A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET ÉVKÖNYVE

ANNALES

INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

VOL. LIV., FASC. 2.

100-YEAR CELEBRATIONS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE

COLLOQUE DU JURASSIQUE MÉDITERRANÉEN
Budapest, 3–8. IX., 1969

КОЛЛОКВИУМ ПО ЮРСКОЙ СИСТЕМЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ
Будапешт, 3–8. IX., 1969 г.

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1971. január

81

Editeur:

Dr. E. VÉGH-NEUBRANDT

Révisé par

Mrs. D. BOSSÁNYI (allemand)
Mrs. S. KILÉNYI (français et russe)
Dr. S. VÉGH (anglais)

Publié en base des manuscrits présentés par les auteurs

Felelős kiadó: Dr. Konda József
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Azonossági szám: 0261 — Ívterjedelem: 55,375 (A5 ív)+3 fekete+10 színes melléklet
Ábrák száma: 122 — Példányszám: 1140
70.4580 Egyetemi Nyomda, Budapest. Felelős vezető: Janka Gyula igazgató

TABLE DES MATIÈRES – СОДЕРЖАНИЕ

Préface 7

Введение 8

B. Géczy: Inauguration au Colloque du Jurassique Méditerranéen 9

Б. Геци: Речь при открытии коллоквиума по юрской системе Средиземноморской области 13

V. V. Menner: Structure and Aims of the Commission on Stratigraphy of the IUGS and its Further Development 15

P. L. Maubeuge: Inauguration au Colloque 19

J. Ricour: Compte rendu d'activité et perspectives d'avenir du Comité du Mésozoïque méditerranéen 23

J. Fülöp: Allocution du directeur 27

Й. Фюлёп: Приветственная речь директора 29

J. Fülöp: Les formations jurassiques de la Hongrie 31

Й. Фюлёп: Юрские отложения Венгрии 47

A. Hallam: Evaluation of Bathymetric Criteria for the Mediterranean Jurassic 63

D. Bernoulli: Redeposited Pelagic Sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean Area 71

H. C. Jenkyns—H. S. Torrens: Palaeogeographic Evolution of Jurassic Seamounts in Western Sicily 91

J. Wendt: Die Typlokalität der Adneter Schichten (Lias, Österreich) 105

Г. Я. Крымгольц: Основные этапы развития территории СССР в юрском периоде 117

В. Л. Егоян: Граница юры и мела на Северо-Западном Кавказе и некоторые вопросы методики стратиграфических исследований 125

D. Patrulius—E. Popa: Lower and Middle Jurassic Ammonite Zones in the Roumanian Carpathians 131

J. Wiedmann: Zur Frage der Jura/Kreide-Grenze 149

E. Nagy: Der unterliassische Schichtenkomplex von Grestener Fazies im Mecsek-Gebirge (Ungarn) 155

A. Ramovš: Die Entwicklung der alpinen Jura in Slowenien, NW-Jugoslawien 161

I. Gušić—L. Nikler—B. Sokač: The Jurassic in the Dinaric Mountains of Croatia and the Problems of its Subdivision 165

V. Mutihac: Les faciès du Jurassique de la zone centrale des Carpates orientaux (Roumanie) 185

R. Colacicchi—G. Pialli: Relationship Between Some Peculiar Features of Jurassic Sedimentation and Paleogeography in the Umbro-Marchigiano Basin (Central Italy) 195

V. Crescenti: Biostratigraphic Correlation in the Jurassic Facies of Central Italy by Means of the Microfossils 209

O. F. Geyer: Stratigraphie und Fazies im mediterranen (subbetischen) und submediterranen (keltiberisch-präbetischen) Jura Spaniens 215

В. И. Зесашвили: Стратиграфия юрской сланцевой серии Центрального Кавказа 219

A. Bărbulescu: Les faciès du Jurassique dans la partie Ouest de la Dobrogea centrale (Roumanie) 225

М. В. Михайлова: Верхнеюрские рифогенные фации альпийской складчатой области юры СССР 233

J. Th. Groiss: Beziehungen der Foraminiferen-Faunen im Ober-Jura Süddeutschlands zum mediterranen und „borealen" Bereich 241

R. Mutiu—A. Bădăluță: La présence des Décapodes anomures et Dromiacés dans les calcaires tithoniques de la Plate-forme moësienne 245

D. Turnšek: Upper Jurassic Hydrozoan Reef Systems in Slovenia (NW Jugoslavia) 255

B. Ziegler: Pelecypoden im mediterranen Oberjura 259

G. Vigh: Oberjurassische—berriasische Ammonoideen-Faunen aus dem Nordteil des Transdanubischen Mittelgebirges 263

D. Beju: Jurassic Microplankton from the Carpathian Foreland of Roumania 275

И. Надь: Расчленение верхнеюрских отложений гор Мечек по ископаемым организмам 319

W. M. Bausch: Tonmineralprovinzen im europäischen Malm 333

А. Л. Цагарели: К вопросу о границах средней юры в свете материалов люксембургских коллоквиумов 335

A. Fenninger—H. Flügel—H. L. Holzer: Der oberostalpine Malm der Nördlichen Kalkalpen (Österreich) 345

И. П. Луппов: Геологическое развитие и основные черты палеогеографии Среднеазиатской части СССР на рубеже юрского и мелового периода 353

А. Г. Халилов: О границе юры и мела на Кавказе 359

R. Trümpy: Sur le Jurassique de la zone helvétique en Suisse 369

B. D'Argenio—P. Scandone: Jurassic Facies Pattern in the Southern (Campania—Lucania) Apennines 383

R. Enay—C. Martin—O. Monod—J. P. Thieuloy: Jurassique supérieur à Ammonites (Kimmeridgien—Tithonique) dans l'autochtone du Taurus de Beyşehir (Turquie Meridionale) 397

J. Konda: Ammonitico Rosso and Radiolarites in the Transdanubian Central Mountains Jurassic 423

I. Preda: Der Lias des Pădurea Craiului 429

N. Morton: The Standard Zones of the Aalenian Stage 433

S. Elmi—C. A. Mangold—R. Mouterde—Ch. Ruget: Revision de l'étage Bathonien au Cap Mondego (Portugal) 439

E. Cariou: Caractères de la faune et subdivision du Callovien supérieur en Poitou (France) 451

B. Géczy: L'âge du banc à Ammonites de Villány 465

S. Elmi: Les influences Mésogéennes dans le Jurassique moyen du SE de la France, comparaison avec l'Ouest Algérien 471

B. Géczy: Examen quantitatif des Ammonoïdes liasiques de la Montagne Bakony 483

Й. Месарош: Основные особенности тектонического развития юрских отложений гор Баконь 487

L. Hottinger: Larger Foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their Stratigraphic Use 497

L. Kovács: Liassische Ammoniten aus dem Mecsekgebirge (Südungarn) 505

A. Galácz—A. Vörös: Dogger Belemnite Fauna of the Villány Mountains 521

В. А. Вахрамеев: Ярусное расчленение средней юры южных районов СССР и данные палеоботаники 527

A. Zeiss: Vergleiche zwischen den epikontinentalen Ammonitenfaunen Äthiopiens und Süddeutschlands 535

L. Malinowska: Ammonites und Nautiloids of the epicontinental Oxfordian in Poland 547

М. С. Месежников—В. Н. Сакс—Н. И. Шульгина: О влиянии средиземноморских и тихоокеанских фаун на формирование позднеюрских комплексов головоногих моллюсков Арктики 557

A. Xhomo—A. Kondo—A. Papa—I. Balluku—J. Kanani—N. Alikaj—V. Nasi: La transgression tithono-néocomienne dans la Zone ïonienne d'Albanie 567

Anhang 577

H. Zapfe: Die Stratotypen des Anis, Tuval und Nor und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Biostratinomie der alpinen Trias 579

L. Krystyn—W. Schlager: Der Stratotypus des Tuval 591

L. Krystyn—G. Schäffer—W. Schlager: Der Stratotypus des Nor 607

Liste des participants du Colloque 631

PRÉFACE

Le Colloque du Jurassique Méditerranéen fut organisé dans le cadre des assemblées scientifiques internationales consacrées au Centenaire de la fondation de l'Institut Géologique de Hongrie. Lors du Colloque on a présenté 5 communications plénières, puis, en deux sections, des communications spéciales de 10 stratigraphes hongrois et de 50 étrangers. Au Colloque ont participé 108 spécialistes de 19 pays et 22 chercheurs hongrois.

Les communications ont embrassé la stratigraphie, paléontologie et paléogéographie du Jurassique de l'Europe Occidentale, Centrale, Orientale et Méridionale, de l'URSS, de l'Asie Antérieure et de l'Afrique. Grâce à cela, on a eu l'occasion pour des amples discussions, pour un échange de vues et d'expériences à l'échelle internationale, ce qui n'a pas manqué de produire des résultats considérables.

Les communications ayant été présentées les 3 et 4 septembre 1969, les participants du Colloque firent une *excursion spéciale* du 5 au 7 septembre. Celle-ci leur offrit de visiter les coupes classiques et typiques du Jurassique des Montagnes Centrales de Transdanubie, Mecsek et de Villány. La séance de clôture à la *fin de l'excursion* (le 8 septembre) a rendu possible des discussions multilatères et d'une haute portée sur les problèmes à la lumière des expériences acquiertes lors de l'excursion.

Le présent volume comprend toutes les communications présentées lors du Colloque et une communication qui n'a pas été présentée oralement.

Dr. E. Végh-Neubrandt

ВВЕДЕНИЕ

Венгерский геологический институт организовал *Коллоквиум по юрской* системе Средиземноморской области в кругу международных конференций, проведенных по случаю 100-летней годовщины со дня своего основания. В рамках этого коллоквиума были зачитаны 5 пленарных и затем в двух секциях специальные доклады 10 венгерских и 50 иностранных ученых. В коллоквиуме приняли участие 108 специалистов из 19 стран и 22 венгерских исследователя.

Доклады были посвящены стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии юрских отложений территорий Западной, Средней, Восточной и Южной Европы, Советского Союза, Передней Азии и Африки. Таким образом, фактически состоялась дискуссия широкого диапазона, которая обменом знаний и опытом в международном масштабе принесла плодотворные результаты.

Коллоквиум по юре заключил в себя заслушивание докладов 3—4 сентября 1969 г. и *специальную экскурсию* 5—7 сентября. Во время экскурсии участники коллоквиума имели возможность познакомиться с классическими и характерными разрезами юрских отложений Задунайского среднегорья, гор Мечек и Виллань. После экскурсии во время *заключительного заседания* (8. IX) была предоставлена возможность многостороннего обсуждения на месте на высоком уровне интересующих проблем.

Настоящий сборник содержит доклады, прочитанные во время коллоквиума, и один специально присланный.

Dr. E. Végh-Neubrandt

INAUGURATION AU COLLOQUE DU JURASSIQUE MÉDITERRANÉEN

par

B. GÉCZY

Mesdames et Messieurs!

En ouvrant le Colloque du Jurassique Méditerranéen, en tant que le secrétaire de cette réunion, je saisis l'occasion de saluer respectueusement les membres du Présidium: Monsieur MENNER, le président de la Commission de Stratigraphie de l'UISG (Union Internationale des Sciences Géologiques); Monsieur MAUBEUGE, le président de la Sous-Commission du Jurassique; Monsieur RICOUR, le président du Comité du Mésozoïque Méditerranéen; Monsieur KRYMHOLTZ, le président de la Commission du Jurassique de l'URSS, Mr. AGER, le membre du British Jurassic Committee, secrétaire général du Field Symposium on British Jurassic, Monsieur COLLIGNON, représentant de l'Académie Française des Sciences et Monsieur FÜLÖP, le directeur de l'Institut Géologique de Hongrie, ainsi que les participants bien respectés du présent Colloque.

L'histoire des recherches du Jurassique en Hongrie a commencé il y a plus que cent années. Le mérite de la découverte du Jurassique dans la Montagne Mecsek appartient à PETERS (1862), dans les Montagnes Gerecse et Bakony à HANTKEN, SCHLOENBACH et STACHE (1867). Lorsque dans les années soixante-dix du siècle passé les analyses détaillées des furent commencées en Hongrie, un ample gamme de méthodes biostratigraphiques et une grande richesse à terminologique avaient déjà été développées, grâce à la génialité de W. SMITH, GRESSLY, D'ORBIGNY et OPPEL. Ce que l'on doit aux géologues hongrois, en particulier à BÖCKH et HANTKEN, c'est qu'ils furent les premiers à donner une vue d'ensemble de la géologie des régions auparavant inconnues du domaine méditerranéen oriental en base des résultats obtenus en Europe occidentale. On doit prêter une attention particulière aux activités de BÖCKH (1880–1881) qui a donné l'échelle zonale originale méthodiquement bien fondée des *Ammonites* du Bathonien-Callovien. Dans le premier décade du vingtième siècle les recherches du Jurassique en Hongrie virent leur période de grâce aux activité de PRINZ, VADÁSZ, TILL et LÓCZY c'est alors gloire. Qu'apparurent les premières grandes monographies sur les *Ammonites* de Csernye, du secteur méridional de la Montagne Bakony et de la Montagne Villány, monographies indispensables pour la littérature du Jurassique méditerranéen même de nos jours. Les

traditions du Jurassique de Hongrie furent poursuivies par TELEGDI ROTH, NOSZKY, KOVÁCS et VIGH. Ce sont eux qui l'ont créé le fondement sur lequel se basent les recherches actuelles.

En Hongrie les recherches du Jurassique étaient toujours focalisées autour deux centres. La majorité des auteurs étaient directeurs de l'Institut Géologique de Hongrie (HANTKEN, BÖCKH, LÓCZY, NOSZKY, FÜLÖP) ou bien collaborateurs de cet institut (VIGH), une partie mineure travaillait à la Faculté des Sciences de l'Université. Par exemple, VADÁSZ, TELEGDI ROTH et KOVÁCS effectuèrent leurs recherches en qualité du professeur d'université. L'efficacité des activités de tous les deux centres de recherche est une preuve éloquente de l'unité de la géologie hongrois ainsi que du rapport étroit entre la stratigraphie et la paléontologie.

Le premier pas vers une coopération international organisée et plus élargie fut fait par le directeur de l'Institut Géologique de Hongrie lorsqu'il convoqua il y a dix ans juste, la Conférence sur le Mésozoïque à Budapest. C'est alors les 240 participants de la Conférence avaient l'occasion de connaître les types principaux des formations jurassiques de Hongrie et d'écouter 22 communications sur le Jurassique des régions à faciès méditerranéen. Les dix ans qui se sont écoulées depuis ne manquait de réunions excellentes guarantissant la coopération internationale dans le domaine des recherches du Jurassique et permettant les chercheurs des différents pays de visiter et étudier les formations classiques du Jurassique. Tenu en 1960 à Chambéry, le Colloque du Lias a donné une vue d'ensemble moderne des stratotypes du Lias. Le Colloque du Jurassique tenue a Luxembourg en 1962 a présenté les stratotypes du Jurassique entier et a clarifié essentiellement la subdivision en étage du Jurassique. C'est le deuxième Colloque du Jurassique qui devait préciser cette échelle d'étages (1967). Organisé également en 1967 a Moscou-Tbilisi, le Symposium sur le Jurassique supérieur a fourni des facilités afin de trancher les questions encore ouvertes de la stratigraphie du Jurassique supérieur. Au printemps de 1969 ce fut le WILLIAM SMITH Bicentenaire qui nous a permis de connaître les terrains jurassiques de l'Angleterre, le berceau des recherches du Jurassique.

Les colloques que je viens de mentionner n'ont pu avoir de sujet principal les recherches des faciès et des conditions paléogéographiques du Jurassique méditerranéen. Il nous a donc paru utile de concentrer notre attention maintenant sur le Jurassique méditerranéen en se profitant des résultats des colloques antérieurs, d'auant plus que les grandes dimensions de la répartition des formations respectives et les stades différents de leur élaboration impliquent la nécessité d'une coopération internationale. Nous croyons que la Hongrie caractérisée par la variabilité étonnante des types faciaux sur un territoire relativement peu étendu et située heureusement entre les domaines ouest et est de la région méditerranéenne, ne peut être inutile pour la démonstration des problèmes du Jurassique méditerranéen. Nous savons que nous devons travailler encore beaucoup si nous voulons que nos résultats puissent être utilisés à l'étranger aussi. Ce qui nous autorisent les plus grandes espérances à cet égard ce sont les jeunes chercheurs.

Chers auditeurs ! La participation au Colloque vous coutent beacoup d'argent, de temps, long voyage fatigant et beaucoup de formalités. Je vous prie d'avoir de la compréhension pour les organisateurs du présent Colloque

malgré les fautes que vous avez observées. Veuillez prendre en considération que ce n'est qu'un centenaire et pas un bicentenaire que nous célébrons, maintenant. Nous espérons que nos successeurs tireront la leçon de nos erreurs et qu'ils organiseront le bicentenaire mieux eux aussi. Il est vrais que nos chers collègues anglais se pourront alors réjouir déjà des succès de leur tricentenaire . . .

Mesdames et Messieurs ! Permettez moi que j'invite Monsieur MENNER de bien vouloir prendre la parole.

B. GÉCZY
Institut de Paléontologie
Université Budapest
Budapest VIII.,
Kun Béla tér 1—3.
Hongrie

РЕЧЬ ПРИ ОТКРЫТИИ КОЛЛОКВИУМА ПО ЮРСКОЙ СИСТЕМЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

Б. Геци

Дамы и господа!

Открывая коллоквиум по юрской системе Средиземноморской области в качестве его секретаря, разрешите мне приветствовать членов президиума: г-на *Меннера*, председателя Комиссии по стратиграфии, г-на *Мобёжа*, председателя Подкомиссии по юрской системе, г-на *Рикура*, председателя Комиссии по мезозою Средиземноморской области, г-на *Крымгольца*, председателя Комиссии по юрской системе Советского Союза, г-на *Эгера*, члена Комиссии по юре Великобритании, главного секретаря симпозиума по юре Великобритании, г-на *Коллиньона*, представителя Французской Академии наук и г-на *Фюлёпа*, директора Венгерского геологического института, а также всех уважаемых участников коллоквиума.

Изучение юрских отложений Венгрии началось более ста лет тому назад. Заслуга в их изучении в горах Мечек принадлежит *Петерсу* (1862), в горах Гереше и Баконь — *Ханткену*, *Шленбаху* и *Штахе* (1867). Когда семидесятых годах прошлого столетия в Венгрии были начаты детальные геологические исследования, уже давно была создана — благодаря гениальности *В. Смита*, *Грессли*, *д'Орбини* и *Оппеля* — терминологическая и методическая сокровищница биостратиграфических исследований. Заслуга венгерских геологов, особенно *Бёка* и *Ханткена*, в том, что они впервые дали обзор восточных областей Средиземноморской области до того не известных западноевропейской науке. Заслуживает особого внимания работа *Бёка* (1880—1881), который провел зональное, хорошо методически обоснованное, оригинальное подразделение батско-келловейских аммонитов гор Мечек. В первом десятилетии двадцатого столетия исследование юрских отложений Венгрии достигло своего расцвета. В то время в результате работ *Принца*, *Вадаса*, *Тилла* и *Лоци* появились первые большие монографии по аммонитам, обнаруженным у с. Чернье и в горах Южная Баконь и Виллань, монографии, без которых сейчас не обходится литература по средиземноморской юре. Традиции отечественных исследований юры продолжены заслугами *Телегди Рота*, *Носки*, *Ковача* и *Вига*. Современные исследования строятся на их работах.

В Венгрии в работах по исследованию юры всегда существовало два центра. Большая часть исследований проводилась директорами Венгерского геологического института *(Ханткен, Бёк, Лоци, Носки, Фюлёп)*

или его работниками *(Виг)*, и меньшая часть на кафедре университета. В этой связи опять вспомним *Ханткена*, как основателя кафедры палеонтологии университета. Как профессора университета этими работами занимались также *Вадас*, *Телеги Рот* и *Ковач*. Сплочение венгерской геологии, также как и возникновение тесных связей между стратиграфией и палеонтологией служит хорошим доказательством результативному сотрудничеству этих двух исследовательских центров.

Первый шаг в отношении организованного расширения международных исследований сделал директор Венгерского геологического института, который точно десять лет назад созвал в Будапеште Конференцию по мезозою. 240 ее участников ознакомились с главными типами юрских отложений Венгрии и заслушали 22 доклада по юре Средиземноморской области.

Прошедшие с тех пор десять лет ознаменовались прекрасными организационными мероприятиями в области международного сотрудничества в исследовании юры, в изучении в поле классических разрезов юрских отложений. В 1960 г. на коллоквиуме по лейасу в Шамбери был проделан современный обзор лейасовых отложений, так же как в 1962 г. в Люксембурге — обзор стратотипов полной юры и, по сути дела, была уточнена ярусная шкала юрской системы. Дальнейшее более дробное расчленение этой шкалы осталось задачей II коллоквиума по юре (1967). Также организованный в 1967 г. симпозиум по верхней юре в Москве—Тбилиси оказал помощь в разрешении оставшихся до того времени открытых вопросов по верхне йюре. Празднование 200-летнего юбилея *В. Смита* весной 1969 г. дало возможность стратиграфам разных стран ознакомиться с юрскими отложениями Англии — родины исследования юры.

Фациальные и палеогеографические исследования юры Средиземноморской области не входили в круг основных задач этих коллоквиумов. Таким образом, оказалось целесообразным, используя достижения предыдущих коллоквиумов, сосредоточить внимание на юре Средиземноморской области, тем более, что эти обширные задачи разной степени изученности требуют международного сотрудничества. Мы считаем, что Венгрия разнообразием фаций юры на относительно малой территории и удачным расположением между западными и восточными регионами Средиземноморской области является подходящей территорией для рассмотрения средиземноморских проблем. Мы знаем, что, чтобы результаты наших работ снискали себе применение заграницей, надо еще нам много работать. Наша надежда в этом — молодые исследователи.

Уважаемая аудитория! Коллоквиум отнял у вас много времени, потребовал некоторых материальных затрат, заставили проделать длинный и утомительный путь и доставил вам много-много административных хлопот. Прошу вас, не обращайте внимания на организационные недостатки, имейте ввиду, что мы организуем празднование только столетнего юбилея, а не двухсотлетнего. Надеемся, что допущенные нами ошибки будут хорошей наукой для следующих поколений геологов, тогда двухсотлетие пройдет более успешно. Правда, к тому времени наши английские коллеги будут уже гордиться проведением трехсотлетия . . .

А теперь, разрешите мне передать слово для выступления многоуважаемому господину *Меннеру*.

STRUCTURE AND AIMS OF THE COMMISSION ON STRATIGRAPHY OF THE IUGS AND ITS FURTHER DEVELOPMENT

by

V. V. MENNER

The Commission, first organized in 1910, was apparently inactive until 1948, because the endeavours of the different countries were isolated by two world wars. Later, an increasing international co-operation in geological investigations demanded to unify the world stratigraphic scale. For lack of such a collaboration it is quite impossible to compile geological maps not only on the world but even on the continents separately. All the other map types based on them as tectonic maps, maps of ore deposits, etc. are necessary for a close geological examination of our planet.

The two decades from 1948 to 1968 can be regarded as a period of the increasing activity of the Commission including of its structural development. It can be attested by the first edition of the Stratigraphic Lexicon, compiled by the Subcommission under the organization of Prof. J. ROGER. This is the first summary of all stratigraphic units used in world practice. Besides, the Subcommission directed by Prof. CH. POMEROL, started to compile the volumes of a second edition and, above all, the preparation of the especially important 8^{th} volume which is expected to give a description of the units of world-wide validity.

During these years a mighty work has been done by the Subcommission on Stratigraphic Terminology and Nomenclature (president Prof. H. D. HEDBERG). It contributes to the establishment of the differences of opinion on stratigraphic categories and to the unification of the meanings and translations of stratigraphic terms, too. The Subcommission summarized the entire fundamental literature on stratigraphic taxonomy making it to be of use to the stratigraphers of the world.

In this work process the Subcommission has worked out a concept on a fundamental chronostratigraphic unit system, or rather, an idea on the stratigraphic category types and, quite recently, the concepts on stratotypes and lithostratigraphic units, which constitute the first step in the compilation of an international code of stratigraphic nomenclature. At present the Subcommission works on biostratigraphic categories beginning to compile the first variant of a code on chronostratigraphic units used in all countries without exception. This part of its work is especially important and we can only wish

the Subcommission success and an early completion of its work along these extremely important lines.

The above mentioned subcommissions are the first ones undertaken to the Commission on Stratigraphy and, as it can be seen, they have lain firm foundation for the future work success. At present our third Subcommission (of Geochronology) which is engaged in a critical review on the methods and exact data for different stratigraphic units, has an exceptional importance. Despite the short time of its existence (since 1963) this Subcommission made up a list of the main world laboratories engaged in absolute age determinations facilitating their co-operation. Coefficients applied in different laboratories to obtain exact data, also have been studied. Comparison of our four absolute age scales, besides an instruction for selectioning typical samples are finished.

Thanks to the work of this Subcommission, presided by Prof. M. ROUBAULT at first, and now by Dr. R. E. FOLINSBEE, precise physical methods were introduced into our stratigraphic work, which should greatly increase the objectivity of all our constructions.

In addition to the three subcommissions of general importance we find every year a planned development in the work of the subcommissions for various systems. At present there are already 7 such subcommissions out of 13. The main task of all subcommissions on systems is the unification of boundaries for the systems and their subdivisions, a specification of their stratotypes and, in the ideal version, the establishment of a world scale of chronozones. This work is expected to be realized by the stratigraphers. It is necessary both for a large-scale mapping and for deciphering the history of the Earth. The extensive work of the Subcommission on Jurassic Stratigraphy (President Dr. P. L. MAUBEUGE—France), can be emphasized. During two coloquia it has prepared for approval a world-wide stage scale of Jurassic deposits (without the top stage, the volume and name of which is still being discussed).

A great amount of works has been done by the Subcommission on Carboniferous Stratigraphy (president Prof. T. N. GEORGE—Scotland), which determined the volume and boundaries of a number of units. There is a wide work-development now in the following subcommissions:

Precambrian Stratigraphy (President Prof. K. RANKAMA—Finland),
Cambrian Stratigraphy (President Sir C. J. STUBBLEFIELD—United Kingdom),
Gondwana Stratigraphy (President DR. E. P. PLUMSTEAD—S. Africa),
Quarternary Stratigraphy (President Prof. G. LÜTTIG—G.F.R.).
A Subcommission on Cretacous Stratigraphy is under organization (President Prof. R. LAFFITTE—France).

Except subcommissions on systems, the Commission on Stratigraphy includes also five Committees and two Working Groups differing from the Committees only by a smaller number of members.

The majority of Committees and Working Groups was created for the solution of specific problems. The Committee on the Separation of the Silurian and Ordovician (President Prof. L. STORMER—Norway), that prepared a decision to consider the Silurian and Ordovician as two independent systems, and it can serve as an example of a fructiferous work. This decision has been passed by the Copenhagen Session of the IGC in 1960 and then accepted by all the geologists of the world.

Very successful was also the work of the Committee on the Silurian–Devonian Boundary (President Dr. D. J. McLAREN—Canada), which prepared a decision to draw the boundary at he base of the Monograptus uniformis beds and is discussing now the possible stratotypes of this boundary.

The Committee on the Anthropogene–Neogene boundary (President Prof. V. P. GRICHUK—USSR) is planning to detailize (in Paris) the decision of the London Congress of 1948, accepting only the base of the Calabrian as boundary.

As it has been demonstrated, the registered committees which work on the establishment of boundaries between the systems, are very active working groups. Some of the committees carry out their studies on a regional basis. Such are:

Committee on Mediterranean Mesozoic (President DR. J. FÜLÖP—Hungary);
Committee on Maastrichtian Stratigraphy (President DR. A. A. THIADENS—Holland);
Committee on Northern Neogene Stratigraphy (President Prof. Y. MILON—France);
Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (President Prof. R. SELLI—Italy).

At the present time this group of committees is in a state of differentiation.

The Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (President Prof. R. SELLI — Italy) has actually trespassed the boundaries of the Mediterranean. It organized four international congresses with the participation of geologists not only from Europe and North Africa, but also from USA, Canada, Australia, Japan, India and many other countries. They discussed problems of a world-wide correlation of the Neogene. This means that this Committee will operate as a Subcommission on Neogene Stratigraphy for a long time and it only rests with us to sanction its transition into the rank of a Subcommission.

On the other hand the Committee on Northern Neogene Stratigraphy, also works very actively and distinguished itself by the improvement of the northern scale. It takes a lively part in the congresses on Neogene of the Mediterranean being a typical regional committee, which should be formed under the subcommissions working on regional correlations. The organization of such committees is planned by the Subcommission on Jurassic Stratigraphy for South America. Under the Subcommission on Quarternary Stratigraphy, a Committee on the stratigraphy of Quarternary deposits of Europe and another Committee on the stratigraphy of Quarternary deposits south of the Northern Sea, are working. The Committee on Mediterranean Mesozoic is extremely active and, in the majority of cases, carried out its conferences by discussing the problems of entire systems. It would be desirable to co-ordinate its sections as sections of corresponding subcommissions under the Carpatho–Balkan Association. At the same time the Triassic stratigraphy section might be reorganized as a subcommission. This section has already held two international conferences, which discussed the Rhaetian problem. As to the Committee on Maastrichtian Stratigraphy, all its participants agree upon remaining a Working Group of the Subcommission on Cretaceous Stratigraphy, instead of being *insufficiently reorganized* into a subcommission.

It is necessary to tell some words about the two Working Groups of the Commission. One of them directed by Prof. H. M. BOLLI (Switzerland) has been organized to summarize data on a zonal scale by planktonic organisms

in Cretaceous and Tertiary deposits. It works in close contact with the oceanological group of the IUGS. Another group, summarizing the material on sedimentation in ECAFE basins (President Prof. L. W. STACH—Thailand), is called upon to facilitate the exploration of petroleum resources in a number of developing countries of Asia and the Far East. This Group works with the help of UNESCO. It is engaged now in the compilation of a stratigraphic atlas of the sedimentary basins in the south of Asia.

In conclusion I would like to speak about the relations between the organizations of the Commission on Stratigraphy and the International Geological Correlation Programme newly formed by the IUGS and UNESCO. Until recently one of the greatest work difficulties of the Commission on Stratigraphy could be found in its intermittent activity. The Commission worked during the sessions of the International Geological Congress and was inactive in the meantime. Now the situation is fundamentally different owing to the assistance of the IUGS, and the organizations of the Commissions have a chance now of an uninterrupted work. This is achieved by a partial financing of some meetings of the subcommissions and committees and, particularly, by the organization of the work according to the correlation programme financed by UNESCO. It is planned to carry out this work along the following lines:

1. Clarification of stratigraphic principles, terminology and procedures.
2. Standard definition of the principal units of of the world-wide chronostratigraphic scale.
3. The application and evaluation of methods of time correlation.
4. The promotion of quantitative methods and data processing with respect to geological correlation.
5. The study of patterns in time and space of geological events (e.g. tectonic, plutonic, metamorphic, volcanic, climatic, eustatic, magnetic, biologic).
6. The study of the genesis of economic deposits in relation to other events of earth history.

I would think that Working groups on the first three lines should, first of all, plan the solution of problems on which an extensive material has already been acch ulated in different countries and which are vitally important for the geologi eworld, but their solution is possible under conditions of cooperation only Among such problems one could enumerate:

1. Detailization of a code of stratigraphic nomenclature for chronostratigraphic units.
2. Zonal scale by planktonic organisms. A problem on which a Working group is already engaged in studies directed by Prof. H. M. BOLLI.
3. The Cambrian-Precambrian boundary.
4. Upper stage of the Jurassic system and the Jurassic-Cretaceous boundary.
5. Danian stage and the Mesozoic-Cenozoic boundary.
6. Devonian-Silurian boundary and stage subdivision of Lower Devonian.
7. Establishment of stratotypes for C units.
8. Establishment of natural earth magmatic cycles in Precambrian history.

An early solution of these problems would greatly facilitate the solution of a number of problems of the global geological mapping.

V. V. MENNER
GIN, Pijevskij per. 7,
Moskow, J-17
URSS

INAUGURATION AU COLLOQUE

par

P. L. MAUBEUGE

Les géologues sont familiers avec les problèmes de limites; que ce soient les Stratigraphes cherchant à tracer des divisions naturelles ou logiques, ou les Pétrographes tentant de préciser une roche dans des séries continues. Etant de plus des Naturalistes, les géologues sont rompus aux questions de définition de la vie et, de la mort: ils savent les difficultés qu'ont rencontré biologistes, médecins et juristes pour définir à quel moment il y a homicide sur un être vivant qui n'est pas encore un être normalement constitué: de même ils savent les difficultés dans ce même domaine à définir l'état de mort alors que certaines parties d'un être humain vivent encore. Problème de limite dans le continu !

Ceci dit pour rassurer nos collègues hongrois ayant décidé de fêter en 1969 le Centenaire de l'Institut géologique de Hongrie: les géologues ici présents savent que les problèmes de définitions de limites dans le continu, pour les personnes morales, sont tout aussi compliqués que pour les personnes physiques. Et ils ne tenteront pas d'élucider et encore moins de discuter si la date du Centenaire est exacte à un ou deux mois près. Ils admettront que l'acte administratif créant une section de géologie au sein du ministère hongrois de l'Empire d'Autriche-Hongrie, était l'acte de naissance de l'Institut de géologie; celui-ci existait en effet déjà dès le moment où la décision de le créer avait été prise, avant qu'une signature de ministre officialise les faits. Car ces géologues ici présents sont tout à la joie de l'excellent catalyseur de réunion scientifique qu'est cette commémoration; et se réjouiraient même s'ils avaient été conviés un ou deux ans trop tôt, ce qui leur éviterait de retarder un plaisir.

A côté des cérémonies jubilaires, donnant toute leur portée à celles-ci, des réunions spécialisées de travail ont été organisées. Les problèmes liés à l'étude du Système Jurassique y tiennent une place de choix. Ceci explique que la Sous Commission du Jurassique de l'Union Internationale des Sciences Géologiques, siégera pendant ces journées, en même temps d'ailleurs que la Commission internationale de Stratigraphie.

Il est inutile de rappeller tous les travaux bien connus sur le Jurassique de Hongrie, dont l'importance des séries, par la position géographique, incite les spécialistes à venir les étudier sur place. Les travaux récents de l'école hongroise, que vous connaissez tous, ont apporté ces années dernières une masse de documents bio-stratigraphiques telle que ceci doit être considéré comme un événement dans les progrés de la stratigraphie du Jurassique; ceci n'est surpassé que l'apport quantitatif énorme de l'école russe sur des régions de l'Union trés mal connues ou à peu prés pas étudiées.

A côté de l'étude des séries au cours de tournées toujours improprement appellées excursions géologiques, ce qui laisse croire aux profanes que ce sont des promenades de touristes et non du travail réel, il est un aspect peut-être encore plus important de ces réunions. Une masse considérable de spécialistes venus de diverses régions du monde, mais surtout d'Europe, va pouvoir permettre des contacts humains; l'apport de la vivante et puissante association carpatho–balkanique est un gage de qualité des scientifiques réunis à cette occasion jubilaire. Pour certains ce seront des retrouvailles, pour d'autres des prises de contacts longtemps attendues; et encore plus, hors des séances officielles, des échanges de vues germes de relations accrues et aussi de progrés dans les travaux de chacun (quelques mots, une étincelle dans une discussion même brève suffisent parfois), sont des choses patiemment attendues. Car il est de plus en plus intolérable aux hommes de science et aux élites intellectuelles de par le monde, de voir les libres contacts restreints par des tracasseries administratives d'utilité et portée plus que discutable; car la culture humaine est une dans le monde. Ainsi, pour préciser ma pensée, ne voit-on pas en 1969, des géologues français ne pouvoir venir en Hongrie, bien qu'ayant l'argent, ceci faute d'autorisation d'exporter cet argent! Ces barrières sont d'autant plus effarantes que-certes quelques hommes, une minorité, mais une fois de plus la quantité ne joue pas sur l'importance du phénomène, en l'an 1969, des hommes, peuvent aller visiter les autres parties du système solaire.

Pour les gens de science, les contacts et activités coordonnées sont une nécéssité et nous allons y revenir dans le cadre des problèmes propres au Jurassique.

Certains d'entre nous sont déjà venus en Hongrie, surtout ceux habitant l'Europe de l'Est; pour d'autres c'est leur premier contact avec un pays de vieille civilisation et un moment qui marque. Le Danube, artère de l'Europe qui coule d'Ouest en Est lie indissolublement la plaine hongroise à l'Europe, à l'humanisme de tradition chrétienne. Si la civilisation change et que même dans nos villages on ne sonne plus l'angelus de midi, nous savons tous un fait qui se cache derrière un rite du domaine religieux; cette sonnerie qui a retenti pendant des siècles, devait à l'origine commémorer les sacrifice des troupes hongroises qui, il y a 400 ans, prenant parti devant l'avenir, barraient héroiquement la route aux troupes turques, fanatiques, de l'Islam. Déjà, encore, et toujours le fanatisme! Et qui d'entre nous au réçit des épisodes tragiques de l'histoire hongroise (mais quel pays, quel peuple n'a pas son histoire tissée de tragédies?), n'a pas jugé vérité profonde le cri de DANTE ALIGHIERI je crois « Tu unfelix Hungaria! ». La Hongrie, nous avons appris à la connaitre d'abord dans les manuels; et en France des générations l'ont connue à travers un manuel de géographie maintenant périmé par des réglements; il était illustré

par des photographies de costumes folkloriques d'un garçon et d'une fille évidemment superbe, de la grande plaine d'Europe centrale. Je suppose que sa vue a aidé des générations de lycéens à rêver agréablement sur les à côtés de la géographie hongroise. Je ne suis pas fâché de parcourir un peu le pays car si j'ai su vers 1936 lors d'une composition trimestrielle, éxécuter à peu prés correctement par coeur la carte détaillée de Hongrie éxigée, mieux vaut ne pas tenter actuellement l'expérience; il est vrai que mes connaissances géologiques sur le pays ont augmenté de façon inverse de mes connaissances géographiques.

J'ajouterai à nos hôtes hongrois qu'il serait faux de penser que nous n'avons eu que des vues superficielles sur les problèmes hongrois dans notre jeunesse. Ils l'ignorent peut-être c'est en Lorraine qu'est paru un livre passionné « La Hongrie mystérieuse » sous la plume d'une écrivain assez connu GABRIEL GOBRON.

* * *

Mais laissez moi encore un instant me référer à d'autres sources pour vous réaffirmer qu'il est urgent de considérer nos problèmes évoquées, de spécialistes du Jurassique.

Traduite d'une langue orientale, la citation n'a plus son rythme. Cependant, un instant, écoutons le poëte, qui sans le savoir, nous exhortait à l'action scientifique:

Tant d'exploits à réaliser
Toujours urgents
Le Monde tourne,
Le Temps presse.
Dix mille ans sont trop longs!
Saisis le jour,
L'heure!

(Extraits de l'allocution).

P. L. MAUBEUGE

Union Int. des Sciences Géol., Commission de Stratigraphie, Sous-Commission du Jurassique
5 rue des Magnolias, Parc Jolimont-Trinité,
54 — Malzeville
France

COMPTE RENDU D'ACTIVITÉ ET PERSPECTIVES D'AVENIR DU COMITÉ DU MÉSOZOÏQUE MÉDITERRANÉEN

par

J. Ricour

Le Comité du Mésozoïque méditerranéen a 10 ans. Je crois utile de présenter aujourd'hui un bref aperçu de son activité depuis sa création, en 1959, par le Professeur Fülöp qui, après en avoir été le père, en est devenu l'animateur.

Je m'aiderai, pour ce faire, du compte rendu d'activité présenté au Congrès géologique international tenu à New-Delhi en 1964 ainsi que de celui qui avait été préparé pour le Congrès de Prague en 1968.

Tout d'abord, je rappellerai que le but prioritaire du Comité était la révision des stratotypes d'origine méditerranéenne et l'unification des échelles stratigraphiques correspondantes. Ce travail ne pouvait s'effectuer qu'en développant les relations entre les divers groupes géologiques d'Europe.

Tout une série de conférences, colloques et congrès ont été tenus sous l'égide ou avec la participation du Comité. Je ne citerai que les plus importants:

— Conférence sur le Mésozoïque, Budapest 1959;
— Colloque sur le Crétacé supérieur de la France et des régions limitrophes, Dijon 1959;
— Colloque sur le Lias, Chambéry 1960;
— Réunion du Comité, Copenhague 1960;
— Colloque sur le Trias, Montpellier 1961;
— Réunion du Comité, Bucarest 1961;
— Colloque sur le Jurassique, Luxembourg 1962;
— Réunion du Comité, Cracovie 1963;
— Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963;
— Colloque sur le Trias épicontinental français, Cassis 1964;
— Réunion du Comité, Sofia 1965;
— Symposium sur le Jurassique supérieur, Moscou 1967;
— Colloque sur le Jurassique, Luxembourg 1967;
— Colloque sur le Jurassique, Budapest 1969;
— Conférence sur la géologie des bauxites, Budapest, 1969.

Les problèmes relatifs à chaque subdivision du Mésozoïque ont donc été traités au cours d'une ou de plusieurs assemblées:

Trias: Le Trias de Lorraine, type des formations épicontinentales de la France et des régions limitrophes ont été étudié au cours du colloque de Montpellier.

Le Comité de stratigraphie de l'URSS a proposé de subdiviser le Trias inférieur en deux étages plus finement divisés que ceux du faciès alpin correspondant.

Jurassique: Un très important travail de mise en ordre a été ébauché au colloque de Chambéry où ont été évoqués tous les problèmes de stratotypes et de nomenclature relatifs au Lias. Le lieu du colloque était particulièrement bien choisi puisque la quasi totalité des stratotypes du Lias se trouvent en France.

Un travail identique a été abordé en 1962 pour le Jurassique au colloque de Luxembourg. De nombreuses résolutions et propositions ont été rédigées à cette occasion. Elles ont été étudiées ultérieurement par divers comités nationaux, et devraient être discutées maintenant à l'échelle d'un Congrès géologique international.

Crétacé: Le colloque de Lyon, en 1963, a entrepris de mettre au point une interprétation stratigraphique moderne du Crétacé inférieur. L'étude des problèmes relatifs au Crétacé supérieur a été poursuivie par la suite au colloque de Dijon en 1959.

* * *

On peut donc affirmer qu'au cours des dix dernières années tous les problèmes relatifs à la stratigraphie du Mésozoïque méditerranéen, ont été abordés ou traités, mais il reste encore beaucoup à faire.

A New Delhi, en 1964, le Président FÜLÖP insistait sur le fait qu'il lui semblait prématuré d'entériner les résolutions prises à l'issue de ces diverses réunions et qu'il serait préférable d'attendre que les critiques aient pu se manifester avant de proposer une ratification internationale. Or, depuis cette date, les travaux se sont poursuivis et les résolutions établies à la suite de ces colloques et symposiums ont pu être étudiées par les divers comités nationaux. On pourrait donc envisager de préparer dès maintenant des décisions à l'échelon international.

Le travail du Comité dans les mois à venir pourrait donc être le suivant:

— publication des stratotypes déjà étudiés et poursuite des études en cours;
— étude, à échelon international, des proposition à élaborer en vue de l'adoption d'une échelle stratigraphique uniforme au cours du prochain Congrès géologique international.

Dans le domaine de la paléogéographie, le Comité réuni à New Delhi avait demandé que des propositions concrètes soient faites en 1965 à Sofia. Deux pays ont répondu à cet appel: l'Union Soviétique et la France. A Sofia ont été comparées les maquettes présentées par ces deux pays, en tenant compte de l'atlas déjà publié en Pologne. Une décision urgente devra être prise quant à la méthode retenue car les travaux de synthèse seront entrepris rapidement dans divers pays.

L'élaboration de cartes paléogéographiques du domaine mésogéen pourrait donc être le troisième but immédiat du Comité du Mésozoïque méditerranéen.

Mais aujourd'hui, une question peut se poser quant au rattachement même du Comité.

En effet, la création au sein de la Commission de stratigraphie de l'UGGI la Commission spécialisée par système rend moins évident la nécessité de l'existence d'un Comité consacré au Mésozoïque entier.

D'autre part il semble que l'Association Carpato–Balkanique a tendence à étendre son activité à l'ensemble du domaine alpin.

On peut se demander s'il ne serait pas plus logique de considérer ce Comité comme un groupement horizontal au sein duquel travailleraient des représentents de chacun des Comités verticaux — par système — et ce sous l'égide de l'Association Carpato–Balkanique. Avant de prendre une telle décision il faut évidemment qu'une Sous-commission consacrée au Trias soit crée au sein de la Commission de stratigraphie.

Il est donc trop tôt pour prendre position c'est à l'UGGI de réflechir au problème. Le Comité du Mésozoïque pourrait donner son avis au cours d'une prochaine réunion qui pourrait être organisée au printemps prochain.

J. Ricour
président du Comité du
Mésozoïque Méditerranéen
Service Géol. National BRGM
B. P. no. 818
45-Orleans
France

ALLOCUTION DU DIRECTEUR

par

J. Fülöp

C'est avec joie que je vous salue, nos chers hôtes, à l'occasion des manifestations centenaires de l'Institut Géologique de Hongrie.

Il est aussi une grande joie pour moi que parmi les participants je peux saluer beaucoup de confrères qui sont de vieilles connaissances pour nous. Entre eux il y a aussi qui, en 1959, étaient les participants de la Session jurassique pendant la Conférence Internationale sur le Mésozoïque Méditerranéenne. Permettez-moi de les saluer personellement aussi:

de l'Angleterre: Monsieur le professeur Derek Victor Ager;
de l'Autriche: Messieurs Franz Kahler et Josef Kapounek, géologues, Monsieur Benno Plöchinger, géologue en chef;
de la France: Madame Suzette Gillet, professeur et Monsieur le Directeur Jean Ricour;
de la Yougoslavie: Monsieur le professeur Anton Ramovš;
de la République Fédérale Allemande: Monsieur le Professeur Arnold Zeiss;
de l'Union Soviétique: Monsieur l'académicien Arčil Lukič Zagarelli, Monsieur Abdul Ghamid Yousouf ogli Khalilov, chef du laboratoire; Monsieur le professeur Vsevolod Andreevič Vakhrameev, Monsieur l'académicien Oleg Stepanovič Vialov.

Nous nous souvenons d'un coeur attristé des experts du Jurassique, qui ne peuvent plus participer à des conférences scientifiques:

à Sir Reginald Cox qui était le Président du Comité Stratigraphique de Grande Bretagne;
à Monsieur Henryk Swidzinsky qui était le professeur de l'Université de Cracovie;
à Monsieur Grigore Răileanu qui était le directeur de l'Institut Géologique de Bucarest;
à Monsieur l'académicien Mikhail Semyonovič Eristavi qui était chef de Section à l'Institut Géologique de l'Académie de Tbilissi.

Nous les gardons vifs dans le mémoir et leurs oeuvres restent des sources pour nos recherches. Je vous prie de vous lever pour une minute de silence à leur commémoration.

Je salue chalereusement ceux de nos hôtes qui sont venus pour la première fois à notre pays et à notre Institut et j'espère bien qu'ils viendront toujours volontiers en Hongrie à l'avenir.

C'est le centenaire de la fondation de notre institut qui a précisé la date de notre présente réunion dont le sujet est motivé par nos traditions concernant la recherche scientifique du système jurassique, par le fait que notre intérêt porte particulièrement sur les résultats internationaux et par notre intention de collaboration.

Quant aux objectifs de ce Colloque il nous semble que nous en pourrons réaliser plusieurs, grâce au vif intérêt général manifesté par nos collégues et aux communications de grande valeur, qu'ils ont présentées. Toutefois, nous somme d'avis qu'au-delà de larges consultations internationales et de conversations personelles, il serait utile de mettre au programme les tâches inachevées des questions dans le cadre de groupes de travail ou des symposiums. Nous supportons et protégeons tout objectif concret concernant l'étude comparative des formations jurassiques du domaine méditerranéen, la rédaction des cartes faciologiques et paléogéographiques, ou bien le développement progressif de la zonation microstratigraphique du Jurassique.

Après cette brève introduction, permettez-moi de donner l'aperçu des formations jurassiques de la Hongrie pour pouvoir mieux profiter des communications hongroises suivantes, de nos collections et des expériences de l'excursion.

ПРИВЕТСТВЕННАЯ РЕЧЬ ДИРЕКТОРА

Й. Фюлёп

Дорогие наши гости!

Сердечно приветствую вас в Венгерском геологическом институте, праздну-ющем свой 100-летний юбилей.

Я очень рад, что среди участников могу приветствовать многих старых знакомых нашего института. Некоторые из них в этом же зале слушали доклады по юре во время Конференции по средиземноморскому мезозою, состоявшейся в 1959 г. Разрешите мне лично приветствовать этих наших гостей:

из Англии:
профессора *Дерека Виктора Игера*,
из Австрии:
геологов *Франца Калера* и *Йозефа Капунека*,
главного геолога *Бенно Плёхингера*,
из Франции:
профессора *Сюзетту Жийе* и
директора *Жана Рикура*,
из Югославии:
профессора *Антона Рамовса*,
из Федеративной Республики Германии:
доцента *Арнольда Цейсса*,
из Советского Союза:
академика *Арчила Лукича Цагарели*,
заведующего лабораторией
Абдула Гамида Юсуфа оглы Халилова,
профессора *Всеволода Андреевича Вахрамеева*,
академика *Олега Степановича Вялова*.

С глубоким прискорбием вспоминаем тех специалистов по юре, участвовавших в будапештской Конференции по средиземноморскому мезозою, которые уже больше никогда не смогут принять участия в научных конференциях:

сэра *Реджинальда Кокса*, бывшего председателя английской Стратиграфической комиссии,

Генрика Свидзински, профессора, отличного педагога Краковского университета,

Григоре Рэйлеану, бывшего директора Бухарестского геологического института,

Михаила Семеновича Эристави, академика, бывшего заведующего отделом Тбилисского Геологического института.

Они и в настоящее время живут в нашей памяти, и их труд является ценным источником нашей деятельности. Прошу почтить их память минутой молчания.

Сердечно приветствую и тех наших гостей, которые впервые посетили нашу страну и наш институт. Надеюсь, что и в дальнейшем вы охотно будете приезжать в Венгрию.

Дату настоящего коллоквиума определило столетие со дня основания нашего института, тематика же выбрана на основании многолетнего изучения наших юрских отложений, нашего интереса к результатам, достигнутым за рубежом, а также нашего стремления к проведению совместной работы.

Судя по интересу, проявленному к коллоквиуму, и присланным ценным работам, многие задачи, стоящие перед коллоквиумом, могут быть осуществлены. Все-таки мы думаем, что, кроме широких международных совещаний и личных сообщений, было бы целесообразно включить в программу работ рабочих групп и симпозиумов многие нерешенные задачи вопросов, стоящих на повестке дня. Мы с удовольствием поддерживаем такие конкретные планы, которые имеют своей целью сопоставление юрских отложений средиземноморского региона, составление палеогеографических карт или дальнейшее развитие микростратиграфического разделения юрской системы.

После этого краткого введения разрешите мне в рамках обзорного доклада коротко ознакомить вас с наиболее важными положениями по геологии юрских отложений Венгрии. Этим мне хочется помочь вам глубже понять доклады венгерских специалистов, материалы коллекций и успешнее провести экскурсии.

LES FORMATIONS JURASSIQUES DE LA HONGRIE

par

J. FÜLÖP

Les relations mégatectoniques du Jurassique de Hongrie

Le territoire de la Hongrie appartenait à l'époque jurassique à la région marginale septentrionale de la Téthys. Il a été situé dans une « région intermédiaire » entre les zones mio- et eugéosynclinales des Alpes, des Carpates et du Balkan. Les traits fondamentaux de cette région à structures très variées, dans le Jurassique, étaient déterminés par les facteurs suivants:

— le substratum cristallin, consolidé à de divers grades au cours des mouvements orogéniques du Paléozoïque;

— l'évolution structurale des séries triasiques à roches carbonatées, très épaisses (plusieurs mille mètres), accumulées dans des bassins très étendus de caractère paragéosynclinal.

Par suite, un système de bassins sédimentaires, de caractère archipélagique, séparés l'un de l'autre par des rides peu surélevées, développait. Il était en communication multilatérale et ouverte avec les zones mio- et eugéosynclinales environnantes, formant avec celles-ci un système unifié de sédimentation et de biogéographie. En conséquence de ce fait on trouve des analogies profondes entre cette région intermédiaire et les régions limitrophes, sur les plans sédimentologique, paléobiologique et tectonique.

Plus précisément, les formations jurassiques de la Hongrie appartiennent à trois secteurs de développement divers, ceux de la Montagne Centrale de Transdanubie, de la Montagne de Mecsek, et de celle de la Montagne Villány, y compris la prolongation de ces montagnes sous la couverture des dépôts plus récents (Fig. 1).

Le bassin sédimentaire jurassique, de mer peu profonde, de la Montagne Centrale de Transdanubie développait sur le soubassement triasique très épais d'une structure de synclinorium formé de roches carbonatées. Les rives, constituées de calcaires et de dolomies du Trias, très étendus, ont complètement isolé les formations clastiques et cristallines plus anciennes, en déterminant le faciès entièrement carbonaté, sans apport terrigène, du Jurassique de la Montagne Centrale de Transdanubie. Les séries les plus complètes, à l'intérieur du bassin, mesurent de 50 à 400 m en puissance. A l'Hettangien on trouve des calcaires de type de Dachsteinkalk, tandis que au Sinémurien et au Pliens-

Les formations jurassiques de la Montagne Centrale de Transdanubie

En revenant au territoire de la Montagne Centrale de Transdanubie, on y peut distinguer un secteur nord et un sud.

Dans le secteur nord, comprenant les montagnes de Pilis, Gerecse et de Vértes, l'épaisseur maximum des dépôts jurassiques ne dépasse pas 50 à 60 m (Fig. 2).

Les terrains jurassiques reposent partout en discordance sur le Dachsteinkalk norien et rhétien. La sédimentation jurassique n'a commencé qu'aux horizons supérieurs de l'étage Hettangien, même dans la partie centrale du bassin. En conséquence, le contact entre le Trias et le Jurassique peut être toujours précisément observé, à un plan de couche bien déterminée.

Cette limite correspond à une coupure biofaciologique très nette (Fig. 3).

Les Mégalodus ne se trouvent que dans le Dachsteinkalk du Rhétien. On observe des changements importants dans la composition générique des Foraminifères. Les Céphalopodes, les Crinoïdes et les Brachiopodes n'apparaissent qu'au Lias.

Le groupe, le plus considérable, de la série jurassique, c'est celui des calcaires rouge, claire, compact, à Céphalopodes et Brachiopodes, à nombre réduit, par endroits à Crinoïdes, représentant le Sinémurien et le Pliensbachien. Dans le bassin, sa puissance varie de 20 à 30 m.

Au Toarcien, un fort et général changement de faciès a eu lieu. Un paquet de 1 à 2 m, de calcaires argilo-noduleux et de marnes déposait. Celui-ci renferme une faune abondante de Céphalopodes, tandis que les éléments benthiques y manquent tout-à-fait. A quelques endroits, on trouve à la base un couche d'argile, riche en manganèse.

La sédimentation de mer plus profonde stabilisait dans l'Aalénien et le Bajocien, produisant un paquet de 10 à 15 m, de calcaires rouges bien argileux, lités à un microfaciès à *Bositra* et à une faune de Céphalopodes.

Le Bathonien et le Callovien sont développés sous forme de radiolarites. Ces assises de silex brun et gris foncé ont une épaisseur réduite, de 1 à 2 m.

L'Oxfordien est représenté par un banc, de 50 à 60 cm, de brèche calcaire authigène, blanc grisâtre. Il marque le changement du sens du mouvement du substratum, notamment dès l'affaissement graduel jusqu' au soulèvement intensif.

Le Kimméridgien se compose de calcaires rouges, argileux et noduleux, à Céphalopodes. Il est peu épais, également au calcaire tithonique épipélagique à Céphalopodes sus-jacent. Les microfaciès de ces deux étages sont caractérisés par *Lombardia*, *Cadosina* et *Tintinnina*. Outre ces microfossiles, c'est la riche faune de Céphalopodes qui permet une subdivision précise.

Les études faites par G. Vigh ont vérifié l'affinité étroite des faunes du Tithonique supérieur et du Berriasien, entre elles. Ces résultats supportent — en tenant compte aussi d'autres arguments proposés par M. Wiedmann — l'avis de plus en plus admis aussi en Hongrie, qu'il serait convenable à placer, le Berriasien au sommet du Jurassique, tout en conservant, au moins provisoirement, son état comme d'étage distinct.

A la limite entre le Jurassique et le Crétacé, au Berriasien, dans la Montagne de Gerecse se formait un paquet de marnes sableuses et de calcaires,

Fig. 2 SÉRIE JURASSIQUE PÉLAGIQUE DANS LA CARRIÈRE TÖLGYHÁTI A LÁBATLAN AU NORD DE LA MONTAGNE CENTRALE DE TRANSDANUBIE

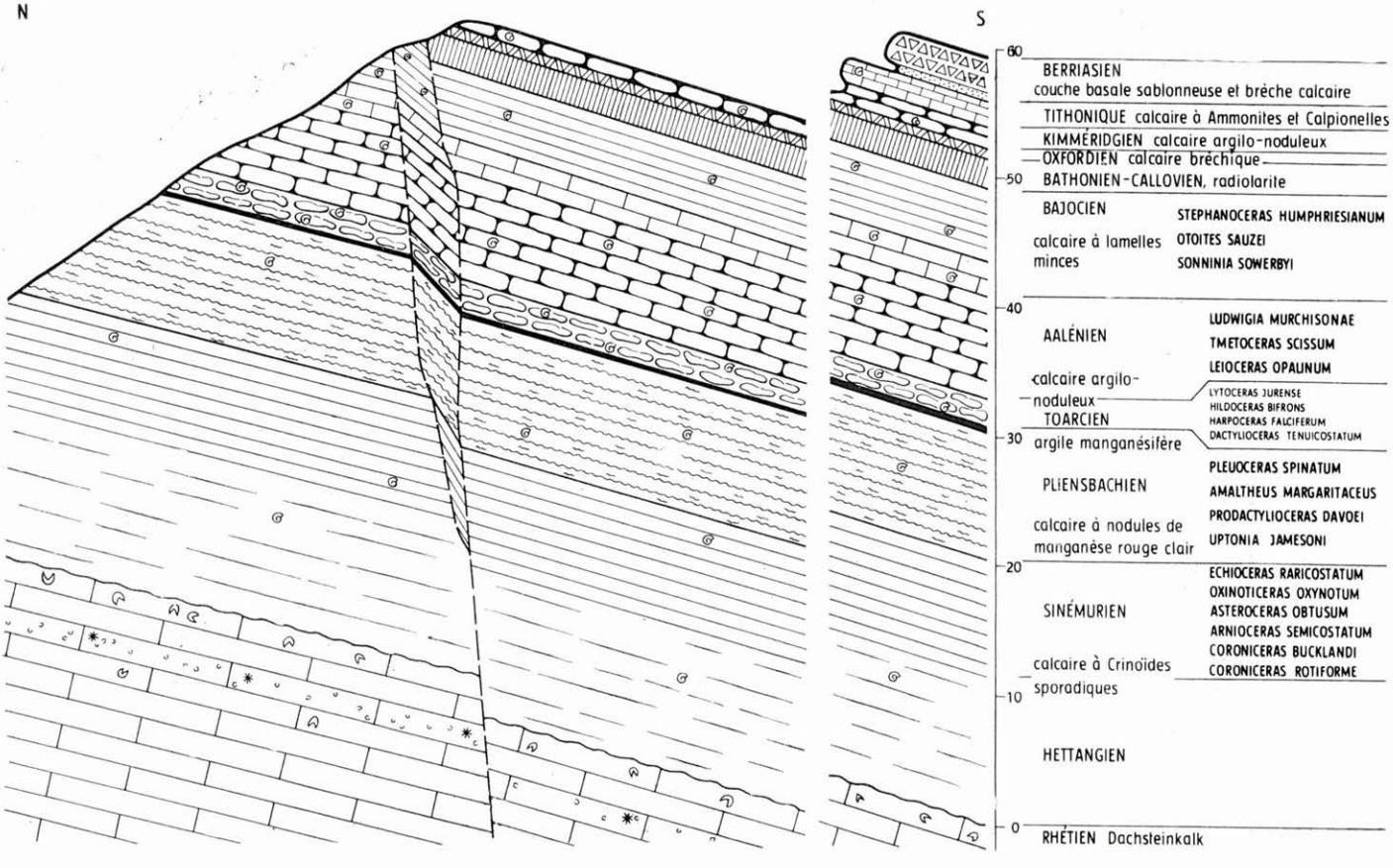
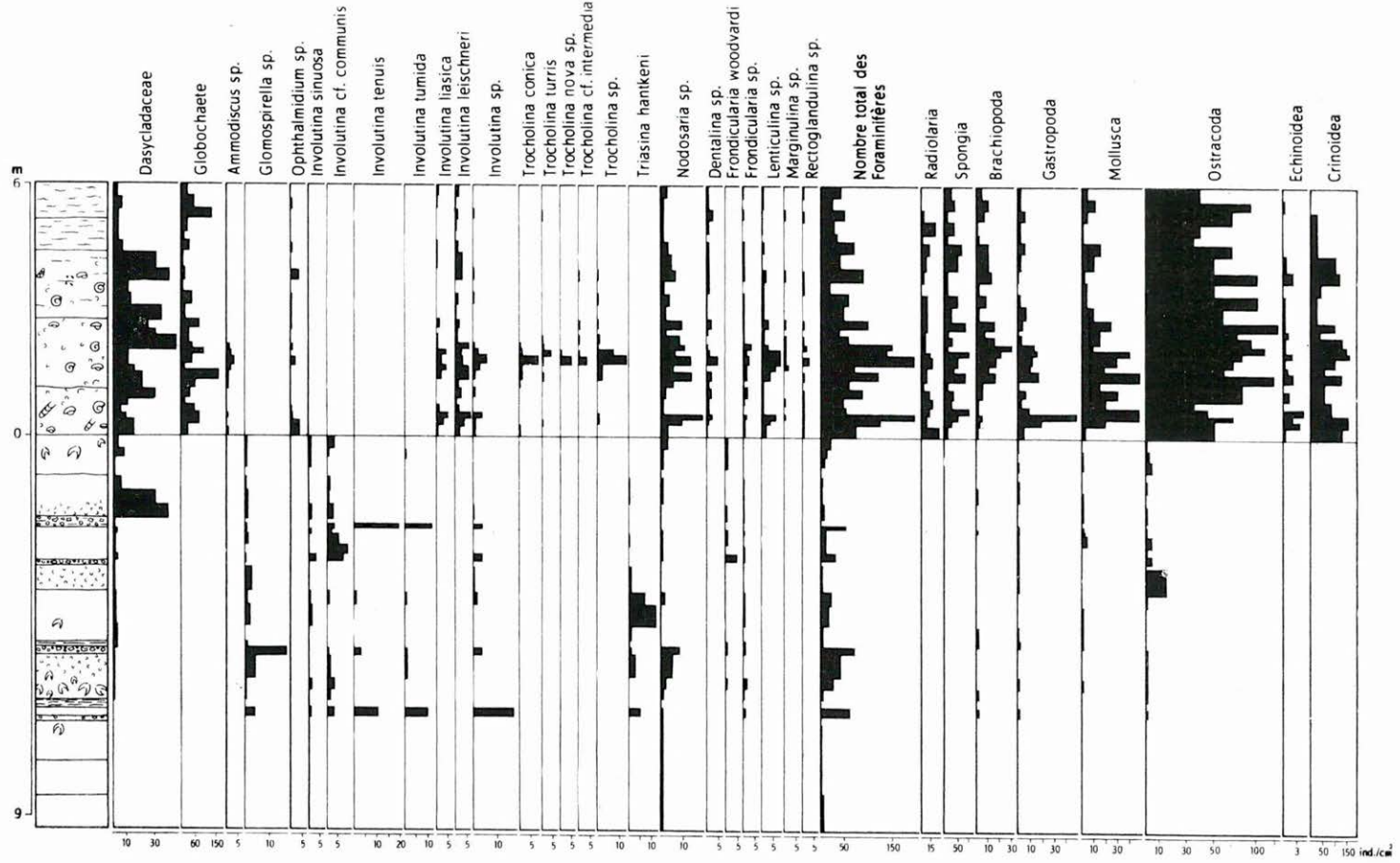


Fig. 3. DONNÉES SUR LES BIOFACIÈS DE LA LIMITE RHÉTIEN- HETTANGIEN DU SITE CLASSÉ KÁLVÁRIADOMB À TATA



d'une épaisseur de 15 à 20 m, surmonté par une brèche calcaire littorale, composée du matériel du Dachsteinkalk rhétien formant la rive de la mer à l'époque.

Au horst de Tata, et dans la montagne Vértes, la formation d'un banc de calcaire berriasien, de 50 cm, a été suivie par une émersion et par une lacune sédimentaire jusqu'à l'Aptien.

Le caractère autochthone des montagnes traitées, et le fait qu'elles sont peu déformées par le tectonisme, ainsi que les régularités du développement du Jurassique, permettent la réconstruction des zones marginales, des rides, et du bassin central de l'aire de sédimentation du Jurassique. Les séries des zones marginales sont toujours interrompues par de lacunes, leurs sédiments sont non ou bien légérement stratifiés; ils comprennent une faune benthique, avec des éléments du necton et du plancton y emportés, et les calcaires renferment bien souvent des fragments des falaises de la rive (Fig. 4).

Les sédiments du faciès marginal et de ride des étages Sinémurien et du Pliensbachien, sont des lentilles de calcaire de type de Hierlatz, reposant sur la surface ravinée et karstifiée du Dachsteinkalk rhétien.

Le faciès marginal du Toarcien et du Dogger ne se rencontrent que bien rarement. Ce fait peut être dû à l'extension plus réduite du bassin sédimentaire, étant à sa zone marginale plus étroite, et aussi à l'érosion ultérieure. Pourtant, à quelques endroits, on a réussi trouver des sédiments de ce faciès, par exemple au secteur du SW de la Montagne de Vértes, sous forme de calcaires bajociens supérieurs et bathoniens à Crinoïdes, Brachiopodes, Posidonies et Céphalopodes.

La zone marginale est de nouveau bien élargie au Kimméridgien et au Tithonique. Ses dépôts surmontent, dans quelques cas, avec un brèche basale le Dachsteinkalk rhétien. En contraste aux calcaires du Jurassique supérieur à l'intérieur du bassin, ces couches-ci sont trois ou quatre fois plus épaisses, ce qui peut être interprété en tenant compte du faciès à Crinoïdes fréquent et, en général, des conditions plus favorables à la précipitation des carbonates.

Un autre trait bien caractéristique de la sédimentation jurassique consiste dans la formation des fissures dans le substratum calcaire du bassin, qui ont resté ouvertes jusqu'au Tithonique, en se remplissant des sédiments d'âges divers.

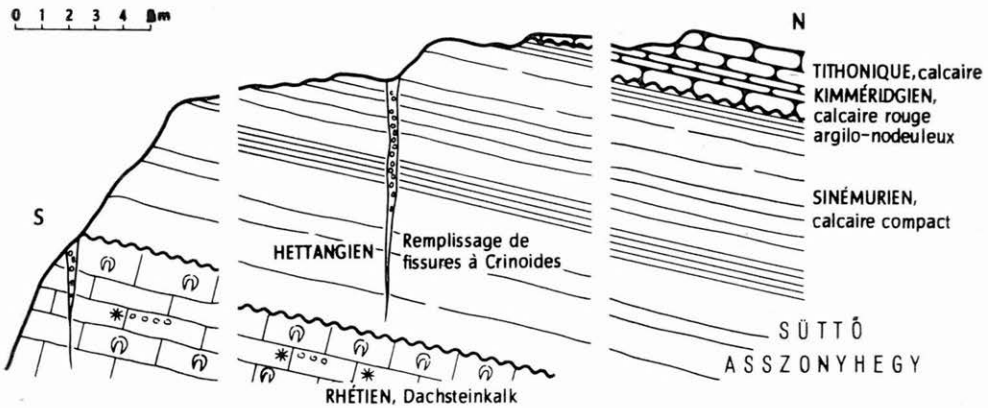
Voici un diagramme, destiné à illustrer les traits caractéristiques du cycle sédimentaire jurassique, basé sur les données faciologiques du bassin du secteur nord de la Montagne Centrale de Transdanubie (Fig. 5).

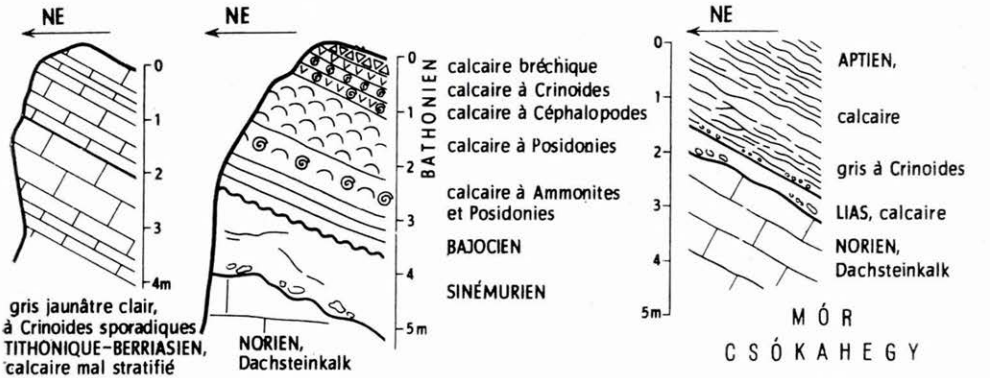
En ce qui concerne les conditions bathymétriques de la sédimentation jurassique, moi je partage l'avis de ceux, qui cherchent l'explication des traits caractéristiques mentionnés dans les différences fondamentales de la paléogéographie, en comparaison aux conditions actuelles, et non dans la profondeur exagérée de la mer jurassique.

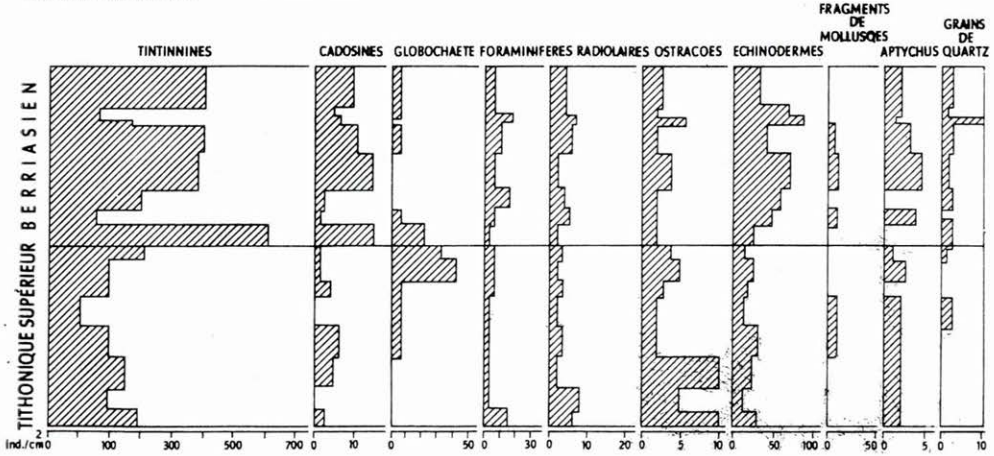
Les formations jurassiques de la Montagne du Bakony, constituant le secteur sud de la Montagne Centrale de Transdanubie, diffèrent en plusieurs traits de celles du secteur nord, exposées ci-haut, malgré la communication paléogéographique directe, et les identités de structure et de l'évolution géologique.

La différence la plus accentuée consiste dans l'épaisseur beaucoup plus considérable. Tandis qu'au Nord, même les séries les plus complètes ne dé-

Fig. 4. SÉRIES JURASSIQUES D'UNE POSITION DE BARRIÈRE OU MARGINALE DANS LA PARTIE NORD DE LA MONTAGNE CENTRALE DE TRANSDANUBIE







passent pas 50–60 m, dans le secteur sud, on connaît des séries jurassiques dont la puissance dépasse 400 m. Celles-ci sont localisées le long de l'axe du synclinorium asymmétrique de la Montagne du Bakony. Leur mur est constitué par la série triasique, d'une épaisseur de plusieurs milles m, d'une extension latérale très vaste, déterminant le développement lithologique caractéristique des formations jurassiques.

Le cours général du cycle sédimentaire jurassique correspond à celui observé au secteur nord. Dès l'Hettangien jusqu'au Callovien, dans un bassin en train d'affaissement graduel, déposaient successivement les calcaires de type de Dachsteinkalk et ceux de type de Hierlatz, ceux à faciès d'Adneth, et enfin des radiolarites.

Le soulèvement, commencé à l'Oxfordien, reproduisait des faciès analogues à une succession inverse, jusqu'au Berriasien.

A la limite entre le Trias et le Jurassique, en contraste au secteur nord, à l'intérieur du bassin la sédimentation était continue, sans interruption. Une partie considérable de l'Hettangien est représentée par des calcaires de mer peu profonde à type de Dachsteinkalk, atteignant une épaisseur de 150 à 200 m. La texture est souvent oolithique, et on y trouve — bien que rarement — des Brachiopodes et des Mollusques.

Ce n'est que dans la deuxième moitié de l'Hettangien que les calcaires typiques du jurassique apparaissent, développant encore mieux au Sinémurien et au Pliensbachien. Il s'agit surtout du type de Hierlatz à Crinoïdes, Brachiopodes et Céphalopodes, et du calcaire de type de « Flaser », Ammonitico rosso. Les calcaires siliceux, à Silicospongiaires et à *Posidonia* sont aussi répandus.

Un changement brusque de sédimentation a eu lieu, ici comme au secteur nord aussi, dans le Toarcien, produisant la formation des gisements de minerais de manganèse carbonatés, et, en partie subordonnée, oxydiques. Dans des séries calcaires, les types rouges, argileux, noduleux à faciès d'Adneth, resp. «Ammonitico rosso–Knollenkalk», sont fréquents. Le Dogger inférieur est, pour la plupart, représenté par des calcaires siliceux à Radiolaires, à microfaciès à *Bositra*. La faune benthique disparait complètement dès le du Toarcien, et on observe des phénomènes de dissolution caractéristiques, des lacunes et des «hardgrounds».

Les radiolarites du Bathonien et du Callovien témoignent de la profondeur la plus considérable du bassin sédimentaire jurassique.

A l'Oxfordien, un soulèvement a commencé, entrainant la recurrence du faciès des calcaires rouges, argileux, noduleux, à Céphalopodes.

Le Tithonique est épipélagique, à Céphalopodes, caractérisé par la présence des microfossiles répandus dans le domain entier de la Téthys; ce sont de faciès à *Globochaete*, *Lombardia*, *Tintinnina*, *Cadosina* et *Coccolithophoridés*.

Dans l'intérieur du bassin de la Montagne du Bakony, la sédimentation passait sans interruption au Berriasien, Valanginien et même dans l'Hauterivien. Ce sont de calcaires blancs, à plaquettes, et à silex dont quelques bancs renferment une faune abondante de Céphalopodes, et un Nannoplancton parfois constructeur.

Les mouvements de l'écorce terrestre, au début du Jurassique, causaient une différenciation considérable du relief, ce qui produisait la grande variété des faciès. C'est pourquoi on observe des différences considérables dans le

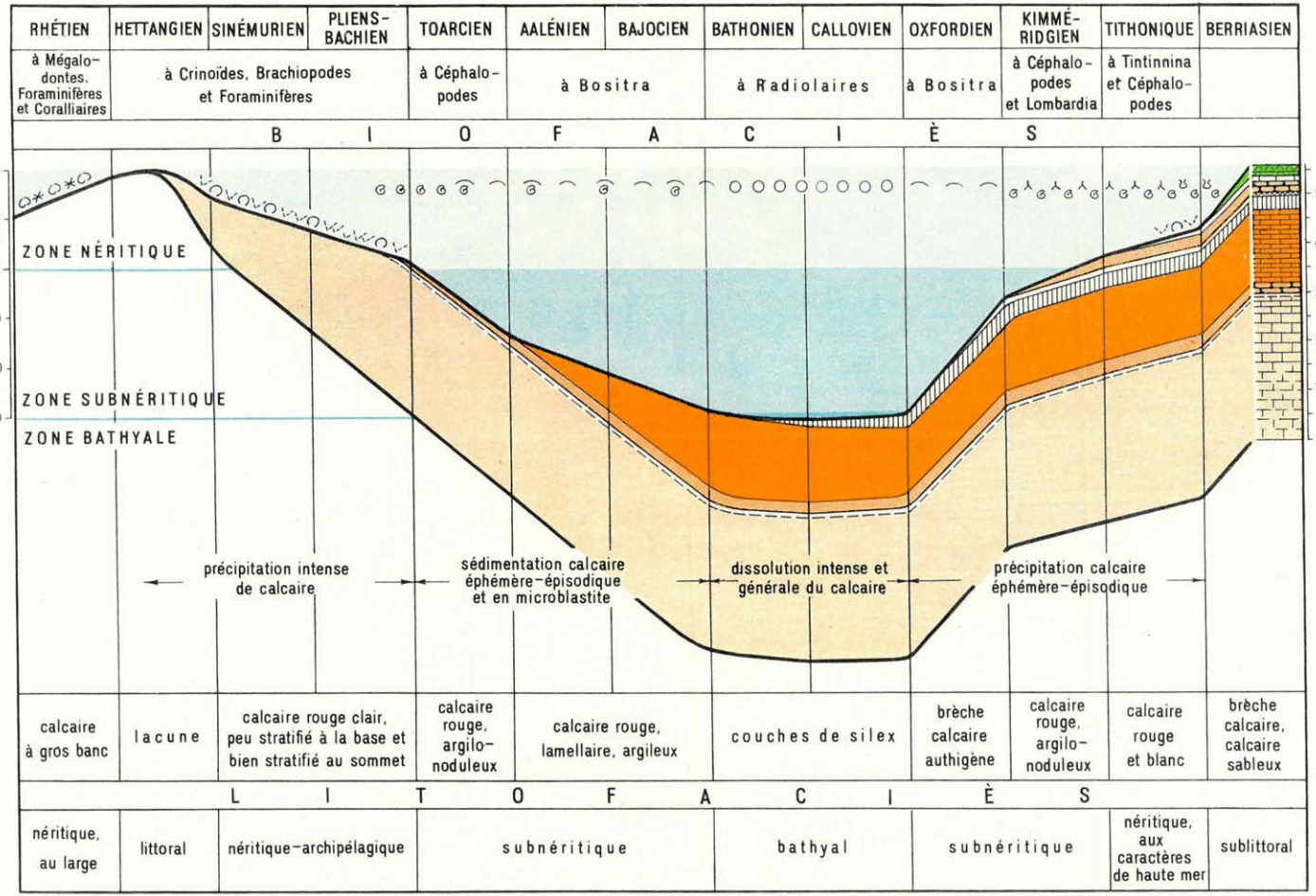


Fig. 5 CARACTÈRES PRINCIPAUX DE LA SÉDIMENTATION JURASSIQUE DANS LE SECTEUR NORD DE LA MONTAGNE CENTRALE DE TRANSDANUBIE

Fig. 7 SÉRIE CONTINUE DU JURASSIQUE DU KÁVÁSHEGY A LA LÓKUT DANS LA PARTIE CENTRALE DE LA MONTAGNE BAKONY

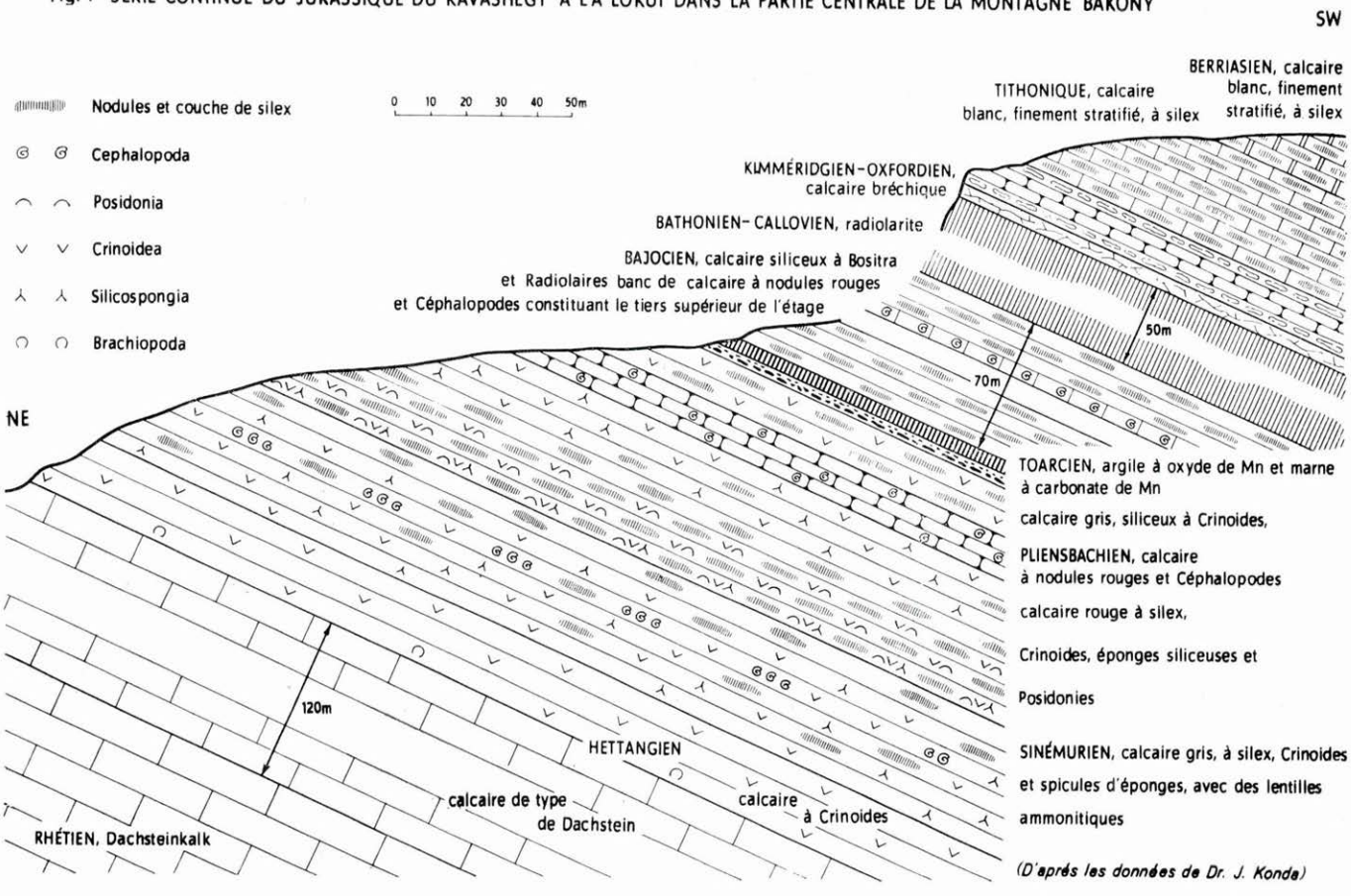
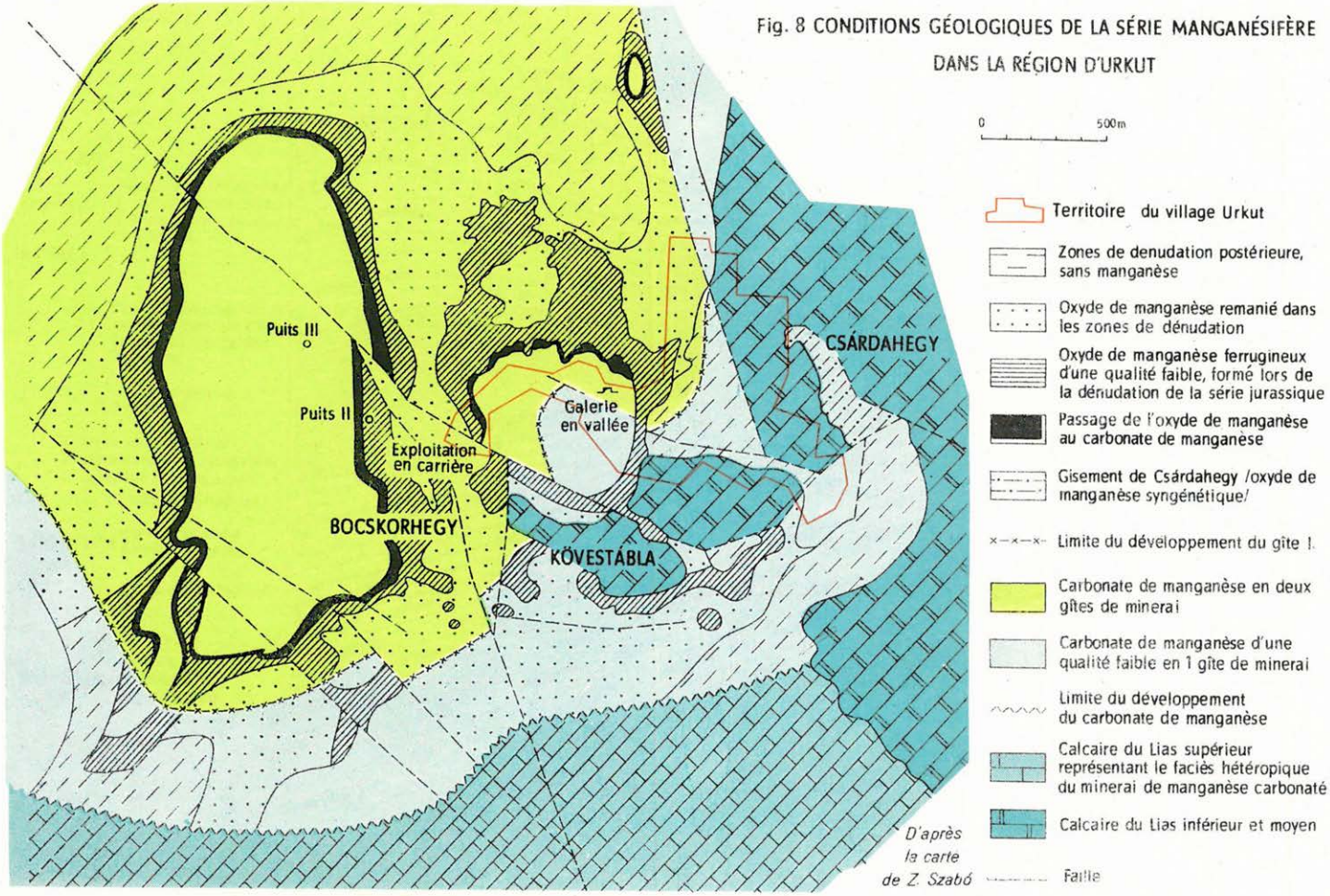
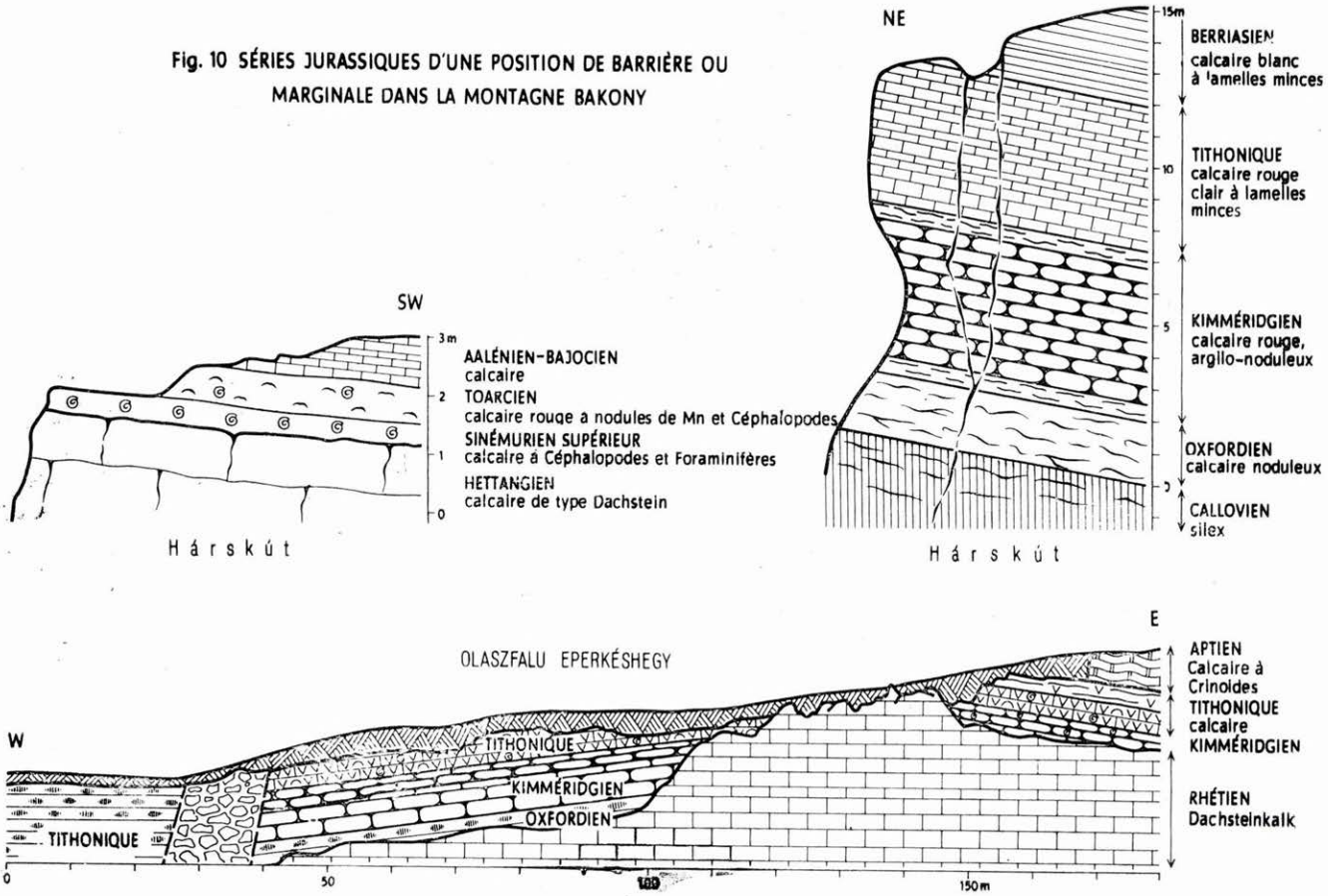


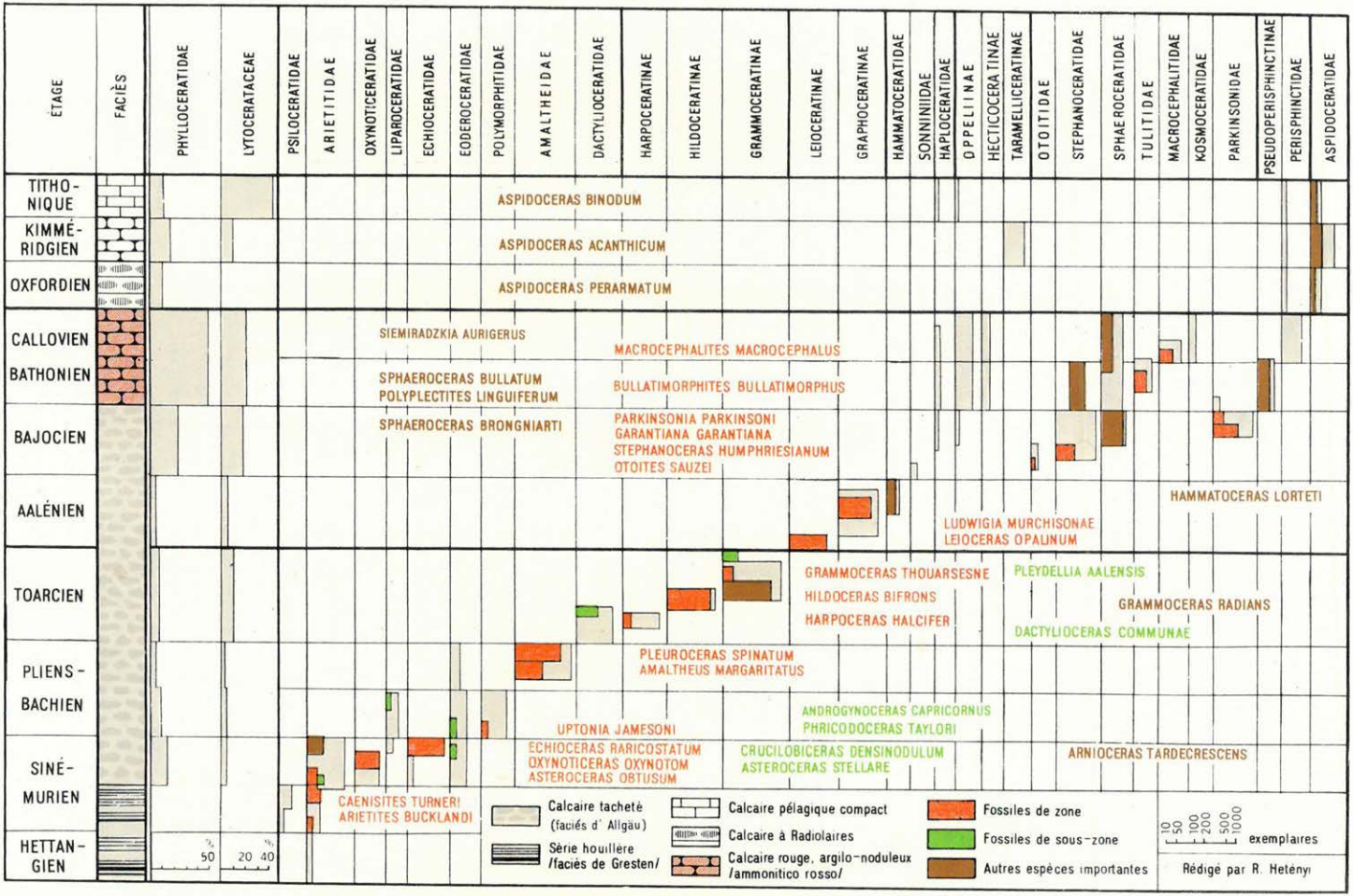
Fig. 8 CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE LA SÉRIE MANGANÉSIFÈRE
DANS LA RÉGION D'URKUT



Sokszorosította: M. Áll. Földtani Intézet

Fig. 10 SÉRIES JURASSIQUES D'UNE POSITION DE BARRIÈRE OU MARGINALE DANS LA MONTAGNE BAKONY





Sokszorositotta: M. Áll. Földtani Intézet

Fig. 11 AMMONITES JURASSIQUES DE LA MONTAGNE MECSEK

Au Bathonien, le caractère de sédimentation subit un changement essentiel. Le faciès des marnes tachetées a été remplacé par l'Ammonitico rosso, des calcaires rouges argilo-noduleux. Le caractère méditerranéen de ce terme est indiqué par l'épaisseur peu considérable (douze mètres) et par la faune différente de Céphalopodes; le pourcentage des *Phylloceras* et *Lytoceras*, qui était 5 à 10 %, augmente à 40 % au Bajocien supérieur, et même à 75 % au Bathonien et au Callovien.

L'Oxfordien est représenté par des calcaires radiolaritiques, à stratification fine. C'est le dépôt de mer la plus profonde du bassin sédimentaire de la Montagne de Mecsek.

Le Kimméridgien et le Tithonique inférieur se présentent de nouveau en faciès de calcaire argilo-noduleux, à une pauvre faune de Céphalopodes, et au microfaciès qui est généralement répandu dans le domaine de la Téthys, c'est-à-dire à *Lombardia*, *Cadosina* et à *Globochaete*. Le Tithonique supérieur consiste en calcaires blancs, compacts, aux couches minces, à nodules de silex, renfermant une faune peu abondante de Céphalopodes et de Brachiopodes, et au microfaciès à Tintinninés.

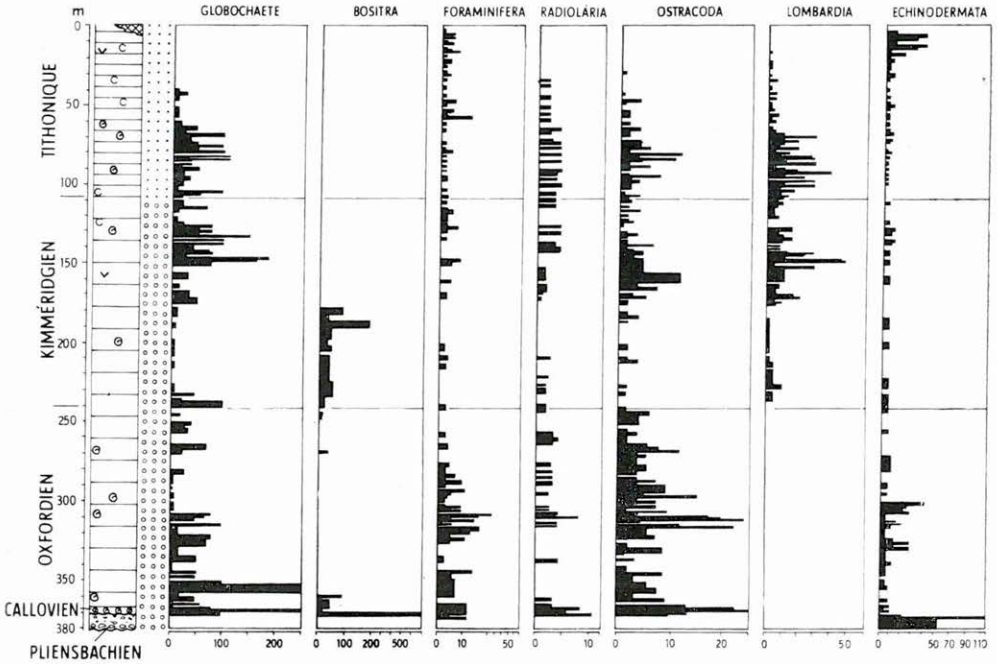
Les calcaires berriasiens développent en continuité, dans le même faciès lithologique, du calcaire Tithonique. Dans la série tithonique et berriasienne, on observe assez souvent des brèches autigènes, dues aux mouvements du fond du bassin incliné. La tension structurale au Jurassique supérieur terminait par le volcanisme de caractère dilatante, diabasique, à la fin du Berriasien.

Les formations jurassiques de la Montagne de Villány

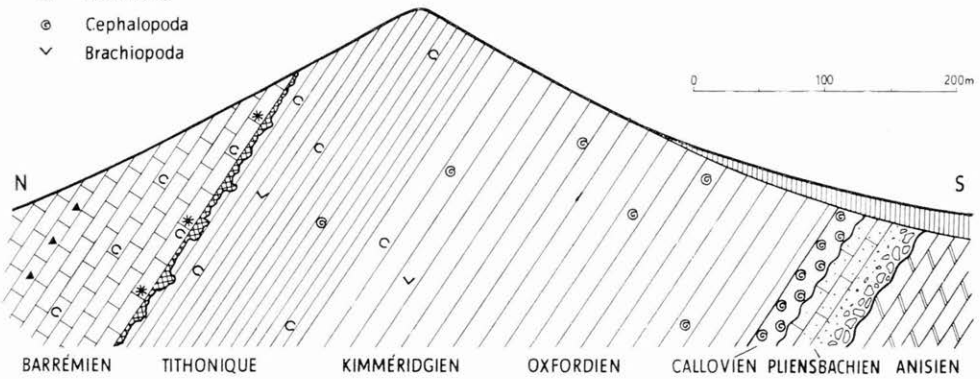
Au Sud de la Montagne de Mecsek, à une distance de 20 km, on trouve le troisième secteur principal des formations jurassiques de la Hongrie (Fig. 12). Malgré la vicinité géographique, les séries jurassiques des deux secteurs diffèrent considérablement, entre elles. Les dolomies ladiniennes sont directement surmontées par les sédiments clastiques, littoraux du Lias moyen (Carixien) de quelques mètres épaisseur. Ceux-ci sont surmontés par le banc de calcaire, à croûte stromatolithique, qui est devenu renommé par les oeuvres de TILL et LÓCZY. Au présent Colloque, c'est M. GÉCZY qui présente une communication sur cette faune déjà classique.

Au-dessus du banc callovien à Ammonites, suit une série de calcaires bien lités, gris, à une épaisseur de 400 m, à une faune pauvre de Céphalopodes et de Brachiopodes, et au microfaciès à *Lombardia* et Ostracodes, souvent à texture oolithique-pseudoolithique. Cette série comprend l'Oxfordien, le Kimméridgien et le Tithonique inférieur. C'est sur la surface karstifiée de ces calcaires qu'au Mont «Harsányhegy» reposent les bauxites crétacé inférieur (Fig. 12).

Fig. 12. SÉRIE JURASSIQUE DU HARSÁNYHEGY



▼ Pachyodonta
c Gastropoda
✱ Corallières
Cephalopoda
V Brachiopoda
::: Texture pseudo-oölithique
ooo Texture oölithique
Bauxit
IIIII Loess



Remarques finales

Permettez-moi de souligner encore une fois les relations intimes qui existent entre les faciès et de développement géologique du Jurassique de Hongrie et ceux des régions environnantes et du domaine mésogéen en général, et les affinités des micro- et macrofaunes, les ressemblences des conditions paléogéographiques et de l'évolution tectonique. La différentiation du substratum du bassin sédimentaire est suivie par celle des faciès; à notre avis, la sédimentation déroulait pendant tout le Jurassique, en milieu de mer peu profonde.

Les détails seront présentés par d'autres lectures et au cours de l'excursion, aux affleurements visités. J'espère que j'ai réussi vous donner un trait utile pour la connaissance sur le Jurassique de la Hongrie.

FÜLÖP, J.
Magyar Állami Földtani Intézet
Népstadion út 14.
Budapest XIV.,
Hongrie

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕНГРИИ

Й. Фюлёп

Мегатектонические связи юрских отложений Венгрии

Территория Венгрии в юрском периоде относилась к северной окраине бассейна Тетис. Она находилась на так называемом «срединном массиве» между альпским, карпатским и балканским мио- и эвгеосинклинальными поясами. Основные черты этого разнообразного в тектоническом отношении региона в юрском периоде определили кристаллический фундамент, в различной степени сконсолидировавшийся в результате палеозойских тектонических движений, а также тектонические процессы карбонатных триасовых отложений мощностью в несколько тысяч метров, которые накапливались в обширном парагеосинклинальном бассейне.

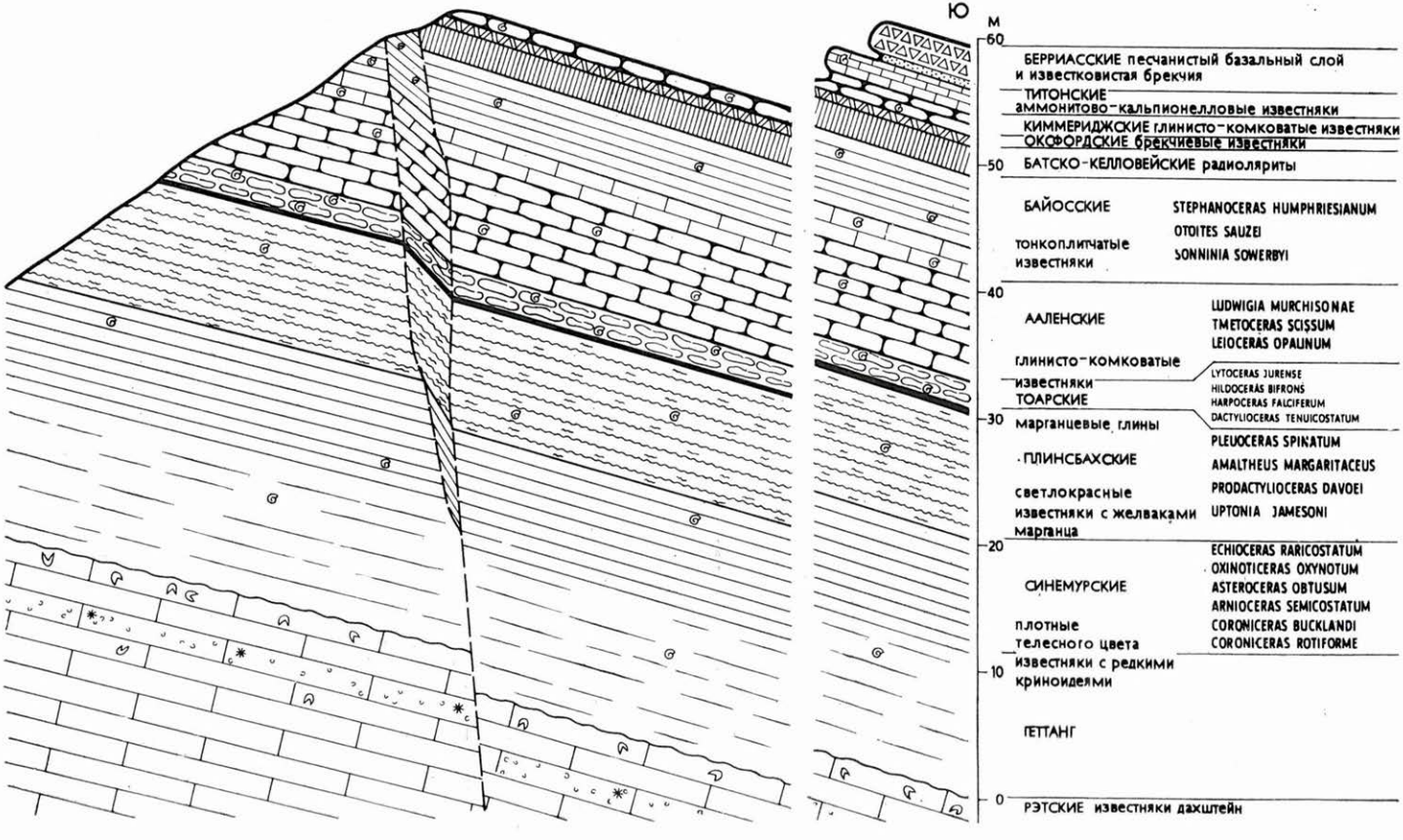
Образовалась система бассейнов архипелагического характера, разделенных плоскими возвышениями. Эта система бассейнов имела многостороннюю прямую связь с окружающим мио- и эвгеосинклинальным поясом, и вместе они представляли собою единый бассейн осадконакопления и единую биогеографическую систему. Поэтому между срединным районом и окружающей территорией мы обнаруживаем совпадение в условиях осадконакопления, палеобиологии и тектонического развития.

Рассматривая этот вопрос ближе, можно отметить, что юрские отложения Венгрии относятся к трем главным районам развития: к району Среднегорья, гор Мечек и гор Виллань, включая и поясы, прослеживаемые от этих гор под чехлом более молодых отложений (рис. 1).

