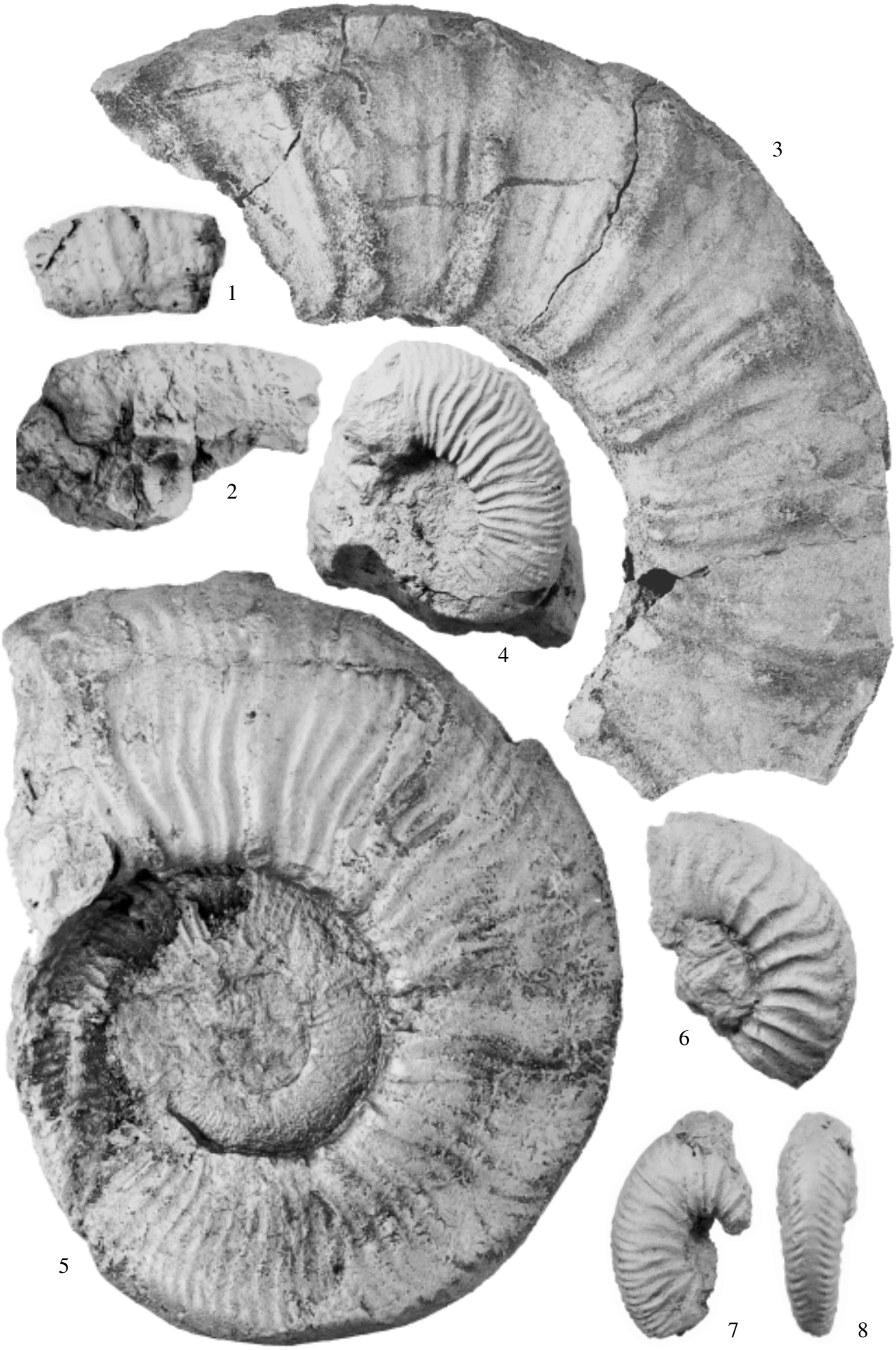

1
2
3
4
5
6
7
8

Fig. 1 ***Criosarasinella mandovi*** THIEULOY 1977 ..... S. 103
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 104 (Top untere Bank)
RGM 353.087 [A01.104.04]

Fig. 2 ***Criosarasinella heterocostata*** (MANDOV 1976) ..... S. 104
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Addar (A24), Schicht 163 (Top)
RGM 353.493 [A24.163.01]