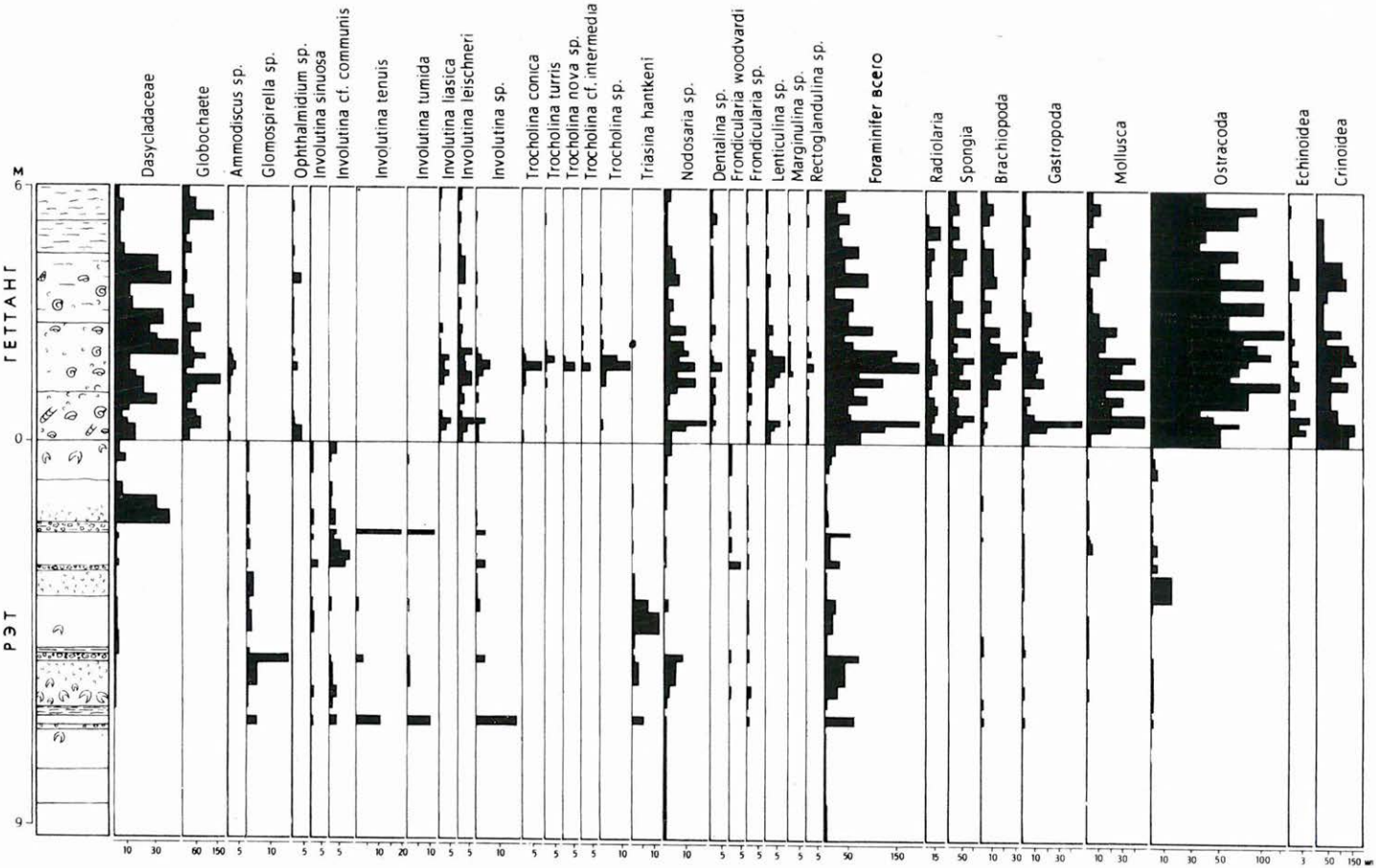
Юрский мелководный бассейн, образовавшийся по простиранию Задунайского среднегорья, возник на карбонатном триасовом фундаменте большой мощности, имеющем структуру синклинория. Берега, сложенные известняком и доломитом, имели пологие склоны и гораздо большую площадь распространения, чем юрский бассейн, и таким образом полностью изолировали более древные обломочные и кристаллические образования. Этим определилось отсутствие обломочного терригенного материала в юрских отложениях. Внутри бассейна мощность самых полных разрезов составляет 50—400 м.

Юрские отложения Задунайского среднегорья имеют, с одной стороны, северо-альпийские, с другой, — южно-альпийские связи. Изучение их облегчается тем, что со времени образования они не претерпели значительных тектони-

ФИГ. 2 КАРЬЕР ТЕЛЬДХАТИ У С. ЛАБАТЛАН. ЮРСКАЯ ТОЛЩА ВНУТРИБАССЕЙНОВОЙ ФАЦИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАДУНАЙСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ



Фиг. 3. МИКРОФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ГРАНИЦЫ МЕЖДУ РЭТСКИМИ И ГЕТТАНЖСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЗАПОВЕДНИКА КАЛЬВАРИЯДОМБ В г. ТАТА



В ааленский и байосский века накопление более глубоководных осадков было постоянным, в результате чего образовались красные, глинистые, тонкослоистые известняки мощностью 10—15 м микрофации с *Bositra* и с цефалоподовой фауной.

Батский и келловейский ярусы представлены радиоляритами коричневого и темносерого цветов общей мощностью всего 1—2 м.

Оксфордский ярус представлен светлосерой автигенной известняковой брекчией мощностью 50—60 см. Образование этой брекчии говорит о том, что изменилось направление движения дна бассейна: если раньше оно равномерно опускалось, то в это время началось интенсивное поднятие.

В кимеридже опять развиты красные глинистые комковатые отложения с цефалоподами. Мощность их вместе с вышезалегающими эпипелагическими титонскими известняками, содержащими цефалоподы, — небольшая. Кимериджские и титонские отложения относятся к микрофациям с ломбардиями, кадосинами и тинтиннинами.

Несмотря на небольшую мощность, эти отложения стратиграфически хорошо подразделены, что обусловливается кроме вышеупомянутых микрофаунистических форм еще и наличием богатой цефалоподовой фауны.

Исследования д-ра *Густава Вига* доказали в этом районе тесную связь верхнетитонской и берриасской фаун, и поэтому и у нас распространяется мнение, согласно которому мы считаем, что было бы целесообразно отнести берриас к верхней юре (во всяком случае пока) как самостоятельный ярус.

На границе юрского и мелового периодов, в берриасском веке в пределах гор Герече шло образование песчаных мергелей и известняков мощностью 15—20 м. Над ними залегает литоральная известняковая брекчия мощностью 1—2 м, которая состоит из рэтских дахштейнских известняков, слагающих берега моря.

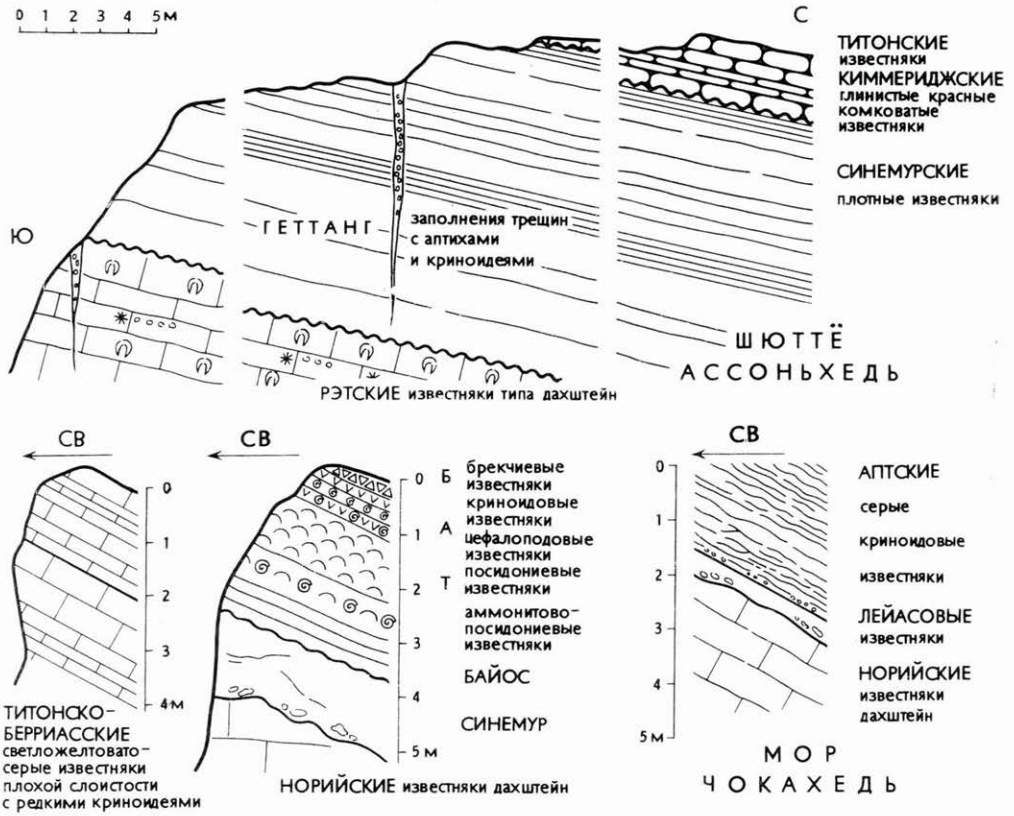
На глыбе в районе города Тата и на территории гор Вертеш после накопления берриасского известняка мощностью до 0,5 м произошло поднятие, в результате которого наблюдается перерыв в осадконакоплении до аптского века.

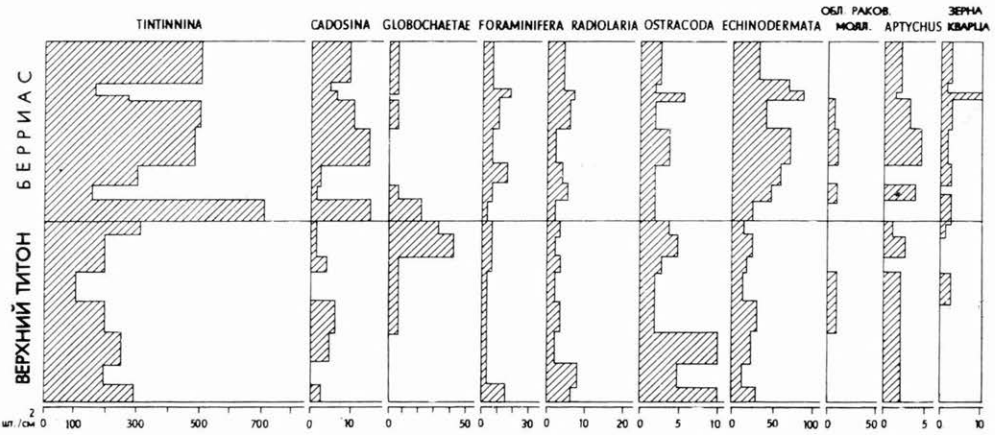
Автохтонный характер и меньшая степень тектонической раздробленности наших гор — наряду с закономерностями развития юрских отложений — позволяют восстановить три палеогеографические зоны юрского бассейна, а именно водоемы, подводные валы и прибрежно-морскую зону. Последняя всегда представлена неполным разрезом слабо или неслоистых отложений, содержащих бентонную и перемытую нектонную фауну, местами слои известняков с обломками прибрежных скал (рис. 4).

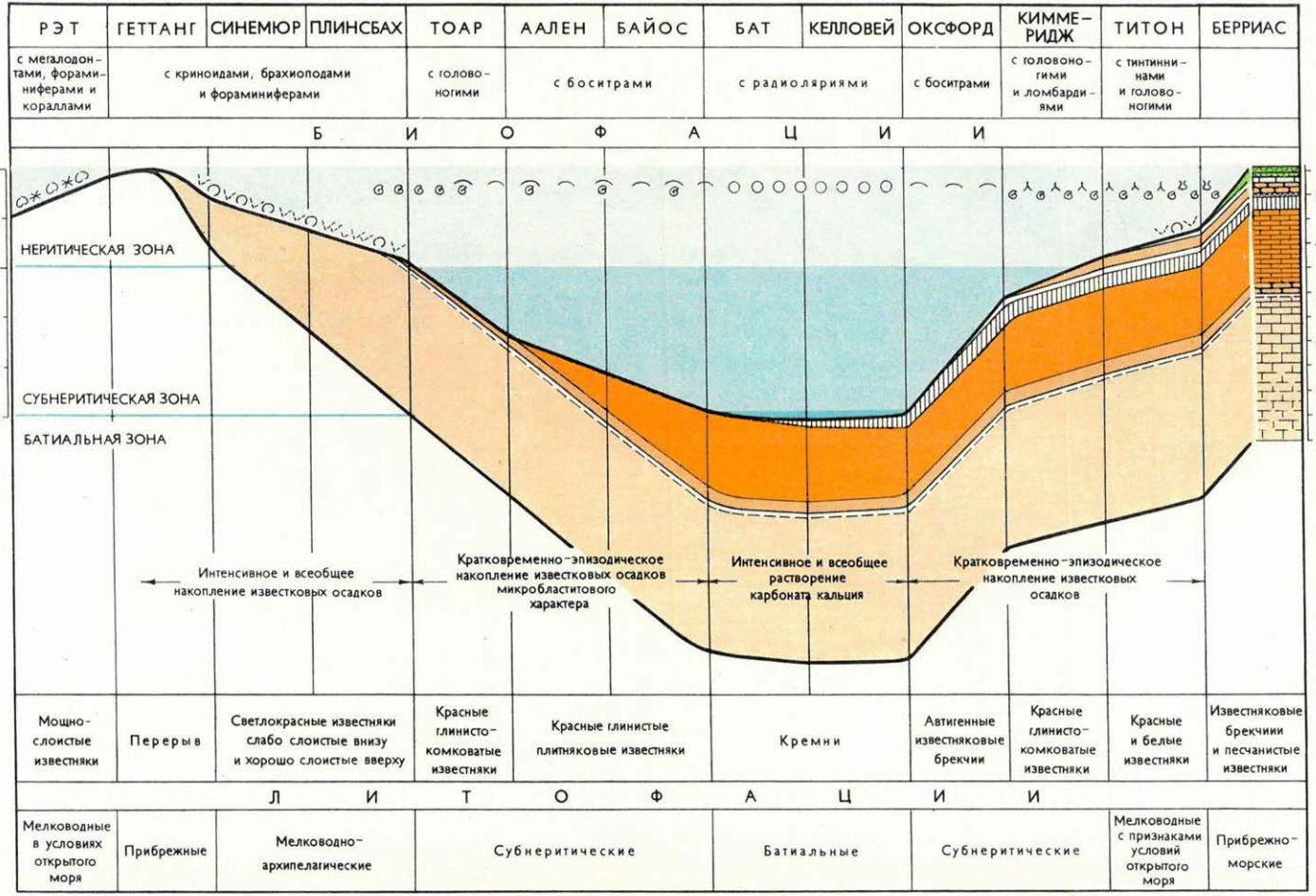
Отложения валов и морского побережья синемурского и плинсбахского возраста залегают на закарстованной неровной поверхности рэтско-дахштейнских известняков и представлены известняковыми линзами гирляцкой фации.

В тоарском и доггерском ярусах сравнительно редко встречаются прибрежные отложения. Это объясняется меньшими размерами бассейна осадконакопления, значительно меньшей шириной прибрежной зоны, а также последующим разрушением этих отложений. В отдельных местах все-таки известны такие отложения, как например в юго-западной части гор Вертеш, где развиты верхнебайосские и батские известняки прибрежной фации с криноидеями, брахиоподами, позидониями и цефалоподами.

Фиг.4 ЮРСКИЕ ТОЛЩИ, ОБРАЗОВАВШИЕСЯ В УСЛОВИЯХ ПОДВОДНЫХ БАРЬЕРОВ ИЛИ ПРИБРЕЖЬЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАДУНАЙСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ

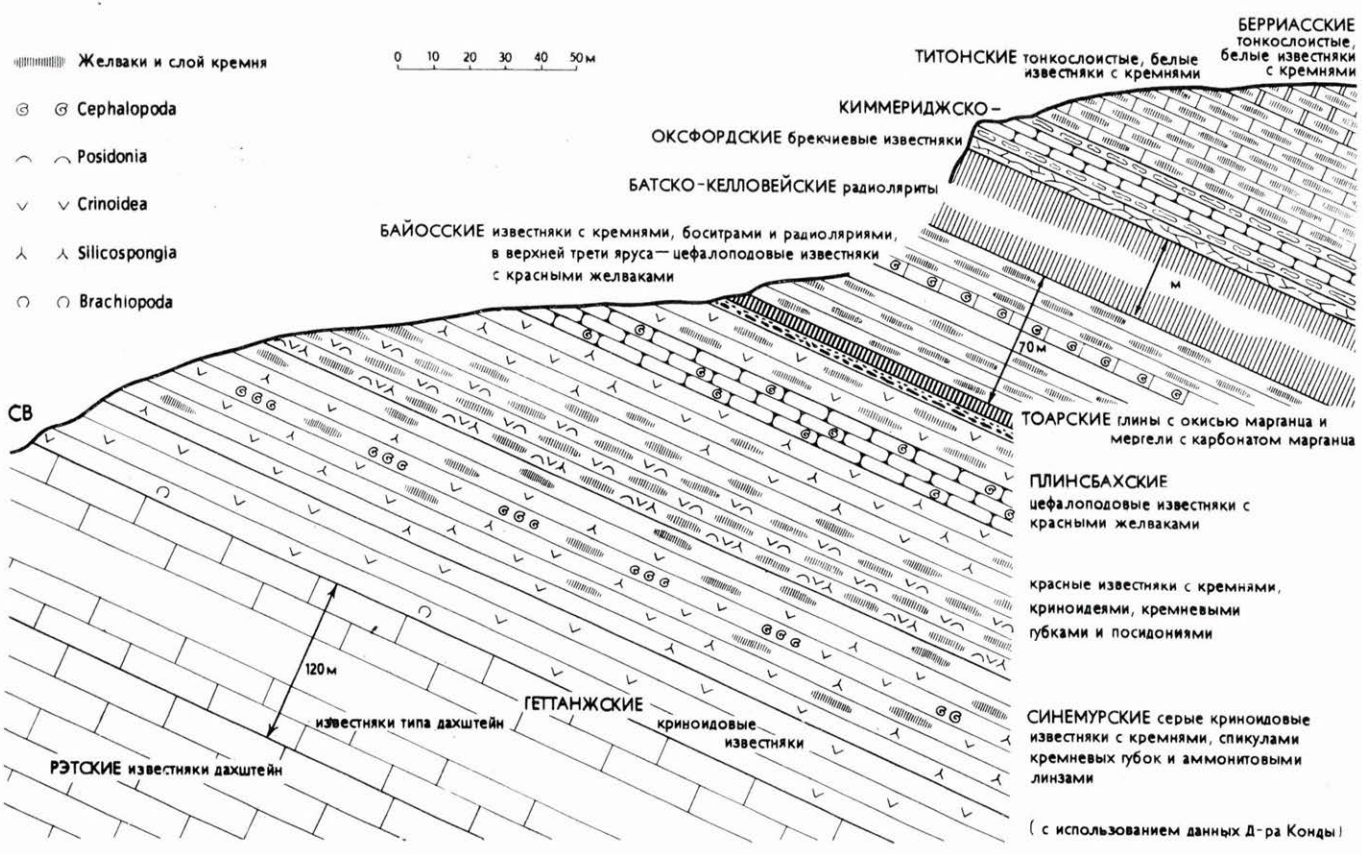






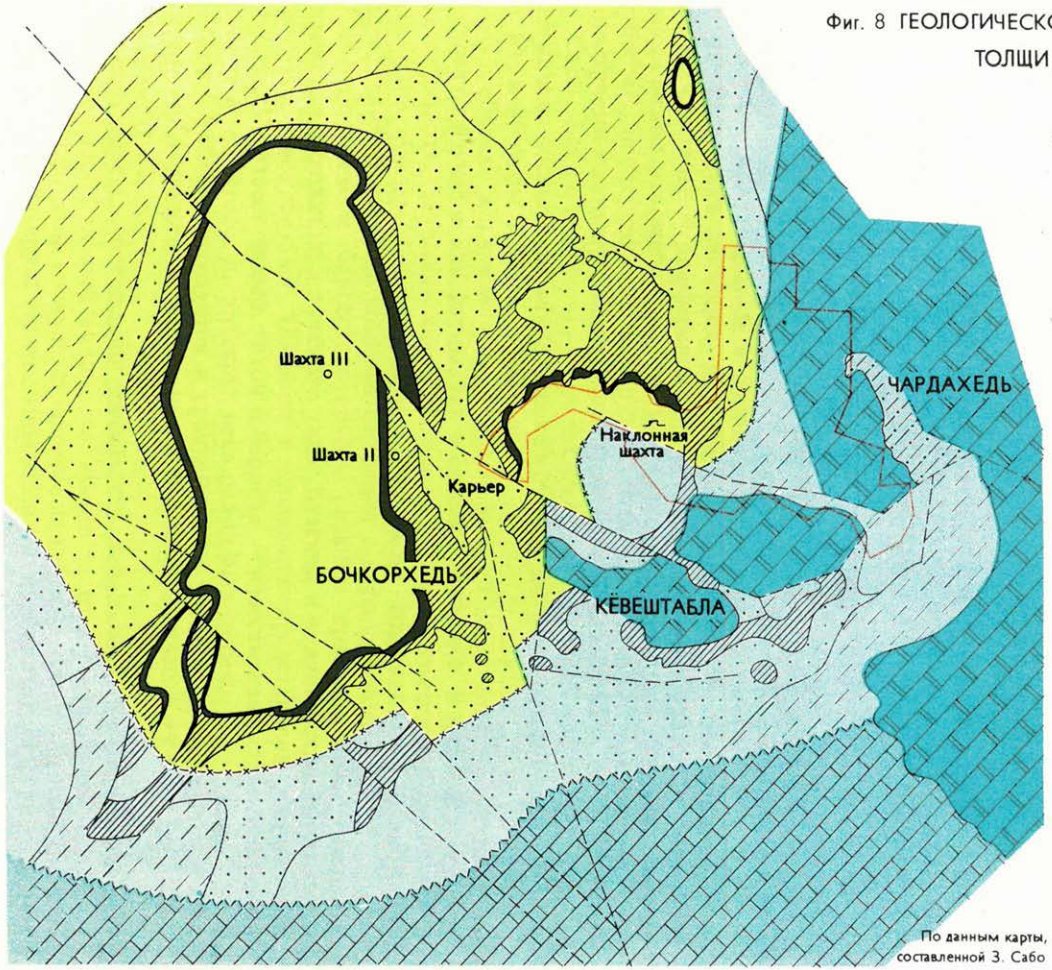
Фиг. 5 ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗАДУНАЙСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ

Фиг. 7 СТРАТИГРАФИЧЕСКИ ВЫДЕРЖАННАЯ ТОЛЩА ЮРЫ КАВАШХЕДЬ У С. ЛОКУТ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОР БАКОНЬ



(с использованием данных Д-ра Конды)

Фиг. 8 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАРГАНЦЕНОСНОЙ ТОЛЩИ В РАЙОНЕ С. УРКУТ



0 500 м

Территория с. Уркут

Зоны, подверженные размыву, без марганцевой руды

Переотложенная окисная марганцевая руда в зонах размыва

Железисто-окисная марганцевая руда слабого качества, образовавшаяся в процессе размыва толщи юры

Переход окисной марганцевой руды в карбонатную

Месторождение Чардахедь (сингенетическая окисная марганцевая руда)

Границы развития залежи 1

Карбонатная марганцевая руда, представленная 2 залежами

Карбонатная марганцевая руда слабого качества, представленная 1 залежью

Границы развития карбонатной марганцевой руды

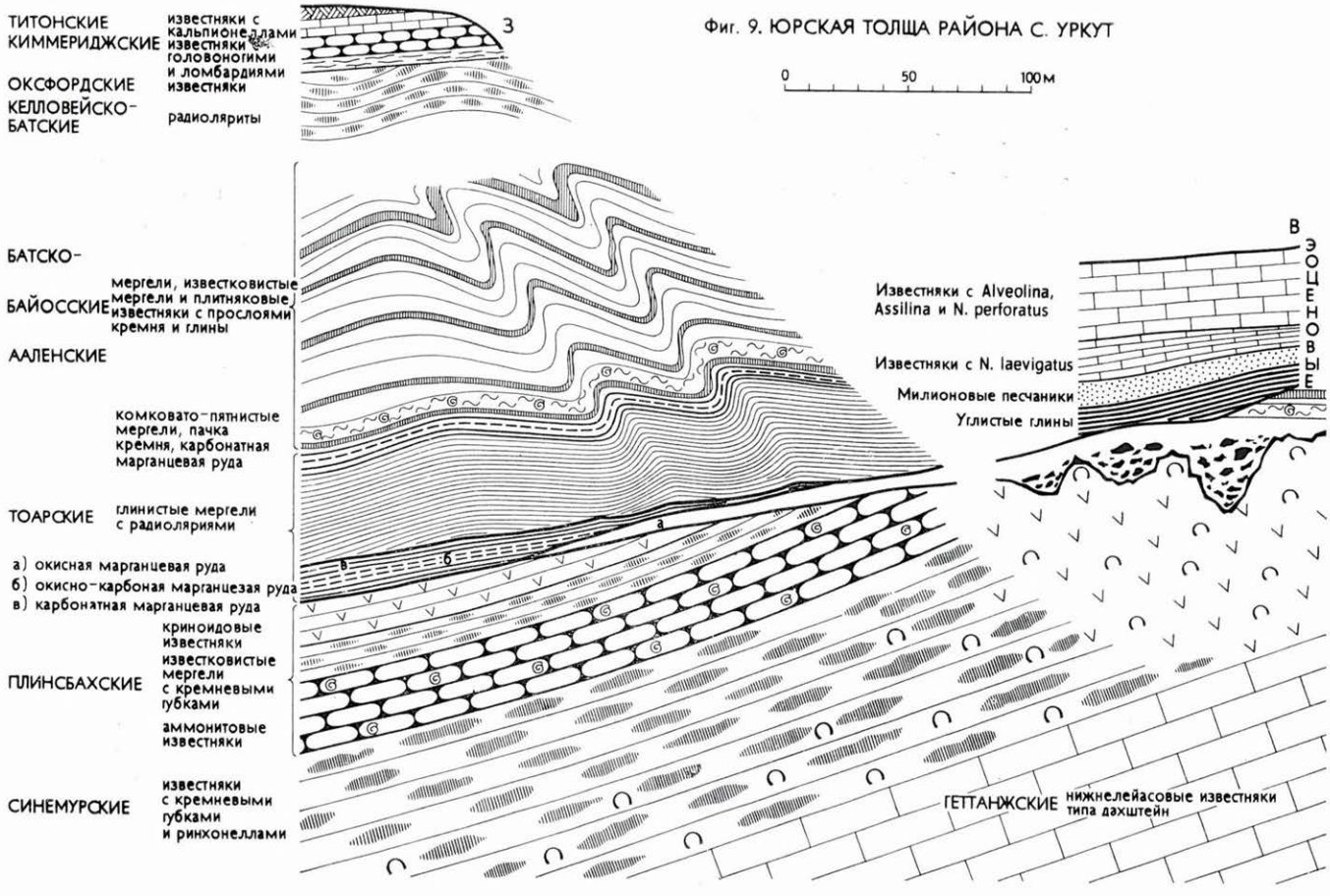
Верхнелейасовые известняки, представляющие собою гетеропическую фацию карбонатной марганцевой руды

Нижне- и среднелейасовые известняки

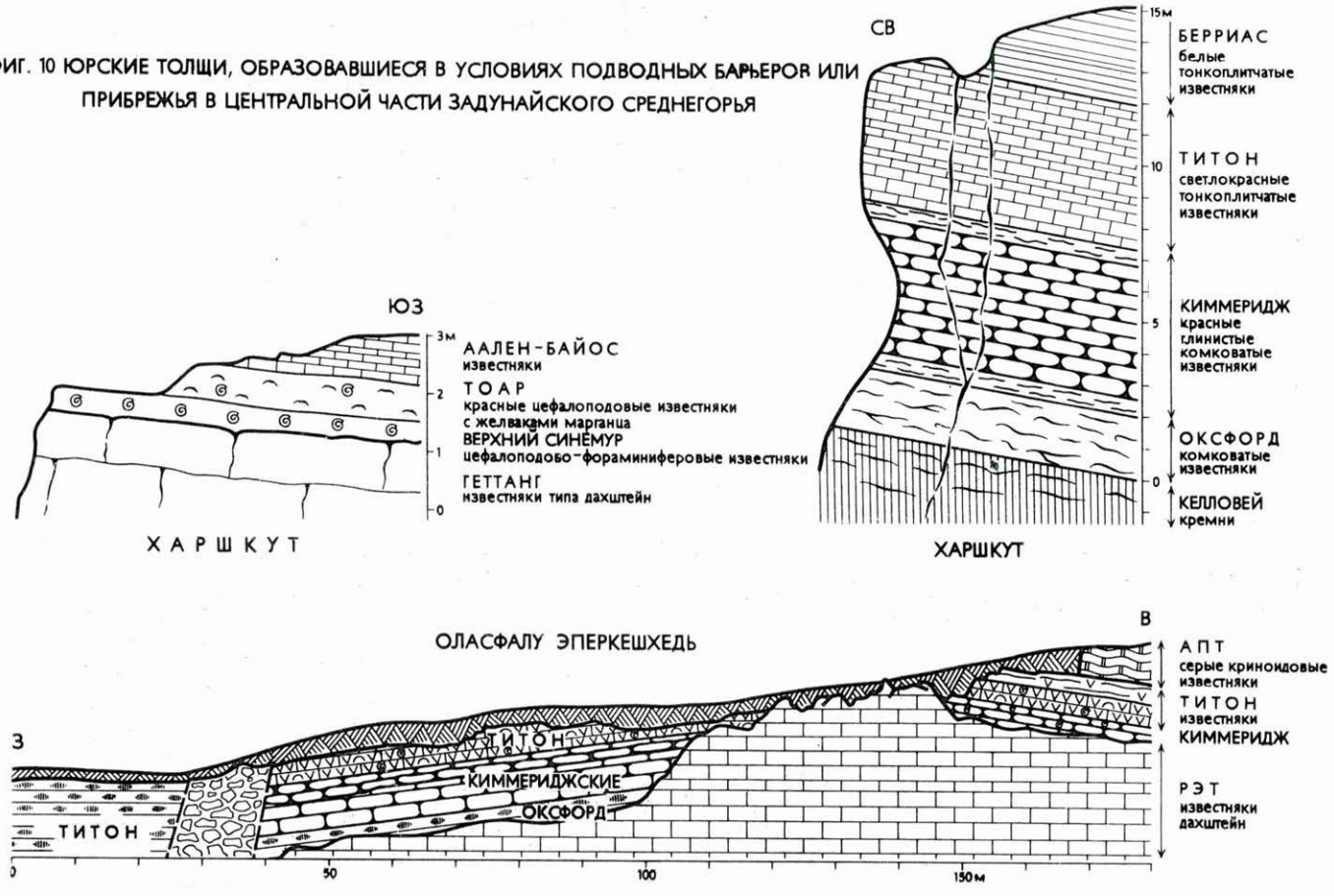
Сброс

Sokszorosította: M. Áll. Földtani Intézet

Фиг. 9. ЮРСКАЯ ТОЛЩА РАЙОНА С. УРКУТ



ФИГ. 10 ЮРСКИЕ ТОЛЩИ, ОБРАЗОВАВШИЕСЯ В УСЛОВИЯХ ПОДВОДНЫХ БАРЬЕРОВ ИЛИ ПРИБРЕЖЬЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАДУНАЙСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ



следуют глинистые комковатые известняки. В ааленский и байосский века отлагались кремнистые мергели с радиоляриями.

Бат и келловей представлены радиоляритами. В оксфордском и кимериджском ярусах развиты глинистые комковатые известняки с цефалоподами, на которых лежат белые кремнистые плитчатые известняки титонского и берриасского ярусов.

Уркутский бассейн находится на юге гор Баконь.

Отложения бассейна характеризуются весьма большой изменчивостью, они даже претерпели интраформационные тектонические движения, которые несколько преувеличенно изображены на показываемом разрезе, но в принципе хорошо иллюстрируют тройное подразделение юры в данном районе, подтверждаемое и диастрофически (рис. 8, 9).

Другой характерной особенностью района являются в основном карбонатные марганцевые руды, образовавшиеся в начале тоарского века и давно уже разрабатываемые.

На рис. 8—9 показаны фациальные пояса марганценосной толщи и разрабатывающиеся залежи марганцевых руд, а также закарстованная подошва окисных марганцевых руд.

На представленных рисунках показаны полные разрезы отложений, образовавшихся во внутренних частях отдельных бассейнов, расположенных в пределах юрского бассейна осадконакопления. К ним примыкают отложения с неполным разрезом подводных валов и прибрежных зон (рис. 10).

Прибрежные фации с бентонной фауной распространены на большой площади, в первую очередь в синемурском, плинсбахском, кимериджском и титонском ярусах. Они по площади перекрывают верхнелейасовые и доггерские отложения. Это, вероятно, является результатом тектонических движений эвстатического характера.

Интересным является и то, что отложения, сильно отличающиеся друг от друга, находятся всего лишь на расстоянии в несколько десятков метров. Если к этому еще добавить, что рядом с юрскими отложениями имеются залежи бокситов нижнемелового возраста, в подошве которых никогда не залегались юрские отложения, то перед нами вырисовывается реальная картина юрского мелководного моря, известняковые берега которого простирались на большие расстояния.

Юрские отложения гор Мечек

По характеру юрские отложения гор Мечек существенно отличаются от гор Баконь. Мощность их в отдельных местах достигает 4000 м. Условия образования толщи лейасовых — нижнедоггерских отложений, относящихся к фациям грестен и алгэу, определялись эокиммерийскими тектоническими движениями. В результате интенсивного разрушения берегов, сложенных выступающими на поверхность кристаллическими породами, в мечекском бассейне уже в верхнем триасе накапливалась толща лагунной, озерной и дельтовой фаций мощностью 500 м. Выше без перерыва в осадконакоплении, с трудно устанавливаемой стратиграфической границей залегает угленосная толща. Толща с пластами каменных углей в геттанжском ярусе относится

к озерно-болотной и пойменно-болотной фациям, в нижнем синемуре — к паралически-болотной грестенской фации. Мощность этой толщи в северной части гор составляет 120 м, на юге — 1200 м. Она содержит на севере 10, на юге 38 пластов каменного угля мощностью свыше полметра. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах, залегающих между угольными пластами, кроме остатков растений находится главным образом солоноватоводная морская фауна. Паралические отложения содержат и стеноглинные формы.

Начиная с зоны *Asteroceras obtusum*, образование углей заменяется накоплением сублиторально-неритических отложений, в ходе которого до конца байосского века образовалась толща разнообразного строения, состоящая главным образом из пятнистых мергелей. В отличие от Восточных Альп, где пятнистые мергели типа алгэу являются гетеропической фацией грестенских слоев, в горах Мечек они следуют за последними.

Петрографический состав характеризуется ритмичным изменением содержания карбонатов, песков, алевролитов и глин. В верхней трети плинсбахского яруса все чаще появляются пропластки с криноидеями. В средней части тоарского яруса известны битуминозные отложения типа горючих сланцев с чешуйками рыб и в то же время с аммонитами. Более мелководные фации содержат богатую фауну пелеципод, криноидей и брахиопод. Количество цефалопод обычно небольшое, но в отдельных горизонтах оно увеличивается, и встречается ряд руководящих видов, характеризующих биостратиграфические зоны, так например, *Asteroceras obtusum*, *Asteroceras stellare*, *Caenisites turneri*, *Oxynoticeras oxynotum*, *Echinoceras raricostatum*, *Uptonia jamesoni*, *Amaltheus margaritatus*, *Pleuroceras spinatum*, *Harpoceras falcifer*, *Hildoceras bifrons*, *Grammoceras thouarsense*, *Leioceras opalinum*, *Ludwigia murchisonae*, *Otoites sauzei*, *Stephanoceras humphriesianum* (рис. 11).

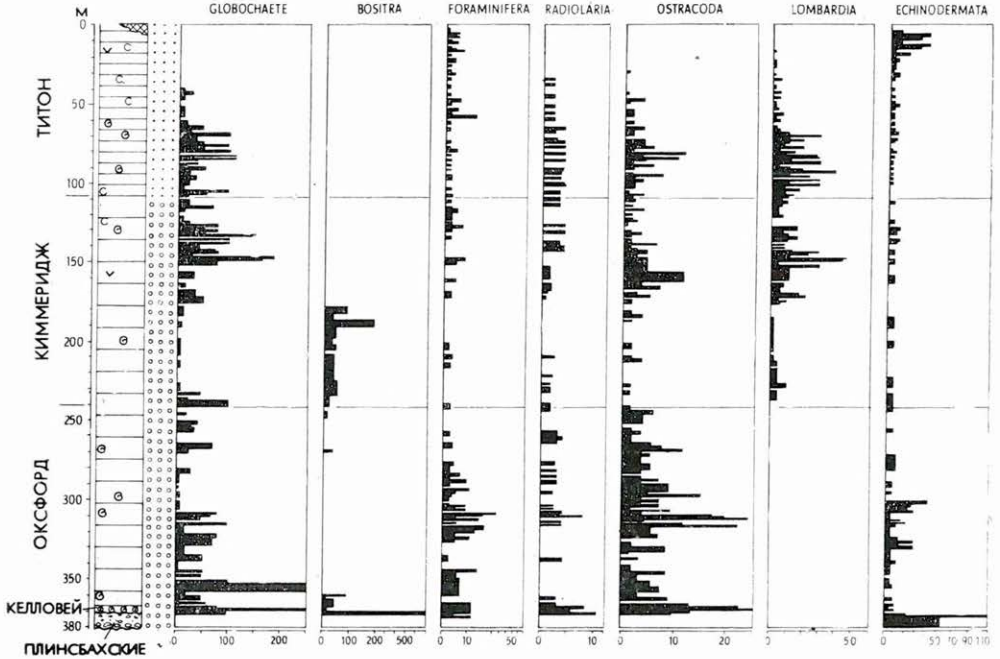
В пределах южного предгорья известны отложения ааленского яруса с криноидеями и белемнитами. Они по площади перекрывают триасовые известняки и содержат терригенный обломочный материал.

В батском веке характер осадконакопления изменился коренным образом. Фация пятнистых мергелей заменилась красными глинистыми комковатыми известняками и мергелями фации аммонитико россо. Средиземноморский характер маломощной (всего 12 м) по сравнению с предыдущими отложениями толщи, а также условия образования устанавливаются и по изменению состава цефалоподовой фауны. Процентное содержание филоцерас и литоцерас в начале юрской системы составляет 5—10%, к концу байосского яруса — 40%, в батском и келловейском ярусах — 75%.

Оксфордский ярус представлен тонкослоистыми известняками с линзами кремня, имеющего характер радиолярита. Этот известняк является самым глубоководным образованием мечекского бассейна.

В кимеридже и нижнем титоне опять развиты глинистые комковатые известняки с редкой фауной цефалопод, а также с повсеместно распространенными в бассейне Тетис микрофациями с ломбардиями, кадосинами и *Globochaete*. Верхний титон представлен белыми плотными тонкослоистыми известняками с желваками кремня, редкой фауной цефалопод и брахиопод и микрофацией тинтиннина. Известняки берриасского яруса залегают без перерыва в осадконакоплении и имеют такой же петрографический характер. В толще титонских и берриасских отложений часто образовывались автиген-

Фиг. 12. ЮРСКАЯ ТОЛЩА ГОРЫ ХАРШАНЬХЕДЬ



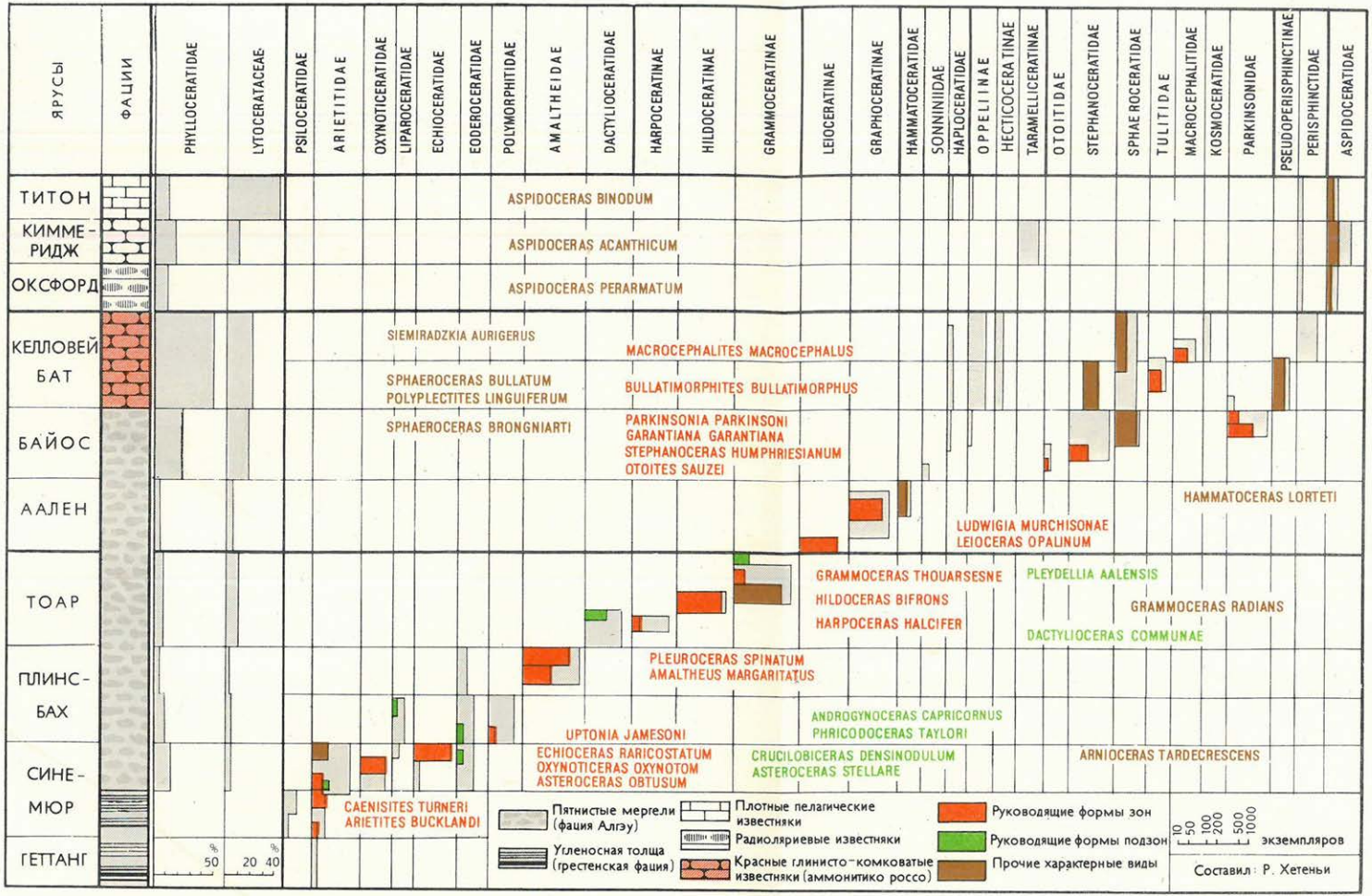
ные брекчии, которые являются продуктом движения наклонного дна. Тектоническая напряженность, возникшая в верхней юре, ослабилась проявлением диабазового вулканизма дилатационного характера в конце берриасского века.

Юрские отложения гор Виллань

Третий главный район развития юрских отложений в Венгрии находится к югу от гор Мечек, на расстоянии 20 км, в пределах гор Виллань. Несмотря на географическую близость, разрезы юрских отложений этих двух районов сильно отличаются друг от друга. В горах Виллань полностью отсутствуют лейасовые и нижнедоггерские отложения. На триасовых, ладинских отложениях непосредственно залегают батские обломочные отложения литоральной фации. На них лежит слой келловейских известняков, содержащий богатую фауну цефалопод со строматолитовыми натеками. Эти известняки хорошо известны по работам *Тилля* и *Лоци*. Д-р *Геци* и на этом коллоквиуме представил одну работу по этой классической фауне.

Выше келловейских аммонитовых известняков залегает 200 метровая толща слоистых известняков микрофации с ломбардиями и остракодами, с редкой фауной цефалопод и брахиопод. В них часто встречаются слои оолитов и псевдоолитовой структуры. Эта толща по времени охватывает оксфордский, кимериджский ярусы и нижний титон. На ее закарстованной эродированной поверхности в районе горы Харшаньхедь залегают нижнемеловые бокситы (рис. 12). В пределах тектонических чешуй, расположенных в направлении гор Мечек, мощность и стратиграфический объем юры все уменьшается. В районе самой северной чешуи Тенкеш меловые отложения залегают на сбросе кимериджского возраста. Вилланьские известняки широко используются скульптурами для своих работ.

В заключение мне хотелось бы опять подчеркнуть тесную связь типов юрских отложений Венгрии с фациальными типами, микро- и макрофауной соседних районов и вообще средиземноморского региона, а также с палеогеографическими и тектогенетическими условиями, которые в первую очередь определяют условия осадконакопления. За все усиливавшейся дифференциацией дна бассейна следовала дифференциация фаций, при этом, по нашему мнению, осадконакопление происходило в условиях мелководного моря. Более детальное представление о юрском периоде на территории Венгрии получится из докладов и осмотра обнажений во время геологической экскурсии. Надеюсь, что в своем докладе мне удалось изложить основные положения, которые помогут вам при ознакомлении с юрскими отложениями Венгрии.



ФИГ. 11. ЮРСКИЕ АММОНИТЫ ГОР МЕЧЕК

Sokszorosította: M. Áll. Földtani Intézet

EVALUATION OF BATHYMETRIC CRITERIA FOR THE MEDITERRANEAN JURASSIC

by

A. HALLAM

One of the outstanding problems of the Mediterranean Jurassic concerns the depth of deposition of the various facies, in both the relative and absolute sense. There is a long- and widely-held belief that certain rock formations in the Alpine fold belts of southern Europe were laid down in considerable depths of sea, of the order of several thousand metres (e.g. MERLA 1952, TRÜMPY 1960, GÉCZY 1961, MIŠÍK and RAKÚS 1964, COLOM 1967, GARRISON and FISCHER 1969). Such interpretations have an important bearing on major tectonic concepts such as TRÜMPY's "leptogeosyncline", signifying sediment starvation in deep sea basins. Now depth of deposition is a singularly elusive factor since it does not exert a direct influence on either sediments or organisms. Bathymetric inferences must accordingly be based upon the correlation of depth with other factors which do exert such an influence. Since rapid progress is now being made in our understanding of the facies in question, the time seems ripe for a brief evaluation of the major arguments involving bathymetry. It will be assumed that the reader has a general familiarity with Jurassic geology in the Mediterranean region.

Evidence favouring deep-water deposition

1. It has been suggested that the widespread absence of aragonitic fossils, or even their moulds, is related to solution of the mineral below a certain depth (in the oceans at present *pteropod ooze* does not extend below approximately 3500 m). Likewise, the radiolarian cherts which are widespread in the Middle and Upper Jurassic have been compared with Recent *radiolarian oozes*, which are found below the $CaCO_3$ compensation depth of about 4500 m.

It is abundantly clear from the study of many shallow-water deposits that aragonite is a relatively unstable polymorph of $CaCO_3$ which readily dissolves or is replaced by calcite during diagenesis. Absence of calcitic replacements or moulds of aragonitic fossils does suggest, however, relatively rapid solution of shells while still exposed on the sea floor, and such deposits as the

Upper Jurassic *Aptychus limestones*, *Maiolica*, etc. no doubt signify relatively deep water. However, simple comparisons with the present-day oceanic situation may be very misleading. As HUDSON (1967) has argued, the present $CaCO_3$ compensation depth may be controlled more by low rates of dissolution related to the low temperatures of deep oceanic waters, than to chemical undersaturation. If this is so, then the compensation depth in relatively equable periods like the Jurassic might have been much shallower than today. Ocean waters at present appear to be undersaturated with respect to $CaCO_3$ below depths of a few hundred metres.

With regard to radiolaria, maximum solution does indeed occur in shallow water, because, in contrast to calcite, solubility (as well as rate of solution) of silica is proportional to temperature (BERGER 1968). The Upper Jurassic *radiolarites* are very probably relatively deep-water deposits, but not necessarily deeper than the overlying *Aptychus limestones* of Tithonian age, as has sometimes been assumed. Electron microscopy has revealed that the latter are largely composed of coccoliths (FARINACCI 1964, FLÜGEL 1967, GARRISON 1967). The planktonic algae which produced the coccoliths underwent an evolutionary burst in the late Jurassic (NOËL 1965), suggesting that the widespread passage of *radiolarites* up into pelagic limestones might be a biological rather than a bathymetric phenomenon.

2. Allodapic limestones, that is, coarse-grained skeletal or pelletal limestones have been transported by submarine currents from shallower regions of the sea floor, are now widely recognised in the Mediterranean Jurassic (GARRISON 1967, BERNOULLI 1967) and appear to be characteristic of the deeper water facies. As with slide conglomerates and breccias, which also occur widely, their presence demands the former existence of a submarine slope, but this need not necessarily have been steep, nor need the original difference in submarine topographic levels have been very great. It is known that turbidites can form in quite shallow water. The oldest *allodapic limestones* are recorded from *Ammonitico Rosso* deposits of Domerian—Toarcian age. This accords with the general notion of a deepening sea during the course of the Lower Jurassic.

3. Although there is no indication of anaerobic conditions, many of the so-called *pelagic limestones* and *marls* contain calcareous or siliceous plankton but very few benthonic fossils, a fact which is especially striking when the beds are compared with the adjacent "platform" deposits or with stratigraphically equivalent deposits north of the Mediterranean region. This is not merely the consequence of aragonite dissolution because calcitic fossils such as belemnites, crinoids, brachiopods and oysters are also rare in these limestones (most notably the *Aptychus limestones*). Benthonic fossils are also sparse in condensed deposits, thereby eliminating a "sedimentary dilution" factor.

To account for this phenomenon, comparison has again been made with the present-day oceans, and it has been noted how the abundance of shelly benthos declines strongly with increasing depth, but only at depths of thousands of metres does this benthos become extremely rare. Once more, it must be realised that such actualistic comparisons can be misleading unless the critical controlling factor is isolated. In this case it is almost certainly food supply, *i.e.* plankton and organic detritus. This indeed diminishes with depth but also

towards the open ocean away from coastal regions into which nutrients are carried by rivers. Only where strong upwelling brings nutrients from the deep ocean to the surface does organic productivity rise to values approaching those of certain coastal regions. Much of the tropical ocean is in fact comparatively barren (RYTHER 1963).

The southward changes of Jurassic litho- and biofacies in Europe seem to reflect increasing "oceanicity" and the reduced influence of rivers rather than any striking increase of depth (HALLAM 1967a, 1969a). The reduced benthonic abundance southwards (reef deposits excepted), as opposed to increased diversity, might have been one of the consequences of rather weak water circulation in the western Tethys, which seems quite likely in view of the probable absence of polar ice caps.

4. Another actualistic comparison has frequently been made between manganiferous incrustations in condensed limestones of the calcareous *Ammonitico Rosso* type and the manganese nodules which occur in prolific quantities on the present deep-sea floor. However, manganese concentrations are dependent essentially on a combination of minimal terrigenous sedimentation and sparsity of organic matter (KRAUSKOPF 1967); it just happens that at the present day these conditions are best realised on the deep sea floor and on seamounts. Depth *per se* is clearly not a controlling factor and shallow-water manganese concentrations are known (PRICE 1967, JENKYNS 1967). JENKYNS interprets manganese nodules in the Jurassic of Sicily as having been laid down on submarine rises on which rates of carbonate sedimentation were extremely slow.

5. A further argument has been based on the fact that many beds in the Mediterranean Jurassic are extremely persistent laterally, preserving their lithological and faunal characteristics at the same stratigraphical horizon for many miles. It has been assumed that this could only occur at relatively great depths well below the zone of wave action. This view is related to the old belief that coarse-grained deposits are always laterally less persistent and deposited in shallower water than fine-grained rocks (often the statement has appeared that shales signify "deep" water, whatever that may mean). We have today a much more sophisticated appreciation of sedimentary environments and there are indeed numerous instances of fine-grained, laterally persistent beds in the Jurassic which were laid down in quite shallow water. A good example is provided by the German Toarcian *Posidonienschiefer* and its equivalents in France and England (HALLAM 1967b).

6. Several thousand metres of very shallow-water Upper Triassic carbonates in the southern and eastern Alps signify tectonic subsidence of that amount within a few million years. Subsidence at a similar rate combined with a strong reduction of sedimentation would have resulted in the development of deep oceanic troughs by late Jurassic times (GARRISON and FISCHER, 1969). This is an interesting argument but it entails a bold extrapolation which is dubiously justifiable. If the pattern of sedimentation changed so drastically from the Triassic to the Jurassic, can one reasonably assume that the tectonic pattern persisted with little modification?

Evidence favouring shallow-water deposition

1. The existence of hardgrounds, signifying early lithification of limestone followed by corrosion and perhaps incrustation and boring by organisms, has sometimes been accepted as evidence of emergence above sea level. However, many if not most hardgrounds appear to have formed subaqueously so that they cannot be considered as conclusive evidence of emergence (HOLLMANN 1964, BERNOULLI 1967). Submarine lithification has been recorded from the present ocean (GERVIRTZ and FRIEDMAN 1966, FISCHER and GARRISON 1967) but so far no indubitable evidence of submarine corrosion has been recognized (this indeed poses one of the major problems of carbonate sedimentology).

On the other hand, one occasionally finds "pelagic" Jurassic deposits resting directly upon what appears to be an ancient karst land surface, eroded in Triassic or basal Jurassic carbonates. A good example is provided by the *Liassic Adneterkalk* in its type area near Salzburg (HALLAM 1967a). This throws into question the common assumption that the *Adneterkalk* represents moderately deep-water facies.

2. Another traditional argument favouring shallow-water deposition is the occurrence of thick beds of breccia or conglomerate intercalated in a "pelagic" sequence. These are now widely regarded as submarine slide deposits related to contemporaneous faulting and the existence of bottom slopes, and as such may represent any depth.

3. Bauxites, such as occur in the Jurassic of Greece (CONLEY 1968) are unequivocal indicators of emergence, but unfortunately are too restricted in time and space to be of much assistance to the paleogeographer.

4. Stromatolites have been widely interpreted as signifing intertidal conditions but they have recently been discovered down to 11 m below low tide level off Bermuda (GEBELEIN 1969). The laminae appear to be diurnal but are evidently not necessarily related to periodic exposure as formerly thought. They at least signify deposition within the photic zone, which at present extends to a maximum of 150 m in clear oceanic waters of low latitudes (JOHNSON 1957). Almost certainly, abundant stromatolites signify much shallower water than this.

It is now apparent that *stromatolites* are widespread in many massive limestone—dolomite sequences, characteristic especially of the basal Jurassic of the Mediterranean region, *e.g.* Greece (CONLEY 1968), the souther Apennines of Italy (D'ARGENIO and VALLARIO 1967) and Morocco (personal observations). Their discovery is not especially surprising because the deposits, frequently associated with beds containing abundant shelly benthos, have generally been considered to have been laid down in shallow water. The recognition of *stromatolites* in condensed red limestones of Middle Jurassic age in western Sicily (JENKYNS and TORRENS, this symposium) is much more intriguing because the other features of these limestones, such as manganese concentrations, sparsity of benthos, lack of organic matter, and nodularity are characteristic of deposits of calcareous *Ammonitico Rosso* type which have been attributed to moderately deep-water deposition.

5. Another important discovery which has followed from FISCHER's (1965) work on the Alpine Triassic is that of *"birdseye"-limestones* or *loferites* (to use

FISCHER's term), which are fine-grained limestones containing calcite- or dolomite-filled sheet cracks and shrinkage pores. Such beds, which are generally associated but not necessarily coincident with *stromatolites*, are known to occur in Greece (CONLEY 1968), the southern Appenines (D'ARGENIO and VALLARIO 1967) and the eastern High Atlas of Morocco (personal observations) and are no doubt more widespread. The key to their interpretation is given by SHINN's (1968) description of such structures in Florida. Both here and in the Persian Gulf, they are mainly supratidal, sometimes intertidal and never subtidal. As such, they are apparently the best evidence available of the former position of sea level.

Conclusions

It seems to me that a sound case for the existence of "oceanic" depths of several thousand metres in the troughs or basins of the so-called Mediterranean geosyncline has not been made. Actualistic comparisons have generally suffered from an inadequate understanding of the fundamental factors controlling sedimentation and organic activity and I see no compelling reasons for invoking depths at any time of more than a few hundred metres. This is not to say, of course, that substantially greater depths were never attained, but such claims should be treated with scepticism.

On the other hand, a high measure of agreement on *relative* depths may be attainable. Massive carbonate sequences with *stromatolitic beds* and *loferites* alternating with deposits containing, among other fossils, thick-shelled bivalves, hermatypic corals and dasycladacean algae, are clearly shallow-water, periodically emergent, platform deposits while the adjacent troughs or basins are signified by fine-grained "pelagic" limestones and marls containing calcareous microplankton but only rare benthonic fossils, with intercalated bands of *allodapic limestones* derived from the platforms, and *radiolarian cherts* (cf. BERNOULLI 1967). Within the deeper water facies, thick grey white siliceous, marly limestone sequences pass laterally into thin red nodular manganiferous limestones with corrosion surfaces. The latter almost certainly signify slow sedimentation on topographic highs within the basins. This accords with the known relationship of sedimentation to topographic relief on the present ocean floor and with the greater concentration of organic matter (HALLAM 1967a), and silica (LISITSYN 1967) in sediments of the basins.

Viewed as a whole, there appears to have been a more or less progressive deepening of the sea in the Mediterranean area during the course of the Jurassic, although some regions persisted as platforms and there were local regressions, as in Morocco. No doubt much of this regional deepening is associated with the failure of sedimentation to keep pace with epeirogenic subsidence of the basins (which poses a very interesting problem). It should be recognized, however, that there was very probably in addition an eustatic component, because sea level tended to rise on a world-wide scale during most of the Jurassic (HALLAM 1969b).

I wish to thank Dr. H. S. JENKYNS and Dr. J. D. HUDSON for helpful comments.

REFERENCES

BERGER W. A. 1968: Radiolarian skeletons: solution at depth. — Science **159,** 1237–1238.

BERNOULLI, D. 1967: Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin. — Verh. Naturf. Ges. Basel. **78,** 35–54.

COLOM G. 1967: Sur l'interprétation des sediments profonds de la zone geosynclinale baleare et subbetique (Espagne). — Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. **4,** 299–310.

CONLEY D. C. 1968: Reconnaissance study of Mesozoic carbonate rocks of Greece. — Geol. Soc. Amer. Abstracts, p. 61.

D'ARGENIO B.—VALLARIO A. 1967: Sedimentazione ritmica nell'Infralias dell'Italia meridionale. — Boll. Soc. Nat. Napoli. **76,** 1—7.

FARINACCI A. 1964: Microorganismi dei Calcari „Maiolica" e „Scaglia" osservati al microscopio elletronico (Nannoconi e Coccolithophoridi). — Boll. Soc. Paleont. Ital. **3,** 172–181.

FISCHER A. G. 1965 : The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. — Kansas Geol. Surv. Bull. **169,** 107–149. (1964).

FISCHER A. G.—GARRISON R. E. 1967: Carbonate lithification on the sea floor. — J. Geol. **75,** 488–496.

FLÜGEL E. 1967: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an mikritischen Kalken. — Geol. Rdsch. **56,** 341–358.

GARRISON R. E. 1967: Pelagic limestones of the Oberalm Beds (Upper Jurassic — Lower Cretaceous), Austrian Alps. — Bull. Canad. Petrol. Geol. **15,** 21–49.

GEBELEIN C. D. 1969: Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. — J. Sed. Petrol. **39,** 40–69.

GARRISON R. E.—FISCHER A. G. 1969: Deep water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. In G. M. FRIEDMAN editor: Depositional environments in carbonate rocks, a symposium. — Soc. Econ. Pal. Min. Pub. no. 14.

GÉCZY B. 1961: Die Jurassische Schichtreihe des Tűzköves-Grabens von Bakonycsernye. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar. **49,** 507–563.

GEVIRTZ J. L.—FRIEDMAN G. M. 1966: Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification. — J. Sedim. Petrol. **36,** 143–151.

HALLAM A. 1967a: Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. — Scot. J. Geol. **3.** 195–220.

HALLAM A. 1967b: An environmental study of the Upper Domerian and Lower Toarcian in Great Britain. — Phil. Trans. Roy. Soc., B **252,** 393–445.

HALLAM A. 1969a: Faunal realms and facies in the Jurassic. — Palaeontology **12,** 1–18.

HALLAM A. 1969b: Tectonism and eustasy in the Jurassic. — Earth Sci. Rev. **5,** 45–68.

HOLLMANN R. 1964: Subsolutions-Fragmente: Zur Biostratinomie der Ammonoidea in Malm des Monte Baldo, Norditalien. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **119,** 22–82.

HUDSON J. D 1967: Speculations on the depth relations of calcium carbonate solution in recent and ancient seas. — Mar. Geol. **5,** 473–480.

JENKYNS H. S. 1967: Fossil manganese nodules from Sicily. — Nature **216,** 673–674

JOHNSON M. W. 1957: Plankton. — Geol. Soc. Amer. Mem. **67,** vol. 1, 443–459.

KRAUSKOPF K. B. 1967: Introduction to Geochemistry. — New York.

LISITSYN A. P. 1967: Basic relationships in distribution of modern siliceous sediments and their connection with climatic zonation. — Internat. Geol. Rev. **9,** 1114–1130.

MERLA G. 1951: Geologia dell'Appennino Settentrionale. — Bol. Soc. Geol. Ital. **70,** 95–382.

MIŠÍK M.—RAKÚS M. 1964: Bemerkungen zu raumlichen Beziehungen des Lias und zur Palaeogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. — Sbornik Geol. Vied: Zapadne Karpaty; Rad 2K; Zvazok **1,** 159–199.

Monty C. 1965: Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahamas. — Bull. Ann. Soc. Geol. Belg. **88,** 269–276.

Noël D. 1965: Sur les coccolithes du Jurassique Europeen et d'Afrique du Nord. — Edit. Centre Nat. Rech. Scientif. Paris.

Price N. B. 1967: Some geochemical observations on manganese-iron oxide nodules from different depth environments. — Mar. Geol. **5,** 511–538.

Ryther J. H. 1963: Geographic variations in productivity. — In: M. N. Hill, editor, The Sea, **2,** 347–380. New York and London.

Shinn E. 1968: Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. — J. Sedim. Petrol. **38,** 215–223.

Trümpy R. 1960: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer. **71,** 843–908.

A. Hallam

Dept. of Geol. and Min. Univ. of Oxford

Oxford

England

REDEPOSITED PELAGIC SEDIMENTS IN THE JURASSIC OF THE CENTRAL MEDITERRANEAN AREA

by

D. BERNOULLI

Geologic frame

From late Triassic to early Jurassic times, the external zones of the peri-Adriatic orogens (Hellenides, Dinarides, Southern Alps and Apennines) were differentiated into a number of elongate shallow marine platforms and deeper troughs, which persisted until the late Cretaceous or early Tertiary. On the platforms, subsidence was balanced by prolific carbonate production and sedimentation, while in the deeper realms fine-grained pelagic or hemi-pelagic sediments were laid down. Along the margins of the platforms, carbonate rocks of high water energy environments interfinger with slope deposits. Carbonate particles and neritic organisms, all originating on the carbonate platforms have been displaced penecontemporaneously by slumping or turbidity currents, causing frequent intercalations of slump conglomerates or graded calcarenites in the pelagic sequences of the adjacent basins. Of the Recent areas of carbonate sedimentation the Bahamian platforms with their intersecting deeper marine troughs (Tongue of the Ocean, Exuma Sound) seem to correspond best to this configuration. Some of the platforms were submerged during their later evolution; they persisted, however, as submarine topographical highs on which only little sediment accumulated.

This palaeogeographic model, which in its essential points has been developed by J. AUBOUIN (1958, 1959, 1960, 1963) is still a most attractive and logical working hypothesis for the *external* zones of the peri-Adriatic orogens. The arrangement of platforms and troughs, however, seems to follow a somewhat irregular pattern (Fig. 1) rather than a rigid parallel arrangement of "miogeosynclines" or "miogeanticlines" as inferred by AUBOUIN. Additionally the Tertiary tectonic units do not always coincide with the preexisting palaeographic patterns as e.g. in the Hellenides (J. AUBOUIN, 1958, 1963); in fact the Alpine structural trends often intersect the old palaeogeographic units obliquely or even at right angles (Southern Alps e.g., cf. R. TRÜMPY, 1960 and others). Occasionally parts of the same Mesozoic basins have even been incorporated into different orogens, such as the Jurassic trough which extended from the Ionian zone in the Hellenides through the eastern margin of the unfolded block of Apulia into the Umbria-Marche region in the Central Apennines (cf. Fig. 1).

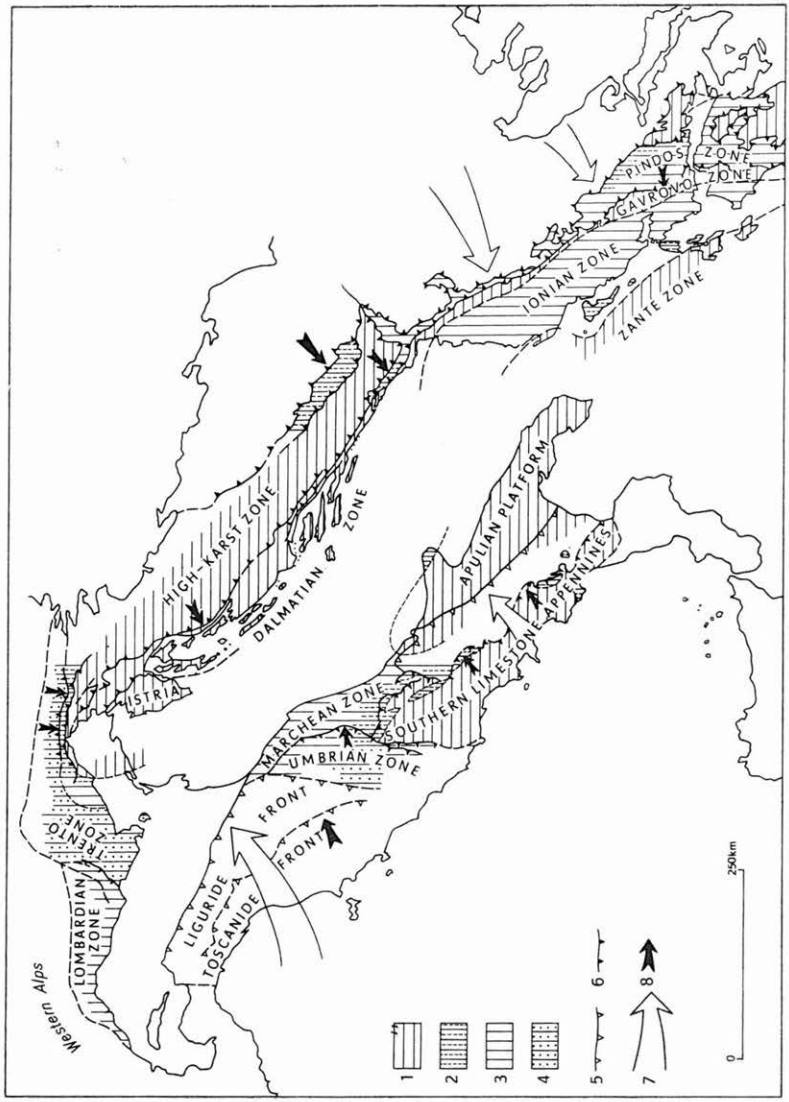


Fig. 1. Alpine tectonic units and Upper Jurassic palaeogeography in the peri-Adriatic region. [After J. AUBOUIN (1960, 1963), M. PIERI (1966) and others, modified.]

Explanations: 1. Carbonate platforms, *2.* Platform margins (reefs, slope deposits), *3.* Deeper marine troughs, *4.* Submarine swells, seamounts, *5–6.* Overthrusts, *7–8.* Direction of overthrusts

Whatever its deep-seated foundations, the Jurassic platform-trough configuration shows a rather striking persistence in space and time, differing markedly from the pre-Upper Triassic distribution of facies. The first, large-scale deeper marine basins of the Alpine cycle may be recognized in the Upper Triassic of the Pindos zone of the Hellenides, and the Lagonegro zone of the Southern Apennines. Subsequently, from late Lower Liassic to Middle Liassic times, deeper basins developed in the *Ionian zone* of western Greece and Albania and in the *Marchean, Umbrian* and *Toscanide zones* in the Central Apennines. The Ionian zone was flanked by carbonate platforms in the Zante and Gavrovo zones and was most probably connected with the Umbrian-Toscan realm in the north-west. The Umbrian-Toscan realm was flanked in the east by the prolongation of the Gavrovo zone, the Dalmatian zone; in the south, the Umbrian-Marchean basin was split into separate deeper marine basins contouring the carbonate platforms of the Southern Limestone Apennines and Apulia (see B. D'ARGENIO and P. SCANDONE, 1969). In the *Southern Alps*, a complex pattern of synsedimentary faults (Lugano Line, D. BERNOULLI, 1964; Ballino Line A. AZZAROLI and M. B. CITA, 1963; A. BOSELLINI, 1967; A. CASTELLARIN) determined the palaeogeographic evolution of the different basins and swells.

The Jurassic sequences of Western Greece, Marche-Umbria and the Lombardian Alps

The pronounced similarities between the Jurassic sequences of the Ionian zone and of Marche-Umbria were noted long ago by C. RENZ (1923; 1955) (Fig. 2). In both regions, the lowermost Jurassic is represented by thick carbonate-platform deposits (Pantokrator Limestone, Calcare Massiccio), which have been deposited in environments oscillating from shallow subtidal to supratidal with short interruptions documented by fossil caliche horizons (D. BERNOULLI and C. W. WAGNER, in preparation). Both formations are very similar to the cyclic deposits of the Alpine Dachstein Limestone (A. G. FISCHER, 1964) and of coeval shallow-water deposits elsewhere in the Mediterranean region. They are overlain by well-bedded, radiolaria-bearing, cherty biomicrites of Upper Sinemurian to Pliensbachian age (Siniais Limestone, Corniola Formation). In Marche-Umbria, slump conglomerates and proximal turbidites in the lower part of the Corniola Formation (so-called "Marmarone" of the Italian authors) contain carbonate-platform material. They indicate local persistence of the Calcare Massiccio platforms during the Upper Sinemurian and part of the Pliensbachian. Locally, there are red nodular calcilutites with ammonites of the Domerian, which in Umbria are sometimes followed by slumped beds, grey marls and graded calcarenites to calcisiltites of Upper Domerian to Lower Toarcian age (so-called "Flysch" of R. COLACICCHI and G. PIALLI, 1969). During the Toarcian and the Aalenian, mainly red to greenish-grey nodular marls and marly limestones of the Ammonitico Rosso were deposited. In the Ionian zone, they pass laterally into a formation of siliceous argillites and bedded cherts, containing pelagic lamellibranchs (Lower "*Posidonia*" Beds). In both, western Greece and central Apennines, most of the Middle Jurassic is represented by well-bedded limestones, containing only rare

ammonite faunas but numerous pelagic lamellibranchs and radiolaria (pelagic lamellibranch limestones). In the Upper Jurassic, fine-grained pelagic limestones with lenses and nodules of chert, bedded radiolarites and siliceous argillites are present ("Scisti ad Aptici", "Diaspri"); in Greece, they are packed with *Bositra buchi* in the lower part of the formation, which is thus partly of Middle Jurassic age (Upper "*Posidonia*" Beds). In the Uppermost Jurassic, white sublithographic limestones with tintinnids (Vigla Limestone, Maiolica, Biancone), widespread in the whole of the Central and Western Mediterranean, reflect comparatively uniform conditions of sedimentation.

In the Lombardian zone of the Southern Alps, the facies distribution of the Lower Jurassic was largely influenced by synsedimentary block faulting. In the western Lombardian Alps, basins subsided deeply between north-south trending swells (Lugano swell, Gozzano swell, F. WIEDENMAYER, 1963; D. BERNOULLI, 1964). The Lugano swell is characterized by thin, mainly skeletal (crinoidal and brachiopod) limestones (Broccatello) in the Lower Liassic resting unconformably on the Upper Triassic, and dark red, fine-grained cephalopod limestones with a condensed ammonite fauna in the Middle Liassic (Besazio Limestone). Both formations are cut by penecontemporaneous fissures into which unconsolidated sediments flowed to form complex intrusions and megabreccias (Macchia Vecchia). On the Gozzano swell similar rocks of slightly younger age (Middle Liassic) rest directly on Permian volcanics. In the basins adjacent to the swells (Generoso Basin, Monte Nudo Basin), synchronous cherty limestones (Lombardian Siliceous Limestones) are, in places, several thousand metres thick. They contain turbidites, fluxoturbidites, slump-folded rocks and olistoliths traceable across syngenetic fault zones to the adjacent highs as source areas. Subsidence and sedimentation are most pronounced immediately east of the main fault zones, which apparently separated antithetically tilted blocks (D. BERNOULLI, 1964).

The remaining Upper Liassic to Upper Tithonian sequence of the western Lombardian zone is almost identical with that of Marche-Umbria and of the Ionian zone, and presents much less lateral variation of thickness and facies than the underlying Lower to Middle Liassic (Fig. 2).

The Middle Liassic to Upper Jurassic carbonate sequences of the Lombardian Alps, the Umbrian-Marchean Apennines and of the Ionian zone in Greece have commonly been interpreted as essentially pelagic deeper marine sequences *without* breaks in sedimentation (C. RENZ, 1920, 1955; G. MERLA, 1951; R. SELLI, 1952; J. AUBOUIN, 1958, 1959, 1960, 1963; A. KONDO and I. PEIO, 1965). This interpretation was mainly based on the fine-grained nature of the sediments, the abundance of planktonic or nektonic fauna and the practical absence of autochthonous neritic organisms. In recent years, however, detailed field work by a group of Greek and French geologists (*Institut de géologie*, etc., 1966) has revealed the presence of numerous stratigraphic gaps within the Jurassic sequence of the Ionian zone (for Albania cf. A. XHOMO et al., 1969). The gaps encompass different time intervals from place to place with, in the most extreme case, Vigla Limestone resting directly on the Pantokrator Limestone. Palaeogeographically, the lacunae have been interpreted as the result of local emersions, due to the formation of "embryonic" anticlines during early Alpine orogenic movements of Jurassic age, with intense sub-

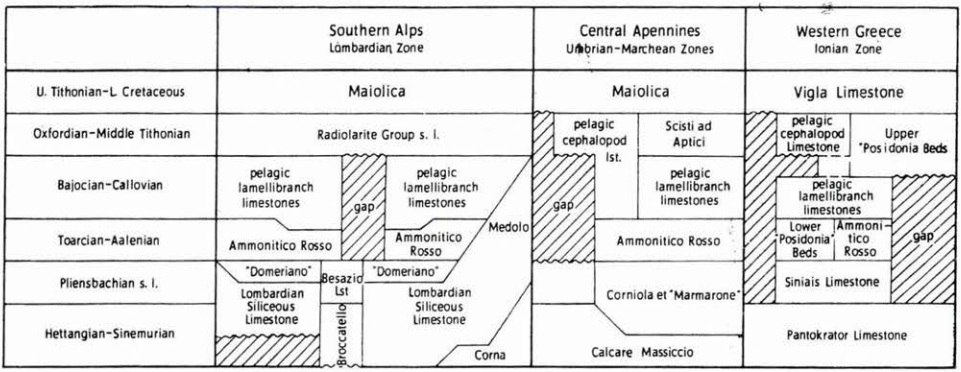


Fig. 2. Simplified stratigraphic scheme of the Jurassic sequences in the Lombardian zone (Southern Alps), the Umbrian-Marchean zones (Central Apennines) and the Ionian zone (Western Greece)

aerial erosion of the rising "cordilleras" resulting in the formation of breccias and conglomerates in the continuous sequences of the adjacent synclines. The red colour of the Ammonitico Rosso Formation, to which a shallow marine environment of deposition ("plate-form littorale", *Institut de géologie*, etc., 1966) has been allocated, would be due to the influx of residual clays derived from the karstification of the Pantokrator Limestone. Analogous stratigraphic gaps in the Jurassic sequences of the Umbrian-Marchean zones of the Central Apennines, known for a long time (M. CANAVARI, 1891; K. A. VON ZITTEL, 1869), have recently been explained in a similar way (R. COLACICCHI and G. PIALLI, 1967, 1969; A. FARINACCI, 1967). If right, these interpretations would cast doubt on the pelagic nature of the Ammonitico Rosso and associated sediments as assumed by most authors (R. TRÜMPY, 1960; J. AUBOUIN, 1964; D. BERNOULLI, 1964, 1967; R. E. GARRISON and A. G. FISCHER, 1969 and others). Alternatively, stratigraphic gaps in the Middle to Upper Jurassic of the Lombardian zone may be attributed to non-deposition and subaquatic erosion in a deeper marine realm, as no change towards neritic conditions or indications of subaerial exposure have been found (D. BERNOULLI, 1964). In order to test the different palaeogeographic models, the author has revised numerous Jurassic sections in Western Greece and in the Central Apennines; the most important results of these investigations are reported here in a comprehensive way.

Redeposited sediments of carbonate-platform origin

Penecontemporaneously redeposited platform carbonates intercalated in the fine-grained basinal sediments have been found all along the slopes of the carbonate platforms (Fig. 1) (J. AUBOUIN, 1959; H. FLÜGEL and P. PÖLSLER, 1965; D. BERNOULLI, 1967; A. BOSELLINI, 1967; R. E. GARRISON, 1967). Marginal boulder beds and graded limestone breccias pass basinwards through coarse calcarenites into graded and laminated fine calcarenites to calcisiltites

intercalated in the pelagic limestone beds. Graded bedding is common throughout and complete graded cycles occur quite frequently. Sole marks have been observed less often, as the redeposited limestones are mostly welded to the underlying limestone beds, but scouring by the turbidity currents is suggested by reworked pelagic mudstone pebbles and fossils.

Components of the turbidites are chiefly broken bioclasts, calcareous algae, onkoids, ooids, pellets or intraclasts and indicate a very shallow environment of formation. In many cases, however, the individual turbidite layers do not show much variation in grain types as exemplified by the redeposited oolite grainstones in the Middle Jurassic of the Central Apennines [pelagic lamellibranch limestones at Gran Sasso (northeastern margin of the Southern Limestone Apennines), Scisti ad Aptici at Montagna dei Fiori (Marche)]. This, together with the limited lateral extent of the individual layers, indicates very local sources of sediment and a small-scale topography of the depositional area, as inferred by G. A. RUSNAK and W. D. NESTEROFF (1964) for the modern turbidites in the Tongue of the Ocean. On the other hand, thickness and grain size of the turbidites correlate in a general way with the minor off- and onlap movements observable along the platform margins (cf. D. BERNOULLI, 1967, fig. 3): Intercalations of slump breccias and turbidites (formerly interpreted as shallow-water carbonates by M. B. CITA et al., 1959 and by E. GIANNINI, 1960) in the Jurassic and Cretaceous of the Montagna dei Fiori section chronologically correspond to reefoidal rocks and coarse fore-reef breccias in the Gran Sasso region.

In places, turbidites have been deformed postdepositionally by slumping (e.g. Corniola Formation) which suggests considerable rejuvenation of sea-bottom topography, probably by synsedimentary faulting.

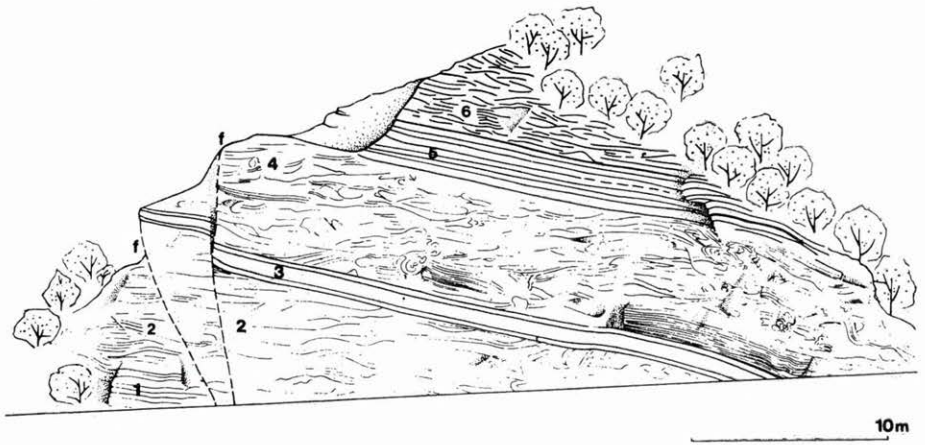


Fig. 3. Slump folded complexes (2, 4, 6) intercalated between normally deposited pelagic biomicrites (1, 3, 5). Corniola Formation, Middle Lias (Domerian), Umbrian zone

Slumped rocks are plastically deformed and partly retextured ± marly micrites and biomicrites with thin marl bands (Fig. 5). In *4:* large blocks of undeformed stratified pelagic limestones indicating submarine lithification previous to slump movement. *6* is overlain by a lime turbidite, composed exclusively of pelagic limestone fragments and bioclasts. *f:* faults (Alpine)

Road from Apecchio to Acqualagna near the locality Gorgo a Cerbara, about 3 km E of Piobbico. Umbrian Apennines. Italy

Redeposited pelagic sediments

Redeposited sediments are not restricted to the margins of the carbonate platforms, but frequently occur in the central parts of the Jurassic basins. In this case, however, the components do not differ much from the ones of the enclosing formations, thus indicating an intrabasinal source of supply. The rock fragments are usually fine-grained pelagic limestones, and the biota are chiefly pelagic lamellibranchs, radiolaria and ammonites, rare benthonic foraminifera, ostracods and occasional echinoderm remains.

Slump-folded intercalations, ranging in thickness from a few decimeters up to 10 or more metres, are a very common feature of the marly (basinal) Ammonitico Rosso and associated sediments. In the Ammonitico Rosso and the pelagic lamellibranch limestones of the Torrente Bosso section (Umbrian Apennines) there are at least five slump-complexes, each several meters thick, which contain only pelagic material and pass laterally into retextured slump-rubble (Fig. 6).

The style of deformation may thus vary considerably, even within one and the same slump mass, depending upon the degree of lithification. Another magnificent example of this has been described from the pelagic lamellibranch limestones (Lower Bajocian) in the Breggia gorge (Lombardian zone), where beds of Upper Toarcian to Lower Bajocian age (C. RENZ, 1920. D. T. DONOVAN, 1958) have been incorporated into a 9 m thick slumped complex (D. BERNOULLI 1964, figs. 25–31). The base of the slump-folded complex is characterized by a slip plane, accentuated by overturned drag folds in retextured marly lime mudstones. In large parts of the slump, the original alternation of pelagic lamellibranch limestones and marls is still preserved though the limestone beds are affected by brittle fracture and imbrication. Laterally well-preserved limestone beds pass abruptly into plastically deformed strata or completely retextured sediments.

Similar structures have been found associated with numerous slump complexes in all the basin formations from the Middle Lias to the Middle Jurassic in the Lombardian zone, Marche-Umbria and in the Ionian zone (Figs. 3–7). They show all stages from competent folding of limestone beds, shearing and thrusting of otherwise undeformed strata to plastic deformation without fracturing (Fig. 4). Intense deformation of the slightly more competent calcareous layers gives rise to retextured sediments, which contain rotated and deformed limestone clasts in a fluidal marly matrix (Fig. 5, cf. D. BERNOULLI, 1964, fig. 29). In extreme cases, entire remixing of the sediments results in a secondary laminar texture ("Lamellierung", E. VOIGT, 1962) simulating depositional lamination—and this in turn may be caught up into recumbent folds (Figs. 5 and 7). Larger limestone bodies in such retextured sediments often show stream-lined outlines and internal "phacoidal" structure (E. VOIGT, 1962) due to erosion or accretion of material during transportation. Completely mobilized sediments occur as flows of fluidally textured marls, ranging in thickness from one decimetre to several metres; they contain sparse irregular limestone nodules.

The non-tectonic origin of all these structures is clearly demonstrated by the stratigraphic contacts at their top (Figs. 8–10): the overlying unfolded

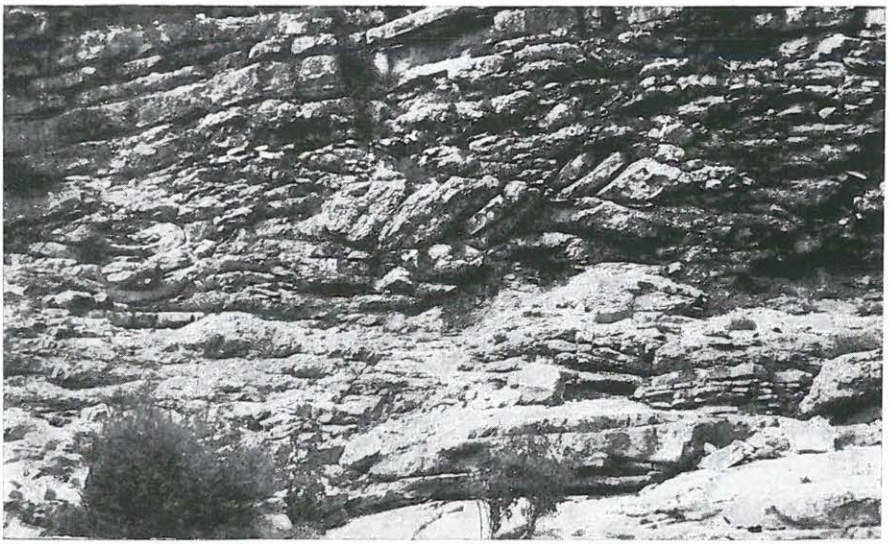


Fig. 4. Slumpel complex, overlain by normally deposited pelagic biomicrites. Corniola Formation. Middle Lias (Domerian). Umbrian zone

Slumped complex corresponds to Nr. 4 in Fig. 3. Slumped rocks are pelagic ± marly micrites and biomicrites with thin marl bands. Locally (lower right) there are blocks of undeformed stratified pelagic limestones; in most places, however, lenticular and phacoidal structure (upper right), obliteration of bedding and flow-folds (centre left) indicate plastic deformation previous to lithification. Torrente Candigliano near road from Apecchio to Acqualagna at the locality Gorgo a Cerbara, about 3 km E of Piobbico. Umbrian Apennines. Italy

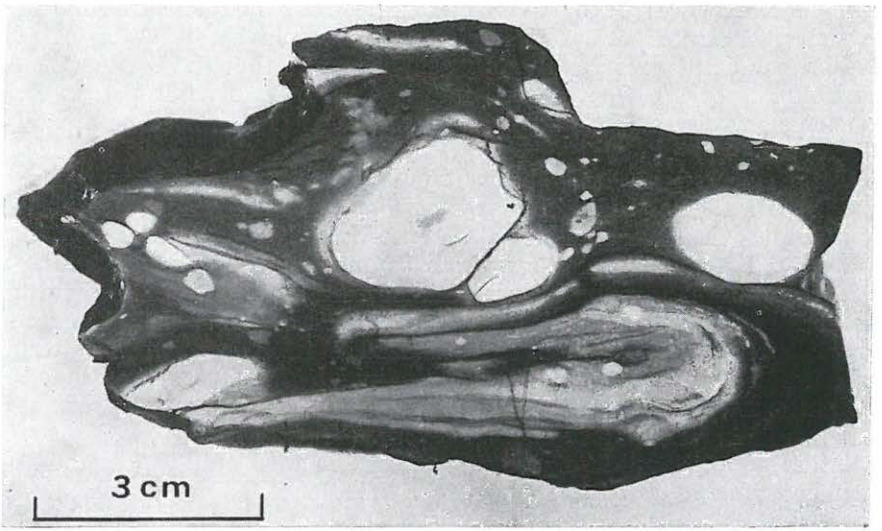


Fig. 5. Plastically deformed dark red marly pelagic biomicrites with irregularly shaped clast of white biomicrite. The laminar texture is not a sedimentary lamination, but results from laminar flow during early diagenetic deformation ("Lamellierung")

DB 1910. The specimen comes from slump complex 4 in Fig. 3. Corniola Formation, Middle Lias (Domerian) Umbrian zone
Road from Apecchio to Acqualagna near the locality Gorgo a Cerbara, about 3 km east of Piobbico. Umbrian Apennines. Italy

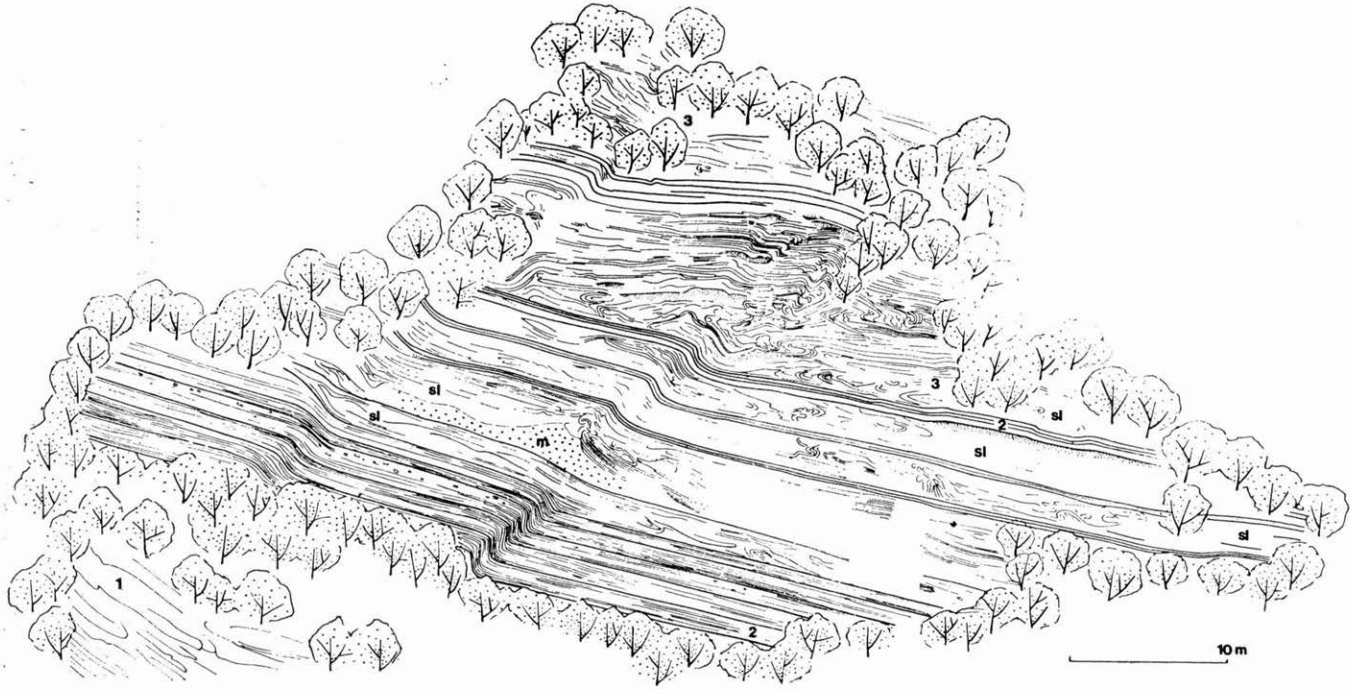


Fig. 6. Slump folded complexes (sl) in the Ammonitico Rosso and the pelagic lamellibranch limestones of the Umbrian zone

1. thick-bedded, pink, slightly nodular biomicrites. Domerian—? base of Toarcian. *2.* Ammonitico Rosso: dark red nodular marls and marly biomicrites (ammonites, pelagic lamellibranchs, radiolaria) with centimeterthick intercalations of graded skeletal limestones composed of pelagic lamellibranchs; and some minor slump conglomerates associated with turbidites. The slumped folded limestones of the larger complexes (sl) are associated with completely retextured pebbly mudstones (m), both overlain by graded calcirudites and calcarenites that pass into marly lime mudstones.—Toarcian-Aalenian. *3.* pelagic lamellibranch limestones: well-bedded, pink or white biomicrites (pelagic lamellibranchs, radiolaria) with occasional lenses of replacement chert. Large parts of the formation are slump folded, but repeated unfolded horizons indicate nontectonic origin of the recumbent folds. Associated are pebbly mudstones and lime turbidites as in the underlying Ammonitico Rosso.—Middle Jurassic

T. Bosso Valley, along road from Cagli to Pianello, about 4 km south-west of Secchiano, Umbrian Apennines, Italy

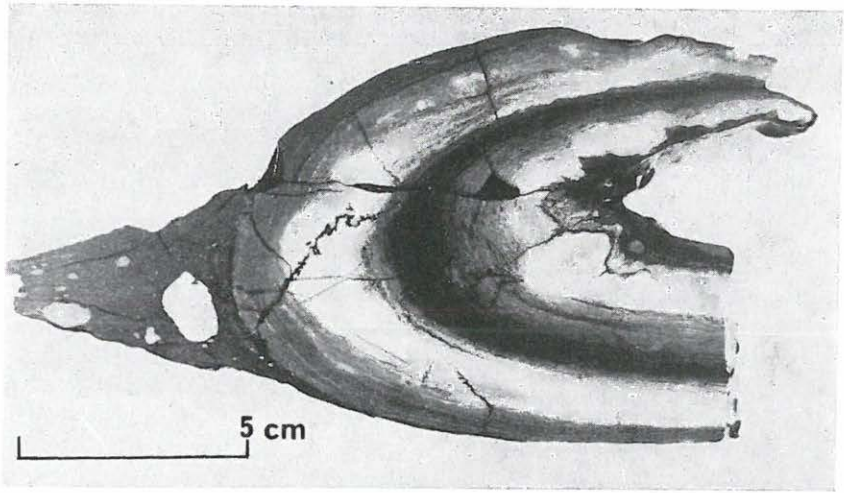


Fig. 7. Early diagenetic flow-fold in retextured marly micrites

DB 3001. Small slumped complex (20 cm thick) in the lower part of the pelagic lamellibranch limestones, (Nr. 3 in Fig. 6), Lower Dogger, Umbrian zone
Torrente Bosso, near road from Cagli to Pianello, about 4 km south-west of Secchiano, Umbrian Apennines, Italy

Fig. 8. Graded and laminated calcirudite to calcarenite, overlying a 2.30 meter-thick slumped complex. The turbidite grades upwards into fine calcisiltite and red marly lime mudstone

Sample DB 2989 (Figs. 9 and 10) comes from the base of the graded bed; it contains exclusively intraclasts of fine-grained pelagic limestones and pelagic organisms (pelagic lamellibranchs). The turbidite overlies the uppermost slump complex of the Ammonitico Rosso (Nr. 2) in Fig. 6 which comprises contorted lenticular beds of red and white biomicrites and retextured fluidal marls with limestone lenses and phacoids.
Ammonitico Rosso, Toarcian-Aalenian, Umbrian zone. Torrente Bosso, near road from Cagli to Pianello, about 4 km south-west of Secchiano, Umbrian Apennines, Italy

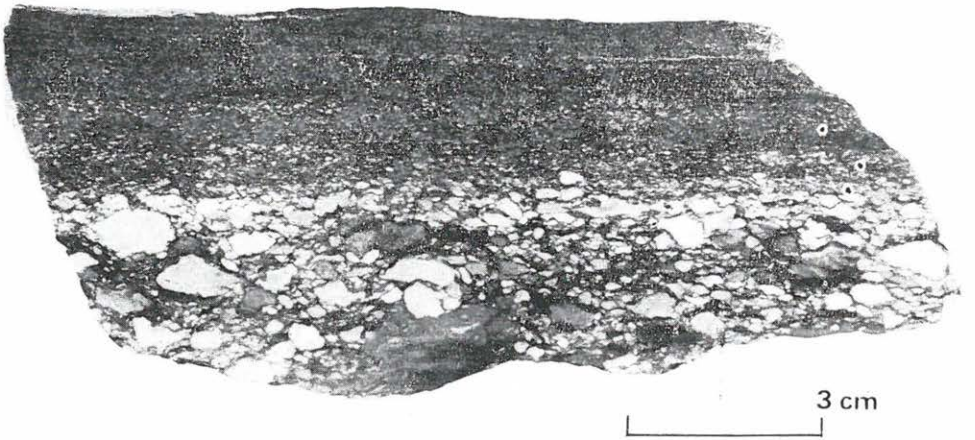


Fig. 9. Polished surface of basal part of turbidite illustrated in Fig. 8.

DB 2989. The basal part consists of closely packed, irregularly shaped intraclasts of biomicrites, (modified by post-depositional pressure-solution); in the upper part there are rare small intraclasts and closely packed pelagic lamellibranchs.
Ammonitico Rosso, Toarcian-Aalenian, Umbrian zone. Torrente Bosso, near road from Cagli to Pianello, about 4 km south-west of Secchiano, Umbrian Apennines, Italy

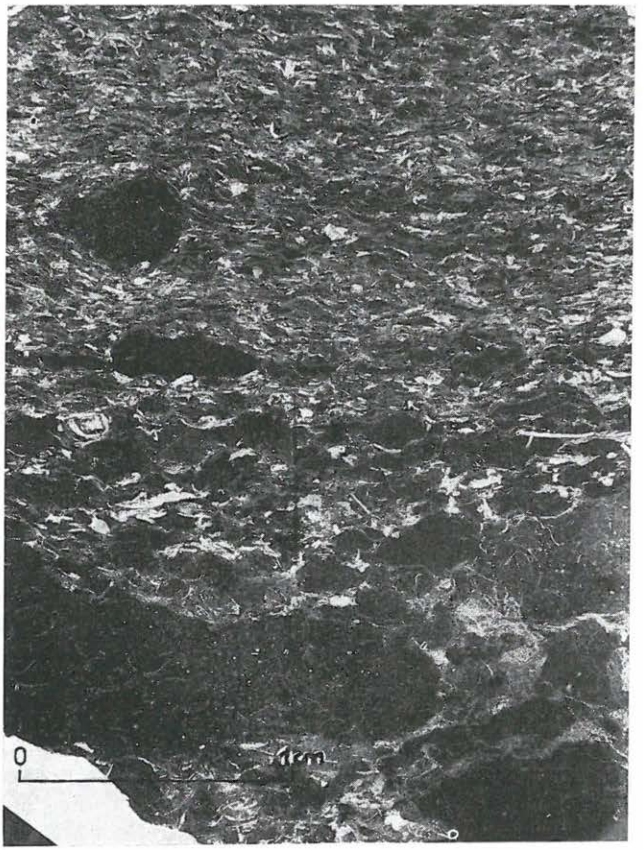


Fig. 10. Thin-section of basal part of turbidite illustrated in Figs. 8 and 9.

DB 2889. The components consist exclusively of intraclasts of pelagic biomicrite and of pelagic lamellibranchs. No terrigenous clastics or components derived from a carbonate platform are present.
Ammonitico Rosso, Toarcian-Aalenian, Umbrian zone. Torrente Bosso, near road from Cagli to Pianello, about 4 km south-west of Secchiano, Umbrian Apennines, Italy

beds are usually graded and welded to smoothed upper surfaces of the slump complexes. Both the slumped beds and the associated turbidites contain exclusively clasts of fine-grained pelagic limestones and, in the finer fractions, pelagic organisms (Figs. 9 and 10). Large blocks of stratified pelagic limestones in otherwise plastically deformed slump complexes bear witness to differential submarine lithification (Fig. 3).

Graded and laminated calcirudites, calcarenites and calcisiltites often occur independently from slumped complexes. They contain various proportions of lithoclastic and skeletal material, the finer calcarenites and calcisiltites being often reduced to thin horizons, streaks and laminae of graded pelagic shell beds (Fig. 11). In the thicker beds bottom marks occur, but are mostly difficult to observe (D. BERNOULLI, 1967, fig. 7); in places, however, channels up to 1 m deep and filled with turbiditic material have been found. The turbidites are often covered by red marly lime mudstones, without any nodular texture; they apparently represent the finest fraction of the redeposited material and are often more than one meter thick (Fig. 9). Sometimes they are not observably linked with graded beds; in this case they may merely represent the most distal parts of turbidite layers. The individual layers of resedimented material cannot be followed over large distances, which indicates a rather small-scale relief of the depositional area with limited depressions

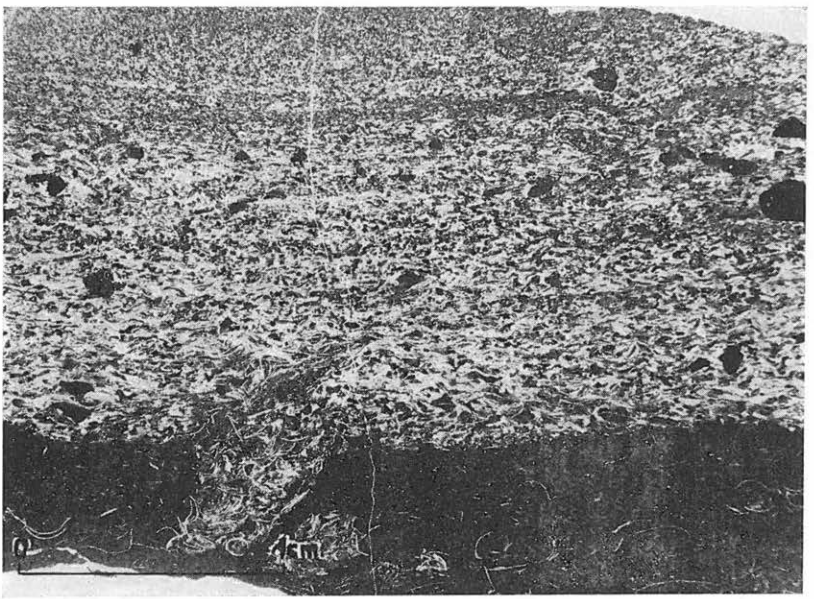


Fig. 11. Thin-section of graded skeletal calcarenite to calcisiltite intercalated between pelagic lamellibranch biomicrites

DB 1500. Components are exclusively small intraclasts of pelagic biomicrite and pelagic lamellibranchs.

Pelagic lamellibranch limestones, Middle Jurassic, Ionian zone. North of village of Kouklessi [section A in D. BERNOULLI and O. RENZ (in preparation)], Louros Valley, Epirus, Western Greece

separated from each other: a comparable configuration of small basins filled with redeposited pelagic sediments has been described recently by T. H. VAN ANDEL and P. D. KOMAR (1969), however, from a true oceanic area (see below).

In the radiolarite formations of the Upper Jurassic (Radiolarite Group, Scisti ad Aptici, Upper "*Posidonia*" Beds), slump folds are rare and turbidites are nearly absent, except for those derived from carbonate platforms (e.g. Montagna dei Fiori) or containing fragments of pre-existing formations. It is only in the uppermost parts of the radiolarite formations that graded bioclastic sands, containing pelagic crinoids *(Saccocoma)*, appear.

Redeposited rocks of pre-existing formations

Along the margins of the carbonate platforms, slump conglomerates and turbidites are mostly composed of coeval sediments. Only during the early Tertiary, when large parts of the carbonate platforms emerged, were abundant reworked faunas and lithic particles transported to the deeper basins. However, in the continuous Jurassic sequences of the deeper basins there are intercalations of redeposited sediments of older formations. In the Toarcian Ammonitico Rosso Formation of western Greece, intercalations of graded conglomerates composed of pebbles of Siniais Limestone have been observed (*Institut de géologie*, etc. 1966; D. BERNOULLI and O. RENZ, in preparation). From the same formation, C. RENZ (Alogomandra 1927, 1955) described intercalated slump conglomerates, which contain rich faunas of Domerian age. In the Lombardian zone, there are retextured sediments with Domerian ammonites in the Toarcian Ammonitico Rosso (T. Clivio, D. BERNOULLI, 1964). In the Upper Toarcian to Lower Dogger this formation locally contains boulder beds composed of metre-sized fragments of Lombardian Siliceous Limestone, Besazio Limestone, Domerian nodular limestones with *Arieticeras* and of Ammonitico Rosso (dated as Lower Toarcian) (Val Varea, D. BERNOULLI, 1964). In the Middle Jurassic pelagic lamellibranch limestones most resedimented particles have been displaced penecontemporaneously; but in the radiolarites (Scisti ad Aptici) of the Umbrian Apennines (road from Serra S. Abbondio to Conv. Avellana) there are graded breccias with pebbles of Calcare Massiccio, Corniola, Ammonitico Rosso and pelagic lamellibranch limestones. All these occurrences indicate a pronounced submarine relief, accentuated by synsedimentary tectonic movements. In the Southern Alps such movements are well documented along the Lower Jurassic Lugano Line (normal fault), where blocks of Triassic dolomites, Rhaetian coral limestone and Lower Jurassic Broccatello evidently slid down the scarps of active faults —which have a reconstructed total vertical displacement of several thousand metres (D. BERNOULLI, 1964).

Source of redeposited pelagic sediments

The logical source of redeposited pelagic sediment is the intra-basinal high. There, reduced sedimentation with intraformational gaps would be expected as a consequence. Such reduced sequences have indeed been discovered in the last few years all over the Lombardian Alps (D. BERNOULLI, 1964), the Umbrian-Marchean Apennines (D. BERNOULLI, 1967; R. COLACICCHI and G. PIALLI, 1967; A. FARINACCI, 1967) and the Ionian zone (*Institut de géologie*, etc. 1966; D. BERNOULLI, 1967; A. XHOMO et al., 1969).

On the highs, the stratigraphic equivalents of the Corniola Formation and of the Siniais Limestone are represented by a thin sheet of pelletal limestones with brachiopods, echinoderms, calcitised radiolaria and sponge spicules or by massive biomicrites with ammonites and brachiopods. The Toarcian-Aalenian nodular biomicrites differ from their basinal equivalents mainly by their reduced clay content and their small thickness. In the Middle and Upper Jurassic, thick-bedded biomicrites occur containing rich condensed and/or reworked ammonite faunas (R. COLACICCHI and G. PIALLI, 1967; D. BERNOULLI and O. RENZ, in preparation). In places, there are red nodular limestones that closely resemble the Ammonitico Rosso of the Venetian Prealps (Monte Lacerone, Umbria, A. FARINACCI, 1967). Locally, biomicrites (e.g. Colle Tosi,

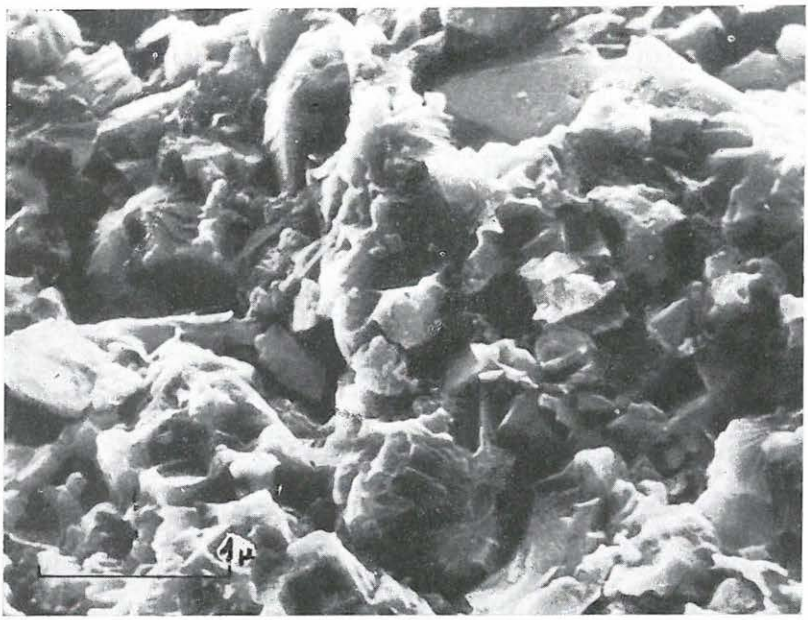


Fig. 12. Stereoscan electron micrograph of pelagic biomicrite from a submarine high in the Jurassic of the Ionian zone

DB 1483. The sediment consists almost exclusively of coccoliths and their fragments. Pelagic cephalopod limestones, Oxfordian-Kimmeridgian, Ionian zone East of the village of Klissoura, Louros Valley, Epirus, Western Greece. — From D. BERNOULLI and O. RENZ (in preparation, Plate I, Fig. 4)

Umbria) with abundant crinoid ossicles and solitary corals are associated with the fine-grained limestones, which contain pelagic lamellibranchs, radiolaria and, in the Upper Jurassic, *Globigerina*. The fine sediment is essentially pelagic and is composed mainly by calcareous nannoplankton (Fig. 12). Washed skeletal limestones with *Bositra buchi*, which are widespread in the Trento zone and in Sicily, seem to be restricted to limited areas in the Umbrian Apennines (C. STURANI, 1967).

The reduced sequences are characterized by numerous stratigraphic gaps, which may encompass different time intervals; occasionally all the formations between the Lower Jurassic platform limestones and the Upper Tithonian Maiolica or Vigla Limestone may be absent. Hard-grounds, ferruginous crusts and nodules, intraformational erosional and solution surfaces are common, and the sequences are cut by a complicated system of fissures, in which different generations of unconsolidated sediment of the overlying formations flowed to form complex intrusions and breccias (cf. J. WENDT, 1963, 1965, 1969; F. WIEDENMAYER, 1963; A. CASTELLARIN; 1965; A. FARINACCI, 1967).

In the Southern Alps, the Permian and Triassic of the Western Lombardian swells are overlain unconformably by crinoidal sands and skeletal limestones (Broccatello, Lower Lias), with a varied fauna of calcareous sponges *(Pharetrona)*, foraminifera, gastropods, lamellibranchs, a few solitary corals and ammonites; calcareous algae, however, seem to be absent. At the base of the formation phosphorite and glauconite minerals are common. In the Middle Liassic Besazio Limestone, there are rich condensed faunas of ammonites and some crinoids, all coated by black ferromanganiferous crusts (F. WIEDENMAYER, 1963). From the Upper Lias onwards the reduced sequences are no longer differentiated faunistically or lithologically from the basinal ones. Breaks in sedimentation or levels of submarine erosion are marked only by sharp discontinuities on which glauconite and other iron-silicates have been concentrated.

Paleogeographic and bathymetric reconstructions

From the uppermost Triassic to the Middle Liassic, the Upper Triassic carbonate platforms, which extended over nearly the whole peri-Adriatic region, were affected by faulting and split into blocks which sank at different rates. In large areas, formation of shallow-water carbonates did not keep up with subsidence and basins developed between the remainders of the platforms. Structural control of the platform margins, at least during the initial Jurassic phases, is documented by active fault scarps and sudden changes of facies and thickness along parallel alignments (e.g. Ballino Line, separating the Lower Jurassic Trento platform from the Lombardian Basin; A. AZZAROLI and M. B. CITA, 1963; A. BOSELLINI, 1967; A. CASTELLARIN; for other examples see e.g. P. SCANDONE and G. BONARDI, 1968).

Relatively steep topographic gradients between the platforms and the adjacent basins are indicated by marine breccia formations along the platform margins and by slopes on which no sediment accumulated: most probably some of the "transgressions" observed along the margins of otherwise complete

platform sequences have to be reinterpreted in that way (cf. "transgressions" along external margin of Southern Limestone Apennines described by T. PESCATORE, 1965). It therefore seems probable that the stratigraphically continuous basinal sequences have been deposited in rather deep water, say some hundreds of metres. Since the Mesozoic sediments of the *external* (ophiolite-free) zones of the Mediterranean orogens have been deposited on a continental crust, depth in the order of several thousand metres, as suggested by R. E. GARRISON and A. G. FISCHER (1969), do not seem feasible. In the basinal sequences, the lithology and composition of fauna reveal a general tendency towards increasing water depth during the Jurassic: at the base of the Siniais Limestone and the Corniola Formation, thin well-bedded crinoidal and brachiopod limestones grade into radiolarian biomicrites. The Ammonitico Rosso Formations of the Toarcian-Aalenian, with mainly *Phylloceratid* and *Lytoceratid* ammonites, have been deposited at still greater depth (B. ZIEGLER, 1967). In Greece, these beds are laterally replaced by siliceous argillites and bedded cherts (Lower "*Posidonia*" Beds) in which allodapic limestones occur only at the Western margin of the Ionian zone (Igoumenitsa, *Institut de géologie*, etc., 1966). Locally, the Lower "*Posidonia*" Beds contain pebbly mudstones of Ammonitico Rosso material (Palaeospita, Korfu, C. RENZ, 1955), which suggests that they may have been deposited in the deepest depressions of the Toarcian sea. Since fossil remains ("*Posidonia*", *Aptychi*, with the ammonites restricted to redeposited beds) are exclusively calcitic, the sea bottom must have locally reached conditions of aragonite solution which, however, may be due not only to water depth, but also to rates of sedimentation, carbonate supply and water temperature (see discussions of compensation depth of aragonite in J. D. HUDSON, 1967; R. E. GARRISON and A. G. FISCHER, 1969). Similar conditions of basin starvation were realized over large areas during the Upper Jurassic when mainly siliceous calcilutites and occasionally carbonate-free cherts and argillites were deposited. Subsequent carbonate sedimentation in the Maiolica and Vigla Limestones may be due to an increase of carbonate production by calcareous nannoplankton rather than to a minor uplift of the sea bottom (cf. R. E. GARRISON and A. G. FISCHER, 1969).

As shown by the different lithological successions, each of the intrabasinal highs had its individual sedimentary and paleotectonic history. In the Central Apennines and in Western Greece, it appears that the highs were rather limited and in some cases did not exeed a few kilometres across or even less (e.g. M.Cucco, Umbrian Apennines). The single highs are comparable to Recent seamounts (H. C. JENKYNS and H. S. TORRENS, 1969) and were bounded by faults as suggested by the abrupt facies changes and the almost ubiquitous fissures and dykes. In most cases, carbonate platform sedimentation of the Pantokrator Limestone and the Calcare Massiccio was stopped suddenly and younger beds overlie a corroded and subsolved surface (A. FARINACCI, 1967; pl. IV, fig. 1; H. JURGAN, 1969, fig. 15). Though the thin pelletoidal limestones of the Middle Liassic may have been deposited in relatively shallow water, the presence of radiolaria testifies to considerable pelagic influence. Relics of Ammonitico Rosso in the Toarcian or pelagic cephalopod limestones in the Middle and Upper Jurassic have certainly not been deposited under very

shallow water conditions, as assumed by A. FARINACCI (1967) and *Institut de géologie*, etc. (1966). None of the components have originated in an intertidal or shallow subtidal environment. Dolomitization occurs frequently in the reduced sequences (R. COLACICCHI and G. PIALLI, 1969) and dolomite rhombohedra of a micron-scale are found frequently in fossil coccolith oozes of western Greece (D. BERNOULLI and O. RENZ, in preparation, plate II, fig. 7; plate IV, fig 5); however, the formation of dolomite—if early diagenetic—is no indication for subaerial diagenesis, as assumed by COLACICCHI and PIALLI, but occurs in Recent and ancient sediments on the deep-sea floor in various environments (e.g. A. G. FISCHER and R. E. GARRISON, 1967; G. THOMPSON et al., 1968). Sessile organisms such as crinoids and solitary corals are not limited to shallow depth, but occur on seamounts as shown by recent oceanographic investigations (M. BLACK et al., 1964; PRATT, 1967, 1968). Since no algal structures like the ones reported by H. C. JENKYNS and H. S. TORRENS (1969) from Jurassic seamounts in Sicily have so far been observed on the seamounts of the Central Apennines* or Western Greece, it seems that most of the seamounts did not reach the photic zone, let alone sea level. A possible indication, however, that some of the seamounts of the Central Apennines at times reached the photic zone, might be given in the local occurrence of the "*Posidonia*" *alpina* lumachelle reported by C. STURANI (1967). At present, however, it is difficult to judge if these occurrences contain the stunted faunal assemblages which according to STURANI are typical for algal meadows, or if they are washed biosparites deposited on a current-swept seamount. In any case these deposits must have been laid down on rather small intrabasinal highs and not on large-scale carbonate platforms.

Conclusions

The paleogeographic evolution of the peri-Adriatic region during the Jurassic thus may be summarized in the following way. During the Triassic an extensive carbonate platform was installed on the subsiding continental margin which developped in the South of the opening Tethyan sea (cf. H. P. LAUBSCHER, 1969; epicontinental stage of platform evolution of D'ARGENIO, 1968). During the Jurassic, this shelf was affected by intense block-faulting and only a few Bahamian-type platforms persisted, separated by deeper interplatform troughs, comparable to the present Florida Straits or the Tongue of the Ocean (intraoceanic stage of platform of D'ARGENIO, 1968). Large parts of the Central Mediterranean area were covered by a deeper marine realm comparable perhaps to the present day Blake Plateau (H. C. JENKYNS, in preparation), with local basins and swells. The swells (seamounts) were structurally controlled and had an individual environmental and tectonic history.

* In the Central Apennines A. FARINACCI (1967, fig. 14) has reported algal stromatolites from the Upper Jurassic of M. Lacerone. They appear, however, to be inorganic segregations of iron hydroxides in a sparry cement which compare rather well with colloidal structures found in Recent ferromanganiferous nodules from seamounts and from the deep-sea floor (cf. R. K. SOREM, 1967, figs. 1–6; D. S. CRONAN and J. S. TOOMS, 1968, figs. 4–8; G. FRIEDRICH et al., 1969, fig 3). "Sheet cracks" mentioned by FARINACCI ar. most probably tectonic fissures filled with sparry calcite and not indicative of emersione

Between the seamounts, local basins developed in which small amounts of terrigenous clays were trapped and mainly pelagic limestones, siliceous rocks and redeposited pelagic material derived from the tops and flanks of seamounts accumulated. From the Upper Tithonian onwards more even subsidence and increased carbonate supply over the whole deeper realm tended to bury the submarine highs and to eliminate abrupt facies changes. However, as the subsidence of the individual elements of the whole province was differential and discontinuous, the absolute bathymetry during the different phases of subsidence can still not be determined with certainty.

Support from the Swiss National Science Foundation during this study is gratefully acknowledged. H. C. JENKYNS and H. LAUBSCHER read drafts of the manuscript and made helpful suggestions.

REFERENCES

AUBOUIN I. 1958: Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tectoorogénique d'un systéme géosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Hellénides). — Bull. Soc. géol. France, (6), **3,** 731–749.

AUBOUIN J. 1959: Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie. — Ann. géol. Pays hell., **10,** 1–403.

AUBOUIN J. 1960: Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. — Bull. Soc. géol. France, (7), **2,** 487–526.

AUBOUIN J. 1963: Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. — Geol. Rdsch. **53,** 480–534.

AUBOUIN J. 1964: Réflexions sur le faciès «Ammonitico Rosso». — Bull. Soc. géol. France, (7), **6,** 475–501.

AZZAROLI A.—CITA M. B. 1963: Geologia stratigrafica. Vol. **2,** Ed. Univ. La Goliardica, Milano.

BERNOULLI D. 1964: Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) **118,** 134 p.

BERNOULLI D. 1967: Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin. — Verh. natf. Ges. Basel, **78,** 35–54.

BERNOULLI D.— RENZ O. 1970: Jurassic carbonate facies and new ammonite faunas from Western Greece. – Ecl. geol. Helv. **63,** 573–607.

BLACK M.—HILL M. N.—LAUGHTON A. S.—MATTHEWS D. H. 1964: Three non-magnetic seamounts off the Iberian coast. — Quart. J. geol. Soc. London, **120,** 477–517.

BOSELLINI A. 1967: Torbiditi carbonatiche nel Giurassico delle Giudicarie e loro significato geologico. — Ann. Univ. Ferrara (n. s. 9), Sci. Geol. Paleont., **4,** 101–115.

CANAVARI M. 1891: Un nuovo esempio di discordanza tra il Titoniano e il Lias osservato nell'Appennino centrale. — Proc. verb. Soc. tosc. Sci. nat., **8,** 12–13.

CASTELLARIN A. 1965: Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio (Trentino meridionale). — Giorn. Geol., (2) **33,** 527–546.

CITA M. B.—FORTI A.—RAFFI G.—VILLA F. 1959: Jurassic and Cretaceous microfacies from the Pre-Alps and Central Apennines (Italy). —Fifth World Petrol. Congr., **1,** 969–1000.

COLACICCHI R.—PIALLI G. 1967: Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel Giurese del Monte Cucco (Appennino umbro). — Boll. Soc. geol. ital., **86,** 179–194.

COLACICCHI R.—PIALLI G. 1969: Relationships between some peculiar features of Jurassic sedimentation and paleogeography in the Umbro-Marchigiano Basin (Central Italy). — Preprint. Colloquium on Mediterranean Jurassic Stratigraphy, Budapest 1969.

CRONAN D. S.—TOOMS J. S. 1968: A microscopic and electron probe investigation of manganese nodules from the northwest Indian Ocean. — Deep-Sea Res., **15,** 215–223.

D'Argenio B. 1968: Bi-stadial evolution of the Mesozoic carbonate platform, Southern Apennines. — Intern. geol. Congr., 23th, Prague 1968, Abstr., 78.

D'Argenio B.—Scandone P. 1969: Jurassic Facies Pattern in Southern (Campania-Lucania) Apennines. Preprint. — Colloquium on Mediterranean Jurassic Stratigraphy, Budapest 1969.

Donovan D. T. 1958: The Ammonite Zones of the Toarcian (Ammonitico Rosso Facies) of Southern Switzerland and Italy. — Eclogae geol. Helv., **51,** 33–60.

Farinacci A. 1967: La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana. — Geol. Romana, **6,** 421–480.

Fischer A. G. 1964: The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. — Kansas geol. Surv. Bull., **169,** 107–149.

Fischer A. G.—Garrison R. E. 1967: Carbonate lithification on the sea floor. — J. Geol., **75,** 488–496.

Flügel H.—Pölsler P. 1965: Lithogenetische Analyse der Barmstein-Kalkbank B_2 nordwestlich von St. Koloman bei Hallein (Tithonium, Salzburg). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **9,** 513–527.

Friedrich G.—Rosner B.—Demirsoy S. 1969: Erzmikroskopische und mikroanalytische Untersuchungen an Manganerzkonkretionen aus dem pazifischen Ozean. — Mineral. Deposita **4,** 298—307.

Garrison R. E. 1967: Pelagic Limestones of the Oberalm Beds (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), Austrian Alps. — Bull. Canad. Petrol. Geol., **15,** 21–49.

Garrison R. E.—Fischer A. G. 1969: Deep-Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. — Soc. econ., Paleont. Mineral., Spec. Publ. **14,** 20–56.

Giannini E. 1960: Osservazioni geologiche sulla Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno-Teramo). — Boll. Soc. geol. ital. **79,** 183–206.

Hallam A. 1967: Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. — Scott. J. Geol., **3,** 195–220.

Heezen B. C.—Hollister C. 1964: Deep-sea current evidence from abyssal sediments. — Marine Geol., **1,** 141–174.

Hollmann R. 1964: Subsolutions-Fragmente. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **119,** 22–82.

Institut de géologie et Recherches du sous-sol, Athènes, et *Institut français du Pétrole, Mission Grèce,* 1966: Étude géologique de l'Epire (Grèce nord-occidentale). — Ed. Techniq. et Inst. franç. Pétrole, Paris, 306 pp.

Jenkyns H. C.—Torrens H. 1969: Palaeogeographic evolution of Jurassic Seamounts in Western Sicily. Preprint. — Colloquium on Mediterranean Jurassic Stratigraphy, Budapest 1969.

Jurgan H. 1969: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rdsch. **58,** 464–501.

Hudson J. D. 1967: Speculations on the depth relations of calcium carbonate solution in recent and ancient seas. — Marine Geol., **5,** 473–480.

Kondo A.—Pejo J. 1965: (Le Titonique de la zone ionique en Albanie). — Permbledhje Studimesh, **2,** Viti 1965, 105–123.

Laubscher H. P. 1969: Mountain building. — Tectonophysics **7,** 551–563.

Merla G. 1951: Geologia dell'Appennino settentrionale. — Boll. Soc. geol. ital., **70,** 95–382.

Patzelt G. 1968: Zur Geosynklinalentwicklung und Tektonik der äusseren Helleniden: Die Ionische Zone in Albanien. — 23. Int. Geol. Congr., **3,** 139–152.

Pescatore T. 1965: Ricerche geologiche sulla depressione Molisano-Sannitica. — Atti. Accad. Sci. Fis. Mat., (3), **5,** 101–145.

Pieri M. 1966: Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale. — Geol. Romana, **5,** 407–424.

PRATT R. M. 1967: Photography of Seamounts. In: HERSEY, J. B. (Ed.) Deep-Sea Photography. — Johns Hopkins Press, Baltimore, 145–158.

PRATT R. M. 1968: Atlantic Continental Shelf and Slope of the United States — Physiography and Sediments of the Deep-Sea Basin. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper **529**-B, 44 pp.

RENZ C. 1920: Beiträge zur Kenntnis der Juraformation im Gebiet des Monte Generoso. — Eclogae geol. Helv. **15,** 523–584.

RENZ C. 1923: Vergleiche zwischen dem südschweizerischen, apenninischen und westgriechischen Jura. — Verh. natf. Ges. Basel, **34,** 264–296.

RENZ C. 1927: Die Verbreitung und Entwicklung des Oberlias und Doggers im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas und Albanien. — Verh. natf. Ges. Basel, **38,** 482–515.

RENZ C. 1955: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. — Inst. Geol. Subsurface Res., Athen.

RUSNAK G. A.—NESTEROFF W. D. 1964: Modern Turbidites: Terrigenous Abyssal Plain Versus Bioclastic Basin. In: MILLER R. L. (Ed.)-Papers in Marine Geology, Shepard Commemor. Vol., Macmillan Comp., New York.

SCANDONE P.—BONARDI G. 1968: Synsedimentary tectonics controlling deposition of Mesozoic and Tertiary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di Diano (Southern Appennines). — Mem. Soc. geol. ital., **7,** 7–10.

SELLI R. 1952: Il bacino del Metauro. — Giorn. Geol. (2), **24,** 1–268.

SOREM R. K. 1967: Manganese Nodules: Nature and Significance of Internal Structure. — Econom. Geol. **62,** 141–147.

STURANI C. 1967: Reflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger mésogéen («Lumachelle à Posidonia alpina» auctt.). — Boll. Soc. geol. ital. **86,** 445–467.

THOMPSON G.—BOWEN V. T.—MELSON W. G.—CIFELLI R. 1968: Lithified carbonates from the deep-sea of the equatorial Atlantic. — J. sed. Petr. **38,** 1305–1312.

TRÜMPY R. 1960: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. geol. Soc. Amer. **71,** 843–908.

VAN ANDEL T. H.—KOMAR P. D. 1969: Ponded Sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° North Latitude. — Geol. Soc. Amer. Bull. **80,** 1163–1190.

VOIGT E. 1962: Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Grossgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. — Mitt. geol. Staatsinst., Hamburg, **31,** 146–275.

WENDT J. 1963: Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsiziliens. — Boll. Soc. paleont. ital., **2,** 57–145.

WENDT J. 1965: Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 286–311.

WENDT J. 1969: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Oesterreich). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **132,** 219–238.

WIEDENMAYER F. 1963: Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik. — Eclogae geol. Helv. **56,** 529–640.

XHOMO A.—KONDO A.—PAPA A.—BALLUKU I.—KANANI J.—ALIKAJ N.—NASI V. 1969: La transgression tithonique-néocomienne dans la Zone Ionienne d'Albanie. — Preprint. Colloquium on Mediterranean Jurassic Stratigraphy, Budapest 1969.

ZIEGLER B. 1967: Ammoniten-Oekologie am Beispiel des Oberjura. — Geol. Rdsch. **56,** 439–464.

ZITTEL K. A. 1869: Geologische Beobachtungen aus den Central-Apenninen. — Geogn. Paläont. Beitr. **2,** 93–176.

D. BERNOULLI
Geological Institute of the University
Basel
Switzerland

PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF JURASSIC SEAMOUNTS IN WESTERN SICILY

by

H. C. JENKYNS—H. S. TORRENS

Introduction

The stratigraphy of the west Sicilian Jurassic is now well known, thanks to the published works of WARMAN and ARKELL (1954), ARKELL (1956), CHRIST (1958, 1960, 1963), CAFLISCH (1966) and WENDT (1963, 1965, 1969) and the unpublished observations of WENDT and TORRENS. It is of typically Tethyan character, being analogous to similar facies in the Alps and elsewhere in the Mediterranean region. Limestones are present throughout, and clastics are notably absent.

Most of the Jurassic outcrops (Fig. 1) occur on isolated mountains surrounded by low-lying incompetent Miocene clays. The relationship between the massifs and clays has often been disputed; some mountains are undoubtedly best interpreted as horsts (RUGGIERI, 1966), whereas a few are sedimentary klippes or olistoliths—and thus allochthonous (BROQUET, CAIRE, MASCLE, 1966). Hence it is difficult to know whether the present spatial relationship of these mountains reflects their original depositional position, and broad palaeogeographic reconstructions must be made with certain reservations.

It does not seem to us that this problem will be finally solved merely by general studies of the region, and the relationship of the present-day massifs to the surrounding sediments. We have conducted sedimentological investigations, under as strict stratigraphic control as possible, on the Jurassic of many of these mountains, and it is clear that each major massif differs in the details of its stratigraphic succession. This is important since it means that during the Jurassic, western Sicily was not simply a 'schwellen area' but the site of considerable topographic and environmental variation. Bearing this in mind, we have attempted to interpret the significance of the present distribution and appearance of the massifs.

Although the west Sicilian Jurassic mountains exhibit varied and diachronous facies developments, there is a general similarity between them. We will thus describe the palaeogeographic evolution of these massifs in ascending stratigraphic order.

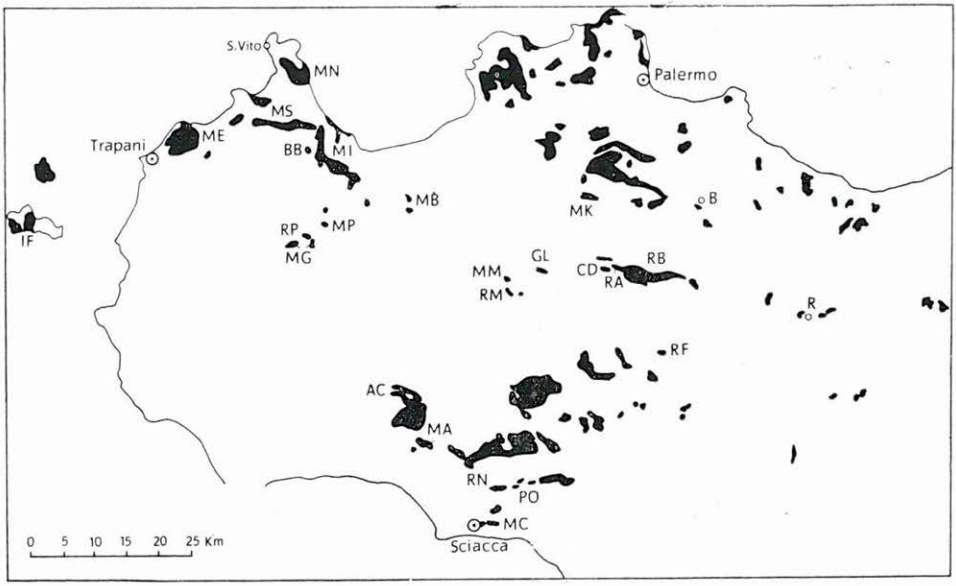


Fig. 1. Distribution of major Jurassic outcrops in Western Sicily (Modified by WENDT, 1969)

Explanations: AC — Acque Calde, B — Bolognetta, BB — Balata di Baida, CD — Contrada Drago, GL — Monte Galiello, IF — Isola Favignana, MA — Monte Arancio, MB — Monte Bonifato, MC — Monte San Calogero di Sciacca, ME — Monte Erice, MG — Montagna Grande, MI — Monte Inici, MK — Monte Kumeta, MM — Monte Maranfusa, MN — Monte Monaco, MP — Monte Pispisa, MS — Monte Sparagio, PO — Rocca Porcaria, R — Roccapalumba, RA — Rocca Argenteria, RB — Rocca Busambra, RF — Rocche San Felice, RM — Rocca Maranfusa, RN — Rocca Nadore, RP — Rocca che parla

"Dolomia Principale"

The basal formation of the Jurassic, together with the underlying Triassic of similar facies, comprises the major part of the west Sicilian mountains in terms of thickness. This deposit, called the "*Dolomia Principale*" by DI-STEFANO (1912), has subsequently been divided into various units by other authors; these divisions, however, seem unusable without better stratigraphic control. The lowest part of the Dolomia Principale is composed of well-bedded white crystalline dolomites or dolomitic limestones. FLORIDIA (1931 p. 90) estimated a thickness of about 700 metres for those exposed at Monte Inici. Upwards these pass gradationally into about 300 metres of purely calcareous deposits. The total thickness at this locality is thus at least 1000 metres, and elsewhere may extend to over twice this figure (CHRIST, 1963 p. 128).

Dating this formation is difficult because macrofossils of stratigraphic significance are so rare. G. G. GEMMELLARO, however, discovered an extensive fauna of gastropods, bivalves, and ammonites near the top of the Dolomia Principale at Rocca Busambra; these fossils indicated an age somewhere in the Lower Sinemurian Bucklandi or Semicostatum zones. Recent work by us has shown that a similar faunal assemblage, in an identical matrix, occurs at the nearby Rocce Maranfusa; this is also of Hettangian-Sinemurian age and

has been found *in situ* 56 metres below the top of the Dolomia Principale. These fossils comprise ammonites, abundant gastropods, and numerous aulacoceratid cephalopod fragments; a similar aulacoceratid fauna has been described by JELETSKY and ZAPFE (1967) from the Rhaetian of Austria.

At other localities rare ammonites from nearer the top of the Dolomia Principale suggest that this formation may extend into the Upper Pliensbachian. It is important to stress, however, that there is no certainty that the top of the Dolomia Principale is a constant time horizon, and in south-west Sicily where megalodont bivalves occur in the upper part of the formation, the age is in dispute. It has been claimed as Triassic (COX in WARMAN and ARKELL, 1954, p. 268; RUGGIERI, 1963, p. 15–16) and Liassic (ZAPFE in WENDT, 1965, p. 295).

The sedimentology of the upper part of the Dolomia Principale has been studied by one of us (H. C. JENKYNS) and details will published elsewhere. Observations have been mainly confined to the Rocce Maranfusa massif where the succession consists of a roughly cyclic sequence of sharply bounded lithologies, including onkolitic, oolitic and pelletal facies. Birdseye and *Stromatactis* structures are common as are algal laminae. Deposition is considered to have varied between sub- and supratidal regimes, and the cyclicity is reminiscent of similar deposits elsewhere in the Tethyan region (e.g. FISCHER, 1964; BOSELLINI, 1967; D'ARGENIO and VALLARIO, 1967).

The environmental pattern may, in a general way, be compared with the present-day Bahamian type of sedimentation, with massive deposition of carbonate on a shallow extended platform that was undergoing considerable subsidence. The widespread occurrence of the Dolomia Principale attests to the extension of the platform throughout western Sicily as far south as the Sicani mountains.

Transitional Phase and Associated Deposits

Above the Dolomia Principale a variety of sediments occur, and some of these record a transitional phase between the cessation of shallow-water limestone deposition and the onset of pelagic conditions.

CRINOIDAL CALCARENITES

Deposition of the Dolomia Principale apparently continued no later than the Pliensbachian. This facies may be overlain by a white, pink or red crinoidal calcarenite, with brachiopods constituting the only major macrofaunal element, which is well developed at Monte Kumeta, Rocca Nadore, and in somewhat ambiguous field occurrence in the Balata di Baida gorge. This deposit is often notably lenticular in form and commonly attains a thickness of several metres. At Monte Kumeta its age must lie within the range Pliensbachian—topmost Lower Toarcian, as delimited by the dated stratigraphic succession above and below, and is thus probably Domerian. Nowhere has it been possible to date this lithology with complete accuracy, but a similar age elsewhere seems possible. Crinoidal limestones capping reef/platform successions occur in other

parts of the Tethyan region (e.g. HLAUSCHEK, 1922; FABRICIUS, 1962, p. 313, JURGAN, 1967, p. 25, STURANI, 1967) and this characteristic super-position is probably significant (JENKYNS, in prep.).

Microscopically most west-Sicilian examples of these rocks are crinoidal biosparites, and the sparite void filling suggests deposition in at least a moderately high-energy regime (FOLK, 1962, p. 81). The critical factors for the formation of such banks of crinoidal debris are uncertain, but the bioclastic material, derived from local crinoid forests, was probably concentrated into submarine dunes (see BLYTH CAIN, 1968, p. 199) or sand-waves by current action, possibly tidal. Obvious cross-bedding is however, absent. Some of these sand banks must then have risen above sea level since at Monte Kumeta solution hollows (interpreted as subaerial karstic phenomena and not the subsolution effects of HOLLMANN, 1964) occur in the top of this deposit.

These sediments reflect considerable environmental change from the Dolomia Principale, and whether this is due to a world-wide eustatic change in sea level, postulated at this time (HALLAM, 1963, 1967, p. 426) or initial disintegration of the carbonate platform, cannot be determined. It is, however, interesting to note that carbonate sands, albeit composed of planktonic organisms, occur on some modern seamounts (PRATT, 1968, p. 32–33).

VARIABLE DEPOSITS

Apart from the crinoidal limestones, the Dolomia Principale may be overlain abruptly by a series of remanié beds of very contrasting lithology. These are of extremely local occurrence; in many places they occur only in centimetre-thick horizons, and are often absent from the succession altogether. In this case, however, they may be occasionally preserved as Neptunian dykes and sills.

The following lithologies, dated on ammonite evidence, have been recognized in the normal stratigraphic succession.

a) Grey pelsparites of Lower Toarcian age; these have only been recorded from Monte Bonifato (WENDT, 1964, p. 83, Bed MB4/2). This facies contains a varied fauna of ammonites, bivalves (pectenids), gastropods, and belemnites. Being so limited in distribution it is difficult to generalise about its significance or say whether it was once of wider distribution, but it may represent a local prolongation of a platform type of deposition.

b) Red fine-grained limestones, probably also of Lower Toarcian age; this facies has been tentatively identified in the stratigraphic sequence at Monte Kumeta, but occurs with certainty in Neptunian dykes below (WENDT, 1965, p. 291). This facies records pelagic deposition.

c) The third Toarcian lithology is the most interesting and one hitherto unrecognized. It is best developed at Rocce and Monte Maranfusa where it directly overlies the Dolomia Principale. This facies is a blood-red to chocolate-brown crinoidal iron pisolite, containing numerous well-preserved and normal-sized ammonites of truly Tethyan character. Gastropods are also abundant with less frequent sharks' teeth and rare brachiopods. The following ammonite genera have been kindly identified by DR. M. K. HOWARTH: *Phymatoceras*, *Hammatoceras*, *Polyplectus*, *Paroniceras*, and *Catacoeloceras*, which date the bed at the Middle-Upper Toarcian boundary, Erbaense Zone, Bayani Subzone (DONOVAN, 1958, p. 43; FISCHER, 1966, p. 62–3).
This lithology is rich in iron pisoliths and crinoidal debris; the latter may be reworked from an earlier deposit. The pisoliths themselves are of particular interest and are

being studied in detail by one of us (H. C. JENKYNS). Their most significant feature is that a few contain cores of igneous material (sanidine trachyte) and similar pisoliths, with similar cores, have been traced, in identical stratigraphic position, as very thin horizons at Rocca Busambra and its off-faulted blocks, and Monte Galiello, Monte Arancio and Bolognetta. Thus the basal horizon above the Dolomia Principale at these localities must also be of Toarcian age. Similar igneous material has also been found at Monte Kumeta and at Monte Monaco, in horizons dated as Upper Toarcian (WENDT, 1969, and our own observations).

PLATFORM DISINTEGRATION AND VOLCANISM

The crinoidal deposits described above may have heralded the initial disintegration of the carbonate platform, but more positive evidence is supplied by the occurrence of several of the variable Toarcian deposits as the first infillings of tectonic fissures. By early Toarcian times the identity of the carbonate platform had been destroyed and pelagic conditions, reflected in facies and fauna, may have been widespread. The area was now split into a series of fault-delineated blocks undergoing differential subsidence. The Toarcian volcanism can be seen as an accompaniment of this tectonic disintegration.

The igneous episode can be dated as between Upper Pliensbachian and Erbaense Zone, since the ammonites contemporary with pisolith formation are of this latter age. The extent of this volcanism is unknown, but the occurrence of lava fragments in the Toarcian at Monte Monaco, northwest Sicily, as well as in the west-central regions of the island, suggests that it may have been more than a local event. In mineral composition and texture these Toarcian volcanic fragments resemble the lavas interbedded in the succession at Monte Bonifato, where igneous material attains a thickness of 15 metres (WENDT, 1964, p. 82). This extrusion is demonstrably older than Bathonian (WENDT, 1964, p. 83) and the lower contact was dated by him, on rather dubious ammonite evidence, as Upper Bajocian. Bajocian volcanic episodes have been recognized elsewhere in western Sicily (e.g. FABIANI, 1926, p. 57; TREVISAN, 1937), but these are generally described as basaltic and if the lower contact of the Monte Bonifato trachyte cannot be confirmed as this age, it might well be Toarcian. There is now, in any case, evidence for at least Toarcian and Bajocian volcanic phases during the deposition of the west Sicilian Jurassic.

The crinoidal iron pisolith is a condensed or remanié deposit and sedimentation probably took place in an oceanic environment, subject to considerable submarine reworking and erosion. The preceeding volcanism is an obvious source for the iron and high concentrations of trace elements that compose the pisoliths, and it is interesting that BONATTI and JOENSUU (1966) have recorded high-iron deposits associated with basaltic rocks from a seamount in the South Pacific and assume a local volcanic source for this material.

Toarcian sediments were probably once more widespread than their stratigraphic record suggests; submarine erosion, a common phenomena on modern seamounts, has probably removed many of the original deposits, leaving only isolated remnants. All of the Toarcian beds described above are exceptional; more usually the upper surface of the Dolomia Principale is directly overlain by condensed red ferromanganiferous limestones of Middle Jurassic age.

Condensed Sequences

Above the crinoidal and variable deposits, or resting directly on the Dolomia Principale, a thin series of very striking beds is developped. These are fine-grained red limestones, often containing ferromanganese nodules and crusts (JENKYNS, 1967); and this association of extremely condensed sequences with ferromanganese deposits is notable throughout western Sicily and indeed the whole of the Tethyan region. However, although this may be a universal association, almost every other feature of the west-Sicilian condensed beds —lithology, fauna, age, thickness—is variable.

The abundant ammonites that are contained within these condensed sequences, though often reworked and eroded, usually allow an accurate age determination to be made. However, unless all the faunal elements, which may extend over considerable temporal range and be homeomorphic, can be collected and distinguished, the full extent of condensation may not be recognized.

DATING

The earliest ferromanganese horizon that we have been able to date conclusively is Bajocian (Humphriesianum Zone); this is well developped on Monte Kumeta, overlying yellow ferruginous limestones of Toarcian age. WENDT (1965, p. 290) considers the condensation here may extend as low as the Aalenian (Opalinum Zone). The stratigraphic record between the Aalenian and Middle Callovian on each massif is in general somewhat similar but often differs in detail, and usually there is a period of non-deposition between the Upper Toarcian and Bajocian. At Rocce Maranfusa deposition of the ferromanganiferous condensed bed can be shown to be as old as Upper Bajocian; more commonly, however, condensation appears to have commenced in Lower Bathonian times (e.g. Monte Inici, etc., WENDT, 1969) or later. The upper limits of condensed-bed deposition must lie below the Upper Callovian.

The most extreme case of condensation is at Monte Pispisa where Lower Cretaceous marls may directly overlie the Dolomia Principale (CHRIST, 1960, p. 27–28); even in the fullest sequence seen here only thin representatives of the Oxfordian and Kimmeridgian fill this stratigraphic gap (WENDT, 1969). Dated Middle Jurassic occurs only in Neptunian dykes.

ASSOCIATED FEATURES

The significance of fossil ferromanganese nodules, crusts and pavements has been outlined elsewhere (JENKYNS, 1967). These concretions indicate areas of very slow sedimentary rate and are essentially confined, in modern oceans, to the central deeps and the tops and flanks of seamounts. The fact that the west Sicilian condensed sequences are of different temporal extent shows that the areas of non-deposition varied through time and space—due to the topographic irregularities affecting sedimentation at different times. The closest analogues of these fossil ferromanganese deposits are thus with those being

TABLE 1.

AGE	FORMATION	AMMONITES	GASTROPODS	BIVALVES	BRACHIOPODS	SHARKS TEETH	CRINOID DEBRIS	PLATFORM DISINTEGRATION	NEPTUNEAN DYKE FORMATION (Wendt, 1965)	VOLCANISM	CONTINENTAL DETRITUS	IGNEOUS DETRITUS	INFERRED DISTANCE FROM MAJOR LANDMASS	ENERGY REGIME	RATE OF SUBSIDENCE	DEGREE OF CONDENSATION	SUBMARINE TOPOGRAPHY	INFERRED DEPTH
CRETACEOUS	LATTIMUSA	INFREQUENT																
UPPER JURASSIC	AMMONITICO ROSSO	FREQUENT			PYGOPE		RARE		LOWER TITHONIAN	WIDESPREAD	VERY RARE QUARTZ FRAGMENTS		FAR					
MIDDLE JURASSIC	STROMATOLITE HORIZON	COMMON & FREQUENT																
	BOSITRA BEDS	COM. [STUNTED]																
			FREQUENT & STUNTED															
				BOSITRA V. ABUND.	*BOSITRA* ABUND.													
	CONDENSED SEQUENCES			*BOSITRA* FRE.	OCC.	OCCASIONAL & STUNTED	OCCASIONAL	UPPER BAJOCIAN	LOWER BATH	MIDDLE CALLOV	NONE	NONE	LOCALLY ABUNDANT	FAR	HIGH	NIL	EXTREME	SEAMOUNT	IN PHOTIC ZONE?	DEEPENING
TOARCIAN ?DOMERIAN	VARIABLE DEPOSITS CRINOIDAL CALCARENITES	COMMON	COMMON	RARE	OCCASIONAL	COMMON	FREQUENT ?REWORKED	? LOWER TOARCIAN	WIDESPREAD		NONE	VERY COMMON	HIGH	FAR	VARIABLE, USUALLY HIGH	NIL	CONSIDERABLE	EMBRYO SEAMOUNTS	SUBTIDAL, TIDAL INFLUENCED	SUBTIDAL WAVE OR TIDAL INFLUENCED
LIAS (PLIENSBACHIAN) TRIAS	"DOLOMIA PRINCIPALE"	VERY SPORADIC ?STUNTED	COMMON ? STUNTED	MEGALODONTS LOCALLY ABUNDANT	FREQUENT	SUPER-ABUNDANT	?	NONE	NONE	NONE	NONE	NONE	NONE	? FAR	VARIABLE	HIGH	MINIMAL	SUBSIDING PLATFORM	? SHALLOW SUBTIDAL	SUPRATIDAL TO SHALLOW SUBTIDAL

formed on modern seamounts (e.g. PRATT and MCFARLIN, 1966; AUMENTO, LAWRENCE and PLANT, 1968).

On modern seamounts deposition is usually hindered by currents and this must have been the case with the Jurassic sequences here described—thus accounting for the extreme condensation, formation of hardgrounds, and submarine solution effects. A period of minimal deposition existed throughout much of the Middle Jurassic, including most of the Callovian (Table 1), on these ancient topographic highs.

Lithologically most condensed limestones are red biomicrites, with broken bivalve shells, ostracods, crinoid debris, calcitised radioloria, globochaetes, globigerines and other foraminifera. Macrofaunally they contain rare brachiopods, belemnites and abundant ammonites, the latter often eroded and subsolved (HOLLMANN, 1964).

There are two other important features commonly associated with these deposits; one, of particular palaeotopographic significance, is the presence of stromatolites immediately above many of these condensed sequences. The algal structures (LLH-type of LOGAN, REZAK and GINSBURG, 1964) are intimately associated with ferromanganese crusts and nodules. Very similar stromatolites have been described from Jurassic pelagic limestones in Hungary and Poland by RADWANSKI and SZULCZEWSKI (1965) and SZULCZEWSKI (1968) who also noted their association with stratigraphic lacunae, reworked faunas, and sedimentary iron enrichment. The depth significance of stromatolites is uncertain although LOGAN, REZAK, and GINSBURG (1964, p. 77) claimed the LLH-structures as intertidal; but a lower limit must be imposed by the extent of the photic zone, which may range down to at least 150 metres at low latitudes.

MONTY (1965, p. 269) has reported attached stromatolites in permanently subtidal depths of two metres; algal mats have been found at 20 metres by GINSBURG (1960, p. 28), and unattached onkolites have been discovered *in situ* as deep as 125 metres (MCMASTER and CONNOVER, 1966, p. 650). Thus for the condensed west Sicilian sequences, deposition on a seamount tens of metres below sea level is most likely. Modern topographic equivalents might be Cobb Seamount, a Pacific volcanic feature that reaches to within 34 metres of the surface and on whose summit bottom fauna abounds (BUDINGER, 1967); or Plantagenet Bank, an Atlantic seamount also within the photic zone (less than 50 metres deep) which supports algae and corals (PRATT, in HERSEY, 1967, p. 146, 148, 305).

The second feature of presumed palaeotopographic significance associated with condensed sequences is the presence of thin bands or lenses of red micrite or white sparite packed with *Bositra buchi* (ROEMER) = (*Posidonia alpina* auctt.). These bivalves, presumably nektoplanktonic (JEFFERIES and MINTON, 1965) can occur associated with broken or more commonly "stunted" ammonites, gastropods, more rarely brachiopods, and with crinoid debris. The origin proposed for such deposits by STURANI (1967) in wave-swept algal meadows on shallow ocean platforms is given strong support by the definite presence of algal growth as indicated by the stromatolites that occur in intimate association—at least in western Sicily.

The diminutive size of gastropods and some benthonic bivalves living in the algal meadows of shallow lagoons in the Bahamas seems to have been first recorded by DALL (1894). A better documented study of a similar situation in Puerto Rico (WARMKE and ALMODOVAR, 1963) has shown that here 99% of the molluscan faunas living on algae were gastropods, most of them under 2 mm in size. There seems no reason why such "stunting" should not have occurred in similar algal meadows on seamounts.

Ammonitico Rosso and Associated Facies

The condensed red ferromanganiferous deposits usually grade upwards into massive limestones with only rare ferromanganese concretions, and then pass by degrees into a more nodular, marly red (or reduced green) facies of

typical Mediterranean type—the *ammonitico rosso calcaire* of AUBOUIN (1965) or *knollenkalk* of German authors. The massive limestones can encompass the topmost Callovian to the Upper Oxfordian, and the *ammonitico rosso* can range in age from the Upper Oxfordian as high as the Upper Tithonian. Again these facies are not restricted to particular time horizons and may be absent altogether. Faunally, they are impoverished; ammonites, whose aragonitic shell has invariably been dissolved, are still locally abundant as casts, but otherwise only calcitic aptychi and belemnite guards can generally be found. Microfauna is correspondingly sparse. In the upper part of this succession the Tethyan brachiopod *Pygope* appears and can be quite frequent, but the absence of benthonic mollusca is conspicuous.

The *ammonitico rosso calcaire* is another facies characteristically related to topographic highs—deposited on the tops and flanks of ridges according to AUBOUIN (1965, p. 489). Its depth significance is probably variable but in general deposition must have taken place deeper than with the condensed sequences since although these beds are considerably reduced in thickness relative to coeval epicontinental deposits, they are expanded relative to the ferromanganiferous horizons that underlie them. This nodular limestone marks a progressive phase in the slow stable evolution from deposition on topographic highs (Upper Bajocian–Middle Callovian) to deposition in a more uniform basin (Tithonian–Neocomian).

Pygope seems to have been morphologically adapted to a benthonic mode of life on quiet sea floors with very little water movement (VOGEL, 1966). This fossil first appears in the upper parts of *ammonitico rosso* sequences, which suggests that such an environment, pelagic but not necessarily at great depth, had been evolved at this time (AGER, 1965, p. 161). The nature of the sediments, marly and sometimes with chert, also indicates that an essentially basinal sea-bottom morphology, subject to minimal current action, had been achieved.

However, in some areas during the Upper Jurassic, two other facies are developed above the ferromanganese condensed sequences. One is a cream- to rose-coloured pel- or oösparite, and occurs at Rocce Maranfusa, Monte Maranfusa, and Monte San Calogero. This facies, which can attain a thickness of 20 metres, suggests a return to a platform type of deposition, but still in a pelagic realm—and has parallels in the Villány Mountains of Hungary (KASZAP, 1963) and the High Tatras of Poland (KOTAŃSKI, 1961).

The second, which may be developed as intercalations in the *ammonitico rosso marneux* type of AUBOUIN (1965), is a thin-bedded radiolarian chert, which again indicates a basinal environment. This facies can be well seen on Monte Kumeta (WENDT, 1965, p. 288).

We have so far described only seamount deposits and indicated that more basinal facies are sometimes developed towards the top of the Jurassic. However, basinal sediments, in relatively expanded sequences, occur throughout much of the Jurassic in some areas: e.g. Balata di Baida (WARMAN and ARKELL, 1954, p. 275) and Piana degli Albanesi (CAFLISCH, 1966, p. 31) and these can be interpreted as inter-seamount deposits. Such facies are usually red nodular and marly limestones with interbedded cherts (scisti silicei); they may also contain intercalations of allodapic carbonate deposits (c.f. BERNOULLI, 1967;

GARRISON, 1967). The association of cherts with basinal facies has been commented upon by several authors (e.g. BERNOULLI, 1967; HALLAM, 1969, in this symposium). It is due, as FLÜGEL (1967, p. 46–47) has pointed out, to a twofold mechanism:

a) a primary process whereby most siliceous organisms, chiefly radiolaria, are concentrated preferentially in basins and,
b) a secondary enrichment of diagenetic silica.

LISITSYN (1967, p. 1125) in a study of recent sediments reported that siliceous deposits are never concentrated on submarine highs, whereas modern basins of siliceous material are well documented (e.g. CALVERT, 1966).

Upwards the Upper Jurassic facies usually grade into the so-called Lattimusa (comparable in lithology to the Biancone and Maiolica), a lithified coccolith ooze which may contain chert. This is a widespread basinal facies deposited when most topographic irregularities had been evened out; however, the onset of Lattimusa deposition is slightly diachronous (WENDT, 1969) showing that a few residual seamounts still exercised control on sedimentation at this time. The Lattimusa contains pelagic tintinnids, *Pygope*, rare ammonites and aptychi; and tintinnids associated with similar facies are of remarkable Tethyan extent (COLOM, 1965, p. 323; GARRISON, 1967, p. 21–22). COLOM (1967, p. 310) estimates a depositional depth of around 3000 metres for the Maiolica of the Subbetic-Balearic zone, whilst ZIEGLER (1967, p. 452) has taken the scarcity of macrofossils apart from ammonites in this facies to indicate a depth greater than 500 metres. VOGEL (1966, p. 433) was also of the opinion that the presence of *Pygope* was dependent on considerable depth of water. However, the rarity of macrofossils could well reflect distance from land, and lack of hard substrates, than depth alone, and these figures may be much overestimated.

Interpretation of Palaeogeographic Evolution

The first stage in the evolution of the west Sicilian Jurassic was already well established in Triassic times when a rapidly subsiding carbonate platform of Bahamian type allowed thick accumulations of shallow-water limestones and dolomites to develop.

Platform-carbonate deposition ceased, in at least some areas, during the Pliensbachian; the crinoid banks and "Variable Deposits" are the first signs of facies differentiation, and attest to considerable change in environment. Tectonism may have commenced in the Upper Pliensbachian (WENDT, 1969) but certainly became widespread during the Lower Toarcian, with abundant fissure fillings of this age, as the carbonate platform split into a series of fault-bounded blocks that underwent differential subsidence to produce features of high and low relief. Thus the characteristic seamount topography originated, each topographic high being formed of a considerable thickness of lithified and competent shallow-water carbonates, like the present non-magnetic seamounts off the Iberian coast (BLACK, HILL, LAUGHTON, MATTHEWS, 1964). The accompanying volcanism may have supplied the iron for the formation of the limonite pisoliths preserved in patches on the embryo seamounts, which were now subject to considerable submarine erosion.

Further volcanic activity occurred in the Bajocian, and more material for the formation of ferromanganese concretions was supplied. A period of some stability followed in the Bathonian and Callovian, and the absence of any major tectonism during this time is confirmed by the rarity of Neptunian dykes containing faunas of this age (WENDT, 1965, p. 301), whereas in the normal sedimentary sequence ammonites of this age are the most widespread in distribution. Only minimal amounts of sediment were now being deposited on the seamounts, probably due to strong current action, whilst considerably more must have been laid down in the basins. Most of the seamount tops developed stromatolites at this time, showing that they reached the photic zone.

By the beginning of the Upper Jurassic (Oxfordian), due to a slow sinking of the seamounts and/or an infilling of the basins, the topographic influence was lessening in most areas, and the more marly red nodular limestones were deposited; a few seamounts, however, were the site of more massive shallow-water carbonate deposition. Some tectonism took place during the Upper Jurassic, producing more fissures that were filled by unconsolidated sediment and "stunted" ammonites, faunas conceivably also derived from algal meadows.

At the end of the Jurassic much of the irregular bottom topography had been obliterated; by the early Cretaceous the process may have been complete and widespread coccolith ooze now covered the area. Following this there were pronounced periods of tectonism during the Upper Cretaceous and Tertiary. These have consorted together to produce the chaotic present-day distribution of Mesozoic mountains isolated by Miocene clays. There is an essentially orderly pattern in this distribution which suggests that many of the mountains are not far travelled. But the debate as to the proportion completely untravelled must remain.

Acknowledgements

We cordially thank DR. JOBST WENDT for making available to us his unpublished manuscript on the stratigraphic-palaeogeographic evolution of the Jurassic of Western Sicily and for much helpful information at all times. Professor G. RUGGIERI of the Palermo Geological Institute allowed us to study in his department and both he and his staff showed us much kindness. N.E.R.C. provided funds which we both gratefully acknowledge.

Professors C. STURANI and P. C. SYLVESTER-BRADLEY both kindly read and criticised drafts of the manuscript.

REFERENCES

AGER D. V. 1965: The adaptation of Mesozoic brachiopods to different environments. — Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol., **1**, 143–173.

ARKELL W. J. 1956: Jurassic Geology of the World. — Oliver and Boyd, Ltd., Edinburgh, 806 pp.

AUBOUIN J. 1965: Réflexions sur le faciès «ammonitico rosso». — Bull. Soc. géol. Fr. **6**, 475–501.

AUMENTO F.—LAWRENCE D. E.—PLANT A. G. 1968: The ferromanganese pavement on San Pablo seamount. — Pap. geol. Surv. Can. **68–32**, 1–30.

BERNOULLI D. 1967: Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin. — Verh. naturf. Ges. Basel, **78**, 35–54.

BLACK M.—HILL M. N.—LAUGHTON A. S.—MATTHEWS D. H. 1964: Three non-magnetic seamounts off the Iberian Coast. — Quart. J. geol. Soc. Lond. **120,** 477–517.

BLYTH CAIN J. D. 1968: Aspects of the depositional environment and palaeoecology of crinoidal limestones. — Scott. J. Geol. **4,** 191–208.

BONATTI E.—JOENSUU O. 1966: Deep-sea iron deposit from the South Pacific. — Science, N. Y. **154,** 643–645.

BOSELLINI A. 1967: La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). — Boll. Soc. geol. Ital. **86,** 133–169.

BROQUET P.—CAIRE A.—MASCLE G. 1966: Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani). — Bull. Soc. géol. Fr. **8,** 994–1013.

BUDINGER T. F. 1967: Cobb Seamount. — Deep Sea Res. **14,** 191–201.

CAFLISCH L. 1966: La geologia dei Monti di Palermo. — Mem. Riv. ital. Paleont. Stratigr. **12,** 108 pp.

CALVERT S. E. 1966: Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. — Bull. geol. Soc. Am. **77,** 569–596.

CHRIST H. A. 1958: Eine Ammoniten-Mischfauna des Oberen Jura von West-Sizilien. — Eclog. geol. Helv. **51,** 394–401.

CHRIST H. A. 1960: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des Malm von Westsizilien. — Schweiz. paleont. Abh. **77,** 1–141.

CHRIST H. A. 1963: Orientamenti per la stratigrafia e la paleogeografia del Mesozoico siciliano. — Riv. ital. Paleont. Stratigr. **69,** 125–143.

COLOM G. 1965: Essais sur la biologie, la distribution géographique et stratigraphique des tintinnoïdes fossiles. — Eclog. geol. Helv. **58,** 319–334.

COLOM G. 1967: Sur l'interpretation des sédiments profonds de la zone géosynclinale baléare et subbétique (Espagne). — Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol. **3,** 299–310.

DALL W. H. 1894: Notes on the shells from the Great Lagoon, Watling Island, Bahamas. — Bull. Mus. comp. Zool. Harv., **25,** 113–124.

D'ARGENIO B.—VALLARIO A. 1967: Sedimentazione ritmica nell' infralias dell'Italia meridionale. — Boll. Soc. Nat. Napoli, **76,** 3–7.

DI-STEFANO G. 1912: La Dolomia Principale dei dintorni di Palermo e di Castellamare del Golfo (Trapani). — Palaeontogr. ital, **18,** 57–103.

DONOVAN D. T. 1958: The ammonite zones of the Toarcian (Ammonitico rosso facies) of southern Switzerland and Italy. — Eclog. geol. Helv. **51,** 33–60.

FABIANI R. 1926: Scoperta di un apparato eruttivo del Giurese medio in Sicilia. — Boll. Ass. min. sicil. **2,** 3–12.

FABRICIUS F. 1962: Faziesentwicklung an der Trias/Jura Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges. **113,** 311–319.

FISCHER A. G. 1964: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — Kans. geol. Surv. Bull. **169,** 107–149.

FISCHER R. 1966: Die Dactylioceratidae (Ammonoidea) der Kammerker (Nordtirol) und die Zonengliederung des alpinen Toarcien. — Abh. bayer. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl., N. F. **126,** 83 pp.

FLORIDIA G. B. 1931: Osservazioni geologiche sul Monte Inici (Trapani). — Boll. Soc. geol. ital. **50,** 87–102.

FLÜGEL H. W. 1967: Die Lithogenese der Steinmühl-kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). — Sedimentol. **9,** 23–53.

FOLK R. L. 1962: Spectral subdvision of limestone types. In: W. E. HAM (Ed.), Classification of carbonate rocks, a Symposium. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **1,** 62–84.

GARRISON R. E. 1967: Pelagic limestones of the Oberalm Beds (Upper Jurassic—Lower Cretaceous), Austrian Alps. — Bull. Can. Petrol. Geol. **15,** 21–49.

GINSBURG R. N. 1960: Ancient analogues of recent stromatolites. — 21st Int. geol. Cong., Pt. **22,** 26–35.

HALLAM A. 1963: Eustatic control of major cyclic changes in Jurassic sedimentation. — Geol. Mag. Lond. **100,** 444–450.

HALLAM A. 1967: An environmental study of the Upper Domerian and Lower Toarcian in Great Britain. — Phil. Trans. R. Soc., Ser. B. **252,** 393–445.

HLAUSCHEK H. 1922: Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. — Lotos, **70,** 111–123.

HOLLMANN R. 1964: Subsolutions-Fragmente (Zur Biostratinomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo, Norditalien). — Neues Jb. Geol. Paleont. Abh., **119,** 22–82.

JEFFERIES R. P. S.—MINTON P. 1965: The mode of life of two Jurassic species of "Posidonia" (Bivalvia). — Palaeontology, **8,** 156–185.

JELETSKY J. A.—ZAPFE H. 1967: Coleoid and Orthocerid Cephalopods of the Rhaetian Zlambach Marl from the Fischerwiese near Aussee, Styria (Austria). — Ann. Naturh. Mus. Wien, **71,** 69–106.

JENKYNS H. C. 1967: Fossil manganese nodules from Sicily. — Nature Lond. **216,** 673–674.

JURGAN H. 1967: Genese und Fazies von Lias-Sedimenten in den Berchtesgadener Alpen. — Diss. Berlin, 122 pp.

KASZAP A. 1963: Investigations on the microfacies of the Villány Mountains. — Annls Univ. Scient. Bpest. Rolando Eötvös, Sect. Geol. **6,** 47–57.

KOTAŃSKI Z. 1961: Tectogénèse et réconstitution de la paleogéographie de la zone hauttatrique dans les Tatras. — Acta geol. pol. **11,** 187–476.

LISITSYN A. P. 1967: Basic relationships in distribution of modern siliceous sediments and their connection with climatic zonation. — Int. geol. Rev, **9,** 1114–1130.

LOGAN B. W.—REZAK R.—GINSBURG R. N. 1964: Classification and environmental significance of algal stromatolites. — J. Geol. **72,** 68–83.

MCMASTER R. L.—CONNOVER J. T. 1966: Recent algal stromatolites from the Canary Islands. — J. Geol. **74,** 647–652.

MONTY C. 1965: Recent algal stromatolites in the Windward Lagoon, Andros Island, Bahamas. — Annls Soc. géol. Belg. **88,** 269–276.

PRATT R. M. 1967: Photography of seamounts. In: J. B. HERSEY (Ed.) Deep-Sea Photography. — The John Hopkins Oceanographic Studies, No. **3,** 145–158.

PRATT R. M. 1968: Atlantic continental shelf and slope of the United States — physiography and sediments of the deep-sea basin. — Prof. Pap. U.S. geol. Surv. **529**-B, 1–44.

PRATT R. M.—MCFARLIN P. F. 1966: Manganese pavements on the Blake Plateau. — Science, N. Y. **151,** 1080–1082.

RADWANSKI A.—SZULCZEWSKI M. 1965: Jurassic stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). — Annals Univ. Scient. Bpest. Rolando Eötvös Sect. geol. **9,** 87–107.

RUGGIERI G. 1963: In: II gruppo di Ricerca per lo Studio Geologico dell'Italia Centro-Meridionale (CNR). Attività 1960–1961. — La ricerca scientifica, Supp. **1,** 277–281.

RUGGIERI G. 1966: Primi risultati di ricerche sulla tettonica della Sicilia occidentale. — Geol. Rom. **5,** 453–56.

STURANI C. 1967: Réflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger mésogéen (Lumachelle à «Posidonia alpina» auctt.). — Boll. Soc. geol. Ital., **86,** 445–467.

SZULCZEWSKI M. 1968: Jurassic stromatolites of Poland. — Acta. geol. pol. **18,** 1–99.

TREVISAN L. 1937: Scoperta di formazioni basaltiche e piroclastiche presso Vicari (Palermo) e osservazioni sui fossili baiociani contenuti nei tufi. — Boll. Soc. geol. Ital. **56,** 441–452.

VOGEL K. 1966: Eine funktionsmorphologische Studie an der Brachiopodengattung Pygope. — Neues. Jb. Geol. Paläont. Abh., **125,** 423–442.

WARMAN H. R.—ARKELL W. J. 1954: A review of the Jurassic of western Sicily. — Quart. J. geol. Soc. Lond. **110,** 267–282.

WARMKE G. L.—ALMODOVAR L. R. 1963: Some associations of marine mollusks and algae in Puerto Rico. — Malacol. **1**, 163–177.

WENDT J. 1964: Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsiziliens. — Boll. Soc. paleont. ital., **2**, 57–145.

WENDT J. 1965: Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. — Neues. Jb. Geol. Paläont., Mh. 286–311.

WENDT, J. 1969: Die stratigraphisch-paläogeographische Entwicklung des Jura in Westsizilien. — Geol. Rdsch. **58**, 735–755.

ZIEGLER B. 1967: Ammonite-Ökologie am Beispiel des Oberjura. — Geol. Rdsch. **56**, 439–464.

H. C. JENKYNS

Department of Geology and Mineralogy
University of Oxford
Great Britain

H. S. TORRENS

Department of Geology, University of Keele
Great Britain

DIE TYPLOKALITÄT DER ADNETER SCHICHTEN (LIAS, ÖSTERREICH)

von

J. WENDT

Einleitung

Im Vergleich zu den gut durchforschten Ablagerungen im epikontinentalen Jura Europas sind deren zeitliche Äquivalente in der alpin-mediterranen Geosynklinale über weite Erstreckung noch völlig unzureichend bekannt. Mangelnde Fossilführung und tektonische Komplizierung erschweren an vielen Stellen ihre exakte stratigraphische Aufschlüsselung. Umso dringender erforderlich ist daher das Studium solcher Abfolgen, an denen derartige Schwierigkeiten nicht oder nur in untergeordnetem Masse auftauchen.

Die Gliederung des nordalpinen Lias in eine sandige (Grestener Schichten), mergelig-kalkige (Fleckenmergel) und eine rein kalkige Fazies geht in ihren Grundzügen auf HAUER zurück, wenngleich auch die zeitlichen Beziehungen dieser Einheiten zueinander damals erst andeutungsweise erkannt waren. Innerhalb der Kalkfazies unterschied HAUER (1853) zwischen einer cephalopoden-reichen Ausbildung (Adneter Schichten) und einer, die durch das Vorherrschen von Crinoiden und Brachiopoden ausgezeichnet ist (Hierlatz-Schichten). Beide wurden zunächst dem oberen Lias zugewiesen, wenig später (GÜMBEL 1861, S. 428) jedoch auf den gesamten Lias angewendet.

Bei der Definition der Adneter Schichten bezog sich HAUER (1853, S. 745) auf das Steinbruchgebiet von Adnet (Abb. 1), wo diese „rothen dünngeschichteten Kalksteine" seit Jahrhunderten als technischer Marmor abgebaut wurden und eine Fülle von Fossilien, insbesondere Cephalopoden, geliefert hatten. HAUER's erste Faunenliste enthält Elemente des unteren Sinemurium bis mittleren Toarcium; WÄHNER (1882–98) erweiterte diese Fauna um einen durch zahlreiche Ammoniten-Arten repräsentierten unterliassischen Anteil (Hettangium); ihm

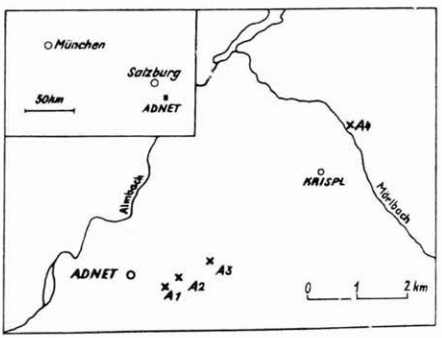


Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes und der Profile

ist auch die erste genauere Gliederung des Jura bei Adnet (1903) zu verdanken, die bis heute gültig ist.

Die stratigraphische Neubearbeitung der Typlokalität der Adneter Schichten kann sich auf die ausgezeichnete geologische Karte 1 : 10 000 von SCHLAGER (1960) stützen, die durch die Aufnahmsberichte zur Neukartierung von Blatt Hallein (SCHLAGER 1957–68) erläutert wird. Ein wertvolles Hilfsmittel ist KIESLINGER's sorgfältiges Werk über die nutzbaren Gesteine Salzburgs (1964), das zahlreiche technische Details über den „Adneter Marmor" (S. 148–242) enthält und durch einen genauen Plan mit Beschreibung der Steinbrüche die Orientierung erleichtert. Eine kurze Zusammenfassung über den Lias von Adnet gab HALLAM (1967, S. 203–205) im Rahmen einer paläogeographischen Analyse von Rotkalken im alpin-mediterranen Gebiet.

In der unmittelbaren Umgebung von Adnet geben etwa 50 Steinbrüche auf engstem Raum ausgezeichnete Einblicke in den Trias/Jura-Grenzbereich und die überlagernden geringmächtigen Rotkalke des Lias. Da diese Abfolge jedoch nirgends in ihrer gesamten Mächtigkeit übereinander aufgeschlossen ist, ergibt sich erst aus der Parallelisierung von Teilausschnitten ein theoretisches Gesamtprofil, das, bedingt durch den raschen lateralen Fazies- und Mächtigkeitswechsel, in seiner Aussagekraft beeinträchtigt wird. Der Rückgang in der Verwendung von Adneter Marmor hat dazu geführt, dass heutzutage nur noch wenige Steinbrüche in Betrieb sind. Daher sind die fossilreichen Horizonte im Unterlias grösstenteils erschöpft; Ammoniten aus den hangenden Knollenkalken sind seltene Einzelfunde geworden. Trotzdem ist es durch ge-

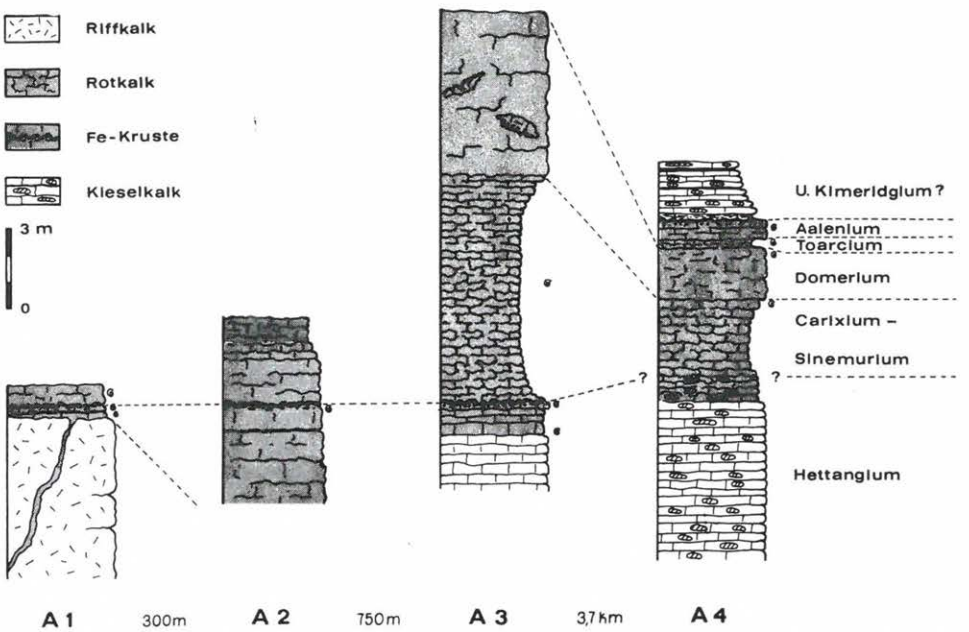


Abb. 2. Korrelation typischer Profile durch den Adneter Lias (**A1 – 4** : siehe Abb. 1.)

zielte Fossilaufsammlungen gelungen, die Gliederung der Adneter Schichten am locus typicus zu präzisieren und zu vervollständigen.

Die Arbeit entstand im Rahmen von stratigraphischen und paläökologischen Untersuchungen an roten Cephalopodenkalken im alpin-mediterranen Mesozoikum, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert werden. Herrn HEINRICH DEISL, dem Besitzer des Adneter Marmorwerks, danke ich für die freundliche Unterstützung während der Geländearbeit. Belegmaterial und Dünnschliffe sind in den Sammlungen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen unter der Katalog-Nr. Ce 1369/1 ff. hinterlegt.

Lage der Profile (Abb. 2):

A 1 Steinbruch XXX*
A 2 Steinbruch XXXI
A 3 Steinbruch XLI
A 4 An der Mörlbachstrasse (Gaissau), ca. 600 m unterhalb des Sägewerks.

Stratigraphie

1. RHÄT

Die bekannte Faziesdifferenzierung im Rhät in eine geschichtete kalkig-mergelige Beckenfazies (Kössener Schichten) und eine ungeschichtete Riff-Fazies charakterisiert auch im Raum von Adnet die Ablagerungen im Liegenden des Lias. Während sich in der Beckenfazies ein kontinuierlicher Übergang in den Lias beobachten lässt, begleitet von einem Farbwechsel von grau nach rot, markiert im Bereich der Riff-Fazies eine scharfe Diskontinuität die Trias/Jura-Grenze, die meist als Transgression interpretiert wird. Da der Riffkalk von jeher zur Verarbeitung für ornamentale Zwecke abgebaut wurde, wurden ausgezeichnete Einblicke in diesen letzteren, besonders umstritteten Grenzbereich geschaffen.

Fazies und Fauna dieses Korallen-Riffkalkes („Tropfmarmor") beschrieb schon WÄHNER (1903, S. 2–3). Erst viel später wurde man auf die zahlreichen Spalten aufmerksam, die den Riffkalk in mehreren Richtungen durchziehen und sich durch ihre Füllung scharf von dem umgebenden Gestein abheben. In der Nachbarschaft dieser Spaltenfüllungen, deren Dicke von wenigen mm bis zu über 0,5 m betragen kann, sind die Korallenstöcke häufig bunt gefärbt, ein Phänomen, das schon WÄHNER auf liassische Einflüsse zurückführte.

In dem grössten Aufschluss der Riffkalke (I) ist die Lias-Überdeckung und damit der Lieferant des Spalten-Sedimentes nicht mehr aufgeschlossen. Die Füllung besteht hier aus einem bunten, vorwiegend gelbbraunen bis blaugrauen Mikrit mit geringer biogener Komponente. Wo diese Spaltenfüllungen jedoch in die schichtparallele Richtung umbiegen, stellt sich sofort ein auffälliger Reichtum an Muschel-, Gastropoden- und Brachiopodenresten ein.

* Römische Zahlen beziehen sich auf die Reihenfolge der Steinbrüche in der Beschreibung von KIESLINGER (1964, S. 202–208).

Auch hier bestätigt sich damit wieder die schon im Sonnwendgebirge (WENDT 1969, S. 226 ff.) gemachte Beobachtung, dass S-Spalten häufig fossilreich, Q-Spalten dagegen meist fossilleer sind. Letztere blieben demnach häufig als Einfüllkanäle über längere Zeiträume hinweg offen und wurden erst in der letzten Phase vor der endgültigen Lias-Überdeckung gefüllt. Dieses Ergebnis wird durch die Beobachtung SCHLAGER's (1968, S. A 40) bestätigt, dass manche Spaltenränder zunächst mit einer Kalzittapete ausgekleidet wurden, ehe die eigentliche Sedimentfüllung erfolgte. Daneben ist auch eine rein sedimentäre Mehrphasigkeit der Füllung ausgebildet, ausgedrückt durch Materialunterschiede parallel den Spaltenrändern (Bänderung, echte Schichtung).

Während für diese Spaltenfüllungen auf Grund der Fazies nur generell ein unterliassisches Alter angenommen werden kann, lässt sich dieses für einen Fall (A 1) auf Lias α_2 präzisieren. Hier ist der unmittelbare Kontakt einer

Abb. 3. Grenzbereich Rhät-Riffkalk—roter Jurakalk: Limonitkruste mit Thallophyten-Bohrgängen Bruch XII, Dünnschliff (×30)

Spaltenfüllung mit der Basalschicht des Lias aufgeschlossen, die durch *Schlotheimia donar* (WÄHNER) datiert ist.

Die Spaltenbildung geht auf tektonische Ursachen zurück, wie durch den ± parallelen Verlauf der Spaltenränder und durch mehrfaches Aufreissen erwiesen ist. Dieses Phänomen schwacher Zerrungstektonik ist an der Trias/Jura-Grenze im Bereich der nördlichen Kalkalpen weit verbreitet und in den Bereichen der Schwellenfazies (Dachsteinkalk, Rhät-Riffkalk) seit langem bekannt (dabei allerdings häufig irrtümlich als Karsterscheinungen einer Emersionsphase zwischen Trias und Jura gedeutet).

Die Oberkante des Riffkalks verläuft relativ ebenflächig, zeigt jedoch an jenen Stellen, an denen der Kondensationshorizont die Liasbasis bildet, tiefe Gruben und Schlotten. Sie entstanden durch Subsolution während des Nichtabsatzes im untersten Lias (sofern die ursprüngliche Riff-Oberfläche nicht bereits höckerig ausgebildet war). Dünnschliffe durch diese Grenzregion zeigen, dass die Oberkante des Riffkalks bis zu einer Tiefe von 1 mm von kalklösenden Thallophyten angebohrt ist. Die feinen Röhren (∅ = −0,02–0,04) sind von Mn-haltiger limonitischer Substanz erfüllt, die zugleich als blättrige Kruste die Grenzfläche deutlich markiert (Abb. 3).

2. LIAS

Aus dem Vergleich mehrerer Lias-Profile geht hervor, dass die ursprüngliche Riff-Oberfläche beträchtliche Reliefunterschiede aufwies, die möglicherweise durch die Bruchtektonik an der Rhät/Lias-Grenze noch verstärkt wurden. Letzterer ist auch eine gelegentlich zu beobachtende schwache Winkeldiskordanz an dieser Grenze zuzuschreiben.

a) *Unterlias (Hettangium)*

Im Bereich der rhätischen Riffkalke erreicht der tiefste Lias seine grösste Mächtigkeit (mindestens 8 m in Bruch XVII) in einer Fazies massiger bis grob gebankter Kalke lebhaft bunter Färbung von rot über gelb, braun bis zu blaugrau („Schnöllmarmor", eine technische Bezeichnung, die z. T. auch noch auf jüngere Schichten in massiger Ausbildung angewendet wird). Möglicherweise stammen aus diesem Bereich die beiden einzigen Ammonitenarten in der Monographie WÄHNER's (1882–98), die für die Vertretung der megastoma-Zone des Lias α_1 sprechen würden. Er beschrieb aus einem „bunten Kalk" („Horizont des *Aegoceras megastoma*", „unterster Lias") *Kammerkaroceras emmrichi* (GÜMBEL) und *K. guidonii* (SOWERBY) (1882–98, S. 53–60). Anderseits wurde in A 1 im Liegenden des Kondensationshorizontes in einer blaugrauen Kalkbank, die hier unmittelbar dem Riffkalk auflagert, *Schlotheimia donar* (WÄHNER) gefunden, die bereits Lias α_2 belegt.

Im Bereich der rhätischen Beckenfazies leiten einige Meter grauer dünngebankter bis knolliger Kalke mit wechselndem Hornsteingehalt in die typisch liassische Rotfazies über. Im Glasenbach südlich Salzburg fand FUGGER (1906, S. 231) in diesen Schichten in gleicher stratigraphischer Position Psiloceraten, so dass auch im Gebiet von Adnet für diese Übergangsfazies bereits ein tiefliassisches Alter anzunehmen ist. Im tiefsten Abschnitt von A 3 gehen graue horn-

steinfreie Plattenkalke in violette, blaugrau gefleckte feinspätige Crinoidenkalke über, die nach einem Fund von *Arietites (Alsatites)* aff. *coregonensis* (SOWERBY) bereits dem Lias α_2 angehören.

Der untere Lias wird abgeschlossen durch einen sehr markanten *Kondensationshorizont*, der überall im Bereich der unterlagernden Riffkalke verbreitet sein dürfte, jedoch auch noch in Profil A 3 nachgewiesen ist. Dieser Horizont ist als Brauneisenkruste auf einer Schichtfläche bereits lithologisch leicht zu erkennen und war bereits den Sammlern des vorigen Jahrhunderts bekannt. WÄHNER (1882–98) beschrieb aus dieser Bank eine Fauna von 23 Ammoniten-Arten, die mehrere Subzonen des Lias α_2 umfasst. Da der Steinbruchbetrieb grösstenteils zum Erliegen gekommen ist, ist die berühmte Fundschicht heute fast vollständig abgesammelt. Zwar kann nur eine sehr artenreiche Ammonitenfauna beweisen, dass die Kondensation an verschiedenen Punkten den gleichen stratigraphischen Umfang besitzt, doch scheint sich eine derartige Gleichzeitigkeit durch die folgenden in 7 Steinbrüchen gemachten Funde zu bestätigen:

Phylloceras cylindricum (SOWERBY) (A 3, XII)
Analytoceras articulatum (SOWERBY) (A 3, XII)
Kammerkaroceras sp. indet. (A 3)
Schlotheimia marmorea (OPPEL) (A 1)
Schlotheimia sp. indet. (A 2, A 3, XVII)
Arietites (Alsatites) coregonensis (SOWERBY) (A 3, XII)
Arietites (Alsatites) praespiratissimus (WÄHNER) (A 1)
Arietites (Alsatites) supraspiratus (WÄHNER) (XII)
Arietites (Alsatites) sp. indet. (A 2, XII, XVII)
Arnioceras (Proarnioceras) altovale (BLIND) (A 1)
Atractites sp. (XII)

Die stratigraphischen Angaben zu dieser Fauna bei WÄHNER sind widersprüchlich; 1886 (S. 173) hatte er die beiden Zonen des Psiloceras megastoma und der Schlotheimia marmorea in einer 1,5 m mächtigen bunten Kalkbank („Schnöllmarmor") des „Säulenbruches" (XXXI) nachgewiesen; 1882–98 (S. 142) gab er an, dass bei Adnet diese beiden Zonen in einem „rothen Kalke mit Brauneisenconcretionen" enthalten seien; und 1903 (S. 4) hob er hervor, dass nur der Horizont der Schlotheimia marmorea durch starke Brauneisenführung gekennzeichnet sei. Diese Widersprüche lassen vermuten, dass WÄHNER's Monographie (1882–98) grösstenteils Sammlungsmaterial zugrunde lag, das unhorizontiert durch Steinbrucharbeiter gewonnen worden war und das er nachträglich auf Grund der Fazies verschiedenen Horizonten zuwies. Nach der Auswertung der von ihm abgebildeten Ammoniten aus dem unteren Lias von Adnet und der eigenen Funde scheint es, dass in dem durch Limonitkrusten gekennzeichneten Kondensationshorizont nur Faunenelemente des Lias α_2 (oberes Hettangium) angereichert sind, während solche aus dem oberen α_1 in dem liegenden, massigen bunten Kalk zu suchen sein müssten. Die Liasbasis (planorbis- bzw. calliphyllum-Zone) fehlt über dem Schwellenbereich der Rhät-Riffe und ist in der kontinuierlichen Beckenentwicklung bisher nicht nachgewiesen.

Die Fauna dieses Lagers zeigt die für Kondensationshorizonte im alpin-mediterranen Mesozoikum typische Erhaltung: Stets ist die eine Seite der flach gelagerten Gehäuse durch Subsolution mehr oder weniger zerstört und meist

Abb. 4. Schlotheimia sp. aus dem Kondensationshorizont (oberes Hettangium): Unterseite mit Limonitkruste (Umlagerung!), Oberseite mit Subsolutionsrelief; Anschliff (×1)

auch stärker umkrustet (Abb. 4). Dass diese Seite häufig nicht der Schichtoberseite entspricht, zeigt Umlagerung an, wie sie auch aus dem Befund beidseitiger Anlösung hervorgeht. Zeitweise stand dabei nicht einmal so viel Sediment zur Verfügung, dass auch nur die Wohnkammer ausgefüllt werden konnte. Die Folge davon sind Gehäusereste, die sich flachgedrückt zwischen die blättrigen Limonitlagen einschalten. Besser und oft beidseitig erhalten sind die Ammoniten in der Bank unter der Brauneisenkruste.

Diese Bank ist der beste Leithorizont in der faziell sehr variablen Liasabfolge von Adnet, wobei seine Position im Profil von Steinbruch zu Steinbruch wechselt: In Bruch XII liegt er unmittelbar über dem Riffkalk und gleicht die Unebenheiten der durch Subsolution herausmodellierten Riffoberfläche aus (dabei liegen Lias-Ammoniten in Hohlformen stellenweise unter dem Rhät-Riffkalk); in A 1 schaltet sich zwischen dem Riffkalk und dem Kondensationshorizont noch eine 20–30 cm mächtige, lateral auskeilende Kalkbank ein. In A 4 sind im Liegenden des Kondensationshorizontes noch 4 m, in Bruch XVII noch mindestens 8 m bunter dickbankiger Liaskalke aufgeschlossen, ohne dass die Riff-Oberkante angeschnitten wurde.

Weitere dünne Limonitkrusten sind lokal auf Schichtflächen im liegenden und hangenden Rotkalk ausgebildet, lieferten bisher jedoch keine Fossilien.

b) *Mittellias*

b/1. Sinemurium—Carixium: Adneter Schichten s. str.: Über dem Kondensationshorizont folgen gebankte rote Knollenkalke (im unteren Teil stellenweise noch massig als „Schnöllmarmor" ausgebildet), die Adneter Schichten im engeren Sinne, die früher in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut wurden. Diesem intensiven Abbau ist es zu verdanken, dass aus den relativ fossilarmen Schichten eine reiche Ammonitenfauna bekannt geworden ist, die die Zonenfolge vom Lias α_3 bis an die Obergrenze von Lias γ vollständig belegt. Die wesentlichen Vertreter dieser Fauna waren schon von Hauer (1854, 1856) beschrieben und abgebildet worden; später wurden noch die Oxynoticeraten aus den Adneter Schichten von Pia (1914) zusammenfassend dargestellt. Ausser den Stücken, die Quenstedt (1847, S. 260–263) aus den Adneter Schichten beschrieben hatte, liegen an eigenen Funden vor:

Tragolytoceras adnethicum (Hauer)
Platypleuroceras sp. indet.
Acanthopleuroceras sp. indet

Die Ammoniten liegen durchweg als Steinkerne vor [mit Ausnahme der von Wähner (1903, S. 4) genannten Fauna aus dem unteren Lias]; die Unterseite ist meist besser erhalten als die Oberseite; die Innenwindungen sind stets verdrückt. In einigen Horizonten sind Frass-Spuren (Fucoiden) häufig.

Nur selten sind die Knollenkalke in einem Steinbruch in ihrer gesamten Mächtigkeit angeschnitten, so z. B. in A 2, wo 8,5 m gemessen wurden. In Bruch XXVIII sind mindestens 10 m aufgeschlossen; als grösste Mächtigkeit schätzt WÄHNER (1903, S. 5) 15 m. Eine Parallelisierung von Teilausschnitten dieser Abfolge scheiterte bisher an den spärlichen Ammonitenfunden, die höchst selten in situ gewonnen werden können, sondern in der Regel als unhorizontierte Stücke von den Steinbrucharbeitern auf die Seite gelegt werden.

In A 4 beträgt die Mächtigkeit der typischen Adneter Schichten nur 2,8 m. Sie entwickeln sich hier aus den basalen grauen Hornstein-Knollenkalken über eine 1 m mächtige Folge von grau und violett gefleckten Knollenkalken mit roten und gelben Hornsteinknollen, die wahrscheinlich mit den Lias α_2-Kalken im Liegenden des Kondensationshorizontes von A 2 zu parallelisieren sind.

b/2. D o m e r i u m : Der auffälligste Profilabschnitt in den Adneter Steinbrüchen ist eine bis 6 m mächtige massige Kalkbank, die unter der technischen Bezeichnung „Scheck" seit gotischer Zeit für ihre ornamentale Verwendung berühmt ist. Die typische Ausbildung dieser Bank ist eine rote „Knollenbreccie", deren Porenräume durch Kalzit (z. T. nur als randliche Tapete) oder/und dunkelroten Mikrit ausgefüllt wurden (vgl. KIESLINGER 1964, S. 228; HALLAM 1967, Taf. 2, Fig. 2; JURGAN 1969, Abb. 5). Lateral kann diese Fazies in eine etwas deutlicher gebankte Ausbildung übergehen; stellenweise (z. B. A 4) ist sie auch als massige Knollenkalkbank entwickelt.

KIESLINGER (1964, S. 168) nahm an, dass der „Scheck" aus Schlammgeröllen im Flachwasser entstanden sei, schloss aber auch eine frühdiagenetische Bildungsweise nicht aus. HALLAM (1967, S. 210) deutete diese Bank durch Auftauchen in den Meeresspiegel-Bereich, wobei halbfester Kalkschlamm durch Schrumpfung und Erosion in eine Breccie zerlegt wurde, schloss sich später jedoch der Auffassung JURGAN's (1969, S. 474–75) einer rein submarinen Entstehung durch syngenetische Resedimentation an.

In einigen Steinbrüchen (A 2, Bruch XXVIII) sind in diese Bank bis 0,5 m lange, eckige Sedimentschollen eingeschlossen, die z. T. ebenfalls aus „Scheck", z. T. aus einem massigen roten Crinoidenkalk bestehen und durch Limonit-Umkrustung nachgezeichnet werden. Das meist deutliche Relief dieser Schollen zeigt stellenweise eigenartige zapfenförmige Konturen, die an die Tätigkeit von Organismen (Bohrmuscheln?) erinnern, jedoch durch Subsolution zusätzlich überprägt erscheinen. Unter der Limonitkruste lässt sich ein dichtes Geflecht feinster Perforationen nachweisen, das durch Bohralgen erzeugt wurde. Derart ausgezeichnete Oberflächen stellen bereits makroskopisch leicht kenntliche Geopetalgefüge dar, die anzeigen, dass diese Schollen häufig mit der ursprünglichen Oberseite nach unten in den „Scheck" eingebettet wurden. Damit wird wahrscheinlich, dass im Domerium bereits verfestigte Bereiche des „Scheck" (und älterer Adneter Schichten?) einer starken Aufarbeitung ausgesetzt waren. Dadurch wurden losgerissene Schollen in den Bereich der „Scheck"-Sedimentation verfrachtet.* Da derart grosse Schollen kaum allzu weit transportiert werden können, müsste der entsprechende

* Zu demselben Ergebnis kommen J. D. HUDSON & H. C. JENKYNS in ihren gleichzeitig mit dem Vorabdruck der vorliegenden Arbeit erschienenen Beobachtungen „Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the 'Scheck'." (N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969, H. 9, S. 552–558, Fig. 1–2, September 1969).

Limonitkrusten-Horizont in situ ebenfalls in der Nähe von Adnet zu suchen sein, konnte aber bisher noch nicht nachgewiesen werden. HALLAM's ursprüngliche Deutung der Emersion lässt sich zwar für die Bildung des „Scheck" nicht aufrecht erhalten, kommt aber damit trotzdem der palaeogeographischen Situation sehr nahe.

Der typische „Scheck" ist sehr fossilarm, liess sich aber durch *Reynesoceras* sp. indet (A 4) und durch nicht näher bestimmbare Arieticeraten in den oberen Mittellias einstufen. Eine gleiche Datierung geht aus den von WÄHNER (1903, S. 6–7) mitgeteilten Ammonitenfunden hervor, die aus einer gebankten Sonderfazies stammen.

c) *Oberlias: Unteres Toarcium*

Die geringmächtigen Schichten im Hangenden des „Scheck" sind im Gebiet der Adneter Steinbrüche nicht oder nur unvollkommen aufgeschlossen, da sie für die Gewinnung technischer Marmore nicht mehr in Betracht kommen. Zur Vervollständigung der Abfolge wurde daher ein Profil in der Gaissau (A 4) ausgewählt, das diesen bisher kaum bekannten Bereich anschneidet. Hier liegen über einer ca. 2 m mächtigen Knollenbreccie (Domerium) 30 cm knollige Crinoidenkalke, in denen ein Fund von

Hildoceras bifrons (BRUG.)

oberes Untertoarcium belegt. Gleichaltrige Faunenelemente bei HAUER (1856) und WÄHNER (1903, S. 7) lassen vermuten, dass dieser Horizont ursprünglich fossilreicher erschlossen war.

3. OBERLIAS—UNTERDOGGER
(oberes Toarcium—Aalenium)

Bis hier war die stratigraphische Gliederung des Adneter Lias bereits seit WÄHNER (1903) in groben Zügen bekannt. Neu ist die Entdeckung noch jüngerer Zonen bei Adnet, die in der Rotkalkfazies im Ostabschnitt der nördlichen Kalkalpen noch nicht nachgewiesen sind. Im bisher vollständigsten Profil des Jura bei Adnet (A 4) liegen über fossilbelegtem Untertoarcium noch 70 cm dunkelroter Kalke mit kleinen Fe/Mn-Knollen, aus denen die folgende Fauna gewonnen wurde:

Pleydellia aalensis (ZIETEN)
Pseudolioceras wunstorfi (MONESTIER)
Dumortieria sp. indet.
Leioceras sp. indet.
Ludwigia sp. indet.

Die wenigen schlecht erhaltenen Stücke konnten innerhalb der aufgeschlossenen drei Bänke nicht horizontiert entnommen werden, belegen aber trotzdem ausreichend oberstes Toarcium (aalensis-Zone) bis Aalenium (wahrscheinlich murchisonae-Zone), das hier in stark reduzierter Mächtigkeit (nicht kondensiert!) die Rotkalkfolge nach oben abschliesst.

Am Kontakt gegen den hangenden Radiolarit liegt eine etwa 1 cm mächtige Fe/Mn-Kruste, ein deutlicher lithologischer Indikator für eine Sedimentationsunterbrechung. Auch SCHLAGER (1964, S. A 42) erwähnte von hier

„nierenförmig-schalige Mangankrusten", die „nahe der Obergrenze eingelagert" seien. Organische Gänge unbekannter Erzeuger gehen von dieser scharfen lithologischen Grenze aus und verdeutlichen durch randliche Mn-Imprägnation den Hiatus. Von anderen Aufschlüssen im Steinbruchgebiet von Adnet wird berichtet, dass der „Scheck" oder die Adneter Schichten s. str. unmittelbar von Radiolarit überlagert werden (SCHLAGER 1958, S. 255), so dass hier eine noch grössere Schichtlücke vermutet werden muss.

4. MALM

Die roten und grauen dünnplattigen Kieselkalke mit Mergelzwischenlagen wurden von den meisten Bearbeitern in den Dogger gestellt, da sie die Rotkalke in der Regel konkordant überlagern, ohne dass Anzeichen einer Sedimentationsunterbrechung erkannt wurden (WÄHNER 1903, S. 7; DEL NEGRO 1950, S. 47; u. a.). SCHLAGER (1964, S. A 42) sprach sich dagegen für ihr „tiefmalmisches" Alter aus und stützte diese Datierung durch einen unhorizontierten Fund von *Ataxioceras* im ESE von Adnet gelegenen Tauglboden (1958, S. 256). Auch FUGGER (1906, S. 255) konnte den „Hornsteinjura" im Glasenbach durch Funde von *Perisphinctes* und *Simoceras* in den Malm stellen. Obwohl der exakte paläontologische Nachweis bei Adnet noch nicht geführt werden kann, dürfte kein Zweifel an einer derartigen Einstufung bestehen, die durch folgende Daten untermauert wird:

a) Wo roter Jurakalk konkordant und ohne lithologische Anzeichen einer Schichtlücke von Radiolarit überlagert wird, ist er jünger als oberes Oxfordium (z. B. Sonnwendgebirge — WENDT 1969; westliche Karwendelmulde).

b) Im Achental konnte W. QUENSTEDT (1951, S. 59) das Alter des Radiolarits mittels Rhynchoteuthen auf unteren Malm einengen.

c) Liessen sich die jüngsten Schichtglieder des roten Jurakalks als Lias oder tieferer Dogger datieren (Adnet, östliche Karwendelmulde), so markiert eine deutliche Diskontinuität die Grenze zum Radiolarit und damit eine Schichtlücke unbekannter Dauer.

Diese Kriterien sprechen dafür, dass die scharfe Faziesgrenze roter Jurakalk—Radiolarit über weite Erstreckung in den nördlichen Kalkalpen auch eine Zeitgrenze darstellt.

Paläogeographische Entwicklung

Die Faziesdifferenzierung im Rhät beeinflusst nur in untergeordnetem Masse die Sedimentation im Lias. Über den Kössener Schichten ist der untere Lias (Hettangium) in einer wenige Meter mächtigen Folge von grauen Hornstein-Plattenkalken entwickelt. Diskontinuierlich dagegen wird die Faziesentwicklung im Bereich der rhätischen Riffe, wo durch die Anlage tektonischer Spalten, gelegentliche schwache Winkeldiskordanz und Subsolution ein Hiatus dokumentiert wird, der zum mindesten die Liasbasis (planorbis-Zone), sehr wahrscheinlich auch noch einen Teil des obersten Rhät umfasst. Die Schichtlücke wurde nicht durch Transgression hervorgerufen, sondern durch sub-

marine Schwellenposition in einer Tiefe, die kein aktives Riff-Wachstum mehr zuliess. Lokale Reliefunterschiede wurden im Unterlias durch einige Meter bunter massiger Kalke ausgeglichen; grösstenteils aber stagnierte die Sedimentation bis an die Obergrenze des Hettangiums, wobei sich durch Anhäufung subsolvierter Cephalopoden-Gehäuse und Limonit-Abscheidung ein charakteristischer Kondensationshorizont ausbildete. Im Sinemurium wurden gleichförmige Sedimentationsverhältnisse erreicht, gekennzeichnet durch eine sehr verbreitete, 2–15 m mächtige Folge roter Cephalopoden-Knollenkalke (Adneter Schichten s. str.). Sie wird im Gebiet von Adnet abgeschlossen durch eine massige, synsedimentär entstandene Knollenbreccie („Scheck"). Zur gleichen Zeit (Domerium) waren Bereiche dieses Sedimentationsraumes bereits verfestigt und einer starken mechanischen Aufarbeitung und Zerstörung durch Organismen (Bohralgen, Bohrmuscheln?) ausgesetzt. Damit scheint die Rotkalksedimentation an einigen Stellen bereits ausgeklungen zu sein, an anderen setzt sie sich bis in den Unterdogger (ca. murchisonae-Zone) fort, belegt durch geringmächtige Mergel- und Knollenkalke mit Cephalopoden. An ihrem Top markiert ein Hardground mit Fe/Mn-Krusten eine Schichtlücke, die sich nach oben paläontologisch zwar nicht genau abgrenzen lässt, unter Auswertung von Daten aus den Nachbargebieten jedoch nicht nur den gesamten übrigen Dogger, sondern auch noch den unteren Malm (Oxfordium) umfassen dürfte. Nach stärkerer Absenkung setzen mit scharfer Faziesgrenze rote und graue dünnplattige Kieselkalke ein (wahrscheinlich Unter-Kimmeridgium), die in die mächtigen Oberalmer Schichten des höheren Malm überleiten.

ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

Del-Negro W. 1950: Geologie von Salzburg. — 348 S., 43 Fig., 16 Abb., Innsbruck, (Univ.-Verlag Wagner), o. J.

Fugger E 1906: Die Gaisberggruppe. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., **56,** 213–258.

Gümbel C. W. 1861: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — Geognost. Beschr. von Bayern, **1,** XX + 950 S., 42 Taf., Gotha (Justus Perthes).

Hallam A. 1967: Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. — Scott. J. Geol., **3,** 195–220, Taf. 1–2.

Hauer F. v. 1853: Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., **4,** 715–784.

Hauer F. v. 1854: Beiträge zur Kenntniss der Capricornier der österreichischen Alpen. — Sitzber, k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **13,** 94–120, Taf. 1–3.

Hauer F. v. 1856: Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. — Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **11,** 1–86, Taf. 1–25.

Jurgan H. 1969: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rdsch., **58,** 464–501.

Kieslinger A. 1964: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. — 4. Erg. bd. Mitt. Ges. Salzburg. Landeskde., XII + 436 S., 2 Beil., 127 Abb. Salzburg/Stuttgart (Verlag „Das Berglandbuch").

Pia J. v. 1914: Untersuchungen über die Gattung Oxynoticeras und einige damit zusammenhängende allgemeine Fragen. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., **23,** H. 1, S. I–IV, 1–179, Taf. 1–13.

Quenstedt F. A. 1845–49: Petrefactenkunde Deutschlands. — 1. Abt., **1.** Bd.: Cephalopoden. — 580 S., 36 Taf., Tübingen (Fues).

QUENSTEDT W. 1951: Geologische Exkursion in das Achental-Gebiet (Tirol). — Geol. Bavarica, **6**, 55–64.

SCHLAGER M. 1957: Bericht über geologische Arbeiten 1956. — Verh. geol. Bundesanst., 1957, 64–74.

SCHLAGER M. 1958: Bericht 1957 über geologische Aufnahmen auf Blatt Hallein (94). — Verh. geol. Bundesanst., 1958, 252–259.

SCHLAGER M. 1959: Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein (94) und Salzburg (63). — Verh. geol. Bundesanst., 1959, A70–A80.

SCHLAGER M. 1960: Geologische Karte von Adnet und Umgebung (mit einem Beitrag (Gaissau) von Wolfgang SCHLAGER). — Wien (Geol. Bundesanst.).

SCHLAGER M 1964: Bericht 1963 über geologische Aufnahmen auf Blatt Hallein (94). — Verh. geol. Bundesanst., 1964, A40–A45.

SCHLAGER M. 1966: Bericht über geologische Arbeiten auf den Blättern Berchtesgaden (93) und Hallein (94). — Verh. geol. Bundesanst., 1966, A50–A54.

SCHLAGER M. 1968: Bericht 1966 über geologische Arbeiten auf Blatt Hallein (94). — Verh. geol. Bundesanst., 1967, A39–A42.

WÄHNER F. 1882–98: Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen. — Beitr. Paläont. Österr. Ung. Orient., **2–11**, 291 p. Wien/Leipzig.

WÄHNER F. 1886: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. — Verh. k. k. geol. Reichsanst., 1886, 168–176, 190–206.

WÄHNER F. 1903: Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. — Internat. Geol. Kongr. **9**, Führer Exkurs. Österr., **IV**, 20 p. Wien.

WENDT J. 1969: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132**, 219–238.

J. WENDT

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität
D74 Tübingen, Sigwarstr. 10
DBR

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ

Г. Я. Крымгольц

Обширная территория Советского Союза, составляющая шестую часть всей современной поверхности суши, в юрское время характеризовалась значительной разнородностью существовавших здесь условий. Это определялось в первую очередь различием геологического строения и предшествующей истории отдельных участков, расположением их в пределах различных климатических областей. Все это разнообразие фиксируется в процессе седиментации формированием различных типов осадков, развитием различных групп организмов. Оно устанавливается нами по составу, условиям залегания и мощностям горных пород юрского возраста, по особенностям комплексов заключенных в них органических остатков.

Изменения, имевшие место во времени, восстанавливаются путем сопоставления характерных черт последовательных частей разрезов. Они, эти изменения, протекают в каждом районе со своими особенностями, но опубликованные в настоящее время палеогеографические карты СССР для веков юрского периода (Атлас*) дают возможность выявить общий характер данного процесса. Хотя от каждого века к следующему преобразования невелики, можно установить изменения в направленности этих преобразований, что позволяет выявить более крупные, основные этапы в развитии всей территории страны в целом в течение юрского времени. Такой анализ и обобщения стали возможны лишь в итоге работы большого числа советских геологов, выразившейся в составлении упомянутого Атласа, где палеогеографические карты юры составлены под редакцией *Г. Я. Крымгольца*, *В. Н. Сакса* и *Н. Н. Тазихина*. Излагаемые ниже данные должны рассматриваться как результат коллективного труда, но отнюдь не усилий одного автора.

Не вдаваясь в особенности преобразований структуры земной коры, посмотрим, как же менялась в юре обстановка на поверхности той части земного шара, где ныне расположен Советский Союз. В начале юрского периода на этой площади преобладали континентальные условия. Однако рельеф был

* *Атлас литолого-палеогеографических карт СССР*; 1968. — т. Ш. Главный редактор *А. П. Виноградов*, Москва.

не однороден. Наиболее высокие и расчлененные горы были приурочены к районам, сравнительно недавно (в позднем палеозое) испытавшим складкообразование — к центральным частям Уральского хребта, Тянь-Шаню и к «омоложенным» районам более древней складчатости — Алтае-Саянской области, Байкальскому нагорью к северу и Становым горам к востоку от современного Байкальского озера. Периферические части этих поднятий представляли собою низкие горы и характеризовались меньшей расчлененностью, нередко это были обширные плато. Подобный рельеф, обеспечивающий разрушение и лишь в отдельных небольших межгорных депрессиях — накопление далеко не всегда сохраняющихся континентальных осадков, характеризовал Казахскую складчатую область, Становую и обширную Среднесибирскую возвышенности, а в пределах Европейской части страны — Балтийскую возвышенность. Основная часть Русской платформы, как и Западно-Сибирская плита представляли собою равнинные, слабо всхолмленные пространства. Низменные участки суши, где имело место накопление аллювиальных и озерных осадков, располагались в Прикаспии, в бассейне р. Вилюй и в Средней Азии южнее и юго-западнее Тянь-Шаня.

Моря были относительно невелики и приурачивались к геосинклинальным зонам — Средиземноморской в юго-западной и Восточно-Азиатской в восточной части страны. Сложное строение этих зон, наличие в их пределах ряда поднятий, обусловило обособление здесь отдельных бассейнов, сообщавшихся обычно довольно хорошо между собою. Упомянутые поднятия приурачивались, в частности, к срединным массивам, поверхность которых поднималась часто над уровнем моря. Такие острова находились в полосе Закавказского срединного массива, Колымского, Чукотского срединных массивов, можно полагать и в пределах современного Охотского моря.

Охарактеризованное распределение обстановок сохраняется до конца раннеюрской эпохи. Наблюдаемые в это время изменения заключаются главным образом в постепенном опускании Западно-Сибирской и Туранской плиты, а также расширении Ангаро-Вилюйского прогиба. В этих районах увеличиваются площади континентального, аллювиально-озерного осадконакопления. Частично равнины уходят под уровень моря: увеличиваются размеры Вилюйского залива на востоке Сибирской платформы, а немного и бассейна в Восточном Предкавказье; появляется залив в пределах Донецкого бассейна. Сходный процесс наблюдается также в Восточном Забайкалье, где на равнину, расположенную южнее Становика, с востока трансгрессируют воды Аргунского залива, а также по северной окраине Сибирской платформы, где возникает Хатангский залив. Этот этап характеризуется схемой, составленной для плинсбахского века (рис. 1).

Прежнее направление развития сохраняется в среднеюрскую эпоху. Сокращаются размеры — площади и высоты горных хребтов и возвышенностей, увеличиваются размеры низменных и равнинных пространств суши, а также морских бассейнов. Трансгрессия наиболее отчетливо сказывается в южной части Русской платформы. В то же время на Дальнем Востоке наблюдаются обратные явления. Исчезает Аргунский залив, сокращается залив в бассейне р. Буреи и Биробиджана, уменьшаются размеры морского бассейна в районе Сихотэ-Алиня. Необходимо отметить грандиозный масштаб подводного вулканизма, начинающегося с байоса в пределах всего Закавказья. Площади его

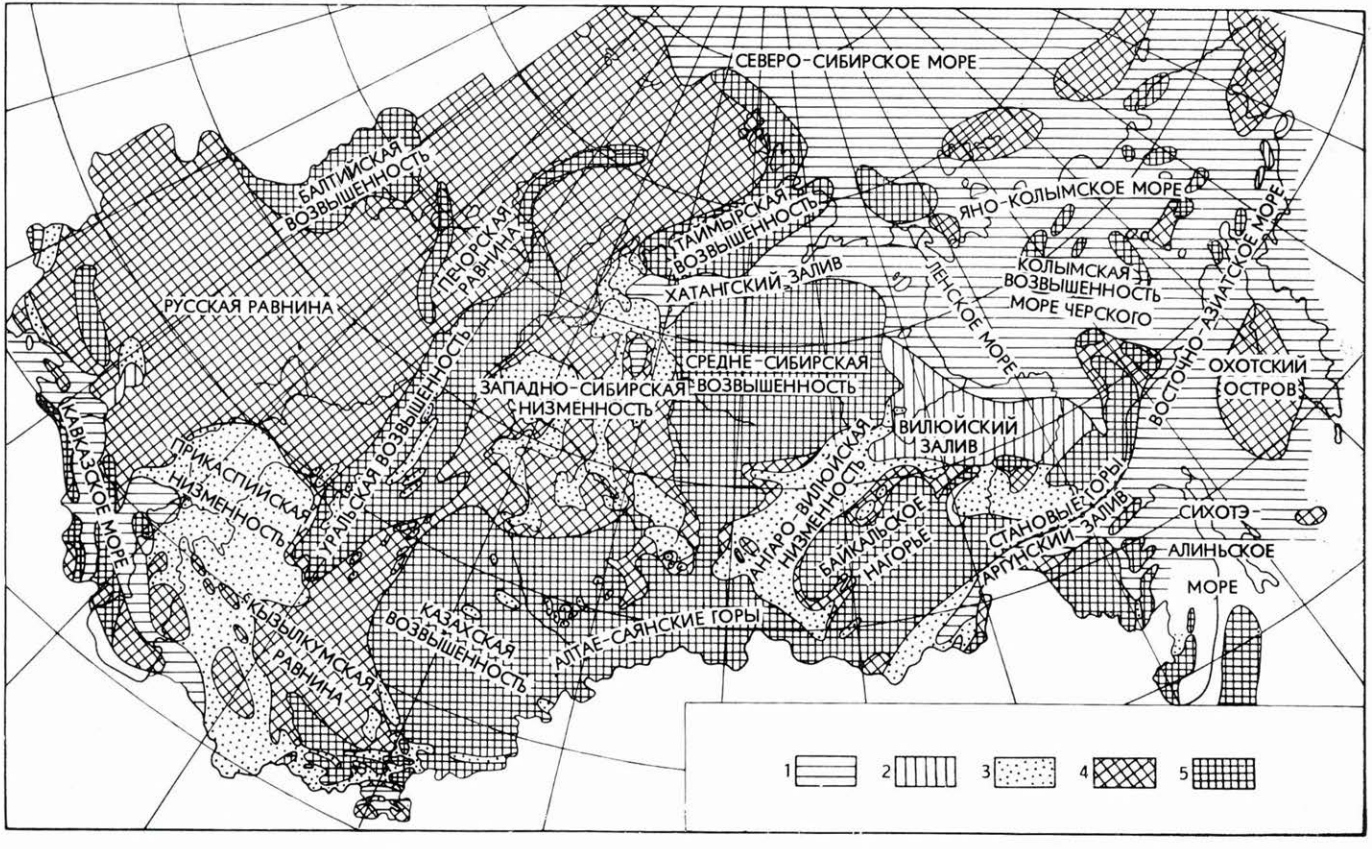


Рис. 1. Схема палеогеографии территории СССР в плинсбахском веке

Объяснение: *Области осадконакопления: 1.* Морские бассейны *2.* Временные морские бассейны *3.* Низменные равнины и межгорные впадины. *Области размыва: 4.* Эрозионные равнины *5.* Плато, нагорья, горные области

проявления сокращаются в позднеюрское время, но до конца периода соответствующие процессы имеют место в пограничных районах Армянской, Грузинской и Азербайджанской Советских социалистических республик. Для среднеюрской эпохи мы приводим схему палеогеографии ааленского века (рис. 2).

На грани средней и поздней юры, в конце батского и в начале келловейского века, происходят более значительные и более резкие изменения обстановки на территории СССР. Существенно сокращаются размеры возвышенностей Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянских гор и Становика, а также Байкальского нагорья. Среднесибирская возвышенность почти полностью превращается в равнину, как и вся Чукотская суша. В то же время поднимается Верхоянская гряда, с чем связана регрессия моря, существовавшего ранее в бассейне Лены, и здесь на низменной, местами заболоченной равнине, в течение всей позднеюрской эпохи происходит формирование аллювиально-озерных, угленосных осадков. На территории Западного Забайкалья возникают узкие межгорные депрессии, существующие до конца юры и позднее в раннемеловое время. Образующиеся в них озерные, порою речные осадки, частично сохранились в ряде впадин до сих пор. Эти структурные преобразования сопровождаются магматической деятельностью — формированием интрузивов и мощных субаэральных вулканогенных толщ.

Резко увеличиваются площади морских бассейнов. Грандиозная трансгрессия на Русской платформе приводит к установлению сообщения между Бореальным и Средиземноморским бассейнами. Заливается морем большая часть Туранской плиты, Колымской возвышенности и Омолонского архипелага. Здесь на северо-востоке страны усиливается подводный вулканизм, характерный для этого района в среднеюрское, а в меньшей степени и в раннеюрское время. Начинаются новые опускания к северу от Буреинской возвышенности и частично восстанавливается, хотя и небольшой, Аргунский залив. Море, проникающее с севера, занимает значительную часть Западно-Сибирской низменности. Оно представляет собою обширный мелководный залив, береговая линия которого испытывала частые перемещения. Обстановка, имевшая место в келловее, показана на рис. 3.

В дальнейшем, примерно до середины позднеюрской эпохи, отмеченные для келловея процессы развиваются. Увеличиваются площади, занятые морем, выполаживаются и сокращаются площади суши. Сообщение, установившееся еще в келловее между Русским морем и бассейном, расположенным западнее, вне СССР, становится более устойчивым и широким, по крайней мере в оксфорде. Об этом свидетельствует состав органических остатков, хотя точное положение пролива (или проливов) нельзя считать установленным. Увеличиваются размеры Западно-Сибирского внутреннего моря. На северо-востоке уменьшаются размеры островов, в частности затапливается значительная часть Омолонского массива, продолжаются вулканические подводные излияния. Аргунский залив, удлиняясь, достигает среднего течения р. Амура, увеличивается к югу Сихотэ-Алинское море в результате опусканий в юго-восточной части современной территории одноименного хребта.