Fig. 3 ***Neocomites (Neocomites) premolicus*** SAYN 1907 ..... S. 104
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 106
RGM 353.406 [A24.106.03]

Fig. 4 ***Neocomites (Neocomites) premolicus*** SAYN 1907 ..... S. 104
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 130
RGM 353.361 [A22.130.01]

Fig. 5, 6 ***Neocomites (Neocomites) premolicus*** SAYN 1907 ..... S. 104
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 108
RGM 353.411 [A24.108.02]

Fig. 7 ***Neocomites (Neocomites) premolicus*** SAYN 1907 ..... S. 104
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 130
RGM 353.362 [A22.130.02]

Fig. 8 ***Neocomites (Neocomites) premolicus*** SAYN 1907 ..... S. 104
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 123 (Top)
RGM 353.229 [A18.123.01]

Fig. 9 ***Neocomites (Neocomites) premolicus*** SAYN 1907 ..... S. 104
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 113
RGM 353.113 [A04.113.01]

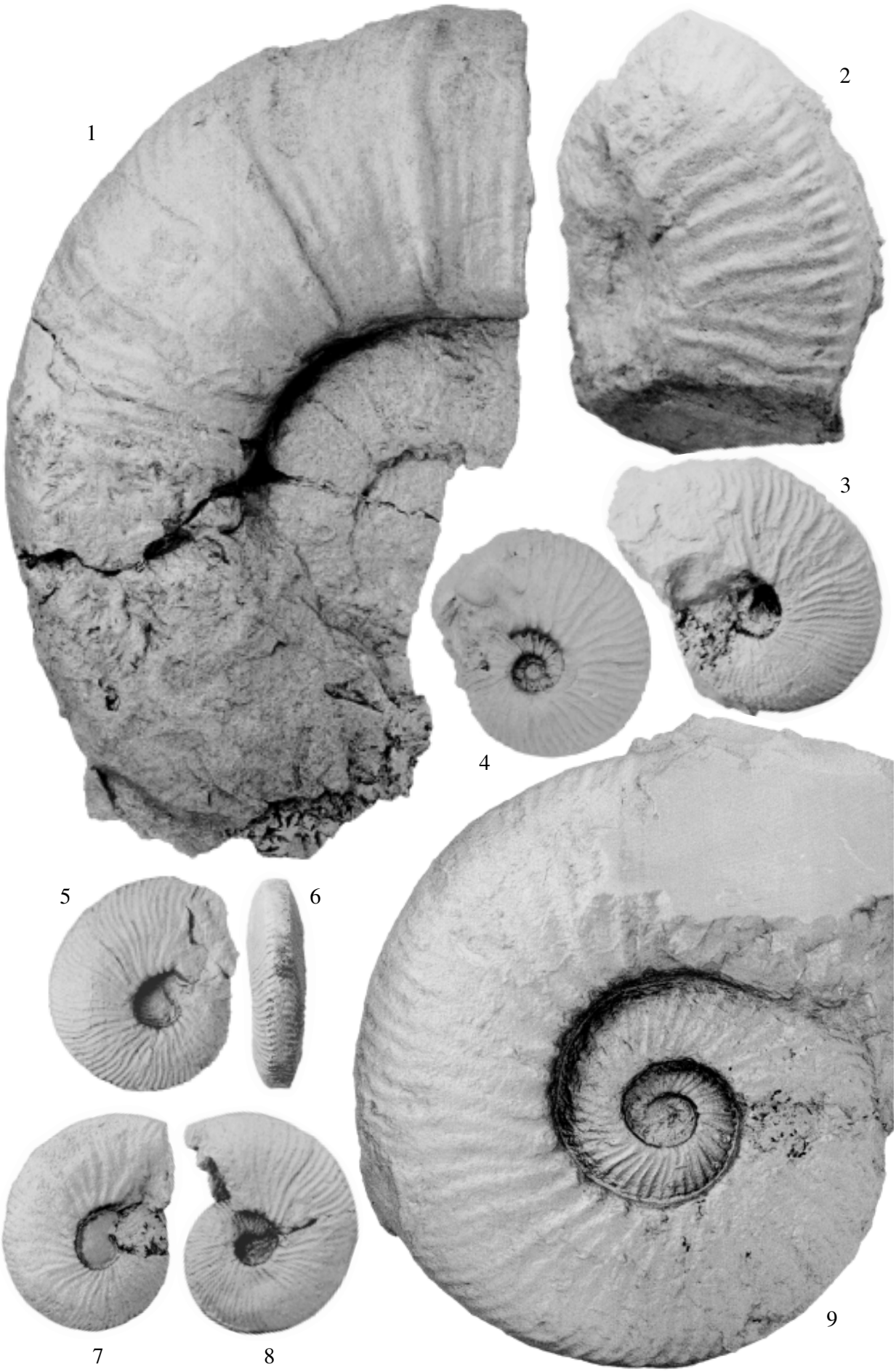

1
2
3
4
5
6
7
8
9

Fig. 1 ***Neocomites (Neocomites) neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 106
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 121
RGM 353.118 [A04.121.01]

Fig. 2 ***Neocomites (Neocomites) premolicus*** SAYN 1907 ..... S. 104
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 112
RGM 353.424 [A24.112.01]

Fig. 3 ***Neocomites (Neocomites) neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 106
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147 (0,25 m über Basis)
RGM 353.148 [A04.147.06]

Fig. 4 ***Neocomites (Neocomites) neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 106
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 174
RGM 353.378 [A22.174.01]

Fig. 5, 6 ***Neocomites (Neocomites) neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 106
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 182
RGM 353.381 [A22.182.02]

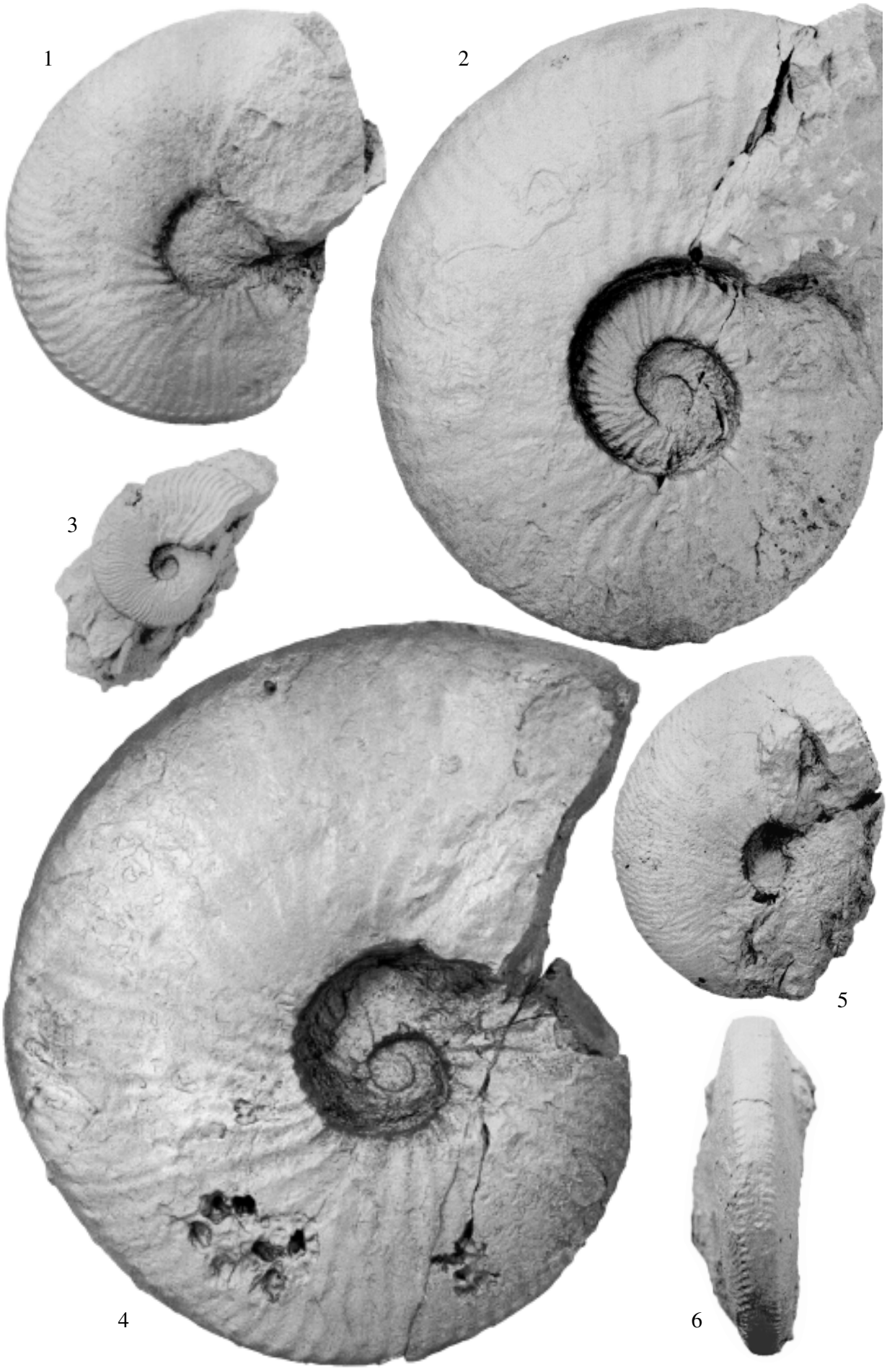

1
2
3
4
5
6

Fig. 1 ***Neocomites (Neocomites) neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 106
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 122
RGM 353.429 [A24.122.01]

Fig. 2 ***Neocomites (Neocomites) neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 106
Unter-Valangin, *Thurmanniceras pertransiens*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 142
RGM 353.258 [A18.142.02]

Fig. 3 ***Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis*** (HOHENEGGER in UHLIG 1902) .. S. 110
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 197 (0,50 m über Basis)
RGM 353.335 [A18.197.01]

Fig. 4 ***Neocomites (Teschenites) pachydicranus*** THIEULOY 1977 ..... S. 111
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 205 (0,65 m über Basis)
RGM 353.345 [A18.205.02]

Fig. 5 ***Neocomites (Teschenites) pachydicranus*** THIEULOY 1977 ..... S. 111
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Tamri (A1), Schicht 106
RGM 353.093 [A01.106.01]

Fig. 6 ***Neocomites (Teschenites) pachydicranus*** THIEULOY 1977 ..... S. 111
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Tamri (A1), Schicht 106
RGM 353.094 [A01.106.02]