В кимериджском веке, более отчетливо со второй его половины, начинаются восходящие движения на ряде участков Средиземноморской геосинклинальной зоны в пределах СССР. В связи с этим в отдельных районах Кавказа возникают лагунные условия. Начинается формирование гипсоносных

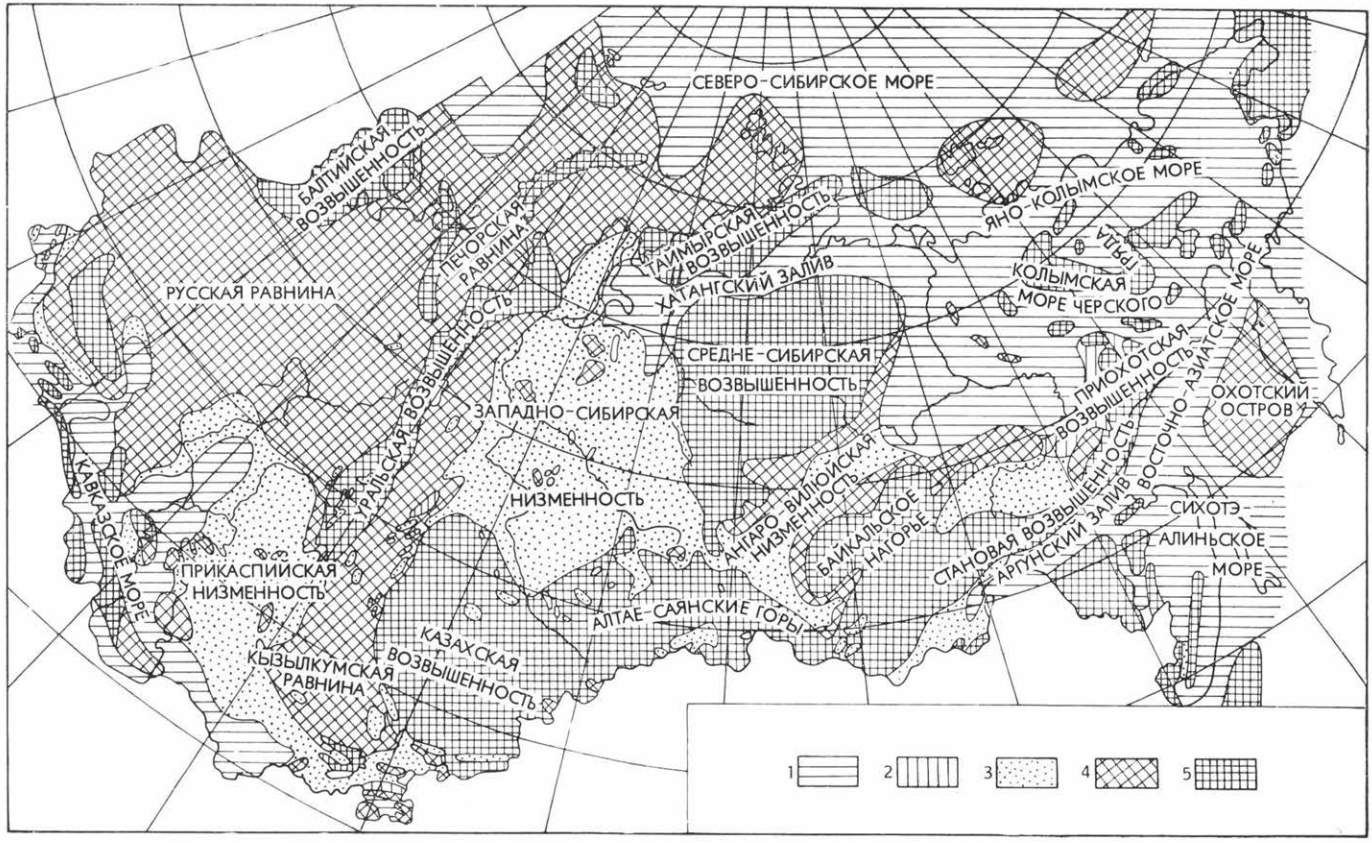


Рис. 2. Схема палеогеографии территории СССР в ааленском веке

Объяснение: *Области осадконакопления: 1.* Морские бассейны *2.* Временные морские бассейны *3.* Низменные равнины и межгорные впадины. *Области размыва: 4.* Эрозионные равнины *5.* Плато, нагорья, горные области

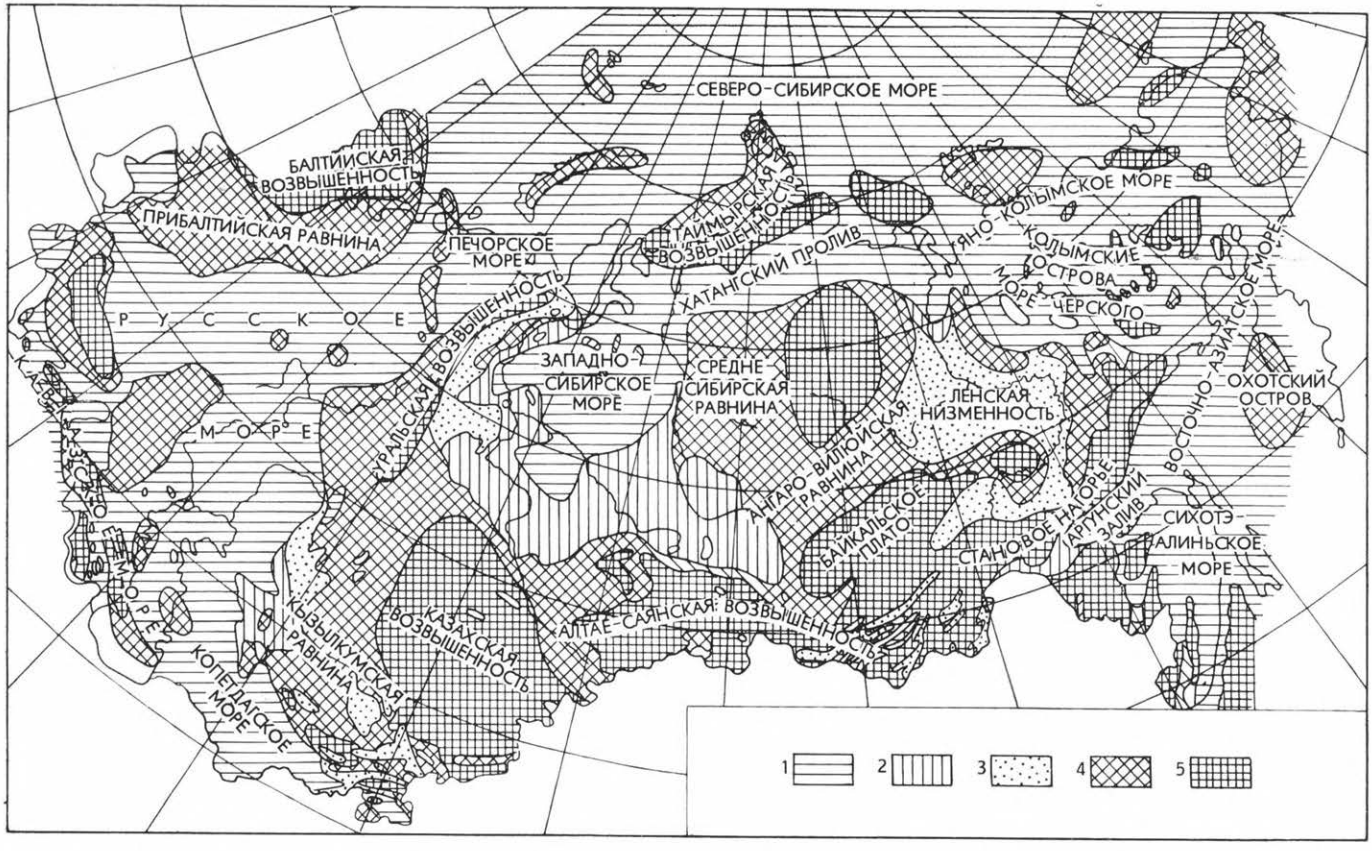


Рис. 3. Схема палеогеографии территории СССР в келловейском веке

Объяснение: *Области осадконакопления: 1.* Морские бассейны *2.* Временные морские бассейны *3.* Низменные равнины и межгорные впадины. *Области размыва: 4,* Эрозионные равнины *5.* Плато, нагорья, горные области

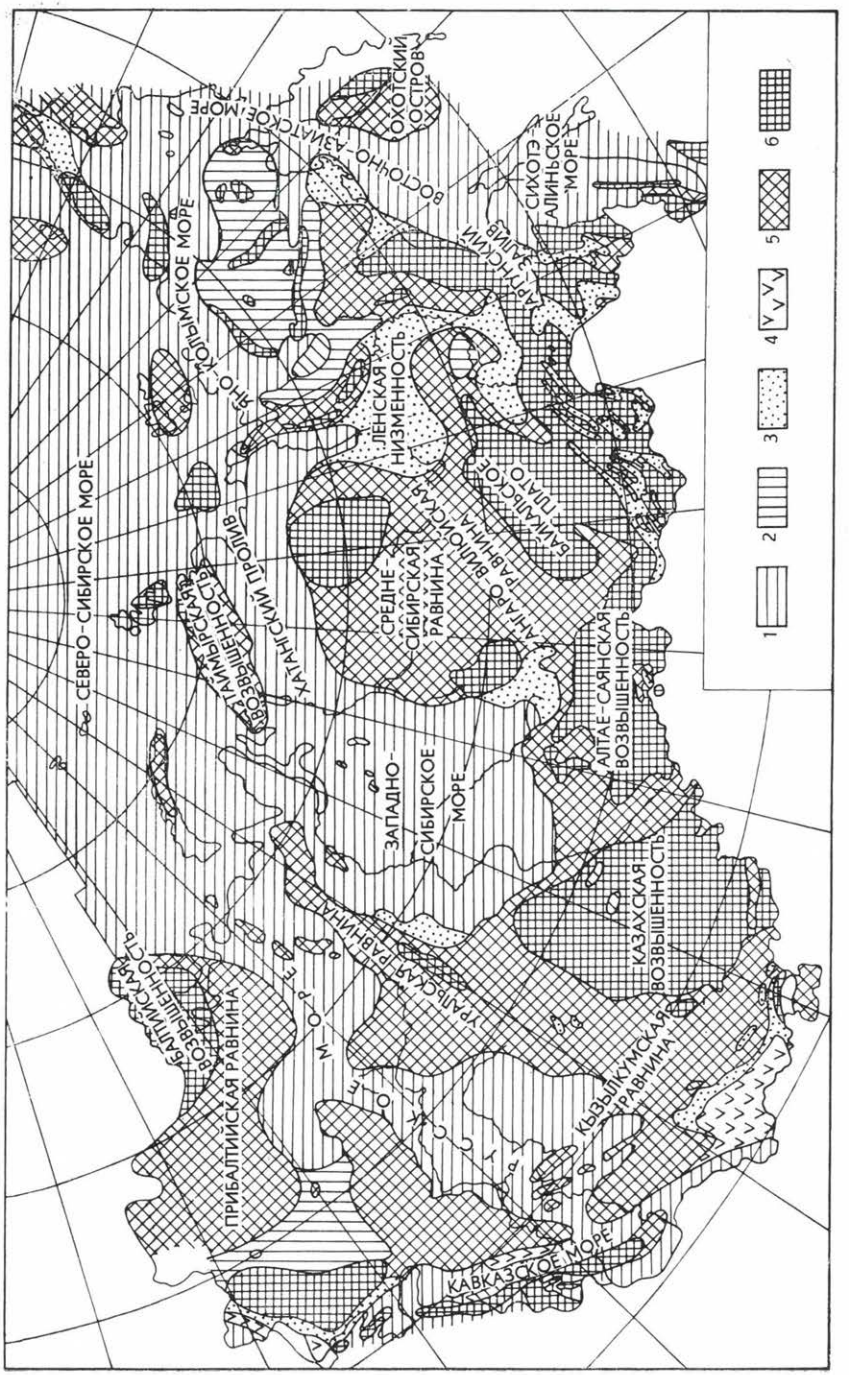


Рис. 4. Схема палеогеографии территории СССР в волжском веке

Объяснение: *Области осадконакопления: 1.* Морские бассейны *2.* Временные морские бассейны *3.* Низменные равнинные и межгорные впадины: *4.* Солеродные бассейны *Области размыва: 5.* Эрозионные равнины *6.* Плато, нагорья, горные области

эвапоритовых толщ на юго-востоке Туркмении, в районе отрогов Гиссарского хребта и прилегающих частей Туранской плиты.

В волжский век (рис. 4) поднятия, начавшиеся несколько раньше в геосинклинальной зоне на юге Европейской части СССР, продолжают сказываться не только здесь, но и на лежащей севернее территории. В результате сокращаются размеры Русского моря, которое утрачивает, по-видимому, связь с расположенным западнее бассейном и превращается в мелководный, сравнительно узкий, извилистый пролив между морями севера и юга. В пределах последних местами сохраняются, или возникают (Преддобруджский прогиб, Предкарпатье) условия, при которых формируются галогенные толщи. Наиболее крупный солеродный бассейн расположен на юго-востоке Туркмении. Перед концом юры он заполняется осадками и заносится песчаным аллювиальным материалом, поступающим с находящейся севернее суши (карабильская свита).

Море Западной Сибири не претерпевает каких-либо заметных изменений, ни по очертаниям, ни по обстановке. Несколько расширяется и, видимо, углубляется Хатангский пролив, ведущий в сторону моря Лаптевых, в то время, как пролив к Карскому морю, проходящий западнее Таймырской, немного уменьшившейся суши, сохраняет свои размеры. Опускания в низовьях р. Лены приводят к возникновению залива в северной части Приверхоянского прогиба. На северо-востоке страны отдельные острова сливаются в гряды, поднятия в области Колымского и Омолонского массивов обуславливают возникновение здесь неустойчивого режима, при котором морские мелководные условия часто сменяются прибрежно-континентальными. Уменьшаются размеры Аргунского залива.

В заключение следует отметить, что наиболее существенные изменения палеогеографической обстановки за все юрское время в пределах территории СССР, имели место между батским и келловейским веками. На этом рубеже здесь происходят наиболее крупные и резкие изменения в геологическом развитии.

Г. Я. Крымгольц

Университет, геол. фак.
Ленинград В-164
СССР

ГРАНИЦА ЮРЫ И МЕЛА НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ КАВКАЗЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В. Л. Егоян

История вопроса о положении границы юры и мела, как и связанных с ним вопросов о стратиграфическом положении и ранге берриаса и о последнем ярусе верхней юры, достаточно широко известна, в связи с чем вряд ли есть необходимость останавливаться на ней. В то же время нужно отметить некоторые специфические черты проблемы. В первую очередь нужно подчеркнуть, что в то время как на берриасский и киммериджский ярусы в полной мере распространяется действие правила приоритета, к титонскому ярусу оно может быть применено лишь частично. Охраняющее действие этого правила может быть распространено (даже в нарушение обычных норм) на название яруса, его принадлежность верхнему отделу юры и положение в схеме между киммериджем и берриасом, но не на биостратиграфический объем этого яруса, который не был ограничен каким-либо определенным стратотипом. Указанные *А. Оппелем* районы развития отложений титонского яруса не могут заменить собою стратотип, поскольку границы яруса при этом оставались по существу не определенными. Таким образом, упомянутые районы (Штрамберг Рогозник, Южный Тироль и т. д.) могут рассматриваться лишь как участки, где встречается характерная фауна титона, но не как разрезы, в которых был установлен (удачно или неудачно) объем титонского яруса. Эта сторона вопроса представляется мне наиболее существенной и на ней следует остановиться несколько подробнее.

На протяжении многих десятилетий при стратиграфических исследованиях основное внимание уделялось выяснению фаунистической характеристики биостратонов*, но при этом чаще всего не давалось специального определения их границ. В результате последние проводились скорее как литостратиграфические, а не как биостратиграфические границы. Ведь и сами ярусы, которыми мы пользуемся, первоначально были выделены в сущности как свиты, границы которых более или менее удачно, а иногда и не совсем удачно, совпали (или были позднее отождествлены) с более или менее четкими уровнями смены руководящих ископаемых. Необходимость в четком определении границ воз-

* То есть биостратиграфических подразделений вообще.

никает во всех случаях, когда положение или объем того либо иного стратона становится спорным. Рассматриваемая проблема не является исключением. Действительно, если бы кровле киммериджа и подошве берриаса были своевременно даны определения, то есть было бы указано, по смене каких групп аммонитов фиксируются эти границы, то «проблема титона» вряд ли могла возникнуть, поскольку эти же границы определяли бы и объем титона. В настоящее время, после решений Люксембургского коллоквиума (1962 г.), Британского мезозойского комитета (1963 г.), Средиземноморского мезозойского комитета (1964 г.) и международного коллоквиума по верхней юре (СССР, 1967), нижняя граница титона понимается, по-видимому, однозначно и может быть определена как уровень смены в разрезе аммонитов родов *Aulacostephanus Sut.* et *Pomp.*, *Amoeboceras Hyatt*, *Virgataxioceras Arkell* и др. представителями родов *Gravesia Salf.*, *Subplanites Spath*, *Subdichotomoceras Spath* и др. Однако верхняя граница титона, а следовательно и граница юрской и меловой систем, еще нередко вызывает споры и на этом вопросе я остановлюсь подробнее, основываясь на примере установления данной границы на Северо-Западном Кавказе.

В центральных районах Северо-Западного Кавказа титонские отложения достигают значительной мощности. Эта толща пород сформировалась во флишоидном прогибе, разделенном на востоке срединным поднятием. Продолжением этого прогиба является флишоидная зона в восточной части Главной гряды Крыма, которая также разделена внутренним поднятием на две полосы прогибания. С севера и с юга геосинклинальный флишоидный прогиб окаймляется полосами развития рифогенных образований, за пределами которых лежат области распространения платформенных комплексов верхней юры. На севере это южная окраина основного массива Восточно-Европейской платформы позднеюрского времени, а на юге — платформоид Грузинской глыбы. Рассматриваемый прогиб и в поздней юре, и в раннем мелу входил в систему открытых морей Средиземноморской области и в палеобиогеографическом отношении был связан с бассейнами Южной Европы и Северной Африки, а в берриасе (как и позднее) Северо-Западный Кавказ через районы Восточного Предкавказья и юго-востока Восточно-Европейской платформы кроме того был связан и с бореальной областью.

Интересующую нас часть разреза области флишоидных прогибов Северо-Западного Кавказа слагают (снизу вверх) три свиты — тхамахинская, мачмаловская и чаталовская.

Тхамахинская свита слагается флишоидным чередованием глин с прослоями и пластами сильно известковистых песчаников и обломочных известняков, мощностью до 1200—1500 м и, местами, более. В нижней, большей по мощности части свиты глины пестроцветные (красновато-бурые и зеленовато-серые); в верхней части свиты окраска пород серая. В верхней части пестроцветов и в сероцветной части свиты в нескольких разрезах был встречен довольно однородный комплекс аммонитов: *Virgatosphinctes* cf. *transitorius Opp.*, *V.* cf. *chalmasi Kil.*, *V.* cf. *contiguus Cat.*, *V. pseudocolubrinus Kil.*, *Aulacosphinctes* cf. *eudichotomus Zitt.*, *Micracanthoceras* cf. *micracanthum Opp.*, *Berriasella oppeli Kil.*, *B.* cf. *subcallisto Touc.*, *B.* ex gr. *richteri Opp.*, *Lytoceras liebigi Opp.*, *Protetragonites quadrisulcatus Orb.*, *Ptychophylloceras semisulcatum Orb.*, *Euphylloceras serum Opp.*, *Haploceras elimatum Opp.*,

Himalayites sp., а также *Punctaptychus punctatus Voltz*. Этот же комплекс, но более обедненный, встречается и южнее флишоидной зоны, в районах известняковых литофаций титона.

Выше в разрезе залегает мачмаловская свита — толща сероцветных глин с прослоями и пачками песчаников, местами и мергелей, мощностью до 200—400 м, а в отдельных разрезах на востоке до 700 м и более. В основании свиты залегает запорожский горизонт песчаников и конгломератов, в средней части которого располагается характерная, но очень изменчивая по мощности пачка глыбовых конгломератов, содержащая глыбы верхнеюрских известняков. Этот горизонт, мощность которого 50—100 м, но местами достигает 150—200 м, залегает обычно на тхамахинской свите без признаков сколько-нибудь значительного стратиграфического несогласия, но местами с признаками размыва.

В глинистой части свиты обычно встречается небогатая и редкая фауна аммонитов — *Berriasella pontica Ret.*, *B.* ex gr. *callisto Orb.*, *Dalmasiceras dalmasi Pict.*, *Euphylloceras serum Opp.* Однако из этой свиты в одном из расположенных восточнее разрезов (правобережье р. Пшиш) *Н. П. Луппову м* был определен более богатый комплекс — *Protacanthodiscus* cf. *acanthicus Uhl.*, *Euthymiceras* ex gr. *euthymi Pict.*, *Berriasella* cf. *pontica Ret.*, *B.* ex gr. *callisto Orb.*, *Riasanites* ex gr. *riasanensis Nikitin*, *Dalmasiceras dalmasi Pict.*, *Neocomites* cf. *retowskyi Sayn*, *Ptychophylloceras* cf. *semisulcatum Orb.*, *Euphylloceras* cf. *serum Opp.*

Выше в разрезе в согласном залегании с предыдущей свитой следует глинисто-мергельная чаталовская свита, мощностью до 300—400 м и более. В основании свиты залегает маломощная (до 10—20 м) пачка мергелей тушепского горизонта, нередко содержащая пласты известняков с галькой. В этих слоях встречаются немногочисленные *Berriasella jana Ret.*, *Subthurmannia* cf. *boissieri Pict.*, *Spiticeras* cf. *spitiense Uhlig*, *Neolissoceras* ex gr. *grasianum Orb.*, *Lamellaptychus studeri Oost.*, *Aucella* ex gr. *volgensis Lah.* В верхней части свиты располагается обычно значительно более мощная (до 50—70 м) пачка мергелей кобзинского горизонта, в которой встречается более богатая и многочисленная фауна — *Protacanthodiscus* cf. *malbosi Pict.*, *Neocosmoceras* aff. *peronatus Ret.*, *Euthymiceras euthymi Pict.*, *E. transfigurabilis Bogosl.*, *Berriasella subchaperi Ret.*, *B. callisto Orb.*, *B. subrichteri Ret.*, *Riasanites* cf. *riasanensis Nikitin*, *R.* cf. *subriasanensis Nikitin*, *Spiticeras spitiense Blanf.*, *Blanfordiceras* aff. *wallichi Gray*, *Neocomites* sp., *Lytoceras* sp., *Neolissoceras* sp., *Conobelus* cf. *extinctorius Rasp.*, *Aucella volgensis Lah.*, *A.* ex gr. *mosquensis Buch.*

Попытки выяснения положения границы юры и мела в рассматриваемых районах на основании находок тех или иных видов *Berriasella Uhlig* нередко приводили к ошибочным заключениям, вплоть до вывода о принадлежности всей тхамахинской свиты берриасу и, как следствие этого, к представлениям о несогласном налегании нижнего мела на среднюю юру. Практика работ на Северо-Западном Кавказе показала, что при установлении границ в схеме необходимо анализировать не видовой, а родовой состав фауны аммонитов. Это особенно важно при использовании материалов разных авторов и различной степени давности. При таком подходе можно значительно более уверенно и, главное, единообразно устанавливать положение границ, которыми и определяется фактически объем яруса, как и любого другого стратона. В этой

связи ярус, как основную, элементарную единицу единой шкалы, следует рассматривать как комплекс слоев, ограниченный наиболее близко совпадающими с границами яруса в его стратотипе уровнями смены в разрезе достаточно крупных (не ниже рода для аммонитов) и географически широко распространенных таксонов руководящей фауны.

С таких позиций в рассмотренном выше разрезе положение границы титона и берриаса устанавливается однозначно — в кровле тхамахинской свиты, то есть на уровне смены родов *Micracanthoceras Spath*, *Virgatosphinctes Uhlig*, *Aulacosphinctes Uhlig* и *Haploceras Zitt.* аммонитами родов *Euthymiceras Grig.*, *Riasanites Spath*, а также *Neocosmoceras Blanchet* и, по-видимому, *Subthurmannia Spath*. На этой границе заметно меняется и общий облик фауны. Комплекс аммонитов верхнего титона отличается преобладанием литоцератид и гаплоцератид, относительно частыми находками перисфинктид; характерны также крупные аптихи. В берриасском комплексе преобладают берриаселлиды, значение литоцератид и гаплоцератид сильно уменьшается, а перисфинктиды исчезают.

Можно предположить, что и в некоторых других регионах споры о положении границы юры и мела могут быть связаны с тем, что вопрос этот пытались решать исходя из анализа видового состава родов, встречающихся в титоне и в берриасе (*Berriasella Uhlig*, *Dalmasiceras Djanelidze*, *Spiticeras Uhlig*).

Между тем, поскольку верхняя граница титона не была установлена ни в стратотипе, ни фиксацией смены определенных групп аммонитов, находка тех или иных видов берриаселл или далмазицерасов в перечисленных *А. Опелем* районах сама по себе еще не свидетельствует о том, что данные виды являются именно титонскими, так как нельзя исключать возможности присутствия в этих районах и эквивалентов какой-то части берриаса. Поэтому не исключено, что в некоторых случаях к титонским отложениям причленялись литологически сходные с ними отложения низов берриаса. Быть может именно такие случаи и являются основной причиной представлений о недостаточной четкости границы юры и мела. Не лишне в этой связи напомнить, что *Berriasella callisto Orb.* и даже *B. privasensis Pict.*, предлагавшиеся в качестве видов — индексов для верхних подзон или зон титона, в конечном счете оказались, по *Г. Мазено*, более характерными для берриаса. Учитывая все это, необходимо, чтобы положение границы юры и мела устанавливалось по смене родов аммонитов, не переходящих данную границу. В настоящее время, принимая во внимание лишь роды, достаточно широко известные в Европе, границу юры и мела можно определять как уровень смены аммонитов родов, характерных для титона и волжского яруса — *Haploceras Zitt.*, *Streblites Hyatt*, *Semiformiceras Spath*, *Virgatosphinctes Uhlig*, *Craspedites Pavlow*, *Kachpurites Spath*, *Micracanthoceras Spath*, *Aulacosphinctes Uhlig*, *Corongoceras Spath* —, аммонитами родов, появляющихся в берриасе и рязанском ярусе, — *Neocosmoceras Blanchet*, *Subthurmannia Spath*, *Riasanites Spath*, *Euthymiceras Grigorieva*, *Negreliceras Djanelidze*, *Subalpinites Mazenot*, *Tollia Pavlow*, *Paracraspedites Swinnerton*. Значительное количество родов, не переходящих границу юры и мела, позволяетпочти в любой части Средиземноморья и бореальной области Европы достаточно уверенно и единообразно обосновывать положение рассматриваемой границы.

Однако, в приведенном определении кроется еще одна проблема, связанная с тем, что адекватность границы титона и берриаса границе волжского и рязанского ярусов пока может быть обоснована лишь «односторонне» — наличием выше этой границе, как в берриасе, так и в рязанском ярусе, аммонитов родов *Riasanites Spath* и *Euthymiceras Grig.* Но ниже этой границы в титоне и волжском ярусе общих родов аммонитов в сущности нет, поэтому корреляция внутриярусных границ титона и волжского яруса практически не обеспечена. В этой связи необходимо подчеркнуть, что волжский ярус и титон представляют собою ярусы обособленных хотя и весьма обширных палеобиогеографических областей и не являются взаимозаменяемыми. Поэтому, несмотря на решение о введении в единую шкалу волжского яруса, титонский ярус должен быть сохранен в Средиземноморской шкале.

В заключении я хочу подчеркнуть, что возникновение спорных вопросов, подобных рассмотренному, неизбежно и в дальнейшем. Объясняется это тем, что стратотипы ярусов устанавливались в различных районах. Факт этот общеизвестен. Но, к сожалению, нередко забывают, что следствием этого факта является несовпадение одноименных границ в стратотипах смежных ярусов. Наиболее типичным примером, пожалуй, является «выпадение» клансея между стратотипами апта и альба. Следствием этого же факта, усложненным отсутствием стратотипа титона, является и проблема границы юры и мела. Эта же причина обусловливает возникновение споров при выявлении комплексов фауны, не представленных в стратотипах, как, например, комплекс колхидитовых слоев у границы баррема-апта и т. д. Поэтому, одна из основных задач современной стратиграфии заключается отнюдь не в изменении положения той или иной стратиграфической границы на «более естественное», а в уточнении сложившихся границ, которые должны определяться как уровни смены четко различимых комплексов руководящей фауны, наиболее близко совпадающие с границами ярусов в стратотипах. Только таким путем можно добиться стабилизации и единообразия в стратиграфии, которые являются органически необходимыми качествами этой отрасли науки.

В. Л. Егоян
ВНИИНефть ул. Мира 36.
Краснодар, Центр
СССР

LOWER AND MIDDLE JURASSIC AMMONITE ZONES IN THE ROUMANIAN CARPATHIANS

by

D. PATRULIUS—E. POPA

Since the first conference held in Budapest (1959) on the Mediterranean Mesozoic, our knowledge on zonal stratigraphy of the Carpathian Jurassic has considerably improved by systematic listing of the faunas discovered in the meantime, and a revision of the assemblages from some classical localities such as Strunga in the East Carpathians (Bathonian), Svinița in the South Carpathians (Bathonian), Vad in the Apuseni Mountains (Upper Bathonian–Lower Callovian), and the Olt Defile in the Perșani Mountains (Lower Jurassic), has been made.

Lower Jurassic

The Lower Jurassic of the Roumanian Carpathians displays two quite different facies: *(1)* red nodular limestones of Adneth-type in the East Carpathians (Transylvanian Nappe); *(2)* sandstones, limestones and marls with Gresten-type fauna in the East Carpathians, South Carpathians and Apuseni Mountains.

The Adnethian limestones are commonly outcropping as small isolated olistoliths. Their condensed stratigraphic interval ranges at least from the Liasicus to the Jamesoni Zone. In some places these limestones are crowded with ammonites. *Phylloceratids* and *Juraphyllitids* are very abundant (*Dasyceras*, *Paradasyceras*, *Geyeroceras*, *Juraphyllites*, in the Hettangian-Lower Sinemurian; *Geyeroceras*, *Paradasyceras*, *Zetoceras*, *Calliphylloceras*, *Harpophylloceras*, *Meneghiniceras*, *Partschiceras* in the Upper Sinemurian-Lower Carixian). Some Lytoceratids proper to the Mediterranean province, such as *Analytoceras*, *Peltolytoceras*, *Ectocentrites*, *Cosmolytoceras*, also are represented.

P l a n o r b i s Z o n e (?). This is indicated by a single species recorded by E. VADÁSZ (1908), namely *Caloceras johnstoni* (SOW.) (Curmătura, in the Hăghimaș Massif).

L i a s i c u s Z o n e. The poor ammonite assemblage of the Liasicus Zone, contains only some rare specimens of *Whaeneroceras* (*W. portlocki* group), *Megastomoceras* (*M. anisophyllum* group) and *Franziceras* sp. aff. *ruidum* BUCKMAN (Tepei Valley, near Racoș, in the Perșani Mountains).

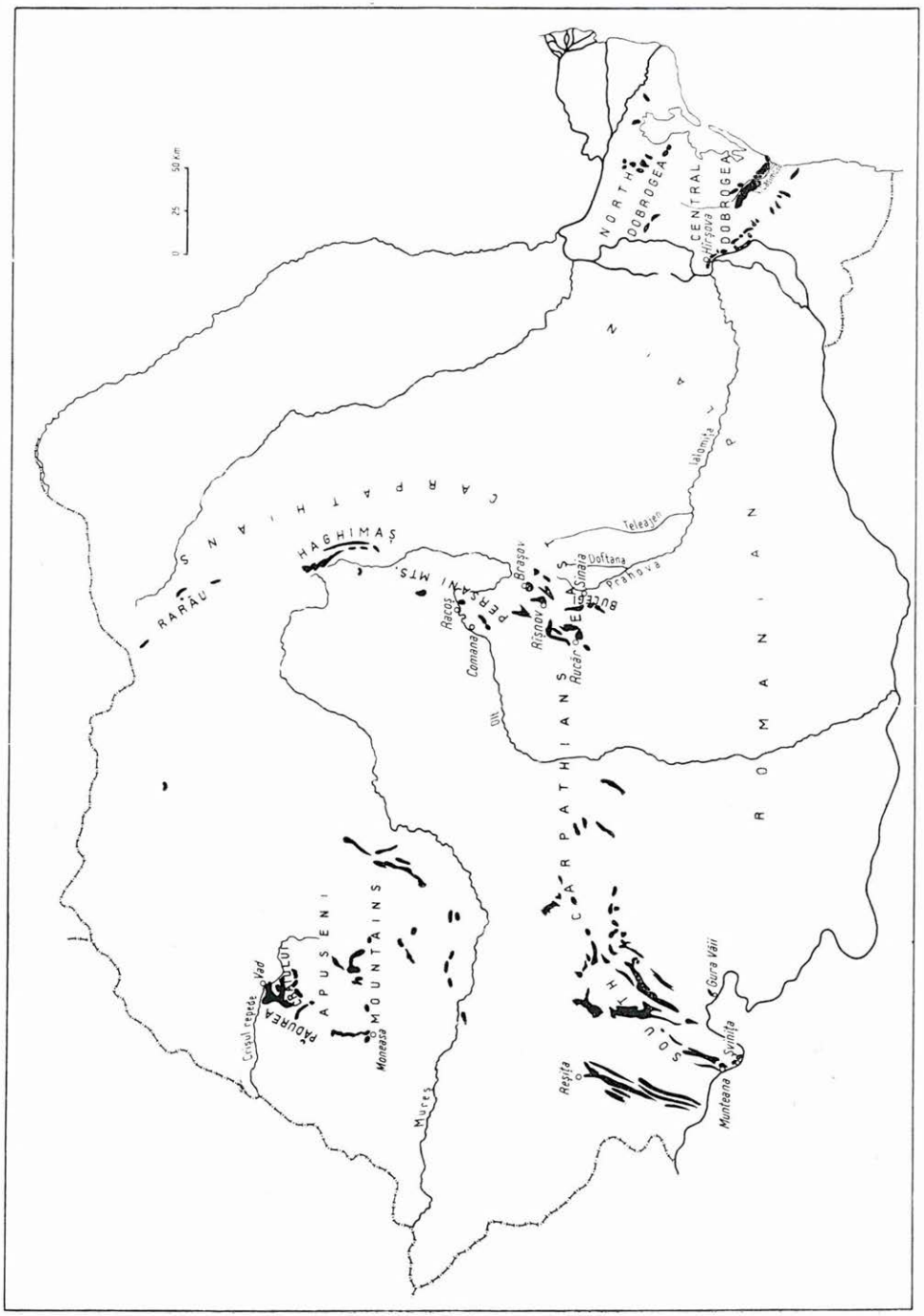


Fig. 1. Jurassic outcrops on Romania's territory

A n g u l a t a Z o n e . A rich assemblage of the Angulata Zone has been found in condensed beds of a small olistolith from the Perşani Mountains (Tepei Valley) which also yielded some species of the Lower Sinemurian. The Upper Hettangian species listed by D. PATRULIUS, are: *Schlotheimia montana* (WÄHNER) (new subspecies), *S.* sp. aff. *extranodosa* (WÄHNER), *S.* sp. ex gr. *S. stenorhyncha* LANGE, *S. (Charmasseiceras) marmorea* (OPPEL).

B u c k l a n d i , S e m i c o s t a t u m a n d T u r n e r i Z o n e s . Because of condensation there are no sharp boundaries between these zones in the Adnethian limestones. Throughout the whole interval *Arnioceras* is most abundant.

It is necessary to lay stress on the early occurrence of the genus and its several species which have been found together with *Metophioceras* sp. and *Paracaloceras centauroides* (SAVI et MENEG.), just above the level with *S. (Charmasseiceras) marmorea* (Tepei Valley).

The Bucklandi Zone has also yielded some species of *Coroniceras* among which *C. lyra* (HYATT) (Dealul Negru in the Perşani Mountains) occurs. The *Semicostatum Zone* is indicated by *Agassiceras scipionianum* (D'ORB.) recorded by E. VADÁSZ (1915) and by species of *Euagassiceras*, found in several olistoliths of the Perşani Mountains (Tepei Valley); the Turneri Zone by *Caenisites* (fragmentary specimens).

O b t u s u m Z o n e . Several species of *Asteroceras*, such as *A.* cf. *suevicum* (QUENST.) have been found in loose blocks of the Adnethian limestone, south of the Olt Defile.

O x y n o t u m Z o n e . This zone has been recognized only in one olistolith of the Rarău syncline whose red limestones have yielded *Gleviceras guibalianum* (D'ORB.) specimens (recorded by V. UHLIG, 1900).

R a r i c o s t a t u m Z o n e . A more varied ammonite assemblage of the Raricostatum Zone has been found in the Perşani Mountains (Pietrele Albe, north of the Olt Defile). The following Ammonites have been listed by the authors:

Echioceras raricostatum (ZIETEN), *E.* aff. *rhodanicum* (DUM.), *Paltechioceras* sp. aff. *aplanatum* (HYATT), *Leptechioceras* sp., *Epideroceras* sp. aff. *lorioli* HUG., *Zetoceras bonarelli* OOSTER, *Partschiceras* cf. *tenuistriatum* (MENEGHINI), *Phylloceras meneghinii* GEMM., *Calliphylloceras anatolicum* MEIST., *C. bicicolae* (MGH.), *C.* cf. *emeryi* (BETTONI), *Paradasyceras planispira* (REYNÈS), *Meneghiniceras libertus* (GEMM.).

J a m e s o n i Z o n e . Typical specimens of *Uptonia jamesoni* (SOW.) have been found together with a lot of *Phylloceratids* in some olistoliths outcropping on the eastern slope of the Tepei Valley.

The fauna of the Gresten facies includes only few ammonites. The Phylloceratids are extremely rare (one specimen of *Phylloceras* found in the Domerian of Pădurea Craiului–Northern Apuseni Mountains).

The Bucklandi Zone has yielded badly preserved specimens of *Arietites* or *Coroniceras* (Pădurea Craiului; Moneasa in the Codru Mountains), the Jamesoni Zone—large specimens of *Uptonia jamesoni* (SOW.) (Pădurea Craiului).

I b e x Z o n e . The only ammonites of the Roumanian Carpathians, to the Ibex Zone, are: one specimen of *Liparoceras* sp. figured by E. JEKELIUS

(1916) and one specimen of *Androgynoceras* sp. aff. *hybrida* (D'ORB.) (Hăghimaș Massif), identified by D. PATRULIUS.

At Poșta in North Dobrogea (foreland of the Carpathians), Lower Jurassic sandstones have yielded a small assemblage including *Tropidoceras* species, such as *T. masseanum* (D'ORB.) occur.

D a v o e i Z o n e . Some small specimens of *Androgynoceras* with simple capricorn ribbing have been found at Vadu Crișului in Pădurea Craiului (D. PATRULIUS) and near Munteana (South Carpathians) together with *Becheiceras bechei* (SOW.) (GR. RĂILEANU, 1953).

M a r g a r i t a t u s Z o n e . This zone, as well as the Spinatum Zone, has been identified in the surroundings of Brașov (East Carpathians), in Pădurea Craiului and in Banat near Munteana. The identified ammonites of the Margaritatus Zone are:

Amaltheus margaritatus (MONT.), *A. stokesi* (J. C. DE SOWERBY) (marking a distinct subzone in Pădurea Craiului, *Amaltheus gloriosus* HYATT from Munteana, figured and described by E. TIETZE (1872) as *Ammonites margaritatus* var. *muntjanae* (pl. 2/5), *Protogrammoceras* sp. from Munteana (*Ammonites normannianus* D'ORB., according to TIETZE).

S p i n a t u m Z o n e . The most common species of this zone, found in the above mentioned areas, as well as in the Perșani Mountains (autochtonous Upper Pliensbachian in the surroundings of Comana), is *Pleuroceras solare* PHILL. (figured as *Ammonites spinatus* by TIETZE, 1872, pl. 2/6). In Pădurea Craiului the fauna of the same zone also includes rare specimens of *Pleuroceras spinatum* (BRUG.).

In the Roumanian Carpathians *two facies* of the Toarcian are developed: *(1)* a marly facies with interbedded marly (partly oolitic) limestones, covering large areas (Bihor Autochtonous—Northern Apuseni Mountains); Bucovinian unit—East Carpathians; olistoliths derived from the Transylvanian Nappe—East Carpathians; Reșița zone—South Carpathians); and *(2)* a more restricted gratty facies (surroundings of Brașov—East Carpathians; Danubian Autochtonous—South Carpathians).

The rocks of the marly facies have yielded rich assemblages of Ammonites, corresponding to the Tenuicostatum, Serpentinum, Bifrons, Variabilis, Bingmanni and Thouarsense zones, but no ammonites of the Levesquei and Aalensis zones are found. The much poorer fauna of the gratty facies includes species of the Tenuicostatum, Bifrons, Bingmanni and Levesquei zones. The listed assemblages are of pure NW-European type, without *Phylloceratids*.

T e n u i c o s t a t u m Z o n e . This zone has been identified in Pădurea Craiului and the surroundings of Brașov. The following species have been listed by ELENA POPA: *Dactylioceras tenuicostatum* (Y. et B.), *D.* aff. *crassulosum* SIMP., *D.* cf. *semicelatum* SIMP., *D.* cf. *helianthoides* YOK.

S e r p e n t i n u m Z o n e (= F a l c i f e r Z o n e) . Ammonite assemblages of the Serpentinum Zone have been found in Pădurea Craiului, Remeți Graben (Northern Apuseni Mountains) and in a loose block from Miocene conglomerates (Teleajen Valley—East Carpathians).

E x a r a t u m S u b z o n e . This subzone has been identified only in Pădurea Craiului (Valea Mnerii). Its fauna listed by D. PATRULIUS includes: *Harpoceras* sp., *Harpoceratoides alternatus* (SIMPSON), large *Transicoeloceras* (one species similar to *Stephanoceras raquinianum* D'ORB., in T. WRIGHT (1884, pl. 87/4 exd.), coarse ribbed

Dactylioceras akin to *D. athleticum* (SIMP.), and in addition *Dactylioceras (Orthodactylites) semicelatum* (SIMP.).

Falcifer Subzone. In Pădurea Craiului and Remeți Graben typical *Harpoceras falcifer* (SOW.) can be found with *Hildoceras sublevisoni* (FUCINI) wich is very abundant in the upper part of the subzone. Associated species are: *Harpoceras mulgravium* (Y. et B.) and *Dactylioceras athleticum* (SIMPSON). *Harpoceras mulgravium* has also been found in the Teleajen Valley together with *Hildoceras sublevisoni.*

Bifrons Zone. Rich assemblages of this zone have been found in Pădurea Craiului, Remeți Graben and Central Bihor Mountains but so far no characteristic species of the Commune Subzone could be identified. Throughout the whole zone typical *Hildoceras bifrons* (BRUG.) is represented only by scarcer, small-sized specimens.

Fibulatum Subzone. Scarce specimens of *Peronoceras* sp. aff. *fibulatum* (J. C. DE SOW.) indicate the Peronoceras Subzone, whose assemblage also includes small specimens of *Dactylioceras* sp. aff. *annulatum* (SOW.).

Braunianus Subzone. In Pădurea Craiului typical *Zugodactylites braunianus* (D'ORB.) and specimens transitional to *Z. sapunovi* GÉCZY have been found in the uppermost part of the Bifrons Zone, together with *Peronoceras annuliferum* (SIMPSON).

Variabilis Zone. Badly preserved specimens of *Haugia*, whose body chamber tends to become smooth, have been found in Pădurea Craiului just above the Bifrons Zone. In the same area the base of the overlying marls has also yielded: *Brodieia* sp. aff. *clausum* MERLA (listed by ELENA POPA).

Bingmanni Zone. In Pădurea Craiului (Valea Mnierii) this zone has yielded a most interesting assemblage including the following species listed by D. PATRULIUS: *Pseudogrammoceras struckmanni* (DENK.), *P.* aff. *muelleri* (DENK.), *P.* sp. ex gr. *P. saemanni* (DUM.), *Subcollina yeovilensis* SPATH (abundant).

Thouarsense Zone. The richest assemblages of the Thouarsense Zone have been found in Pădurea Craiului (Poniciori; East of Bratca) and in the southern part of the Perșani Mountains (surroundings of Comana). In both areas *Grammoceras thouarsense* is most abundant in the lower part of the zone whose fauna also includes scarce *Phymatoceras* species. In the upper part of the zone (Fallaciosum Subzone), *G. thouarsense* is still present but far outnumbered by *Pseudogrammoceras* species.

In Pădurea Craiului the assemblage of the upper subzone, listed by D. PATRULIUS, includes: *Pseudogrammoceras cotteswoldiae* (BUCK), *P. quadratum* (QUENST.), *P. expeditum* (BUCK.), *P. subfallaciosum* (BUCK.), *Polyplectus apenninicus* HAAS. In the Perșani Mountains (near Comana) the same species of *Pseudogrammoceras* (listed by ELENA POPA, 1967) and in addition *P. fallaciosum* BAYLE, *Polyplectus discoides* (ZIETEN), *Pseudolioceras compactile* (SIMPSON) and *Hammatoceras* sp. have been found.

Levesquei Zone. From the surroundings of Brașov *Hammatoceras insigne* (ZIETEN) and *Dumortieria* cf. *levesquei* (D'ORB.) have been recorded by E. JEKELIUS (1938).

Middle Jurassic

In large areas of the Roumanian Carpathians the Middle Jurassic beds especially the Bathonian-Callovian ones, are condensed, a fact which, in many case, makes the zonal correlation extremely difficult. The faunas of the Alenian and of the Lower and Middle Bajocian are of almost pure NW-European type, with only some very scarce *Phylloceratids* added. Larger assemblages have been found in Pădurea Craiului (Opalinum-Concavum) and in the Perșani Mountains, near Comana (Opalinum-Murchisonae) in beds which do not exceed several metres in thickness. The Ammonite assemblages of the Lower and Middle Bajocian are poor ones, and the existence of Upper Bajocian Ammonites is not yet confirmed in the Roumanian Carpathians.

In the Bathonian-Callovian, *Phylloceratids* are much more abundant and varied, but a regress in frequency has to be noted with regard to the Upper Callovian.

O p a l i n u m Z o n e . In tde Pădurea Craiului the assemblage of the Opalinum Zone listed by D. PATRULIUS, includes: *Leicoeras* cf. *opalinum* (QUENST.), *L. comptum* (REIN.), *L. bifidatum* BUCK., *Pseudammatoceras subinsigne* (OPPEL), *Pseudammatoceras* sp.: (ex. gr. *P. mouterdei* ELMI); in addition *Rhabdobelus exilis* (D'ORB.). In the same marly horizon *Dumortieria* sp. ex. gr. *D. munieri* HAUG has been found, but no *Pleydellia*. In the Perșăni Mountains the fauna of the Lower Aalenian is to a certain extent different, including, beside *Leioceras comptum* (REIN.), *Tmetoceras scissum* (BEN.), *Hudlestonia affinis* (SEEB.) and *Costileioceras* sp. (D. PATRULIUS et al. 1966).

M u r c h i s o n a e a n d C o n c a v u m Z o n e s . In Pădurea Craiului both zones are observable in condensed beds wich seldom exceed 1 m in thickness. Some species of *Ludwigia*. e.g. *L. murchisonae* (SOW.), furthermore *Brasilia* and several *Graphoceras* have been identified. In the Perșani Mountains a larger assemblage of the Murchisonae Zone has been found including many species of *Ludwigia* and *Brasilia*. At this level the *Phylloceratids* reappear after the Domerian-Lower Aalenian hiatus.

S o w e r b y i Z o n e . In the Roumanian Carpathians the Sowerbyi Zone has been identified in one locality only [Valea Mnierei in Pădurea Craiului (D. PATRULIUS 1956)]. There is a distinct Discites Subzone represented by a several cm thick horizon crowded with small specimens of: *Darellella* sp., *Darellia* sp. aff. *dorsetensis* (BUCK.) and aff. *curva* (BUCK.), *Reynesella* sp. ex. gr. *R. lineata* (BUCK.). This assemblage also includes a large species of *Chondroceras*, marking the first occurrence of *Stephanocerataceae* in our stratigraphic column. The overlying beds have yielded rare specimens of a large *Sonninia* species.

S a u z e i Z o n e . In the same locality the next bed has yielded a small assemblage of the Sauzei Zone including *Otoites sauzei* (D'ORB.), *Emileia polyschides* WAGEN, *Chondroceras* sp. aff. *gervillei* (SOW.) in BAYLE.

H u m p h r e s i a n u m Z o n e . This zone has been identified in several localites namely in Pădurea Craiului, the South Carpathians (Banat), the East Carpathians (exotic rocks in the Rarău Syncline). In Pădurea Craiului a single find of *Stemmatoceras* cf. *pingue* QUENST. indicates this zone. In the Rarău Syncline *Stephanoceras* sp. aff. *nodosum* (QUENST.) has been found, together with a smooth species of *Dorsetensia*.

Zigzag Zone. An assemblage, characteristic of the Convergens Subzone, has recently been identified by S. NĂSTĂSEANU (personal communication) in the South Carpathians (Banat). An assemblage of the Yeovilensis Subzone, found in the East Carpathians (Mount Grohotisu-Bucegi Massif), includes the following species listed by D. PATRULIUS (1969):

Oxycerites yeovilensis ROLL. (very abundant), *O. pygmaeus* ARKELL, *Paroecotraustes (Nodiferites) subfuscus* (WAGEN), *Lissoceras psilodiscus* (SCHLOEN.) (finely ribbed new subspecies), *Asphinctites transylvanicus* (SIM.), *Morphoceras* sp. (ex. gr. *M. macrescens* BUCK.), *Nannolytoceras* n. sp. quite similar to the new species figured by C. STURANI (1966) from Bas Auran, and several *Phylloceratids* e.g. *Partschiceras viator* (D'ORB.).

Condensed Progracilis? — Rertocostatum Zones. In the classical localities of Strunga (Bucegi Massif—East Carpathians) and Svinița (Banat—South Carpathians), as well as in some other places of the Bucegi Mountains (Tătaru Gorges, Horoaba Valley), owing to strong condensation, no zonal subdivision is possible.

Older zones than the Retrocostatum Zone are indicated by the occurrence of *Schwandorfia marginata* ARKELL and *Bullatimorphites costatus* ARKELL. A large part of the assemblage including *Prohecticoceras retrocostatum* (GROSS.), *P. retrocostatum trifurcatum* STEPHANOV, as well as large *Procerites*, belongs to the Retrocostatum Zone. Several *Siemiradzkia* (non. *S. aurigera*, erroneously listed by POPOVICI-HATZEG) and *Wagnericeras* species, as well as *Eohecticoceras? haugi* (POP.-HATZEG) might belong to the same zone.

The Svinița assemblage seems to cover a similar interval. Among the still unlisted species of this locality, identified by D. PATRULIUS, are to be noted: *Bullatimorphites* aff. *costatus* ARKELL and *Prohecticoceras retrocostatum trifurcatum* STEPHANOV.

It should be emphasized that both in Strunga and Svinița no characteristic species of the Wagneri Zone such as *Oxycerites oppeli* ELMI (=*O. aspidoides* auct.) and *Epistrenoceras subcontrarium* (BEHR.) have been found, neither *Hemigarantia julii* D'ORB., nor *Parapatoceras* species occur. In the light of this fact, the occurrence of scarce and small, but unmistakable specimens of *Macrocephalites*, in the same bed which yielded the above mentioned assemblage of the Retrocostatum and older zones of the Bathonian (Tătaru Georges—Bucegi Massif), is quite unexpected.

Condensed Wagneri—Calloviense Zones. The richest, most varied and certainly the most interesting Middle Jurassic fauna of the Carpathians is the one from Vad (or Vadul Crișului)—Northern Apuseni Mountains. The assemblage found in one bed of only 30—40 cm thickness and listed by D. PATRULIUS, includes such Bathonian forms as follows:

Oxycerites oppeli ELMI, *Paralcidia mariorae* (POP.-HATZ.), *Eohecticoceras biflexuosum* (D'ORB.), *Epistrenoceras subcontratium* (BEHR.), *Hemigarantia julii* (D'ORB.), *Treptoceras crimaeensis* ENAY, *Rugiferites angulicostatus* (LISS.), *R. davaicensis* (LISS), *R.* (?) *supersphaera* (STEPHANOV)*, *Oecotraustes waageni* STEPHANOV.

In addition can be found: a lot other *Oppelids* and *Hecticoceratids* among which an undescribed *Prohecticoceras* quite different from *R. retro-*

* On preserved body-chamber of larger specimens no tendency to contraction could be traced.

costatum, several species of *Oecostrautes* with Callovian affinities and *Janneticeras* species, very abundant species of *Choffatia, Indosphinctes, Grossouvria, Subgrossouvria*, several species of *Parapatoceras, Acuariceras*, as well as underscribed species belonging to allied genera of unrolled ammonites, typical *Macrocephalites macrocephalus*, as well as *M. compressus* (QUENST.), *Pleurocephalites pila* (NIK.), *P. paronai* B. et P., very rare *Reineckeids, Bomburites* sp. and *Bullatimorphites* closely resembling *B. bullatus* (D'ORB.), but with ribbing completely fading out on the body-chamber.

Discus Zone. A pure assemblage of this zone including *Clydoniceras discus* (SOW.), *C. hollandi* (BUCK.) and *Delecticeras* sp. has been found only in the Reşiţa Zone (South Carpathians) where the Upper Bathonian is developed in marly facies (GR. RĂILEANU et al. 1964).

Macrocephalites and Calloviense Zones. Both zones have been identified by D. PATRULIUS (1964) in the Tătaru Gorges (Bucegi Massif), above the bed with abundant Bathonian fauna and scarce specimens of *Macrocephalites*. The assemblage of the Macrocephalites Zone includes *M. macrocephalus, Bomburites* sp. aff. *devauxi* (GROSS.), *Grossouvria leptoides* (TILL); the Calloviense Zone is indicated by a new species of *Proplanulites* (akin to *P. koenigi*), being a so far unique find in the Carpathian area. Small ammonite assemblages of the Macrocephalus Zone have also been recorded from the South Carpathians (Reşiţa Zone; according to S. NĂSTĂSEANU, 1963; Gura Văii, according to AL. CODARCEA et al., 1962).

Anceps Zone. Two ammonite assemblages of the Roumanian Carpathians correspond to this zone. The older one (Mount Lespezi—Bucegi Massif) listed by D. PATRULIUS (1964) includes several *Lunuloceras* (sensu ELMI 1967) and *Putealiceras* species, as well as *Indocephalites, Indosphictes, Grossouvria* and *Subgrossouvria* species, but no *Reineckeids*. A similar assemblage has been found in the Reşiţa Zone (GR. RĂILEANU et al., 1964). In the younger assamblage, known from Pădurea Craiului (D. PATRULIUS, 1956), beside *Lunuloceras* and *Putealiceras, Reineckeids* are abundant with *Reineckeia anceps* (REIN.) among them.

Upper Callovian

In the area of the Roumanian Carpathians, *Peltoceratids* are extremely rare in the Callovian and no *Quenstedtoceras* has been found. Thus, zonal correlation can only relay on *Kosmoceratids*, late boreal immigrants in this territory. Beside *Kosmoceras mrazeci* described by I. SIMIONESCU (1899), several other Upper Callovian *Kosmoceras* have been lately identified, among which *Kosmoceras spinosum* (J. C. DE SOWERBY) and *K.* sp., of the *duncani* group, in the Reşiţa Zone; species of the later group also occur in the Hatzeg Basin, together with an early representative of *Paraspidoceras*.

REFERENCES

CODARCEA AL.—MARINESCU FL.—PATRULIUS D. 1962: Date noi cu privire la calcarele mezozoice de la Gura Văii, Podişul Mehedinţi. — Comunic. Acad. R. P. R., **XII**/4.

ELMI S. 1967: Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. — Doc. Labor. Géol. Fac. Sci. Lyon. **19**/1.

JEKELIUS E. 1916: Die Mesozoische Faunen der Berge von Brasso. — Mit. Jahrb. d. k. ung. geol. R. A., **XXIII/2**, 1915 **XXIV**, 1916.

JEKELIUS E. 1938: Das Gebirge von Braşov. — An. Inst. Geol. Rom. **XIX.**

NĂSTĂSEANU S. 1963: Faciesurile Doggerului din zona Reşiţa-Moldova Nouă (Banatul de Vest). — Asoc. geol. Carpato-Balcanică; Comunicări. **III/2.**

PATRULIUS D. 1956: Conţributii la studiul geologic al Pădurii Craiului (comunicare preliminară). — D. S. Comit. Geol. **XL** (1952–1953).

PATRULIUS D. 1960: La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. — Ann. Inst. Geol. Hung. **XLIX/1** (Matériaux de la Conférence sur le Mésozoïque).

PATRULIUS D. 1964: Faunele mesozoice din Masivul Bucegi. — Ocrotirea Naturii, Acad. R. P. R. **8/1.**

PATRULIUS D. 1969: Geologia Masivului Bucegi si a Culoarului Dîmbovicioara. — 320 pp. (edited by the Roumanian Academy).

PATRULIUS D.—POPA E.—POPESCU I. 1966: Seriile mezozoice autohtone şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munţii Perşani). — An. Com. Stat. Geol. **XXXV.**

POPA E. 1967: Amoniţii Toarcianului superior autohton (zona cu Grammoceras thouarsense) din Munţii Perşani (Carpaţii Orientali). — D. S. Com. Stat. Geol. **LIII/2.**

POPA E. 1969: Asupra prezentei speciei Pleuroceras solare (zona Spinatum) în calcarele Domerianului autohton din Munţii Perşani (Carpaţii Orientali). — D. S. Com. Stat. Geol. **LIV/2.**

PREDA D. M.—RĂILEANU GR. 1953: Contribuţuni la cunoaşterea Liasicului din Perşani. — An. Com. Geol. **XXVI.**

PREDA I. 1962: Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului). — Edit. Acad. R. P. R.

RĂILEANU GR. 1953: Cercetări geologice în regiune a Svinița-Faţa Mare. — Bul. Stiinţ. Acad. R. P. R., Sect. Ştiinte biol. agro-geol. geogr. **V/2.**

RĂILEANU GR.—NĂSTĂSEANU S.—BOLDUR C. 1954: Sedimentarul paleozoic şi mezozoic al Domeniului Getic din partea sudestiça a Carpatilor Meridionali. — An. Com. Geol. **XXXIV/II.**

SIMIONESCU I. 1899: Studii geologice şi paleontologice din Carpaţii sudici III. Fauna Colloviana din Valea Lupului (Rucăr). — Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi. **I/3.**

STURANI C. 1966: Ammonites and Stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Barreme Area (South-eastern France, Dep. Basses-Alpes). — Boll. Soc. Paleont. Italiana, **5/1.**

TIETZE E. 1872: Geologische und paläontologische Mitteilungen aus dem südlichen Theile des Banater Gebirgsstockes. — Jahrb. d. kgl. ung. geol. R. A. **XXII.**

UHLIG V. 1900: Über eine unterliasiche Fauna aus der Bukowina.

VADÁSZ E. 1908: Die unterliasiche Fauna von Alsórákos. — Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. R. A. **XVI** (1907–1909).

VADÁSZ E. 1915: Geologische Beobachtungen im Persányer Gebirge u. Nagy-Hagymás. — Jahrb. d. k. ung. geol. R. A. für 1914.

E. POPA and D. PATRULIUS

Institute of Geology
Şos. Kiseleff No. 55
Bucarest 63.
Roumania

PLATE I

HETTANGIAN–LOWER PLIENSBACHIAN INDEX AMMONITES

1. *Schlotheimia montana* (WAECHNER). — Perşani Mts. (Valea Tepeia). Col.: D. PATRULIUS
2. *Coroniceras lyra* HYATT. — Perşan Mts. (Dealu Negru). Col.: D. PATRULIUS
3. *Echioceras* aff. *rhodanicum* (DUM.) — Perşani Mts. (Pietrele Albe). Col.: D. PATRULIUS
4. *Androgynoceras* sp. — Pădurea Craiului (Vadu Crişului). Col.: D. PATRULIUS
5. *Tropidoceras masseanum* (D'ORBIGNY). — North Dobrogea. Col.: G. MACOVEI
6. *Uptonia* sp. aff. *U. jamesoni* (J. C. DE SOWERBY). — Perşani Mts. (Dealu Negru). Col.: D. PATRULIUS

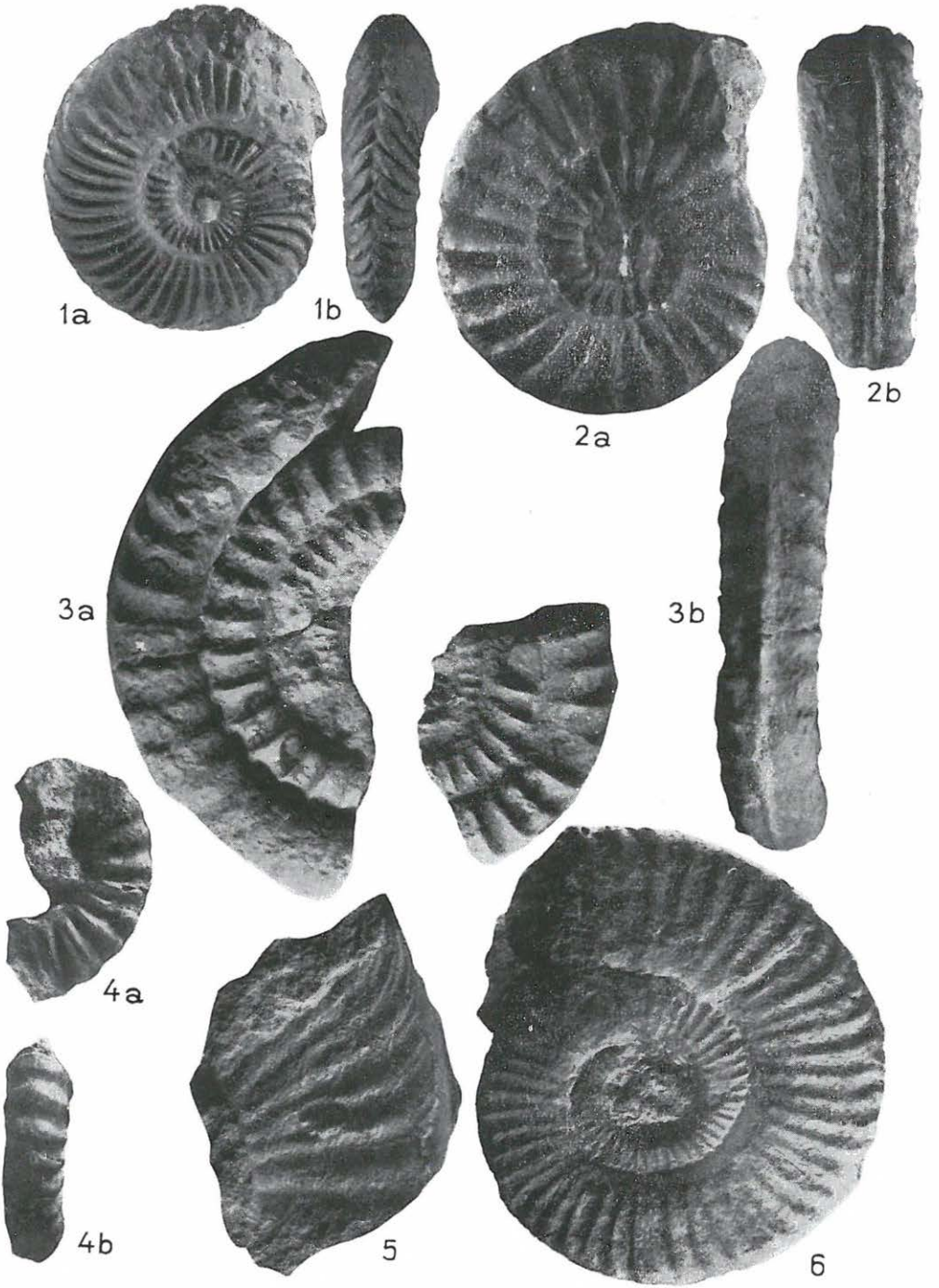

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5
6

PLATE II

UPPER PLIENSBACHIAN AND TOARCIAN INDEX AMMONITES

1. *Amaltheus stokesi* (J. SOWERBY). — Pădurea Craiului (Vadu Crişului). Col.: D. PATRULIUS
2. *Amaltheus margaritatus* (MONTF.). — Pădurea Craiului (Vadu Crişului). Col.: TH. KRÄUTNER
3. *Pleuroceras solare* (PHILLIPS). — Pădurea Craiului (Vadu Crişului). Col.: D. PATRULIUS
4. *Pleuroceras spinatum* (BRUGUIÈRE). — Pădurea Craiului (Valea Neagră). Col.: FL. MARINESCU
5. *Harpoceras* sp. — Pădurea Craiului (Valea Mnierei). Col.: D. PATRULIUS
6. *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE). — Pădurea Craiului (Valea Pregusului). Col.: S. şi JOSEFINA BORDEA
7. *Grammoceras thouarsense* (D'ORBIGNY). — Perşani Mts. (Valea Sărăţii). Col.: ELENA POPA
8. *Dactylioceras tenuicostatum* (Y. et B.) — Postăvaru Mts. (Cristian-Braşov). Col.: ELENA POPA

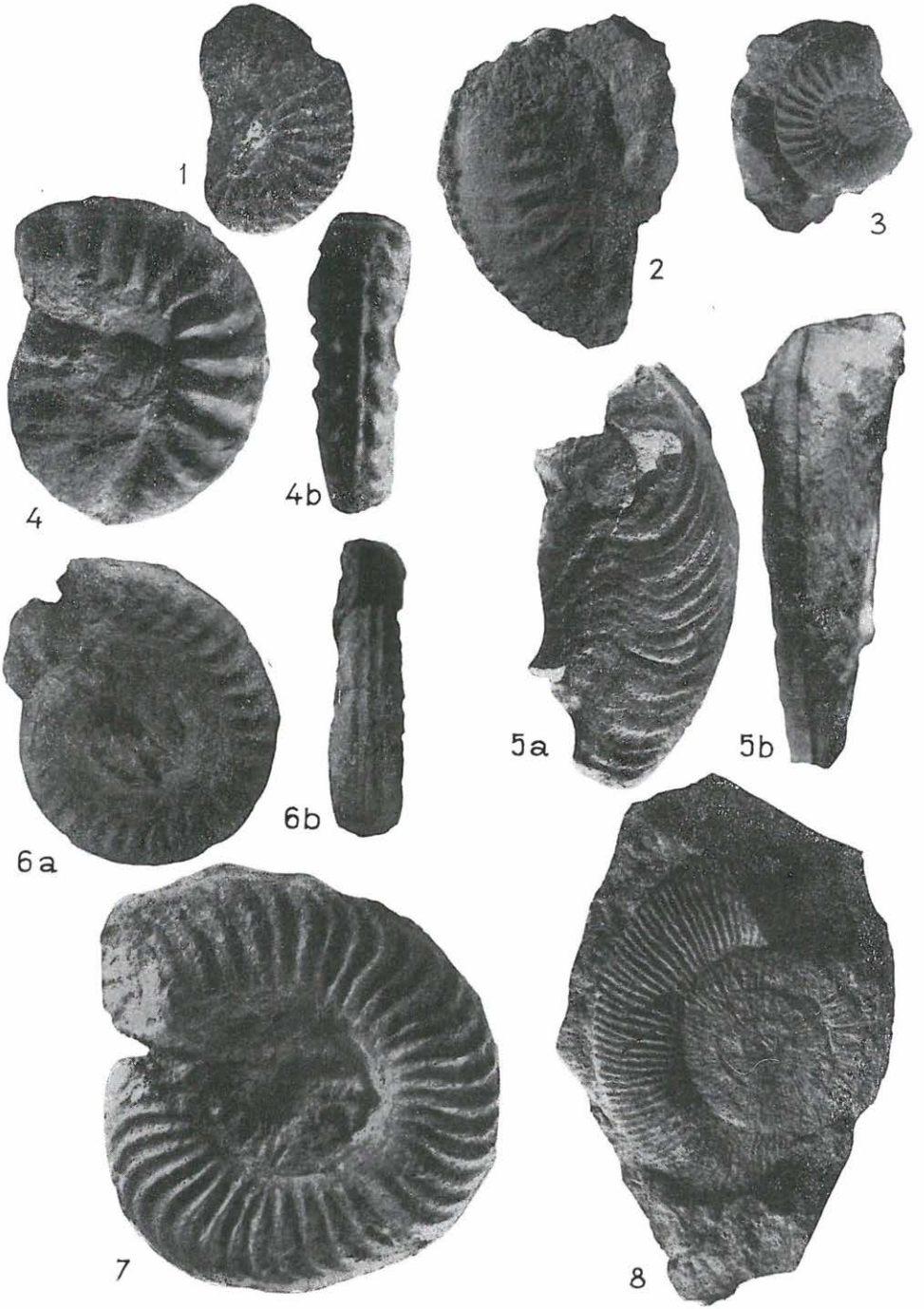

1
2
3
4
4b
5a
5b
6a
6b
7
8

PLATE III

AALENIAN—MIDDLE BATHONIAN INDEX AMMONITES

1. *Leioceras comptum* (Reinecke). Pădurea Craiului. Col.: D. Patrulius
2ab *Tmetoceras scissum* (Benecke). — Perşani Mts. (Valea Sărăţii). Col.: D. Patrulius
3ab *Emileia polyschides* Waagen. — Pădurea Craiului (Valea Mnierei).
Col.: D. Patrulius
4. *Darellia* sp. [aff. *dorsetensis* (Buck)]. — Pădurea Craiului (Valea Mnierei).
Col.: D. Patrulius
5. *Ludwigia murchisonae* (J. C. de Sowerby). — Pădurea Craiului (Valea Mnierei).
Col.: D. Patrulius
6. *Schwandorfia marginata* (Arkell). — Bucegi Massif (Strunga Pass).
Col.: Popovici-Hatzeg
7ab *Asphinctites transsylvanicus* (Simionescu). — Bucegi Massif (Mt. Grohotişu).
Col.: D. Patrulius
8ab *Schwandorfia marginata* (Arkell). — Bucegi Massif (Horoaba).
Col.: D. Patrulius

1

2a

2b

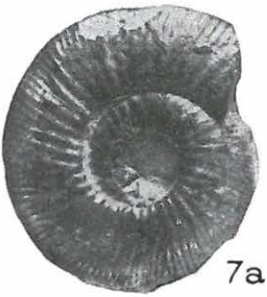
3a

3b

4

5

6



7a

7b

8a

8b

PLATE IV

UPPER BATHONIAN–CALLOVIAN INDEX AMMONITES

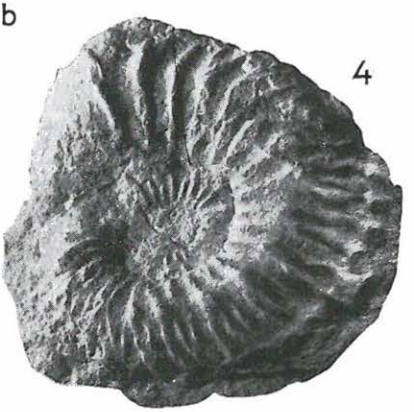
1. *Clydoniceras discus* (J. SOWERBY). — Reşiţa Area. Col.: GR. RĂILEĂNU
2. *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOTHEIM). — Gura Văii. Col.: FL. MARINESCU
3. *Reineckeia anceps* (REINECKE). — Pădurea Craiului (Chicera Tarbii). D. PATRULIUS
4. *Kosmoceras ornatum* (SCHLOTHEIM). — Reşiţa Area. Col.: AURELIA NĂSTĂSEANU

1

2

3a

3b



4

ZUR FRAGE DER JURA/KREIDE-GRENZE

von

J. WIEDMANN

Dem Wunsch Herrn Kollegen FÜLÖPS, meine Auffassungen über die Jura/Kreide-Grenze an dieser Stelle noch einmal zur Diskussion zu stellen, komme ich gern nach, zumal diese dringende Diskussion in Luxemburg (1967) zum allgemeinen Bedauern nicht zustande kam. Da in der Zwischenzeit eine ausführliche Erörterung des hier angeschnittenen Problems gedruckt vorliegt [Eclogae geol. Helvetiae, Vol. 61 (2), 321–386, 1968], kann ich im Detail auf diese Studie verweisen und mich hier kurz fassen.

Zunächst erscheint es wenig sinnvoll, über konkrete stratigraphische Grenzziehungen zu diskutieren, bevor nicht Klarheit und Einmütigkeit über die zugrunde liegende stratigraphische Methodik erzielt ist. Wie bereits mehrfach dargelegt, geht es heute weniger darum, mit wissenschaftlicher Akribie neue stratigraphische Systeme („Chronostratigraphie") und eine Vielzahl neuer und kaum noch überschaubarer, geschweige denn verständlicher Terminologien (zum Zonenbegriff, zum Stratotyp etc.) zu entwickeln, als vielmehr zunächst einmal um die Ermittlung klarer, logischer und allgemein verbindlicher Prioritäten zwischen den bis in die Gegenwart miteinander konkurrierenden Modi stratigraphischer Grenzziehung

I. nach historischen Kriterien (Priorität, Konvention)
II. nach geologischen Diastrophen (Transgressionen, Orogenesen) und
III. nach biologischen Kriterien (Faunenschnitten).

Inwieweit diese Modi auch im Falle der uns interessierenden Jura/Kreide-Grenze miteinander konkurrieren, verdeutlicht Abb. 1.

Nicht zuletzt muss auch das Problem der Stratotypen eine logische, generell akzeptierbare Lösung erfahren.

Wie bereits mehrfach betont, ist die strikte Anwendung von Prioritäten das fragwürdigste Mittel stratigraphischer Grenzziehung, führt es doch zwangsläufig dazu, alle Lücken und Mängel der Erstbeschreibungen in unserem stratigraphischen System zu verewigen. Dies gilt nicht zuletzt auch für die Jura/Kreide-Grenze, die praktisch in ein Vakuum hineinfiele, insofern Portlandien (sensu D'ORBIGNY 1850) und Valanginien (sensu DESOR 1854)

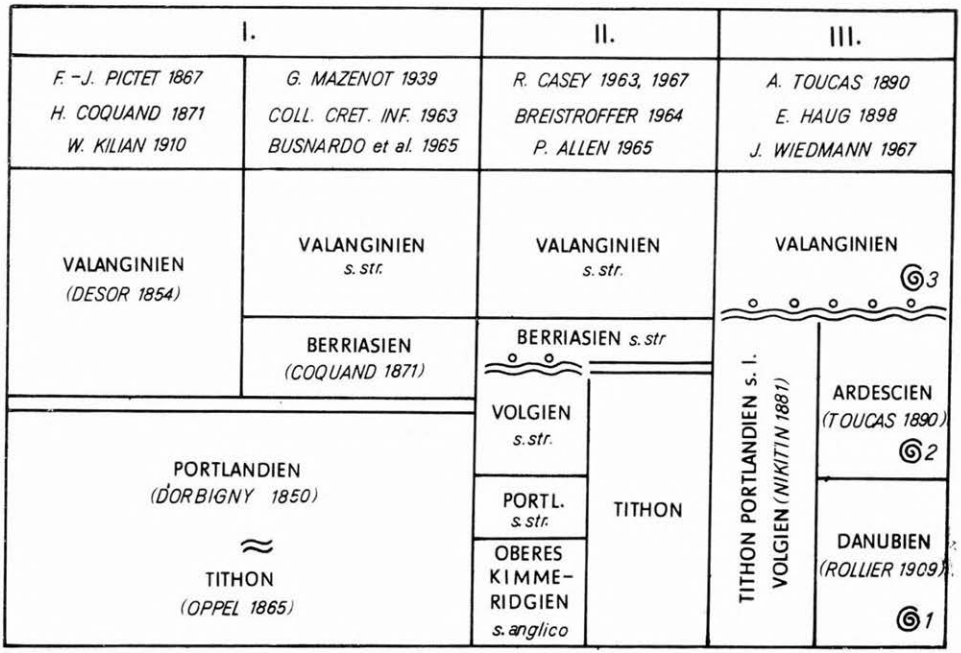


Abb. 1. Konkurrierende Auffassungen zur Grenzziehung zwischen Jura und Kreide (I. nach „Prioritäten", II. nach Diastrophen, und III. nach Faunenschnitten)

durch einen deutlichen Hiatus getrennt blieben. Dies gilt natürlich sinngemäss auch für die jeweiligen Stratotypen, die schon aus diesem Grunde nichts zur Lösung der angeschnittenen Frage beizutragen vermögen.

Ist nun die Einführung einer verbindenden Unterstufe „Berriasien" durch COQUAND (1871) legal und ihre seinerzeit selbstverständliche Einbeziehung in das Valanginien — nicht in das Portlandien — legitim und allgemein verbindlich? Ist sie es vor allem auch noch dann, wenn sich die zugrunde gelegte Interpretation der Berriasien-Fauna durch PICTET (1867) als falsch erwiesen hat? Die Möglichkeit und Berechtigung solcher Fragen beleuchten das Dilemma, in das Grenzziehungen nach Prioritäten zwangsläufig führen müssen. Wir gehen jedoch noch weiter mit der Feststellung, dass die Anwendung eines strikten Prioritätsprinzips in der Stratigraphie nicht nur wenig praktikabel, sondern — in der bestehenden Form — unzulässig ist. Prioritäten haben ihren Sinn und ihre Bedeutung nur im nomenklatorischen Bereich; sie schützen — in der Stratigraphie, wie auch in Zoologie und Botanik — nur Namen, nicht jedoch Umfang und Stellung stratigraphischer — oder systematischer — Einheiten. Auch diesen Prioritätsschutz zu verleihen hiesse, auf jeden wissenschaftlichen Fortschritt a priori zu verzichten. Das bedeutet, dass in unserem konkreten Falle das Berriasien vor dem synonymen „Infravalanginien" (CHOFFAT 1885, KILIAN 1896) geschützt wird, nichts mehr.

Wenn damit eine Übereinkunft über die heute in grosser Zahl umstrittenen

stratigraphischen Grenzen auf dem Wege über Prioritäten nicht erzielt werden kann, welches der beiden verbleibenden Kriterien kann dann zur Entscheidung herangezogen werden?

Geologische Diastrophen, also Marken des epirogenen und orogenen Geschehens, sind zwar — historisch gesehen — die Grundlage unseres stratigraphischen Systems; sie lassen aber zwei wesentliche Prämissen stratigraphischer Grenzziehung vermissen: Sie sind weder synchron noch zeitspezifisch. Es ist daher ein ungewöhnlicher Anachronismus, heute zu fordern, die biostratigraphischen Daten, die inzwischen zur Grundlage des stratigraphischen Systems geworden sind, zunächst mit Hilfe der Lithostratigraphie zu prüfen und an dieser zu eichen.

So ist es auch nicht weiter überraschend, dass, im Falle der Jura/Kreide-Grenze Grenzziehungen nach Transgressionsmarken im Verlaufe der jungkimmerischen Bewegungen nicht nur an jeder beliebigen Stelle zwischen Kimmeridgien und Apt möglich, sondern tatsächlich auch zur Diskussion gestellt worden sind. Von ERISTAVI (1964) z. B. wurde die Basis des georgischen Obertithon empfohlen, von KILIAN (1907) oder LE HÉGARAT (1965) statt dessen die des französischen Berriasien, von CASEY (1963) oder BREISTROFFER (1964) die des Oberen Berriasien (=„Rjazanien") und von uns selbst schliesslich (1967) mit gleichem Recht die des Valanginien s. str. Abb. 2 gibt einen groben Überblick über einige im Grenzbereich Jura/Kreide von Europa verbreitete Transgressionshorizonte und verdeutlicht gleichzeitig den geringen chronologischen Wert dieser Marken, insbesonders der von CASEY empfohlenen

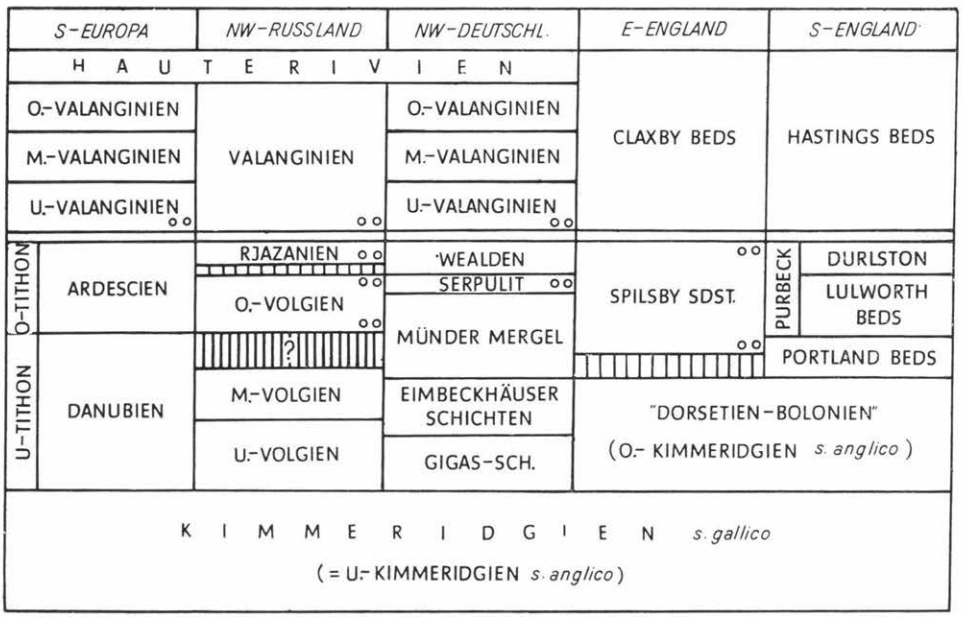


Abb. 2. Der Grenzbereich Jura/Kreide in einigen Faziesräumen Europas (aus WIEDMANN 1968)

Transgressionskonglomerate an der Basis des russischen Rjazanien, des norddeutschen Serpulits bzw. im oberen Spilsby Sandstein E-Englands.

Synchroneität und zeitspezifischer Charakter bleiben damit nach wie vor und uneingeschränkt die Prädikate faunistischer, also b i o s t r a t i g r a p h i s c h e r G r e n z z i e h u n g . Daran vermag auch die „Entdeckung" der Faziesgebundenheit unserer Leitfossilien nichts zu ändern. Die über 100-jährige Geschichte der Historischen Geologie zeigt, welche hervorragende Rolle die stratigraphisch leitenden Formen unter den fossilen Organismen bei der Lösung der Aufgabe weltweiter Datierung und Parallelisierung gespielt haben. Es erscheint uns billig, an dieser bewährten Methode unangemessene Kritik zu üben, ohne gleichzeitig ein besseres Kriterium stratigraphischer Grenzziehung vorweisen zu können. Es besteht keinerlei Veranlassung, wegen der möglichen Faziesgebundenheit einiger vermeintlicher Leitformen das Gerüst unserer geologischen Zeitrechnung zu zerstören und in die Zeit vor WILLIAM SMITH zurückzukehren.

Wenn wir also — und bis zur Vorlage eines konstruktiven Vorschlags einer besseren Methode werden wir das tun müssen — an der biostratigraphischen Methode als übergeordnetem Verfahren und Grundlage geologischer Zeit- rechnung festhalten, so entbindet uns dies nicht von der Aufgabe, die innere Konsequenz und Logik dieses biostratigraphischen Systems erneut zu überprüfen.

Dieses System basiert auf der Zone als Masseinheit, aus der sich konsequent alle höheren Einheiten zusammensetzen. Die Zone entspricht damit nicht nur der Art des biologischen Systems, sie ist vielmehr auch ganz konkret von der zoologischen Art in ihrer vertikalen Lebensdauer — und strenggenommen auch ihrer horizontalen Verbreitung — bestimmt. Es bedarf der Hervorhebung, dass dies die einzige legitime Definition der biostratigraphischen Masseinheit sein kann und darf, z. zw. nicht nur im Hinblick auf die Originaldefinition OPPELS, sondern aus Gründen der inneren Konsequenz und Anwendbarkeit des biostratigraphischen Systems. Dann aber ist es völlig unzulässig fortzufahren, die Zonen zwar weiterhin ausschliesslich biologisch zu definieren, in die Definition der Stufe — und nach neueren Vorschlägen sogar auch aller höherer biostratigraphischer Einheiten — zusätzlich noch einen weiteren, dem biologischen diametral entgegengesetzten „Typus" mit eintreten zu lassen, den S t r a t o t y p ! Nicht die Unzulänglichkeit des paläontologischen Materials, sondern diese innere Diskrepanz des biostratigraphischen Systems und das ständige Bemühen, diese beiden völlig inkongruenten Typensysteme miteinander zur Deckung zu bringen, sind die wirkliche Ursache anhaltender Missverständnisse und unnötiger Auseinandersetzungen.

Grundsätzlich bieten sich zwei Lösungsmöglichkeiten für dieses Dilemma an, (1) die Zonen — und nicht die Stufen — als Masseinheiten zusätzlich zur biologischen Definition auch noch durch einen Stratotyp zu belegen oder (2) diesen ganz fallen zu lassen. Die geforderte innere Konsequenz und Logik unseres biostratigraphischen Systems zwingt uns, von diesen die 2. Möglichkeit zu wählen, da ein doppeltes Typusverfahren einen Widerspruch in sich selbst darstellt. Zudem hat auch in praxi ein reales Bedürfnis nach Zonenstratotypen bislang nicht bestanden.

Eine zweite Frage wäre dann die, ob ein so — also aus ausschliesslich biologisch definierten Zonen — aufgebautes System in seinen höheren Katego-

rien ein m. o. w. künstliches Agglomerat darstellt oder ob es — wiederum ähnlich den biologischen Systemen — in diesen eine innere Ordnung aufweist, also — mit anderen Worten — eine abgestufte Wertigkeit der Zonen-, Stufen-, System- und schliesslich Ärengrenzen vorliegt. Auch an dieser Tatsache kann kaum ernstlich gezweifelt werden. Während die Zonengrenzen definitionsgemäss durch Artgrenzen festgelegt werden, sind es die Ärengrenzen, die durch Faunenschnitte 1. Ordnung definiert worden sind. Es ist also naheliegend, für die zwischengeschalteten Kategorien eine angemessene abgestufte Wertigkeit, d. h. Faunenschnitte 2., 3., . . . Ordnung anzunehmen. In diesem Sinne und auf diese Weise ist das biostratigraphische System in gleichem Masse natürlich — oder künstlich — wie das zugrunde liegende zoologische System.

Hier muss nun die uns interessierende Frage gestellt werden, wo dann — wenn die Biostratigraphie die einzige legitime Grundlage des stratigraphischen Systems bildet — im Grenzbereich Jura/Kreide die einer Systemgrenze angemessene Zäsur in der Entwicklung der die Orthochronologie des Mesozoikums bestimmenden Ammoniten liegt. Diese Zäsur befindet sich entgegen dem ursprünglichen Irrtum von PICTET (1867) — dem COQUAND (1871) und KILIAN (1907) bedenkenlos gefolgt sind — nicht unter, sondern über dem Berriasien, wie dies bereits von TOUCAS (1890), HAUG (1898), BUSNARDO et LE HÉGARAT (1965) u. a. richtig erkannt wurde und in den Abb. 3 und 4 zum Ausdruck kommt. Nicht nur mit seinen leitenden Arten, mit seiner gesamten

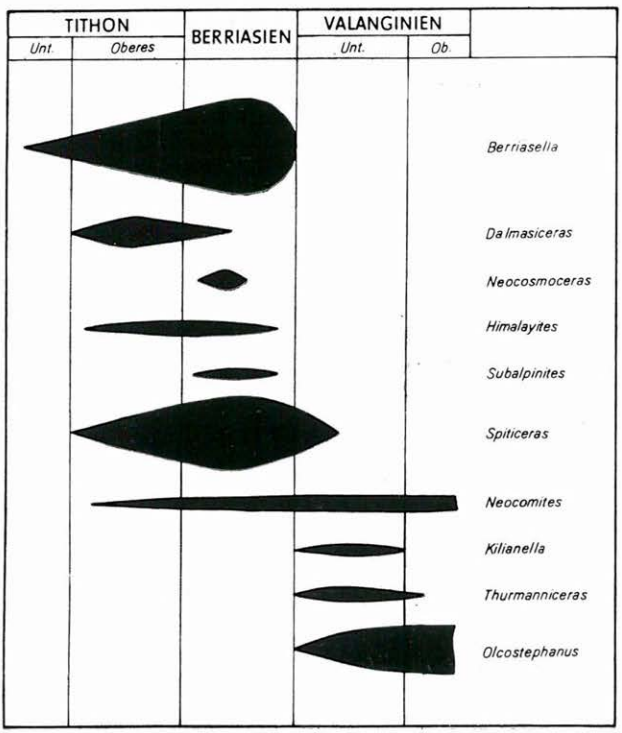


Abb. 3. Die Entwicklung der Ammonitenfauna im Grenzbereich Jura/Kreide SE-Frankreichs (nach BUSNARDO—LE HEGARAT 1965)

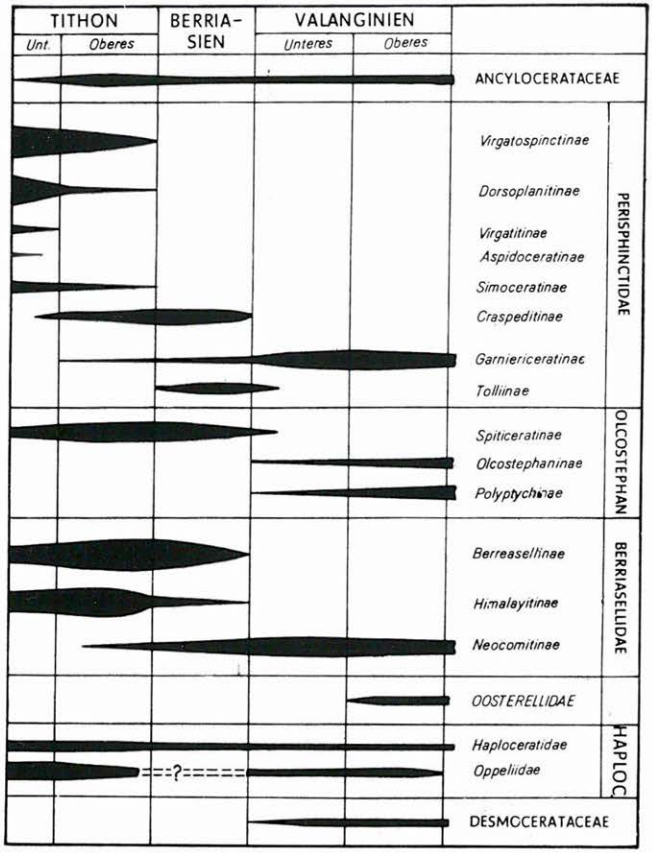


Abb. 4. Die Entwicklung der Ammonoideen im Grenzbereich Jura/Kreide (aus WIEDMANN 1968)

Ammonitenfauna ist das Berriasien aufs engste mit dem terminalen Jura, nur sehr untergeordnet mit dem Valanginien verbunden, in dem die Entwicklung der eigentlichen Kreide-Ammonitina einsetzt. Dieser klare Sachverhalt führte 1963 in Lyon zur Herauslösung des Berriasien aus dem Valanginien. Ein weiterer konsequenter Schritt ist es nun, dass Berriasien nun in den terminalen Jura zu reintegrieren, wo es nicht nur nach seiner Orthofauna, sondern sekundär auch nach Massgabe der Sedimentationsgeschichte (Abb. 2) und auch bei strikter Anwendung von Prioritäten — nämlich nach dem Willen OPPELS (1865) — seinen Platz hat. Sollte das Tithon zur obersten Jura-Stufe werden — und hiergegen gibt es heute kaum noch ernsthafte Bedenken —, dann stellt das Berriasien einen Teil des Oberen Tithon dar, das man mit TOUCAS (1890) als Ardescien bezeichnen und dem Unteren Tithon (= Danubien ROLLIER 1909) gegenüberstellen könnte.

JOST WIEDMANN
Geol. Paläont. Institut der Universität
Tübingen
B. R. D.

DER UNTERLIASSISCHE SCHICHTENKOMPLEX VON GRESTENER FAZIES IM MECSEK-GEBIRGE (UNGARN)

von

E. NAGY

Der Steinkohlenkomplex Grestener Typ des Mecsek-Gebirges umfasst die Stufen Hettangien und unteres Sinemurien. Die untere Grenze kann paläontologisch nicht festgelegt werden; die obere entspricht jedoch der Grenze zwischen den Bucklandi- und Obtusus-Zonen*.

Die geologische Entwicklung des unterliassischen sedimentären Beckens des Mecsek-Gebirges stellt einen Teil jener Entwicklung dar, die auch für die das Mecsek-Gebirge einschliessende Mecsek–Villányer Mulde vom Oberperm bis zur oberen Kreide kennzeichnend ist. Zu dieser Zeit ging die Ablagerung in diesem Gebiet allmählich vor sich; es können keine Spuren von sich in Winkeldiskordanz äussernden Hebungen festgestellt werden. Die allmähliche Senkung des Untergrundes und die ebenfalls allmähliche Auffüllung des Beckens sind offenbar Tatsachen. Die Geschwindigkeit der beiden Vorgänge war aber nicht gleichmässig. Die aufeinanderfolgenden positiven und negativen Geschwindigkeitsänderungen (die Veränderungen der Reliefenergie) können anhand der sedimentären Zyklen studiert werden.

Die gesamte Schichtenfolge setzt sich aus zwei Mesozyklen zusammen. Der untere ist der triadische Zyklus, der aus kontinentalen—marinen—kontinentalen Ablagerungen besteht, die vom Oberperm bis zum Rhät entstanden. Der obere ist der jurassisch—kretazische Zyklus, dessen unterer, kontinentaler Zweig eben der Steinkohlenkomplex ist.

Das zwischen dem Transdanubischen Mittelgebirge (Bakony-Gebirge) und dem südtransdanubischen Mecsek-Gebirge liegende Gebiet (der sog. Lóczy-Rücken) war, unseren gegenwärtigen Kenntnissen nach, während des Mesozoikums Festland, und schloss sich gegen SW der Radophit-Zone KOBER's an. Im Süden Transdanubiens war dieses Festland von der Mecsek—Villányer Mulde begrenzt, deren südlicher (Villányer) Teil infolge der eokimmerischen

* Das Hangende des Schichtenkomplexes, das aus einer Schichtenfolge von Mergeln und Fleckenmergeln besteht, kann nur im weiteren Sinne als Grestener Typ angesehen werden. Im engeren Sinne wird sie als Äquivalent der Allgäuer Fleckenmergel-Ausbildung betrachtet.

(altlabinischen oder Labaer) orogenetischen Phase erhoben und der Abtragung unterworfen wurde. Im nördlichen (Mecseker) Teil der Mulde ging eine Ablagerung in Lagunen, Delta- und Überschwemmungsgebieten vor sich, die in der Obertrias zur Bildung einer 5–600 m mächtigen Sandsteinserie führte. Gleichzeitig fand eine Einsenkung der Muldenachse des Mittelgebirges im nördlichen Teil des Festlandes (des Lóczy-Rückens) statt. Diese Senkung, die einen Gegensatz zur Hebung des Mecsek—Villányer Gebietes bildet, ermöglichte eine tiefer-marine, subneritische Sedimentation in tieferem Wasser während des Ladin und Karn. Zur gleichen Zeit entstanden an den Flügeln der Mulde des Mittelgebirges flache Watten mit karbonatischen Sedimenten.

Die altlabinische Phase wird in beiden Mulden durch die an der Basis des Ladinien anzutreffenden tuffogenen Gesteinsmaterialen angedeutet.

Das Mecsek-Gebiet wurde infolge dieser Veränderungen zu einer gegen Osten offenen Bucht umgewandelt, deren Küsten im Norden und Westen aus granitoiden, im Süden dagegen aus karbonatischen Gesteinen aufgebaut waren.

Der Boden der Bucht scheint ungleichmässig weitergesunken zu sein, schneller im Süden, langsamer im Norden, wie das aus den entsprechenden Ablagerungsmächtigkeiten hervorgeht. Infolge der Verschiebungsverhältnisse zwischen Senkung und Akkumulation wird die Schichtenfolge des Nor von Fluss-, Delta-, bzw. Au-Sedimenten des Rhät überlagert. Das bedeutet gleichzeitig den Anfang des sedimentären Zyklus der Steinkohlenserie. Darüber folgt jene limnische Ausbildung, die schon der unteren Flözgruppe der hettangischen Kohlenserie angehört.

Die mittlere Flözgruppe der Kohlenserie — der obere Teil des Hettangien — ist in Au- und Moor-Fazies ausgebildet. Dagegen kann die obere Flözgruppe der Kohlenserie — unteres Sinemurien — als eine paralische Flachmoorfazies bezeichnet werden.

Die Kohlenserie, die sich, wie angegeben, in drei Teile gliedern lässt, ist im Süden des Beckens 1000 bis 1200 m mächtig; während im Norden die Mächtigkeit nur 120 bis 200 m beträgt.

Die Kohlenserie lagert ohne Winkeldiskordanz über den obertriadischen Bildungen und wird ebenfalls ohne Winkeldiskordanz von der 350 bis 1000 m mächtigen Schichtenfolge der sog. Hangendmergel und Hangendsandsteine bedeckt, die den oberen Teil des Sinemurien vertreten.

Die Mächtigkeitsverhältnisse und die entwicklungshistorischen Ereignisse im N—S-Profil des Beckens sind in Abb. 1. dargestellt worden.

In der Schichtenfolge der Kohlenserie befinden sich drei Schichtengruppen, die für Korrelation besonders gut geeignet sind, da sie im oberflächennahen Zuge des Mecsek-Gebirges in einer Entfernung von 25 km verfolgt werden können:

1. der obere, flözlose Teil der unteren Flözgruppe (grüngrauer Aleurolit mit Siderit-Sphäroliten, limnischer Fazies);
2. eine 2–3 m dicke Tuffit-Schicht im oberen Drittel der mittleren Flözgruppe;
3. die hellgraue Sandsteingruppe offen-lagunärer, sublitoraler Herkunft des unteren, flözlosen Teiles der oberen Flözgruppe, mit Ostreen- und Crinoideen-führenden Zwischenlagern.

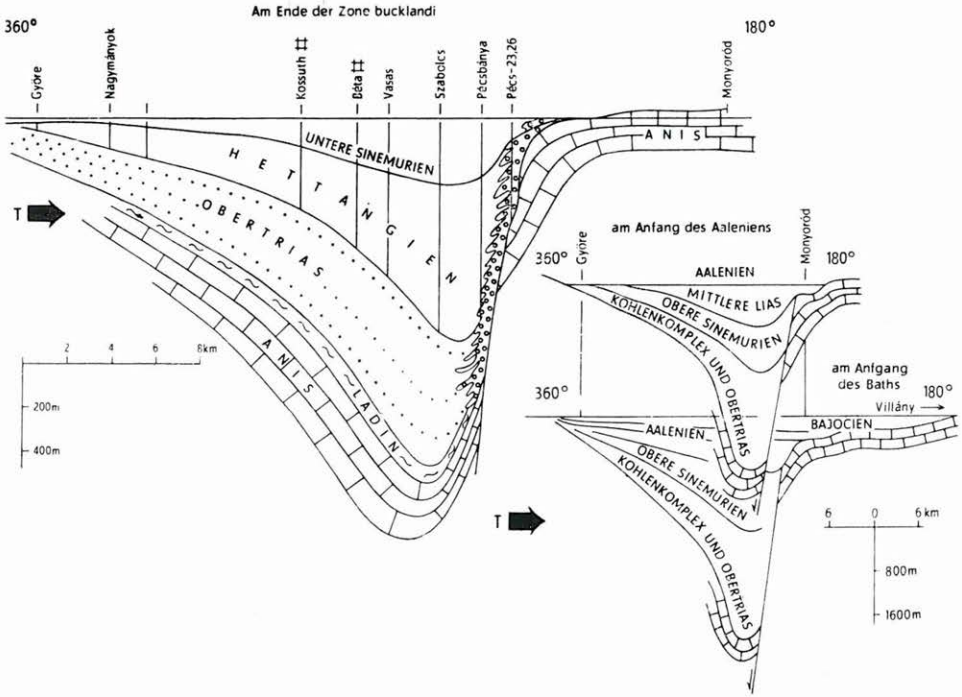


Abb. 1. Mächtigkeitsverhältnisse des liassischen N—S-Profils von Grestener Fazies im Mecsek-Gebirge

T = Terrigene Schüttungsrichtung

Der %-Anteil der abbauwürdigen (dicker als 30–40 cm) Flöze, in Bezug auf die Gesamtmächtigkeit des Komplexes, nimmt von Süden nach Norden zu, von 8 auf 22%. Dagegen nimmt die Zahl der vorhandenen Flöze ab: im Süden sind insgesamt 38, z. T. abbauwürdige Flöze registriert worden, während in den nördlichen Gruben in meisten Fällen nur 2–3 Flöze abbauwürdig sind.

Der Durchschnittsgehalt an Volatilen (Mittelwert des Inkohlungsgrades) verändert sich senkrecht auf das grosstektonische Streichen des Gebirges. Auch die Isolinien der anderen technologischen Eigenschaften (Backvermögen, Dilatation) laufen parallel mit dem grosstektonischen Streichen des Gebirges ab, d. h. ungefähr in ONO—WSW-Richtung. All dies deutet darauf hin, dass im Inkohlungsvorgang die tektonischen Einflüsse eine wesentlichere Rolle spielten, als die Schichtbelastung.

Die untere Flözgruppe ist von limnischer—geschlossen-lagunärer Fazies; der untere Teil der mittleren Flözgruppe vorwiegend noch von Au- und Delta-Fazies; der obere Teil enthält immer mehr offen-lagunäre—sublitorale Zwischenlager; die obere Flözgruppe besteht aus offen-lagunären—litoralen Bildungen. Dementsprechend geht auch der Charakter der Flöze von unten nach oben vom limnischen in den paralischen über.

Dieser Fazieswechsel ist auch an der Veränderung der Fauna der ver-

hältnismässig seltenen fossilführenden Zwischenlager verfolgbar. Im unteren Teile des Komplexes sind Süsswasser- bzw. Brackwasser-Fossilien vorhanden; ausgesprochen stenohaline Formen erscheinen sporadisch erst im oberen Teile der mittleren Flözgruppe, und sind in der oberen Flözgruppe ziemlich weit verbreitet. Die Fauna kommt in Lumachellen-Bänken vor, vor allem im unmittelbaren Hangenden der Kohlenflöze. Die Zahl der fossilführenden Bänke ist mit der Mächtigkeit der Serie in Korrelation. Die Zahl von 20–25 im Süden, nimmt gegen Norden bis Null ab. Die in der oberen Flözgruppe der Kohlenserie gefundenen Ammoniten vertreten die Arietites bucklandi-Zone.

Die liassischen Ausbildungsgebiete Mitteleuropas von Grestener Typ sind allgemein bekannt. Die Beziehung des Mecsek-Gebirges zu diesen kann als eine paläogeographische Konvergenz gedeutet werden, die sich durch die gemeinsame Tektofazies dieser Gebiete erklären lässt.

Wo der Sedimentationsraum im Lias und in der Obertriaszeit gleich war, konnte sich der Schichtkomplex im Grestener Typ ausbilden. Eine entsprechende Situation kommt verhältnismässig selten vor, da im Weltmassstab die Oberfläche der Liassedimentation um 10% kleiner ist, als die des obertriadischen Ablagerungsraumes. (Im Transdanubischen Mittelgebirge ist die Fläche der Liassedimentbildung um etwa 40% bescheidener, als die der oberen Trias. Demzufolge konnte dort keine Sedimentbildung Grestener Typs erfolgen, da die Ablagerungsbedingungen durch niedrige Reliefenergie und hohen Karbonatgehalt charakterisiert waren.

Eine andere prinzipielle Möglichkeit der Entwicklung von Grestener Typ ist jener Fall, wenn nach den Eo- und Altkimmerischen Phasen der Sedimentationsraum nicht in die Richtung der Geosynklinale, sondern gegen die kontinentale Platform geschoben wird.

Einer, oder beide dieser Faktoren gelten auch bei Gresten selbst, ja sogar auch an der anderen Seite des Böhmischen Massivs, im Hannover-Becken. Im Falle des Mecsek-Gebirges kann man mit der gemeinsamen Verwirklichung beider Voraussetzungen rechnen.

Die liassischen Schichtenkomplexe im Mecsek-Gebirge, bei Gresten als klassische Lokalität, sowie auch im Bihor- und im Banat-Gebiet, befinden sich in der Grenzzone von alten Massiven und Geosynklinalen, d. h. in miogeosynklinaler Lage. Diese Massive sind die folgenden: das Böhmische Massiv für Gresten, das Savische Massiv oder Radophit-Zone KOBER's für das Mecsek- und Banat-Gebiet, das Gilău-Massiv für Bihor, und wahrscheinlich das Siebenbürgische Massiv für die Lias-Schichtenfolge von Braşov.

Das liassische Hangende des Kohlenkomplexes im Mecsek-Gebirge besteht aus sublitoralen, höher aus neritischen Mergeln und Fleckenmergeln, ähnlich wie im Gresten-Allgäuer Becken. Diese Schichtenfolge enthält alle Zonen des oberen Sinemurien. Die Mächtigkeitsverhältnisse entsprechen denen der Kohlenserie, d. h. eine grössere Mächtigkeit ist im Süden (etwa 1000 m) und eine wesentlich geringere im Norden (2–300 m) vorzufinden. Die Fleckenmergel-Ausbildung selbst ist nicht auf das obere Sinemurien beschränkt, sondern kann im Inneren des Gebirges, die Raricostatum Zone überschreitend, bis zum mittleren Bajocien verfolgt werden.

Die lithologische Grenzziehung nach oben ist also nicht eindeutig, wie das auch in anderen Ausbildungsgebieten von Grestener Typ der Fall ist. Unter-

Tabelle 1

Die charakteristischen Angaben der Liasausbildungsgebiete von Grestener Typ in Mitteleuropa

Vorkommen	Abtragungsgebiet	Meeresverbindung	Mächtigkeit	Flözzahl (0,5 m)
Gresten	Böhmisches Massiv	Nordalpen	60	2
Pădurea Craiului (Bihor)	Gilau-Massiv	S.-Karp., Balkan	170	1
Braşov	Siebenb. Massiv	Balkan	200	1
Reşica-Doman (Banat)	Radophit-Zone (Sav. Massiv)	Balkan	250	2
Anina (Banat)	Radophit-Zone (Sav. Massiv)	Balkan	300	6
Mecsek Nordschuppe	Lóczy-Rücken	S.-Karpaten	500	10
Mecsek Komló	Lóczy-Rücken	S.-Karpaten	1800	18
Mecsek Pécs	Lóczy-Rücken	S.-Karpaten	3500	38

schiedlich im Vergleich mit den klassischen Becken von Gresten und Allgäu ist, dass die untere Grenze der Fleckenmergel-Fazies im Mecsek-Gebirge scharf, ohne Faziesverzahnung ist.

Ein weiterer Unterschied besteht im Vergleich mit anderen europäischen Vorkommen in der sehr bedeutenden Mächtigkeit der Grestener Fazies im Mecsek-Gebirge. In anderen Gebieten ist die Gesamtmächtigkeit weniger als 300 m; im Mecsek-Gebirge dagegen, auch in der nördlichen, weniger mächtigen Einheit kann sie auf 500 m eingeschätzt werden. Im Süden erreicht die Gesamtmächtigkeit (einschliesslich bis zum oberen Sinemurien) 3500 m.

Liassische Schichtenfolgen Grestener Typs von ähnlicher, oder noch grösserer Mächtigkeit sind nur ausserhalb Europas bekannt, nähmlich in Anatolien, im Kaukasus, in den Kordilleren Nordamerikas, auf den Philippinen usw.

E. Nagy
Ungarische Geologische Anstalt
Népstadion út 14.
Budapest XIV.,
Ungarn

DIE ENTWICKLUNG DER ALPINEN JURA IN SLOWENIEN, NW-JUGOSLAWIEN

von

A. Ramovš

Die alpine Jura-Entwicklung ist in Slowenien, NW-Jugoslawien, nur in den Karawanken und Julischen Alpen, sowie deren Aussenzone und den östlichen Ausläufern entwickelt. Südlich davon folgt die sogenannte mediterrane Ausbildung, die nach der Lithologie und den Fossilien von der alpinen Fazies leicht zu unterscheiden ist.

In den Karawanken sind überwiegend nur noch kleine Denudationsreste der Lias-Schichten erhalten geblieben. Dogger- und Malm-Ablagerungen fehlen völlig.

Im östlichen Teil der Karawanken können wir eine durchlaufende Kalksedimentation aus dem obersten Trias in die tiefsten Lias-Schichten verfolgen, im westlichen Teil lassen sich dagegen in den tektonisch stark beanspruchten Lias-Schichten diese Feststellungen meist nicht bestätigen. Die tiefsten Hettangien-Schichten bilden bis 30 m mächtige, dichte untere bunte Kalke (rötlich, bräunlich oder bläulich) mit eingeschalteten Intraformationsbrekzien. Diese Kalke sind besonders mit Einlagerungen eines Foraminiferenkalkes gekennzeichnet. Sie führen *Neoangulodiscus leischneri*, *Trocholina (Trocholina) turris*, *T. (T.)* sp., *Involutina turgida*, *I.* cf. *liassica*, *Lagenidae*, Crinoiden-Reste und seltener noch kleine Ammoniten. Einige Kalklinsen sind mit Crinoiden-Resten überfüllt (Trochitenkalk), die anderen dagegen sind voll von juvenilen Cephalopodenschalen. Die unteren bunten Kalke gehen nach oben und teilweise auch seitlich in graugrünliche plattige kieselige Kalke und Knollenkalke mit häufigen Radiolarien, jedoch sehr seltenen Foraminiferen und Aptychen über. Diese Schichten des tieferen Meeres werden von oberen bunten Kalken überlagert, sie gleichen lithologisch und faunistisch den unteren. Im oberen Teil dieser Schichtfolge ist ein grauer bis rosafarbener Kalk mit zahlreichen Brachiopoden auffällig. Schliffbild und Faunencharakter der bunten Kalke gleichen dem nordalpinen liassischen Adneterkalk.

Das jüngste Jura-Schichtglied besteht in den östlichen Karawanken aus eintönigen dichten hellbraunen Kalken mit vereinzelten Radiolarien und sehr seltenen Foraminiferen (*Frondicularia* sp.). Im oberen Teil dieses Horizontes kommt ein ungeschichteter Kalk vor, der die primitive Koralle *Stylina* sp. führt. Sie beweist oberliassisches Alter.

Auch in den Westkarawanken (Stol-Gebiet) sind im tieferen Lias charakteristische dichte, graue, grau-rosa, rosa bis rote Crinoiden-Kalke, die hie und da mit kleinen Brachiopoden, besonders Terebrateln überfüllt sind. Sie führen *Involutina liassica*, *I. turgida*, *Trocholina (Trocholina) turris*, *T. (T.) granosa*, *Dentalina* sp., *Saccocoma* sp., *Rhynchonella cartieri*, *R.* sp., *Terebratula stapia*, *T. punctata*, *T.* sp. Die Kalke führen weiterhin vereinzelte, meist sehr kleine Ammoniten, kleine Schnecken und Seeigelreste. Das Gestein ist hie und da brekziös oder konglomeratisch und meist in dicke Bänke aufgegliedert. Die überwiegenden grauen, graubraunen bis braungrauen oder grünlichgrauen, oft verschieden gefleckten dichten Kalke sind auch in den Westkarawanken sehr fossilarm oder sogar fossilleer. Diese Schichtfolge, die im unteren Teil auch Brekzien einschliesst, ist überwiegend in den unteren und mittleren Lias einzuordnen.

Im Gebiet des Begunjščica-Massivs haben die tieferen, Involutinen und Trocholinen führenden bunten Unterlias-Kalke nur sehr begrenzten Umfang. Am Südhang des Berges ziehen sich in west-östlicher Richtung Oberlias-Schichten, die eine tektonische Position zwischen dem Jungpaläozoikum und dem oberen Trias haben. Im Lias-Zug kommen graue, grünlichgraue, rosagraue, rötliche, rote, rotbraune dünnplattige bis bankige meist kieselreiche Kalke mit verschiedenfarbigen Hornsteinlagen oder -Knollen vor. Die Farbe der Kalke wechselt sowohl in vertikaler wie auch in horizontaler Richtung. In den Kalken finden sich Spuren von Eisen und Mangan. Die schwärzlichen bis bräunlich-grauen Manganschiefer stellen ein charakteristisches Schichtglied dar. Die rotbraunen, meist etwas tonigen Kalke, selten die grauen Kalke, führen folgende Ammoniten-Fauna: *Phylloceras heterophyllum*, *P. nilssoni*, *P.* sp., *Lytoceras* cf. *francisci*, *Peronoceras subarmatum*, *Hildoceras bifrons*, *H. comense*, *H.* cf. *comense*, *Harpoceras* cf. *radians depressus*, *H.* cf. *opalinoides*, *Leioceras* sp., *Eleganticeras* sp. und *Arietites* (2 Bruchstücke), die die toarcische Stufe beweist. Die Oberliassische Ammoniten-Fauna der Karawanken gehört dem Typus der pelagischen Fazies mit faunistischen Elementen des oberen Lias und des unteren Dogger an. Sie stellt eine Mischung der mediterranischen und mitteleuropäischen Typen dar. Die Entwicklung der toarcischen Stufe in den Westkarawanken ist dem Typus der nördlichen Kalkalpen ähnlich.

In den Julischen Alpen ist höchstwahrscheinlich ein kontinuierter Übergang vom rhätischen Dachsteinkalk teils in dichten Kalk, teils auch in Oolithenkalk des untersten Lias. Bunte, zahlreiche Foraminiferen und Crinoiden-Reste führende Kalke konnten bislang nur in Bohinj gefunden werden. Die darüber folgenden mittelliassischen dickbankigen weissen bis gelblichen Crinoiden-Kalke (auf der inneren Schelfseite abgelagert) führen in der Gegend von Češnjica, Jereka und Bitnje eine sehr reiche Fauna. Besonders zahlreich treten Brachiopoden auf, die das Carixien beweisen. Im oberen Teil der bis 250 m mächtigen Schichtfolge (Domerien) kommt neben Brachiopoden auch eine grössere Anzahl von Cephalopoden vor. Es sind auch Muscheln und Schnecken häufig. Diese fossilreichen Kalke gleichen der Hierlatz-Fazies der Nördlichen Kalkalpen.

Nach oben zu gehen die Hierlatz-Kalke in eine etwa 250 m mächtige durch reichliche Hornsteinführung charakterisierte Schichtfolge von Mergeln,

Kalksandsteinen, Kalklagen und Tonschiefer über. Sie weisen manche Ähnlichkeiten mit der nordalpinen Fleckenmergel-Fazies auf. Die tieferen Schichten sind noch oberliassischen Alters *(Harpoceras radians)*, die höheren dagegen wurden meist dem unteren Dogger zugezählt. Sie können noch in den mittleren Dogger hinaufreichen. Die jüngeren Dogger-Schichten fehlen. Zur Dogger-Zeit hat sich offenbar eine Regression des Meeres in den Julischen Alpen sowie in den Nachbahrgebieten vollzogen. Erst im unteren Malm fand im Tale der Triglaver-Seen eine überwiegend kalkige Sedimentation statt. Es wurden rötliche und graue Kalke abgelagert, die von tiefen Schratten zerfressen sind. Häufiger führen sie *Cephalopoden (Euaspidoceras* sp., *Gregoryceras* sp., *Holcophylloceras* sp., *Lytoceras (Thysanolytoceras)* sp., *Perisphinctes* sp., *Paraspidoceras* sp., *Peltoceratidae, Phylloceras* sp., *Sowerbyceras* sp. (bestimmt von B. Ziegler, Berlin). Seltener trifft man *Belemniten*, Muscheln und *Korallen*. Die Ammoniten beweisen Oxfordium und Kimmeridgium. Die Kalke werden von plattigen, grauen bis grünlichgrauen oder rötlichen Mergelschiefern mit Hornsteinlinsen begleitet. Südlich von diesem Gebiet (in der Umgebung von Krn) beweisen Transgressionsbrekzien die Malm-Transgression.

Auch im Jelovica-Gebiet konnten neulich über dem Dachsteinkalk liegende kleinere Erosionsreste verschiedener Lias-Schichten nachgewiesen werden. Die bunten, geschichteten, mehr oder weniger kieseligen Kalke mit verschiedenfarbigen Hornsteinen und darüber liegenden tonigen Mergeln und mergeligen Tonen, auch mit Hornsteinen, führen nur seltene Foraminiferen *(Involutina, Lenticulina)*. *Aptychen*, juvenile *Cephalopoden*, *Spongien*, *Kalkalgen*-Reste sind nur in wenigen Schichten anzutreffen.

An der Nordseite von Jelovica kommen schelcht geschichtete graue und hellgraue, untergeordnet rötliche oder grünlichgraue Kalke vor. Die grauen Kalke führen hie und da häufige *Echinodermen*-Reste und *Spongien*. Seltener sind *Korallen* (*Epismiliopsis* sp.). Auch diese Kalke sind mit dem Hierlatzkalk zu parallelisieren.

Eine abweichende Entwicklung zeigt sich am Südrand der Julischen Alpen und in der Julischen Aussenzone mit einer über 1000 m mächtigen Schichtfolge von Jura-Kalken, Mergeln und Tonschiefern. Dort haben auch blaugraue Dachschiefer mit eingelagerten Kalklagen eine grössere Ausdehnung. Vor mehreren Jahrzehnten wurden in der Umgebung von Železniki (Vancovec) bis 2 m mächtige Manganschiefer abgebaut, die wahrscheinlich den Manganschiefern der Karawanken gleichaltrig sind. Neue Untersuchungen dieser Schichtfolge stehen noch aus.

Das Grenzgebiet zwischen der alpinen und mediterranen Jura-Entwicklung wurde noch nicht näher untersucht. Es steht fest, dass der überwiegend pelagischen alpinen Entwicklung eine Ausbildung entgegen steht, die an die seichteren Meeresregionen, meist Schelfe, gebunden war.

SCHRIFTTUM

Haertel F. 1920: Stratigraphische und tektonische Notizen über das Wocheiner Juragebiet. — Verh. Geol. B. A., Wien.

Kossmat F. 1910: Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack-Idria. — Geol. R. A., Wien.

MIHAJLOVIĆ M.—RAMOVŠ A. 1965: Liadna cefalopodna fauna na Begunjščici v Karavankah. — Razpr. Slov. akad. znan. in umetn. 4. razr. 8, Ljubljana (Slowen. m. dt. Zusammenf.). (Siehe dort weitere Literatur.)

RAMOVŠ A. 1968: Neue Fundorte der Jura-Schichten in den östlichen Julischen Alpen (Jelovica-Gebiet). — Bull. sci. Yugosl. **13,** Zagreb.

RAMOVŠ A.—KRISTAN-TOLLMANN E. 1967: Die Lias-Schichten von Stol (Karawanken). — Geol. vjesnik, **20,** Zagreb.

RAMOVŠ A.—REBEK R.: Razvoj jurskih skladov med Mežico in Slovenjgradcem, Karavanke. — Der Zeitschrift Geologija zum Druck eingereicht. (Slowen. m. engl. Zusammenf.). (Siehe dort weitere Literatur.)

A. RAMOVŠ

Geol. Paläont. Inst.
Aškerčeva 12.
Ljubljana
Jugoslawien

THE JURASSIC IN THE DINARIC MOUNTAINS OF CROATIA AND THE PROBLEMS OF ITS SUBDIVISION

by

I. Gušić—L. Nikler—B. Sokač

The Jurassic in the Dinaric mountains of Croatia is represented mostly by hard carbonate deposits, which pose considerable difficulties as to their chronostratigraphic classification, due to a complete lack of Ammonites. Consequently, a subdivision into biostratigraphic units, based entirely on microfossils, has been carried out, and a tentative correlation with the chronostratigraphic classification has been made.

The Jurassic in the Dinaric mountains of Croatia is represented almost entirely by a lithologically uniform sequence of hard carbonate deposits—limestones and dolomites*. Calcareous and/or calcareous-dolomitic breccias may be present to some extent, whereas cherts, various marly and/or clayey admixtures occur in extremely subordinate quantities. Sedimentation occurred continuously and, generally, under the same conditions over the entire investigated area: a shallow marine environment over a wide carbonate ridge. Only in the Malm has a more expressive differentiation of facies taken place.

The paleontologic contents consists of a few groups of macrofossils (Pelecypods, Gastropods, Hydrozoans to some extent), which are, moreover, limited to restricted levels (Middle Lias, Malm) and facies types. The microfossils mainly (foraminifers and calcareous algae, especially *Dasycladaceae*) are of major importance, being more uniformly distributed both vertically and horizontally.

Considering both the succession of microfossil assemblages and the lithologic properties of rocks, the Jurassic has been subdivided into rock units which do not coincide with the stages. Not even the boundaries between large chronostratigraphic categories, e.g. the Lias–Dogger, Dogger–Malm or Jurassic–Cretaceous boundary, could be satisfactorily established. Subdivision into biostratigraphic (and, to some extent, lithostratigraphic) units turned out to be the only applicable method of stratigraphic analysis, over the greatest part of the Dinaric mountains.

Sartoni and Crescenti (1962) were the first to subdivide an entirely

* Locally developed facies with Ammonites, Calpionellas etc., differing from the common type of development, will not be taken into consideration in the present paper.

carbonatic Mesozoic rock complex of the southern Apennines into biostratigraphic units—cenozones and subzones, and correlate them with the chronostratigraphic scale. They were later followed by DE CASTRO (1962, 1963), CATENACCI, DE CASTRO and SGROSSO (1963), FARINACCI and RADOIČIĆ (1964), etc; all the numerous investigations being finally summed up by CRESCENTI (1966). Therefore we shall compare the results of our investigations mostly with those of SARTONI and CRESCENTI (1962; summed up in CRESCENTI and SARTONI, 1964), attempting at the same time to point out to what extent the correlation with the chronostratigraphic units may be carried out.

SEQUENCE OF ZONES AND SUBZONES

Lias

Lower and Middle Lias — cenozone Palaeodasycladus mediterraneus (SARTONI and CRESCENTI, 1959)

Lower Lias *subzone Petrascula heraki* (NIKLER and SOKAČ, 1968)

Mostly thin-bedded, alternating limestones and dolomites, ca 150–250 m thick; fossils:

Petrascula heraki SOKAČ and NIKLER
Petrascula illyrica SOKAČ and NIKLER
Uragiella liasica LEBOUCHÉ and LEMOINE
Cylindroporella ellenbergeri LEBOUCHÉ and LEMOINE
Palaeodasycladus barrabei LEBOUCHÉ and LEMOINE
Palaeodasycladus mediterraneus (PIA)
Dinarella kochi SOKAČ and NIKLER

and persistent forms such as *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) which occurs from the Upper Triassic to the Paleogene, "species" of *Favreina*, small undeterminable Foraminifers, etc.

Middle Lias — *subzone Orbitopsella praecursor* (SARTONI and CRESCENTI, 1959)

Well-bedded limestones (thickness 200–250 m), containing debris of *Lithiotidae*, mostly in the upper parts, comprising probably *Lithiotis problematica* (GUEMBEL), *Cochlearites loppianus* (TAUSCH) and *Lithiopedalion kuehni* BUSER. Besides, there are:

Protodiceras pumilum (GUEMBEL)
Pachyrisma (Pachymegalodus) chamaeformis (SCHLOTHEIM)
Terebratula rotzoana SCHAUROTH
Terebratula punctata SOWERBY
Orbitopsella praecursor (GUEMBEL)
Lituosepta recoarensis CATI
Haurania ex gr. *deserta-amiji* HENSON
Mayncina termieri HOTTINGER
Pseudocyclammina liasica HOTTINGER
Palaeodasycladus mediterraneus (PIA)
Teutloporella elongatula (PRATURLON)
Sestrosphaera liasina PIA
Solenopora liasica LE MAITRE
Boueina hochstetteri liasica LE MAITRE

and persistent forms.

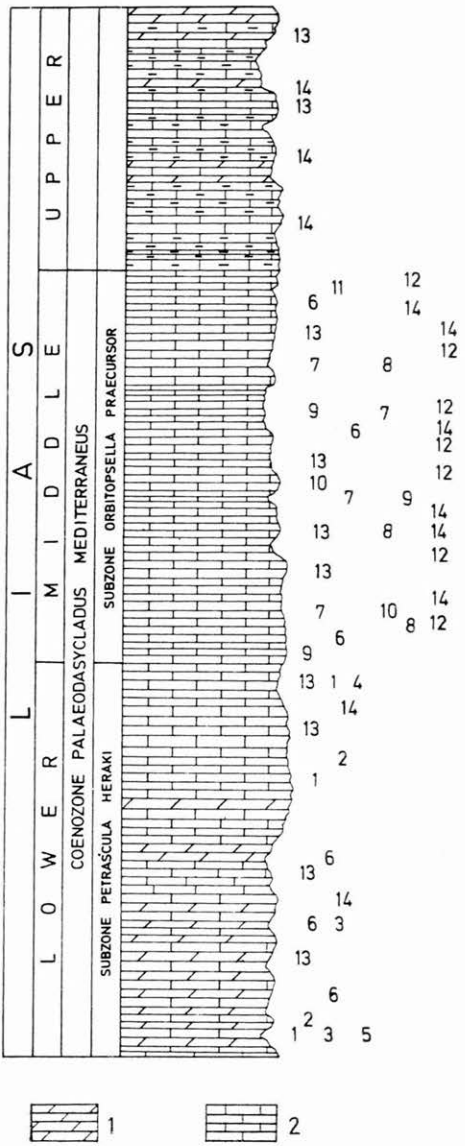


Fig. 1. Schematic geological column

Lithology: 1. Dolomite, 2. Limestone, 3. Spotted limestone. — List of fossils: 1: *Petrascula heraki*, 2: *P. illyrica*, 3: *Cylindroporella ellenbergeri*, 4: *Palaeodasycladus barrabei*, 5: *Uragiella liassica*, 6: *Palaeodasycladus mediterraneus*, 7: *Orbitopsella praecursor*, 8: *O. acutimargo*, 9: *Labyrinthina recoarensis*, 10: *Haurania deserta*, 11: *Teutloporella elongatula*, 12: *Lithiotidae*, 13: Microfauna, 14: Macrofauna

Upper Lias

Thin-bedded limestones, changed by dolomitization or containing clayey-limonitic admixtures, which has produced a "spotted" appearance ("Fleckenkalk", "Fleckenmergel"). Thickness 100–150 m. No important fossils.

Dogger

Lower Dogger

There are mostly thick-bedded limestones with diagenetic dolomite intercalations. Average thickness 200–250 m, at some places may reach up to 350 m. Rare fossil remains are insufficient for establishing a biostratigraphic unit. Sporadically present Foraminifers:

"Dictyoconus" cayeuxi LUCAS
Mesoendothyra croatica GUŠIĆ

and a few persistent forms can be found.

Upper Dogger — cenozone Pfenderina salernitana (SARTONI and CRESCENTI, 1962)
Limestones, occasionally dolomites and/or intraformational breccias. Thickness ca 150–200 m. The index species are:

Kilianina blancheti PFENDER
Orbitammina elliptica (D'ARCHIAC)
Meyendorffina bathonica AUROUZE and BIZON*
Pfenderina salernitana SARTONI and CRESCENTI
Pfenderina trochoidea SMOUT and SUGDEN
Selliporella donzellii SARTONI and CRESCENTI
Teutloporella gallaeformis RADOIČIĆ

and fairly numerous persistent and specifically undeterminable forms. *Pfenderina salernitana* is most abundant in that cenozone, but it may also occur sporadically in the next unit. However, the name of the zone proposed by SARTONI and CRESCENTI (1962) in the southern Apennines should be maintained, in order to avoid producing synonyms by the introduction of new names.

Malm

Generally, the Malm can be divided into two biostratigraphic units: a lower one — *Kurnubia palastiniensis cenozone* (SARTONI and CRESCENTI, 1962), and an upper one — *Clypeina jurassica cenozone* (RADOIČIĆ in FARINACCI and RADOIČIĆ, 1964), or to their lateral equivalents respectively. Average thickness of the whole Malmian complex ca 600 m, reaching up to 800 m. In the region of the Velebit mountain it appeared possible, however, to distinguish three superimposed microfossil associations.

* According to HOTTINGER (1967), *Meyendorffina bathonica* is an A-form of *Orbitammina elliptica*, which seems to be a very probable interpretation (GUŠIČ, 1969/b).

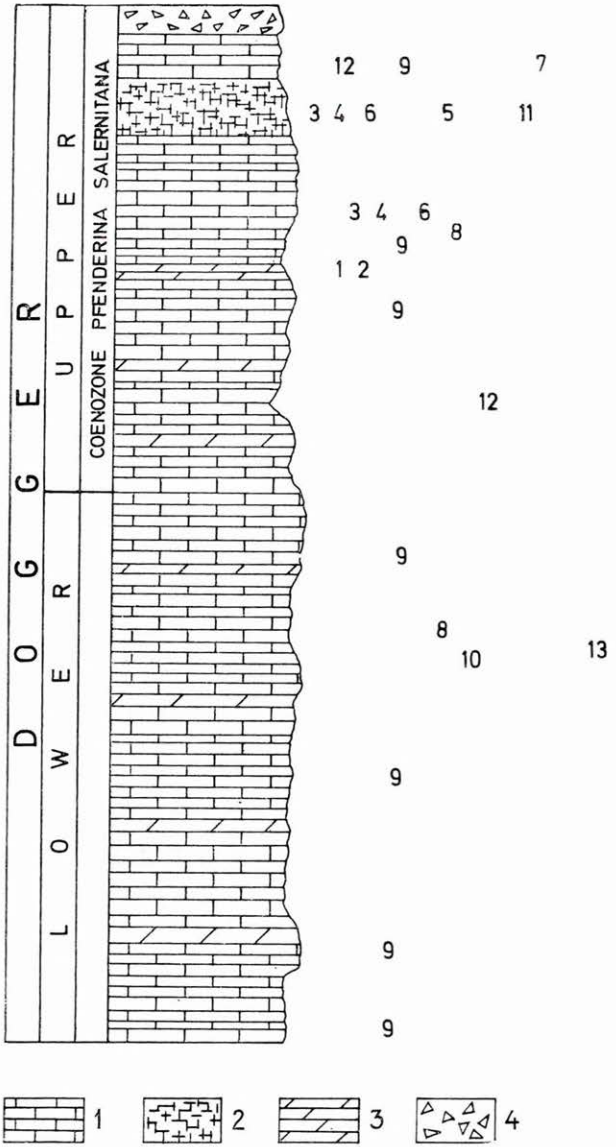


Fig. 2. Schematic geological column

Lithology: 1. Limestone, 2. Massive limestone, 3. Dolomite, 4. Breccia. — List of fossils: 1: *Selliporella donzellii*, 2: *Teutloporella gallaeformis*, 3: *Pfenderina salernitana*, 4: *P. trochoidea*, 5: *Orbitammina elliptica*, 6: *Meyendorffina bathonica*, 7: *Protopeneroplis striata*, 8: *Favreina şaievensis*, 9: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, 10: *Labyrinthina mirabilis*, 11: *Cladocoropsis mirabilis*, 12: *Pycnoporidium lobatum*, 13: *Hikorocodium fertilis*

Lower Malm—cenozone Kurnubia palastiniensis (SARTONI and CRESCENTI, 1962)

Limestones and dolomites (subordinate), containing abundant hydrozoan species *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, and in particular areas, also some other species of the genus (*C. velebitica* MILAN and *C. nanosi* TURNŠEK). Due to this fact these deposits are often named *Cladocoropsis*-limestones. Other fossils are mostly foraminifers and calcareous algae, especially *Dasycladaceae*. Their presence enables the *Macroporella sellii subzone* (SARTONI and CRESCENTI, 1962), characterized with the dasyclad species:

Macroporella sellii CRESCENTI
Griphoporella minima NIKLER and SOKAČ

—to be established at most places.

Kurnubia palastiniensis HENSON (including also HENSON's species *K. wellingsi* and *Valvulinella jurassica;* according to MAYNC 1966 and GUŠIĆ 1969 b), may also range sporadically into the upper part of the Malm, but its abundant presence may, however, be considered to indicate the Lower Malm in the investigated area.

Besides, numerous forms are encountered which may sporadically occur over a wide stratigraphic range, but their maximum development usually takes place within the *Kurnubia palastiniensis cenozone*. The most important among them are:

Macroporella ex gr. *pygmaea* (GUEMBEL)-*gigantea* CAROZZI
Labyrinthina mirabilis WEYNSCHENK
Protopeneroplis striata WEYNSCHENK
Nautiloculina oolithica MOHLER
Conicospirillina basiliensis MOHLER
Trocholina ex gr. *alpina-elongata* (LEUPOLD)
Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA)

and single specimens of *Pfenderina salernitana*, especially in the lower part of the zone.

Lower Malmian deposits of the mentioned type may laterally pass into reef-limestones containing *Ptygmatis bruntrutana* (THURMANN) and other, mostly undeterminable, mollusks, chaetetids *Bauneia multitabulata* (DENINGER) and *Chaetetes angustitubulosus* POLJAK, anthozoans *Thecosmilia*, *Thamnasteria* etc.

Upper Malm

A clearer facies differentiation has taken place, so that different deposits occur, although in all cases we are only concerned with the various types of carbonate rocks. The most common types are: *Clypeina*-limestones, reef-limestones, dolomites, calcareous breccias, etc. All the above mentioned types pass gradually into each other, forming atypic ("mixed") deposits.

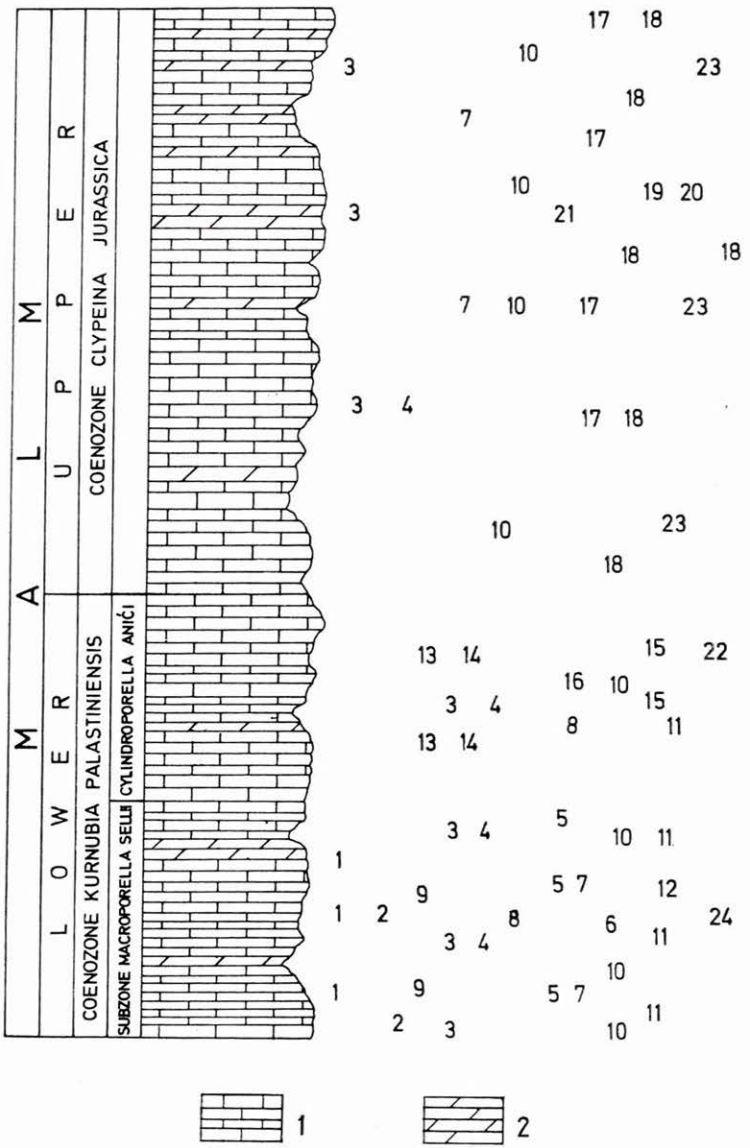


Fig. 3. Schematic geological column

Lithology: 1. Limestone, 2. Dolomite. — List of fossils: 1: *Macroporella sellii*, 2: *Griphorella minima*, 3. *Kurnubia palastiniensis*, 4: *K. wellingsi*, 5: *Protopeneroplis striata*, 6: *Labyrinthina mirabilis*, 7: *Pseudocyclammina lituus*, 8: *Conicospirillina basiliensis*, 9: *Trocholina elongata*, 10: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, 11: *Cladocoropsis mirabilis*, 12: *Haplophragmium suprajurassicum*, 13: *Cylindroporella anici*, 14: *Macroporella pygmaea*, 15: *Salpingoporella grudii*, 16: *Actinoporella podolica*, 17: *Salpingoporella annulata*, 18: *Clypeina jurassica*, 19: *C. catinula*, 20: *C. parvula*, 21: *C.* cf. *hanabatensis*, 22: *Acicularia elongata*, 23: *Favreina salevensis*, 24: *Coscinoconus alpinus*

Upper Malm (Clypeina-limestones) — cenozone Clypeina jurassica (RADOIČIĆ in FARINACCI and RADOIČIĆ, 1964)

Limestones, occasionally dolomites, containing abundant dasyclad species *Clypeina jurassica* FAVRE and other calcareous algae:

Clypeina parvula CAROZZI
Clypeina catinula CAROZZI
Salpingoporella annulata CAROZZI (including the species *S. apenninica* SARTONI and CRESCENTI)
Teutloporella obsoleta CAROZZI
Actinoporella podolica (ALTH)
Acicularia elongata CAROZZI
"*Munieria baconica*" DEECKE (after CAROZZI)*

Foraminifers occur in subordinate quantity:

Urgonina (Parurgonina) caelinensis CUVILLIER, FOURY and PIGNATTI-MORANO
Kurnubia palastiniensis HENSON (including all three of HENSON's species)
Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA)

and forms without any special stratigraphic value, especially *Thaumatoporella parvovesiculifera* and "species" of *Favreina*.

In the uppermost part of the *Clypeina jurassica* cenozone, in addition to the mentioned calcareous algae, a peculiar microfossil assemblage appears, consisting of large aberrant Tintinnines**, among which the species *Campbelliella milesi* RADOIČIĆ and *Faveloides liliiformis* RADOIČIĆ are the most frequent. The assemblage of aberrant Tintinnines, together with *Salpingoporella annulata* (including *S. apenninica*), continue to be present even after the disappearance of *Clypeina jurassica*, and in such cases a continuous transition into the Lower Cretaceous may be assumed.

Lateral equivalents of the *Clypeina*-limestones are:

a) Reef-limestones. Thick-bedded to massive limestones, often biocalcirudites, with numerous Hydrozoans, Gastropods, Pelecypods, Anthozoans, Chaetetids, etc. According to MILAN (1969) and NIKLER (1969) the fauna in the Croatian Dinarids consists of 7 species of the genus *Ellipsactinia*, 5 of the *Sphaeractinia*, and 13 other actinostromariid Hydrozoans, then of 22 species of the family *Nerineidae*, including the genera *Nerinea*, *Cryptoplocus*, *Ptygmatis*, *Phaneroptyxis* and *Itieria*.

Microfossils [dasyclad algae: *Clypeina jurassica*, *Salpingoporella annulata* and *Triploporella remesi* (STEINMANN), as well as some Foraminifers], are subordinate.

b) Dolomites. Light grey, light brown or white, medium to coarse grained dolomites may entirely or partially replace both the above mentioned Upper Malmian facies (*Clypeina*-limestones and reef-limestones). The age of the dolomite complex could be defined by its relationship to the under- and overlying deposits (where an undisturbed superposition exists), as well as by means of lateral intergrading with *Clypeina*- or reef-limestones. Sometimes, intercalations of limestone lenses bearing Malmian microfossils can be found within the dolomite complex.

---

* It is highly questionable whether the sections described and figured by CAROZZI (1955) may be identified with the original material of *M. baconica* deriving from the Bakony mountains.

** It is a question of a group of organisms which, according to various authors, belong to different taxionomic groups: FAVRE: "Organism C"; CAROZZI: *Vaginella striata* (*Pteropoda*/ gastropods); FARINACCI: *Bankia striata* (*Teredinidae;* pelecypods); DE CASTRO: *Dasycladaceae* (calcareous algae); RADOIČIĆ: aberrant *Tintinnina (Ciliata; Protozoa)*.

c) Calcareous breccias have developed locally, as a result of regressive and/or transgressive movements. They entirely or partially replace the *Clypeina*-limestones in some areas, or overlie the Lower Malmian deposits.

In contrast to the above described subdivision of the Malm, into two parts, a subdivision into three successive biostratigraphic units seems to be feasible in the Velebit mountain.

The lowermost unit would be identified with the *Macroporella sellii* subzone, as it has been established by SARTONI and CRESCENTI (1962) in the southern Apennines. NIKLER and ŠOKAČ (1967, 1968), however, consider it as a cenozone, along with the next unit, the newly established *Cylindroporella anici* cenozone. This latter unit is characterized by the two following index species (dasyclad algae):

Cylindroporella anici NIKLER and ŠOKAČ
Salpingoporella grudii (RADOIČIĆ).

Besides, *Macroporella pygmaea-gigantea*, *Actinoporella podolica*, *Acicularia elongata*, *Kurnubia palastiniensis*, *Cladocoropsis mirabilis* and persistent forms also are present. Supposing that the sedimentation occurred uniformly, the position of that zone in the geologic column corresponds to the middle part of the Malm.

The uppermost zone is the *Clypeina jurassica* cenozone.

Taking into account all that has been mentioned above, it is here proposed to reduce the *Macroporella sellii* and *Cylindroporella anici* zones to the rank of subzones of a zone. Such interpretation conforms with the *Macroporella sellii* subzone in the southern Apennines (SARTONI and CRESCENTI, 1962). On this occasion we appoint the Dušice–Baranove Ploče section in the southern Velebit as the type-section for the *Cylindroporella anici* subzone, because it has been omitted previously. Accepting the above, the *Kurnubia palastiniensis* cenozone, correspondig approximately to the lower part of the Malm, would comprise two minor biostratigraphic units, the *Macroporella sellii* subzone and the *Cylindroporella anici* subzone, without affecting the validity and integrality of the *Kurnubia palastiniensis* cenozone.

Cretaceous

Lower Cretaceous (Neocomian) — cenozone Salpingoporella annulata (RADOIČIĆ in FARINACCI and RADOIČIĆ, 1964)

This consists of limestones and dolomites following continuously and conformably the *Clypeina*-limestones, or its lateral equivalents respectively. The most important fossils are the following:

aberrant Tintinnines (see foot-note at p. 172.) in the basal part,

mostly the species

Campbelliella milesi RADOIČIĆ and
Faveloides liliiformis RADOIČIĆ,
Salpingoporella annulata CAROZZI (including *S. apenninica*)
"*Munieria baconica*" DEECKE (see foot-note at p. 172).

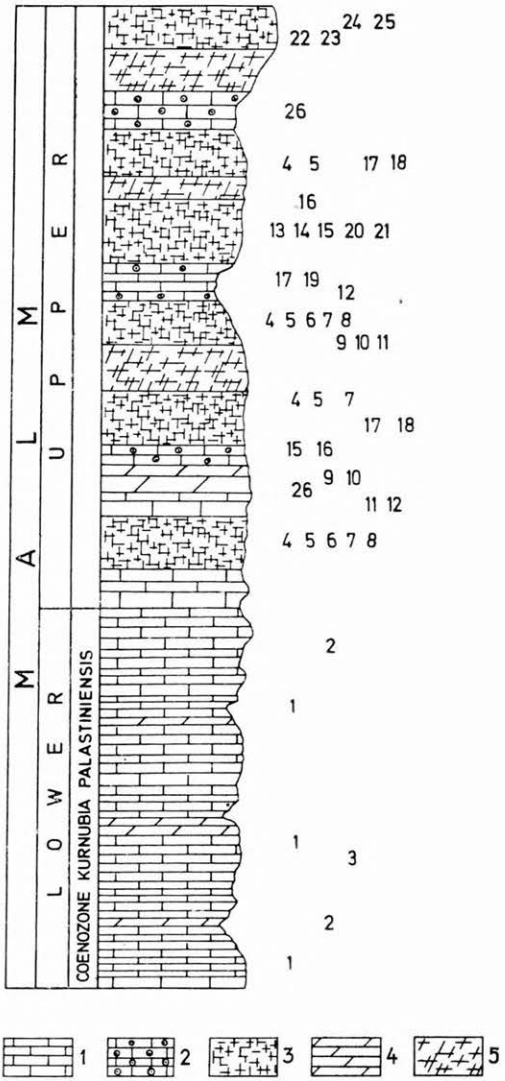


Fig. 4. Schematic geological column

Lithology: 1. Limestone, 2. Oolithic-limestone, 3. Massive limestone, 4. Dolomite, 5. Massive dolomite. — List of fossils: 1: *Cladocoropsis mirabilis*, 2: *Kurnubia palastiniensis*, 3: *Macroporella sellii*, 4: *Ellipsactinia ellipsoidea*, 5: *E. polypora*, 6: *E. ramosa*, 7: *E. caprense*, 8: *E. tyrrhenica*, 9: *Sphaeractinia diceratina*, 10: *Sph. steinmanni*, 11: *Sph. kuehni*, 12: *Sph. dichotoma*, 13: *Cryptoplocus consobrinus*, 14: *C. succedens*, 15: *C. depressus*, 16: *Nerinea desvodyi*, 17: *N. syndiecavae*, 18: *N. nantuacensis*, 19: *N. defrancei* var. *posthuma*, 20: *Ptygmatis bruntrutana*, 21: *P. carpathica*, 22: *P. meneghinii*, 23: *Itieria pyriformis*, 24: *I. rugifera*, 25: *Phaneroptyxis staszycii*, 26: *Clypeina jurassica*

Simultaneously the first representatives of the Foraminiferal genera *Cuneolina* and *Pseudotextulariella* appear, reaching their maximum development a little later, in the upper part of the Lower Cretaceous deposits. They are accompanied by an abundant occurrence of various other Foraminifers: Miliolids, Textulariids, Verneuilinids *(Eggerellinae)*, *Valvulammina*, etc., as well as persistent forms, among which the *Favreina salevensis* (PARÉJAS) is the most abundant.

The presence of aberrant Tintinnines both in the uppermost part of the *Clypeina jurassica* cenozone and in the basal part of the *Salpingoporella annulata* cenozone, enables the establishing of the *Campbelliella milesi* subzone, corresponding to the RADOIČIĆ's (in FARINACCI and RADOIČIĆ, 1964) two zones, i.e. to the zone with *Clypeina jurassica* and aberrant Tintinnines, and to the zone with aberrant Tintinnines. Besides the two species of aberrant Tintinnines mentioned above, which are the commonest at most localities, a number of other species can be found, which are limited to the uppermost part of the *Clypeina jurassica* cenozone and to the basal part of the *Salpingoporella annulata* cenozone.

Table 1

Approximative correlation table between chronostratigraphic and biostratigraphic subdivision of the carbonate "Shelf" Jurassic in the Dinarids of Croatia

(Schematic; no thickness in proportion)

Age		BIOSTRATIGRAPHIC UNITS	
		Cenozones	Subzones
NEOCOMIAN		*Salpingoporella annulata*	
			Campbelliella milesi
MALM	Upper	*Clypeina jurassica*	
	Lower	*Kurnubia palastiniensis*	*Cylindroporella anici*
			Macroporella sellii
DOGGER	Upper	*Pfenderina salernitana*	
	Lower		
LIAS	Upper		
	Middle	*Palaeodasycladus mediterraneus*	*Orbitopsella praecursor*
	Lower		*Petrascula heraki*

We pass now to the examination of some problems concerning a more detailed chronostratigraphic determination of the above described biostratigraphic units, and their correlation with similar units in the central and southern Apennines, elaborated mainly by SARTONI and CRESCENTI (1962) and FARINACCI and RADOIČIĆ (1964).

As stated before, the transition from the Triassic occurs continuously. The sole difference is in the gradual changing of the dolomites into limestones. In any case, where such uninterrupted sedimentation took place, it is difficult to establish precisely the chronostratigraphic boundaries, the more so if fossil remains are not abundant.

Only in the Velebit mountain region, the Lower Liassic limestones contain a rather rich association of dasyclad algae (SOKAČ and NIKLER 1966, 1969; NIKLER and SOKAČ 1968). Besides some new species, *Uragiella liasica* LEBOUCHÉ and LEMOINE, *Cylindroporella ellenbergeri* LEBOUCHÉ and LEMOINE and *Palaeodasycladus barrabei* LEBOUCHÉ and LEMOINE have also been found. According to LEBOUCHÉ and LEMOINE (1963), these species were found, at their type-localities, in a sequence of layers whose stratigraphic position may be defined as Lotharingian (=Upper Sinemurian), supported by the directly overlying *Ammonite-* and *Gryphaea*-species. Applying their stratigraphic position to our localities, and since the dasyclad algae are found in the lowermost limestone beds, immediately following the dolomites of Upper Triassic type, we may conclude that the lithologic boundary between the dolomites and the limestones represents at the same time the chronostratigraphic boundary between the Triassic and the Jurassic, despite the lack of the Hettangian index fossils. Based upon the mentioned algal association, a subzone named after the species *Petrascula heraki* could be established, comprising the sequence of layers reaching from above the Upper Triassic dolomites up to the first occurrences of the Middle Liassic Foraminifers.

At most other localities, however, neither a biostratigraphic unit for the Lower Lias could be established, due to the lack of any Lower Liassic fossils. In such cases, the chronostratigraphic boundary between the Triassic and the Jurassic remains unestablished. To do so, various criteria of highly restricted value are used, such as occurrences of the first limestone layers, or disappearance of stromatolites or similar laminated structures in the dolomites.

The boundary of the Middle Lias is usually not very difficult to define, owing to an abrupt appearance of numerous Foraminiferal species, mostly of the *Lituolidae* group. The presence among them of the species *Orbitopsella praecursor*, whose stratigraphic position has been previously proved at a number of localities (summed up by MAYNC, 1960), allows us to conclude that the Middle Lias, as we conceive it in the Dinarids, comprises, in general, the Domerian and the Pliensbachian. The separating of the two stages, however, and the precise drawing of all other chronostratigraphic boundaries, remains unfeasible. The above chronostratigraphic determination is supported by the sporadic presence of some well-known macrofossils, among which the pelecypods of the family *Lithiotidae*, then *Protodiceras pumilum*, *Pachyrisma (Pachymegalodus) chamaeformis* and Brachiopod species such as *Terebratula rotzoana* and *T. punctata* are the most important ones. These macrofossils are often limited to the upper part of the Middle Liassic sequence, and sometimes

they pinch out laterally. The transition to the Upper Lias is clearly marked by the disappearance of both macro- and microfossil associations. Accordingly, the Middle Lias can be identified with the *Orbitopsella praecursor* subzone, as it has been established by SARTONI and CRESCENTI (1959, 1962) in the southern Apennines. Cenozone *Palaeodasycladus mediterraneus* as a whole, however, does not coincide with the same cenozone in the southern Apennines (SARTONI and CRESCENTI 1959, 1962), due to total lack of any important fossils in the Upper Lias.

The following sequence of layers can be divided, on the basis of the lithologic properties of the rocks only, into two lithostratigraphic units. The first one, usually considered Upper Lias, consists sometimes of lithologically peculiar components—"spotted limestones" or "spotted marls". Then a sequence of thick-bedded, mostly sterile limestones follows, correspondig probably to the lower part of the Dogger. Whereas the lower limit of "spotted limestones" seems to be quite firmly established at the upper limit of the *Lithiotidae*-bearing beds (although sometimes the *Lithiotidae*-bearing beds may already contain a considerable amount of clayey admixtures), the thickness of "spotted limestones" may be highly variable, and its upper limit may consequently be placed somewhere within a large interval. Both lithostratigraphic units, i.e. "spotted limestones" and the thick-bedded limestones of the Lower Dogger, are deprived of any paleontologic documentation, the chronostratigraphic attribution of both units being based on superposition only. Sometimes, however, the whole sequence from above the *Lithiotidae*-level up to the first appearances of the Upper Doggerian microfossil association may consist of a monotonous series of limestones and dolomites, and in such cases neither a lithologic boundary between—approximately—the Upper Lias and the Lower Dogger can be established. Rare findings of *"Dictyoconus" cayeuxi* and *Mesoendothyra croatica* do not permit, for the time being, the establishment of a new biostratigraphic unit, although this may not be excluded in further investigations.

A rather rich microfossil association appears in the layers which conformably succeed the lithostratigraphic unit described above. Having given its whole micropaleontologic contents earlier, we should try now to examine the stratigraphic significance of some of the previously quoted species. Among them, *Orbitammina elliptica* and *"Meyendorffina" bathonica* (see foot-note p. 172.), together with *Kilianina blancheti*, are known as the most reliable markers. According to MAYNC (1961) and DELANCE (1964), who have summed up the previously known data in addition to their own observations, *Orbitammina* and *"Meyendorffina"* may be considered as index fossils of the Middle, and, especially, of the Upper Bathonian (=*Clydoniceras discus* zone and something below it). In the Dinarids we cannot objectively determine in such detail the stratigraphic zones, but nevertheless we may consider the presence of these forms as generally indicating the Upper Dogger. It is certainly not a mistake to establish a chronostratigraphic determination of a rock complex on the basis of an enlarged, more generalized stratigraphic range of an index fossil, particularly where a detailed stratigraphic zonation is not applicable. As to other Foraminifers, the species of *Pfenderina (P. trochoidea* and *P salernitana)* have hitherto been found at some places together with *Orbit-*

ammina or "*Meyendorffina*", or in the layers extending maximally from the Bajocian up to the Callovian. This has been proved by means of other index fossils (Ostracods, Pelecypods, etc.) (SMOUT and SUGDEN 1962; SARTONI and CRESCENTI 1962; REDMOND 1964; MAYNC 1966; DERIN and REISS 1966, etc.). Consequently, in the Dinarids we consider the presence of *P. salernitana* and *P. trochoidea*, even if deprived of *Orbitammina*, "*Meyendorffina*" and *Kilianina*, as proving the Upper Dogger. Using these criteria, our results have been in accordance with the superpositional relations at all the localities studied till now. As to the dasyclad species *Selliporella donzellii* and *Teutloporella gallaeformis*, further proof of their stratigraphic position is admittedly needed, but up to now they seem to occur together with the above mentioned Foraminiferal species in the investigated area (NIKLER and SOKAČ, 1968). This is in a slight discrepancy both with the position of *Selliporella donzellii* in the southern Apennines (SARTONI and CRESCENTI, 1962), and of *Selliporella donzellii* and *Teutloporella gallaeformis* at some other localities in the Dinarids (RADOIČIĆ, 1966), where the two dasyclad species occur somewhat below the Foraminiferal association.

Taking into account all that has been mentioned above, the described association, characterizing the Upper Dogger in the Dinarids, may be identified, in general, with the *Pfenderina salernitana* cenozone established by SARTONI and CRESCENTI (1962) in the southern Apennines, in spite of the discrepancy in the position of *Selliporella donzellii*. The question remains, however, as pointed out by GUŠIĆ (1969 a), whether the vertical extent of our biostratigraphic unit should be limited strictly to the Upper Bathonian, as by SARTONI and CRESCENTI (1962) in the southern Apennines. We have no intention of dividing the carbonate Jurassic into stages, since there is no reason to do so. The principal thing is that a sequence in sedimentation can be established, with regard both to biostratigraphic and lithostratigraphic characteristics, even if—for the time being—it is only incompletely documented. In comparing such bio- and lithostratigraphic units of a sedimentary sequence with the chronostratigraphic categories, it is necessary to restrict attempts at wide-scale correlation and comparison within a large chronostratigraphic framework. The aim of the investigation will be reached, the artificial and arbitrary splitting-up of integral litho- and biostratigraphic units at the same time being avoided.

The beginning of the Malm is considered to coincide with the appearance of *Macroporella sellii* and *Kurnubia palastiniensis*. SARTONI and CRESCENTI (1962, p. 243) expressly assign both these species to the Malm, but correlating the newly established cenozones and subzones with the chronostratigraphic categories presented in their table 1, these species are reported to appear in the Callovian. The vertical extent of *Macroporella sellii* remains limited to that stage, whereas *Kurnubia palastiniensis* is reported to reach the Lusitanian. Most other authors, too, consider *Kurnubia palastiniensis* to be a Malmian microfossil, ranging maximally from the Oxfordian up to the Berriasian, although it is not always satisfactorily documented by means of other index fossils (RENZ and REICHEL 1948 and 1949, SMOUT and SUGDEN 1962, DUFAURE 1958, etc.). It should be again emphasized here that an abundant appearance of the hydrozoon species *Cladocoropsis mirabilis* constantly accompanies *Kurnubia palastiniensis* and *Macroporella sellii* in our regions, which accounts

as well for the Lower Malmian age of these sediments. As to *Cladocoropsis mirabilis*, numerous data have been recently published reporting its sporadical occurrence ranging from the Dogger up to the Senonian (SARTONI and CRESCENTI, 1962; POLŠAK and MILAN, 1965, BABIĆ and GUŠIĆ, 1969, etc.). Nevertheless, its abundant occurrence may be considered as indicating the Lower Malm in the whole investigated area (NIKLER and SOKAČ, 1968; BABIĆ and GUŠIĆ, 1969).

Considering the entire microfossil assemblage, presented before, these deposits may be identified with the *Kurnubia palastiniensis* cenozone in the southern Apennines (SARTONI and CRESCENTI, 1962). However, the same question remains open as in the case of *Pfenderina salernitana* cenozone, i.e. whether the stratigraphic extent of our biostratigraphic unit corresponds exactly to the Callovian and Lusitanian. Evidently, for the time being we have no means of defining the Callovian and Oxfordian in their chronostratigraphic sense as far the Dinarids are concerned, although the uninterrupted sedimentary sequence proves the existence of the time-rock equivalents for all chronostratigraphic units. Therefore, the drawing of a chronostratigraphic boundary in that case is purely a matter of convention, having only a restricted applicability. Certainly, we are aware of all possible criticisms which may be made as a result of such treatment. However, it was necessary to determine the chronostratigraphic units as far as possible, in order to suit the elaborated biostratigraphic units to various purely practical purposes. Thus the question of whether the lower part of the *Kurnubia palastiniensis* cenozone, i.e. *Macroporella sellii* subzone, really corresponds to the Oxfordian, or, quite possibly, to the Callovian, remains so far unsolved.

It should also be mentioned here, as stated by GUŠIĆ (1969 a), that different stratigraphic interpretations of identical biostratigraphic units by various authors, can lead to apparent discrepancies concerning the stratigraphic range of some species or even assemblages, and because of this, to apparently different index-values of these forms. Thus, SARTONI and CRESCENTI (1962) assign "*Meyendorffina bathonica*", *Pfenderina salernitana* and *P. trochoidea* to the Upper Bathonian, while species of the genus *Kurnubia* (*K. palastiniensis* and *K. wellingsi*, treated here as one species), together with *Macroporella sellii* in the lower part, are reported to occur within the range of the Callovian and the Lusitanian (=Oxfordian). On the other hand, R. RADOIČIĆ (1966), in her tabular review of the entire area of the external Dinarids, ascribes "*Meyendorffina bathonica*" and the two species of *Pfenderina* to the Lower Malm, the appearance of the *Kurnubia*-species and *Macroporella sellii* being assigned to the middle part of the Malm. In comparing the two interpretations, it becomes obvious that the relationship between the occurrence of the two microfossil groups remains the same in both cases: the appearance of *Macroporella sellii* and *Kurnubia* coincides with the disappearance of "*Meyendorffina*" and *Pfenderina*. Accordingly (GUŠIĆ, 1969a), it appears presumable that the reason does not lie in the fact that the mentioned species, grouped into the two assemblages, really occur so much later in the Dinarids than in the Apennines, but, on the contrary, that we are concerned with different stratigraphic interpretations only. Or, in other words, various authors have used different criteria in defining the chronostratigraphic boundaries.

Concerning the various types of the Upper Malmian deposits, none of them pose exceptionally difficult problems as to their chronostratigraphic attribution. *Clypeina jurassica*, characterized by both an abrupt and abundant appearance and equally abrupt disappearance at most localities, has been found so far at numerous localities (Alps, Apennines, Dinaric mountains, North Africa, Near and Middle East) and cited by numerous authors. Only three of them need be mentioned here—J. FAVRE (1932, and in FAVRE and RICHARD, 1927), J. EMBERGER (1955) and A. CAROZZI (1955)—who in a number of papers gave the most valuable contributions on the stratigraphic position of that species. All authors agree in assigning *Clypeina jurassica* to the Upper Malm in general, and mainly to the Tithonian (=Portlandian, including the Purbeckian), with a maximal extent from the Kimmeridgian to the Berriasian. With the *Salpingoporella annulata*, the situation is quite different: this small alga appears later than *Clypeina jurassica* (possibly within the Tithonian only), but continues up into the lower part of the Lower Cretaceous deposits, which would correspond, approximately, to the Neocomian. Other previously mentioned dasyclad species (of *Clypeina*, *Actinoporella* and "*Munieria*") are of minor importance in stratigraphic determination, either because of their greater vertical extent (*Actinoporella podolica*, "*Munieria baconica*"), or because they do not occur in sufficient quantity (other *Clypeina* species, except *C. jurassica*).

Taking into account all that has been said above, as well as the entire fossil contents given earlier, it turned out to be feasible to establish two cenozones, comprising the sequence of layers which extend from above the *Kurnubia palastiniensis* cenozone up to an abundant occurrence of numerous Foraminiferal and, to a lesser extent, dasyclad species, which occur in the upper part of the Lower Cretaceous deposits. Thus, the *Clypeina jurassica* cenozone would correspond, generally, to the Upper Malm (=approximately Upper Kimmeridgian-Tithonian), and the *Salpingoporella annulata* cenozone would probably correspond in general to the Neocomian. The *Campbelliella milesi* subzone, situated at the boundary between the *Clypeina jurassica* cenozone and the *Salpingoporella annulata* cenozone, defines by its position the transitional Jurassic-Cretaceous levels, and hence its presence within an undisturbed superposition of beds may be taken as a proof of continuous sedimentation between the Jurassic and the Cretaceous. Consequently, the stratigraphic position of that biostratigraphic unit cannot be satisfactorily correlated with the chronostratigraphic stages. Even the placing of a chronostratigraphic boundary, separating the Jurassic from the Cretaceous, becomes herewith arbitrary and reasonless. As it is evident, such a biostratigraphic interpretation differs to some extent from the schema given by SARTONI and CRESCENTI (1962 and 1964) in the southern Apennines. They assigne *Clypeina jurassica* and "*Vaginella striata*" (=aberrant tintinnines according to R. RADOIČIĆ), taken jointly, to the Lower Tithonian at the highest, whereas *Salpingoporella annulata* and "*S. apenninica*" (=*Salpingoporella apenninica* cenozone) are restricted to the Upper Tithonian only, remaining therefore, still, within the limits of the Jurassic. To support such a chronostratigraphic determination of the mentioned biostratigraphic units, some species of the family *Nerineidae*, mostly having a vertical extension from the Kimmeridgian to the Tithonian,

are reported to occur accompanying either one or the other microfossil assemblage. In the Dinarids, however, the situation seems to be different to some extent. Numerous *Nerineidae* (NIKLER, 1969) occur in reef-limestones together with *Sphaeractinidae* and other actinostromariid hydrozoans, and these deposits represent a lateral equivalent of the *Clypeina*-limestones, or of the *Clypeina jurassica* cenozone respectively. *Salpingoporella annulata* cenozone, on the contrary, as conceived here, is believed to comprise the sequence of layers overlying the Clypeina-limestones, and in which, in addition to the dasyclad algae *(Salpingoporella annulata, Actinoporella podolica, "Munieria baconia")*, the first specimens of the Cretaceous Foraminiferal genera *Cuneolina* and *Pseudotextulariella* appear, proving therefore the Cretaceous age of these deposits. According to a number of authors, the genera *Cuneolina* and *Pseudotextulariella* have not yet been encountered in sediments older than the Lower Cretaceous, and may therefore serve as quite reliable markers.

As it is evident, the biostratigraphic subdivision of the Upper Malm and Lowermost Cretaceous, as well as the chronostratigraphic attribution of these biostratigraphic units, to the extent possible, displays more similarity with the schema presented by RADOIČIĆ (in FARINACCI and RADOIČIĆ, 1964), which was not quite accurately reproduced in CRESCENTI (1966), than with the one of SARTONI and CRESCENTI (1962). That may be easily explained by the fact that the regions taken for investigation both by RADOIČIĆ (in FARINACCI and RADOIČIĆ, 1964) and by us, although rather distant from each other, belong to one and the same sedimentary realm, corresponding to-day to the carbonate Dinaric mountains; the central and southern Apennines, though very similar, belong to a separate carbonate ridge ("piattaforma" of the Italian authors).

In conclusion, it may be said that the microfossil assemblages by which we attempted to establish the stratigraphic boundaries, in fact define only biostratigraphic units, whose vertical extent need not necessarily coincide with the chronostratigraphic ones. The usual and commonly adopted chronostratigraphic classification has been defined at its type-sections, far remote from our regions, and has been based upon assemblages of entirely different organisms, deriving from different environments. The correlation between the two classifications and developments respectively, which is indispensable in order to carry out a precise correlation over large areas, has been, as yet, only fragmentarily performed. Hence a biostratigraphic subdivision, based mainly upon Foraminifers and calcareous algae, has proved to be the only classification, convenient for use within shallow marine carbonate deposits, correspondig to the conditions on a wide ridge (Ital. "piattaforma"). On the contrary, a schematic application of a chronostratigraphic subdivision, with schematically placed chronostratigraphic boundaries, when lacking adequate comparable data, is considered to be erroneous, even injurious, regardless of whether minor or major units are in question. Hence the occurence of successive fossil assemblages is here considered of primary importance, the registration of chronostratigraphic boundaries being regarded only as a compelled solution, undertaken for purely practical purposes.

REFERENCES

BABIĆ LJ.—GUŠIĆ I. 1969: New data on the Jurassic and Lower Cretaceous in Gorski Kotar (NW Croatia) (Croatian with English summary). — Geol. vjesnik **22,** 17–23.

CAROZZI A. 1955: Dasycladacées nouvelles du Jurassique supérieur du bassin de Genève. — Ecl. geol. Helv. **48**/1, 31–67.

CATENACCI E.—DE CASTRO P.—SGROSSO I. 1963: Complessi-guida del Mesozoico calcareo-dolomitico nella zona orientale del massiccio del Matese. — Mem. Soc. Geol. Ital. **4,** 1–20.

CRESCENTI U. 1966: Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridonale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. — Boll. Soc. Geol. Ital. **4,** 541–579.

CRESCENTI U.—SARTONI S. 1964: Sintesi biostratigrafica del Mesozoico dell' Italia meridionale. — Mem. Soc. Geol. Ital. **4,** 1–8.

DE CASTRO P. 1962: Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell' Irno e della Piana di Montoro. — Boll. Soc. Natur. Napoli **71,** 3–34.

DE CASTRO P. 1963: Sulla presenza del Giura (Dogger e Malm) nei Monti Aurunci. — Boll. Soc. Natur. Napoli **71,** 16–19.

DÉLANCE J. H. 1964: Meyendorffina et Orbitammina dans les calcaires de Comblanchien au sud-ouest de Dijon. — Rev. Micropaléont. **7**/3, 219–222.

DERIN B.—REISS Z. 1966: Jurassic Microfacies of Israel. — 43. pp., 320 figs. (Israel Inst. Petroleum, Spec. Publ.).

DUFAURE PH. 1958: Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence. — Rev. Micropaléont. **1**/2, 87–115.

EMBERGER J. 1955: Les Clypéines (Algues siphonées verticillées) des Monts des Ouled-Nail, Atlas saharien, Algérie. — Bull. Soc. géol. France (6), **5,** 543–552.

FARINACCI A.—RADOIČIĆ R. 1964: Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell' Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. — La ricerca scientifica **34,** (II–A), 269–300.

FAVRE J. 1932: Présence d'une nouvelle espèce d'algue calcaire siphonée dans le Valanginien du Jura central, Clypeina inopinata n. sp. — Ecl. geol. Helv. **25,** 11–16.

FAVRE J.—RICHARD A. 1927: Étude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la cluse de la Balme. — Mém. Soc. paléont. suisse **46,** 1–39.

GUŠIĆ I. 1969a: Biostratigraphic and micropaleontologic characteristics of some Jurassic cross-sections from central Croatia (Croatian with English summary). — Geol. vjesnik **22,** 89–97.

GUŠIĆ I. 1969b: Some new and inadequatly known Jurassic foraminifers from central Croatia. — Geol. vjesnik **22,** 55–87.

HOTTINGER L. 1967: Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. — Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc **209,** 1–168.

KOCHANSKY-DEVIDÉ: V. 1956: Makro- und mikrosphärische Generation der Orbitopsella praecursor im Lias von Plitvice (Kroatien). — Bull. scient., Cons. Acad. RPF Yougosl. **3**/2, pp. 47.

KOCHANSKY-DEVIDÉ V. 1958: Generationswechsel der Orbitopsella praecursor im Lias von Plitvice (Kroatien) (Croatian with German summary). — Geol. vjesnik **11,** 77–86.

LEBOUCHÉ M. C.—LEMOINE M. 1963: Dasycladacées nouvelles du Lias calcaire (Lotharingien) du Languedoc méditerranéen (St-Chinian, Boutenac). — Rev. Micropaléont. **6**/2, 89–101.

MAYNC W. 1960: Morphology and occurrence of the foraminiferal genus Orbitopsella. — Riv. Ital. Paleont. Stratigr. **66**/4, 491–524.

MAYNC W. 1961: Note sur le genre Orbitammina (Foraminifère) et sa repartition stratigraphique. — Rev. Micropaléont. **4**/1, 7–16.

MAYNC W. 1966: Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel. — Geol. Survey Israel Bull. **40,** 1–56.

MILAN A. 1969: Faziesverhältnisse und Hydrozoenfauna des Malms im Küstenland des nördlichen Velebit und Velika Kapela (Kroatien) (Croatian with German summary). — Geol. vjesnik **22**, 135–217.

NIKLER L. 1969: Nerineen des Tithons im Velika Kapela (Kroatien). (Croatian with German summary). — Geol. vjesnik **22**, 219–227.

NIKLER L.—SOKAČ B. 1967: Fossil Dasycladaceae from Upper Jurassic of the Mount Velebit and the NW part of the Mount Velika Kapela (Kroatien) (Croatian with English summary). — Rad Jugosl. Akad. **345**, 101–134.

NIKLER L.—SOKAČ B. 1968: Biostratigraphy of the Jurassic of Velebit (Croatia). — Geol. vjesnik **21**, 161–176.

POLŠAK A.—MILAN A. 1965: Sur la présence de Cladocoropsis mirabilis dans les dépôts senoniens des Lacs de Plitvice (Croatian with French summary). — Geol. vjesnik **18**/2, 263–267.

RADOIČIĆ R. 1966: Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. — Geologija **9**, 5–24, 165 pls.

REDMOND D. C. 1964: The foraminiferal family Pfenderinidae in the Jurassic of Saudi Arabia. — Micropaleontology **10**/2, 251–263.

RENZ C.—REICHEL M. 1949: Neue Foraminiferenfunde im beotischen Seengebiet (Mittelgriechenland). — Ecl. geol. Helv. **41**/2, 379–389.

RENZ C.—REICHEL M. 1950: Neue Fossilfunde in Griechenland und Vorderasien. — Ecl. geol. Helv. **42**/2, 557–573.

SARTONI S.—CRESCENTI U. 1959: La zona a Palaeodasycladus mediterraneus (PIA) nel Lias dell'Appennino meridionale. — Giorn. Geol. (Ann. Museo Geol. Bologna) (2), **27**, 115–139.

SARTONI S.—CRESCENTI U. 1962: Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. — Giorn. Geol. (Ann. Museo Geol. Bologna) (2), **29**, 162–302.

SMOUT A. H.—SUGDEN W. 1952: New information on the foraminiferal genus Pfenderina. — Palaeontology **4**/4, 581–591.

SOKAČ B.—NIKLER L. 1966: Two new species of the genus Petrascula from Lower Lias of the Velebit mountain. — Bull. scient., Cons. Acad. RSF Yougosl. (A), **11**/1–2, 7–8.

SOKAČ B.—NIKLER L. 1969: On the species of the genus Petrascula from the Lower Lias of Velebit mountain (Croatian with English summary). — Acta Geol. Jugosl. Akad. **6**, 103–112.

I. GUŠIĆ*, L. NIKLER* and B. SOKAČ**:

* Department of Geology and Paleontology,
Faculty of science, University of Zagreb,

** Socijalističke revolucije 8, Zagreb; and
Institute of Geology, Kupska 2, Zagreb.
Yugoslavia

LES FACIÈS DU JURASSIQUE DE LA ZONE CENTRALE DES CARPATES ORIENTAUX (ROUMANIE)

par

V. MUTIHAC

La zone centrale des Carpates orientaux (fig. 1) se fait remarquer par un important exhaussement axial mis en évidence par l'apparition, sur une surface assez vaste, des schistes cristallins. Ceuxi-ci sont rencontrés presque exclusivement sur le territoire de la Roumanie, ne dépassant ses frontières que très peu dans le N, notamment dans la région des sources de la Tisa, où ils s'affaissent vers le NW. Vers le S, le cristallin central s'étend jusque dans la région des Monts Ciuc.

Le Jurassique participe à la constitution de la couverture sédimentaire du cristallin central (cristallin moldave), tous les deux revenant à l'unité connue dans la littérature sous le nom de zone cristallino-mésozoïque des Carpates orientaux et tout en constituant aussi l'unité tectonique la plus interne de ce secteur des Carpates.

La zone centrale carpatique est récouverte, vers l'W, par l'éruptif néogène de la chaîne montagneuse de Călimani-Harghita et par le Flysch transcarpatique; vers l'E elle est limitée par la zone du Flysch carpatique.

La couverture mésozoïque, pour la plupart, a été enlevée par l'érosion, et ce sont seulement quelques surfaces relativement restreintes où elle a été épargnée. Des surfaces qui sont plus étendues n'ont pas subi l'érosion, dans la côté oriental de la zone centrale y constituant l'«Ostkarpatische Randmulde» (synclinal marginal externe) dénommé ainsi par V. UHLIG (1907). Celui-ci, à son tour, a été divisé par l'érosion en deux compartiments: l'un septentrional (synclinal de Rarău) et l'autre méridional (synclinal de Hăghimaș). Par endroits, la couverture mésozoïque se laisse voir sur des surfaces bien restreintes apparaissant, dans la plupart des cas, en dessous les schistes cristallins en constituant des affleurements peu étendus et isolés.

Tout comme le Trias, le Jurassique se présente dans deux types différents, notamment: le Jurassique autochtone qui n'est pas décollé de son soubassement cristallin et l'autre allochtone qui apparaît sous forme de klippes ou de blocs englobés dans une masse argileuse d'âge crétacé inférieur. Il y a aussi de cas, où il apparaît comme des lambeaux de recouvrement qui sont, dans ce

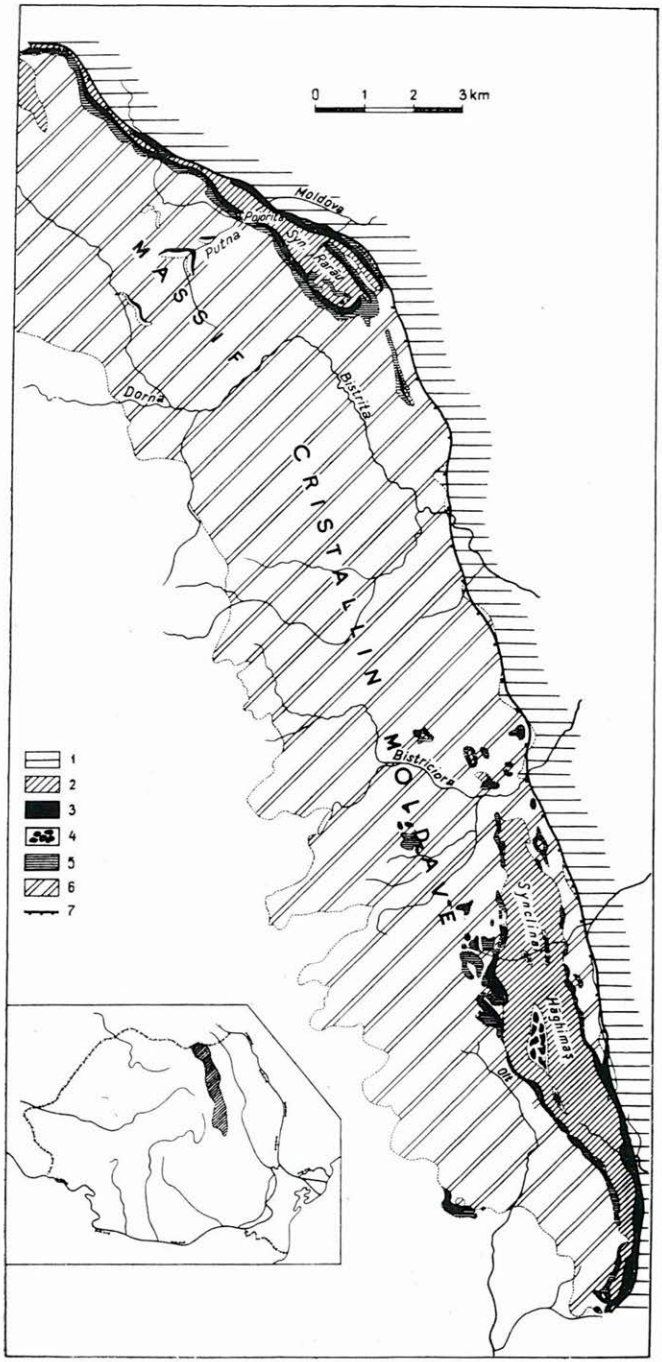


Fig. 1. Carte géologique de la zone centrale des Carpates orientaux

Legende: 1. Zone du Flysch externe; *2.* Crétacée; *3.* Jurassique autochtone; *4.* Jurassique allochtone; *5.* Triasique; *6.* Massif cristallin; *7.* Chevauchement

cas, les restes de certaines nappes de décollement. Le lieu d'origine de ces klippes exotiques serait quelque part vers l'W, leur présence, ici, étant dûe aux mouvements tectoniques.

Jurassique autochtone

Dans la zone centrale des Carpates orientaux, le Jurassique autochtone constitute une série discontinue tant en ce qui concerne la succession stratigraphique quant à sa distribution dans l'espace (Fig. 2).

Le Lias ne se présente que dans quelques endroits dans le compartiment méridional (synclinal de Hăghimaș), où il repose en discordance sur les dépôts triasiques. Il est représenté par des calcaires détritiques rouges, souvent oolithiques, épais environ de 10 m, et contenant une riche faune de Brachiopodes et de Mollusques, d'où I. ATANASIU et GR. RĂILEANU (1950) ont cité: *Waldheima (Zeilleria) subnumismalis* DOUV., *Rhychnonella fissicostata* SUESS, *Spiriferina haueri* SUESS, *Entolium liasinum* NYST., *E. hehlii* d'ORB., *Velopecten tumidus* ZIET. etc. A ces exemplaires s'ajoutent: *Rhancophyllites* cf. *ürmösensis* HERB. M. SĂNDULESCU (1968) mentionne dans les calcaires oolithiques la présence d'*Involutina liassica* (JONES). Sur la base de leur faune, ces calcaires seraient d'âge hettangien et sinémurien, représentant, selon les auteurs ci-dessus mentionnés, le faciès de Hierlatz. De pareils dépôts ont été rencontrés aussi aux environs de Lacul Roșu et dans quelques endroits dans le synclinal de Hăghimaș.

Le Dogger est quelque peu plus répandu que le Lias. Il présente vers sa base un faciès détritique tandis que vers sa partie supérieure, il contient des dépôts marneux. Un développement plus complet de cet étage se trouve dans le synclinal de Hăghimaș, où la succession commence par des dépôts détritiques (microconglomérats, grès calcaires oolithiques et intercalations de marnes) qui re-

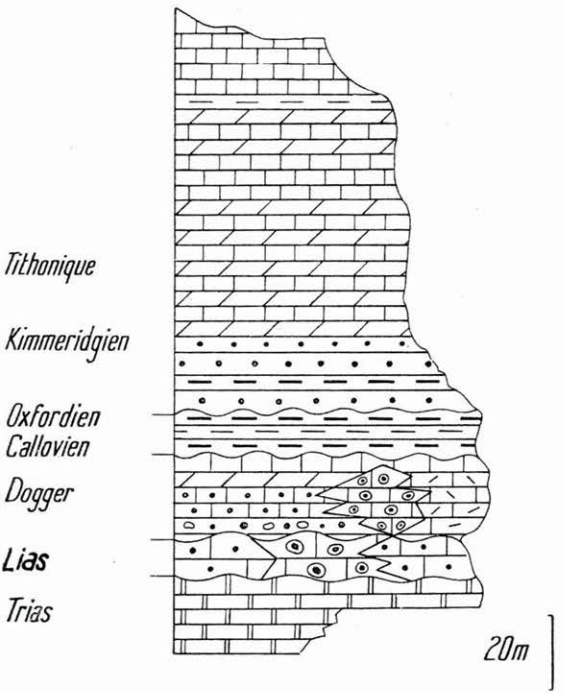


Fig. 2. Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique autochtone

Trias (dolomies); Lias (calcaires détritiques et oolithiques); Dogger (conglomérats, calcaires, calcaires oolithiques, brèches et grès calcaires); Callovien à Oxfordien (depôts siliceux); Kimméridgien à Tithonique (grès, calcaires et marnocalcaires couches à Aptychus)

posent transgressivement sur des formations plus anciennes. Les grès calcaires contiennent des empreintes de *Harpoceras radians* SCHL. (E. VADÁSZ, 1919; I. BĂNCILĂ, 1941). FR. HERBICH (1878) et E. JEKELIUS (1916) y ont trouvé: *Oppelia fusca* QUENST., *Phylloceras kudernatschi* HAUER, *Parkinsonia parkinsoni* SOW. etc., association faunique indiquant l'âge dès l'Aalénien jusqu'au Bathonien.

Dans le synclinal de Rarău, les dépôts revenant au Dogger apparaissent sur des surfaces restreintes et sont représentés soit par une mégabrèche, constituée d'une masse microconglomératique calcaire, souvent pseudoolithique rouge qui enrobe de gros blocs de calcaires triasiques, soit par de calcaires massifs à niveaux détritiques blancs ou rougeâtres. De pareils dépôts ne se trouvent que dans deux endroits sur le flanc occidental du synclinal de Rarău (vallée de Tătarca et crête de Tarnița) surmontant transgressivement et en discordance les calcaires du Trias moyen. Ces dépôts nous ont livré: *Entolium demissum* PHILL., *E.* aff. *renevieri* OPPEL, *E. spathulatus* ROEMER, *Camptonectes lens* SOW., Brachiopodes, Bélemnites, Ammonites et Foraminifères (V. MUTIHAC, 1965). Cette association faunique confère aux dépôts respectifs l'âge jurassique moyen, sans toutefois nous permettre de faire des appréciations supplémentaires de détail. Des dépôts du même âge apparaissent aussi aux environs de Vatra Dornei, à Iacobeni et dans la vallée de la Putna, supportant les schistes cristallins. Les dépôts du Dogger ci-dessus mentionnés sont peu épais (6 à 10 m). Vers la fin du Dogger, dans la succession autochtone, apparait une lacune de sédimentation, car le Jurassique supérieur suit transgressivement et en discordance, parfois reposant directement sur les schistes cristallins. Le Jurassique supérieur débute par de dépôts siliceux représentés par des jaspes rouges, verts, jaunes ou noirs avec intercalations d'argiles. Ces dépôts sont relativement peu épais (5 à 15 m) mais assez répandus. On les rencontre sous forme de zones étroites sur les deux flancs du synclinal de Hăghimaș (à Chicera, dans le bassin de la vallée du Dămuc, etc.).

Dans le synclinal de Rarău, les dépôts siliceux sont largement répandus. On peut les suivre comme un horizon continu tout le long du synclinal, y constituant un bon repèr stratigraphique. Sous le même faciès, les dépôts siliceux apparaissent aussi le long d'une alignement, situé plus à l'W dans la vallée de la Putna, à une distance de 4 km, du bord du synclinal. Depuis longtemps l'âge des dépôts siliceux a fait l'objet de différentes controverses suivies jusqu'au derniers temps. Excepté TH. KRÄUTNER (1929), tous les chercheurs attribuaient à l'horizon des jaspes du synclinal de Rarău, l'âge ladinien. Cette supposition venait du fait que l'on avait observé que dans la plus grande partie du synclinal de Rarău, l'horizon à jaspes surmonte directement les dolomites anisiennes, car l'on appréciait qu'il y a une continuité de sédimentation. Les dernières recherches relèvent que dans le synclinal de Rarău (vallé de Tătarca et crête de Tarnița), les dépôts à jaspes reposent sur les dépôts fossilifères du Dogger (V. MUTIHAC, 1965). Aux environs de Pojorîta on constate que les dépôts siliceux remplissent un paléorelief, aussi sommes nous conduits à déduire l'âge callovien et oxfordien pour l'horizon à jaspes. Dans d'autres secteurs des Carpates orientaux, comme par exemple dans les monts Bucegi, de dépôts siliceux rouges identiques à ceux de Rarău, vers la partie basale passent à des marnes qui contiennent une faune indiquant le Callovien inférieur (D. PATRU-

LIUS, 1960). I. BĂNCILĂ et V. C. PAPIU (1953) en examinant attentivement, au point de vue micrographique, les jaspes de Pojorîta sont portés à conclure que les dépôts siliceux du synclinal de Rarău représentent une formation lagunaire. A Lacul Roșu I. BĂNCILĂ signale la présence de certains tufs basiques associés aux dépôts de jaspes, fait qui le conduit à mettre la genèse de ceux-ci sur le compte de l'existence de certaines éruptions d'âge jurassique.

K i m m é r i d g i e n à T i t h o n i q u e . A partir du Kimméridgien, on remarque dans le bassin de sédimentation un changement sensible pour ce qui est les conditions d'accumulation. Sur le rebord oriental du synclinal marginal externe, les dépôts kimméridgiens et tithoniques empruntent des caractères qui les rapprochent de la formation de Flysch. Ils sont représentés par une succession dont l'épaisseur arrive jusqu'à 250 m, constituée par une alternance de grès durs, en couches épaisses jusqu'à 30 cm, de calcaires et de marno-calcaires lités. Parfois ces derniers deviennent prédominants; ils sont souvent de teinte rouge. Les couches de calcaires contiennent aussi des niveaux siliceux. Ces dépôts, connus aussi sous le nom de couches de Lunca, ou couches à *Aptychus*, présents dans les deux compartiments du synclinal externe, renferment une riche association d'*Aptychus: Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL), *L. curtus* TRAUTH., *L.* aff. *rectecostatus* (PET.), *L. lamellosus* (PARK.), *Laevaptychus latissimus* TRAUTH. (I. BĂNCILĂ, 1958; M. ILIE, 1957 etc.) et l'association *Calpionella alpina* LORENZ — *C. elliptica* CADISH (M. G. FILIPESCU, O. DRAGASTAN, 1963). La présence de *Laevaptychus* atteste l'âge kimméridgien de ce dépôts alors que celle à *Calpionelles* trachit l'âge tithonique d'une partie des couches à *Aptychus*. Au point de vue lithologique, on ne pourrait tracer de limite entre les deux étages, comme d'ailleurs on ne pourrait désigner une limite ni entre le Tithonique et le Berriasien, étant donné qu'il s'agit d'une continuité de sédimentation accompagnée de similitudes lithofacielles. Les dépôts du Kimméridgien et Tithonique surmontent transgressivement des formations plus anciennes, occupant une zone relativement large dans la partie méridionale du synclinal de Rarău et du synclinal de Hăghimaș, et affleurant seulement sur son flanc externe (oriental).

Jurassique allochtone

Les dépôts de cette série se présentent sous forme de blocs et de klippes ou participent à la constitution de certains lambeaux de recouvrement. Dans la succession du Jurassique allochtone, apparaissent presque tous les étages du système, leur présence étant prouvée paléontologiquement. Quoiqu'il n'y ait pas de coupe, où l'on puisse observer les contactes stratigraphiques entre les différents étages, il est à supposer qu'il y a une continuité de sédimentation avec une seule discontinuité stratigraphique, au début du Jurassique supérieur (fig. 3).

Le Rhétien est représenté par de calcaires foncés à *Rhaetina gregaria* (SUESS), *R. pyriformis* (SUESS), *Waldheimia perforata* (PIET.), *Cyrtina koessenensis* SUESS. Ces dépôts apparaissent sous forme de blocs de dimensions réduites tant dans le synclinal de Rarău que dans celui de Hăghimaș.

Le Lias débute par de calcaires et de schistes marneux rouges (faciès d'Ad-

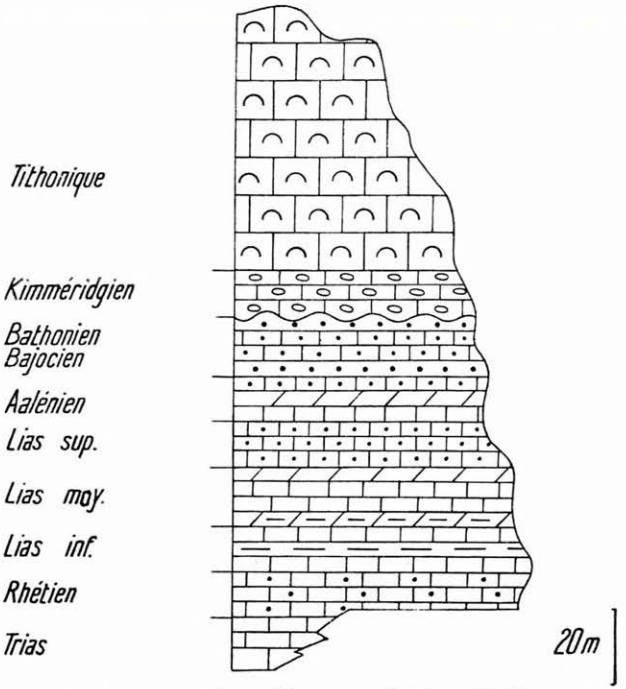


Fig. 3. Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique allochtone

Trias (calcaires de Hallstatt); Rhétien (calcaires détritiques); Lias inf. (calcaires et argiles rouges à faciès d'Adneth); Lias moyen (calcaires et marno-calcaires); Lias supérieur (calcaires gréseux et grès calcaires); Aalénien (calcaires, marno-calcaires et grès calcaires); Bajocien à Bathonien (grès et calcaires gréseux); Kimméridgien (calcaires noduleux couches à Acanthicus); Tithonique (calcaires de Stramberg)

neth) à *Arietites raricostatus* MOJS., *A. romanicus* MOJS., *A. bisulcatus* BRUG., *Phylloceras cylindricum* SOW., *Rhancophyllites bukovinensis* MOJS. revenant à l'Hettangien et Sinémurien. Le Lias moyen englobe les schistes marneux et les calcaires à *Zeilleria identata* SOW. (I. STĂNOIU, 1967), qui apparaissent sporadiquement comme des blocs dans la masse argileuse d'âge crétacé, dans le synclinal de Rarău. Bien que dans le synclinal marginal externe, la présence du Lias moyen, prouvée en tenant compte de la seule forme mentionnée, soit douteuse, dans une région située plus au S (M. Perșani) qui est la prolongation directe de le zone centrale carpatique, le Lias moyen est bien identifié dans la succession allochtone grâce aux formes de *Lytoceras fimbriatum* (SOW.), *L. forojuliense* MGH. et *Uptonia jamesoni* (D. PATRULIUS et al., 1966). Le Lias supérieur est représenté par de grès calcaires et de calcaires détritiques à *Grammoceras thouarsense* (D'ORB.), *Pseudogrammoceras quadratum* (HAUG), *Hildoceras bifrons* (BRUG.), etc. et se présente dans les deux synclinaux, toujours sous forme de blocs de dimensions réduites.

Le Dogger, richement fossilifère, englobe l'Aalénien, le Bajocien et le Bathonien. L'Aalénien contient des calcaires, des marnes calcaires et des calcaires détritiques à *Ludwigia murchisonae* (SOW.), *Leioceras comptum* BUCH.,

Rhopalobelus exillis (D'ORB.). Il apparaît sous forme de blocs dans le Wildflysch crétacé du synclinal de Rarău, ou sous forme de klippes écrasées à la base de la nappe de Hăghimaș (M. SĂNDULESCU, 1967). Le Bajocien et la Bathonien incluent des calcaires détritiques à *Polyplectites* cf. *linguiferus* (D'ORB.), *Choffatia* aff. *homeomorpha* BUCKMAN, *Siemiradzkia* aff. *aurigera* (OPPEL), *Stephanoceras humphriesianum* SOW., *Oppelia* sp. du groupe d'*O. subradiata* etc. (V. MUTIHAC, 1968). De pareils dépôts apparaissent surtout dans le synclinal de Rarău, notamment dans une coupe de la vallée de la Moldova, à Gura Sadova (fig. 4) sous forme de blocs englobés dans le Wildflysch.

Si grâce aux données paléontologiques, la présence des étages du Jurassique jusqu'au Bathonien y compris, ne fait de doute pour personne, il n'en est pas de même pour le Callovien et l'Oxfordien. Jusqu'à présent, nous n'avons pas de preuves sur l'existence de ces deux étages dans la succession allochtone. Évidemment, étant donné que nous n'avons pas à la dispositon une coupe où l'on puisse suivre la succession stratigraphique «in situ», pour en observer les relations stratigraphiques, nous ne pourrions affirmer avec certitude l'absence sûre et complète du Callovien et de l'Oxfordien.

Le Malm est connu à partir du Kimméridgien. Il est développé sous de faciès des couches à «Acanthicus» et des calcaires noduleux rouges, renfermant une faune à *Aspidoceras acanthicus* D'ORB. en abondance, *Phylloceras zignoidanum* D'ORB., *Ph. polyplocum* BENECKE, *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Calliphylloceras manfredi* (OPPEL), *Streblites tenuilobatus* (OPPEL), *Laevaptychus latus* MENEGH., *L. latissimus* TRAUTH, etc., ainsi que de débris de *Saccocoma*, *Clypeina jurassica* FAVRE, etc.

En sédimentation continue, au-dessus du Kimméridgien, repose le Tithonique sous le faciès des calcaires de Stramberg (calcaires massifs blancs avec des niveaux de calcaires brécheux et de calcaires pseudoolithiques) qui, à l'avis de M. SĂNDULESCU (1968), contiennent le microfaciès à Trocholines à côte des Algues calcaires à *Actinoporella podolica* ALTH., *Salpingoporella annulata* CAROZ., *S. appenninica* SART. et CRESC., etc., ainsi qu'à *Rhynchonella steriana*, *Nerinea nodosa* VOLTZ, *N. tuberculosa* DEFR., *Diceras luci* DEFR., *D. acutum* BOEHM. etc. En sédimentation, continue au-dessus du Tithonique, repose le Néocomien revêtant, lui aussi, un faciès récifal.

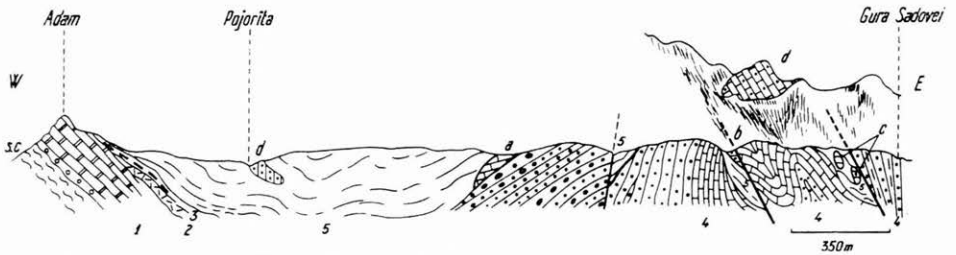


Fig. 4. Coupe dans la vallée de la Moldova entre Pojorîta et Gura Sadovei (synclinal de Rarău)

Sc: Schistes cristallins. — Série autochtone: *1.* Trias (conglomérats et dolomies); *2.* Dogger (brèches calcaires); *3.* Callovien à Oxfordien (dépôts siliceux); *4.* Kimméridgien à Tithonique (grès calcaires et marno-calcaires: couches à Aptychus); *5.* Crétacé inférieur (faciès de Wildflysch)
Série allochtone (klippes): *a)* Trias supérieur (calcaires massifs); *b)* Rhétien (calcaires détritiques); *c)* Lias (calcaires et marno-calcaires); *d)* Dogger (calcaires et grès calcaires)

Le Kimméridgien et le Tithonique rencontrés dans le synclinal de Hăghimaș constituent la plus grande partie de la nappe de Hăghimaș (M. SĂNDULESCU, 1967). Dans le synclinal de Rarău, la présence du Malm n'a pas été prouvée au point de vue paléontologique. Il n'est pourtant pas exclu, que certaines klippes de calcaires du massif de Rarău proprement-dit appartiennent au Malm, si l'on considère surtout qu'à leur partie supérieure se développent des bauxites qui dans les Monts Apuseni reposent sur des calcaires à faciès de Stramberg.

Après l'analyse des faciès du Jurassique de la zone centrale carpatique il ressort que les dépôts de la série autochtone représentent un faciès détritique et littoral qui a pris naissance au bord oriental du géosynclinal carpatique correspondant approximativement à l'actuel synclinal marginal externe. Les dépôts du Jurassique allochtone représentent (principalement ceux du Jurassique inférieur) un faciès plus profonde de géosynclinal située quelque part vers le bord occidental du cristallin central-carpatique (fig. 5, a).

A partir du Jurassique moyen, on observe une tendance d'uniformisation des faciès du géosynclinal, mise sur le compte d'un commencement de soulèvement des zones situées à l'W. Ce soulèvement s'accentue progressivement si bien qu'au Callovien et l'Oxfordien, au moins une partie, des secteurs occidentaux de la zone centrale-carpatique étaient exondés (fig. 5, b). Simultanément des éruptions volcaniques ont eu lieu, fait qui explique le caractère exclusivement siliceux des dépôts calloviens et oxfordiens abrités dans la partie marginale du géosynclinal. Au cours du Malm supérieur des oscillations verticales se produisent, entraînant quelques dénivellement importants. Toutefois, dans l'ensemble, la partie occidentale demeure exondée, elle n'est que partiellement submergée, en permettant aux faciès récifaux de s'y développer (calcaires de Stramberg fig. 5, c). A mesure que les parties occidentales du géosynclinal se soulèvent, celui-ci se déplace vers l'E si bien que les dépôts à faciès bathyal au cours du Malm s'accumulent vers le bord de l'actuel synclinal marginal externe, générant la formation à faciès flyschoïde (couches à *Aptychus*) d'âge kimméridgien et tithonique. Le soulèvement de la partie centrale du géosynclinal a eu lieu aussi dans le Crétacé inférieur (fig. 5, d). A l'Hauterivien, la couverture sédimentaire commence à se décoller de son soubassement cristallin et à glisser vers les zones de dépression d'en face (vers l'E). Il arrive donc de trouver dans la formation de Wildflysch (Hauterivien à Albien supérieur) des klippes et blocs ensévelis, voire même des lambeaux de recouvrement, lambeaux d'une véritable nappe de décollement (fig. 4). Ces klippes et ces lambeaux de nappes qui ont conduit à la superposition de certains faciès synchrones hétéropiques ont été observés par V. UHLIG (1907) et attribués à la nappe transylvaine, c'est pour cette raison que l'on désigne le Mésozoïque allochtone aussi sous le nom de «série transylvaine» et la série autochtone sous celui de «série bukovinienne». Que l'origine de la série allochtone se trouve dans une zone située vers l'W résulte aussi du fait que dans la partie méridionale des Carpates orientaux, notamment dans les monts de Brașov (à Codlea — Vulcan et à Cristian) il y a du Trias «in situ» pareil à celui allochtone de la zone centrale-carpatique. Cette région représente à-vrai-dire la terminaison méridionale de la zone, dans laquelle le Mésozoïque de type bathyal est développé, zone qui vers le N s'étendait jadis approximativement le long de l'actuel bord occidental du cristallin central-

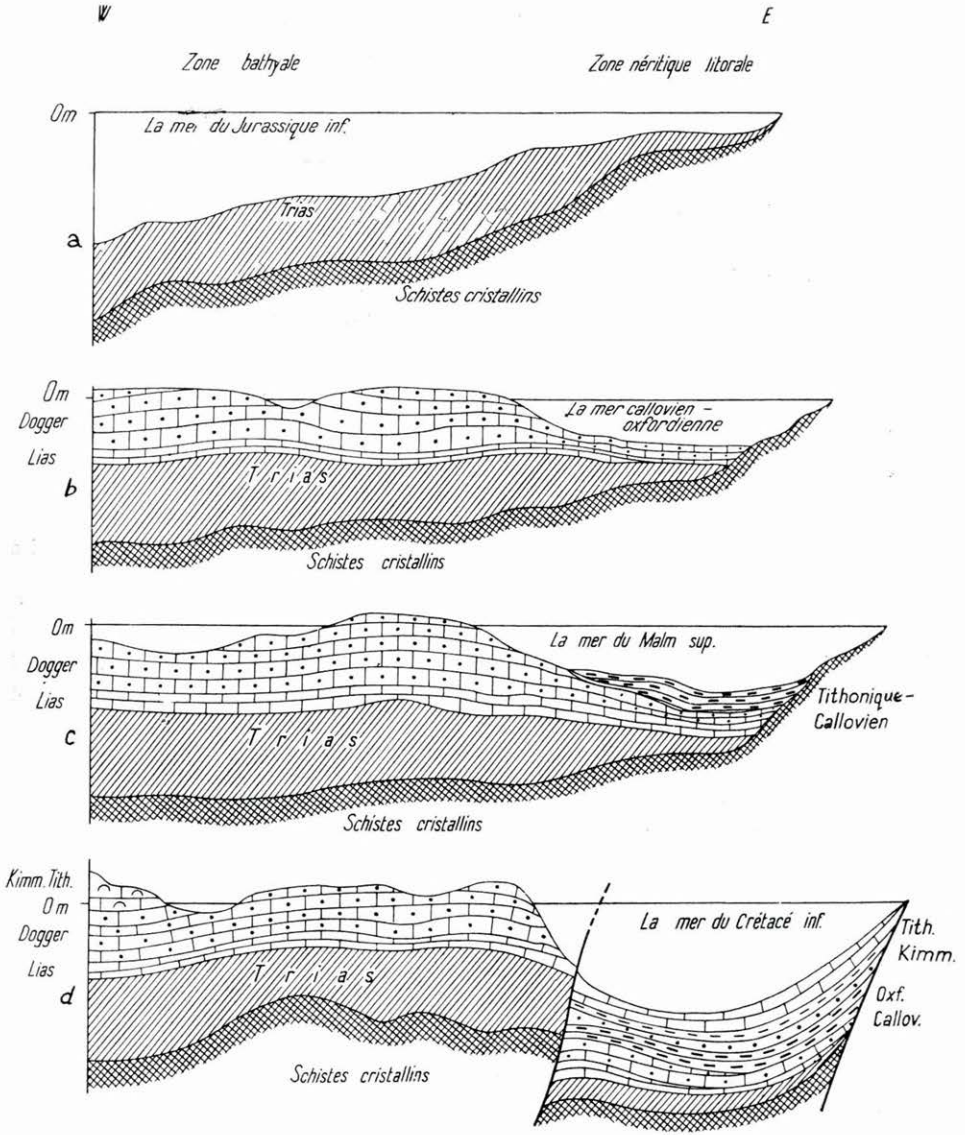


Fig. 5. Développement géologique pendant l'époque jurassique du territoire investigé

carpatique. La position plus reculée des monts Perșani, par rapport au synclinal marginal externe, qui forment la prolongation directe de la zone centrale-carpatique vers le S est probablement due à un décrochement, et alors il n'est plus nécessaire de supposer l'existence d'une «dorsale dolomitique» (D. PATRULIUS, 1966), dans la zone centrale-carpatique.

BIBLIOGRAPHIE

ATANASIU I.—RĂILEANU GR. 1950: Contribuțiuni la cunoașterea Liasicului din Munții Hăghimaș. — Bul. Acad. R. P. R., sect. Biol.-Agron, **II.**

BĂNCILĂ I. 1941: Étude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc. — An. Inst. Géol. Roum., XXI.

BĂNCILĂ I. 1958: Geologia Carpaților orientali. — Ed. Științifica Bucuresti.

BĂNCILĂ I.—PAPIU V. 1953: Jaspurile traiasice de la Pojorîta. — Bul. St. Acad. R.P.R. sect. Biol.-Agr., Geol.-Geogr., **V**/4.

FILIPESCU G. M.—DRAGASTAN O. 1963: Resturi de Tintinnidae în depozitele titonice și neocomiene din R. P. România. — St. și cerc. Acad. R. P. R. **VIII**/3.

HERBICH FR. 1878: Das Széklerland. — Budapest.

ILIE M. 1957: Cercetări geologice în reg. Rarău-Cîmpulungul Moldovei, Pîrîul Cailor. — An. Com. Geol., **XXX.**

JEKELIUS E. 1916: Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimașu Mare im Siebenbürgen. — Jahrb. d. k. k. ung. geol. Anst.

KRÄUTNER TH. 1929: Cercetări geologice în cuveta marginala mezozoică a Bucovinei cu privire specială la regiunea Rarăului. — An. Inst. Geol Roum., **XIV.**

MUTIHAC V. 1965: Considerații asupra Doggerului din sinclinalul marginal (Rarău-Breaza). — St. și cerc. de geol., geogr., Ser. geol., **X**/1, Acad. R. S. R., București.

MUTIHAC V. 1968: The geological structure of the northern compartment within the outer marginal syncline of the eastern Carpathians. — Ed. Acad. București.

PATRULIUS D. 1960: La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates orientales. — Annal. Inst. Publ. Ung. **XLIX.** fasc. 1.

PATRULIUS D. et al. 1966: Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani). — An. Com geol., **XXXV.**

PATRULIUS D. 1966: Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaților Orientali în timpul triasicului. — D. S. Com. St. Geol., **LIII.**

SĂNDULESCU M. 1967: La nappe de Hăghimaș — une nouvelle nappe de décollement des Carpathes des orientales. — Assoc. Géol. Carp.-Balk. VIII-ème Congr. Belgrad.

SĂNDULESCU M. 1968: Structura geologică a parții centrale a sinclinalului Hăghimaș.— D. S. Com. St. Geol., **LIV**/3.

STĂNOIU I. 1966: Contribuții la orizontarea Liasicului și Aalenului din materialul exotic asociat depozitelor de Wildflysch din sinclinalul Rarău- Carpații Orientali. — D. S. Com. St. Geol., **LIII**/1.

UHLIG V. 1907: Über die Tektonik der Karpathen. — Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien, **XCVI.**

VADÁSZ E. M. 1919: Beiträge zur Geologie des Klippenszuges. — Jahrb. d. geol. R. A., Budapest.

V. MUTIHAC

Universitatea București Catedra de Géol.
Bul. N. Bălcescu 1.,
București
R. P. România

RELATIONSHIP BETWEEN SOME PECULIAR FEATURES OF JURASSIC SEDIMENTATION AND PALEOGEOGRAPHY IN THE UMBRO-MARCHIGIANO BASIN (CENTRAL ITALY)

by

R. Colacicchi—G. Pialli

Foreword

The Umbro-marchigiano basin (Central Italy) is known for its carbonatic sedimentation occurred during Jurassic period in an open sea environment, devoid of terrigenous materials.

Until 1965 the stratigraphic succession has been described as a continuous deep sea pelagic sequence, very uniform in the facies characters and, at a lesser extent, in the thickness.

Only few Authors as Zittel (1869), Canavari (1981), Fossa-Mancini (1915) and Scarsella (1950) signalled some shortening of the series and even some gaps in the sedimentation, without giving, however, an exhaustive explanation. Later on no one of the Authors who studied the umbrian basin, has taken into consideration the signaled facts.

Recent studies on the stratigraphy of umbrian basin, Bernoulli (1967), Colacicchi–Pialli (1967) and Farinacci (1967), have pointed out that the shortening of the series and also the gaps in the sedimentation are very common, so that the old hypothesis of a continuous pelagic deep sea sedimentation can no more be accepted or, at least, it must be revised as far as it concerns the Jurassic. In fact the stratigraphic gaps and the lateral facies variations are peculiar of Jurassic sediments, while, starting from the Upper Tithon, the sedimentation become really quite uniform, as shown by the deposition of the Maiolica formation.

The purpose of the studies we are carrying on is to explain the causes of these sedimentary hiatus and condensations, and the environments in which these events happened.

The Authors who studied the problem all agree that the places in which the sedimentary sequence is not complete, must be considered as an elevation of the sea bottom. But while Bernoulli (1967) says that the bottom was quite submerged at relative depth, and lack of sedimentation was caused by speedy currents which did not allow carbonate particles to deposit, Colacicchi–Pialli (1967) and Farinacci (1967) believe instead that sea bottom, in the highest parts, may have reached the sea level, and so the sedimentary gaps were formed.

Probably the two hypothesis are not quite in contrast, and each of them may explain some field data. The present study tries to discover in which cases the former or the latter has to be preferred.

Field data

The study of the Jurassic stratigraphy of the Umbro-marchigiano basin has been based on 25 stratigraphic sections: the geographic localization of them is shown in fig. 1, while in figs. 2, 3, 4 are shown their relationships along the main tectonic ridges.

The thickness variation of Dogger and Malm formations may be noted by

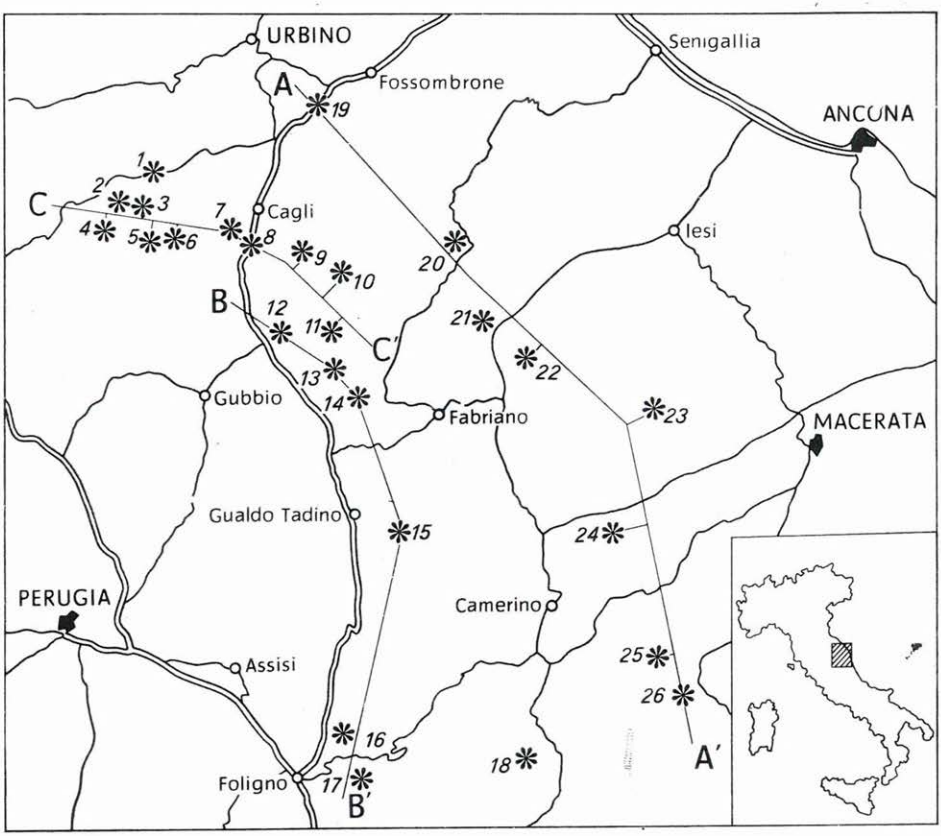


Fig. 1. Localization of stratigraphic sequences

Explanation: A—A' etc.: Correlation outlines along main tectonic ridges of figs. 2, 3, 4. — *Localities: 1.* Piobbico, *2.* Campo al Bello, *3.* Infernaccio, *4.* Col Lungo, *5.* Sasso della Rocca, *6.* Fondarca, *7.* Bosso Valley, *8.* Burano Valley, *9.* Mt. Acuto, Mt. Catria, *10.* Avellana, *11.* Sentino Valley, *12.* Ponte Calcara, *13.* Valle Prigioni, *14.* Mt. Cucco, *15.* Gualdo Tadino, *16.* Mt. Pale, *17.* Mt. Serrone, *18.* Tazza Valley, *19.* Furlo Trench, *20.* Arcevia, *21.* Frasassi Trench, *22.* Mt. S. Martino, *23.* Cingoli, *24.* Domora Trench, *25.* Fiastrone Lake, *26.* Mt. Sasso Tetto

a simple glance to the correlation plates but many other evidences come from a careful analysis. The most important of them are:

1. lithology of the Calcare Massiccio formation (basis of the Jurassic series in Umbria) is not uniform. In the stratigraphic sections of Sasso della Rocca, Col Lungo, Sentino, Mt. Cucco, Sasso di Pale, Frasassi, Gualdo Tadino, namely the ones which contain gaps in the sedimentation, the Calcare Massiccio is characterized by cyclic deposition sequences, whose texture allow us to consider them as cyclothems relat ed to a subtidal-supratidal variation of environment. In the sections where the hiatus does not appear the Calcare Massiccio is very different. The cyclothem structure is absent or, at least, very rare; bedding is almost quite lacking and the rock is rich in primary micrite and algal encrusted grains, so that it may be considered due to a subtidal depositional environment.

2. In the continuous sequences (namely Bosso, Burano, Ponte Calcara, Valle delle Prigioni, Mt. Serrone, Fiastrone etc.) the thickness of the Jurassic sediments is variable from 200 to 300 mts. and it is possible to distinguish the following formations from bottom to top: Calcare Massiccio, Corniola, Rosso Ammonitico, Calcari a *Posidonia*, Calcari Diasprigni, Maiolica.

No one of these formations shows supratidal characters and the biozones succession testifies a continuous sedimentation from the Calcare Massiccio to the Maiolica.

Sediments are limy or cherty-limy, and only in the Rosso Ammonitico some clayey and calcarenitic flysch-like sequences may be noted.

In the sections showing thickness reduction of the Jurassic sediments (here named condensed sequences) the main thickness reduction generally occurs in the Corniola formation, while in the Rosso Ammonitico and in the Calcari Diasprigni thinning is less evident.

3. In many sequences all the formations of Middle and Upper Jurassic are extremely reduced in thickness and in these reduced series only, there are many evidences of gaps in the sedimentation. The latter are classifiable in four main types:

a) gap between Calcare Massiccio and Corniola with lack of the greatest part of the Corniola sediments. In this case Corniola is reduced to less than ten metres of thickness (sections of Col Lungo, Campo al Bello, Sasso della Rocca, Sentino, Sasso di Pale);

b) gap between Calcare Massiccio and Rosso Ammonitico with lack of Corniola and of the greatest part of the very Rosso Ammonitico (section of Mt. S.Martino);

c) gap between Corniola and Calcari Diasprigni, or their lateral heteropic facies the Grigio Ammonitico, with lack of Rosso Ammonitico (sections of Col Lungo, Sasso di Pale, Mt. Cucco, Sentino);

d) gap between Rosso Ammonitico and Grigio Ammonitico with lack of Calcari a *Posidonia* and of the lower part of the Calcari Diasprigni (sections of Cingoli, Mt. S.Martino, Sasso della Rocca).