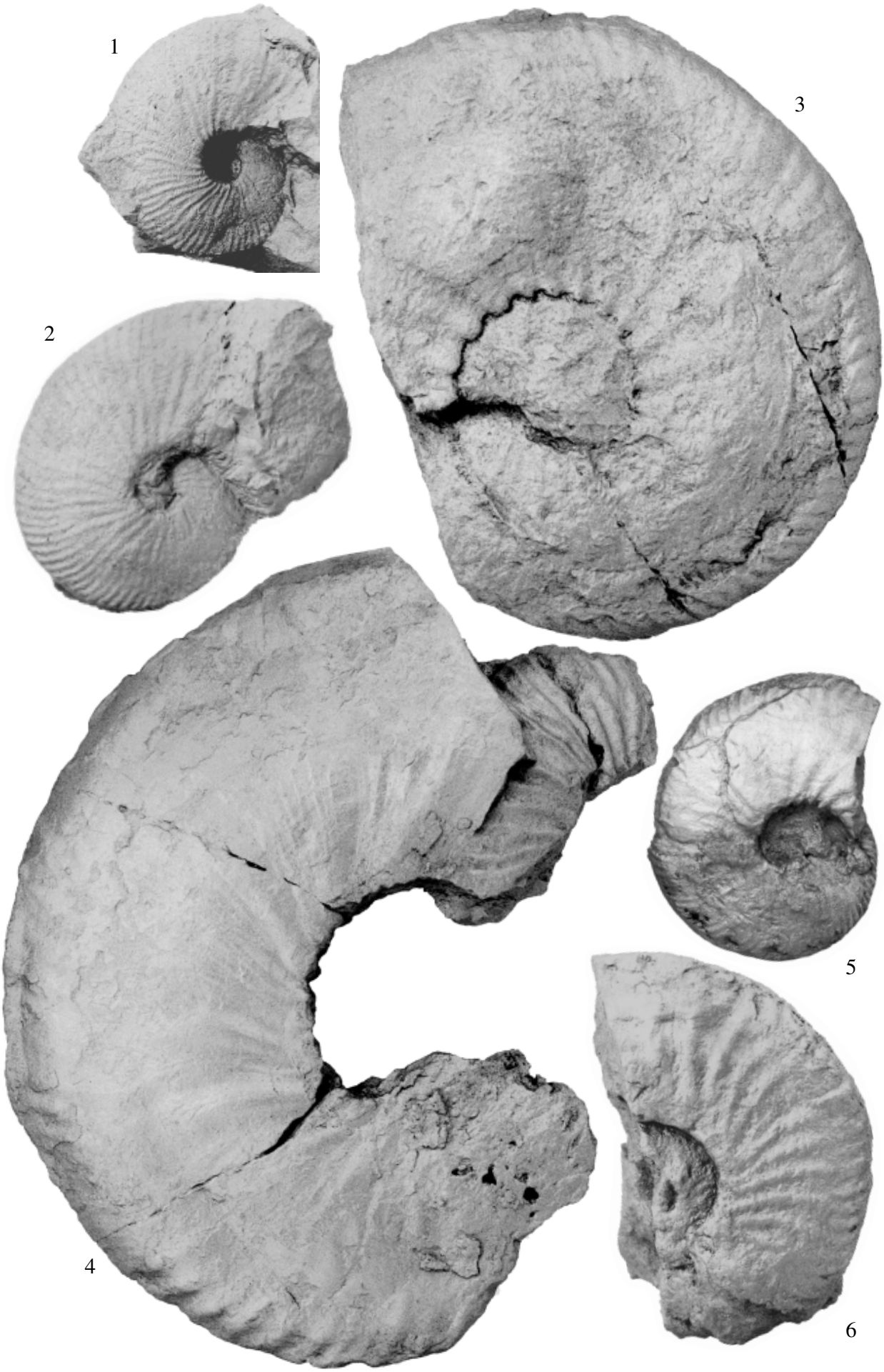