In many cases in a same section there are even two gaps.

In close relation with the sedimentary gaps, we may found dolomicrite levels, generally yellow or reddish, containing ferroan dolomite, bauxite traces and crusts very similar to hard-pans.

Grigio Ammonitico lies just above dolomicrite levels and it is present only in the gap-bearing sequences or in the very thinned ones. It is constituted by a micrite matrix, slightly dolomitic, holding a great deal of Ammonites. The

green colour of the fossils is due to encrusting and substitution of calcite by glauconite and/or chamosite.

Faunas of the Grigio Ammonitico are generally mixed and range in age from Upper Oxfordian to Middle Titon notwithstanding the reduced thickness of the formation.

Figs. 2, 3, 4 explain lateral facies variation from continuous and complete sequences, through complete but condensed ones, to gap-bearing ones.

Lateral facies variation and depositional environment of the Calcare Massiccio

As mentioned above, lithologic features of the Calcare Massiccio formation testify two kinds of depositional environment, the one subtidal-supratidal, and the other markedly subtidal. This fact, never noted before because of a complete lack of studies on both structural and textural characters, becomes now very interesting owing to the correlations that may be done with the above-laying gap-bearing sequences.

In fact, where the sedimentation is continuous and Middle to Upper Jurassic formations have a pelagic character, the Calcare Massiccio presents a typical texture of subtidal environment, although of shallow sea. In the gap-bearing sequences instead, the Calcare Massiccio formation presents a quite different lithology: a clear subdivision in beds of variable thickness, the lower and middle part of which is characterized by coated grains cemented by sparry calcite, bird's eyes, stromatactis with internal filling of sparry calcite, and somewhere stromatolites.

In the upper part of the beds instead, are frequently occurring prism and sheet cracks with internal sediments, constituted by reddish mud and mud aggregates, arranged in clear geopetale structures. Reddish micrite often with breccias or crusts are also frequent just at the top of the beds. The upper surface is frequently constitued by an erosion surface is irregular in its details but having a general trend parallel to the bedding.

All these characters repeat almost in each bed and indicate without any possible doubt, an intertidal-supratidal cyclothematic sequence.

On the other hand the complete lack of coral reef or any organic frame-builder structures, testifies that the sedimentary environment must be considered not as an atoll but as a shoal alternatively covered and uncovered by sea water.

This type of facies is peculiar of the gap-bearing sequences.

So we can individuate some areas where subsidence of sea bottom was active, and some shoals where subsidence was failing or extremely slow since the Lower Lias.

Owing to these differences in sea bottom subsidence, in the shoaling areas the intertidal-supratidal facies of the Calcare Massiccio continued much longer, while in the neighbourhood it was substituted by a micritic sedimentation i.e. the Corniola formation.

Proves of the facies heteropy are supplied by biostratigraphical data: in many cases the upper levels of the Calcare Massiccio, in the gap-bearing series,

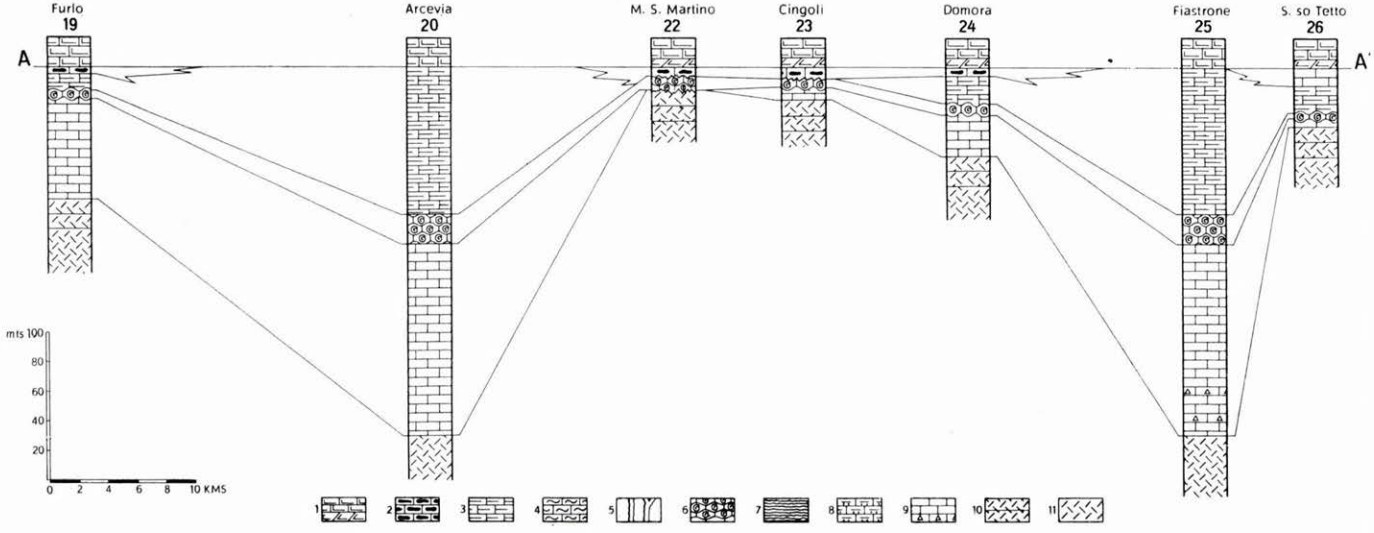


Fig. 2. Lateral correlation of the stratigraphic sections along the main tectonic structures (Section line **A—A'**). Vertical scale is uniform, horizontal distances between the sections are proportional for each figure

Symbols: 1. «Maiolica» Upper Tithon to Neocomian, in the lowest part are present dolomitized levels (Upper Tithon); *2.* «Grigio Ammonitico» ammonitic coquina with micrite and/or dolomitic matrix, Upper Oxfordian to Upper Tithon; *3.* «Calcari Diasprigni» (cherty limestones), Callovian to Tithon; *4.* «Calcari a Posidonia» (Posidonia limestones), Dogger, *5.* Sedimentary «dykes» into the Calcare Massiccio, filled by younger sediments; *6.* «Rosso Ammonitico» (Ammonitic red), Toarcian; *7.* Shaly levels devoid of fossils, probable Toarcian; *8.* «Marne di M. Serrone» (Mt. Serrone marls), clayly marls with graded calcarenites, Toarcian; *9.* «Carniola» cherty calcilulites with graded biocalcarenites in the lower part, Middle Lias; *10.* «Calcare Masiccio» roughly bedded tidal cyclothems, Middle (and probably Upper) Lias; *11.* «Calcare Masiccio» main subtidal algal micrites with no evidence of cyclothems, Lower Lias

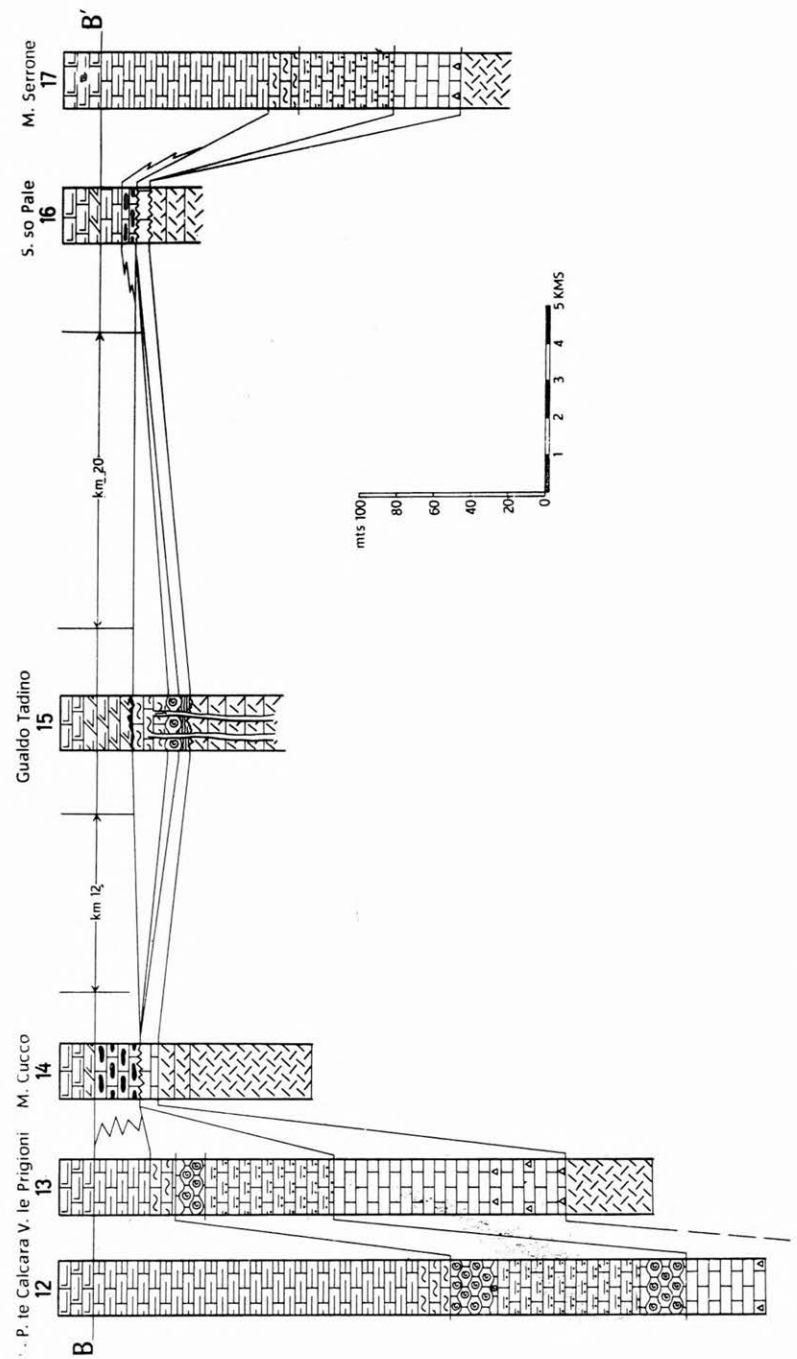


Fig. 3. Lateral correlation of the stratigraphic sections along the main tectonic structures (section line **B—B'**). Explanations see fig. 2

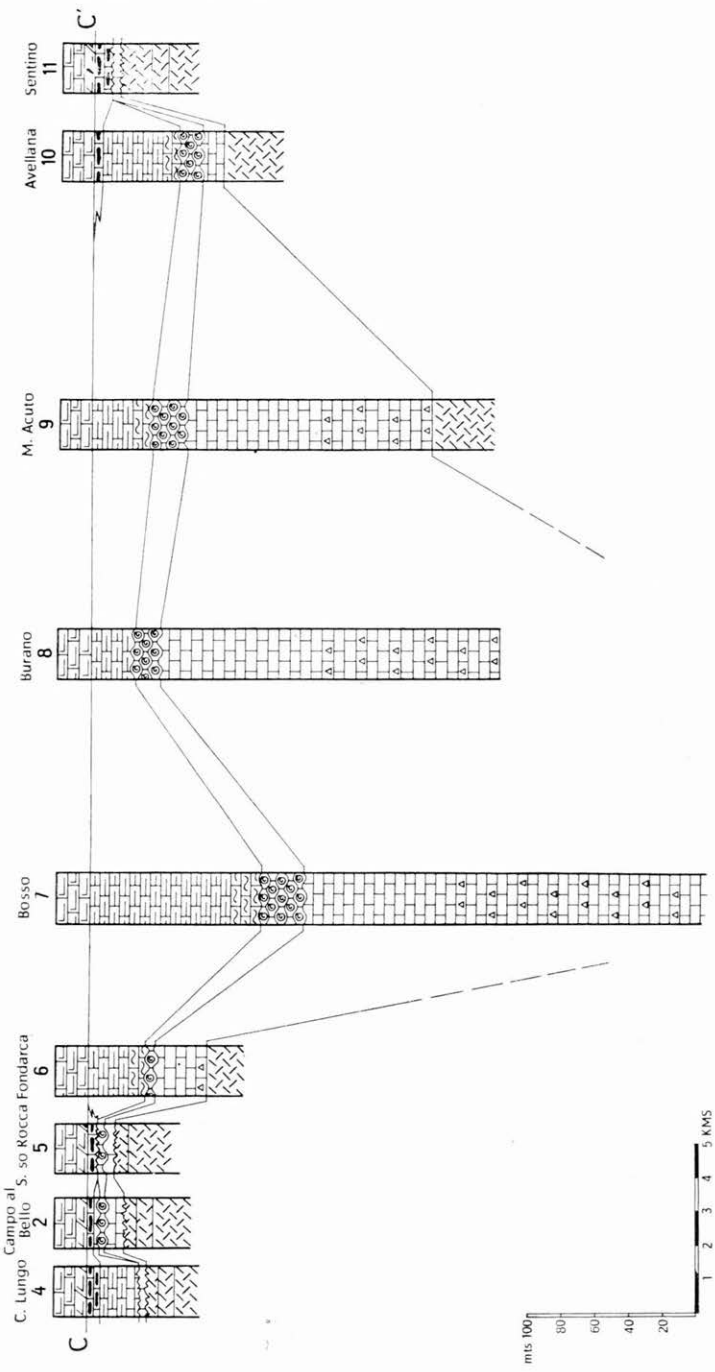


Fig. 4. Lateral correlation of the stratigraphic sections along the main tectonic structures (section line C—C'). Explanations see fig. 2

contain *Vidalina martana* and, at Mt. Cucco, *Arieticeras algovianum*, both characteristic of the Middle Lias, while in the complete series the *Vidalina martana* is a typical organism of the Corniola formation, whose age is generally Middle Lias.

These "ancestral" irregularities of sea bottom, occurred during the deposition of Calcare Massiccio, represent, we believe, the starting point for the quite different evolution of the two types of sequences; these really testify that at the end of Lower Lias a general movement of subsidence took place in the Umbro-marchigiano basin, but some zones, probably released by step faults, were unattached and remained in a shoaly condition.

Detrital-turbiditic beds in the pelagic formations

Detrital-turbiditic sediments are present at various levels as in the Corniola as in the Rosso Ammonitico. In the former they are constituted by graded calcarenite layers with a micrite matrix (Marmarone Auct.) interbedded in the wholly micritic sediments of the Corniola. Detrital grains are supplied by crinoid's fragments for the greatest bulk and also by intraclasts, lumps and sometimes coated grains. No clay is present and the fine fraction of the turbidites is made up by lime mud.

In the Rosso Ammonitico instead, much clay is present, and one may observe some sequences quite similar to a Flysch, showing also various types of bottom marks, cross and parallel laminations. Micrite matrix of calcarenite graded beds of the Corniola formation is substituted here by clayey marls, while fine fraction is made up by an almost pure clay.

The distribution of calcarenites and clay is peculiar: the Marmarone beds are present in the lower portion of Corniola formation, while in the upper part some very thin clay films are recognizable on bed surfaces. Towards the upper part of the series there is an average increase of clay (not really continuous, but realized through successive pulsations) until the maximum is attained in the Upper Lias just during the deposition of Rosso Ammonitico.

In some cases the Flysch-like sequences, which generally are inserted in the typical red nodular limestone, become prevailing in the formation, so that they represent the lower and middle part of Rosso Ammonitico. This is the case of Valle delle Prigioni and Monte Serrone section. In the latter the typical facies of the Rosso Ammonitico is reduced to a single bed, 50–70 cm thick, of intraclastic breccia with a red micrite matrix, inserted in a marly clay sequence with calcarenitic graded beds.

Slumping of fluxoturbiditic events are exceptionally present also in the Calcari Diasprigni formation: at Avellana section there are two beds of large intraclastic breccia which in some aspects resembles the typical facies of nodular Rosso Ammonitico, and it is quite similar to the M. Serrone one above described.

It is interesting to note that these clastic events are typical of the continuous, complete sequences; they are nearly always absent in the condensed ones and completely fail in the gap-bearing ones.

Grain dimensions, current directions, and thickness of each clastic interval

seem to prove (but it is not absolutely certain) that the source of detrital material may be individuated in the areas where condensed non gap-bearing sequences crop out.

The presence of turbiditic layers confirm that during Upper Lias and Lower Dogger there were notable differences in the topography of the sea bottom. Sedimentary environment of Corniola and Rosso Ammonitico was located in the lowest zones, where, coming from the shoals, the turbidity currents spread.

Furthermore the Marmarone beds look generally as deposed by fluxoturbidites and testify that the escarpments on which they moved were rather steep, while at the age of Rosso Ammonitico calcarenite beds are constituted by normal turbidites.

The fluxoturbidites then represent the first discharge of detrital material after an abrupt steeping of the slope caused by a fault. Later on, during Upper Lias and Dogger, tectonic movements were still active but anyway without sharp quakes.

Dolomicrite beds

Closely related to the sedimentary hiatuses in the sequences of Mt. Cucco, Sasso di Pale, Sentino, Mt. S. Martino, Val di Tazza, Sasso della Rocca and Gualdo Tadino there are some laminated dolomicrites which represent the focus of our investigation. They are always very thin (max. 3–4 metres), generally without a distinctive bedding but laminated in thin and laterally poorly continuous laminae.

Main lithological constituent of this level is a dolomicrite showing various degrees of recrystallization; in some cases we are in presence of a mosaic of dolomite cristals, which have destroyed every original structure; it is however possible to note a continuity from this dolomitic mosaic to a very fine-grained dolomicrite with microscopic scale laminations, that must be considered as a primary dolomite.

In Mt. S. Martino sequence, between Calcare Massiccio and Rosso Ammonitico (reduced in thickness to less than two metres) a typical dolomitic breccia is present.

Spread in the dolomicrite mass, there are often little nodules of magnetite and ferroan dolomite, generally so oxidized as to yield a yellow or reddish-brown colour. Also reddish crusts quite resembling hard-ground or hard-pans, with very high concentration of iron minerals, are present at various levels, although preferrably concentrated near the contact with the overlying formation (Grigio Ammonitico).

At Gualdo Tadino the dolomicrite levels have a peculiar facies: they are accompanied by interbedded clay material, and in the upper part are macroscopically laminated in green and yellow-reddish beds, very similar to a zebra rock, in some cases brecciated. But the more interesting fact is that in some of these beds there are many ammonites clearly iso-oriented, evidently deposed by wave or current action.

The levels we have described, are present only in the gap-bearing sequences, just in correspondence with gaps in sedimentation.

The primary dolomite, according to the most recent ideas of many Authors, is a clear indication of supratidal-intertidal environment of lagoon type, and this is quite in agreement with the slightly reducing chemism indicated by ankerite, magnetite and bauxite. At the same time such an environment may easily turn into an oxigenate one and form oxidized hard pans. No one of the Authors specialized in dolomite questions, indicate as possible a deposition of primary dolomite in a subtidal, deep sea, current swept environment.

The Grigio Ammonitico formation

The Grigio Ammonitico closely lies on the dolomicrite laminated sediments: vertical transition is gradual, and dolomitization is very active in the lower part of the formation.

In order to individualize the depositional environment of the Grigio Ammonitico formation, we must note the following data:

1. Ammonites are quite unsorted and, in many cases, seem to be mechanically mixed and reworked: so we may exclude the action of persistent currents, but we can infer a wavy zone;

2. 10 or 15 metres average of sediments represent the deposition from Oxfordian to Lower Titon; faunas are reworked and mixed also from the chronological point of view;

3. micrite matrix which holds the Ammonites cannot have deposed on a current swept threshold. In general micrite is in contrast with wave moved waters, but it may depose in a bay or a lagoon, whose waters are moved at times by wave action and at times calm down;

4. according to the observations made on *Nautilus* shells, Ammonites can float for a long time after death of organism, and may likely be accumulated by wave and current actions on shoals or lagoons, as it actually happens for Pelecypode shells which do not float by themselves. In a section we have the proves that a lot of Ammonites lay in a dolomicrite breccia of clear tidal deposition;

5. in the Grigio Ammonitico formation there are dolomicrite levels and hard-pans quite similar to those mentioned before.

According to all these arguments we may conclude that the depositional environment of the Grigio Ammonitico formation must have been, very likely, a calm bay or a lagoon, in which a particular trend of current or waves was accumulating a lot of *Ammonites* shells. In this environment, at times agitated by waves, for long times the sea bottom (always quite near to the sea level) was emerging or in intertidal conditions, owing to the lack of subsidence which characterized the zone.

In the cases in which Grigio Ammonitico does not contain dolomicrite levels and hard-pans, nor mixed and reworked Ammonites, it is probable that it was sedimented in a little deeper environment but always not exceeding few metres.

Conclusions

The above exposed facts allow us to conclude that the origin of the differences in the stratigraphic sequences must be searched in a different speed of subsidence which from Lower Lias involved different parts of the sedimentary basin, and which must be put in connection with Jurassic tectonic movements.

A first effect of this phenomenon is the marked lateral variation in the Calcare Massiccio lithofacies which may be recognized from Lower Lias.

At the beginning of Middle Lias, the differences in the depositional environment became more and more marked, with a definite facies heteropy: on the non subsiding zones the cyclothem facies of bedded Calcare Massiccio goes on to depose, while in the subsiding ones the Corniola formation sediments.

The most important difference between Calcare Massiccio and Corniola environments is that the former is markedly oxidizing and the latter is reducing.

Many hypothesis have been proposed about the depositional environment of Corniola; at present it is difficult to say whether Corniola is a shallow sea deposit (according to FARINACCI) or a relatively deep sea sediment (according to BERNOULLI), but the presence of turbiditic layers in the lower part of the formation leads us to prefer the second hypothesis.

The source of the material of the turbiditic layers, constituted for the greatest part by Crinoids, must certainly be searched in the high part of sea bottom, but not in the highest, where the bedded Calcare Massiccio presents no traces of crinoids, being in a supratidal environment. So we may deduce that crinoids lived in a submerged platform all around the shoaling zones.

Because of the presence of Marmarone levels only in the lower part of Corniola, it is possible to correlate the source of turbiditic material to those areas which had slower subsidence and which at first were colonized by Crinoids (which were destroyed by wave action, then supplying material for turbidites) and later on, after a further deeping, were covered by a very thin layer of Corniola.

At the end of Middle Lias the differences between subsiding and stable zones became more and more marked, so that on the latter a marked shoaliness caused the formation of lagoons and bars, at times emerged, in which the sedimentat,on was almost failing, and it was represented by lagoon dolomicrites, and, during the emersions, by hard-pans. By the side of the lagoons and emerged bars there were subsiding zones, where the Rosso Ammonitico was deposing.

The environmental situation we have illustrated goes on with very similar characters until Lower Malm. It is sure that tectonic was still active, because the highest parts remained in shoaly conditions, while all around the subsidence was marked.

The flysch facies during the Rosso Ammonitico deposition must be referred to a mechanism quite similar to the one described for the Corniola. It is notable however the increase of clay, whose source is the most puzzling problem of the Umbro-marchigiano basin. In fact, if we reject the hypothesis that clay may have come from the outside of the basin, we are forced to admit that it was formed in place for weathering of a chert containing limestone i.e. Corniola; but, at least for the present, the problem doesn't seem ripe.

At the beginning of the Malm we have a little change in the paleogeographic situation: the subsidence begins to affect also the zones which, until now, were stable, but with a very slow rate, while in the troughs the downwarping became faster. In the highest zones develops a micritic lagoon sedimentation, and a paleogeographic situtation allowing Ammonite shells to be accumulated there; but at times we may have again a shoaling with formation of hard-pans and dolomicrite, or reworking and mixing of deposed not consolidated shells. This seems the more probable way of formation of the Grigio Ammonitico in agreement with what we have noted in a preceeding chapter.

In the open sea, at the same time, a marked increase of silica induces the deposition of limestone with plenty of chert, generally represented by radiolarian shells.

The notable variation in thickness of the Calcari Diasprigni formation let us conclude that in the Malm too, the rate of subsidence was not uniform.

During the Upper Titon a new sediment, the Maiolica, spread uniformly on the whole basin so that all the differences between subsiding and stable zones are eliminated. Some little differences may be however found also here: in fact on the tops of gap-bearing sequences the lower part of the Maiolica appears dolomitized; but this is not a problem, because in some cases it is quite clear that dolomitization has been induced by the Mg enriched underlaying sediments, and in other cases, it may be that the facies of Maiolica established more slowly and mixed with the preceeding dolomitic sediments. At any rate it is sure that at the *Calpionella elliptica* zone all the Umbro-marchigiano basin was under a uniform sedimentation of very fine pelagic lime mud.

REFERENCES

BERNOULLI D. 1967: Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Appennine. — Verhandl. Naturf. Ges. **78**, N. 1. 35–54.

BONARELLI G. 1891: Il territorio di Gubbio. — Op. in 8. 38. pp.

CANAVARI M. 1891: Un nuovo esempio di discordanza fra il Titoniano e il Lias osservato nell'Appennino centrale. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Proc. Verb. Adunanza 15 Nov. 1891. **8.** 12–13.

COLACICCHI R.—PIALLI G. 1967: Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel Giurese del M. Cucco (Appennino Umbro). — Boll. Soc. Geol. It. **86.** 179–192.

FARINACCI A. 1967: La serie Giurassico-Neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull' interpretazione paleogeografica delle aree di facies Umbro-marchigiana. — Geologica Romana, **VI.** 421–480.

FOSSA-MANCINI E. 1915: Lias e Giura nella Montagna della Rossa. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. **30.** 30 pp.

GIANNINI E. 1960: Sui rapporti fra Calcare Massiccio e calcari selciferi nel Monte Pisano. — Boll. Soc. Geol. It. **79.** fasc. 2. 207–216.

LOTTI B. 1926: Descrizione geologica dell'Umbria. — Mem. Descr. Carta Geol. d'It. **21.** 320 pp.

MERLA G. 1944: Il Tevere. Geologia e permeabilità dei terreni del bacino. — Min. LL. PP., Serv. Idrogr. Pubbl. **22.** 130 pp.

RAMACCIONI G.—MARCHETTI M. 1933: Osservazioni geologiche nella zona del M. Cucco (Appennino Centrale). — Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **42.** 146–154.

SCARSELLA F. 1950: Sui rapporti stratigrafici del Calcare Massiccio (calcare di scogliera

hettangiano) con i soprastanti piani stratificati della serie giura-liassica nell'Appennino Umbro-marchigiano. — Boll. Soc. Geol. It., **69.** fasc. 1. 96–98.

Scarsella F. 1951: Lumachella di Ammoniti nel Calcare Massiccio di Monte Acuto (Gruppo del Monte Catria). — Boll. Serv. Geol. d'It., **73.** fasc. 1. 7–13.

Selli R. 154: Il bacino del Metauro. — Giorn. di Geologia, s. **2.** 24. 268. pp.

Verri A. 1883: Studi geologici sulle conche di Terni e di Rieti. — Mem. R. ACC. Lincei, s. 3. **15.**

Zittel K. A. 1869: Geologische Beobachtungen aus den Zentral-Apenninen. — Geogn. Paläont. Beitr. v. Dr. E. W. Benecke **2.** fasc. 2. 93–176.

R. Colacicchi and G. Pialli

Institute of Geology
Perugia
(Italy)

BIOSTRATIGRAPHIC CORRELATIONS IN THE JURASSIC FACIES OF CENTRAL ITALY BY MEANS OF THE MICROFOSSILS

by

U. Crescenti

Three particular facies, with their relative transition zone, are recognizable in the Jurassic outcrops of central Italy: pelagic facies, threshold facies and shelf lagoon facies. Their areal distribution is drawn in fig. 1.

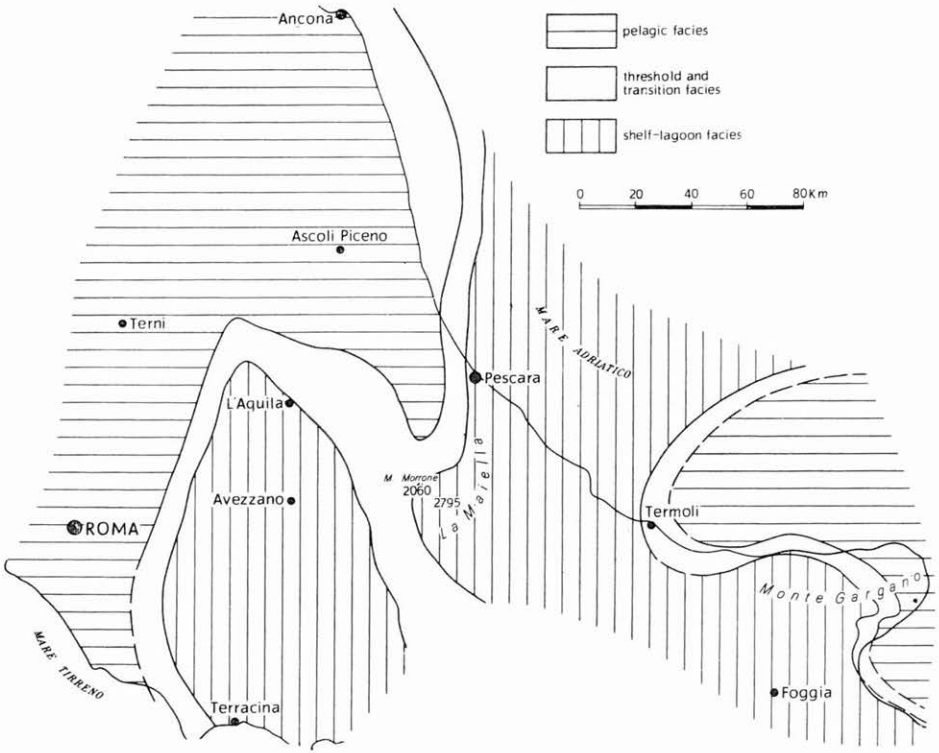


Fig. 1. The areal distribution of the three particular facies in the Jurassic of central Italy

In the Lower Lias, all over the area, there is a constant sedimentation in neritic shelf lagoon facies. The pelagic facies has its beginning after the shelf lagoon facies in the Middle Lias. The threshold facies is inserted towards the upper level of the Lias. This tripartition is maintained for almost all the Mesozoic.

The correlations among the various facies, starting from the end of the Lias, are deducible from the transition zone studies: the correlation between the pelagic and the threshold facies derives from the outer transition zone study; the correlation between the threshold and the shelf lagoon facies comes from the inner transition zone study. In fact, in these areas there are frequent interfingerings of characteristic lithofacies and biofacies of the two adjacent environments.

A short summary of the three jurassic facies biostratigraphy is related here; for full details see CRESCENTI, CROSTELLA, DONZELLI and RAFFI (1969).

Pelagic facies

From top to bottom, the following biostratigraphic units have been defined:

Calpionella alpina cenozone. The lower limit of the cenozone is defined by the initial appearance of *Calpionella alpina* LORENZ, and its upper limit by the initial appearance of *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU and FILIPESCU).

Saccocoma cenozone. The lower limit of the cenozone is defined by the initial appearance of *Saccocoma* AGASSIZ, its upper limit by the initial appearance of *Calpionella alpina* LORENZ.

Globochaete alpina cenozone. The lower limit of the cenozone is defined by the initial appearance of *Globochaete alpina* LOMBARD, and its upper limit by the initial appearance of *Saccocoma* AGASSIZ.

This biostratigraphic interval extends chronologically from the Middle Lias to the Tithon.

Threshold facies

From top to bottom, are present:

*Tubiphytes morronensis** *cenozone.* The lower limit of the cenozone is defined by the extinction of *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK. Its upper limit, which coincides with the initial appearance of *Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), is Aptian in age.

Protopeneroplis striata cenozone. The lower limit of the cenozone is marked by the initial appearance of *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, and its upper limit by the extinction of this microfossil.

Two subzones have been recognized in the middle and upper part of this cenozone: Labyrinthina mirabilis subzone, from the initial appearance of *L. mirabilis* WEYNSCHENK to the first appearance of *Pianella pygmaea* (GÜMBEL),

* *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI is an "incertae sedis" microfossil, erected by CRESCENTI (1969).

and Pianella pygmaea subzone from the initial appearance of *Pianella pygmaea* (GÜMBEL) to the extinction of *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK.

"Dictyoconus" cayeuxi horizon. This horizon coincides with the stratigraphic range of *"Dictyoconus" cayeuxi* LUCAS.

The "D". cayeuxi horizon is referable to the Lias end (Upper Aalenian); the P. striata and T. morronensis p.p. cenozones to the Dogger-Lower Cretaceous. In this note we consider only the jurassic interval of the T. morronensis cenozone.

Shelf lagoon facies

From top to bottom, the following sequence is present (SARTONI and CRESCENTI, 1962):

Salpingoporella apenninica cenozone. The lower limit of the cenozone is defined by the extinction of *Clypenia jurassica* FAVRE and *"Vaginella" striata* CAROZZI, its upper limit by the first appearance of *Cuneolina camposauri* SARTONI and CRESCENTI.

Clypeina jurassica and *"Vaginella" striata cenozone*. The lower limit of the cenozone is marked by the initial appearance of *Clypeina jurassica* FAVRE its upper limit by the extinction of both *C. jurassica* and *"Vaginella" striata* CAROZZI.

Kurnubia palastiniensis cenozone. The lower limit is defined by the initial appearance of *Kurnubia palastiniensis* HENSON, its upper limit by the initial appearance of *Clypeina jurassica* FAVRE. In the lower part of the cenozone has been defined the Macroporella sellii subzone, which corresponds to the stratigraphic range of *M. sellii* CRESCENTI.

Pfenderina salernitana cenozone. The lower limit of the cenozone is defined by the initial appearance of *Pfenderina salernitana* SARTONI and CRESCENTI, its upper limit by the initial appearance of *Kurnubia palastiniensis* HENSON.

Thaumatoporella parvovesiculifera cenozone. The lower limit of the cenozone is marked by the extinction of *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), its upper limit by the initial appearance of *Pfenderina salernitana* SARTONI and CRESCENTI.

Palaeodasycladus mediterraneus cenozone. The cenozone corresponds to the stratigraphic range of *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA). In the middle part of the cenozone is defined the Orbitopsella praecursor subzone, which corresponds to the stratigraphic range of *O. praecursor* (GÜMBEL).

This biostratigraphic interval, from the P. mediterraneus cenozone to the S. apenninica cenozone is referable to the Jurassic.

Relationships between the biostratigraphic units

The *"Dyctyoconus" cayeuxi horizon* is correlative towards one side with a level of the lower part of *Globochaete alpina cenozone*, while towards the other side either with the *Palaeodasycladus mediterraneus cenozone* terminal part or with the *Thaumatoporella parvovesiculifera cenozone* basal part.

The *Protopeneroplis striata cenozone* is correlative towards one side with

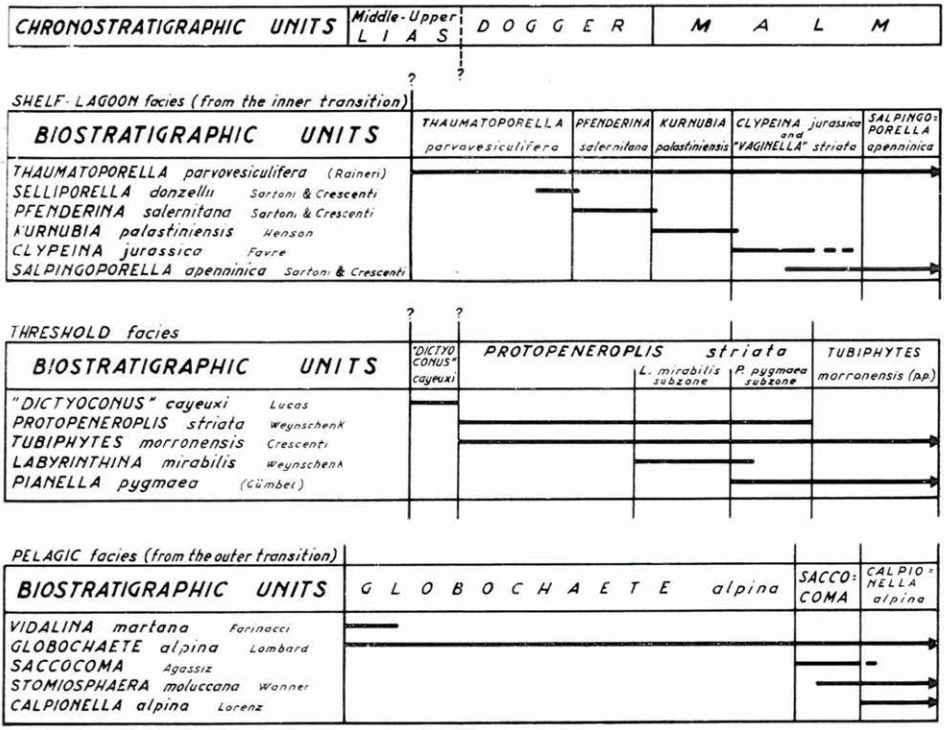


Fig. 2. Relationships between the biostratigraphic units and the most important microfossil stratigraphic ranges of the three facies

the *Globochaete alpina cenozone* middle and upper parts and with *Saccocoma cenozone* lower part; towards the other side with the stratigraphic interval ranging from the *Thaumatoporella parvovesiculifera cenozone* undermost levels to the *Clypeina jurassica* and "*Vaginella*" *striata cenozone* uppermost levels. In the inner transition zone, during this stratigraphic interval, some particular layers have been observed: namely, the aff. *Orbitopsella* horizon* and the Selliporella donzellii and "Trochamminidae" subzones; the first one from the initial appearance of *S. donzellii* SARTONI and CRESCENTI to the initial appearance of "*Trochamminidae*", the second one from this limit to the initial appearance of *Pfenderina salernitana* SARTONI and CRESCENTI.

The *Tubiphytes morronensis cenozone* p.p. (jurassic interval) corresponds towards one side to the interval ranging from the *Saccocoma cenozone* lower part, to the *Calpionella alpina cenozone* uppermost levels; towards the other side to the interval ranging from the *Clypeina jurassica* and "*Vaginella*" *striata cenozone* upper part, to the *Salpingoporella apenninica cenozone* uppermost levels.

See fig. 2 for these relationships and for the more important microfossil stratigraphic ranges of the three facies.

* Aff. *Orbitopsella* according MAGNE' (1966).

REFERENCES

Crescenti U. 1969: Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: Correlazioni. — Geologica Romana (in press).

Crescenti U.—Crostella A.—Donzelli G.—Raffi G. 1969: Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese. (Parte 2: litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia). — Mem. Soc. Geol. Ital. (in press).

Magne' J. 1966: Contribution à l'étude micropaléontologique du Dogger de Muret-le-Château (Causse du Comtal, Aveyron). — Ecl. Geol. Helv. **59**. 66–72.

U. Crescenti

Istituto di Geologia,
Facoltà di Scienze,
Perugia
(Italy)

STRATIGRAPHIE UND FAZIES IM MEDITERRANEN (SUBBETISCHEN) UND SUBMEDITERRANEN (KELTIBERISCH—PRÄBETISCHEN) JURA SPANIENS

von

O. F. GEYER

Ein Blick auf die geologische Karte der Iberischen Halbinsel zeigt die zwei hauptsächlichen Verbreitungsgebiete jurassicher Sedimente in Spanien. Es sind

1. die Iberische Kordillere (Cordillera Ibérica), mit NW-SE-Streichen zwischen dem Ebro-Becken, dem Kastilischen Hochland und dem Mittelmeer gelegen, und
2. die Betische Kordillere (Cordillera Bética), mit WSW-ENE-Streichen den Süden und Südosten der Halbinsel einnehmend. Südlich von Valencia stossen die beiden Gebirgs-Systeme aneinander (GEISTER und GEYER 1968).

In beiden Räumen lagert der Jura auf einer Trias von mitteleuropäischem Charakter. Über bunten Mergeln des Keupers bilden die fossilleeren Corniolas eine dolomitisch-kalkige Übergangs-Formation zum Unterjura.

Die fazielle Entwicklung des Unterjura ist zunächst noch überall gleich: Ohne einer scharfen Grenze gehen aus den Corniolas dickbankige, fossilarme Kalke des Sinemuriums hervor. Im Pliensbachium erscheinen mit Biocalcareniten die ersten Belemniten. In den darauffolgenden Mergeln treten reiche Ammoniten-Faunen auf (hauptsächlich Untertoarcium). Die Schichtfolge wird endlich durch einen Komplex dünnbankiger Kalke des höheren Toarciums abgeschlossen. Mit dem Pliensbachium setzt im spanischen Jura eine fazielle Differenzierung ein. Dennoch bleiben im Unterjura des Keltiberikums und des Betikums die Grundzüge der sedimentären Abfolge noch recht ähnlich. Bezüglich der Brachiopoden- und Ammoniten-Faunen sind jedoch schon deutliche Sonderungen in einen keltiberisch-submediterranen und einen subbetisch-mediterranen Bereich festzustellen. Ersterer zeichnet sich durch das Auftreten zahlreicher Brachiopoden und Muscheln aus (BEHMEL und GEYER 1966). Im subbetischen Pliensbachium finden sich gleichfalls noch viele Brachiopoden, hingegen treten Benthonten im dortigen Toarcium schon stark zurück. Aus dem subbetischen Oberpliensbachium und Toarcium sind bereits häufiger Bildungen von Rotem Knollenkalk bekannt: „Amonitico rojo

inferior" (GEYER 1967). Bemerkenswert ist weiterhin das Vorkommen der arabo-madagassischen Ammoniten-Gattung *Bouleiceras* im Grenzbereich Pliensbachium/Toarcium des Keltiberikums von Ostspanien (GEYER 1965b; GEISTER und GEYER 1968).

Im Mitteljura stehen grössere Mächtigkeiten im Keltiberikum sehr geringen Mächtigkeiten im Subbetikum (Rote Knollenkalk-Fazies) gegenüber. Der keltiberische Mitteljura ist eine vorwiegend kalkige Cephalopoden-Fazies mit Einschaltungen von ammonitenführenden Schwammkalken; Kieselknollen treten häufig auf, ebenso charakteristische Zoophycos-Spuren (HINKELBEIN, in Arbeit; MENSINK 1966; RADEMACHER, in Arbeit). Dunkle Gesteinsfarben und auffallende Glimmerführung zeigen im nördlichen Keltiberikum bereits starke Anklänge an eine „Kantabrische Fazies" (vgl. DAHM 1966). Hingegen bildet der subbetische Mitteljura weitgehend einen benthos-armen Cephalopoden-Kalk; Ammonitico-rosso-Bildungen sind zu beobachten (BARTHEL, CEDIEL, GEYER und REMANE 1966).

Der Oberjura des Keltiberikums beginnt mit Schwammkalken (Mittel- bis Oberoxfordium), über denen Mergel, Bankkalke und schliesslich Flachwasser-Sedimente (Korallen-Kalke, Kalkoolithe; GEYER 1965a) folgen. Der vollmarine Jura endet im höheren Kimmeridgium. Er wird durch „Wealden"-Bildungen (höherer Oberjura bis tiefere Unterkreide) abgelöst. Stellenweise liegt aber auch höhere Unterkreide direkt auf Oberjura. Im nördlichen Keltiberikum zeigt dieser einige stark sandige Komponente. Die Ammoniten-Fauna des keltiberischen Oxfordiums und vor allem des Unterkimmeridgiums ist ausgesprochen submediterran (GEYER 1963). Der subbetische Oberjura bildet weitgehend eine kalkige Cephalopoden-Fazies (vgl. aber weiter unten). Im Oxfordium, Kimmeridgium und Tithonium treten immer wieder Einschaltungen von Roten Knollenkalken auf: „Amonitico rojo superior" (GEYER 1967); namentlich Oxfordium und unterstes Kimmeridgium bilden eine charakteristische „Rote Leitschicht". Die Ammoniten-Fauna ist ausgesprochen mediterran, doch treten auch bisher als typisch submediterran geltende Faunen-Elemente auf — so z.B. die Gattung *Sutneria* (GEYER 1969). Petrographisch und faziell ist die Jura-Kreide-Grenze nicht besonders charakterisiert; überall sind durchgehende Profile Tithonium-Berriasium entwickelt, die Ammoniten, Pygopen und Calpionellen führen (BARTHEL, CEDIEL, GEYER und REMANE 1966). Auf den Berrias-Kalken liegen mächtige Mergel der Unterkreide.

Während der keltiberische Raum faziell weitgehend einheitlich ausgebildet ist, zeigt das Betikum eine Aufgliederung in Fazies-Bereiche. So ist der Jura des Präbetikums (= Betisches Vorland) faziell dem keltiberischen Jura anzuschliessen. Er nimmt jedoch insofern eine Sonderstellung ein („Betiberische Fazies"), als der Unterjura sehr fossilarm, der z.T. kalkoolithische Mitteljura grossenteils umkristallisiert und dolomitisiert ist (BEHMEL, in Arbeit). Ammoniten sind aus dem präbetischen Unter- und Mitteljura — vom Callovium abgesehen — nicht bekannt. Eine ähnliche Ausbildung zeigt der Unterjura am SW-Rand der Iberischen Kordillere (GAIBAR PUERTAS und GEYER 1967) und aus der Mancha (GAIBAR PUERTAS und GEYER 1969). Der subbetische Jura selbst bildet faziell gleichfalls keine einheitlichen Abfolgen: drei Fazies-Reihen sind hier zu unterscheiden (GEYER 1967). Die „Rote Knollenkalk-Fazies" als typische mediterrane Ausbildung wurde bereits

oben skizziert und dürfte als Schwellen-Sediment zu betrachten sein. Daneben existiert aber eine „Kalk-Mergel-Fazies" (Jurásico margoso), deren Profile ungleich mächtiger sind (vgl. z.B. VERA 1965) und deren Sedimente wohl in tieferen Becken abgelagert wurden. Endlich findet sich am Südrand des betischen Jura-Troges eine „Neritische Kalk-Fazies" mit Kalkoolithen und Korallen-Kalken.

Bemerkenswert sind zwei Kondensations-Horizonte, die mit Hartgründen, Limonitkrusten und Eisenoolithen die Grenzbereiche Unter/Mitteljura und Mittel/Oberjura kennzeichnen: der „Untere" und der „Obere Grenzoolith" (bzw. die „Untere" und „Obere Limonitkruste"). Diese zumeist sehr fossilreichen Kondensations-Horizonte umfassen maximal Untertoarcium bis Unterbajocium und Oberbathonium bis einschliesslich Unteroxfordium. Auffallend und bedeutsam ist die Tatsache, dass diese Grenzoolithe vollkommen faziesunabhängig vom neritischen Südrand des Betischen Troges über die mediterranen Roten Knollenkalke, die Betiberische Fazies und den gesamten keltiberischen Raum hinweg bis zu dessen NW-Rand zu verfolgen sind (GEYER 1967; GEYER und HINKELBEIN, im Druck; GEYER, BEHMEL und HINKELBEIN, in Arbeit).

SCHRIFTTUM

BARTHEL—CEDIEL—GEYER—REMANE, 1966: Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **6.**

BEHMEL: Dissertation Univ. Stuttgart — (In Arbeit).

BEHMEL—GEYER 1966: N. Jb. Geol. Paläont. Abh. — **124.**

DAHM 1966: Beih. geol. Jb. — **44.**

GAIBAR PUERTAS—GEYER 1967: Acta geol. hispan. — **2.**

GAIBER PUERTAS—GEYER 1969: Bol. geol. min. — **80.**

GEISTER—GEYER 1968: N. Jb. Geol. Paläont. Abh. — **131.**

GEYER 1963: N. Jb. Geol. Paläont. Abh. — **118.**

GEYER 1965a: N. Jb. Geol. Paläont. Abh. — **121.**

GEYER 1965b: Paläont. Z. — **39.**

GEYER 1967: Geol. Rundschau. — **56.**

GEYER 1969: Lethaeia — **2.**

GEYER—BEHMEL—HINKELBEIN: Die eisenoolithischen Kondensations-Horizonte im spanischen Jura (in Arbeit).

GEYER—HINKELBEIN: Bol. geol. min. **80.** — (im Druck).

HINKELBEIN: Dissertation Univ. Stuttgart — (in Arbeit).

MENSINK 1966: Beih. geol. Jb. — **44.**

RADEMACHER: Dissertation Univ. Stuttgart. — (in Arbeit).

VERA 1964: Estud. geol. — **20.**

O. F. GEYER

Geol. Paläont. Institut Univ.
Böblingerstr. 72,
7 Stuttgart S
Bundesrepublik Deutschland

СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКОЙ СЛАНЦЕВОЙ СЕРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

В. И. Зесашвили

На Кавказе по характеру геологического развития в мезозое имеются две отличающиеся друг от друга как качественно, так и по возрасту геосинклинальные формации: предкелловейская (нижне- и среднеюрская) и послебатская (верхнеюрско-нижнемеловая).

Образование первой формации происходило в начальной, собственно геосинклинальной стадии развития Кавказской геосинклинали в процессе компенсированного погружения. Она представлена как нормально-морскими (миогеосинклинальными), так и вулканогенными и нормально-морскими (евгеосинклинальными) фациями.

Вторая, послебатская формация — это образование флишевой стадии развития Кавказской геосинклинали и она представлена карбонатными фациями.

Под сланцевой серией нами понимается часть юрской миогеосинклинальной формации, представленной нормально-морскими терригенными отложениями. Слагается она глинистыми сланцами и разными песчаниками. Стратиграфический объем этих отложений соответствует нижней и средней юре. Развита она как в высокогорной части Большого Кавказа, так и к северу от нее, на эпигерцинской платформе в пределах моноклинали Скалистого хребта, в основном к востоку от сванетского меридиана. Это Водораздельный хребет в пределах Грузии и Азербайджана и Северный склон (Северная Осетия, Чечено-Ингушетия, Дагестан).

Вся эта территория в геотектоническом отношении неоднородна, так как наряду с Кавказской геосинклиналью имеется и примыкающий к ней южный борт платформы, но для интересующего нас времени здесь имеется единый седиментационный бассейн, где процесс осадконакопления протекал в одинаковых или почти в одинаковых условиях, и именно по этому признаку можно объединить этот обширный регион.

На южном склоне Большого Кавказа выходы сланцевой серии приурочены к двум полосам разной ширины общекавказского направления, являющимися крыльями большой синклинальной складки, выполненной верхнеюрско-нижнемеловым карбонатным флишем. Северная полоса начинается в

Сванетии и через верховья р. Риони переходит на северный склон Большого Кавказа в басс. рр. Ардон, Фиагдон и Терек. Южная же начинается в верховьях р. Ингури и отсюда протягивается до р. Риони, где уходит под надвинутый с севера карбонатный флиш.

Сланцевая серия является частью т. н. «основных сланцев», или «сланцев Главного хребта» старых Кавказских геологов и она издавна привлекает внимание исследователей, но, между тем, кардинальные вопросы ее стратиграфии до сих пор являются спорными. Так, например, до сих пор нет единого мнения о стратиграфическом объеме этой серии. Одни считают, что в пределах развития этих отложений в течение юры мы имели дело с непрерывной седиментацией и, следовательно, возраст сланцевой серии нижне- и среднеюрский (*И. Р. Кахадзе*), но имеется мнение, исходящее от *И. Г. Кузнецова* и бытующее по настоящее время (*Д. И. Панов*), что в сланцевой серии вовсе нет средней юры и карбонатная серия трансгрессивно налегает на верхний лейас. Вся сложность этого вопроса заключается в том, что сланцевая серия вообще, и ее верхняя часть в особенности, очень бедна ископаемой фауной и для решения стратиграфических вопросов приходится опираться на косвенные данные.

Что мы знаем по сегодняшний день о сланцевой серии?

1. Сланцевая серия, за исключением Сванетского антиклинория, где она без перерыва в седиментации продолжает более древние образования, трансгрессивно налегает па кристаллическое ядро Большого Кавказа. Картина трансгрессивного налегания хорошо фиксируется в верховьях р. Риони, по ущельям ее левых притоков Зопхитура и Чвешура, в Верхней Сванетии (урочища Квиши и, по-видимому, Твибери), в Северной Осетии (рр. Ардон, Фиагдон) и по р. Тереку и т. д. В разрезах Рачи и по Тереку трансгрессия начинается в нижнем лейасе, а Сванетии (Квиши) и Северной Осетии (Садонский р-н) она достигает лишь в домере.

2. Сланцевая серия в самой нижней части почти повсеместно содержит продукты вулканической деятельности сравнительно кислой магмы (альбитофиры, каратофиры и их туфы).

3. В нижней части сланцевой серии как в Рача-Сванетии, так и, отчасти, в Северной Осетии имеются пластовые жилы уралитовых и альбитовых диабазов и диабаз-порфиритов. На этом участке развития сланцевой серии настолько характерно присутствие магматических пород, что по этому признаку можно серию разбить на две части — диабазовую и бездиабазовую.

4. Нижняя часть серии почти повсеместно содержит довольно богатую фауну аммонитов и двустворок, по которой возраст этой серии определяется как нижнеюрский; более того, доказывается присутствие всех ее ярусов — от синемюра до аалена включительно. На нижнеюрскую часть приходится 3/4 всей мощности серии. Верхняя часть серии почти не содержит фауны.

5. Верхняя часть сланцевой серии в Сванетии, Раче, в высокогорной части Северной Осетии и Терека постепенно, без какого-либо несогласия, переходит в карбонатную серию. В моноклинали Скалистого хребта взаимоотношение сланцевой серии с карбонатной верхней юрой отличное — верхняя юра здесь трансгрессивно, с базальной формацией в основании, налегает на сланцевую серию.

6. В сланцевой серии нет фациального многообразия. Основными компо-

нентами серии являются песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, но по превалирующему содержанию этих пород в серии можно выделить несколько литолого-стратиграфических единиц, имеющих объем и ранг свиты. Таким образом, название «серия» вполне себя оправдывает.

Для ознакомления с указанными выше литолого-стратиграфическими единицами следует посмотреть как выглядят нормальные стратиграфические колонки вдоль Мамисонского пересечения сланцевой серии. Начнем с севера.

Северная Осетия

На палеозойский массив, сложенный кристаллическими сланцами и секущими их гранитами, трансгрессивно налегают:

J_1pt — **1.** Садонская свита; состоит из трех горизонтов:

а) *Базальный горизонт* представлен грубозернистыми терригенными отложениями, среди которых превалируют конгломераты;

б) *Графитовый горизонт* — песчаники, алевролиты и графитовые глинистые сланцы;

в) *Вулканогенный горизонт* состоит из кератофировых и альбитофировых лав и их пирокластолитов.

Мощность свиты — до 600 м.

J_1d — **2.** Фиагдонская свита слагается в основном глинистыми, и реже, алевролитовыми сланцами; в нижней части отмечаются прослои песчаников. В северо-западном направлении фиагдонская свита замещается синхронной, более песчанистой, т. н. мизурской свитой. Мощность фиагдонской свиты — 500—1500 м.

J_1t — **3.** Харесские слои непосредственно, постепенно сменяют фиагдонскую свиту; они состоят из однообразных глинистых сланцев (600 м); за ними следуют.

J_1al — **4.** Даргавские слои, представленные глинистыми сланцами с прослоями и пачками песчаников и алевролитов в верхней части (до 1500 м).

В восточном направлении обоим слоям соответствует Ардонская свита, в верхней части которой отмечаются хорошо выраженные следы размыва. Все это трансгрессивно, с базальными образованиями в основании перекрывается карбонатной верхней юрой. При анализе вышеописанного разреза легко видеть, что мы имеем дело с отложениями одного седиментационного подцикла с трансгрессивной Садонской свитой в нижней части и регрессивными отложениями в виде даргавских слоев и Ардонской свиты.

А какой возрастной диапазон этого подцикла?

В Садонской свите фауна не найдена. Ее возраст по стратиграфическому положению принимается как *плинсбахский*, но не исключено, что подошва свиты опускается и ниже. Среднелейасовый возраст фиагдонской свиты установлен фаунистически — она содержит многочисленные *амалтиды* хорошей сохранности; по ним устанавливаются обе биостратиграфические зоны *домерского* яруса.

Возраст ардонской свиты по аммонитовой фауне установлен как *тоарааленский*. Следовательно, вышеотмеченный цикл вполне умещается в лейасе,

а налегающие на них глины и глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников с хорошей фауной *байоса* принадлежат уже второму, среднеюрскому подциклу.

А какая картина на самой водораздельной части мамисонского пересечения Кавказского хребта?

Верхняя Рача

Выходы сланцевой серии на Водораздельном хребте в р-не Мамисонского перевала расположены к югу от кристаллического ядра Кавказа; это на южном склоне бассейна р. Риони, а на северном — бассейн р. Ардон. Здесь наблюдается такая картина (5, 6, 7, 10):

P_2 — **1**. Эпидотовые кристаллические сланцы и кварциты палеозойского возраста и секущие их серые порфировидные гранитоиды, опрокинутые на юг.

J_1^1 — **2**. *Сванетская (Моргоульская) свита.* В нижней базальной части представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками и с редкими прослоями глинистых сланцев. Местами встречаются тонкие прослои окварцованного альбитофира и его туфов. Мощность до 60—80 м.

За базальными слоями следуют песчаники и алевролиты с прослоями глинистых сланцев; из-за закономерного чередования тонких (1,5—2,0 см) слоев этих компонентов свита имеет в основном полосчатую текстуру. Часты пластовые жилы (мощностью в среднем 0,5—2,0 м) уралитовых диабазов и диабаз-порфиритов. В некоторых разрезах количество этих жил достигает 55—60. Общая мощность свиты 550—600 м.

J_1^2 — **3**. *Сланцевая (Муашская) свита* слагается глинистыми сланцами типа кровельных с редкими прослоями алевролитовых песчаников мощностью 5—10 см. Мощность: 750—800 м.

J_1^3 — **4**. *Свита глинистых сланцев и алевролитов* состоит из черных глинистых сланцев алевролитов и редких прослоев песчаников. Относительное содержание последних снизу вверх увеличивается. Мощность до 500 м.

J_2bj — **5**. *Мамисонская свита* слагается из тонкослоистых глинистых сланцев и обильно содержит пирит-сидеритовые и, реже, карбонатные конкреции. В верхней части свиты местами имеются пачки черных и аспидных сланцев с редкими прослоями песчаников. Мощность до 600 м.

J_2bt — **6**. *Талахианская свита* является самым молодым членом сланцевой серии. Она состоит из чередования черных глинистых сланцев и алевролитов и псаммит-алевролитовых песчаников. Снизу вверх количество и мощность песчаников увеличивается. В верхней части свиты песчаники становятся карбонатными; имеются прослои мергелей. Замечательно, что в песчаниках помимо аркозового материала, являющегося основным терригенным компонентом сланцевой серии, впервые в разрезе, появляется окатанный порфиритовый материал. Мощность 400—500 м.

На талахианскую свиту согласно налегает карбонатная серия верхней юры — нижнего мела. Переход между ними настолько постепенный, что иной раз граница между ними проводится условно, по преобладанию карбонатных фаций.

Таким образом, сланцевая серия в высокогорной части Большого Кавказа представляет один полный цикл осадконакопления; цикл начинается транс-

грессивной сванетской свитой и кончается регрессивными осадками талахианской свиты. В этом большом цикле намечается два подцикла, выраженные тремя первыми свитами в нижней части и последними двумя — вверху.

По фаунистическим находкам в верховьях рр. Ингури, Цхенисцкали и Риони установлен возраст вышеотмеченных свит (2, 5, 6, 11). В сванетской свите найдена синемюрская фауна; установлен домерский возраст муашской свиты, а в свите глинистых сланцев и алевролитов, являющейся аналогом верхнеааленской сорской свиты, имеются тоар-ааленские формы. Благодаря находке верхнебайосского *Partschiceras* cf. *abichi Uhl.* и стратиграфическому положению, мамисонская и талахианская свиты датируются как байосская и батская.

Общая картина стратиграфии сланцевой серии, описанная нами выше по материалам Мамисонского пересечения Большого Кавказа, повторяется к востоку и к западу — будь это Сванетское или Казбегское пересечения. На всей площади распространения сланцевой серии в пределах Центрального Кавказа она имеет цикличное строение. Элементы этого цикла выражены в слагающих ее свитах и представляют дофлишевые этапы развития Кавказской геосинклинали. Это обстоятельство дает возможность предполагать, что и на других участках распространения сланцевой серии (Чечено-Ингушетия, Дагестан, Горная Кахетия и Азербайджанская часть Большого Казказа) при решении вопросов стратиграфии непременно должны быть учтены эти данные. Так нам представляется основа для дальнейших исследований стратиграфии сланцевой серии.

ЛИТЕРАТУРА

Безносов Н. В. — Казакова В. П. — Леонов Ю. Г. — Панов Д. И. 1960: Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. — Тр. ВНИГаз., вып. **10**/18.

Гамкрелидзе П. Д. 1940: Лейасовая фауна в основных сланцах Сванетии и Абхазии. — Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. **1**, № 3.

Джанелидзе А. И. 1946: К вопросу о возрасте сорской свиты верхнего лейаса. — Сообщ. АН ГССР, т. VII, № 5.

Джанелидзе А. И. 1957: Складкообразование и седиментация. — МГК, XX сессия, V. секция, Мехико.

Зесашвили В. И. 1964: К стратиграфии сланцевой серии верховьев р. Риони. — Сб. «Вопросы геологии Грузии». К XXII сессии МГК.

Кахадзе И. Р. 1947: Грузия в юрское время. — Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., **III** (VIII).

Кузнецов И. Г. 1926: Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении «сланцев Главного хребта» на Кавказе. — Изв. Геол. ком., **X**, V, № 3.

Леонов Ю. Г. 1961: Нижнеюрские отложения Северной Осетии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., **36**, вып. 3.

Ренгартен В. П. 1932: Геологический очерк р-на Военно-Грузинской дороги. — Тр. ВГРО, вып. **148.**

Чичинадзе К. И. 1945: Металлогения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. — СОПС АН СССР, Кавк. Комплексн. эксп., М.

Чихрадзе Г. А. 1967: Новые данные к стратиграфии лейаса Сванетии. — Сообщ. АН ГССР, т. **X**, № 3.

В. И. Зесашвили

ГИН ГрССР
ул. Зои Рухадзе 1,
Тбилиси-15
СССР

LES FACIÈS DU JURASSIQUE DANS LA PARTIE OUEST DE LA DOBROGEA CENTRALE (ROUMANIE)

par

A. BĂRBULESCU

La Dobrogea est la seule région de Roumanie, où le Jurassique de plateforme apparaît en affleurements. On rencontre les dépôts jurassiques, sur de grandes surfaces, dans la région moyenne et orientale de la Dobrogea centrale; les coupes les plus intéressantes et les mieux connues sont celles situées dans la partie ouest, vers le Danube, où les dépôts jurassiques occupent des surfaces déjà plus restreintes, mais où ils sont exceptionellement fossilifères.

Dans la région mentionnée, le substratum est représenté par la formation pélitique, faiblement métamorphisée, de schistes verts (protérozoïque supérieur), tandis que la couverture, légèrement plissée, est formée de dépôts mésozoïques et quaternaires. Les schistes verts forment un paléorelief sur lequel reposent transgressivement et en discordance angulaire les dépôts jurassiques. Outre les dépôts de la faune néo-jurassique, connus depuis longtemps par des ouvrages de K. PETERS (1867), V. ANASTASIU (1898), A. CARDAŞ (1907, 1907a), G. MACOVEI (1907), I. SIMIONESCU (1907, 1910, 1910a), C. S. ANTONESCU (1927), les recherches plus récentes ont aussi précisé, sur la base d'une faune très riche, la présence des dépôts méso-jurassiques (bathonien et callovien) auparavant seulement présumés.

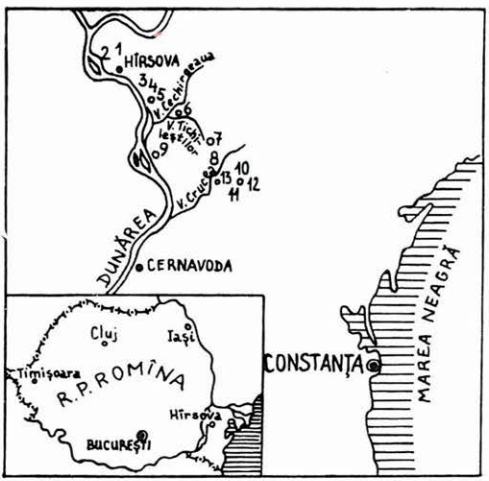


Fig. 1. Localisation des principales coupes du Jurassique dans la partie ouest de la Dobrogea centrale

Légende: 1. La Vii. *2.* Baroi, *3.* Celea Mică, *4.* Celea Mare, *5.* Ghindăreşti, *6.* Tichileşti, *7.* Stupina, *8.* Dealul Stupinei, *9.* Topalu, *10.* Muntele Nr. 8., *11.* Dealul Vest Gălbiori, *12.* Gălbiori, *13.* Băltăgeşti

B a t h o n i e n . Les dépôts attribués à cet étage se trouvent au N de Hîrşova (colline Baroi), au SE de Tichileşti, ainsi qu'au NE et à l'E de

Băltăgești. Lithologiquement, le Bathonien est représenté par un complexe conglomératique, marno-gréseux et calcaire, l'un ou l'autre de ces types de roches y étant prédominant, selon régions. L'épaisseur très variable des dépôts a été imposée par les soulèvements axiaux du soubassement de schistes verts ainsi que par les irregularités du paléorelief de ce soubassement qui a exercé, également, une influence importante sur la lithologie des dépôts de base du Jurassique.

Le Bathonien présente son développement le plus typique dans la vallée de Tichilești: ici, l'épaisseur atteint un maximum, la lithologie est variée et la faune y est impressionante par sa richesse. La présence des concrétions calcaro-gréseuses dures, du type des ellipsoides du Banat (Carpates méridionaux) est caractéristique lithologiquement, tandis que du point de vue paléontologique l'attention est attirée par la fréquence et les grandes dimensions des spécimens de *Homomya gibbosa* (Sow.), dans les marnes gréseuses moins cimentées, ainsi que par l'abondance du Polypier *Chomatoseris porpites* (W. Smith) (= *Anabacia orbulites* Defr.), dans les concrétions calcairo-gréseuses.

De la riche faune du Bathonien signalée dernièrement (A. Bărbulescu, 1961) nous retenons la présence des espèces suivantes, lesquelles sont fréquentes aussi dans d'autres bassins toujours dans le Bathonien: *Bositra buchi* (Roem.), *Chlamys (Radulopecten) vagans* (Sow.), *C. (R.) hemicostatus* (Morr. and Lyc.), *Camptonectes (Camptochlamys) lafayi* (Liss.), *Lima (Plagiostoma) hellica* (Cossm.), *L. (P.) complanata* Laube, *L. (P.) lycetti* Laube, *Unicardium cognatum* Laube, *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd., *Pholadomya angustata* (Sow.), *Ph. lirata* (Sow.), *Goniomya sulcata* Ag., *Arcomya calceiformis* (Ag.), *Ceratomya concentrica* (Sow.), *C. plicata* (Ag.), *C. columba* (Laube), *Gresslya concentrica* (Ag.), *Modiolus gibbosus* (Sow.), *Pseudomelania vittata* (Phill.), *Phylloceras hatzegi* Lóczy, *Pygomalus analis* (Ag.), etc.

Dans l'association faunique du Bathonien, les Lamellibranches représentent l'élément prédominant, les Ammonites, les Gastéropodes et les Brachiopodes étant beaucoup plus rares. La situation est semblable à celle de certains points des Carpates orientaux et méridionaux où, dans le Méso-jurassique prédominent généralement les Lamellibranches. On remarque également le nombre extrêmement élevé d'individus par lesquels sont représentés certains genres et certaines espèces dans d'importants points fossilifères; les spécimens de *Homomya, Pleuromya, Unicardium, Gresslya, Bositra*, etc., détiennent le record de fréquence. Un grand nombre d'espèces des genre *Homomya, Lima, Ceratomya, Goniomya* se distinguent par des dimensions parfois exceptionnelles.

La faune de Lamellibranches, bien qu'extrêmement abondante, n'offre pas de critère sûr pour la détermination de sous-divisions de détail. Dans le cadre des dépôts attribuées au Bathonien, il est impossible de préciser, pour le moment, si outre la partie supérieure il n'y a pas aussi, éventuellement, de termes plus anciens.

C a l l o v i e n . Les dépôts calloviens ont presque la même distribution que les dépôts bathoniens qui se trouvent, généralement, en sédimentation continue. Dans le Callovien (épaisseur de 6,5 à 30 m) là où le développement est complet et où l'épaisseur atteint les plus grandes valeurs, on peut séparer trois horizons lithologiques: *1.* horizon des calcaires sableux, spatiques, brun-rougeâtres à *Macrocephalites macrocephalus* (Schloth.); *2.* horizon des calcaires

gréseux et de grès microconglomératiques calcaire ou siliceux à stratification oblique; *3.* horizon des calcaires à niveaux siliceux stratiformes, bleuâtres, en alternance avec des calcaires brun-jaunâtres à Crinoïdes.

La succession complète et l'épaisseur maximum de ces trois horizons peuvent être poursuivies nettement au N de Hîrşova (colline de Baroi) et au SE de Tichileşti. Dans d'autres points, les dépôts correspondant à ces trois horizons sont beaucoup plus minces, peuvent être même absents ou bien inclus dans le paquet calcairéo-gréso-conglomératique, se trouvant à la base du Jurassique, mais comprenant aussi bien la partie supérieure du Bathonien et une partie du Callovien, en épaisseur plus réduite. Même lorsque les deux premiers horizons ne sont pas séparables, les calcaires à niveaux siliceux stratiformes et les calcaires à entroques du troisième horizon sont bien développés, ce dernier constituant le lithofaciès le plus constant de toute la région. Les calcaires à entroques représentent soit un faciès latéral des calcaires à niveaux siliceux, soit, surtout, des alternances répétées avec ces derniers.

Du point de vue paléontologique, le Callovien se caractérise par une distribution très inégale de la faune, n'étant riche en fossiles que dans sa partie basale; dans les calcaires sableux et spatiques brun-rougeâtres du p r e m i e r horizon on a signalé (A. BĂRBULESCU, 1961, 1961a): *Oxytoma inaequivalvis* (SOW.), *O. censoriensis* COT., *Aequipecten fibrosus* (SOW.), *A. fibrosodichotomus* KAS., *Chlamys ambigua* (MUNST.), *C. dewalquei* OPPEL, *C. jurensis* (RICHE), *Entolium demissus* (PHIL.), *E. spathulatum* (ROEM.), *E. cingulatum* (GOLDF), *Limatula helvetica* (OPPEL), *L. gibbosa* (SOW.), *Pseudolimea duplicata* (SOW.) *Ctenostreon* sp., *Placunopsis oblongus* LAUBE, *Catinula matisconensis* (LISS.), *Pleuromya uniformis* (SOW.), *Paracoenoceras* sp., *Macrocephalites macrocephalus* (SCHL.), *M. (Kamptokephalites)* cf. *lamellosus* (SOW.), *Choffatia subbakeriae* (D'ORB.), *Ptychophylloceras flabellatum* (NEUM.), *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* (SOW.), *Tubithyris globata* (SOW.), etc.

Dans le s e c o n d et le t r o i s i è m e horizon du Callovien on n'a rencontré que *Collyrites elliptica* DES MOUL., *Belemnopsis canaliculatus* SCHL. *Entolium* sp., Entroques de *Balanocrinus* sp., Brachiopodes et Ammonites indéterminables. Donc, à l'exception de la zone à *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOTH.), montrée par la présence de l'espèce marqueur, la faune rare, et dépourvue d'espèces caractéristiques dans les dépôts de l'horizon moyen et supérieur, ne permet plus de faire d'autres distinctions de zones dans le Callovien. La situation est semblable à celle des Carpates orientaux et du Banat, où le Callovien moyen et supérieur, ainsi que l'Oxfordien, sont généralement représenté par de radiolarites et de jaspes, ou bien par de calcaires à concrétions siliceux auxquels correspondent les calcaires à cherts stratiformes de la Dobrogea centrale.

O x f o r d i e n . Dans la région mentionée, l'Oxfordien, dont l'épaisseur dépasse 150 m, couvre les plus vastes superficies et présente une variation remarquable du bio- et lithofaciès. On y rencontre les types les plus variés de calcaires: bréchiformes, nodulaires, concrétionnés, saccharoïdes, pseudoolithiques, microgranulaires, glauconieux, siliceux, etc.

Dans la majorité des affleurements, l'Oxfordien est incomplet par l'absence de sa partie inférieure ou supérieure. La faune, fort variée, contient de Foraminifères, de Spongiaires, de Brachiopodes, de Mollusques et d'Échinodermes.

Bien qu'il faut souligner particulièrement l'abondance des Spongiaires, des Branchiopodes et des Ammonites dans la partie moyen et, surtout, dans la partie supérieure de l'Oxfordien, il y a aussi quelques éléments qui montrent la présence de l'Oxfordien inférieur: *Parawedekindia arduennense* (D'ORB.) mentionné par I. SIMIONESCU (1909) dans la colline de Baroi (Hîrşova), et *P. choffati*, récolté récemment dans la colline Vest Gălbiori.

A l'Oxfordien moyen (zone à *Plicatilis*), prouvé plutôt par la continuité de sédimentation et moins du point de vue paléontologique, correspond une partie des calcaires situés au N et au S de Hîrşova, dans la vallée Cechirgeaua, la colline Stupinei et dans les collines situées au NE et à l'E de Băltăgeşti. Le point fossilifère du versant SO de la colline «Muntele No. 8» présente un intérêt spécial (au NE de Băltăgeşti). Ici, un banc en forme de lentille de calcaire glauconieux nodulaire, d'épaisseur de 0,60 à 1 m, a fourni une faune d'Ammonites représentée spécialement par Aspidoceratidés: *Euaspidoceras perarmatum* (SOW.), *E. oegir* (OPPEL), *E. crebricostis* ARKELL, *E. pauciturberculatum* ARKELL, etc. localisées dans l'intervalle dès l'Oxfordien moyen jusqu'à la base de l'Oxfordien supérieur (les zones à *plicatilis* et *transversarium*). Le fait que le banc glauconieux soit disposé sur la surface irrégulière et rubifiée du calcaires à Crinoïdes (Callovien moyen ou supérieur), ainsi que l'absence de certaines espèces d'Ammonites caractéristiques de l'Oxfordien inférieur, nous obligent y d'admettre soit une lacune, soit une condensation intense de sédimentation avant l'Oxfordien moyen.

L'Oxfordien supérieur est beaucoup mieux caractérisé du point de vue paléontologique. On le rencontre dans la colline La Vii (au N de Hîrşova), dans la rive du Danube (au N et S de Ghindăreşti), dans la vallée Cechirgeaua, dans la colline Stupinei et aux environs de Băltăgeşti, représenté soit par de calcaires stratifiés à Ammonites, soit par de calcaires massifs à Spongiaires ou à Polypiers. La faune d'Ammonites, extrêmement riche et connue depuis longtemps (V. ANASTASIU, 1898; I. SIMIONESCU, 1907), ainsi que celle récoltée récemment (M. CHIRIAC, 1960; A. BĂRBULESCU, 1964, 1964a) permettent de séparer les zones à *transversarium* et à *bimammatum*. La fig. 2. indique les principales espèces d'Ammonites des points fossilifères les plus importants. Les dépôts correspondant à la zone à *planula* doit être présente dans la partie supérieure des calcaires de la colline La Vii et de la vallée Cechirgeaua-Topalu, où il y a une sédimentation continue entre l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien inférieur.

Dans l'Oxfordien supérieur, le faciès à *Spongiaires* de la vallée Cechirgeaua–Veriga est d'un très grand intérêt paléontologique et paléoécologique; il est représenté par des biohermes et des biostromes, ainsi que par de dépôts biodétritique de pente. La faune à Spongiaires signalée déjà par I. SIMIONESCU et décrite par C. S. ANTONESCU (1927) se fait remarqué autant par la variété que par les grands dimensions des Spongiaires siliceux. Tout le squelette des Spongiaires est calcifié; la silice du réseau squelettique est concentrée sous la forme de silex disposés sur les surfaces de stratification, ou bien formant des niveaux à l'intérieur même des bancs de calcaires à Spongiaires. Aux environs du faciès à Spongiaires, également au niveau de l'Oxfordien supérieur, nous signalons un faciès particulier: les calcaires à structures lamellaires-concrétionnaires de grande dimension *(Stromatolithe?)*, de formes très variées, fré-

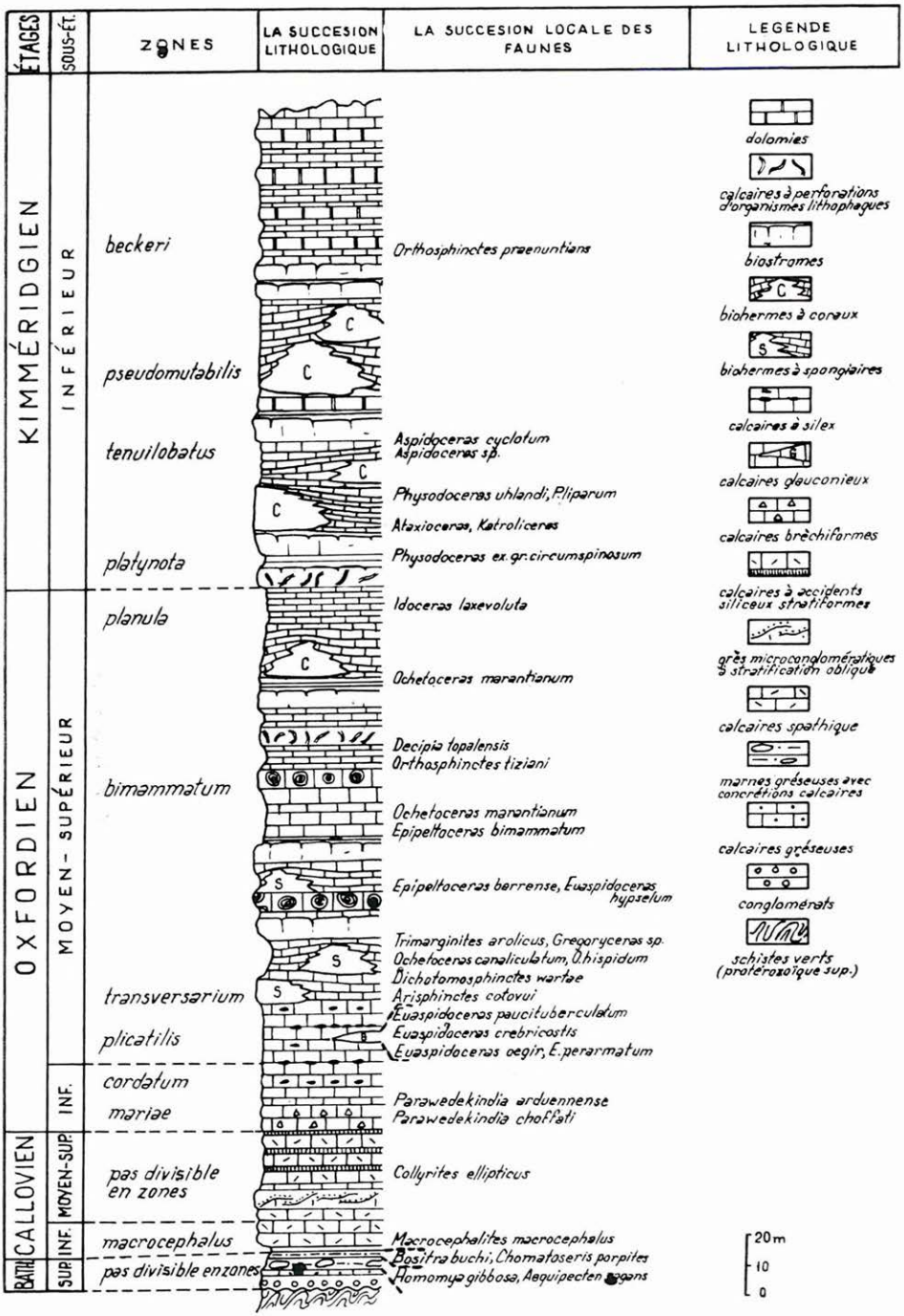


Fig. 2. La succession lithologique et la répartition stratigraphique des principales faunes jurassiques dans la partie ouest de la Dobrogea centrale

quemment fragmentées et remaniées, disposées chaotiquement dans les calcaires massifs et presque régulièrement, dans les calcaires stratifiée.

Dans l'Oxfordien de la Dobrogea centrale on rencontre autant le faciès de calcaires glauconieux à Aspidoceratidés, caractèristique de la base de l'Oxfordien supérieur de Franconie, que celui de calcaires à Spongiaires caractéristique du même niveau du Jura, d'Allemagne méridionale et de Pologne. Dans le faciès de calcaires pélitiques, bien stratifiés, la faune d'Ammonites y représentée est prédominée par Perisphinctidés auxquelles s'ajoutent des Oppeliidés et des Aspidoceratidés communes dans les bassins polonais, de Souabe, de Franconie, du Jura,du Bassin parisien, du Portugal et d'Angleterre, mais où manquent les Cardiocératidés, et elle est du caractère de la faune sous-méditerranéenne.

K i m m é r i d g i e n. Les dépôts de cet étage occupent des surfaces restreintes; on les rencontre dans la partie septentrionale de la région dans la colline La Vii (au N de ville Hîrşova) et dans la partie méridionale, entre les villages de Topalu et de Capidava. Dans la colline La Vii et au N de Topalu, le Kimméridgien est développé sous un faciès coralligène, à l'exception d'une surface réduite où prédominent les calcaires à Pélécypodes et Brachiopodes. Dans la partie méridionale, vers Capidava, il y a un faciès différent: alternances de calcaires fins, blanc grisâtre, de calcaires dolomitiques et de dolomies, brun verdâtre.

Outre une gamme infinie de variations lithologiques, caractéristiques des dépôts récifaux et péri-récifaux, dans le faciès organogène est aussi évidente une variation et richesse inhabituelle de la faune. Dans les calcaires organogènes on rencontre ou des Polypiers branchus (colline La Vii), ou des ceux associés à des formes singulières très bien conservés, des Polypiers lamellaires, des Hydrozoaires, des Algues, des Dicéras. Les dépôts péri-récifaux sont caractérisés par des agglomérations de Spongiaires calcaires, de Bryozoaires, de Brachiopodes, de Lamellibranches, d'Échinodermes. Pendant le développement du faciès coralligène, la vitesse de subsidence n'a pas eu une valeur constante; on peut y reconnaître au moins trois niveaux de biohermes, la plupart de petites dimensions, séparés par des dépôts stratifiés à lithologie variée (calcaires marneux friables, calcaires dolomitiques, calcaires durs en bancs épais à perforations d'organismes lithofagues, calcaires biodétritiques, couches minces d'argiles ou de marnes argileuses). Les calcaires marneux situés entre les niveaux de biohermes ont fourni, outre de nombreux Brachiopodes, Pélécypodes et Échinoïdes déformés, aussi de rares Ammonites, en majorité déformées, mais particulièrement importants pour la détermination de l'âge des formations coralligènes: *Taramelliceras trachinotum* (Opp.), *Fontannesiella valentina* (Font.), *Parataxioceras inconditum* (Font.), *Katroliceras crussoliensis* (Font.), *Physodoceras liparum* (Opp.), *P. uhlandi* (Opp.), récoltées par V. Anastasiu, I. Simionescu et l'auteur même.

A la base de la série de calcaires et dolomies d'Alivănești provient *Orthosphinctes* cf. *praenuntians* (Font.), espèce rencontrée à partir de la zone à *tenuilobatum* jusqu'à celle à *beckeri* inclue. C'est à préciser que les espéces citées n'indiquent que le Kimméridgien inférieur, probablement jusqu'à la zone à *beckeri* y comprise. La présence du Tithonique et même du Kimmeridgien moyen, pour lesquels on n'a pas encore des preuves paléontologiques reste un problème à résoudre.

Conclusions. Le Méso-jurassique de la Dobrogea centrale, représenté par le Bathonien supérieur et Callovien, présente tant du point de vue lithologique que paléontologique des affinités avec les dépôts synchroniques de la région carpatique. La faune contient toutefois aussi de nombreux éléments communs avec la faune de l'intervalle correspondant de la Crimée et du Caucase, de Pologne (région de Cracovie), du Bassin de Paris, du Jura, de l'Allemagne méridionale, de l'Angleterre. Pour l'Oxfordien et le Kimméridgien inférieur, les différences par rapport à la région carpatique sont bien nettes: le faciès de calcaires à *Spongiaires* et à *Polypiers*, le faciès à *Perisphinctidés* et les calcaires glauconieux à *Aspidoceras* n'ont plus rien d'affinités avec les dépôts oxfordiens des Carpates représentés habituellement par de Radiolarites et de jaspes. La faciès calcaire coralligène du Kimméridgien diffère, également du faciès des Couches à *acanthicum* des Carpates, aussi bien par la faune que par la lithologie et l'épaisseur des dépôts. Les dépôts oxfordiens et kimméridgiens de la Dobrogea centrale, par contre, offrent d'étroites ressemblances avec les dépôts synchroniques des bassins épicontinentaux de l'Europe occidentale.

BIBLIOGRAPHIE

Anastasiu V. 1898: Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). – Thèse, Paris.

Antonescu C. S. 1927: Spongieri jurasici din Dobrogea. — Mém. Sect. Sc. Acad. Rom. Ser. III., **V**/12.

Bărbulescu A. 1961: Contribuții la studiul jurasicului din valea Tichileștilor (r. Hîrșova). — Studii și Cercetări de Geologie, **VI**/4.

Bărbulescu A. 1961a: Fauna calloviană din dealul Baroi (Hîrșova). — An. Univ. C. I. Parhon, Ser. St. Nat. Geol. Geogr., **27.**

Bărbulescu A. 1964: Studiul stratigrafic al jurasicului din regiunea cuprinsă între Hîrșova-Tichilești – Băltăgești – Topalu (Dobrogea centrală). — Autoreferat. București.

Bărbulescu A. 1964a: Noi puncte fosilifere jurasice în raionul Hîrșova (Dobrogea centrală). — An. Univ. București, Geol. Geogr., **2.**

Cardas A. 1907: Note sur quelques Echinodermes de la région jurassique de Hîrșova – Topal (Dobrogea). — An. Sc. Univ. Iasi, **IV**/3–4.

Cardas A. 1907a: Note sur les bivalves trouvées dans l'Oxfordien de Hîrșova – Topal (Dobrogea). — An. Sc. Univ. Iași, **IV**/3–4.

Chiriac M. 1960: Raport asupra prospecțiunilor pentru fier în perimetrul Topalu – Mamaia Sat-Constanța – Dunărea (reg. Dobrogea). — Com. Stat. Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Chiriac M. 1961: In Ghidul excursiilor, D. Dobrogea. — Congres al V-lea al Asoc. geol. Carp. Balc. București.

Macovei G. 1907: Sur quelques Brachiopodes jurassiques de la région Hîrșova – Topal (Dobrogea). — An. Sc. Univ. Iași, **IV**/3–4.

Patrulius D. 1960: Le Mésozoïque du Massif Moesien dans le cadre de la Plaine roumaine et de la Dobrogea centrale et méridionale. — An. Inst. Geol. Publici Hung., **XLIX**/1. Budapest.

Peters K. 1867: Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrodscha. — Denksch. d. K. Akad. Wiss. Wien, **27.**

Simionescu I. 1907: Studii geologice și paleontologice din Dobrogea. Fauna Cephalopodelor de la Hîrșova. — Public. Fond. V. Adamachi, **IV.** București.

SIMIONESCU I. 1910: Studii geologice şi paleontologice din Dobrogea. II. Lamellibranchiate, Gasteropode, Brachiopode şi Echinoderme din păturile jurasice de la Hîrşova. — Public. Fond. V. Adamachi, **IV**, Bucureşti.

SIMIONESCU I. 1910a: Straturile jurasice dintre Hîrşova şi Boasgic. Dobrogea. — An. Inst. geol. Rom., **III**/1., Bucureşti.

AURELIA BĂRBULESCU

Chaire de Paléontologie

Faculté de Géologie et Géographie

Université de Bucarest,

Roumanie

ВЕРХНЕЮРСКИЕ РИФОГЕННЫЕ ФАЦИИ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ЮГА СССР

М. В. Михайлова

На территории Альпийской складчатой области юга СССР в поздней юре существовал морской геосинклинальный бассейн с очень непостоянной физико-географической обстановкой, отражавшей большую изменчивость и дифференциальный характер тектонических движении. Это обусловило исключительное разнообразие накапливавшихся осадков, их частые и резкие фациальные переходы и значительные колебания мощностей. В ряде мест отчетливо выражена закономерная приуроченность определенных типов пород к структурным элементам, их зональное распределение, что свидетельствует о длительном конседиментационном развитии структур (*Кизевальтер, Муратов*, 1959; *Хаин, Ломидзе*, 1961). Медленный рост структур в сочетании с благоприятными климатическим и геохимическим режимами бассейна создавали временами необходимые условия для расцвета рифостроящих организмов.

Развитие рифогенных сооружении, особенно крупных, определило разнообразие, характер замещений, изменения мощностей, особенности строения и размещения по площади фации верхней юры во многих местах рассматриваемой области (Горный Крым, Северный и Западный Кавказ, Юго-восточный Памир и др.).

При картировании, составлении фациальных и стратиграфических схем верхнеюрских отложении Альпийской складчатой области необходимо учитывать возможное рифогенное происхождение карбонатных пород. При этом выделение собственно биогермных тел и доказанность их рифогенной природы очень важны для избежания ошибок. Увлечение «рифами», наблюдающееся в последние годы, едва ли менее вредно, чем недооценка их роли в прошлом. Если еще недавно при изучении мощных карбонатных толщ, например, в Альпийской области, не учитывали роль органогенных образований и типичные органогенные постройки считали останцами, тектоническими отторженцами, эрозионными выступами и т. д., то сейчас, наоборот, почти любое карбонатное тело, особенно причудливой формы, содержащее хоть какие-то остатки организмов, называют органогенным сооружением и большей частью просто «рифом», а потому тектонические, эрозионные и т. п. контакты, формы объясня-

ют рифогенностью. Также толщи органогенно-обломочных известняков, даже содержащие обломки рифостроящих организмов и четко ограниченные пространственно, структурно и фациально, не могут быть показателями рифового режима и служить признаком для специфического построения схем, следующего из факта их присутствия. Это могут быть обычные пляжевые образования шельфа или отмелеи-косы, бары, дюны и т. п.

Выявление ископаемой органогенной постройки и определение ее типа возможны только по комплексу главных признаков («Решения IV палеоэколого-литологической сессии», 1968). Для биогерма* это — преобладание рифостроящих форм среди породообразующих организмов, биогермные текстуры, характерные особенности строения, формы и взаимоотношения тела с вмещающими породами (тип контакта, характер цоколя, соотношения мощностей и т. п.). Для ископаемой рифовой постройки, представляющей обособленное карбонатное тело, состоящее не только из собственно биогермных частей, но и включающее всю совокупность сопутствующих им образовании (рифовых фации) — необходимо кроме биогермной (обязательной) фации еще и присутствие фаций шлейфа, лагуны, склона, рифовой отмели. А ктоме того — явные следы мелководности постройки и влияния ее на окружающие одновозрастные отложения.

Присутствие собственно биогермных тел во всех случаях обязательно, хотя иногда они и могут составлять лишь незначительную часть от общего объема рифогенных отложений. В биогермах различаются ядро (собственно костяк биогерма), подошва, вершина и периферийные части или склоны. В крупных телах часто соединены между собой многие мелкие формы, образующие цепочки, крутые извилистые гряды или величественные массивы** с живописными башенками и куполами на вершине.

Среди верхнеюрских отложении Альпийской складчатой области встречаются биогермы и биогермные массивы самой разнообразной формы и размеров, от небольших, не более 0,5—1 м высотой, конусовидных или бугровидных тел до огромнейших массивов мощностью в 1000 м и более. Наиболее характерная форма — конус со сглаженной вершиной и широким основанием или резко выпуклая кверху линза; встречаются тела башенковидной, призматической, караваеобразной и коробчатой формы. Ширина биогермных тел в большинстве случаев превосходит высоту склоны их крутые, почти отвесные или пологие, плавные. Поверхность сглаженная ямчатобугристая или извилистая. Характерная черта — резко выраженная массивность, хотя иногда на расстоянии видна как бы волнистая наслоенность (рифовая слоистость) — результат наростания друг на друга различных рифостроящих организмов, слагающих биогермные известняки.

В рассматриваемой области встречаются кораллово-губкововодорослевые, коралловые, водорослевые, губковые, гидроидные, гидроидно-водорослевые, серпуловые разновидности биогермных известняков. Все биогермные известняки в значительной степени перекристаллизованы. Для них характерны

* Биогерм — ископаемое неслоистое тело, выпуклой формы, сложенное наросшими друг на друга рифостроящими организмами.

** Биогермный массив — единое карбонатное тело, представляющее пространственно обособленную группу биогермов и подчиненных им сопутствующих пород.

почти полное отсутствие терригенной примеси и широкое развитие доломитизации. Центральные части биогермных тел, например, на Северном Кавказе (реки Урух, Черек) почти полностью превращены в доломиты. Однако реликты биогермного строения в большинстве все же удается обнаружить.

Тела биогермов довольно четко выделяются в рифовых толщах на фоне разнообразных обломочных и детритовых известняков, всегда значительно слабее подвергшихся процессам изменения. Между телами собственно биогермов, по их краевым частям, и в виде линз и карманов внутри них обычно широко развиты скопления детритового материала, часто сменяющиеся к краям настоящими известняковыми песчаниками с косой слоистостью. Замещения обычно неясновыраженные постепенные. На склонах и в привершинных частях, особенно в пределах платообразных — выравненных массивов (Лагонакское — Большой Кавказ, Караби-Яйла, — Восточный Крым) наблюдается широкое развитие онколитовых, оолитовых и смешанных косослоистых оолитово-детритовых и разнообразных мелкообломочных известняков. Это фации склонов или фации рифового плато. Иногда они достигают довольно значительной мощности (150 м) и протяженности (1,5—2,0 км). Контакты замещения с биогермной фацией довольно резкие и обычно имеют форму притыкания или вклинивания.

У крупных рифогенных тел, таких как массив Агармыш (Горный Крым), Акташ (Памир), Фишта (Западный Кавказ), имеющих крутые резкие формы очень четко выражена фация шлейфа, представленная толщей грубообломочных рифогенных брекчий с линзами и пропластами окатанного органогенно-обломочного материала (известняковых гравелитов, конгломератов, песчаников). Фациальные замещения другими рифовыми фациями обычно сложные с переходными зонами и частым выклиниванием и только с фациями крутых биогермных уступов имеют место контакты резкого притыкания.

Фации рифовой лагуны встречаются довольно редко. Они представлены микрозернистыми, афанитовыми известняками с отдельными столбообразными биогермами и желваками водорослей. Иногда среди типичных отложений лагуны встречаются интересные зоны развития кустистых кораллов. Небольшие останцы характерной внутририфовой лагуны описаны в районе Судака в Горном Крыму (1959 г.).

В крупных рифовых массивах, таких как Агармыш, Кара-Оба, Сандых-Кая (Горный Крым), Оштейн, Фишта-Пшехо-Су (Западный Кавказ), Акташ (Памир) наблюдается сложная перемежаемость рифовых фаций.

Классическим примером останца крупного верхнеюрского рифового сооружения Альпийской складчатой области юга СССР могут служить массивы Фишта, Оштейн, Пшехо-Су. В этих массивах хорошо выделяются фации: брекчиевого шлейфа, брекчиевых внутририфовых «карманов», рифовых склонов (известняковые пески, детритовые известняки), рифового плато (косослоистые, онколитово-оолитовые и мелкообломочные известняки), биогермных массивных известняков (фации ядра), афанитовых яснослоистых лагунных известняков, окаймляющих кустистых кораллов (рис. 1). Собственно биогермные части окаймляются образованиями шлейфа и лагуны. Грубые резкообломочные рифогенные брекчии фациально замещаются известняковыми конгломератами и косослоистыми онколито-оолито-детритовыми песчаниками. Последние особенно широко развиты в центральной привершинной части рифо-

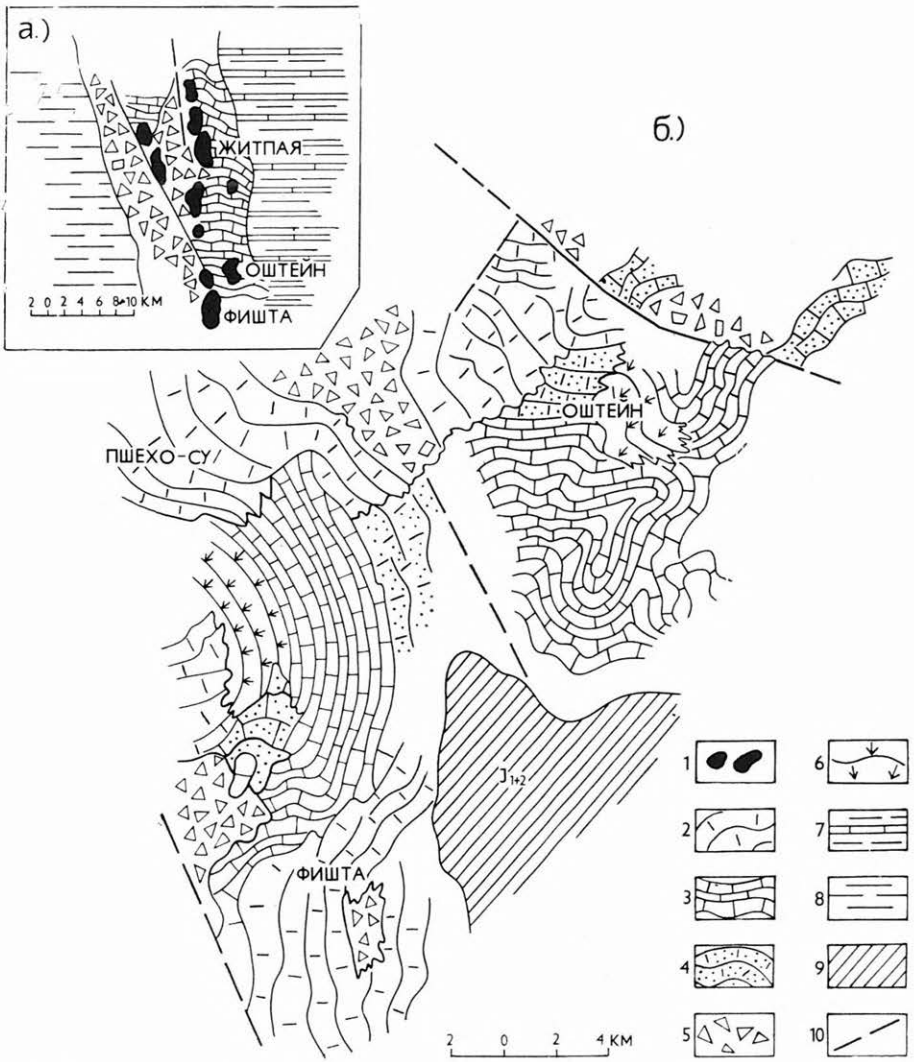


Рис. 1. Фациальные схемы верхнеюрских рифогенных отложений бассейнов рек Белая и Пшеха (Западный Кавказ). [*а)* общее распределение карбонатных фаций (по *В. И. Хаину* и *М. Г. Ломидзе*); *б)* схема фаций рифового массива Фишта-Оштейн-Пшехо-Су.]

Условные обозначения: 1. биогермные массивы; рифовые фации; *2.* биогермная (биогермные известняки); *3.* рифового плато (детритусовые и онколитово-оолитовые известняки); *4.* коралловых кустов; *5—7.* шлейфа (известняковые брекчии и песчаники), фации открытого сравнительно глубокого моря; *8.* глины; *9.* нижне-среднеюрские отложения; *10.* разрывные нарушения

вого сооружения (массива), где, вероятно, длительное время существовало мелководье. Ряды ветвистых колоний кораллов, бугровидные наслоения водорослей, окруженные микрозернистыми известняками, вклиниваются в виде отдельных линз или узких полос в биогермные и обломочные отложения.

Распределение рифогенных фаций в Горном Крыму и на Кавказе по отношению к структурам показывает зависимость мощности, протяженности и особенностей конфигурации рифогенных образований от их тектонического положения. Например, рассмотренные выше массивы Западного Кавказа имеют удлиненную форму и протягиваются в виде прерывистой цепочки почти в субмеридиональном направлении, т. к. полоса их приурочена к зоне крупного цицинского разлома, активно развивавшегося в течение верхней юры (рис. 1.). Группа крупных биогермных массивов в Восточном Крыму образует полосу, оконтуривающую небольшие наложенные структуры, осложняющие восточное погружение Туакского антиклинория (рис. 2), западное погружение Судакского синклинория (рис. 3).

Верхнеюрские рифогенные известняки обладают хорошими коллектор-

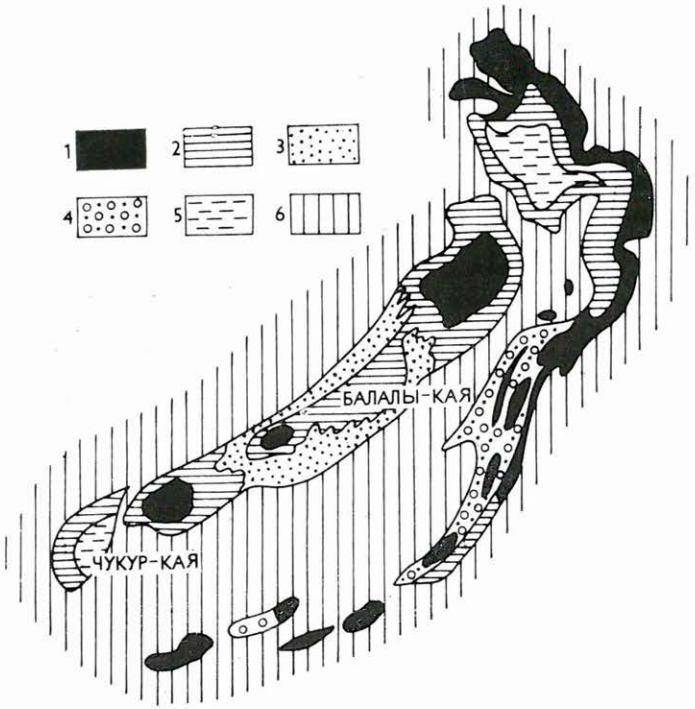


Рис. 2. Литолого-фациальная схема группы биогермных массивов Легенер-Балалы-Кая (Восточный Крым).

Условные обозначения: Рифовые фации: *1.* собственно биогермная; *2.* склонов и отмелей (детритусовые и онколитовые известняки); *3.* шлейфа (органогенно-обломочные известняки); фации шельфа:. *4.* конгломераты; *5.* глины. Породы ядра Туакского антиклинория: *6.* аргиллиты, алевролиты и песчаники таврической серии и средней юры

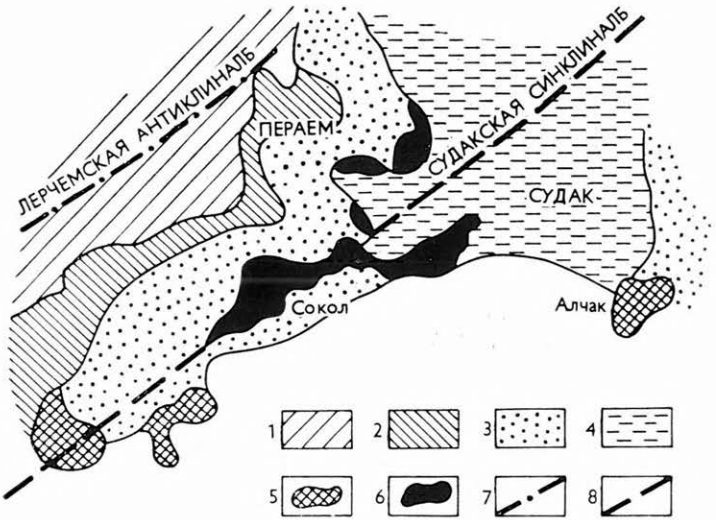


Рис. 3. Схема расположения биогермных массивов в районе г. Судака (Восточный Крым).

Условные обозначения: 1. среднеюрские отложения; *2.* келловейские отложения; оксфордские отложения; *3.* песчаники, конгломераты; *4.* глины с сидеритами; *5.* биогермные массивы I. горизонта; *6.* биогермные массивы II. горизонта; *7.* ось Перчемской антиклинали; *8.* ось Суданской синклинали.

скими свойствами. В Альпийской складчатой области юга СССР с ними связаны многочисленные нефтепроявления. В отдельных районах Предкавказья из рифогенных отложений получены крупные притоки нефти и газа. Зоны максимального нефтенасыщения обычно приурочены к местам сильной вторичной доломитизации собственно биогермных фаций и фаций шлейфа. Различные участки рифогенного массива обладают неодинаковой пористостью, а в свя зи с этим и разной проницаемостью. Это обусловлено преимущественным развитием в разных частях органогенного тела различных генетических типов пористости: первичной-рифогенной (биогермные известняки), гранулярной (известняковые песчаники, гравелиты, онколитово-оолитовые известняки), межзерновой (детритовые, зернистые лагунные известняки) и т. д., вторичной, — возникшей в результате процессов последующего изменения и выщелачивания рифогенных пород, развития в них трещин усыхания, тектонической трещиноватости и др., а также вследствие комбинации (наложения) нескольких разных типов пористости.

Ископаемые рифовые массивы при благоприятных условиях захоронения представляют собой прекрасные ловушки для нефти и газа. Закономерная приуроченность крупных рифогенных тел в пределах Альпийской складчатой области к определенным тектоническим элементам может служить хорошим поисковым признаком для обнаружения погребенных массивов. Существенные отличия структурно-текстурного строения и большая чистота состава, а следовательно, и иные физические свойства рифогенных пород, по сравнению с окружающими их отложениями, позволяют для поисков с успехом применять методы сейсмо- и грави-разведки.

ЛИТЕРАТУРА

Кизевальтер Д. С.—Муратов М. В. 1959: Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма. — Изв. АН СССР, сер. геол., **5.**

Михайлова М. В. 1959: Строение и условия образования оксфордских биогермов в районе г. Судака. — Изв. Высш. Уч. заведений. Геология и разведка, **5.**

Михайлова М. В. 1968: Биогермные массивы в верхнеюрских отложениях Горного Крыма и Северного Кавказа. — Сб. Ископаемые рифы и методика их изучения. Тр. III. палеоэколого-литологической сессии. Ур. ФАН СССР, ин-т геологии и геохимии, Свердловск.

Решения IV палеоэколого-литологической сессии, проходившей в Крыму и Молдавии в сентябре 1966 года. — Москва, 1968 г.

Хаин В. Е.—Ломидзе М. Г. 1961: Поперечные конседиментационные разломы на Северо-Западном Кавказе и их роль в распределении фации мезозоя и кайнозоя. — Изв. АН СССР, сер. геол., **4.**

М. В. Михайлова

ВНИГНИ

Шоссе Энтузиастов 124,

Москва Е-275

СССР

BEZIEHUNGEN DER FORAMINIFEREN-FAUNEN IM OBER-JURA SÜDDEUTSCHLANDS ZUM MEDITERRANEN UND „BOREALEN" BEREICH

von

J. Th. Groiss

Der süddeutsche Raum bildete zur Zeit des Ober-Jura ein nördliches Randmeer der Tethys. Die Zugänge nach Süden, zum offenen Meer, waren frei, nach Norden war ein Austausch über den Umweg Schweiz–Frankreich möglich. Nach Osten bestand eine dauernde Verbindung um das Südende des „Alten Gebirges", über die „Donau Strasse", wenn wir diesen Weg so nennen wollen. Gleichzeitig war, wie wir noch sehen werden, mindestens zeitweilig eine direkte Verbindung über das „Alte Gebirge" zur Elbtal Strasse offen. Gibt es nun Faunenelemente, die eine mediterrane bzw. boreale Fauna eindeutig als solche kennzeichnen und was verstehen wir unter Mediterran bzw. Boreal in diesem Zusammenhang?

Die Antwort auf den ersten Teil dieser Frage lautet:

Die überwiegende Masse der im süddeutschen Ober-Jura vorkommenden Foraminiferen gehört den *Nodosariidea* an (etwa 70%). Es folgen Sandschaler i. w. S., *Spirilliniden*, *Polymorphiniden*, *Milioliden* und *Opthalmidien* und als Rest die übrigen Vertreter der *Rotaliina* wie *Epistomina* usw. Die für die mediterranen Juraablagerungen so charakteristischen Gattungen wie *Pseudocyclammina*, *Iberina* usw., kompliziert gebaute sandschalige Formen also, sind in Süddeutschland erst im Mittel-Tithon anzutreffen (Groiss – Winter, 1967).

Typische Leitformen für das Boreal kennen wir dagegen nicht. Als Indiz für boreale Einflüsse kann lediglich das zahlenmässige Verhältnis der Arten zueinander gewertet werden. Sehr häufig sind in nördlichen Faunen spirillinide Formen. Das Verhältnis von Artenzahl zu Individuenzahl dürfte sich, je weiter wir nach Norden kommen, zu Gunsten der Individuenzahl verschieben.

Die Frage nach den Begriffen Mediterran bzw. Boreal kann in diesem Zusammenhang nur durch eine, allein für diese Aussagen gültige Definition geklärt werden:

Unter Boreal verstehe ich das Gebiet der Juraablagerungen mit ihrem Faunenin halt, die heute meist im arktischen Bereich liegen. Es wäre jedoch falsch, wenn wir annehmen wollten, dass sie auch unter arktischen Klimabedingungen abgelagert wurden.

Die mediterranen Ablagerungen gehören sicher einem tropischen bis

subtropischen Klimabereich an. Die nördliche Grenze kann etwa mit dem 46. Breitengrad angegeben werden.

Doch wie sehen nun die Faunen in den eizelnen Ober-Juraabschnitten in Süddeutschland aus?

Beginnen wir mit dem Oxford: Wenn wir von der Franken Alb ausgehen, so können wir deutlich fünf Faunenprovinzen in diesem Raum unterscheiden. In einem grösseren Zusammenhang betrachtet weisen sie andererseits doch wieder eine ähnliche Zusammensetzung in ihrem Arten- und Gattungsbestand auf. Je weiter wir uns vom Ausgangspunkt, der Franken Alb entfernen um so grösser werden die faunistischen Eigenständigkeiten. Des fällt schon auf, wenn wir die Verhältnisse in der Schwaben Alb und des im Franken Jura vergleichen. Die Abweichungen im Faunenbestand sind sowohl in südlicher Richtung, wie auch nach Norden und Osten in gleicher Weise zu beobachten.

Wenn wir die Foraminiferenfaunen aus dem Oxford der CSSR, Polens und Norddeutschlands einerseits und die des Schwäbischen, Schweizer und Südfranzösichen Jura andererseits betrachten, können wir feststellen, dass die Faunen aus dem Franken Jura gewissermassen eine Vermittlerrolle einnehmen zwischen den östlichen und südlichen Regionen. Die Extremfaunen selbst haben dagegen nur wenige gemeinsame Züge.

Eine Vermittlerrolle setzt aber voraus, dass zu allen in Beziehung stehenden Gebieten unmittelbare und gute Verbindungen vorhanden sein müssen. Nach Süden und Südwesten sind solche direkten Wege, wie schon erwähnt, ohne Schwierigkeiten nachweisbar. Andere Verhältnisse liegen im Osten bzw. Norden vor. Aus beiden Räumen kennen wir bisher keine zeitäquivalenten Ablagerungen, wenn wir einmal von den Klemmschollen von Hohnstein und Sternberg (CSSR) absehen wollen. Es ist unwahrscheinlich, dass die nächste Meeresverbindung nach Osten südlich um das Alte Gebirge herumgeführt haben sollte, zumal nach Norden ebenfalls, wie bereits erwähnt, sehr enge Zusammenhänge in der Fauna bestanden. Aus diesem Grunde möchte ich für das Oxford eine direkte Meeresverbindung über das Alte Gebirge zur Elbtalstrasse und damit zum tschechisch-polnischen Raum annehmen.

Die polnischen und tschechischen Faunen weisen einen höheren Prozentsatz an spirilliniden und polymorphiniden Formen auf, die Artenzahl ist geringer als die im südlichen Raum. Im Schweizer Jura finden wir mehr rotaliide Gattungen und bereits *Pseudocyclammina*, was für eine viel engere Bindung an den mediterranen Raum spricht.

Wenn wir im polnischen Oxford trotzdem *Pseudocyclammina* antreffen, so kann das nur bedeuten, dass von hier aus die Austauschmöglichkeiten zum mediterranen Gebiet sehr günstig waren. Gleichzeitig bestanden aber auch gute Verbindungen nach dem Norden, wohl über Norddeutschland, im Oxford wahrscheinlich noch nicht über die russische Plattform nach Osten.

Wenn wir die Paläotemperaturmessungen heran ziehen, so weisen auch sie, trotz ihrer häufig nicht eindeutigen Ergebnisse in die soeben angedeutete Richtung.

Im Kimmeridge scheinen die Verhältnisse ähnlich gewesen zu sein. Wir müssen jedoch gleichzeitig eine bessere Austauschmöglichkeit nach Süden und nach Osten annehmen. Die Fauna selbst scheint mehr von medi-

terranen Elementen geprägt zu sein, was sich vor allem in der grossen Zahl sandschaliger Formen wiederspiegelt. Genauere Angaben über das süddeutsche Kimmeridge können jedoch noch nicht gemacht werden. Eine intensivere Durchforschung gerade dieses Schichtgliedes ist eben erst angelaufen.

Die etwa 300 m mächtige Folge von Tithonablagerungen sind bisher ebenfalls nur teilweise genauer untersucht. Detailuntersuchungen liegen vor aus dem Unter-Tithon, den Solnhofener Schichten und den im süddeutschen Raum jüngsten Ablagerungen, den Neuburger Bankkalken, die dem Mittel-Tithon angehören. Die Faunen aus den übrigen Schichten sind bekannt, jedoch noch nicht eingehender bearbeitet.

Im Unter-Tithon ist die Faunenzusammensetzung etwas abweichend von der des Oxford, wenn auch hier die Hauptmasse der Arten den *Nodosariidae* angehört. *Spirillinidae* und Sandschaler treten jedoch stark zurück. Einen grösseren Anteil nehmen in diesem Schichtkomplex rotaliide Gattungen ein.

Bemerkenswert ist die enge Verwandtschaft mit polnischen und russischen Faunen. Die von KUSNETZOVA (1965) angefertigten Verteilungskarten von verschiedenen *Marginulinen* müssen zum Teil in Richtung auf die Franken Alb erweitert werden. Nach Südwesten zum Schweizer oder Südfranzösichen Jura können für diese Formen keine Äquivalente gefunden werden.

Für die Solnhofener Schichten müssen wir annehmen, dass der Faunenaustausch nach Osten sehr gut war, während wir nach Süden, zur Tethys, in den Foraminiferenvergesellschaftungen keine so guten Übereinstimmungen feststellen können. Die klimatischen Verhältnisse waren jedoch so, dass Beziehungen zum Süden ohne Weiteres möglich gewesen wären. Inwieweit die speziellen ökologischen Verhältnisse in Verbindung mit paläogeographischen Gegebenheiten gerade der Solnhofener Ablagerungen diesen Austausch beeinflussten, kann noch nicht mit Sicherheit beantwortet werden.

Die Neuburger Bankkalke, wie bereits erwähnt, das jüngste Glied der süddeutschen Ober-Juraablagerungen ausserhalb der Alpen, sind gekennzeichnet durch eine typische bipolare Fauna. Hervorragende Übereinstimmung ist festzustellen mit den von BIELECKA und POŻARYSKI (1954) aus Polen, von HANZLIKOVA (1965) aus der CSSR und MJATLIUK (1939) von der Wolga gegebenen Faunen.

Im Süden sind die Beziehungen zu Faunen aus Südfrankreich (z. B. Le Pouzin) ebefalls äusserst eng.

Hier in diesem Schichtkomplex tritt in Süddeutschland erstmals *Pseudocyclammina* und *Lituola* im Malm auf. Das Vorkommen von *Lombardia arachnoidea*, als ein typisches alpines Leitfossil bekannt, weist ebenfalls auf enge Bindungen zum mediterranen Gebiet hin. Ein Gleiches gilt auch für die *Ostracoden*, wie OERTLI (1965) feststellen konnte.

Die engen Beziehungen zwischen Ost und Süd spiegeln sich auch in der Ammonitenfauna wieder, wie BARTHEL (1962) darlegen konnte. Die Foraminiferen-Faunen des Mittel-Tithon in der Franken Alb stellen unzweifelhaft ein Bindeglied zwischen rein tethyschen und borealen Faunen dar. Die autochthonen Arten, wie z. B. einige *Textularien* bilden in diesem stratigraphischen Bereich nur eine kleine Minderheit.

Wenn wir rückblickend die angestellten Beobachtungen interpretieren wollen, können wir sagen, ausgehend vom Oxford wird die Möglichkeit einer

Faunen-Mischung der borealen bzw. mediterranen Gebiete immer besser, bis wir im Mittel-Tithon eine ausgesprochene Mischfauna vorfinden. Diese Tatsache besagt aber auch gleichzeitig, dass die Verbindung zu beiden Gebieten immer besser wurde. Nach Süden war ja keine trennende Landmasse vorhanden. Möglicherweise war aber eine submarine Schwelle die Ursache für diese Faunentrennung. Erst im Mittel-Tithon dürften dann die Bedingungen so gewesen sein, dass ein Austausch ohne Schwierigkeiten erfolgen konnte.

Da der Franken Jura immer nur ein Randmeer der Tethys bildete, so ist auch verständlich, dass eine grössere Zahl typischer mediterraner Vertreter hier nicht existiert hat. Ähnliche Verhältnisse dürfen wir auch für die südlichen Randbereiche der Tethys annehmen, wie z. B. Faunen aus Madagaskar beweisen.

Nördliche Faunenelemente drangen mit dem Besserwerden der Verbindungswege immer häufiger nach Süden vor. Als Treffpunkt dieser Bewegungen können wir den süddeutschen Raum annehmen.

LITERATUR

BARTHEL K. W. 1962: Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie der Neuburger Bankkalke. — Bayer. Akad. Wiss., Math. Naturw. Kl., Abh., N. F., **105.** München.

BIELECKA W.—POZARYSKI W. 1954: Micropaleontological Stratigraphy of the Upper Malm in Central Poland. — Inst. Geol. Prace **12.** Warszawa.

GROISS J. TH. 1963: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Juragebiet westlich von Neuburg an der Donau. — Erlanger geol. Abh., **48.** Erlangen.

GROISS J. TH. 1966: Das Problem der Malm Alpha/Beta-Grenze in mikropaläontologischer Sicht. — Erlanger geol. Abh., **62.** Erlangen.

GROISS J. TH. 1967: Foraminiferen-Faunen aus den Neuburger Bankkalken (Mittel-Tithon). — Erlanger geol. Abh., **66.** Erlangen.

GROISS J. TH. 1967: Mikropaläontologische Untersuchungen der Solnhofener Schichten im Gebiet um Eichstätt (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **66.** Erlangen.

GROISS J. TH. 1970: Feinstratigrapische, ökologische und zoogeographische Untersuchungen der Foraminiferen-Faunen im Oxford der Franken-Alb. — Erlanger geol. Abh., **81.** Erlangen.

GROISS J. TH.—WINTER B. 1967: Das Vorkommen von Pseudocyclammina und Lituola (Foram.) in den Neuburger Bankkalken (Mittel-Tithon). — Geol. Bl. NO-Bayern, **17.** Erlangen.

HANZLIKOVA E. 1965: The Foraminifera of the Klentnice Beds (Malm). — Sbornik Geol. Ved., Paleontol. Rada P, Ser. 5, Praha.

MJATLIUK E. V. 1939: The Foraminifera from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the middle Volga region and Obschiy Syrt. — Petrol. Geol. Prosp. Inst. Trans., Ser. A, **120.** Leningrad.

OERTLI H. J. 1965: Ostrakoden der Neuburger Bankkalke (Mittl. Tithon) von Neuburg an der Donau, Südbayern. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. **5.**, München.

J. TH. GROISS

Geol. Institut

Schlossgarten 5

852, Erlangen

Deutsche Bundesrepublik

LA PRÉSENCE DES DÉCAPODES ANOMURES ET DROMIACÉS DANS LES CALCAIRES TITHONIQUES DE LA PLATE-FORME MOËSIENNE

par

R. MUŢIU—A. BĂDĂLUŢĂ

Les formations néo-jurassiques supérieures de la moitié orientale de la Plate-forme moësienne sont composés de dépôts calcaires, coralligènes, du type de Stramberg ou dolomitiques, massifs, très épais.

Le matériel étudié provient de la partie nord-est de la Plate-forme moësienne, de Ghergheasa (fig. 1) où, les sondages ont mis en évidence une série de roches calcaires d'une épaisseur de plus de 900 m. Ces formations sont bien répandues sur le bord oriental de la digitation nordique de la dépression d'Urziceni (N. GRIGORAŞ, I. PĂTRUŢ, M. POPESCU 1963). Les formations jurassiques de Ghergheasa supportent d'une façon transgressive et discordante, le Miocène supérieur respectif, le Sarmatien inférieur.

Les roches sont formées de calcaires microcristallins, massif caverneux, jaune gris, avec de rares intercalations de dolomites microcristallines, grises et calcaires pseudoolithiques.

Les calcaires comprennent deux niveaux à macrofaune: un niveau supérieur, situé immédiatement au-dessous de la limite vers le Sarmatien et un niveau inférieur, situé beaucoup plus bas (fig. 2).

La faune de ces deux niveaux est caractérisée par la présence de Crustacés Décapodes accompagnés de spicules et macrosclères des Spongiaires, Coraux, Brachiopodes, Lamellibranches. Dans l'association mentionnée nous avons déterminé les formes suivantes:

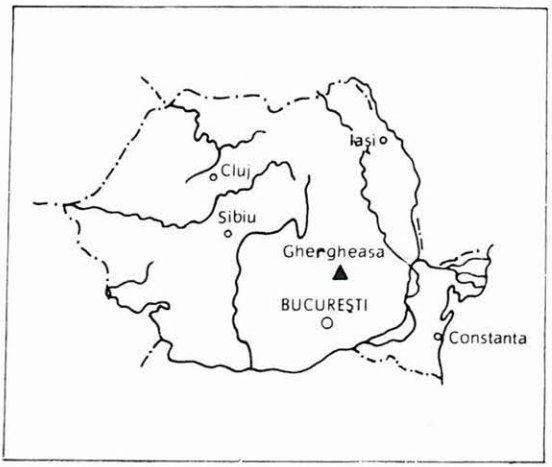


Fig. 1. La situation de Ghergheasa dans la Roumanie

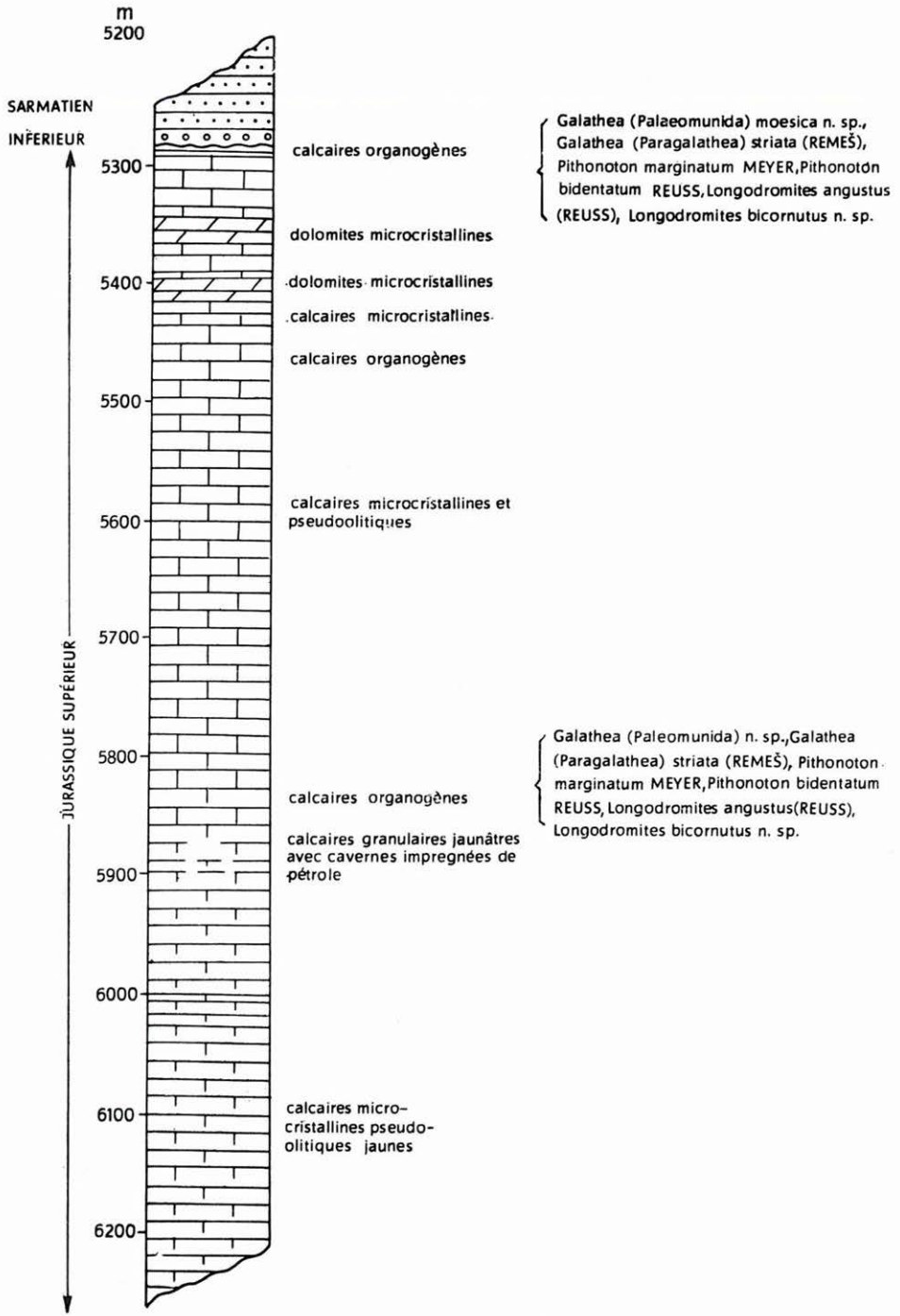


Fig. 2. La répandue de Crustacés Décapodes dans le Tithonique inférieur (partie terminale) — Tithonique supérieur (pars) dans le forage de Ghergheasa (Nord-Est de la Plateforme Moësienne)

Décapodes Anomures

Famille *Galatheidae*

Gastrosacus sp.
Galathea (Palaeomunida) moesica n. sp.
Galathea (Paragalathea) striata (REMEŠ)

Décapodes Dromiacés

Famille *Prosoponidae*

Pithonoton marginatum (MEYER)
Pithonoton bidentatum REUSS
Longodromites bicornutus n. sp.
Longodromites angustus (REUSS)

Cette association appartient à la partie supérieur du Néojurassique du type de Stramberg, analogue à celle des régions immédiatement voisines; le sud des Carpates Polonaises Occidentaux, la région franco-souabe, Sicile etc., (fig. 3).

L'association mentionnée présente des affinités directes avec les faunes des Décapodes des régions citées, avec la seule différence qu'elle ne peut être localisée strictement au Tithonique inférieur ou supérieur. C'est une question difficile à résoudre, en absence des formes d'Ammonites. En ce qui concerne les Décapodes, quelques formes comme *Galathea (Paragalathea) striata* (REMEŠ), *Pithonoton marginatum* (MEYER), *P. bidentatum* REUSS, *Longodromites angustus* (REUSS) se trouvent dans le Tithonique inférieur (partie terminale) de Wozniki, où M. KSIAZKIEVICZ (1963) a trouvé les formes de Ammonites; *Pseudovirgatites scruposus* (OPPEL), *Subplanites* cf. *schlosseri* (SCHNEID), etc. Quelques unes de ces formes de Décapodes se trouvent aussi dans le Tithonique supérieur des Carpates orientaux, où, à Moroeni, Sinaia, Satulung et Purcăreni, D. PATRULIUS (1959, 1966) a réconnu: *Galathea neojurensis* PATRULIUS, *Pithonoton marginatum* (MEYER), *P. dentatum* (LŐRENTHEY) (? = *P. bidentatum* REUSS), *Longodromites angustus* (REUSS). Dans la région de Stramberg (Moravie), les calcaires de Stramberg comprennent des formes présentes aussi à Ghergheasa: *Pithonoton marginatum* (MEYER) et *Longodromites angustus* (REUSS).

Dans la faune déterminée, on n'a pas trouvé *Laeviprosopon laeve* (MEYER). Cette forme est mentionée pourtant dans la Plateforme moësienne, dans les calcaires oxfordien et kimméridgien de Giurgiu, Călărași et București (D. PATRULIUS 1960) c'est à dire dans un intervalle stratigraphique

	La fréquence des Decapodes jurassique de Ghergheasa dans des différentes régions	Tithonique inférieur Partie supérieure	Tithonique supérieur		Tithonique	Tithonique	Tithonique inférieur (partie terminale) Tithonique supérieur (Pars)
		Carpat. occ.	Carpates orientales				
		Woznick	Moroeni Sinaia	Purcăreni Satulung	Stramberg	Hongrie	Plateforme moësienne
1	Gastrosacus sp.						+
2	Galathea (Palaeomunida) moesica n. sp.						+
3	Galathea (Paragalathea) striata (REMEŠ)	+				+	+
4	Pithonoton marginatum MEYER	+	+		+		+
5	Pithonoton bidentatum REUSS	+	+	+			+
6	Longodromites angustus (REUSS)	+	+		+		+
7	Longodromites bicornutus n. sp.						+

Fig. 3.

beaucoup plus inférieur. De même, on ne trouve pas de représentents du *Prosoponidae (Eodromites, Glaessneropsis, Lecythocaris* etc.*)*, *Dynomenidae (Cyphonotus, Oxythyreus* etc.*)* du Tithonique supérieur. Celles-ci ne sont mentionées que dans le Tithonique supérieur des Carpates orientaux.

De cette analyse ressort le fait que, malgré son affinité évidente avec les associations des Crustacés soit du Tithonique inférieur, soit du Tithonique supérieur, la faune de Ghergheasa ne présente pas assez d'éléments pour une distinction stratigraphique. Il est pourtant certain que cette faune se trouve partiellement dans le Tithonique inférieur et partiellement dans celui supérieur.

A côté de ces formes, la faune de Ghergheasa présente des éléments nouveaux, que l'on ne peut comparer avec les spécimens connus jusqu'à présent dans les régions mentionnées. Plusieurs espèces de la faune de Moroeni ou Purcăreni, de Wozniki ou Stramberg présentent aussi des formes nouvelles pour le cadre de la Plate-forme.

Description systématique

Ordo: *Decapoda*
Divisio: *Gastralia*
Subdivisio: *Heterura*
Tribus: *Galatheidea*
Familia: *GALATHEIDAE*
Subfamilia: *MUNIDOPSINAE*
Genus *GASTROSACUS* H. MEYER 1851

Gastrosacus sp.

(pl. I, fig. 1.)

Dimensions:

Longueur (sans rostre): 8,5 mm
Largeur (côté antérieur): 4,5 mm
Largeur (côté postérieur): 4 mm
Longueur du plastron gastrique: 4,5 mm

Diagnose: Céphalothorax de forme réctangulaire-trapézoïdale.

Sillon cervical courbé en semicercle, divisé sur le bord latéral en sillons hépatiques (transversal antérieur et transversal postérieur ou branchiohépatique). Les régions méso- et épigastrique légèrement relevées, séparées par des dépressions larges. On n'aperçoit pas l'insértion du rostre. Le bord postérieur de la région intestinale forme un large sinus, qui donne un aspect lobé à la forme. L'ornementation de la partie antérieure du cephalothorax présente des verrucosités surtout dans les régions para- et épigastriques. La région postérieure et en grande partie la région mésogastrique, aussi présentent des crêtes courtes, saillantes, légèrement arrondies et disposé alternativement.

Présente dans les calcaires du Tithonique inférieur (partie terminale) et supérieur (pars) de Ghergheasa (Nord-Est de la Platforme moësienne).

Genus *GALATHEA* Fabricius 1789
Subgenus *PALAEOMUNIDA* Lőrenthey 1902

Galathea (Palaeomunida) moesica n. sp.

(pl. I, fig. 2 et 3)

Typus: Planche I, fig. 2 et 3.
Derivatio nominis: D'après sa localisation dans le cadre de la Plate-forme moësienne.
Locus typicus: Ghergheasa, Nord-Est de la Plate-forme moësienne.
Stratum typicum: Carottes de calcaires de Stramberg, Tithonique inférieur (partie terminale) et supérieur (pars).
Collection du Ministère du Pétrole.
Dimensions de l'holotype:
Longueur (sans rôstre): 8,5 mm
Longueur du côté antérieur: 4,5 mm
Longueur du côté postérieur: 4 mm

Diagnose: Céphalothorax réctangulaire-trapézoïdal, à aspect ovale. Sillon cervical courbé, profond et étroit, prolongé sur le bord externe avec de sillon hépatique (transversal antérieur). Sillons branchio-hépatiques visibles. Plastron gastrique séparé des régions paragastriques par des sillons superficiels qui convergent au milieu de la partie antérieure du céphalothorax et continue ensuite en forme de bandelette étroite jusqu'au bord fronto-orbitaire. Le rostre ne se conserve pas. La région de son insertion, difficile à examiner, est pareil à l'espèce de *Palaeomunida zitteli* Moericke dont elle diffère par la forme de la carapace et l'ornementation. Celle-ci se compose de bandellettes larges, en relief, allongées, disposées parallèlement ou alternativement; sur les régions branchiales, paragastriques et hépatiques présentent des verrucosités légèrement allongées.

Galathea (Palaeomunida) sp.

(Pl. I, fig. 4)

Diagnose: Céphalothorax en forme trapézoïdale-ovale. Sillon cervical prolongé vers le bord par des sillons branchio-hépatiques profonds, mais étroits. Le plastron gastrique occupe une grande surface; il est borné par des sillons superficiels terminés en angle sur la région fronto-orbitaire. L'ornementation est formée par des crêtes allongées et largement ondulées, disposées alternativement.

Localisée dans les calcaires du Tithonique inférieur (partie terminale) et supérieur (pars) de Ghergheasa (Nord-Est de la Plate-forme moësienne).

Subgenus *PARAGALATHEA* Patrulius 1959

Galathea (Paragalathea) striata (Remeš)

(Pl. I, fig. 5, 6, 7)

Référence type: *Galathea striata* Remeš 1895, p. 200, pl. I, fig. 3; calcaire tithonique de Stramberg.
Synonimie: *Galatheites striatus* Lőrenthey-Beurlen 1929, p. 77, pl. III, fig. 14 (a, b, c); *Galathea (Paragalathea) striata* Patrulius, 1966, p. 504, pl. XXX, fig. 5; la partie supérieure de calcaires tithoniques inférieures de Wozniki (Pologne).

Diagnose : Céphalothorax trapézoïdal-ovale, allongé et fortement courbé. Sillon cervical difficilment observable, même dans les détails de l'ornementation. Caractéristiques pour l'ornementation sont les bandelettes transversales entrelacées, fines, imbriqués. Le rostre est corrodé.

Localisée dans les calcaires du Tithonique inférieur (partie terminale) et supérieur (pars) de Ghergheasa (Nord-Est de la Plate-forme moësienne).

Collection du Ministère du Pétrole.

Tribus: *Brachyuridea* GLAESSNER
Superfamilia: *Dromiacea* HAAN
Familia: *PROSOPONIDAE* MEYER
Subfamilia: *PITHONOTINAE* GLAESSNER
Genus *PITHONOTON* H. MEYER 1860

Pithonoton marginatum (H. MEYER)

(Pl. I, fig. 8 et 9)

Références : *Pithonoton marginatum* MEYER 1842, p. 72, pl. 15, fig. 3; 1860 *Prosopon marginatum*, pl. 23, fig. 8, 9; Jura blanc (d) et (e) Aalénien à Oerlinger Thal; 1966 *Pithonoton marginatum* PATRULIUS, p. 510, pl. XXXI, fig. 15, 16; calcaires du Tithoniques inférieur (partie terminale) du Wozniki (Pologne).

Diagnose : Céphalothorax rectangulaire-trapézoïdale, trilobé, convexe et robuste. Sillon cervical profond et large. Sillon cardiobranchial bien prononcé, nettement marqué dans la région cardiaque, qu'il entoure et sépare de la région uro-genitale et des lobes branchiaux. Sillon uro-genital bien visible. La partie antérieure présente un plastron gastrique terminé par une bandelette mince et le bord fronto-orbitaire denticulé. Cette dernière-ci présente, sur les deux parties du denticule gastrique, deux paires de denticules bien marquées. L'ornementation se compose de verrucosités répandues sur tout le test, moins sur la région cardiaque, sur un fond finement pointillé, conservé en bon état surtout dans la partie antérieure du céphalothorax.

Localisée dans les calcaires du Tithonique inférieur (partie terminale) et supérieur (pars), de Ghergheasa (Nord-Est de la Plate-forme mœsienne).

Collection du Ministère du Pétrole.

Pithonoton bidentatum (REUSS)

(Pl. I, fig. 10)

Références : *Goniodromites bidentatum* REUSS, 1859, p. 72, pl. 24, fig. 5, 6. *Pithonoton bidentatum* PATRULIUS 1966, p. 512, pl. XXXI, fig. 19, 20. Tithonique inférieur (partie terminale) de Wozniki (Pologne).

Dimensions :

Longueur: 5,5 mm
Largeur antérieure 5,5 mm
Largeur postérieure: 4 mm
Longueur de la division antérieure: 3 mm

Diagnose : Forme réctangulaire-trapézoïdale, trilobée, convexe, sillon cervical profond et large. Sillon cardio-branchial bien marqué. Le bord latéral du lobe médian présente deux denticules, en bon état, seulement sur

une partie. Lobe gastro-hépatique en forme réctangulaire-trapézoïdale, le bord fronto-orbitaire avec deux denticules bien arrondis. Céphalothorax granuleux, présentant des verrucosités fines, réparties uniformement.

Localisée dans les calcaires du Tithonique inférieur (partie terminale) et supérieur (pars) de Ghergheasa (Nord-Est de Plate-forme moësienne).

Collection du Ministère du Pétrole.

Genus *LONGODROMITES* PATRULIUS 1959

Longodromites bicornutus n. sp.

(Pl. I, fig. 11)

Typus : Planche I, fig. 11.
Derivatio nominis : D'après les deux paires de denticules disposés obliquement, éloignées, sur le bord orbitaire.
Locus typicus : Ghergheasa, dans le Nord-Est de la Plate-forme moësienne.
Stratum typicum : Carottes dans les calcaires de Stramberg, Tithonique inférieur (partie terminale) et supérieur (pars).
Collection du Ministère du Pétrole.
Dimensions :

Longueur totale: 6 mm
Largeur de la division antérieure: 4,6 mm
Largeur de la division postérieure: 4,6 mm
Longueur du bord postérieur: 2,5 mm

Diagnose : Céphalothorax trilobé, trapézoïdal-ovale. Lobe (division) antérieur à longueur très réduite, le bord fronto-orbitaire portant une paire de denticules latéraux, obliques et très éloignés de la région épigastrique. Le plastron gastrique ovale, étroit, laisse à ses côtés les régions para-gastriques larges et convexes. Sillon cervical presque droit, profond, étroit avec une courte inflexion dans la région médiane. Le sillon branchio-cardiaque faiblement marqué, la région cardiaque proéminente, mais non séparé, avec une dépression prononcée dans la région uro-génitale. Sillons uro-génitaux étroits et profonds. L'ornementation est faite par des verrucosités aigues, disposées surtout sur la partie antérieure du céphalothorax. A remarquer la forme tout à fait particulière de la région antérieure de cette forme.

Longodromites angustus (REUSS)

(Pl. I, fig. 12)

Référence : *Pithonoton angustum* REUSS, 1859, p. 72, pl. 24, fig. 3; calcaire tithonique de Stramberg; *Longodromites angustus* PATRULIUS 1966, p. 514, pl. XXXI, fig. 25, 26.

Diagnose : Céphalothorax trilobé, haut et étroit, en forme trapézoïdale. Lobe antérieur haut, tronconique, rostre en partie corrodé présente deux proéminences épigastriques bien marquées. Le plastron gastrique peu évident. La bandelette qui mène vers le bord fronto-orbitaire est bien visible. Sillon cervical profond et étroit, presque droit, présente une légère inflexion dans la partie médiane. Sillon branchio-cardiaque peu prononcé. Région cardiaque pentagonale, bien évidente. L'ornementation est constituée par des verrucosités fines, inégales et un tubercule derrière le sillon uro-génital droit.

BIBLIOGRAPHIE

BEURLEN K. 1928: Dekapoden des Schwabischen Jura. — Palaeontographica **70.**
GLAESSNER M. F. 1928: Crustacea Decapoda. — Fossilium Catalogus, **41.**
GLAESSNER M. F. 1930: Beiträge zur Stammesgeschichte der Decapoden — Palaeont. Z., **12**/1, 25–42.
GLAESSNER M. F. 1933: Die Krabben der Juraformation. — Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal., (B) **178.**
GRIGORAȘ N. — PĂTRUȚ I. — POPESCU M. 1963: Contribution à la connaissance de l'évolution géologique de la Plata-forme moësienne du territoire de la République Populaire Roumaine. — Asoc. Géol. Carpato-Balkanique, V-e Congrès, vol. **IV,** Bucarest.
KSIAZKIEWICZ M. 1963: La faune tithonique de Wozniki (Carpates Polonaises Occidentales). — Ann. Soc. géol. de Pologne, **33**/3, 265–272.
LŐRENTHEY E. 1902: Neue Beiträge zur tertiären Decapodenfauna Ungarns. — Mth. u. Nathurwiss. Berichte Ungarn, **28,** 98 (et en hongrois dans: Math. Természettud. Közlemények, **27**).
LŐRENTHEY E. — BEURLEN K. 1929: Die fossilen Dekapoden der Länder der Ungarischen Krone. — Geologica Hungarica, ser. pal., **3,** 1–420.
MEYER H. 1860: Die Prosoponiden oder die Familie der Maskenkrebse. — Palaeontographica, **7,** 183–222.
MOERICKE W. 1889: Die Crustaceen der Stramberger Schichten. — Palaeontographica, suppl. II, **6,** 43–72.
PATRULIUS D. 1959: Contributions à la systématique des Décapodes néojurassiques. — Rev. Géol. Acad. R. P. R., **3**/2, 249–257.
PATRULIUS D. 1960: Le mésozoïque du massif moësien dans le cadre de la plaine roumaine et de la Dobrogea centrale et méridionale. — Ann. Inst. Géol. Publici Hungarici, **XLIX,** fasc. 1.
PATRULIUS D. 1966: Les Décapodes du Tithonique inférieur de Wozniki (Carpates Polonaises Occidentales). — Rocznik Pol. Tow. Geol., **XXXVI**/4, 495–517.
REMEŠ M. 1895: Beiträge zur Kenntnis der Crustaceen der Stramberger Schichten. — Bull. Intern. Acad. Sc. Bohème, **2,** 200–204.
REUSS A. 1859: Zur fossiler Krabben. — Denkschrift Akad. Wissensch., **17,** 1–90, Wien.
ROGER J. 1953: Crustacés malacostracés (dans le Traité de Paléontologie de J. PIVETEAU, p. 309), Paris.

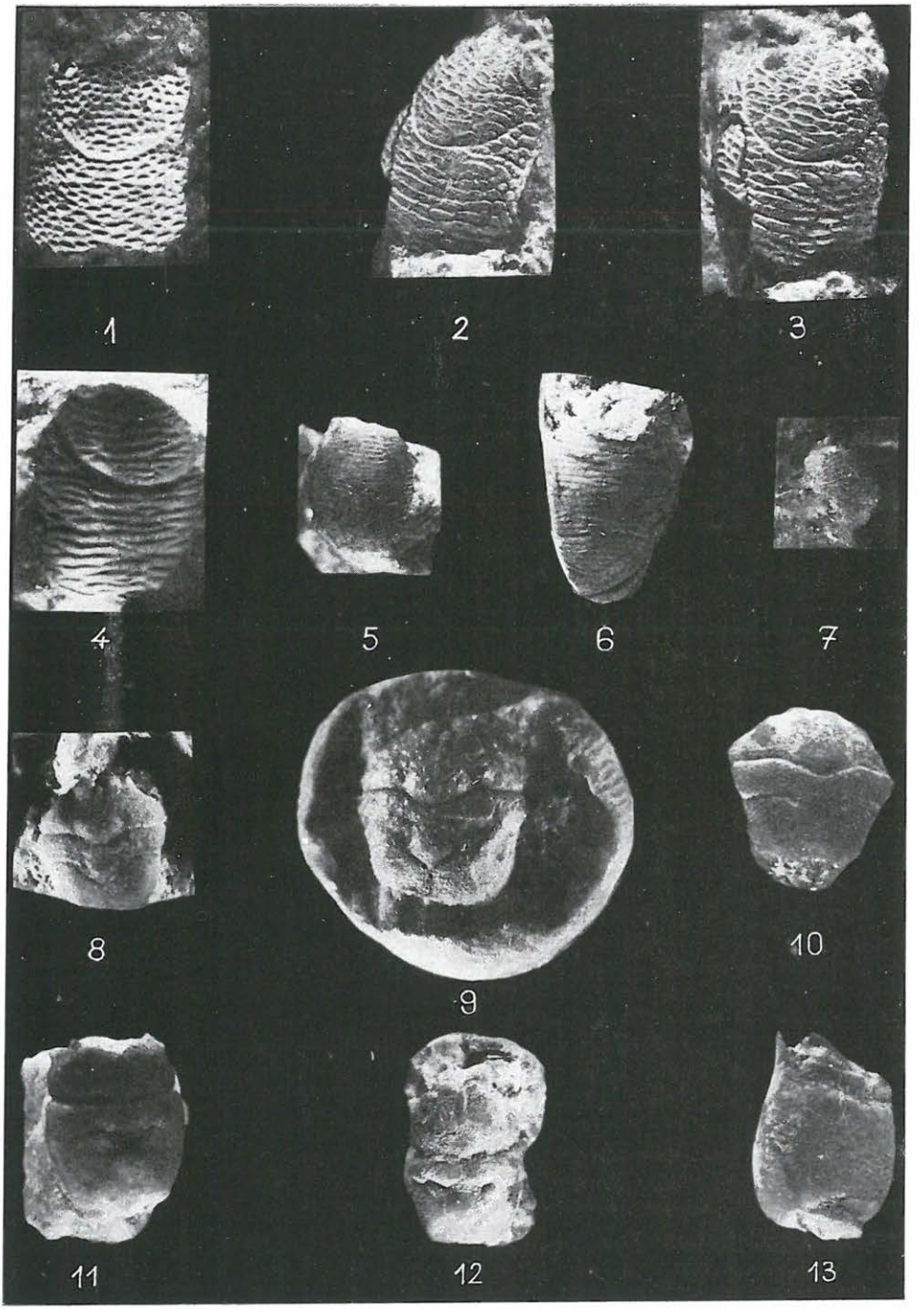
A. BĂDĂLUȚĂ et M. MUȚIU

Univ. de Bucarest,
Fac. Géol. Géographie, Lab. de Géologie
Bd. N. Balcescu 1,
Bucarest
Roumanie

Planche I.

1. *Gastrosacus* sp. (3×)
2–3. *Galathea (Palaeomunida) moesica* n. sp. (3×)
4. *Galathea (Palaeomunida)* sp. (3×)
5–6–7. *Galathea (Paragalathea) striata* (REMEŠ), (3×)
8–9. *Pithonoton marginatum* (MEYER) (moules), (2×, 3×)
10. *Pithonoton bidentatum* (REUSS) (4×)
11. *Longodromites bicornutus* n. sp. (4×)
12. *Longodromites angustus* (REUSS), (4×)
13. Propodite de *?Palaeomunida* sp. (5×)

Collection du Laboratoire du Ministère du Pétrole.
Ouvrage élaboré en collaboration du Laboratoire de Paléontologie du Ministère de Pétrole et du Laboratoire de Géologie de l'Université de Bucarest, Faculté de Géologie et Géographie.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

UPPER JURASSIC HYDROZOAN REEF SYSTEMS IN SLOVENIA (NW JUGOSLAVIA)

by

D. TURNŠEK

Introduction

Hydrozoa are very susceptible animals with an exceptional adaptability to their environments and, consequently, the *Hydrozoan* fossils can be considered as very important paleoecological indicators.

In a comparatively small region of Southern Slovenia during the Lower Malm three hydrozoan fauna types developed in three separate areas: s o u t h e r n faunistic area (characterized by the hydrozoon *Cladocoropsis*), c e n t r a l area (parastromatoporidian hydrozoans) and n o r t h e r n area (actinostromaridian hydrozoans). These different types are believed to develop due to the somewhat different ecologic environments prevalent in each of these areas. The areas with individual faunistic types follow each other in narrow and long belts from the southwest to the northeast, a fact which immediately leads us to suppose that they have followed either a former shore direction or the course of some submarine shelf.

On the basis of the known ecologic factors, a detailed study of the fauna, and lithologic character of the hydrozoan and close sediments, it can be established that all these hydrozoan types lived in a shallow sea, yet each under somewhat different conditions. In each area they have built a little different reef formation.

Southern area characterized by the hydrozoon Cladocoropsis

Form and size of the hydrozoan colonies are the important features for the study of their paleoecology. *Cladocoropsis* is one of the smallest representatives of this fossil group. It builds rodlike colonies with a diameter up to 8 mm of clinogonal microstructure. It appears in stratified dark grey limestones. Beside *Cladocoropsis* the same beds yield also numerous Foraminifers *(Pfen-*

More extensive text on this subject will be published as: "A contribution to the paleoecology of Jurassic Hydrozoa in Slovenia" *in*: Razprave Slov. akad. znan. umetn., 12, (1969), Ljubljana.

derina, Kurnubia, Trocholina), and Algae *(Pianella sellii, Thaumatoporella)*. In some places of the southern area also the reef building parastromatoporidian *Hydrozoa* have been found. Among them we could identify the genera *Parastromatopora, Dehornella, Milleporidium, Spongiomorpha, Shuqraia, Steineria*, i.e., hydrozoans similar to those of the central area.

All the fauna and the sediments, too, are indicative of shallow water environment. *Cladocoropsis* formed extensive biostromes. The shape of organism, the lithology and the faunistic assemblage suggest that the sedimentation area of the southern region was an extensive shelf with a comparatively flat bottom. In the mostly calm water a mighty series of the thin-bedded micritic limestone could be deposited. From time to time in some parts of this shelf, favourable conditions were created for the settlement and growth of the parastromatoporid and milleporidiid hydrozoans building small bioherms. On these small reefs and in their neighbourhood the limestones are oölitic or pseudo-oölitic, probably due to increased water circulation.

Central area characterized by parastromatoporid type of Hydrozoa

The parastromatoporid type of *Hydrozoa* appears in a few km wide belt across Slovenia. In this area occur mainly genera of the family *Parastromatoporidae*. They are *Parastromatopora, Dehornella, Hudsonella, Reticullina*, and also *Milleporidium, Spongiomorpha* and *Disparistromaria* were found. In this area however, *Cladocoropsis* is missing. Numerous corals and *Chaetetidae* prevail over the *Hydrozoa*. The clinogonal microstructure is characteristic of the majority of these fossils. In the coenosteums vertical elements are prevalent. Horizontal lamellae are subordinate, only tabulae are, in some places very frequent. The form of colonies varies. Some are sphaeric and massive; but the majority is constituted by branching, encrusting forms which mutually intertwine and form true organogenic limestones. The size of colonies ranges from 1 to 10 cm. The limestones are of oölitic, pseudoölitic, or sparitic structure.

In view of the exceptional abundance of reef building organisms and with respect to the form of the outcrops this central area is considered as a reef formation.

The limestone of lighter colour betrays a pure water and the oölitic sparite the water circulation. The tubular colonies of organisms point to a comparatively rapid and functional growth. Sedimentation was much restricted than in the southern area. The southern shelf area being calm, the waves came from the external side, that is from the north or northeast. The main force of the waves, however, was broken by the northern actinostromaridian reef. In this way the central area is partly sheltered, and may be designed as a sheltered reef formation.

Northern area characterized by the actinostromarid type of Hydrozoa

In the northern faunistic area which extends in a belt a few kilometres wide over Central Slovenia one finds hydrozoans belonging mainly to the superfamily *Actinostromariicae*, represented by the genera *Astrostylopsis*,

Sporadoporidium, *Actinostromina*, *Coenostella*, *Tubuliella*, *Sphaeractinia*, and *Ellipsactinia*. The orthogonal microstructure of the skeleton is typical of all of them. Beside these we encounter also the genus *Cylicopsis* of granular microstructure. In some places of the northern area only we find numerous *Diceras* and *Nerinea*. *Corals* and *Chaetetidae* are rare.

The hydrozoan colonies of the northern region are large, massive, of ellipsoidal, circular, or semicircular shape. They reach a size of 30 cm. The horizontal elements of the coenosteum are strongly developed. The sediments of the northern area are of a light grey colour and consist of organogenic, unstratified, and in some places brecciated sparitic limestone.

The form of colonies, the abundance of the sessile reef fauna, and the structure of the sediments indicate that this northern faunistic area represents a reef formation. Because of the great prevalence of the hydrozoan fauna it may be called a hydrozoan reef. Such an exuberant growth was possible only under the most favourable conditions, i.e. very pure water and sufficient oxygen and food supply. Water must have been very turbulent, as proved by the fact that in this area no inorganic sedimentation could be detected. Such a strong agitation of water could take place either along the shore or, at least, in its proximity. At the northern side of the reef, however, Malmian pelagic fauna and sediments have been found excluding the possibility that at that side there was dry land. Therefore it can be inferred with certainty that the actinostromaridian reef formed a reef barrier at the boundary between the shelf and the deeper sea. The waves came from the open sea and struck against the reef. The hydrozoans built massive colonies with distinctive horizontal lamellae in order to resist the waves. On the other hand, the same waves providing food and preventing sedimentation favourably influenced the growth of the reef organism.

Conclusions

All this justifies the conclusion that the actinostromarid hydrozoans are connected with specific ecological conditions. They prospered only on the narrow ridge between the shelf and the deeper sea where a certain system of sea currents must have been prevalent. This explains the fact that in comparison with the parastromatoporid and milleporidiid *Hydrozoa*, the actinostromarid hydrozoans (with sphaeractinids) were restricted to a small region. They are known only from the Mediterranean, Italy, Yugoslavia, from Ernstbrunn in Austria, from Stramberg in Czechoslovakia, and some from Dobrogea in Roumania. They are, however, unknown from other parts of the Tethys, that is from southwestern Europe, northern and eastern Africa, from the Middle East and Japan, where the parastromatoporid and milleporidiid Upper Jurassic *Hydrozoa* are widespread.

There is one more important fact concerning the Jurassic hydrozoan reefs from Slovenia. The hydrozoan types of the individual areas differ above all in the microstructure of their skeletal elements. In the northern area we find *Hydrozoa* of orthogonal or granular microstructure, while in the central and southern areas prevailed organisms of clinogonal microstructure. This may justify the conclusion that microstructure is a function of the ecologic conditions in which *Hydrozoa* lived.

North of the Malmian hydrozoan reefs in Slovenia, i.e. in the Julian Alps, in the Karavankas, and in the northern Dolenjska region *Radiolarians*, *Calpionellae*, and *Cephalopoda* have been found, which prove a deeper sea Upper Jurassic sedimentation. This pelagic development confirms the existence of two marine facies during the Malm in Slovenia, that is a deeper-water facies in Northern Slovenia, and a shallow-water one in Southern Slovenia. It is exactly the actinostromaridian reef barrier that represents the boundary between these two.

D. TURNŠEK

Inst. za paleont. SAZU
Novi Trg 3,
Ljubljana
Yugoslavia

PELECYPODEN IM MEDITERRANEN OBERJURA

von

B. ZIEGLER

Pelecypoden gehören im oberen Jura zu den häufigsten Organismen. Vor allem in West- und Nordwest-Europa sind sie weit verbreitet. Teilweise sind sie autochthon und bilden förmliche Bänke oder Riffe. Teilweise sind sie mehr oder weniger umgelagert und in Lumachellen sortiert oder unsortiert angehäuft. Die Pelecypoden-Faunen West- und Nordwest-Europas sind von Ort zu Ort unterschiedlich mannigfaltig. Insgesamt sind sie jedoch in diesem Raum das beherrschende Element der Fauna.

Im Mittelmeer-Gebiet und in den Alpen sind die Pelecypoden weit weniger häufig. Es gibt zwar durchaus Lokalitäten, an denen Muscheln verbreitet sind. In den Bereichen mit typisch „mediterraner" Fazies und Fauna treten sie jedoch stark zurück. Unter „mediterraner" Fazies des Jura sei dabei ein Typus verstanden, in dem feinstkörnige, oft rötlich gefärbte, vielfach kieselige Kalke oder Mergel vorherrschen, die durch Subsolution (R. HOLLMANN 1962) oder Diagenese (H. JURGAN 1969) in mannigfacher Weise überprägt sein können. Unter den Lebewesen dominieren Mikroorganismen (Radiolarien, Calpionelliden, Coccolithophoriden). Sofern Makro-Fossilien vorhanden sind, sind es überwiegend Ammoniten, vor allem der Gruppen der Phylloceratiden und Lytoceratiden. In diesem Faziesbereich sind große Areale mit Karbonaten eingeschaltet, in denen Kalkalgen. Foraminiferen, Hydrozoen oder Korallen eine große Rolle spielen. Da sie auch außerhalb der Alpen und des Mittelmeergebietes vorkommen, dürfen sie nur bedingt der „mediterranen" Fazies zugeordnet werden.

An manchen Orten kommen auch in der typisch „mediterranen" Ausbildung Pelecypoden vor. Einen erheblichen Anteil stellen dabei die Inoceramen. Sie sind im Jura und der Kreide weit verbreitet. Die Tiere sind Anisomyarier; sie gehören also zum sogenannten sessilen Zweig der Pelecypoden. Wie die mit *Inoceramus* bewachsenen Treibhölzer im unteren Toarcien von Holzmaden in Württemberg (B. HAUFF 1953, Taf. 64 und 65) zeigen, waren die Tiere mit einem Byssus am Substrat befestigt. Anheftung mit Hilfe eines Byssus wird auch für cretazische Inoceramen vermutet (Literatur referiert in J. SORNAY 1966). Das sporadische Vorkommen isolierter Klappen in der

mediterranen Fazies, in der sonstiges Benthos weitgehend fehlt, läßt auf ein pseudoplanktisches Leben an treibenden Tangen schließen.

Über eine zweite Gruppe liegen in der Literatur nur spärliche Angaben vor. Es ist die Gattung *Aulacomyella*, die aus dem Oberjura der Dinariden beschrieben ist (M. FURLANI 1910). Sie kommt nach C. RENZ (1955) an verschiedenen Orten des ionischen Troges vor. Auch sie ist ein Anisomyarier, der vermutlich mit einem Byssus an treibenden Gegenständen festgeheftet war.

Im älteren Jura (bis etwa zur Wende Callovien/Oxfordien) ist eine dritte Gruppe von Pelecypoden im mediterranen Raum verbreitet. Es sind die Posidonien. Auch sie sind Anisomyarier. Für sie wird ein echt nektisches Leben angenommen (R. P. S. JEFFERIES und P. MINTON 1965).

Gemeinsam ist also denjenigen Pelecypoden, die in der typisch „mediterranen" Fazies häufiger vorkommen, dass sie pseudoplanktisch oder echt nektisch lebten. An den Meeresboden sind sie erst postmortal gelangt. Ihr Vorkommen lässt deshalb keine Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu des Sedimentes zu.

In die typisch mediterrane Fazies sind verschiedene Räume mit andersartiger Fazies und Fauna eingeschaltet. In ihnen sind die Pelecypoden zum Teil wesentlich vielfältiger vertreten. Einige Beispiele sollen den Charakter von Fauna und Fazies beleuchten.

Im Bathonien/Callovien Nordostsardiniens (Posada bei Siniscola; I. DIENI, F. MASSARI und C. STURANI 1966) kommen in braunen Dolomiten örtlich häufig Pectiniden der Gattung *Entolium* vor. Der bathymetrische Schwerpunkt rezenter Pectiniden liegt zwischen 10 und 50 Metern. Es ist wahrscheinlich, daß für die Vorkommen Nordostsardiniens ähnliche Werte gelten. Die *Entolium*-Fauna ist somit als Fauna des Infralittorals zu deuten.

In dickbankigen Kalken des Tithon Ostsardiniens sind Diceratiden relativ häufig. Ihre Begleiter sind Nerineen, Korallen, Hydrozoen und Kalkalgen. Cephalopoden fehlen fast völlig. Es handelt sich um Ablagerungen flachsten Wassers.

Auf der Insel S. Antioco im äussersten Südwesten Sardiniens stehen im Kimmeridgien harte, helle Kalke mit zahlreichen Kalkalgen an (C. MAXIA 1963). In sie sind stellenweise braune Mergel eingeschaltet, in denen eine reiche Makrofauna vorkommt. Sie besteht überwiegend aus Pelecypoden *(Trichites, Lima, Exogyra*, kleine Heterodonte und Desmodonte) und Brachiopoden. Untergeordnet sind Gastropoden *(Harpagodes)* und Echiniden vertreten. Die Fauna ist typisch für infralittorale Verhältnisse.

Der südöstliche Streifen der zur paläogeographisch-tektonischen Zone des Briançonnais gehörenden Préalpes romandes in der westlichen Schweiz birgt im Callovien und Oxfordien die Fazies des „Mytilus-Doggers". Verbreitete Typen sind Mytiliden, *Lima* und verschiedene Desmodonten-Gattungen. Daneben kommen Riffkorallen, Brachiopoden und Gastropoden vor. Die Faunen-Vergesellschaftung deutet auf eine Ablagerung des flachsten Wassers (H. H. RENZ 1935).

Im Umkreis des Parnass (Zentralgriechenland) sind im Tithon rezifale Kalke bezeichnend. Häufige Fossilien sind außer Kalkalgen und Hydrozoen vor allem Nerineiden. Auch Korallen und Pelecypoden kommen an manchen Lokalitäten vor. Charakteristische Typen sind Diceratiden und Dysodonte

(vermutlich *Isognomon*, Pectiniden und Austern) (P. CELET 1962). Wie sich aus den begleitenden Organismen ergibt, sind die Kalke im flachsten Wasser abgelagert worden.

Diese wenigen Beispiele zeigen, dass Pelecypoden der verschiedensten Gruppen in eindeutigen Ablagerungen des Infralittorals auch im Mittelmeerraum und in den Alpen eine bedeutende Rolle spielen. Allerdings scheint ihre Formenfülle hier durchschnittlich geringer zu sein als in entsprechenden Biotopen West- und Nordwest-Europas. Ähnliches gilt für Riffkorallen. Auch sie sind außerhalb von Alpen und Mittelmeerraum artenreicher als innerhalb dieses Gebietes. Welche Faktoren dafür verantwortlich sind, läßt sich heute noch nicht überblicken.

In Mittel- und West-Europa sind reiche Pelecypoden-Faunen auf das Infralittoral beschränkt. Unterhalb von etwa 50 m Ablagerungstiefe lässt ihre Häufigkeit und ihr Artenreichtum stark nach. Die Pelecypoden-Faunen des mediterranen und alpinen Infralittorals bezeugen, dass auch hier gute Lebensbedingungen für Muscheln vorhanden waren. Die unterschiedliche Zusammensetzung der Faunen lässt auf differenzierte ökologische Bedingungen schließen. Sowohl Hartböden als auch Weichböden sind besiedelt.

In weiten Teilen der Alpen und des Mediterran-Gebietes fehlen jedoch echt benthische Formen — von Einzelfunden abgesehen, die ökologisch irrelevant sind. Das deutet darauf hin, dass diese Gebiete im Oberjura tiefer unter dem Meeresspiegel lagen, als bodenlebende Muscheln in nennenswerter Häufigkeit hinabsteigen.

Z u s a m m e n f a s s u n g. Im alpin-mediterranen Raum sind im Oberjura zwei Bereiche mit sehr unterschiedlichen Pelecypoden-Faunen zu unterscheiden. Der erste Bereich wird durch inselartig eingelagerte Gebiete verkörpert, in denen Pelecypoden mit Organismen flachsten Wassers vergesellschaftet sind. Der zweite Bereich umfasst die typisch „mediterrane" Fazies. Pelecypoden kommen nur lokal vor und sind dann ausschliesslich durch pseudoplanktische oder nektische Formen vertreten. Er wird als Gebiet mit tieferer Wasserbedeckung gedeutet. Die Pelecypoden sind somit wertvolle bathymetrische Anzeiger.

LITERATUR

CELET P. 1962: Contribution à l'étude géologique du Parnasse—Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. — Ann. géol. Pays Hellén., (1), **13**, 446. p. Athènes.

DIENI I.—MASSARI F.—STURANI C. 1966: Segnalazione di Ammoniti nel Giurese della Sardegna orientale. — Accad. naz. Lincei, Rend. cl. sci. fis., mat. e natur. (8), **40**, 99–107.

FURLANI M. 1910: Die Lemeš-Schichten. Ein Beitrag zur Kenntnis der Juraformation in Mitteldalmatien. — Jb. k. k. geol. R. A., **60**, 67–98.

HAUFF B. 1953: Das Holzmadenbuch. — 54 p. Öhringen (F. Rau).

HOLLMANN R. 1962: Über Subsolution und die „Knollenkalke" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1962, 4, 163–179.

JEFFERIES R. P. S.—MINTON P. 1965: The mode of life of two Jurassic species of 'Posidonia' (Bivalvia). — Palaeontology, **8**, 156–185.

JURGAN H. 1969: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rundschau, **58**, 464–501.

MAXIA C. 1963: Giura e Creta nella regione Maladroxia (Isola di S. Antioco – Sardegna Sudoccidentale). — Univ. Cagliari, Ist. Geol. Paleont., **2**, 35 p.

RENZ C. 1955: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. — 637 p. Athen (Inst. Geol. subsurf. Research).

RENZ H. H. 1935: Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes. — Eclog. geol. Helvet., **28**, 141–247.

SORNAY J. 1966: Idées actuelles sur les Inocérames d'après divers travaux récents. — Ann. Paléont., Invert., **52**, 59–92.

B. ZIEGLER

Staatliches Museum für Naturkunde
Stuttgart
DBR

OBERJURASSISCHE—BERRIASISCHE AMMONOIDEEN-FAUNEN AUS DEM NORDTEIL DES TRANSDANUBISCHEN MITTELGEBIRGES

von

G. Vigh

Im nachfolgenden sei es mir gestattet, in Fragen der stratigraphischen Juragliederung und der Grenzziehung Jura-Kreide an Hand einiger gut aufgeschlossenen Grundprofile und Untersuchungen die auf den modernen Anforderungen gemäss eingesammelten Ammonitenfaunen beruhen — Stellung zu nehmen.

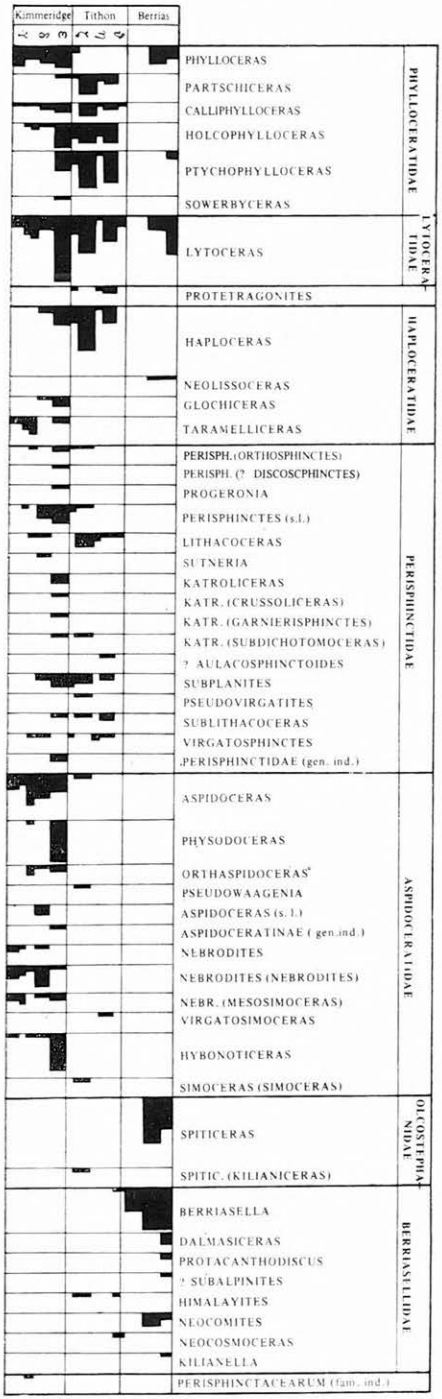
K. Hofmann machte im Jahre 1884, als erster den klassischen malm–berriasischen Schichtenkomplex im Nordteil des Transdanubischen Mittelgebirges — Gerecse-Gebirge — am Paprétárok bei Felsővadács bekannt. Seiner Meinung nach sind die von ihm als Mitteldogger anerkannten Schichtenkomplexe von untertithonischen-berriasischen und untervalanginischen Sedimenten überlagert. Die Anwesenheit der berriasischen Unterstufe wurde durch einen karakteristischen Faunenkomplex belegt.

Im Jahre 1958 hat J. Fülöp die Schichtenfolge neu untersucht und stellte fest, dass das Liegende ein roter, tonreicher Knollenkalk von bajotisch-bathonischem Alter ist, der von kallowischen Radiolariten, oxfordischem kieselknolligem Kalkstein: dann tiefrotem Knollenkalkstein, — dem Kimmeridge angehörend — tithonischen, Calpionellen-führenden Kalkstein und zuletzt von Mergelsandsteinen und hellgrauen Kalksteinbrekzien — als Sedimente des Berrias — überlagert ist.

Das Profil bzw. die Faunentabelle wurde auf Grund der Untersuchungsergebnisse der von Schicht auf Schicht aufgesammelten, etwa 640 Ammoniten aufgestellt. Es ist uns nicht gelungen eine Fauna aus den oxfordischen Schichten vorzufinden.

Die prozentuelle Verteilung der Ammoniten entspricht derjenigen der Mediterranen Provinz. In überwiegender Menge, d. h. mit 23,6%, bzw. 20% sind die *Phylloceraten* und *Lytoceraten*, mit 18% die *Aspidoceraten*, und mit 11—11% sind die *Perisphincten* und *Berriasellen* vertreten, während sich der Rest von 16,4%, zwischen 5 Familien verteilt.

Ein Blick auf die Verteilungstabelle der Gattungen überzeugt uns, dass nicht nur die Stufengrenzen, sondern auch die Zonengrenzen klar hervortreten. Es waren die Taramelliceraten, Katroliceraten, Aspidoceraten, Nebroditen und



1. Abb. Verteilung der Gattungen in der Malm-Fauna von Paprét-Graben

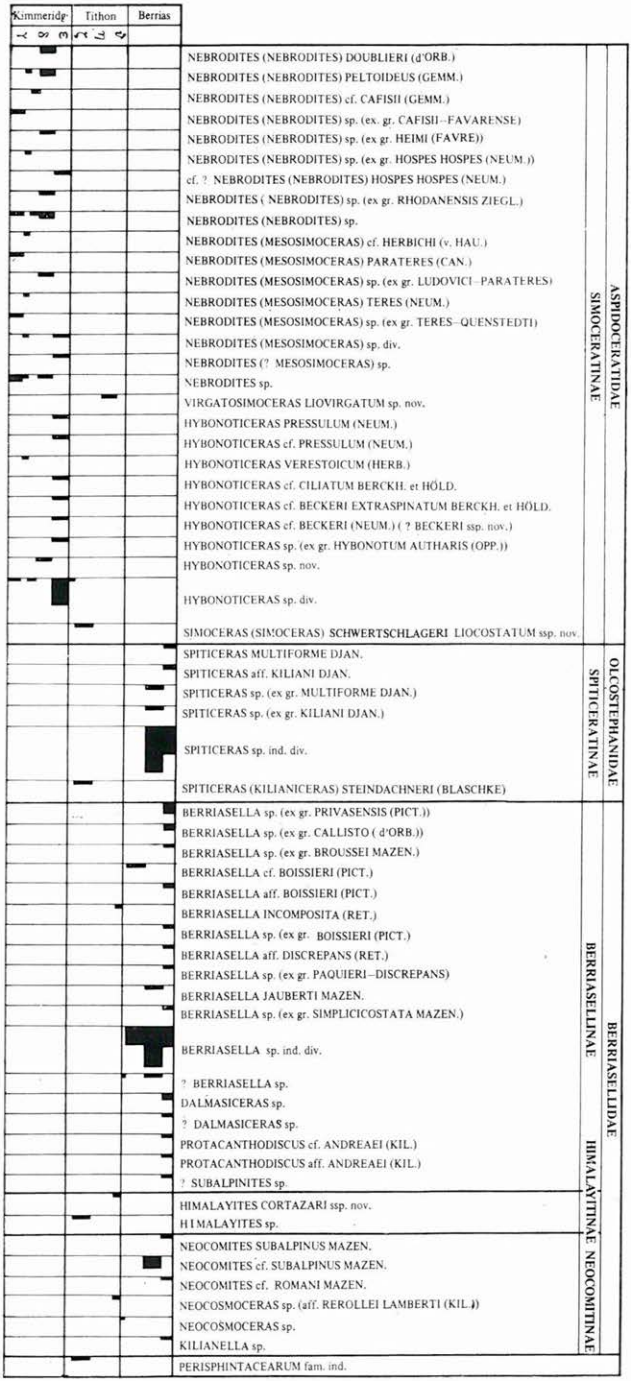
selbst die Hybonoticeraten, die den Nachweis Kimmeridge Gamma—Delta- und Epsilon-Zonen von QUENSTEDT, — bzw. Zone der *tenuilobatus*, *pseudomutabilis* und *beckeri* erbrachten — während im Tithon mit Hilfe der *Haploceraten*, *Lithacoceraten*, *Sublithacoceraten* und auch *Virgatosphincten* das Absodern eines unteren, bzw. eines oberen Teiles gelungen ist. Obzwar die Gliederung der berriasischen Mergelsandstein-Grundschicht infolge der geringen Zahl der Faunenelemente nicht durchfürbar war, darf das Vorhandensein dieser Zone auf Grund der Anwesenheit von *Berriasella boissieri* angenommen werden.

Die Fauneneinheit der Kimmeridge — besonders die Formen der Zone *tenuilobatus* und *pseudomutabilis* — sind hauptsächlich mit den Faunen der Südalpen — Italien, bzw. mit denen von Crussol zu vergleichen.

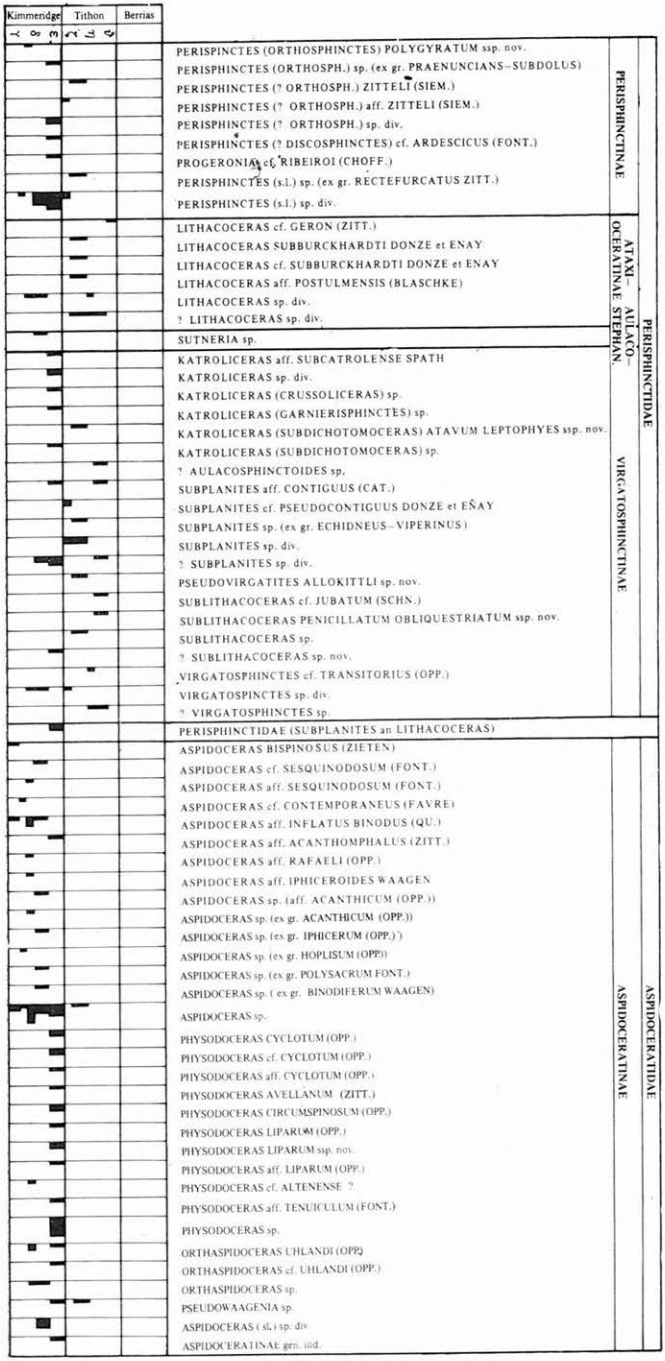
Es ist auffallend, dass im Gegensatz zum Kimmeridgien das Tithon einige Beziehungen zu den nordalpinen—süddeutschen Ausbildungen aufweist. Besonders auffallend ist dies bei einigen Arten der Familie Perisphinctidae, wie z. B. *Lithacoceras geron*, *L. subburckhardti*, *L. postulmensis*, eine neue Unterart von *Subdichotomoceras atavum* und *Sublithacoceras penicillatum*, oder auch *Sublithacoceras jubatum*.

Die, an Zahl verhältnismässig geringere berriasiche Fauna enthält ebensolche Formen wie die aus Südfrankreich und Andalusien, und aus dem Kaukasus.

Obwohl die Mächtigkeit der Malm-Serie im Gebiet des Transdanubischen Mittelgebirges überall gering ist, ist es doch auffallend, dass hier die Gesamtmächtigkeit der Malm–Berrias-Reihe, ohne der berriasischen Brekzie, bloss



2. *Abb.* Verteilung der Arten in der Malm-Fauna von Paprét-Graben



3. Abb. Verteilung der Arten in der Malm-Fauna von Paprét

136,5 cm beträgt. Die faunenführenden Schichten sind sehr dünn, sie erreichen eine Mächtigkeit von 1–10 cm. Die, im Oxford begonnenen Krustenbewegungen wurden von Unterseeströmungen begleitet. Daneben sind auch Rücklösungserscheinungen zu beobachten, die durch die fast ausnahmslos in zur Hälfte erhaltenen, doch im unteren Teile beschalten Ammoniten bewiesen sind.

An der Grenze von Obertithon–Berrias ist eine Limonitinkrustation, ein hartes Liegendes (hardground) zu beobachten, das von einem, einen rasch einsetzenden regressiven Schlusszyklus andeutenden kalkig–mergeligen, anfangs fein-, später grobkörnigen Sandstein, endlich einer das Ende der Regression beweisenden, fossilleeren, grobkörnigen Kalksteinbrekzie überlagert wurde.

Ein vollständiges Malm-Profil befindet sich am Tataer Kálvária-Hügel. Es besitzt eine Mächtigkeit von etwa 2,5 m. Anlässlich der letzten Aufsammlungen haben diese Schichtenkomplexe 860 Stück Ammoniten geliefert.

N. Koch war der erste, der im Jahre 1909 die oberjurassische Schichtenfolge des Kálvária-Hügels bekannt gab. Auf Grund des vorwiegend aus zersträuten Trümmern gewonnenen Faunenmaterials bewies er die Anwesenheit des Oxford, Kimmeridge, sowie des Unter- und Obertithon, mit der Feststellung, dass die hier vorkommenden Malmbildungen eine gemischte Fauna führen.

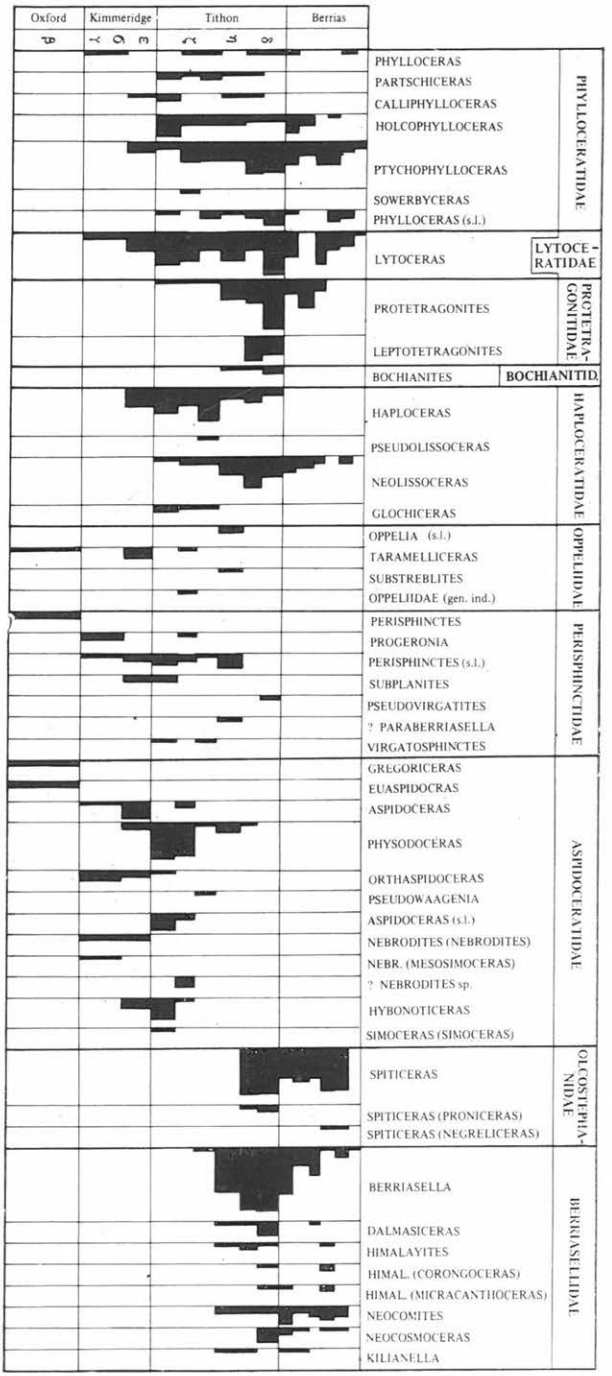
Über die Ergebnisse der inzwischen nötig gewordenen Neuuntersuchungen haben im Jahre 1954 J. Fülöp, und im Jahre 1959 I. Szabó berichtet. Später, im Jahre 1967, gelegentlich des Oberjura Simposiums in Moskau, hat J. Fülöp das anhand der neu aufgesammelten und bearbeiteten tithon–berriasischen Fauna aufgestellte Diagramm vorgelegt.

Die Mächtigkeit der Oberjura ist hier wesentlich grösser, als im bereits vorgeführten Profil, obzwar die Mächtigkeit des Kimmeridgien im Verhältnis zum Tithon unvergleichlich geringer ist. Auch hier ist es auf mehrmahlige Subsolution zu verweisen — noch weiter — im Kimmeridgien — hauptsächlich an deren Anfang — müssen wir auch mit zeitweiligem Aufhören der Sedimentablagerung rechnen.

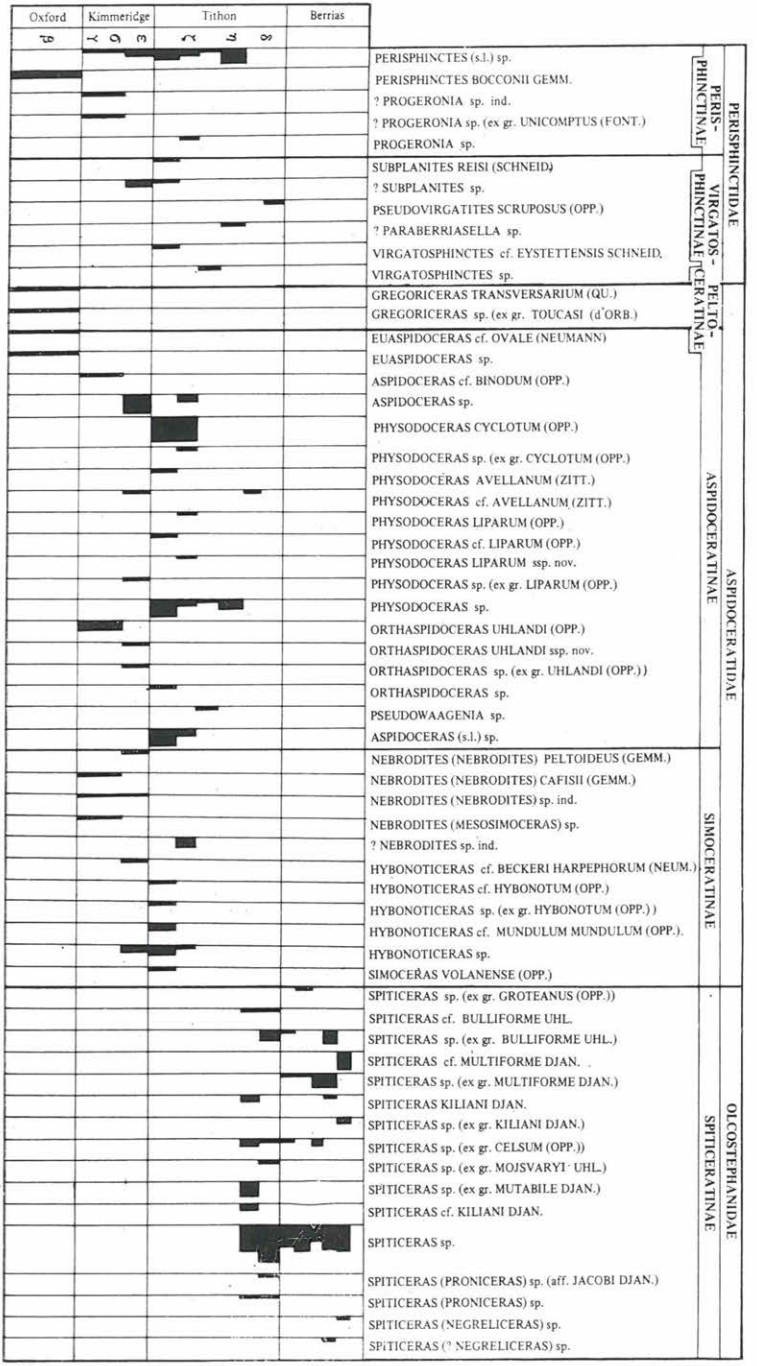
Beim Vergleich der Dominanz-Verteilungstabelle der beiden Fundorte, können wir gewisse Abweichungen feststellen. Die Vertreter der *Phylloceratiden* und *Lytoceratiden*, die im früher vorgelegten Profil mit zusammen 43,6% figurieren, erreichen hier bloss die Prozentzahl 29. Fast auf die Hälfte, d. h. auf 9,5 ist der Prozentsatz der *Aspidoceratidae* gesunken, während der der Perisphinctidae auf beinahe einviertel sank. Dagegen erhebt sich der Prozentsatz der *Protetragonitidae, Olcostephanidae, Berriasellidae*, wie auch der *Haploceratidae* bedeutend.

Der Faunengehalt der Oxford-Schichtenfolge ist sehr arm. In den etwa 10–15 cm Mächtigkeit erreichenden, dem Unteroxford entsprechenden kalkig–tonigen Schichten wurde kein Makrofossil angetroffen, und selbst der oberoxfordische, silexführende Brekzienkalk lieferte nur eine geringe Anzahl von Makrofossilien. — Doch, das Vorhandensein des zonenkarakteristischen *Gregoriceras transversarium*, wie auch der zwei *Euaspidoceras* lassen das Vorhandensein des oberen Oxford vermuten.

Wie schon erwähnt, wurde die geringe Mächtigkeit der Kimmeridge-Schichten nicht bloss auf Subsolution sondern auch auf das zeitweilige Aus-



4. Abb. Verteilung der Gattungen in der Malm-Fauna vom Tataer Kálvária-Hügel



5. Abb. Verteilung der Arten in der Malm-Fauna vom Tataer Kálvária-Hügel

bleiben der Sedimentablagerungen zurückgeführt. Es konnte auch festgestellt werden, dass sich die Ammoniten im dünnen Schichtkomplex linsenförmig anhäufen. Während am Fundort des vorgelegten Profils, — auf einer Fläche von 3,5 m², bloss 50 Ammoniten aus den Kimmeridge-Schichten gewonnen wurden —, konnten aus einer Entfernung von etwa 10–15 m mehrere Hunderte gesammelt werden.

Es wurde bereits festgestellt, dass das Kimmeridge faunenarm ist, demzufolge ist die Trennung von γ und δ, bzw. der *tenuilobatus* und *pseudomutabilis* Zonen nicht durchführbar. Umso sicherer ist die Absonderung von ε, d. h. der Zone von *beckeri*, hauptsächlich auf Grund der *Aspidoceratiden*, bzw. der *Hybonoticeraten*.

Im Vergleich mit den Vorangehenden, ist der Faunengehalt des Tithon-Schichtenkomplexes viel vollständiger, mächtiger und abwechslungsreicher. Die von einer gleich grossen Fläche eingesammelte Ammoniten-Fauna beträgt eine Anzahl von 547 Exemplaren.

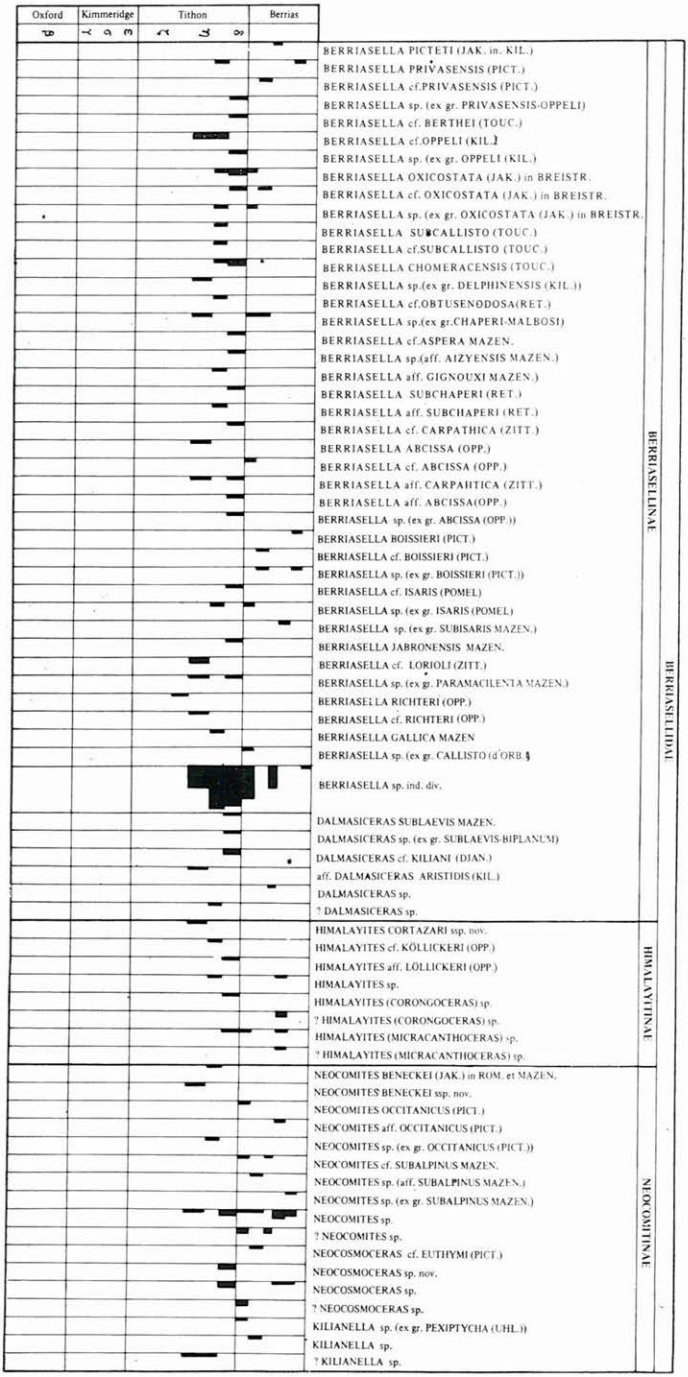
Die Trennung des Unter- und Ober-Tithon ist sehr leicht. Auf Grund der Diagramme wurde im Unter-Tithon eine Aufteilung von drei Zonen als zweckmässig empfunden: d. h. *hybonotum*, *vimineus* und *semiforme*. Das Vorhandensein der hybonotum-Zone wurde durch die Anwesenheit der zonencharakteristischen Art *hybonotum* bewiesen, wobei auch die Arten von SCHNEID, z. B. *Subplanites reisi*, *Virgatosphinctes* cf. *eystettensis*, die bei uns nur in dieser Zone erscheinen, hierhergestellt werden können. Obwohl der Zonenandeuter in der Faune nicht anzutreffen war, deutet die Anwesenheit der im Diagramm angeführten Begleitsfauna, bzw. das Ausbleiben der noch oben angeführten Faunenelemente die Zonengrenze scharf an.

An der Grenze von Unter- und Ober-Tithon ist eine sprungartige Veränderung wahrzunehmen. Nicht nur in der Mikrofauna bleiben die bis dahin in grosser Menge lebenden Organismen aus, wie z. B. die *Lombardien*, und erscheinen statt ihnen die *Calpionellen*, sondern es sind Arten, sogar Gattungen der Makrofauna, wie *Orthaspidoceras*, *Pseudowaagenia*, *Nebrodites*, sowie *Hybonoticeras*, die aus der Fauna schon fehlen. Statt ihnen erscheinen neue Gattungen, unter anderen die *Leptotetragoniten* und *Olcostephaniden* und eine Anzahl der *Berriasellidae* Gattungen.

Eine Dreiteilung des Ober-Tithon wurde hauptsächlich auf Grund zahlreicher Arten der Familie *Berriasellidae* im Diagramm vorgenommen.

Im Profil des Paprét-Grabens ist das Berrias mit einem mergeligen Sandstein, als Liegendem und einer grobkörnigen Kalksteinbrekzie vertreten. Im Profil von Tata ist das Berrias dagegen nur mit sandigem Mergel vertreten. Die etwa 263 Exemplare zählende Ammoniten-Fauna verteilt sich zwischen den Gattungen von sechs Familien, von denen die *Olcostephanidae* an Individuenzahl vorherrschend sind.

Am Ende des Berrias sind wir zum Abschluss einer — in der Stammesgeschichte der Ammoniten einst blühenden — Periode gekommen. Es gibt mehrere Familien im Kimmeridge und Tithon, die in Bezug auf Individuen- und Artenzahl herrschend waren, doch, nicht einmal die Berrias-Grenze überschreiten, und auch die überlebenden sind als letzte Exemplare bekannt. Diese sind charakteristische, im Berrias blühende Genera, wie die *Berriasellen*, *Dalmasiceraten*, *Himalayiten*, und die *Spiticeraten* im engeren Sinne.



6. *Abb.* Verteilung der Arten in der Malm-Fauna vom Tataer Kálvária-Hügel

Mit dem Absterben dieser Ammonoiden endet der sich im Nordteil des Mittelgebirges schon im höheren Abschnitt des Hettang, an gewissen Stellen bloss im Sinemur begonnene und fortlaufend, oder schon im Lias unterbrochene, mit einer bis zum Kimmeridge andauernden Sedimentationslücke bis Ende der Berrias reichenden Sedimentationszyklus.

Beide Profile stammen von Stellen, wo sich die Malmsedimente mit pelagischen Beckenablagerungen anzeigen.

Bloss zum Vergleich geben wir das skizzenhafte Profil vom Eperkés-Berg bei Olaszfalu im Bakonygebirge, in dem die Sedimente in einer Beckenrandlage erscheinen.

Das Profil umfasst bloss einen Teil des Kimmeridge und den ganzen Unter-Tithon.

Das Kimmeridge ist hauptsächlich aus mangangefärbtem, tonreichem Kalkstein, — voll mit *Crinoideen*, *Aptychen*, *Brachiopoden* — aufgebaut, mit Zwischenlagerungen von härteren, *Ammoniten*-führenden Kalksteinbänken.

Das Unter-Tithon meldete sich durch gewisse Faziesveränderungen, so nicht nur durch Ammoniten und Brachiopoden von rogozniker Typ, sondern auch durch Mikrofauna die die Grenze des Unter-Tithon andeutet.

Infolge der Gleichartigkeit der Mikrofauna im Kimmeridge waren die Zonengrenzen, auf Grund dieser, nicht feststellbar. Mit Hilfe des Makrofaunen-Diagramms, war aber die Grenze γ–δ, besonders aber die, der δ–ε mit annähernder Sicherheit feststellbar.

Das Unter-Tithon entspricht dem rogozniker Typus. Unter den Pygopen ist in grosser Anzahl eine neue Art vorzufinden mit stark klaffenden Flügeln, die an der Seitennaht statt einer mehr oder weniger gebogenen Linie gerade abläuft. Die bestimmbaren Exemplare dieser Art erreichen die Anzahl von 99.

Für den oberen Teil des Unter-Tithons, — den ZITTEL'schen Mittel-Tithon bezeichnend, ist die Anwesenheit der in mehreren Exemplaren auftretenden Arten von *Semiformiceras* kennzeichnend.

Die drei herausgegriffenen Beispiele beweisen, dass die statistische Bearbeitung einer, in mehreren hunderten von Exemplaren, von Schicht zu Schicht eingesammelten Fauna, imstande ist ganze Reihen von Problemen, auch falsche Annahmen, die in der ungarischen Malm-Stratigraphie jahrzehntelang herrschten, zu entscheiden.

Vorläufig wurde die untere Grenze des Unter-Oxfords, mangels Makrofauna, bloss anhand ihrer Lage in der Schichtenfolge festgestellt. Auf Grund der zonencharakteristischen Arten, wurde die Anwesenheit des Ober-Oxfords umso sicherer festgestellt.

Es ist klar geworden, dass auch das Kimmeridge kein einheitlicher, ungliederbarer *Aspidoceras acanthicum* führender Schichtenkomplex ist, da die Teilung auf γ, δ, ε, das heisst *tenuilobatus*, *pseudomutabilis* bzw. *beckeri* Zonen, sehr gut durchgeführt werden kann. Die geringe Gesammtmächtigkeit der Schichten in diesem Gebiet erlaubt uns aber keine Teilung auf Subzonen.

Obwohl sich im Gebiet des Mittelgebirges mehrere vom Kimmeridge ins Unter-Tithon übergehende Arten wie *Phylloceraten*, *Lytoceraten*, *Haploceraten*, besonders aber gewisse *Aspidoceraten* vorfinden, — ist die Grenzziehung anhand des aus vielen Aufschlüssen eingesammelten Materials, hauptsächlich durch die Answesenheit von *Hybonoticeraten* durchführbar. Im Gebiete der

mediterranen Provinz, halte ich, die durch ARKELL vorgeschlagene, modifizierte Stufen-Gliederung in Bezug auf Kimmeridge-Tithon für überflüssig, da die untere Grenze des Tithons im Sinne von OPPEL — wie bereits erwähnt, — fast überall zu beobachten ist.

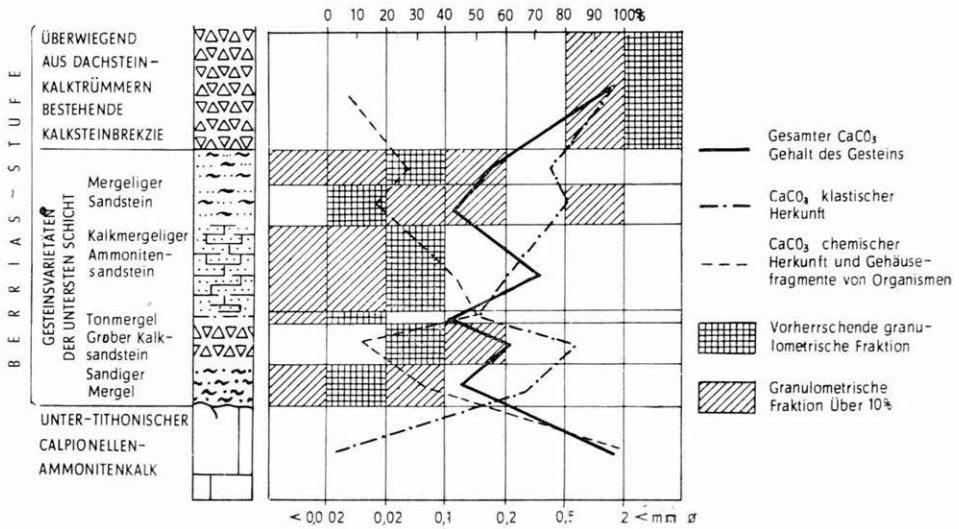
Das Unter-Tithon ist in unserem Gebiet auf drei, gut charakterisierbare Zonen, u. zw. *hybonotum, vimineus* und *semiforme* zu gliedern. Besonders das Vorhandensein der Vertreter der Gattung *Semiformiceras* erleichtert unser Problem.

Aus den, im letzten Jahrzent erschienenen Publikationen geht es eindeutig hervor, dass phylogenetische Veränderungen, die nicht nur die Abgrenzung von Stufen, sondern auch solche von Zeitaltern ermöglichen, an der Grenze des Unter- und Ober-Tithons, noch besser an denen des Berrias und Valanginien erscheinen. Mehrere Argumente sprechen aber dafür, dass das Unter-, bzw. Ober-Tithon nicht als selbstständige Stufe anerkannt und das Tithon nicht mit Ober-Tithon begonnen werden soll.

Eine gewisse Anzahl der im Kimmeridge und Unter-Tithon lebenden Ammoniten-Gattungen lebte bis ins Ober-Tithon weiter an dessen Ende sie ausstarben. Auch die Phylogenie spricht dagegen, den Ober-Tithon allein als selbstständiges Tithon anzusehen.

Zuletzt bleibt noch eine seit etwa 100 Jahren offene Frage, d. h. die Grenzziehung zwischen Jura und Kreide die seinerzeit an Hand gemischter, oder lückenhafter Faunen festgestellt wurde und durch spätere Misverständnisse, ja sogar Prioritätsfragen belastet war.

Auf Grund der beiden vorgelegten Profile, sowie der Dominanztabellen der *Ammoniten*-Gattungen konnte klar festgestellt werden, dass durch die aus dem Ober-Tithon übergehenden und erst am Ende des Berrias verschwundenen



7. *Abb.* Gesteinsvarietäten der im Graben von Felsővadács aufgeschlossenen kretazischen Grundschicht, ihr $CaCO_3$-Gehalt und ihre granulometrische Zusammensetzung

Gattungen, aber auch gemeinsamen Arten ein sehr enger Zusammenhang mit dem Ober-Tithon erwiesen ist, obgleich Vertreter mehrerer Familien vom Ober-Tithon ins Berrias nicht übergehen. Aus diesem Grunde bereitete die Trennung der berriasischen von der valanginischen Fauna noch keinem Paläontologen Schwierigkeiten. Dagegen stehen uns unzählbare Beispiele vor, wo eine Trennung, auf Grund der Identität, bzw. Verwandschaft der Faunen, des Ober-Tithons vom Berrias nicht gelungen ist.

Betreffs des Transdanubischen Mittelgebirges bewiesen aber nicht nur faunistische Ursachen und Tatsachen, sondern auch granulometrische Kurve, von klastischen Sedimenten den Zusammenhang des Berrias mit dem Ober-Tithon. Werfen wir einen Blick auf die von J. FÜLÖP für den Berriasien-Komplex des Paprét-Grabens aufgestellte granulometrische Kurve, so ist die zunehmende Tendenz der vorherrschenden Korngrösse gut zu beobachten, die aber einer Regressionsphase entspricht.

Laut meiner oben gesagten Meinung dernach der Berrias, als im Sinne des Abkommens des Unterkreidekolloquiums von Lyon (1963) eine selbstständige Stufe bleiben soll, sehe ich ihre Einstufung statt der dort angenommenen Gliederung, zum Ober-Jura als begründet. Damit sind wir in der Lage eine hundertjährige Diskussion abzuschliessen und die Jura-Kreide-Grenze an Hand überwiegender biostratigraphischen Gründen an der geeignetesten Stelle zu ziehen.

G. VIGH
Magyar Állami Földtani Intézet
Népstadion út 14.
Budapest XIV.,
Ungarn

JURASSIC MICROPLANKTON FROM THE CARPATHIAN FORELAND OF ROUMANIA

by

D. Beju

The Jurassic formations of the Roumanian Carpathian foreland have undoubtedly been intersected by drillings in the Moesian Platform and the North-Dobrudjan Depression, references being made in various former stages by D. Patrulius (1960), I. Pătruț et al. (1961, 1963), N. Grigoras et al. (1963), M. Popescu et al. (1967), G. Răileanu et al. (1968).

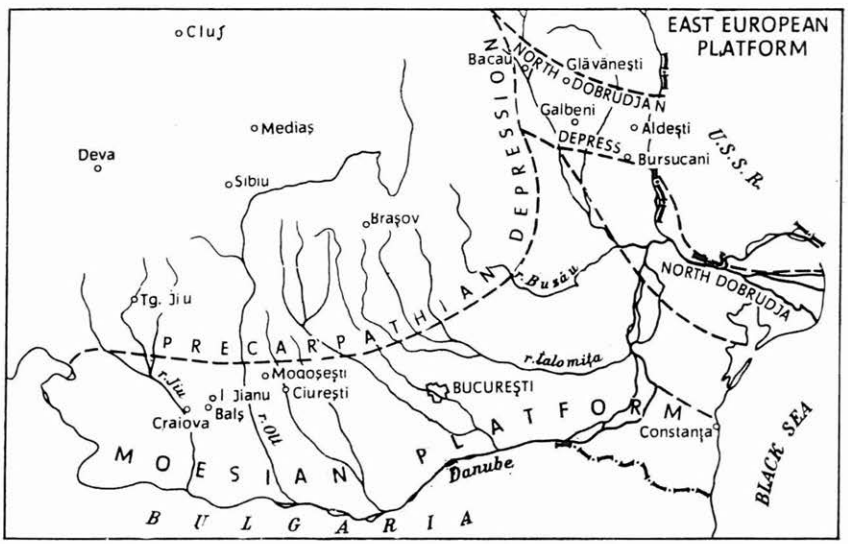


Fig. 1. Sketch map of regions with Jurassic Microplankton in subsurface

Moesian Platform

A synthesis of existing drilling data shows that in the Moesian Platform the Jurassic is most completely developed in the north-western sector—Craiova, Poiana Mare, Iancu Jianu, Balș, Ciurești, Mogești—where it consists of two main series: a lower terrigenous series overlain by a calcareous one, which in their turn are composed of two and respectively three distinct horizons (see fig. 2).

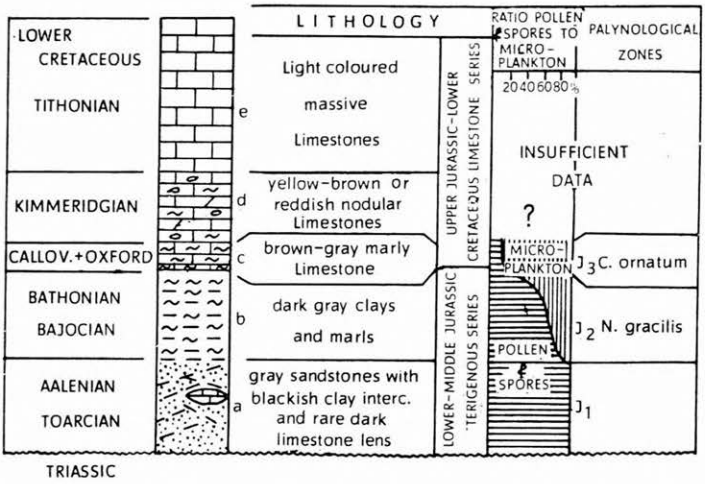


Fig. 2. Generalized stratigraphic column of Jurassic deposits in Northwestern part of the Moesian Platform

1. LOWER-MIDDLE JURASSIC TERRIGENOUS SERIES

a) The Jurassic starts by a predominantly sandstone horizon, 200 to 250 m in thickness, lying unconformably on the Triassic or Paleozoic, made up of siliceous sandstones with thin intercalations of blackish clays, with carbonized plant remains and frequent cross stratification, locally with lens of black organogenic limestones. This horizon had initially been assigned to the Bajocian. On the basis of a comparative palynological study with the Lias in Gresten facies outcropping within the Carpathians (Banat, Brașov), this horizon was nevertheless assigned to the Upper Lias (Toarcian, Aalenian). This age was subsequently confirmed by the discovery of zonal ammonites at the upper part of this horizon: *Ludwigia murchisonae* (SOW.), *L. concava* (SOW.) *Sonninia sowerbyi* (SOW.), which are also indicative of an Aalenian–Lower Bajocian age (BĂDĂLUȚĂ and MUȚIU, 1965).

b) The sequence is continued by a horizon of gray argillaceous and marly shales of about 250 m, with *Meleggrinella echinata* (SOW.), *Variamussium pumilum* (LAM.), *Posidonia alpina* GRAS, *Posidonia (Bositra) buchi* (ROM.), and Foraminifers (BĂDĂLUȚĂ–NĂSTASEANU and MUȚIU, 1965; COSTEA and MOTAS, 1964; PATRULIUS, 1960).

It was considered that this horizon, with vertically uniform lithofacial characters, would belong to the Bathonian, but in the light of present data it is obvious that it should be assigned to both the Bajocian and Bathonian, a clear lithological or palaeontological boundary within this horizon being difficult to draw.

2. UPPER JURASSIC-LOWER CRETACEOUS LIMESTONE SERIES

c) Although very gradual, the transititon to the calcareous series is achieved by a distinctive horizon of light-grey or brown compact marly limestones, about 20 to 50 m thick, with *Sigaloceras calloviense* SOW., *Perisphintes ampthillensis* ARKELL, *Entholium demissus* PHILL. A Callovian to Oxfordian age has been admitted (R. MUȚIU, personal communication).

d) The series is continuing by a horizon (thickness about 150 m) made up of brown or reddish nodular limestones referable to the Kimmeridgian on the basis of some forms of *Taramelliceras gibbosum* SPATH, *T.* cf. *nereiforme* SPATH, *Aulacosphinctes infundibulus* UHL., *Lamellaptychus beyrichi* (OPP.) TRAUTH (BĂDĂLUȚĂ and MUȚIU, 1965).

e) Finally, the uppermost part of the Jurassic is made up of a light, frequently recrystallized limestone packet, 100 to 200 m thick, and whose Tithonian age, grading in the Berriasian, has been proved by the identification of *Berriasiella lorioli* (ZIET.), *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) and of many assemblages of *Tintinnidae* (BĂDĂLUȚĂ, 1965; COSTEA and COMSA, 1969).

Besides this sector, the Jurassic formations show a series of facies changes. Some of the lower units are lacking sometimes, so that locally Upper Jurassic beds may lie discordantly and transgressively upon older formations.

North-Dobrudjan Depression

The North-Dobrudjan Depression, quite recently discovered by seismic and drilling surveys, appears as a deep subsurface depression separated by fault systems from the Moldavian (East-European) Platform to the north and from the North-Dobrudjan orogene to the south. This unit was submitted to a very active subsidence during the Mesozoic, when there has been deposited, with several breaks, a strong series of sediments assigned to the Triassic (?), Jurassic and Cretaceous.

Up to the present, the occurrence of the Jurassic in Roumanian territory has been proved paleontologically in the western sector of the unit, which is also called Bîrlad Depression, as in wells no. 3 and 4 drilled in the south-eastern part of the depression. Jurassic deposits have also been intersected by drillings in the continuation of this unit on Soviet territory, where they reach very great thicknesses.

Present time drilling data show that within the Bîrlad Depression, the lowermost known Jurassic horizon is made up of grey shales with sandstone intercalations which has been referred to the Middle Jurassic but without precision. Relations between this horizon and the subjacent ones are not yet sufficiently clear, but the presence of the Triassic in a red facies has been admitted (PĂTRUȚ, etc. 1963; RĂILEANU, etc. 1968).

At Glăvănești, Aldești, and in wells no. 3 and 4 the series continues by an Upper Jurassic calcareous complex. This complex shows a different facies than the Upper Jurassic series of the Moesian Platform, having a considerable content of terrigenous materials, so that gray marly limestones and calcareous sandstones are frequently predominant. Thus, this facies has similarities with the Upper Jurassic developped on the Russian Platform.

At Galbeni, Bursucani and Ghidigeni, the calcareous complex is lacking and the shaly horizon is unconformably overlain by younger formations.

Stratigraphic palynology

In view of the zonation and correlation of well logs, the Jurassic formations briefly described above have been intensively studied from a palynological viewpoint. About 500 samples, extracted from many wells, particularly from argillaceous sandstones, clays, marls, and marly limestones, have yielded rich assemblages of spores, pollen, and non-calcareous microplankton, on the basis of which it has become possible to separate four distinct cenozones noted J_1, J_2, J_3 and J_4.

The encountered microplankton and its stratigraphic distribution are listed in Table 1. The spores and pollen assemblages will be described in detail in a separate paper.

Zone J_1 corresponding to the lower sandstone horizon *(a)* of the Moesian Platform is characterized by the occurrence of numerous and rich assemblages of spores and pollen which are indicative of a Toarcian–Aalenian age (BEJU, 1963). A preliminary list was given earlier by the author (BALTEŞ–BEJU, 1963).

In this assemblage elements of marine origin are lacking.

Zone J_2, or the *N. gracilis* Zone corresponds to the marly-argillaceous horizon *(b)* penetrated by many wells in the Moesian Platform. Part of the spores and pollen encountered in the J_1 Zone continue also to occur in this assemblage, but from the bottom of this horizon onward there begin constantly to appear microplanktonic elements, especially *Nannoceratopsis gracilis* (2 to 30 per cent) which are sporadically accompanied by *Micrhystridium*, *Veryhachium*, *Leiofusa*, *Leisphaeridia*, *Tytthodiscus*, *Fromea elongata*, etc.

The occurrence of these forms is a qualitatively new distinctive element. Of interest is the constant appearance of *Nannoceratopsis gracilis*, which is also frequent in the Upper Lias and Dogger of England (WALL, 1965), Denmark (EVITT, 1961) and Germany (ALBERTI, 1961, GOCHT, 1964).

Up to the present the equivalents of zones J_1 and J_2 have not been found in the North Dobrudjan Depression.

Zone J_3, or the *C. ornatum* Zone corresponds to the marly limestone horizon *(c)* intercepted by several wells in the Craiova, Balș, Ciurești, Mogoșești sector of the Moesian Platform, and to the upper part of the grey shale horizon drilled at Glăvănești, Aldești, Galbeni, Bursucani, and in well no. 4 in the North-Dobrudjan Depression.