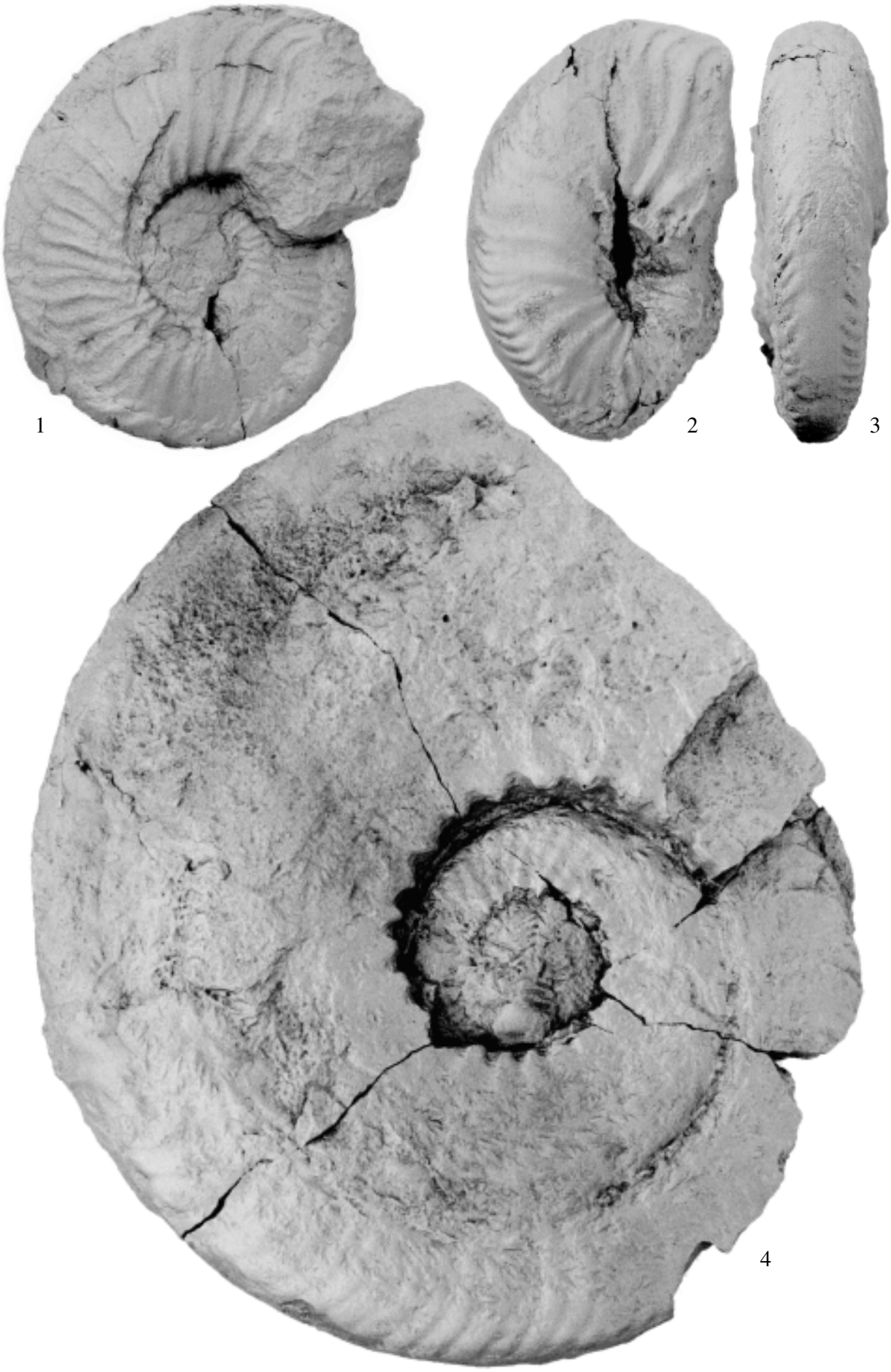

1
2
3
4
5
6

Fig. 1 ***Neocomites (Teschenites) pachydicranus*** THIEULOY 1977 ..... S. 111
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173
RGM 353.501 [A24.173.07]

Fig. 2, 3 ***Neocomites (Teschenites) pachydicranus*** THIEULOY 1977 ..... S. 111
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173
RGM 353.503 [A24.173.09]

Fig. 4 ***Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis*** (HOHENEGGER in UHLIG 1902) .. S. 110
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Addar (A24), Schicht 159
RGM 353.488 [A24.159.03]



1

2

3

4

Fig.1, 2 ***Neocomites (Neocomites) peregrinus*** (RAWSON & KEMPER 1978) ..... S. 109
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone,
Neocomites (Neocomites) peregrinus-Biohorizont
Profil Addar (A24), Schicht 153
RGM 353.485 [A24.153.01]

Fig. 3 ***Neocomites (Neocomites) platycostatus*** SAYN 1907 ..... S. 108
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Tamri (A1), Schicht 100
RGM 353.075 [A01.100.07]

Fig. 4 ***Neocomites (Neocomites) platycostatus*** SAYN 1907 ..... S. 108
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147 (0,25 m über Basis)
RGM 353.144 [A04.147.02]

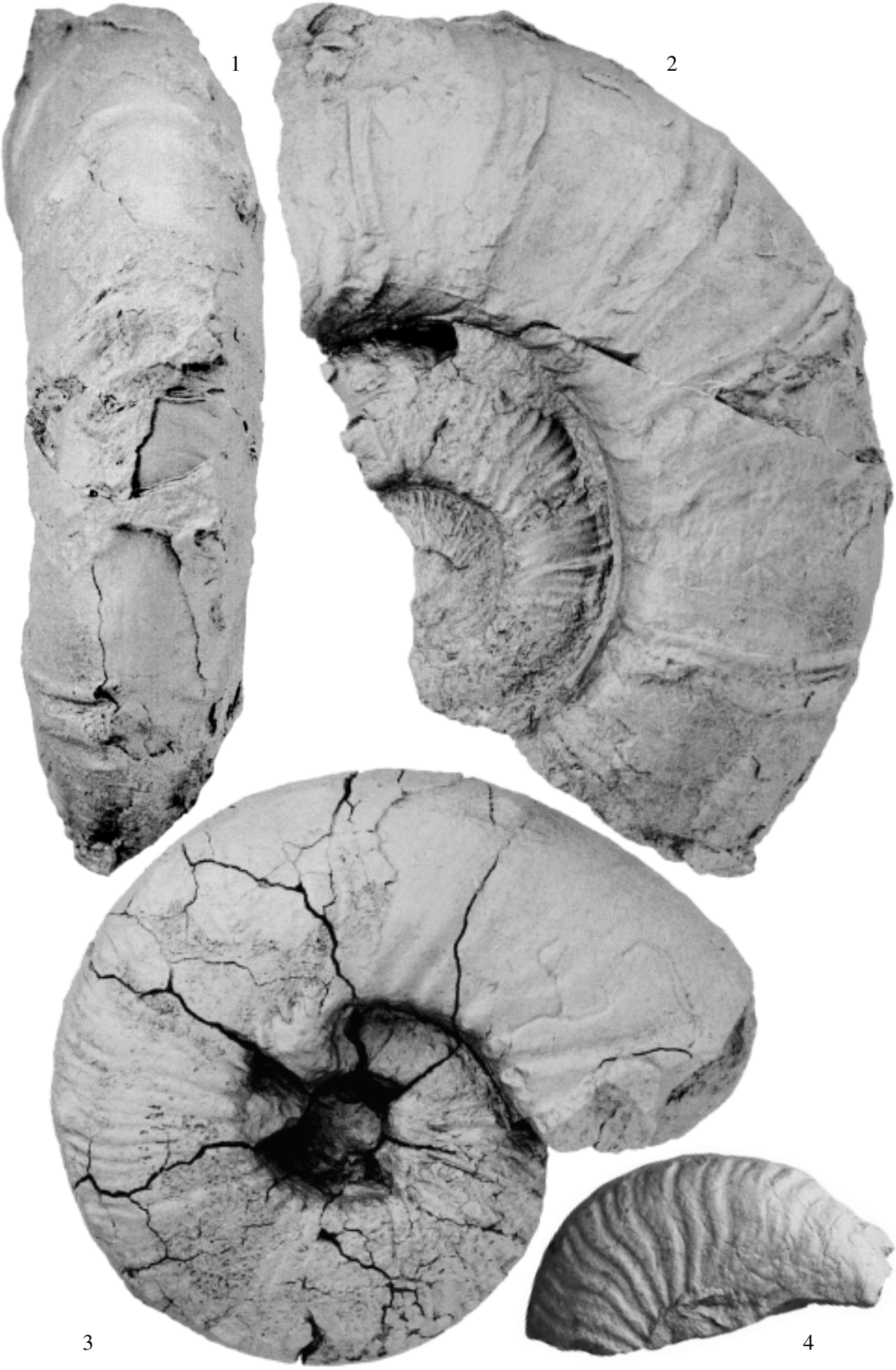

1
2
3
4

Fig. 1 ***Kilianella lucensis*** (SAYN 1907) ..... S. 89
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Adennz (A22), Schicht 211
RGM 353.388 [A22.211.01]

Fig. 2, 3 ***Kilianella lucensis*** (SAYN 1907) ..... S. 89
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 169
RGM 353.276 [A18.169.01]

Fig. 4 ***Neocomites (Neocomites)*** aff. ***teschenensis*** (UHLIG 1902) ..... S. 107
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15), Schicht 106
RGM 353.204 [A15.106.03]

Fig. 5 ***Neocomites (Neocomites)*** aff. ***teschenensis*** (UHLIG 1902) ..... S. 107
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 168
RGM 353.275 [A18.168.01]

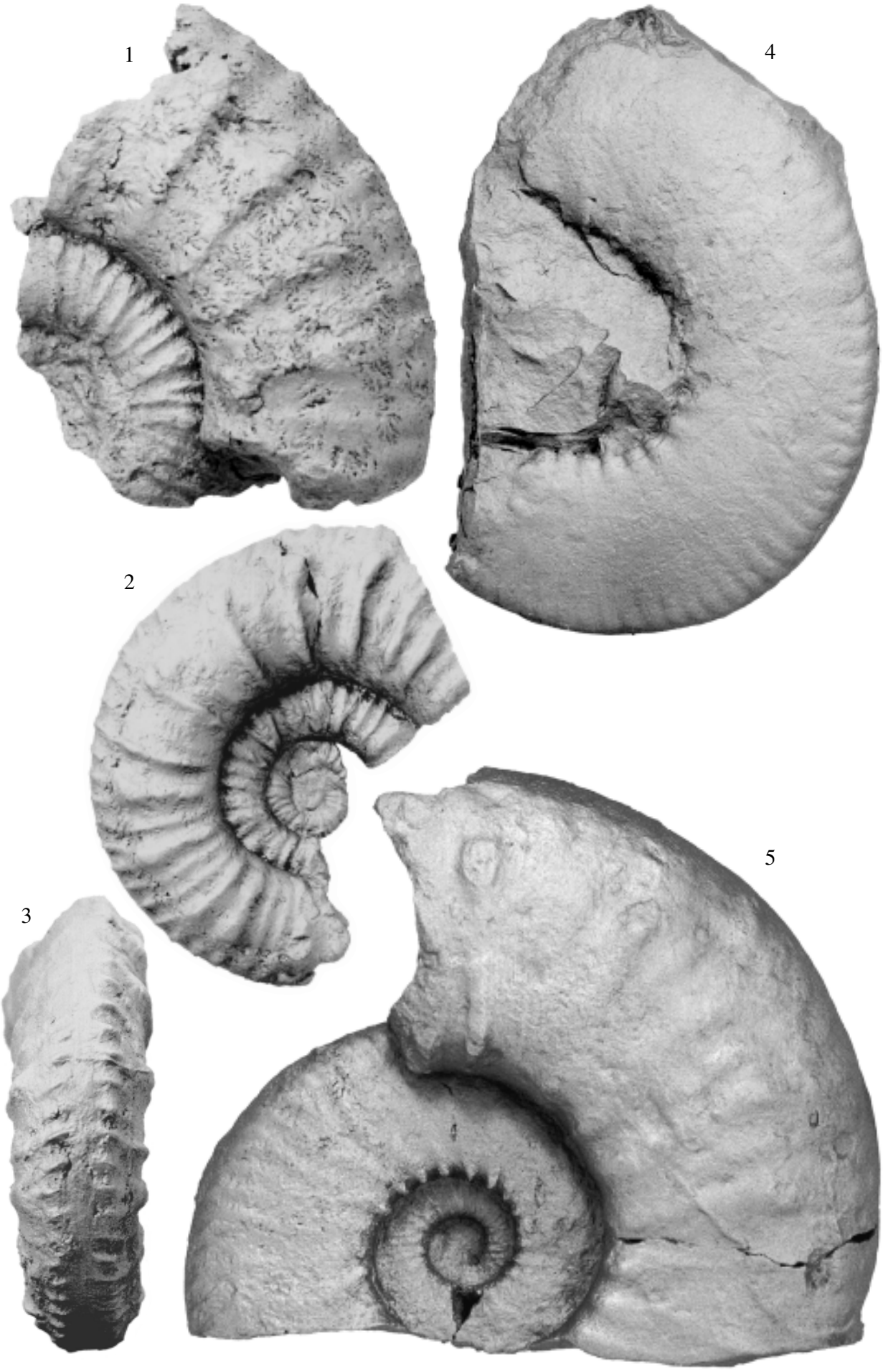

1
4
2
5
3

Fig. 1, 2 „***Distoloceras***“ ***hirtzi*** COLLIGNON 1962 0,9 x ..... S. 113
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 185 (Top)
RGM 353.328 [A18.185.04]

1

Fig. 1 ***Crioceratites*** ? sp. 0,9 x ..... S. 115
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Tamri (A1), Schicht 104 (Basis)
RGM 353.088 [A01.104.05]

Fig. 1 ***Haploceras (Neolissoceras) grasianum*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 64
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Addar (A24), Schicht 173 (Basis)
RGM 353.497 [A24.173.03]

Fig. 2 ***Lytoceras subfimbriatum*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 63
Ober-Valangin, *Neocomites (Teschenites) pachydicranus*-Zone,
Himantoceras trinodosum-Subzone, *Criosarasinella furcillata*-Biohorizont
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 154 (0,85 m über Basis)
RGM 353.160 [A04.154.04]

Fig. 3 ***Lytoceras subfimbriatum*** (D'ORBIGNY 1841) ..... S. 63
Unter-Hauterive, *Acanthodiscus radiatus*-Zone
Profil Aïn Hammouch (A18), Schicht 205 (0,65 m über Basis)
RGM 353.344 [A18.205.01]

Fig. 4 ***Bochianites neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1842) ..... S. 115
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147 (0,25 m über Basis)
RGM 353.152 [A04.147.10]

Fig. 5 ***Bochianites neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1842) ..... S. 115
Ober-Valangin, *Saynoceras verrucosum*-Zone
Profil Taourirt Oubazine (A4), Schicht 147 (0,25 m über Basis)
RGM 353.151 [A04.147.09]

Fig. 6 ***Bochianites neocomiensis*** (D'ORBIGNY 1842) ..... S. 115
Unter-Valangin, *Busnardoites campylotoxus*-Zone
Profil Zaouia Sidi Abd-er-Rahmane (A15), Schicht 110
RGM 353.205 [A15.110.01]

1
2
3
4
5
6