The very frequent appearance of *Ctenidodinium ornatum* accompanied subordinately by *C. tenellum*, *Pareodinia ceratophora*, *P.* cf. *prolongata*, *Gonyaulacysta nuciformis*, *Meiourogonyaulax*, sp., *M. ghermani*, *M. predaei*, *Nanno-*

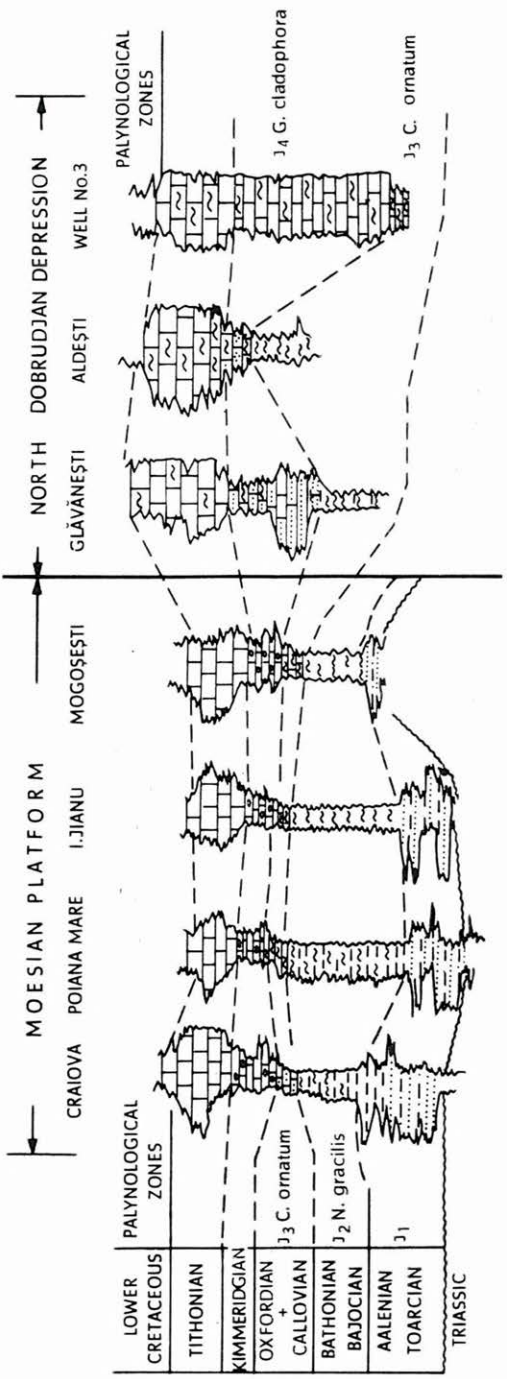


Fig. 3. Schematic correlation between some more significant wells according to palynological data

Table 1

Stratigraphic distribution of microplankton

[x = present, r = rare (< 1%), m = moderate (1 – 5%), c = common (5 – 10%), f = frequent (more than 10%)]

Dinoflagellate cysts	PALYNOLOGICAL ZONES			
	J_1	J_2	J_3	J_4
Gonyaulacysta cladophora (DEFL.)			?	c
G. eisenacki (DEFL.) SARJ.				m
G. jurassica (DEFL.)			x	r
G. granulata (KLEM.)				x
G. venusta (KLEM.)				x
G. nuciformis (DEFL.) SARJ.			x	x
Gonyaulocysta sp. A				x
Leptodinium subtile KLEM.				x
Pareodinia ceratophora DEFL.		?	m	r
P. cf. *P. prolongata* SARJ.			r	
Histiophora ornata KLEM.			x	r
Meiourogonyaulax sp.			r	
M. predaei sp. nov.			r	
M. ghermani sp. nov.			r	
Froomea elongata sp. nov.		m	x	
Canningia cf. *C. minor* COOK. and HUG.		r		
Ellipsoidictyum cinctum KLEM.				x
Tenua rioulti SARJ.			x	r
T. pilosa (EHREN.) SARJ.			x	x
Nannoceratopsis pollucida DEFL.		x	c	c
N. gracilis (ALB.) EVITT		f	x	x
Hystrichosphaeridium costatum DAV. and WILL.				c
Systematophora areolata KLEM.				f
S. orbifera KLEM.			x	x
Adnatosphaeridium aemulum (DEFL.) WILL. and DOW.				c

Table 1. (cont.)

	PALYNOLOGICAL ZONES			
	J_1	J_2	J_3	J_4
Ctenidodinium ornatum (Eis.) Defl.			f	x
C. tenellum Defl.			r	
Epiploshaera areolata Klem.				x
Scriniodinium crystallinum (Defl.) Klem.			x	r
S. pseudocrystallinum sp. nov.				m
S. galeritum (Defl.) Klem.			x	m
S. luridum (Defl.) Klem.			r	?
Coriniodinium apatelum Cook. and Eis.			x	
S. subvallare Sarj.				x
Netrelytron stegastum Sarj.			x	
Scriniocasis cf. *S. dictyotus* (Cook. and Eis.)			x	?
S. weberi Gocht			x	x
Acritarcha Evitt 1963				
Micrhystridium fragile Defl.		r	r	x
M. inconspicuum (Defl.)		x	r	x
M. recurvatum Valensi		x	x	
M. rarispinum Sarj.			x	
Veryhachium aster Sarj.		x	x	
V. reductum (Dff.) de Jek.		x		
Leiofusa jurassica Cook and Eis.		x		
Solisphaeridium sp.		x	x	
S. stimuliferum (Defl.)		x		
Cymatiosphaera pachytheca Eis.		x		
Pterospermopsis helios Sarj.		x	x	
Chytroeisphaeridia chytroides Sarj.		x	x	
Leiosphaeridia sp.		r	r	r
L. similis Cook. and Eis.		x	x	
Tytthodiscus suevicus Eis.		x		

ceratopsis pellucida, Scriniodinium luridum, S. apatelum, Netrelytron stegastum, etc. is significant for this level.

According to the known stratigraphic range of these species, specified in the descriptive section, and to the synthesis about the stratigraphic distribution of fossil dinoflagellates published by SARJEANT (1967), this kind of assemblage is indicative of a Callovian age rising into the Oxfordian. It has common characters with the synchronous ones described from France (DEFLANDRE 1938, 1947, SARJEANT 1965, 1968), England (SARJEANT 1959, 1960, 1961, 1962), and Germany (EISENACK 1936, KLEMENT 1960).

Zone J_4, or *G. cladophora* zone corresponds approximately to the lower half of the marly or sandy calcareous complex drilled in the North-Dobrudjan Depression at Glăvănești, Aldești, and by wells Nos. 3 and 4. Similar assemblages, but too poorly preserved to be conclusive, have been met in the Kimmeridgian limestones from the Moesian Platform.

The almost complete disappearance of *C. ornatum* and the occurrence of *Gonyaulacysta cladophora, G. eisenacki, G. jurassica, G. granulata, Leptodinium subtile, Systematophora areolata, Hystrichosphaeridium polonicum, Adnatosphaeridium aemulum, Scriniodinium galeritum, S. crystallinum, S. pseudocrystallinum*, etc. — is characteristic of this level.

This kind of assemblage indicates an Oxfordian-Kimmeridgian age, having common features with the above mentioned assemblages and especially with those described by KLEMENT (1960) from Southern Germany, where *S. areolata* frequently occurs in the Kimmeridgian. This assemblage is also very near to those described by GORKA (1965) from the Oxfordian of Poland and by DODEKOVA (1967) from the Oxfordian-Kimmeridgian of Bulgaria.

Systematic descriptions

Class *DINOPHYCEAE* PASHER
Subclass *DINIFEROPHYCIDAE* BERGH
For classification above the generic level see EISENACK (1964) and SARJEANT and DOWNIE (1966).
Genus *GONYAULACYSTA* DEFLANDRE 1964, emend. SARJEANT 1966

Gonyaulacysta cladophora (DEFLANDRE 1938)

(pl. I, figs. 1–3)

1938 *Gonyaulax cladophora* DEFLANDRE p. 174, pl. 7, figs. 1–5, text-figs. 5, 6.
1941 *G. cladophora* DEFL.; DEFLANDRE p. 9, pl. 3, figs. 4, 5.
1953 *G. cladophora* DEFL.; VALENSI p. 25, pl. 13, figs. 2, 3 pl. 1, figs. 3, 6.
1960 *G. cladophora* DEFL.; KLEMENT p. 33, pl. 3, figs. 1–12, pl. 4, figs. 1–9, text-figs. 11–17.
1961 *G. cladophora* DEFL.: SARJEANT p. 94, pl. 13, fig. 2, pl. 14, figs. 1, 2.
1966 *G. cladophora* DEFL.; W. WETZEL p. 869, pl. 15, fig. 1.
1967 *G. cladophora* (DEFL.) KLEM.; VOZJENNIKOVA p. 77, pl. 19, fig. 1–4.
1967 *Gonyaulacysta cladophora* (DEFL.); DODEKOVA p. 17, pl. 2, figs. 2–8.
1968 *G. cladophora* (DEFL.); SARJEANT pl. 1, fig. 6.

Remarks. On many well preserved specimens tabulation: 4′, 6″, 6‴, 1 p, 1⁗ is well recognizable. Sutures always characteristically marked by

membranous crest, 2–6 microns wide, provided with numerous branched processes having 2–4 tapering terminations of 3–8 microns in length. Shell wall 2–4 microns thick, two-layered, finely granular to shagreened. Cingulum strongly spiral, 3–7 microns wide; sulcus enlarges gradually from apex towards antapex. Epitract and hypotract almost isodiametrical. Most specimens show a trapezoidal archaeophyle formed by loss of plate 3″.

Dimensions (on 300 specimens). Overall length 68–110 microns; overall width 70–112 microns.

Occurrence — Frequent, as a characteristic feature, in J_4 zone (Glăvănești, wells no. 3 and 4).

Previous records — Dogger of France and Germany (Valensi 1953, W. Wetzel 1966); Callovian and Oxfordian of France (Deflandre 1938, 1941, Sarjeant 1968), England (Sarjeant 1961, 1962), Germany (Klement 1960), and Bulgaria (Dodekova 1967); Middle and Upper Jurassic of USSR (Vozjennikova 1967).

Gonyaulacysta eisenacki (Deflandre) Sarjeant 1968

(pl. I, figs. 4–6)

1938 *Gonyaulax eisenacki* Deflandre p. 171, pl. 6, figs. 7–10, text-figs. 3–4.
1960 *G. eisenacki* Defl.; Klement p. 29, pl. 2, figs. 9, 10.
1962a *G. eisenacki* Defl.; Sarjeant p. 258, pl. 1, fig. 4.
1962b *G. eisenacki* Defl.; Sarjeant pl. 69, fig. 3.
1965 *Gonyaulacysta eisenacki* (Defl.); Gorka p. 299, pl. 1, figs. 5 a, b, c.
1967 *G. eisenacki* Defl.; Vozjennikova p. 81, jel. 21. fig. 1–3, pl. 22, fig. 1–6. pl. 23, fig. 1–6, pl. 24, fig. 1–8 (partim).
1967 *G. eisenacki* (Defl.); Dodekova p. 18, pl. 2, figs. 9–11.
1968 *G. eisenacki* (Defl.), Sarjeant p. 227, pl. 3, fig. 14.

Description. Bicavate cyst; smooth, thin walled periphragm (less than 1 micron) with pentagonal outline and a large conical or blunt apical horn. Inner capsule ovoidal, laevigate, 1–2 microns thick. Pericoel largely developped apical-antapical direction, very reduced or absent in the median cingular zone. Tabulation: 4′, 6″, 4 c, 6‴, 1 p, 1⁗; sutures marked by largely dentate crests, 2–10 microns in width. Cingulum strongly spiral; 4 cingular plates could be seen. Epitract and hypotract almost equal. Sulcus narrow, usually sigmoidal. A large archaeopyle formed by loss of plate 3″ always present.

Remarks. The bicavate nature of this species, which can be recognized in Deflandre's holotype also, may justify its transfer into the genus *Psaligonyaulax* Sarjeant 1966.

Dimensions (on about 100 specimens). Overall length: 68–96 microns; overall width: 54–66 microns; inner capsule maximum diameter: 40–52 microns.

Occurrence. Moderate in J_4 zone (Glăvănești, wells no. 3 and 4).

Previous records. Callovian-Oxfordian of France (Deflandre 1938, Sarjeant 1968), England (Sarjeant 1962), Malm alpha of Germany (Klement 1960), Oxfordian of Poland (Gorka 1965), and Bulgaria (Dodekova 1967), Upper Jurassic of USSR (Vozjennikova 1967).

Gonyaulacysta jurassica (Deflandre)

(pl. I, fig. 7; pl. II, figs. 1, 2)

1938 *Gonyaulax jurassica* Deflandre p. 168, pl. 6, figs. 2–5, text-figs. 1, 2.
1953 *G. jurassica* Defl.; Valensi p. 25, pl. 1, fig. 7.
1957 *G. jurassica* Defl.; Downie, p. 420, text-fig. 3 b.

1958 *G. jurassica* DEFL.; COOKSON and EISENACK p. 29, pl. 2, fig. 9.
1960 *G. jurassica* DEFL.; KLEMENT p. 27, pl. 2, figs. 3–5, text-fig. 6.
1960 *G. jurassica* DEFL.; SARJEANT, p. 393, pl. 13, fig. 1; pl. 14, fig. 1.
1961 *G. jurassica* DEFL.; SARJEANT p. 91, pl. 13, figs. 1, 9–12, text-figs. 1–3.
1961 *G. jurassica* DEFL.; EISENACK p. 310, pl. 37, fig. 2.
1961 *G. jurassica* DEFL.; EVITT p. 390, pl. 1, fig. 5, pl. 2, fig. 5.
1962 *G. jurassica* DEFL.; SARJEANT p. 257, pl. 1, figs. 1, 2.
1965 *Gonyaulacysta jurassica* (DEFL.); GORKA p. 298, pl. 1, figs. 4a, b.
1967 *G. jurassica* (DEFL.); DODEKOVA, p. 16, pl. 2, fig. 1.
1967 *G. jurassica* (DEFL.); POCOCK, p. 134, pl. 1, fig. B.
1968 *G. jurassica* (DEFL.); SARJEANT p. 234, pl. 1, fig. 14.

R e m a r k s. Although the most often encountered specimens are badly preserved, they show the same range of variations as the previously described ones. They have the same pentagonal outline, subtriangular epitract with a strong apical horn, usually more elongated than the trapezoidal hypotract. Cingulum strongly spiral; sulcus narrow. On some better preserved specimens tabulation: 3′, 6″, 6 c, 6‴, 1 p, 1⁗ could be recognized however. Plate boundaries with finely denticulate crests ranging from 2 to 6 microns in width. Archaeopyle in position 3″ always present.

D i m e n s i o n s (on about 40 specimens). Overall length: 68–93 microns; overall breadth: 40–64 microns.

O c c u r r e n c e. Rare in J_3 and J_4 zones (Craiova, Ciurești, Glăvănești, wells no. 3 and 4).

P r e v i o u s r e c o r d s. Bathonian(?)—Oxfordian of France (DEFLANDRE 1938, VALENSI 1953 (?), SARJEANT 1968); Callovian-Kimmeridgian of England (DOWNIE 1957, SARJEANT 1960, 1961, 1962); Lower Malm of Germany (KLEMENT 1960); Oxfordian of Poland (GORKA 1965), and Bulgaria (DODEKOVA 1967); Upper Jurassic of Australia (COOKSON and EISENACK 1958, EISENACK 1961), and North America (EVITT 1961, POCOCK 1967).

Gonyaulacysta granulata (KLEMENT 1960)

(pl. II, fig. 4)

1960 *Gonyaulax granulata* KLEMENT p. 39, pl. 4, figs. 10–13, text-figs. 18–20.

R e m a r k s. This species has a thick walled (2–4 microns) subspherical shell with a well developed apical horn of trifurcate appearance. Shell surface roughly granular to minutely spinose. Tabulation: 4′, 6″, 6‴, 1 p, 1⁗ could be observed, the plate boundaries being marked by rows of grana. Precingular archaeopyle always present.

The figured specimen is somehow larger and bears a longer apical horn than quoted by KLEMENT, but the other details are similar.

D i m e n s i o n s (on 12 specimens). Overall length: 70–84 microns; overall width: 60–72 microns; apical horn: 8–12 microns.

O c c u r r e n c e. Present in J_4 zone (Glăvănești, wells no. 3 and 4).

P r e v i o u s r e c o r d s. Oxfordian-Kimmeridgian in Germany (KLEMENT 1960).

Gonyaulacysta nuciformis (Deflandre) Sarjeant 1968

(pl. III, fig. 1)

1938 *Palaeoperidinium nuciforme* Deflandre p. 180, pl. 8, figs. 4–6.
1962a *P. nuciforme* Defl.; Sarjeant pl. 1, fig. 9.
1962b *Gonyaulax nuciformis* (Defl.) Sarjeant p. 482, pl. 69, fig. 6, text-fig. 4.
1965 *Palaeoperidinium nuciformoides* Gorka p. 300, pl. 2, figs. 1, 2.
1968 *Gonyaulacysta nuciformis* (Defl.) Sarjeant p. 227, pl. 3, fig. 4.

Remarks. This species is characterized by its subcircular outline and thick walled shell (2–4 microns) ornamented with densely spaced rough grana. As it was stated also by Sarjeant (1962b, 1968) and Gorka (1965), the dense ornamentation renders detailed determination of the tabulation difficult. On almost all the specimens seen only the cingulum is well marked, but the other features are between the limits exhibited by the previously described specimens placed within this species by Sarjeant (1968).

Dimensions (on 25 specimens). Overall length: 62–78 microns; overall width: 60–78 microns.

Occurrence. Present in J_3 and J_4 zones (Craiova, Poiana Mare, Ciurești, Mogoșești, Glăvănești, Bursucani, well no. 3).

Previous records. Oxfordian of France (Deflandre 1938, Sarjeant 1968) and Poland (Gorka 1965); Callovian-Oxfordian of England (Sarjeant 1962a, 1962b).

Gonyaulacysta venusta (Klement 1960)

(pl. II, fig. 3)

1960 *Gonyaulax venusta* Klement p. 44, pl. 5, figs. 10–13, text-fig. 22.

Remarks. The specimens seem appear to be very similar to the type material. The shell is subspherical to oval, having a short triphid apical horn. Shell wall 2–3 microns thick bearing short, pointed, very dense spines of about 1–2 microns in length. Tabulation: 4′, 6″, 6‴, 1 p, 1⁗. Sutures marked by rows of grana or short spines. Archaeopyle in position 3″.

Dimensions (on 16 specimens). Overall length: 57–68 microns; overall width: 50–62 microns.

Occurrence. Present in J_4 zone (well no. 3, Glăvănești?).

Previous records. Oxfordian of Germany (Klement 1960).

Gonyaulacysta sp. *A*

(pl. II, figs. 5, 6)

Remarks. Some specimens referable to *Gonyaulacysta* exhibit a very thick shell wall of about 5 to 8 microns, ornamented with dense rough grana or short blunt projections. Excepting the cingulum, other details of tabulation could not be determined, being obscured by the ornementation. Precingular archaeopyle present in all the specimens seen.

Occurrence. Present in J_4 zone (well no. 3).

Genus *LEPTODINIUM* KLEMENT 1960

Leptodinium subtile KLEMENT 1960

(pl. III, fig. 3)

1960 *L. subtile* KLEMENT p. 46, pl. 6, figs. 1–4, text-figs. 23, 24.
1967 *L. subtile* KLEMENT; VOZJENNIKOVA p. 90.

Remarks. A few specimens conformable to the original diagnosis of KLEMENT. Outline polygonal, without apical horn, shell wall levigate, 1–2 microns thick. The tabulation of apical and antapical regions could not be determined in detail, but the six precingular and five postcingular plates are determinable in all the specimens seen. Archaeopyle in position 3''.

Dimensions (on 8 specimens). Overall length: 64–78 microns; overall width 60–75 microns.

Occurrence. Present in J_4 zone (wells no. 3 and 4).

Previous records. Malm gamma of Germany (KLEMENT 1960, Upper Jurassic of USSR (VOZJENNIKOVA 1967).

Genus *PAREODINIA* DEFLANDRE 1947

Pareodinia ceratophora DEFLANDRE 1947

(pl. III, figs. 11–13)

1947 *P. ceratophora* DEFLANDRE p. 4, text-fig. 1–3.
1968 *P. ceratophora* DEFLANDRE, in SARJEANT pl. 1, fig. 13.
For complete synonymy see DAVEY et al. 1966, p. 211.

Remarks. The numerous observed specimens exhibit a great but continouos variability of shape and size in one and the same assemblage. The shell outline varies from subcircular to the same ovoidal shape as in the holotype. The apical horn represents 1/4 to 1/6 of the total length, having blunt to pointed termination. Shell wall levigate to finely granular, about 1 micron thick. Many specimens show an elongate transversal archaeopyle at the horn's basis.

Dimensions (on many specimens). Overall length: 58–85 microns; overall width: 30–46 microns.

Occurrence. Moderate in J_3 zone, rare in J_4 zone (Craiova, Balș, Ciurești, Mogoșești, Poiana Mare, Giăvănești, Aldești, Bursucani, well no. 4).

Stratigraphic range. Callovian to Barremian (DAVEY et al. 1966).

Pareodinia cf. prolongata SARJEANT 1959

(pl. III, fig. 14)

1959 *P. prolongata* SARJEANT p. 335, pl. 13, fig. 8, text-fig. 4.
1968 *P. prolongata* SARJ.; SARJEANT p. 228, pl. 3, fig. 2.

Remarks. Some specimens of *Pareodinia* show a great development of the apical horn that represents 1/3 to about 1/2 of the total length. The range of dimensions is similar to those quoted by SARJEANT, but most specimens exhibit a more elongated shell than the holotype.

Dimensions (on 25 specimens). Overall length: 94–115 microns; apical horn: 30–50 microns.

Occurrence. Rare in J_3 zone in the same regions as *P. ceratophora*.

Previous records. Callovian of England and France (SARJEANT 1959, 1968).

Genus *HISTIOPHORA* KLEMENT 1960

Histiophora ornata KLEMENT 1960

(pl. III, fig. 4)

1960 *H. ornata* KLEMENT p. 51, pl. 6, figs. 11–14, text-figs. 28–30.

Remarks. Although of somewhat larger size, specimens found are closely related to those described by KLEMENT (1960). In all the epitract and hypotract, the four trapezoidal dorsal plates and the antapical plate are recognizable, but detailed morphology of ventral side could not be clearly recognized. Sutures marked by dentate membranous crests 4 to 10 microns wide.

Dimensions (on 28 specimens). Overall length: 90–110 microns; overall width: 76–98 microns.

Occurrence. Present in J_3 zone (Craiova, Poiana Mare, Mogoşeşti), rare in J_4 zone (wells no. 3 and 4).

Previous records. Malm delta of Germany (KLEMENT, 1960).

Genus *MEIOUROGONYAULAX* SARJEANT 1966

Meiourogonyaulax ghermani sp. nov.

(pl. IV, figs. 1–3, text-fig. 4; holotype pl. 1, fig. 1, text-fig. 4)

Derivation of name. Named in honour of DR. J. GHERMAN, former chief geologist to the Oil Geology Research Institute of Bucharest.

Diagnosis. Shell coup-shaped; archaeopyle formed by loss of the apex. Tabulation: ?, 6″ 6c, 6‴, 1p, 1pv, 1⁗. Plate boundaries marked by low ridges or partially by very low membranous crests. Shell wall punctate to finely granular. Cingulum relatively broad; sulcus extending from the archaeopyle margin shortly onto the hypotract.

Description. The apex was lacking in all the specimens found. The six precingular plates are trapezoidal and almost equal in size. Six elongated cingular plates are present, 4 to 8 microns wide. Plate 1‴ is triangular and smaller than the other postcingular plates which are almost trapezoidal as well as 1 pv; plate 1 p narrower and elongated. Antapex formed by a single subcircular to rectangular plate outlined by higher crests.

Shell wall 1–1.5 microns thick. Sutural ridges 1 to 3 microns high.

Remarks. *M. valensii* SARJEANT 1966 differs from this species by its high membranous crests, general shape and details of tabulation. *M. rioulti* SARJEANT 1965 has a thinner levigate shell wall and bears small bifurcate processes on the sutural nodes.

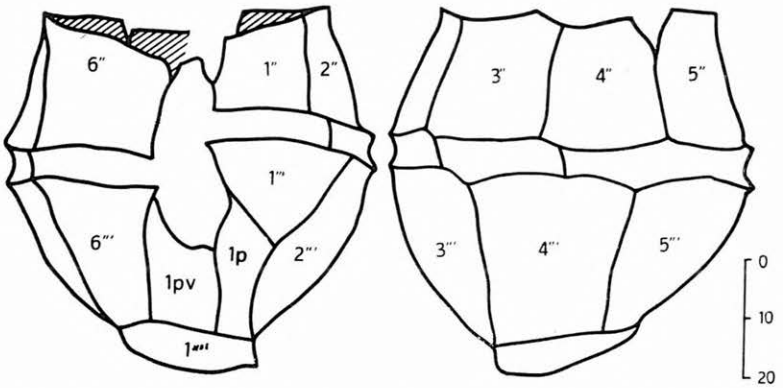


Fig. 4. Meiourogonyaulax ghermani sp. nov., holotype, ventral and dorsal view

Dimensions (on 52 specimens). Overall length: 56–82 microns; overall width: 54–70 microns.

Occurrence. Rare in J_3 zone (Craiova, Poiana Mare, Mogoşeşti, Ciureşti, Glăvăneşti, Bursucani).

Holotype. F 158–20, well at Poiana Mare, Callovian–Lower Oxfordian.

Meiourogonyaulax? predaei sp. nov.

(pl. IV, fig. 4–7, text-fig. 5 holotype pl. IV, fig. 4, text-fig. 5)

Derivation of name. Named in honour of Prof. Dr. D. M. PREDA former professor at the Bucharest University and scientific director of the Oil Geology Research Institute.

Diagnosis. Shell elongated ovoidal, epitract and hypotract almost isodiametrical. When present, the apical horn is small and of triphid appearance. Shell wall thin, levigate. Tabulation: 4′, 1a, 6″, 6c, 6‴, 1 p, 1″″; plate boundaries outlined by low and narrow crests. Cingulum relatively broad, slightly laevorotatory; sulcus of moderate width with a short epitractal section, broadening posteriorly. Archaeopyle formed by total or partial loss of the apex.

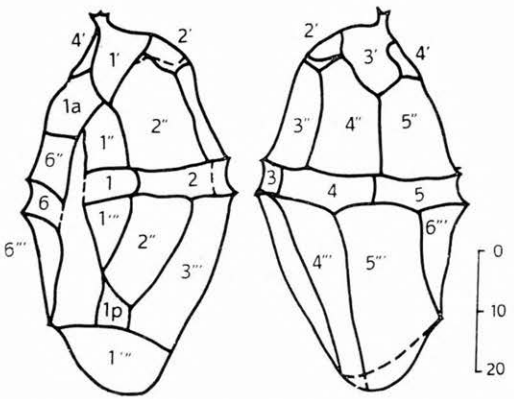


Fig. 5. Meiourogonyaulax? predai sp. nov., holotype, ventral and dorsal view

Description. Shell wall about 1 micron thick. When present, the apical horn is triangular in cross-section being made up by the elongated plates 1′, 3′, 4′, but in most of the specimens seen the apex is lacking to form an

archaeopyle with irregular margins. Six precingular plates are present, plates 6″ and 1′ being reduced to accommodate an almost rhomboidal anterior intercalary plate. Cingulum 3–7 microns wide, divided into six plates. Six postcingular plates are present, plate 1‴ being elongated and reduced to accommodate a small posterior intercalary plate. The antapex formed by a large plate in form of a subspherical calotte which extends mostly on the ventral side.

Remarks. The position and mode of forming the archaeopyle justifies the assignment of this species to the genus *Meiourogonyaulax*.

Dimensions (on about 60 specimens). Overall length: 56–74 microns; overall width: 33–46 microns.

Occurrence. Rare in J_3 zone (Poiana Mare, Craiova, Ciurești, Mogoșești, Glăvănești).

Holotype. F 161–17, well at Poiana Mare, Callovian–Lower Oxfordian.

Genus *FROMEA* Cookson and Eisenack 1958

Fromea elongata sp. nov.

(pl. III, figs. 7–10, text-fig. 6 A–E holotype pl. III, fig. 7, text-fig. 6 A)

Diagnosis. Shell formed of to distinct parts: a subspherical or slightly elongated chamber prolonged by a subcylindrical or slightly conical neck, wide opened at its apical end. The transition from the chamber to the neck is gradual but always recognizable on the borders. Neck/chamber ratio 1/4 to 1/3. Shell wall relatively thin (0.5–1.5 microns), levigate to finely punctate. Opening wide, subcircular with smooth or slightly undulated margins.

Remarks. The presence of an equatorial cingulum could not be observed in any of the numerous specimens met with.

This species differs from *Fromea amphora* Cookson and Eisenack 1958 by its neck.

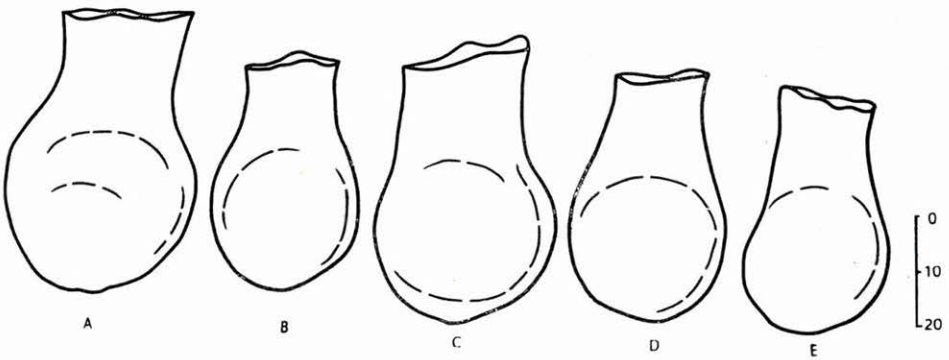


Fig. 6. Fromea elongata sp. nov, variation of form and size, holotype fig. 6A

Dimensions (on more than 250 specimens). Overall length: 46–70 microns; overall width: 24–36 microns.

Occurrence. Common in J_2 zone, present in J_3 zone (Craiova, Ciurești, Poiana Mare, Oporelu, Plăviceni, Glăvănești, Aldești, etc.).

Holotype. F 158–30, well at Plăviceni, Dogger (Bathonian-Bajocian).

Genus *CANNINGIA* COOKSON and EISENACK 1960

Canningia cf. minor COOKSON and HUGHES 1964

(pl. III, figs. 5, 6)

1964 *C. minor* COOKSON and HUGHES p. 43, pl. 8, figs. 1–3, 5.
1964 *C. minor* COOK. and HUGH.; MANUM and COOKSON p. 15, pl. 2, fig. 9.

Remarks. Specimens conform partly to the original diagnosis by having a subspherical, finely granular to scabrate shell with an apical archaeopyle formed by partial separation of the apical region along a sinuous line. The specimens encountered differ slightly from the holotype by their more pronounced apical horn and smaller range of dimensions.

Dimensions (on about 40 specimens). Overall length: 38–52 microns; overall width: 30–50 microns.

Occurrence. Rare in J_2 zone, present in J_3 zone (Craiova, Poiana Mare, I. Jianu, Mogoșești, etc.).

Previous records. Upper Gault of England (COOKSON and HUGHES 1964), Cretaceous of Graham Island, Arctic Canada (MANUM and COOKSON 1964).

Genus *ELLIPSOIDICTYUM* KLEMENT 1960

Ellipsoidictyum cinctum KLEMENT 1960

(pl. IV, fig. 8)

1960 *E. cinctum* KLEMENT p. 78, pl. 6, figs. 15, 16, pl. 7, figs. 1, 2, text-figs. 36, 37

Remarks. Specimens found exhibit the same ellipsoidal outline and reticular ornamentation as the type material. The reticulum is formed of narrow membraneous crests, 2–4 microns wide, which are projecting beyond the shell outline to form a more or less continuous margin. A 3–5 micron wide cingulum formed of 6 (?) elongated plates, could be recognized in all the specimens observed, and in some of them a poorly defined sulcus extending shortly onto the epitract and hypotract. Archaeopyle apical.

Dimensions (on about 20 specimens). Overall length: 60–75 microns; overall width: 48–56 microns.

Occurrence. Present in J_4 zone (wells nos. 3 and 4, Glăvănești?).

Previous records. Malm alpha of Germany (KLEMENT 1960).

Genus *TENUA* EISENACK 1958, emend, SARJEANT 1968

Tenua rioulti SARJEANT 1968

(pl. IV, fig. 9)

1968 *T. rioulti* SARJEANT p. 231, pl. 1, figs. 12, 22, pl. 2, figs. 1, 2, 4.

Remarks. This species appears commonly as a subspherical calotte, having a great apical archaeopyle with irregular margins. The shell wall is 1–2 microns thick and bears numerous spines 2—6 microns long, variable in thickness and form, having bifurcate or trifurcate terminations.

Dimensions (on 35 specimens). Overall diameter: 52–68 microns.
Occurrence. Rare to common in J_4 zone (Glăvănești; wells nos. 3 and 4).
Previous records. Callovian of France (SARJEANT 1968).

Genus *NANNOCERATOPSIS* DEFLANDRE 1938, emend. EVITT 1961

Nannoceratopsis gracilis ALBERTI 1961, emend. EVITT 1962

(pl. IV, figs. 10–14)

1961 *N. gracilis* ALBERTI, p. 30, pl. 7, figs. 16, 17.
1961 *N. deflandrei* EVITT, p. 308, pl. 1, figs. 1–14, pl. 2, figs. 1–29, text-figs. 5, 9–17.
1962 *N. gracilis* ALBERTI emend. EVITT, p. 1129.
1963 *Nannoceratopsis* sp.; TCHYORNAYA, p. 284, pl. 8, figs. 1–4.
1964 *N. gracilis* ALBERTI; GOCHT, p. 113, pl. 15, figs. 1–9, pl. 16, figs. 1–4, text-figs. 1–36.
1965 *N. gracilis* ALBERTI emend. EVITT; WALL, p. 164, pl. 6, figs. 12–13.
1967 *N. gracilis* ALBERTI; EVITT, p. 50, pl. 11, fig. 1.

Remarks. In the rich material found all the morphological intraspecific variability described and figured by EVITT (1961) and GOCHT (1964) was recognized.

Dimensions (on very numerous specimens). Overall length: 60–100 microns; overall width: 30–60 microns.

Occurrence. Frequent (2 to 30 percent of the whole assemblage) in many samples taken from the marly—argillaceous horizon (zone J_2) within the Moesian Platform on which it impresses a very characteristic feature; present in J_3 and J_4 zones within the Moesian Platform and the Predobrudjan Depression.

Previous records. Upper Lias of Denmark and England (EVITT 1961, WALL 1965), Upper Lias-Dogger of Germany (ALBERTI 1960, GOCHT 1964), Jurassic of Czechoslovakia (TCHYORNAYA 1963).

Nannoceratopsis pellucida DEFLANDRE 1938

(pl. V, figs. 1, 2)

1938 *N. pellucida* DEFLANDRE p. 183, pl. 8, figs. 8–12.
1958 *N. pellucida* DEFL.; COOKSON and EISENACK p. 52, pl. 10, figs. 5, 6, text-fig. 19.
1960 *N. pellucida* DEFL.; SARJEANT p. 392, pl. 12, figs. 7, 10.
1961 *N. pellucida* DEFL.; EISENACK p. 302, pl. 33, figs. 6, 7.
1961 *N. pellucida* DEFL.; ALBERTI p. 29.
1961 *N. pellucida* DEFL.; EVITT p. 312, pl. 1, figs. 15–18, pl. 2, figs. 30, 31, text-fig. 8.
1962 *N. pellucida* DEFL.; SARJEANT pl. 69, figs. 9, 10.
1967 *N. pellucida* DEFL.; EVITT p. 50, pl. 11, figs. 2–4.

Remarks. This species differs from *N. gracilis* by ist greater size, more elongated outline, longer and thinner antapical horns, and by its thinner, transparent, usually levigate or very finely granulated membrane.

Dimensions (on very numerous specimens). Overall length: 90–120 microns, overall width: 44–60 microns.

Occurrence. It appears subordinately in J_2 zone within the Moesian Platform and more frequently in J_3 and J_4 zones within the Moesian Platform and Predobrudjan Depression.

Previous records. Liassic-Dogger of Germany (ALBERTI 1961), Callovian–Oxfordian of France and England (DEFLANDRE 1938, SARJEANT 1960, 1962, 1968), Upper Jurassic in Australia and U.S.A. (COOKSON and EISENACK 1958, EISENACK 1961; EVITT 1961, 1967).

Genus *HYSTRICHOSPHAERIDIUM* DEFLANDRE 1937,
emend. DAVEY and WILLIAMS 1966

Hystrichosphaeridium polonicum GORKA 1965

(pl. V, fig. 3)

1938 *H. salpingophorum* DEFLANDRE p. 186, pl. 10, figs. 1–3.
1960 *H. salpingophorum* DEFL., KLEMENT p. 55, pl. 7, figs. 3–5, text-fig. 31.
1960 *H. salpingophorum* DEFL., SARJEANT, pl. 10, fig. 7.
1961 *H. salpingophorum* DEFL., SARJEANT p. 99, pl. 15, fig. 7.
1965 *H. polonicum* GORKA p. 306, pl. 3, figs. 5, 6.
1966 *H. costatum* DAVEY and WILLIAMS, p. 62, pl. 10, fig. 4.

Remarks. DAVEY and WILLIAMS (1966) separated this Jurassic species restricting *H. salpingophorum* DEFL, but in our opinion it falls in synonimy with *H. polonicum* GORKA, which has priority. All the characteristic features of *H. costatum*, as described by the authors, could be observed in the Roumanian material. The subspherical central body has a levigate to finely granular wall, measuring 1–2 microns in thickness, and an apical archaeopyle. It bears 14–26 processes which are fibrillar, variable in width, having large sub-quadrate openings and broadened bases. Some of the thicker fibrillar elements of each process is prolonged by ribs onto the central body where they connect to form a characteristic irregular mesh, as it was also noted by KLEMENT (1960) and GORKA (1965).

Dimensions (on more than 100 specimens). Overall diameter: 76–112 microns; central body: 40–62 microns.

Occurrence. Moderate to common in J_4 zone (Glăvănești, wells nos. 3 and 4).

Previous records. Oxfordian of France (DEFLANDRE 1938), England (SARJEANT 1961, 1962), Germany (KLEMENT 1960), Poland (GORKA 1965).

Genus *SYSTEMATOPHORA* KLEMENT 1960

Systematophora areolata KLEMENT 1960

(pl. V, fig. 4)

1960 *S. areolata* KLEMENT p. 62, pl. 9, figs. 1–8, text-figs. 32–35.
1965 *S. areolata* KLEM.; DODEKOVA p. 23, pl. 3, figs. 7, 8.
1968 *S.* aff. *areolata* KLEM.; SARJEANT p. 236.

R e m a r k s . Shell subspherical to ellipsoidal divided into polygonal to subcircular plates oriented around an equatorial region. In well preserved specimens the tabulation pattern as described by KLEMENT (1960) has been recognized. At the well-marked sutures, particularly in the corners, long thin processes with pointed, blunt or shortly bifurcate tips, the basal parts of them usually connected by membranous crests. Apical archaeopyle subcircular to polygonal.

D i m e n s i o n s (on more than 100 specimens). Overall shell diameter: 43–56 microns; maximum diameter: 82 to 105 microns.

O c c u r r e n c e . Frequent in J_4 zone (Glăvănești, wells nos. 3 and 4).

P r e v i o u s r e c o r d s . Malm gamma and delta of Germany (KLEMENT 1960), Kimmeridgian of Bulgaria (DODEKOVA 1967).

Systematophora orbifera KLEMENT 1960

(pl. V, figs. 5, 6)

1960 *S. orbifera* KLEMENT p. 66, 9, figs. 9, 10, pl. 10, fig. 7.
1962 *S. orbifera* KLEM.; SARJEANT p. 490.
1967 *S. orbifera* KLEM.; DODEKOVA p. 25, pl. 3, fig. 6.

R e m a r k s . This species shows the same overall characters as *S. areolata* from which it differs by the dense subcircular fields whose edges support long fibrillar processes of a very variable shape, irregularly anastomosed, with unequally branched or fringed tips. Detailed disposition of fields could not be observed, but the presence of an apical archaeopyle was noted.

D i m e n s i o n s (on about 30 specimens). Shell diameter: 68–84 microns; total diameter: 102–130 microns.

O c c u r r e n c e . Present in J_3 zone (Craiova, Ciurești, Mogoșești).

P r e v i o u s r e c o r d s . Malm alpha of Germany (KLEMENT 1960), Oxfordian of England (SARJEANT 1962) and Bulgaria (DODEKOVA 1967).

Genus *ADNATOSPHAERIDIUM* WILLIAMS and DOWNIE 1966

Adnatosphaeridium aemulum (DEFLANDRE) WILLIAMS and DOWNIE 1966

(pl. VI, fig. 1)

1938 *Hystrichosphaeridium aemulum* DEFLANDRE p. 688, fig. 6.
1938 *H. aemulum* DEFLANDRE; DEFLANDRE p. 187, pl. 9, fig. 12, pl. 10, figs. 5–8, pl. 11, figs. 1, 7.
1947 *Cannosphaeropsis aemula* (DEFL.); DEFLANDRE p. 1576, fig. 5.
1955 *C. aemula* (DEFL.); DEFLANDRE and COOKSON p. 283, pl. 3, fig. 1.
1958 *C. aemula* (DEFL.); COOKSON and EISENACK p. 46, pl. 7, fig. 5.
1960 *C. aemula* (DEFL.); KLEMENT p. 70, pl. 8, figs. 13, 14.
1961 *C. aemula* (DEFL.); SARJEANT p. 104, pl. 15, fig. 1.
1961 *C. aemula* (DEFL.); ALBERTI p. 36, p. 10, fig. 8.
1965 *C. aemula* (DEFL.); GORKA p. 304, pl. 3, figs. 7, 8.
1966 *Adnatosphaeridium aemulum* (DEFL.); WILLIAMS and DOWNIE, p. 218.

R e m a r k s . Numerous specimens possessing a subspherical central body with an apical archaeopyle and tubular processes connected distally by solid trabeculae are closely related to the former described ones.

Dimensions (on about 150 specimens). Central body diameter: 44–63 microns; overall diameter: 95–120 microns.

Occurrence. Moderate to common in J_4 zone (Glăvănești, wells nos. 3 and 4).

Previous records. A long ranging species recorded from the Upper Dogger to the Eocene in Europe and Australia.

Genus *CTENIDODINIUM* DEFLANDRE 1938, emend. SARJEANT 1966

Ctenidodinium ornatum (EISENACK) DEFLANDRE 1938

(pl. VI, figs. 2–4)

1935 *Lithodinia jurassica* var. *ornata* EISENACK p. 175 pl. 4, figs. 9, 10, text-figs. 1–4.
1938 *Ctenidodinium ornatum* (EIS.) DEFLANDRE p. 181, pl. 9, figs. 1–7.
1960 *C. ornatum* (EIS.) DEFL.; SARJEANT p. 392, pl. 13, figs. 4, 5.
1960 *Gonyaulax ornata* (EIS.) KLEMENT p. 30, pl. 2, figs. 11–15, text-figs. 7–10.

Remarks. Very numerous specimens occur which closely agree with the enlarged diagnosis given by KLEMENT (1960). On dorso-ventral compressed specimens tabulation: 4′, 6″, 6‴, 1 p, 1⁗ could be clearly recognized. The hypotract usually much larger than the epitract so that many specimens are compressed in apical-antapical direction. Cingulum strongly spiral, 2–7 microns wide, richly ornamented only on its hypotractal margin. Strong dentate membranous crests, 5–22 microns wide, usually more developed on the cingulum, dorsal lateral and antapical sutures of the hypotract, more reduced on the epitract margins and practically absent in the sulcal zones. No archaeopyle could be observed, but in each assemblage there frequently occur detached hypotracts compressed in polar direction. This may suggest that excystement was assured by detachment of the epitract along the cingular zone.

Dimensions (on thousands of specimens). Overall length: 80–115 microns; overall width: 80–125 microns.

Occurrence. Very frequent, as much as 50–70 per cent of the whole assemblage, in J_3 zone, present in J_4 zone (Craiova, Poiana Mare, Iancu Jianu, Ciurești, Mogoșești, Aldești, Glăvănești, Galbeni, Bursucani, wells Nos. 3 and 4).

Previous records. Callovian of the Baltic region (EISENACK 1935), Callovian-Oxfordian of France (DEFLANDRE 1938, SARJEANT 1968), and England (SARJEANT 1960), Malm alpha of South Germany (KLEMENT 1960).

Ctenidodinium tenellum DEFLANDRE 1938

(pl. VI, fig. 5)

1938 *C. tenellum* DEFLANDRE p. 182, pl. 9, figs. 8–10.

Remarks. This species occurs as a subordinate element together with *C. ornatum* having the same general organization. It differs, however, by its smaller size and the kind of ornamentation which is reduced to simple pointed spines arising more rarely from the plate boundaries.

Dimensions (on about 50 specimens). Overall length 55–80 microns; overall breadth 50–80 microns.

Occurrence. Rare to moderate in J_3 zone, associated with *C. ornatum*.

Previous records. Oxfordian of France (DEFLANDRE 1938).

Genus *SCRINIODINIUM* KLEMENT 1957

Scriniodinium (Scriniodinium) crystallinum (DEFLANDRE) KLEMENT (1957) 1960

(pl. VII, figs. 4, 5)

1938a *Gymnodinium crystallinum* DEFLANDRE p. 688, fig. 1.
1938b *G. crystallinum* DEFL. p. 165, pl. 5, figs. 1–3.
1957 *Scriniodinium crystallinum* (DEFL.) KLEMENT p. 409, fig. 1.
1958 *Gymnodinium crystallinum* DEFL., COOKSON and EISENACK, p. 22, pl. 1, figs. 1, 2, 5.
1959 *G. crystallinum* (DEFL.); EISENACK p. 49, pl. 3, fig. 6.
1960 *Scriniodinium (Scriniodinium) crystallinum* (DEFL.) KLEMENT p. 18, pl. 1, fig. 1, text-fig. 1.
1961 *S. crystallinum* (DEFL.) KLEM.; SARJEANT p. 98, pl. 14, figs. 9–12.
1962 *S. crystallinum* (DEFL.); SARJEANT pl. 2, fig. 2.
1967 *S. crystallinum* (DEFL.); DODEKOVA p. 11, pl. 1, fig. 1.

R e m a r k s. Specimens found are very similar to holotype and the form figured by KLEMENT (1960), having a pentagonal rounded ambitus; subcircular levigate or very finely granular endophragm; thinner, hyaline, levigate periphragm with a faint apical protuberance; pericoel widely developped around endophragm, usually more widened at cingulum, apex and antapex. Cingulum 3–6 microns wide, faintly delimited by low ridges, but recognizable in all specimens encountered. Epitract and hypotract generally isodiametrical. Tabulation unobservable in any specimen, but all show a central precingular trapezoidal archaeophyle.

This species differs from *S. pseudocrystallinum* sp. nov. by tabulation and the position of archaeophyle.

D i m e n s i o n s (on 22 specimens). Overall length 88–105 microns; overall width: 80–102 microns.

O c c u r r e n c e. Rare in J_4 zone (well no. 3, Glăvănești), present in J_3 zone (Mogoșești, Craiova).

P r e v i o u s r e c o r d s. Oxfordian of France (DEFLANDRE 1938, SARJEANT 1968), England (SARJEANT 1961, 1962), Germany (KLEMENT 1960), Bulgaria (DODEKOVA 1966); Upper Jurassic Australia (COOKSON and EISENACK 1958, EISENACK 1959).

Forms referred to *S. crystallinum* by GORKA (1965, pl. 1, fig. 2) and DODEKOVA (1967, pl. 1, fig. 2) appear to be closely related to *S. pseudocrystallinum* sp. nov.

Scriniodinium pseudocrystallinum sp. nov.

(pl. VII, figs. 1–3, text-fig. 7 holotype pl. VII, fig. 1, text-fig. 7)

?1965 *S. crystallinum* (DEFLANDRE); GORKA p. 294, pl. 1, fig. 2.
?1967 *S. crystallinum* (DEFLANDRE); DODEKOVA pl. 1, fig. 2.

D i a g n o s i s. Cavate flattened cyst with subcircular to almost pentagonal outline. Endophragm subcircular, thick walled, sometimes with a faint apical protuberance. Periphragm thinner, having a rounded apical horn flanked by two smaller lateral protuberances. Pericoel enclosing totally the endophragm, usually reduced in the apical region and more developed on the hypotract. Tabulation: 3–4? 6″, 5‴, 1 p, 1 pv; plate boundaries marked by low and

narrow ridges. Cingulum wide, slightly laevorotatory; sulcus gradually widening posteriorly. Epitract/hypotract ratio about 2/3. Archaeopyle in antapical position.

Description. Endophragm levigate to fine-grained, 2–4 microns thick, having an antapical marginal aperture. Periphragm levigate to very fine granular, about 1 micron thick. The ventral side of the apical horn is formed of two plates (1′, 2′); the dorsal side of this seems to be likewise formed of two plates, but it could not be precisely determined. Pair plates 1″, 2″ and 4″, 5″ are relatively large and delimit apically the two apical lateral protuberances; plate 3″ is large and rectangular; plate 6″ is elongated and rectangular; plates 1‴–5‴ are all of large size; the two posterior intercalary plates are smaller and trapezoidal. On the ventral side of the antapical region a polygonal to subcircular aperture, corresponding to that of the endophragm.

Remarks. None of the more than one hundred specimens observed show a central precingular archaeopyle as *S. crystallinum*, but an antapical opening has been recognized in all specimens. By this fact as well as by tabulation, large hypotractal development of pericoel, and by the epitract/hypotract ratio this species differs from *S. crystallinum* and from the other species decribed so far. Only *S. attadalense* (COOKSON and EISENACK 1958) shows an antapical opening, but its general morphology is different. *Sirmiodinium grossi* ALBERTI also has a different organization.

The only specimen discribed by GORKA (1965, pl. 1, fig. 2) as *S. crystallinum* seems to be close to the present species. It is not evident from the figure whether the form shows an antapical opening, but she mentioned that it does not have a precingular archaeopyle.

The specimen described by DODEKOVA (1967, pl. 1, fig. 2) seems also to be very close to the present species.

Further information could justify the creation of a new genus.

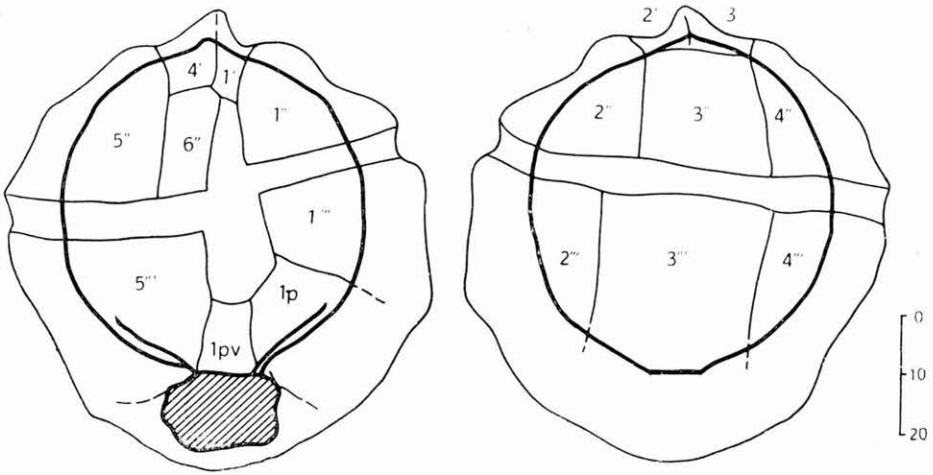


Fig. 7. Scriniodinium pseudocrystallinum sp. nov., holotype

Dimensions (on more than 100 specimens). Overall length: 68–92 microns, overall width: 65–90 microns; diameter of inner capsule: 46–73 microns.

Occurrence. Moderate in J_4 zone (wells Nos. 3 and 4).

Holotype. F. 159–10, well no. 3 in the Predobrudjan Depression, Oxfordian-Kimmeridgian.

Scriniodinium (Endoscrinium) galeritum (Deflandre) Klement (1957) 1960

(pl. VII, figs. 6–8)

1938 *Gymnodinium galeritum* Deflandre, p. 167, pl. 5, figs. 7–9, pl. 6, fig. 1.
1957 *Scriniodinium galeritum* (Defl.) Klement p. 110.
1960 *S. (Endoscrinium) galeritum* (Defl.) Klement p. 22, pl. 1, figs. 4–12, pl. 2, figs. 1, 2, text-fig. 1.
1961 *S. galeritum* (Defl.); Sarjeant p. 98, pl. 14, fig. 6.
1962 *S. galeritum* (Defl.); Sarjeant p. 259.
1967 *S. galeritum* (Defl.); Dodekova p. 13, pl. 1, figs. 4, 5.
1967 *Endoscrinium galeritum* (Defl.) Klem.; Vozjennikova p. 176, pl. 98, fig. 7.
1968 *Endoscrinium galeritum* (Defl.) Klem.; Sarjeant p. 236, pl. 1, fig. 11.

Remarks. Almost all the morphological variations described and figured by Klement (1960) could be recognized. Specimens found show subpolygonal to irregular ovoidal ambitus. Endophragm ovoidal, levigate to granulate or shagreened, 2 to 4 microns thick. Periphragm thinner (about 1 micron), levigate to finely granular, usually more or less swollen at apex, where it may show a rounded horn accompanied by two small lateral flanges, at cingulum, and at antapex, where it generally has the shape of a truncated pyramid. Cingulum well marked, 3 to 6 microns wide. Epitract and hypotract almost isodiametrical. Sulcus enlarges gradually from apex to antapex. Tabulation: 4′, 6″, 5‴ could be frequently recognized; plates delimited by low and thin ridges. All specimens found show a trapezoidal archaeopyle formed by detaching off of plate 3″.

Dimensions (on about 100 specimens). Overall length: 75–105 microns; overall width: 64–78 microns.

Occurrence. Present in J_3 zone (Mogoșești, Ciurești, Craiova, Poiana Mare), moderate in J_4 zone (Glăvănești, wells nos. 3 and 4).

Distribution. Upper Callovian—Oxfordian of France (Deflandre 1938, Sarjeant 1968); Oxfordian of England (Sarjeant 1961, 1962); Malm alpha and beta of Germany (Klement, 1960); Oxfordian-Lower Kimmeridgian of Bulgaria (Dodekova 1967); Oxfordian of USSR (Vozjennikova 1957).

Scriniodinium (Endoscrinium) cf. luridum (Deflandre) Klement (1957) 1960

(pl. VIII, figs. 4, 5)

1938 *Gymnodinium luridum* Deflandre p. 166, pl. 5, figs. 4–6.
1957 *G. luridum* Defl.; Downie p. 419, pl. 20, fig. 5.
1958 *G. luridum* Defl.; Cookson and Eisenack p. 24, pl. 1, figs. 3, 4.
1957 *Scriniodinium luridum* (Defl.) Klement p. 110.
1960 *S. (Endoscrinium) luridum* (Defl.) Klement p. 20, pl. 1, figs. 2, 3, text-figs. 2, 3.

1960 *S. luridum* (DEFL.); COOKSON and EISENACK p. 247, pl. 37, fig. 10.
1960 *S. luridum* (DEFL.); SARJEANT p. 392, pl. 12, fig. 2.
1961 *S. luridum* (DEFL.); EISENACK p. 306, pl. 35, fig. 4.
1962a *S. luridum* (DEFL.); SARJEANT p. 259, pl. 1, fig. 14.
1962b *S. luridum* (DEFL.); SARJEANT p. 486, pl. 69, fig. 7.
1965 *S. luridum* (DEFL.); GORKA p. 296, pl. 1, fig. 3.
1967 *S. luridum* (DEFL.); DODEKOVA p. 12, pl. 1, fig. 3.
1967 *S. luridum* (DEFL.) KLEM.; POCOCK p. 134, pl. 1, fig. A.
1968 *Endoscrinium luridum* (DEFL.); SARJEANT p. 235, pl. 3, fig. 3.

Remarks. Most specimens referred to this species are strongly compressed on various planes, so that not all morphological details, particularly the tabulation, were recognizable. But in all there is observable the subcircular, levigate to fine granular endophragm, about 1 micron thick, which is largely envelopped by a very thin periphragm which, due to fossilization, shows a very variable, usually pentagonal rounded outline, occasionally with an apical horn and a trapezoidally shaped antapex. Cingulum recognizable on all specimens, and also in most of them the plate 3‴, which is comparatively large and trapezoidal. Sutures occasionally show low, thin, finely dentate crests. Archaeopyle central precingular.

Dimensions (on about 80 specimens). Overall length: 88–115 microns; overall width: 82–106 microns.

Occurrence. Rare in J_3 zone (Craiova, Poiana Mare, Ciurești, Mogoșești).

Previous records. Oxfordian of France (DEFLANDRE 1938, SARJEANT 1968); Poland (GORKA 1965), Bulgaria (DODEKOVA 1966); Oxfordian-Kimmeridgian of England (DOWNIE 1957, SARJEANT 1960, 1962), Germany (KLEMENT 1960), Australia (COOKSON and EISENACK 1958, EISENACK 1961); Upper Jurassic in Canada (POCOCK 1967).

Scriniodinium apatelum COOKSON and EISENACK 1960

(pl. VI, figs. 6, 7)

1960 *S. apatelum* COOKSON and EISENACK p. 294, pl. 37, figs. 12, 13.
1961 *S. apatelum* COOKS. and EISENACK p. 306, pl. 35, figs. 2, 3.
1964 *S. apatelum* COOKS. and EIS.; MANUM and COOKSON p. 20, pl. 4, fig. 4.

Description. Cyst flattened with approximately pentagonal much elongated ambitus. Periphragm thin (about 1 micron), levigate, hyaline. Endophragm ovale, occasionally with a small apical flange, levigate. Pericoel widely developed only in apical–antapical direction. Epitract subtriangular with a small apical horn. Cingulum faintly marked. Hypotract generally isodiametrical, its initial shape being of a truncated pyramid whose edges correspond to four faintly thickened ridges terminated by short spines. Beside the four ridges on the hypotract, no evident tabulation could be recognized. Archaeopyle precingular central.

Dimensions (on 36 specimens). Overall length: 80–112 microns; overall width: 42–58 microns.

Occurrence. Present in J_3 zone (Craiova, Poiana Mare, Mogoșești, Ciurești).

Previous records. Oxfordian-Kimmeridgian and Tithonian(?) of Australia (COOKSON and EISENACK 1960, EISENACK 1961); Cretaceous of Graham Island—Arctic Canada (MANUM and COOKSON, 1964).

Scriniodinium (Endoscrinium) subvallare SARJEANT 1962

(pl. VIII, fig. 3)

1962a *S. (Endoscrinium?) subvallare* SARJEANT p. 262, pl. 1, fig. 10, text-fig. 7.
1962b *S. subvallare* SARJ.; SARJEANT pl. 69, fig. 5.

Remarks. Specimens correspond to the original diagnosis having an ovoidal granular endophragm, pentagonal periphragm and continuous pericoel, which is slightly enlarged at apex, antapex and cingulum. Six precingular plates are present and probably six postcingular, too. The apical structure is not clear in any specimen found. Plate boundaries marked by membranous crests. Cingulum slightly spiral; sulcus extending from apex to antapex. Archaeopyle formed by loss of plate 3''.

Dimensions (on 6 specimens). Overall length: 108–124 microns; overall width: 103—115 microns.
Occurrence. Present in J_4 zone (well no. 3).
Previous records. Oxfordian of England (SARJEANT 1962).

Genus *NETRELYTRON* SARJEANT 1961, emend. SARJEANT 1966

Netrelytron stegastum SARJEANT 1961

(pl. VIII, fig. 6)

1961 *N. stegastum* SARJEANT pl. 114, pl. 15, fig. 15, text-fig. 14.
1962 *N. stegastum* SARJ., in SARJEANT p. 494, pl. 70, fig. 18.

Remarks. The spindle-shaped inner body has a thin wall of about 1 micron or less. It is enclosed in a very thin and transparent membrane, frequently damaged, of an irregular subcircular outline, often obscured by adherent organic or mineral small debris. The presence of an archaeopyle could not be certainly observed.

Dimensions (on some 40 specimens). Inner body length: 63–78 microns; inner body with: 36–48 microns; overall diameter: 100–125 microns.
Occurrence. Present in zone J_3 (Craiova, Ciurești, Mogoșești, Glăvănești, Bursucani).
Previous records. Oxfordian of England (SARJEANT 1961, 1962); Callovian of Germany, described as *Netrelytron (Kalyptea) jurassicum* (ALBERTI 1961) SARJEANT 1966 which appears as very closely related to this species.

Genus *SCRINIOCASSIS* GOCHT 1964

Scriniocassis cf. dictyotus (COOKSON and EISENACK) nov. comb.

(pl. VIII, figs. 10, 11)

1960 *Scriniodinium dictyotum* COOKSON and EISENACK p. 248, pl. 37, fig. 8, 9.
1962 *Scriniodinium dictyotum* COOKS. and EIS.; SARJEANT p. 262, pl. 1, fig. 9.
1964 *Scriniocassis dictyotus* COOKS. and EIS.; GOCHT p. 122.
1968 *Scriniodinium dictyotum* COOKS. and EIS.; SARJEANT pl. 1, fig. 7.

R e m a r k s . Specimens partially correspond to the original diagnosis of COOKSON and EISENACK (1960), the endophragm being connected to the periphragm by a "supporting reticulum". However, any specimen found does not present a great apical horn and a regular reticulation pattern as seen in the holotype. Precingular dorsal archaeopyle always present.

D i m e n s i o n s (on about 40 specimens). Overall length: 90–112 microns; overall width: 78–100 microns.

O c c u r r e n c e . Present in J_3 zone (Craiova, Ciureşti, Mogoşeşti).

P r e v i o u s r e c o r d s . Oxfordian—Lower Kimmeridgian of Australia (COOKSON and EISENACK 1960); Oxfordian of England (SARJEANT 1962); Upper Callovian of France (SARJEANT 1968).

Scriniocassis weberi GOCHT 1964

(pl. VIII, figs. 7–9)

1964 *S. weberi* GOCHT p. 121, pl. 17, figs. 1–4, text-fig. 39.

R e m a r k s . Specimens conform with the original diagnosis of GOCHT. Shell outline ovoidal to almost hexagonal. The 1–2 microns thick endophragm is connected to the thinner (1 micron or less) periphragm by narrow ridges, 1–3 microns high, which form an irregular, often incomplete reticular pattern. Cingulum narrow (2–3 microns) and weakly marked. No evident sulcus, or tabulation, could be recognized. Epitract and hypotract almost isodiametric. A relatively great trapezoidal archaeopyle in dorsal position always present.

D i m e n s i o n s (on about 30 specimens). Overall length: 50–65 microns; overall width: 48–62 microns.

O c c u r r e n c e . Present in J_3 and J_4 zones (Mogoşeşti, Ciureşti, wells Nos. 3 and 4).

P r e v i o u s r e c o r d s . Dogger of Germany (GOCHT 1964).

REFERENCES

References are made only to papers dealing with fossil microplankton published after 1963. For earlier publications see EISENACK (1964) and DOWNIE and SARJEANT (1964).

BĂDĂLUŢA-NĂSTASEĂNU A.—MUŢIU R. 1965: Correlations stratigraphiques du Jurassique du Banat et de la Plate-forme Moësienne (partie de l'ouest). — Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII Congress, Sofia, Reports **2.**, 123–126.

BALTES N. 1966: Cretaceous microfloristic complexes from the Moesic Platform, Roumania. — Pollen et Spores, **8**, 565–571.

BALTES N.—BEJU D. 1963: Contributions palynologiques à la stratigraphie des dépôts forés dans la Plate-forme Moësienne. — Carpatho-Balkan Geol. Assoc., V. Congress, Bucharest, Reports **3**, 49–63.

BEJU D. 1963: A palynological study of the Liassic from Codlea and Anina with application to the Moesian Platform. — Unpublished report, T. 163 I.L. Geo-M. I.P.C. Bucharest (in Roumanian).

COOKSON I. C.—HUGHES N. F. 1964: Microplankton from the Cambrige Greensand (Mid-Cretaceous). — Palaeontology **7**, 37–59.

COSTEA I.—COMSA D. 1969: Organismes planctoniques à la limite Jurassique-Crétacé dans la Plate-forme Moësienne (Roumanie). — Proc. First Internat. Conf. on Planctonic Microfossils (Genova, 1967), **2,** 100–122.

COSTEA I.—MOTAS L. 1964: Contributions to the knowledge of the Dogger microfauna from the western part of the Moesian Platform. — Petrol şi Gaze **15,** 11–15.

DAVEY R. J. 1969: Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, Northern France and North America. Part I. — Bull. British Museum Nat. Hist., Geology **17,** 105–180.

DAVEY R. J.—DOWNIE C.—SARJEANT W. A. S.—WILLIAMS G. L. 1966: Studies in Mesozoic and Tertiary dinoflagellate cysts. — Bull. British Museum Nat. Hist., Geology, Suppl. **3,** 1–128.

DEFLANDRE G.—DEFLANDRE M. 1944–1966: Fichier micropaléontologique général. — Series 3, 5, 6, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16. Ed. C.N.R.S., Paris.

DODEKOVA L. 1967: Les dinoflagelles et acritarches de l'Oxfordien-Kimmeridgien de la Bulgarie du Nord-Est. — An. Univ. Sofia, Fac. Géol.-Géogr. **60,** 9–30.

DOWNIE C.—SARJEANT W. A. S. 1964: Bibliography and index of fossil dinoflagellates and acritarchs. — Geol. Soc. of America, Mem. **94,** 1–180.

DUPIN F. 1968: Deux nouvelles espèces de Dinoflagelles du Jurassique d'Aquitaine. — Cahiers de Micropaléont. Ser. I, **8,** 1–15.

EISENACK A. 1964: Erörterungen über einige Gattungen fossiler Dinoflagellaten und über die Einordnung der Gattungen in das System. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **6,** 321–336.

EISENACK A. 1964: Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und verwandten Mikrofossilien. Band I: Dinoflagellaten. — E. SCHWEIZERBART'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

EVITT W. R. 1967: Dinoflagellates studies. II. The archeopyle. — Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. **10,** 1–88.

EVITT W. R.—DAVIDSON S. E. 1964: Dinoflagellate studies. I. Dinoflagellate cysts and thecae. — Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. **10,** 1–12.

GOCHT H. 1964: Planktonische Kleinformen aus dem Lias-Dogger-Grenzbereich Nord- und Süddeutschlands. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **119,** 113–133.

GORKA H. 1965: Les microfossiles du Jurassique supérieur de Magnuszew (Pologne). — Acta Paleont. Polon. **10,** 291–334.

GRIGORAS N.—PĂTRUŢ I.—POPESCU M. 1963: Contribution à la connaissance de l'évolution géologique de la Plate-forme Moësienne du territoire de la R. P. Roumaine. — Carpatho-Balkan Geol. Assoc., V Congress, Bucharest, Reports **3,** 115–131.

MANUM S.—COOKSON I. C. 1964: Cretaceous microplankton in a sample from Graham Island, Arctic Canada, collected during the second Fram expedition (1898–1902). With notes on microplankton from the Hassel formation, Ellef Ringnes Island. — Norsk. Vidensk. Akad., Mat. Natur, Kl., N. Ser. **17,** 1–36.

NORRIS G. 1965: Archeopyle structures in Upper Jurassic Dinoflagellates from Southern England. — New Zealand Jour. Geol. Geoph. **8,** 792–806.

NORRIS G.—SARJEANT W. A. S. 1965: A Descriptive Index of Genera of Fossil Dinophy- ceae and Acritarcha. — New Zealand Geol. Surv. Paleont. Bul. **40,** 1–72.

PATRULIUS D. 1960: Le Mésozoïque du Massif Moësien dans le cadre de la Plaine Roumaine et de la Dobrogea Centrale et Méridionale. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, **49,** 187–200.

PĂTRUŢ I.—POPESCU M.—TEODORESCU C.—MOLNÁR M. 1961: A contribution to the knowledge of the Moesic Platform geology. The stratigraphy. — Petrol şi Gaze, **12,** 481–493.

PĂTRUŢ I.—MOLNÁR M.—GRIGORESCU A.—RADESCU M.—CRISTODULO T. 1963: La Dépression Prédobroudjéenne dans le cadre structurel du territoire de la R.P. Roumaine. — Carpatho-Balkan Geol. Assoc., V. Congress, Bucharest, Reports, **3,** 213–217.

POPESCU M.—PĂTRUȚ I.—PARASCHIV D. 1967: The present geological knowledge stage of the Moesian Platform on the Roumanian territory. — Petrol și Gaze **18**, 6–15.

POCOCK S. A. 1967: The Jurassic-Cretaceous boundary in northern Canada. — Rev. Palaeobotan. Palynol. **5**, 129–136.

RĂILEANU G.—PATRULIUS D.—BLEAHU M.—NĂSTASEANU S. 1968: Aspects fondamentaux de la géologie du Mésozoïque de Roumanie. — An. Com. St. Geol. **36**, 85–115.

SARJEANT W. A. S. 1965: Microplankton from the Callovian (S. calloviense zone) of Normandy. — Rev. Micropaléont. **8**, 175–184.

SARJEANT W. A. S. 1967: Observations on the acritarch genus Micrhystridium (Deflandre). — Rev. Micropaléont. **9**, 201–208.

SARJEANT W. A. S. 1967: The stratigraphical distribution of fossil Dinoflagellates. — Rev. Palaeobotan. Palynol. **1**, 323–343.

SARJEANT W. A. S. 1968: Microplankton from the Upper Callovian and Lower Oxfordian of Normandy. — Rev. Micropaléont. **10**, 221–242.

SARJEANT W. A. S.—DOWNIE C. 1966: The classification on Dinoflagellate cysts above generic level. — Grana Palynologica **6**, 503–527.

STOVER L. E. 1966: Nannoceratopsis spiculata, a new dinoflagellate species from the Middle Jurassic of France. — J. Paleont. **40**, 41–45.

VOZJENNIKOVA T. F. 1967: Iscopayemye peridinei yurskikh, melovikh y paleogenovikh otlojeniy SSSR. — Izd. Nauka (Moscow), 205 p., 121 pl.

WALL D. 1965: Microplankton, pollen, and spores from the Lower Jurassic in Britain. — Micropaleontology, **11**, 151–190.

WETZEL W. 1966: Mikroorganismen aus jurassischen und kretazischen Saurier Gewöllen. — Zs. deutsch. geol. Ges. **116**, 867–874.

D. BEJU

Oil Geology Research Institute,
Str. Toamnei, 103. Bucharest,
R. S. România

Plate I

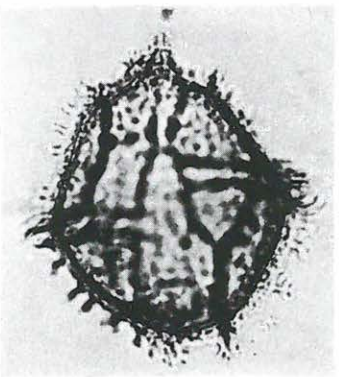
(all figures × 500)

1–3 *Gonyaulacysta cladophora* (DEFL.)
4–6 *Gonyaulacysta eisenacki* (DEFL.) SARJ.
7 *Gonyaulacysta jurassica* (DEFL.)

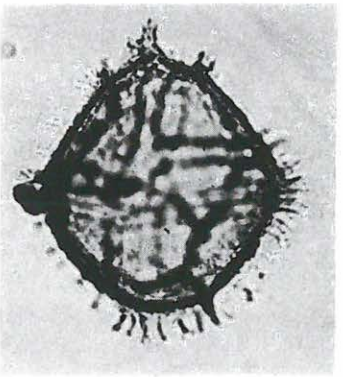
1a

1b

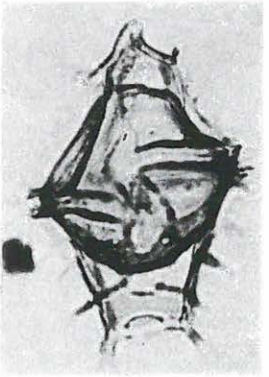
4



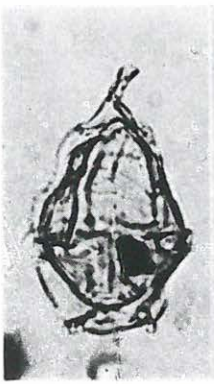
2



3



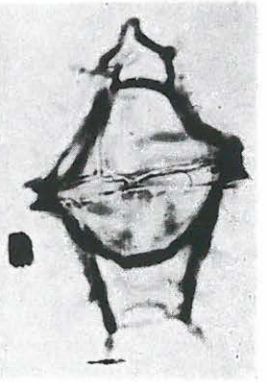
5a



7

6b

6a

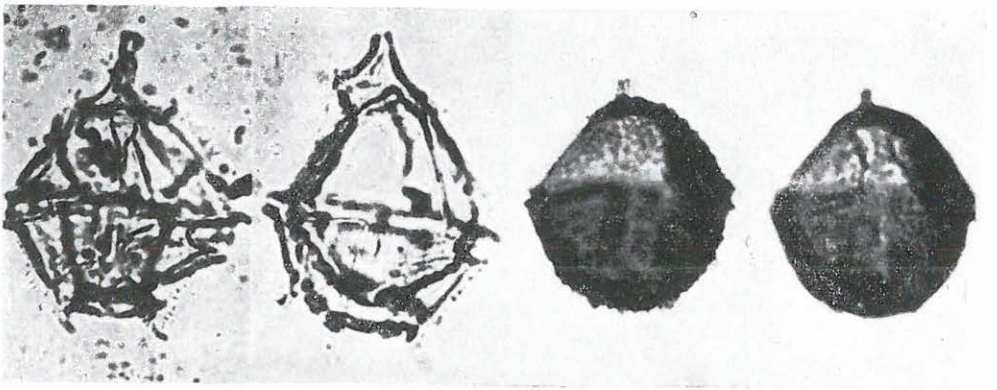


5b

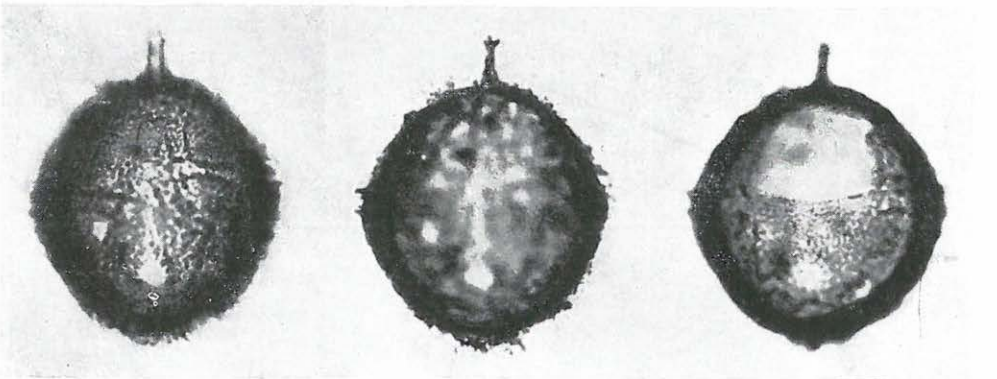
Plate II

(all figures × 500)

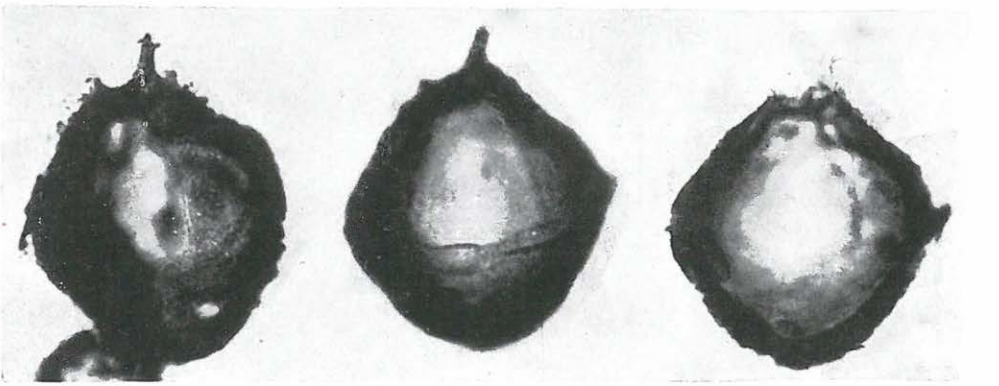
1, 2 *Gonyaulacysta jurassica* (DEFL.)
3 *Gonyaulacysta venusta* (KLEM.)
4 *Gonyaulacysta granulata* (KLEM.)
5, 6 *Gonyaulacysta* sp. *A*



1 2 3a 3b



4a 4b 4c

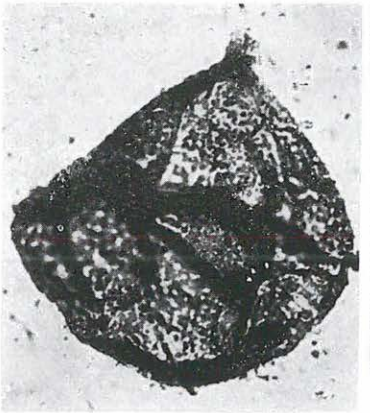


5 6a 6b

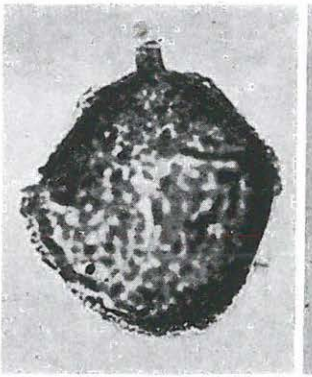
Plate III

(all figures × 500)

1 *Gonyaulacysta nuciformis* (DEFL.) SARJ.
2 *Gonyaulacysta sp.*
3 *Leptodinium subtile* KLEM.
4 *Histiophora ornata* KLEM.
5, 6 *Canningia* cf. *minor* COOK. and HUGH.
7–10 *Fromea elongata* sp. nov., holotype fig. 7
11–13 *Pareodinia ceratophora* DEFL.
14 *Pareodinia* cf. *prolongata* SARJ.

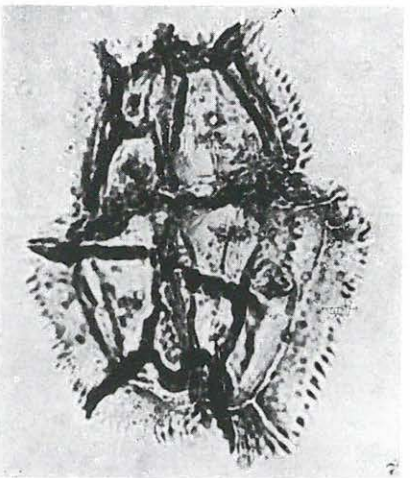


2

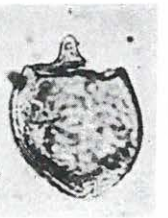


1

3

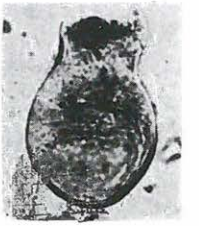


4



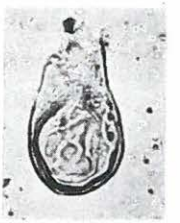
5

6



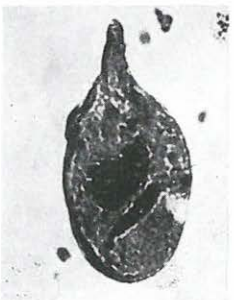
7

8

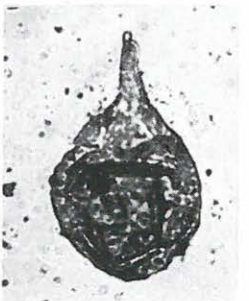


9

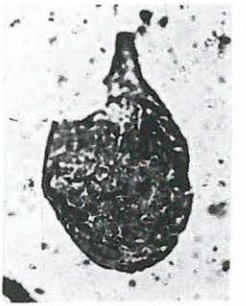
10



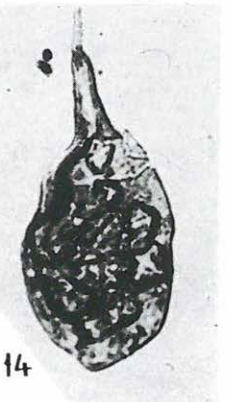
11



12



13

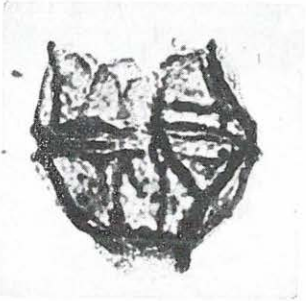


14

Plate IV

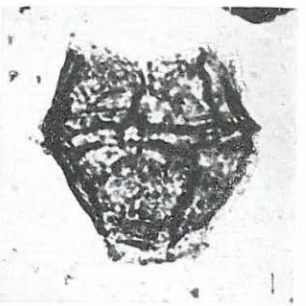
(all figures × 500)

1–3 *Meiourogonyaulax ghermani* sp. nov., holotype fig. 1; fig. 2, 3: dorsal view
4–7 *Meiourogonyaulax? predaei* sp. nov., holotype fig. 4
8 *Ellipsoidictium cinctum* KLEM.
9 *Tenua rioulti* SARJ.
10–14 *Nannoceratopsis gracilis* (ALB.) EVITT

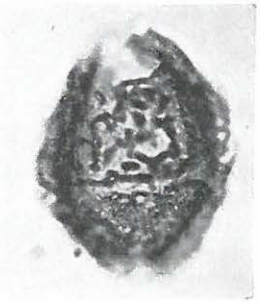


1

2



3



8

5

4 b

4 a

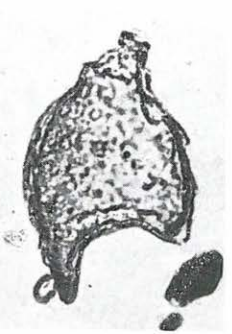
10

9

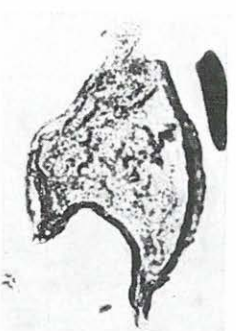
6

7

11



12



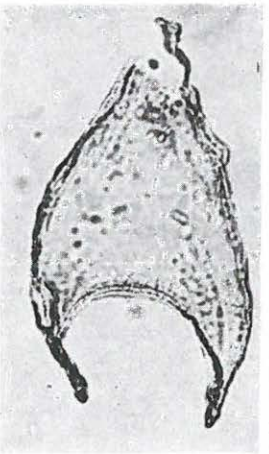
13

14

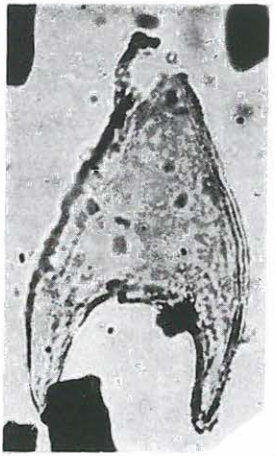
Plate V

(all figures × 500)

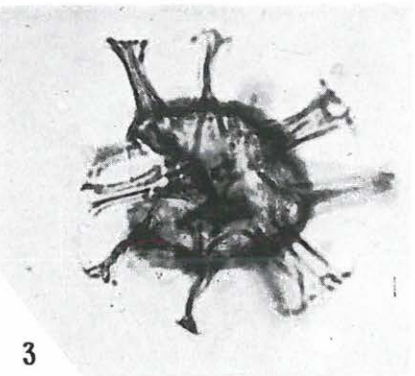
1, 2 *Nannoceratopsis pellucida* DEFL.
3 *Hystorichosphaeridium polonicum* GORKA
4 *Systematophora areolata* KLEM.
5, 6 *Systematophora orbifera* KLEM.



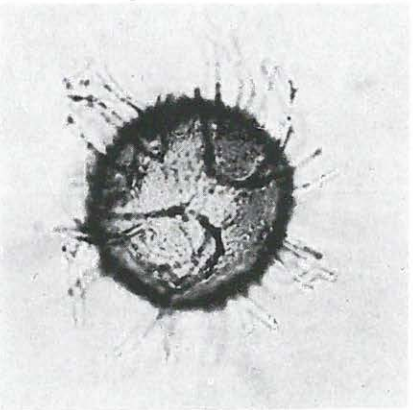
1



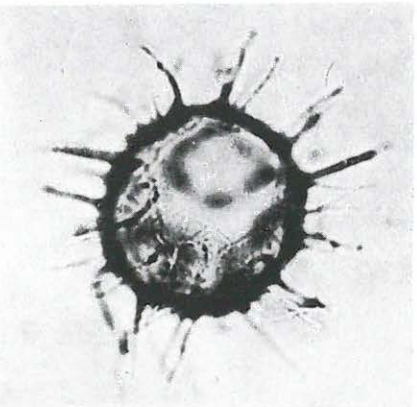
2



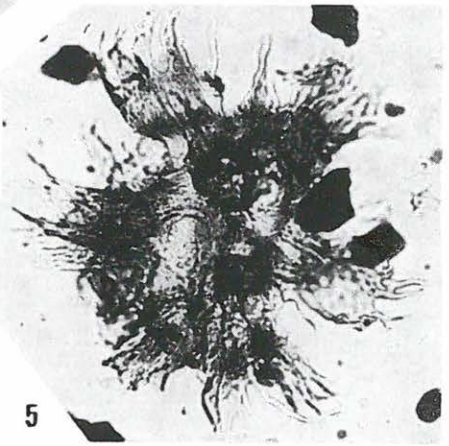
3



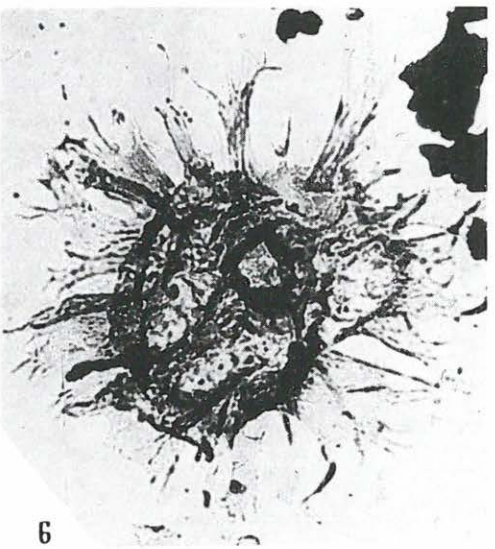
4 a



4 b



5

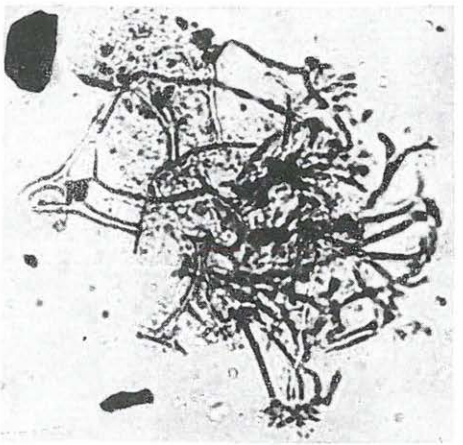


6

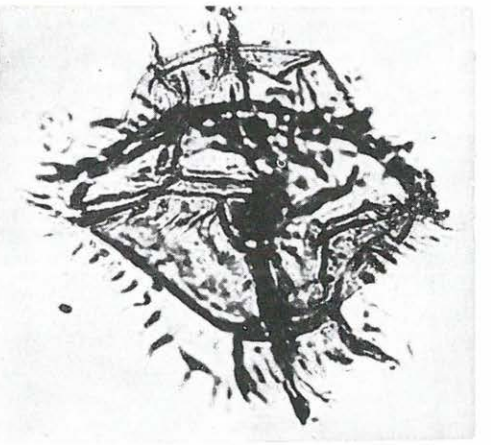
Plate VI

(all figures × 500)

1 *Adnatosphaeridium aemulum* (Defl.) Will. and Dow.
2–4 *Ctenidodinium ornatum* (Eis.) Defl.
5 *Ctenidodinium tenellum* Defl.
6, 7 *Scriniodinium apatelum* Cook. and Eis.

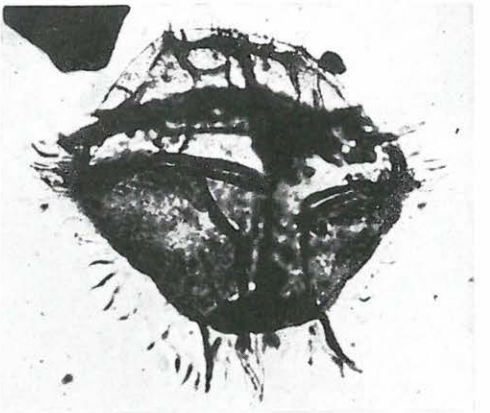


1

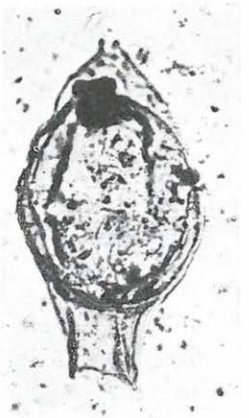


2

5

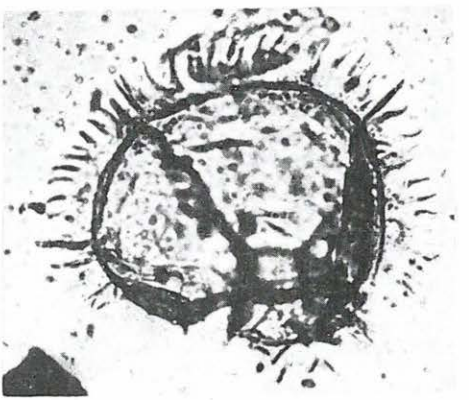


3



6

7

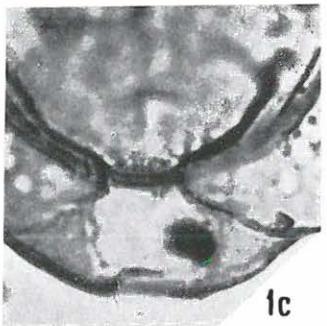


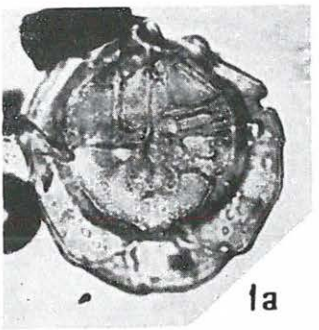
4

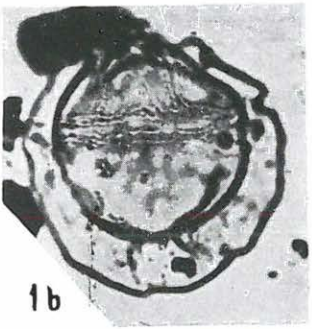
Plate VII

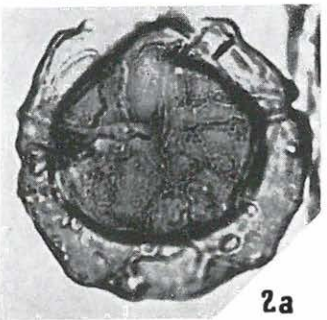
(fig. 1 c×1000; other figures×500)

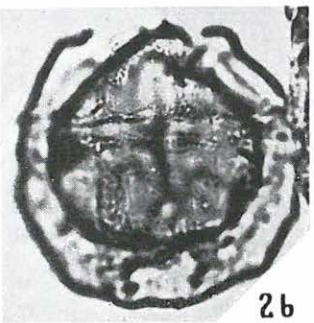
1–3 *Scriniodinium pseudocrystallinum* sp. nov., (holotype *fig. 1; fig. 1 c;* detail of the antapex)
4–5 *Scriniodinium crystallinum* (Defl.) Klem.
6–8 *Scriniodinium galeritum* (Defl.) Klem.

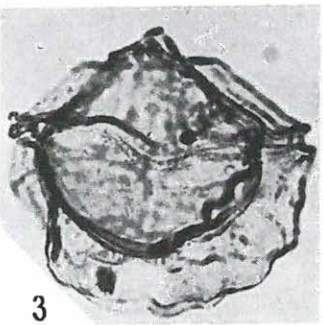

1c

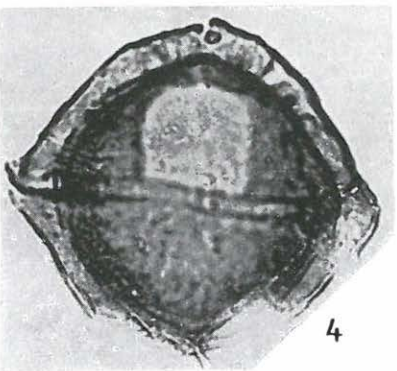

1a

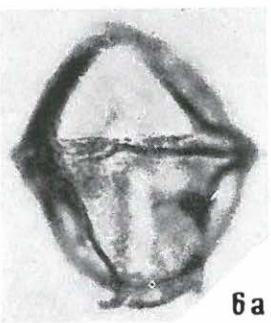

1b


2a

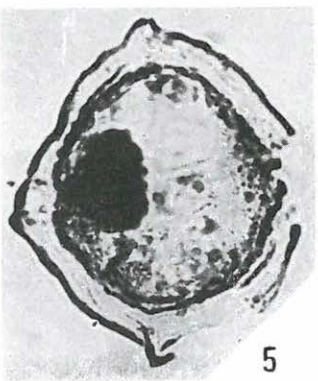

2b

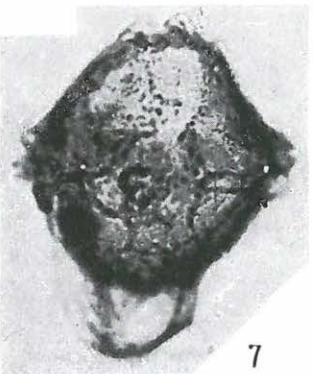

3


4


6a

6b


5


7

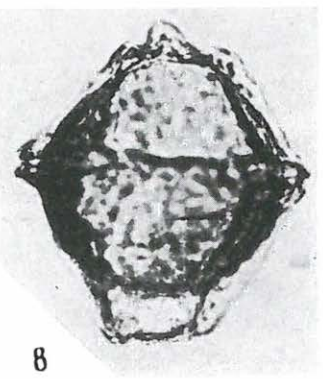

8

Plate VIII

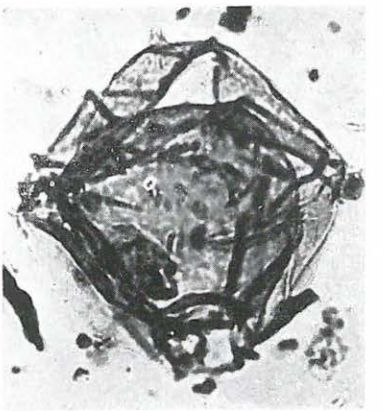
(all figures × 590)

1, 2 *Leiofusa jurassica* Cook. and Eis.
3 *Scriniodinium subvallare* Sarj.
4, 5 *Scriniodinium* cf. *luridum* (Defl.) Klem.
6 *Netrelytron stegastum* Sarj.
7–9 *Scriniocassis weberi* Gocht
10–11 *Scriniocassis* cf. *dictyotus* (Cook., Eis.) Gocht

3

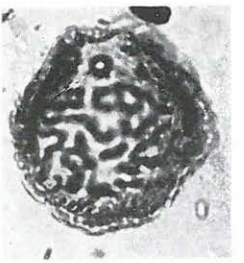
2

4

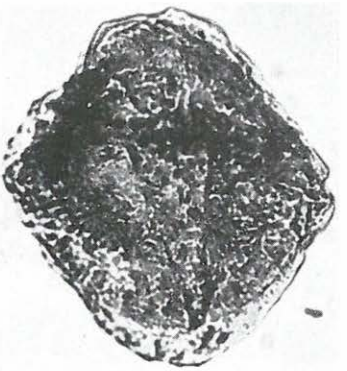


5

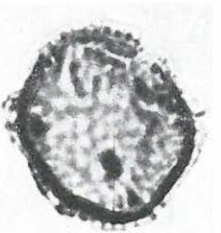
6



8



10



9

11

РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР МЕЧЕК ПО ИСКОПАЕМЫМ ОРГАНИЗМАМ

И. Надь

Помимо Задунайского среднегорья горы Мечек являются единственным местом в стране, где разрез юрских отложений представлен полностью. Начало верхнетриасово-мелового осадконакопительного цикла в горах Мечек характеризуется обломочными, в верхах средней юры — пелито-карбонатными, а в верхней юре — уже кремнисто-карбонатными, бедными терригенным материалом осадочными отложениями.

Мечекские верхнеюрские отложения состоят из химических и биокластических осадков средиземноморского характера, образовавшихся в условиях открытого, глубоководного моря. Это подтверждается, помимо вышеупомянутого отсутствия терригенного материала, несущественной ролью бентонных организмов, преобладанием цефалопод в макрофауне и преимущественным распространением планктонных организмов.

При изучении литофации в отложениях верхней юры гор Мечек хорошо наблюдаются конденсационные явления и аблуционные перерывы в осадконакоплении. Среди образований оксфордского яруса встречаются радиоляриты и силициты. Слои кимериджского яруса, богатые аммоноидеями, свидетельствуют о наличии аднетской фации; так называемые волнистые комковатые известняки могут быть сопоставлены с «флазеркальком», а комковатые известняки нижней части титона соответствуют фации «аммонитико россо». Так называемые автигенно-брекчиевые известняки представляют собою характерные отложения титонского яруса и похожи на «микробрекчии». Массивные известняки в нижних горизонтах верхней части титона напоминают фацию «майолика», а в самых верхах титона — «бианконе» с той разницей, что в нашем случае речь идет об обмелении моря, о чем свидетельствует здесь подчиненная роль представителей Nannoconus.

При выяснении процесса образования верхнеюрских отложений гор Мечек необходимо учитывать такие важные явления как препятствующая осадконакоплению деятельность холодных течений, повторное растворение, подводный смыв, переотложение осадков.

Рассматривая ход геологического развития района по результатам исследований, можно сделать следующий вывод: глубина моря в течение оксфорд-

ского века была максимальной, позднее, постепенно уменьшаясь, до конца юры, однако, не достигла условий, соответствующих неритическим.

В горах Мечек некоторые ярусы верхней юры были выделены еще в прошлом столетии (*К. Петерс*, 1863; *Я. Бёк*, 1880), но выявление различных фаций, прослеживание границ и сопоставление разрезов одинаковых или, наоборот, различных фаций не было сделано. Многие пытались разделить толщу на основе литологии, но это привело у разных авторов к довольно различным результатам. Поскольку они не пользовались палеонтологическим методом, то часто приходили к ошибочным выводам.

Поэтому стало необходимым, опираясь на редкую, обнаруживаемую только в некоторых районах гор Мечек макрофауну, найти такой метод, с помощью которого расчленение разреза, выделение ярусов, стратиграфическое сопоставление в данных условиях стало бы возможным. Для этой цели наиболее подходящими являются методы микрофаций и микропалеонтологии.

Важнейшие ископаемые организмы верхнеюрских микрофаций

Самыми распространенными, почти всюду присутствующими ископаемыми микроорганизмами отложений средиземноморской верхней юры являются радиолярии. На их присутствие, а часто и важную роль обращали внимание многие исследователи (*Г. Штейнман*, 1925; *Х. Р. Груно*, 1965). *Г. Колом*, который в нескольких своих работах (1955, 1956, 1957) упоминает об этих остатках, считает верхнеюрские отложения за часть «радиоляриевой магнафации». Роль радиолярий подчеркивает тот факт, что они часто являются породообразующими.

Остатки представителей *Tintinnina* из верхнеюрских отложений впервые описал *Т. Лоренц* (1902). После установления рода *Calpionella* были описаны многочисленные роды и виды титоно-берриасских представителей *Tintinnina* (*Й. Кадиш*, 1932; *Г. Мурджиану—М. Филипеску*, 1933; *Г. Колом*, 1934, 1939 1948; *М. Дюран Делга*, 1957; *В. Лейшнер*, 1959, 1961; *М. Б. Чита—Г. Паскваре*, 1959, *Р. О. Брунншвейлер*, 1960; *К. Добен*, 1962; *Й. Реман*, 1962; *Е. Кристан-Толлманн*, 1962; *К. Боллер*, 1963; *Й. Кнауэр*, 1964; *Й. Кнауэр—И. Надь*, 1964; *К. Борза*, 1966), определено их точное место в зоологической систематике (*Г. Колом*, 1934) и выявлено их стратиграфическое значение. Большое региональное распространение, значительное число видов, присутствие в большом количестве и довольно большое разнообразие делают их самыми важными ископаемыми микроорганизмами в самых верхах верхней юры и на границе юры и мела.

Сопровождающие ископаемые микроорганизмы и изученные вместе с ними пелагические иглокожие, а именно: планктонные криноидеи, представители *Saccocoma*, в результате деятельности *Ломбарда* приобрели важное значение для микропалеонтологических исследований верхней юры. Положение в зоологической систематике сечений, названных *А. Ломбардом* «formes découpées» и условно считаемых «таллусами», определил *Р. Верниори* (1954).

Как известно, *Р. Верниори* неправильно понял статью *А. Ломбарда*, думая, что автор «таллусами» называет *Eotrix alpina*, которые считает водорослями, и поэтому предложил ликвидировать последнее название. *П. Брён-*

ниманн (1955), не зная научной работы *Верниори*, сечения *А. Ломбарда* описал под подродовым названием *Lombardia* и подразделил их на три вида. Со времени деятельности *А. Ломбарда* многие исследователи упоминают эти организмы под названием *Lombardia*, а частично — *Saccocoma*, как существенные элементы фауны верхней юры (*Р. Верниори*, 1954, 1955/а, 1955/б, 1956/а, 1956/б; *П. Брённиманн*, 1955; *М. Мишик*, 1959; *И. Лефелд—А. Радвански*, 1960; *А. Фаринакки—Г. Сирна*, 1960; *Г. Паскваре*, 1960).

Занимаясь определением места в зоологической систематике сечений Ломбарда, *Й. Кнауэр* (1966) пришел к выводу, что нецелесообразно эти остатки относить к роду *Saccocoma*, хотя с *Saccocoma pectinata* они и имеют некоторые связи. Он предложил название *Lombardia arachnoidea Brönnimann*, 1955, поскольку он считает, что выделенные *Брённиманном* орган-виды относятся только к одному виду.

Благодаря описанию *Ломбарда* (1937, 1945), стали известны и *Globochaete alpina*, и *Eotrix alpina* — остатки водорослей, среди которых остатки представителей *Globochaete* из-за небольшого распространения являются одними из самых важных элементов микроорганизмов верхней юры.

Описание родов *Stomiosphaera* и *Cadosina* сделал *Й. Ваннер* (1940). Новыми видами обогатили группу *Г. Колом* (1935), *Й. Фоглёр* (1941), *М. Дуранд Делга* (1957), *Г. Колом—П. Л. Аллард* (1958), *В. Лейшнер* (1959), *К. Борза* (1964) и *И. Надь* (1966/б).

Из вышеперечисленных микроорганизмов при изучении верхней юры Венгрии впервые обратили внимание на радиолярии. *М. Ханткен* (1884) упоминает их при описании мечекских красных кремнистых известняков. Спустя много времени, следующими были описаны представители *Tintinnina*. В первый раз встречаются их названия в работах *Д. Вейна* (1943), *Г. Вига* (1943), *Е. Носки* (1952), *К. Строкаи* (1952), *Г. Панто—К. Баррока—Г. Копека* (1955). Следом за ними *М. Шидо* (1957) в своей сводной работе дала описание видов *Tintinnina* Венгрии. С тех пор в нескольких сообщениях также упоминалась эта группа; в большинстве работ вид *Tintinnina* применяют при стратиграфической оценке отложений и при выделении границы между юрой и мелом (*Й. Фюлёп*, 1958, 1960, 1964; *И. Надь*, 1964, 1966/а; *Й. Фюлёп—Й. Кнауэр—Г. Виг*, 1965). Некоторые сообщения содержат описание новых видов (*Й. Кнауэр—И. Надь*, 1964) или освещают вопросы систематики представителей *Tintinnina* (*Й. Кнауэр*, 1964).

Представители родов *Lombardia*, *Globochaete* и *Eotrix* в венгерской специальной литературе встречаются в значительно более поздних работах (*Й. Фюлёп*, 1960, 1964, 1966; *А. Касап*, 1962; *И. Надь*, 1964, 1966/а; *Й. Фюлеп—Й. Кнауэр—Г. Виг*, 1965; *Й. Кнауэр*, 1966).

О представителях *Cadosina* и *Stomiosphaera* в венгерской специальной литературе упоминается в работах *Й. Кнауэра* (1964), *Й. Кнауэра—И. Надя* (1964), *И. Надя* (1964, 1966/а), *Й. Фюлёпа* (1964, 1966) и *Й. Фюлёпа—Й. Кнауэра—Г. Вига* (1965). Одно сообщение (*И. Надь*, 1966/б) освещает стратиграфическое значение группы и содержит описание новых видов.

Распределение микроорганизмов в отложениях верхней юры гор Мечек и принципы расчленения этих отложений

Принимая во внимание главнейшие элементы микрофауны и флоры мечекского верхнеюрского разреза, можно установить следующий ряд фаций:

1. микрофация с *Bositra*, которая характеризует самую верхнюю часть средней юры совместно с присутствующими пелагическими пластинчатожаберными, находящимися в породообразующем количестве;

2. микрофация *радиолярий* с радиоляритами, характерная для оксфордского яруса;

3. микрофация с *Lombardia*, характерная для кимериджского яруса и нижнетитонского подъяруса, а также для самой нижней части верхнетитонского подъяруса;

4. микрофация с *Calpionella*, характерная для верхних горизонтов верхнетитонского подъяруса;

5. микрофация с *Tintinnopsella*, характерная уже для отложений берриасского яруса.

На основании микрофаций границы отдельных ярусов вырисовываются с различной четкостью. В южной зоне развития юрских отложений гор Мечек верхнеюрские отложения имеют небольшую мощность (всего 20 м) и были образованы в результате конденсационного осадконакопления. Здесь граница между отдельными ярусами лучше всего выражена. Кроме того, в этих бедных кремнеземом отложениях найдено подавляющее большинство остатков макрофауны, известных до настоящего времени. Здесь каждый ярус — даже внутри одного и того же разреза — можно выделить на основании макрофауны, хотя из-за происшедшего растворения сохранность ископаемых организмов очень низкая, поэтому для более мелкого деления уже недостаточна. Перерывы в осадконакоплении, образовавшиеся в результате аблуционных явлений, также препятствуют возможности выявления некоторых горизонтов с Ammonoidea и в то же время вызывают резкое изменение микрофаций. В средней (перисинклинальной) и северной зоне развития юрских отложений верхняя юра представлена отложениями, богатыми кремнеземом, значительной мощности (приблизительно 140 м). Отложения с кремнеземом особенно характерны для оксфордского и кимериджского ярусов низов верхней юры чрезвычайно бедных макрофауной. Комковатые известняки, находящиеся в некоторых частях кимериджского и в нижнем интервале титонского ярусов, уже спорадически содержат остатки макрофауны плохой сохранности, а массивные известняки, составляющие верхнюю часть титонского яруса, опять бедны фауной. В этих зонах более полное развитие осадков привело к постепенному переходу между отдельными ярусами, что очень затрудняет их прослеживание, учитывая при этом и бедность макрофауны.

Оксфордский ярус

На территории гор Мечек оксфордский ярус по данным собранного до сих пор и описанного органического материала характеризуется следующими представителями макрофауны:

Terebratula mitis Suess
Terebratula cf. *substriata Sch.*
Terebratula sp.
Lamellaptychus cf. *sparsilamellosus (Günt.)*
Aptychus (s. l.) sp.
Holcophylloceras cf. *polyolcum (Ben.)*
Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)
Perisphinctes sp.
Perisphinctes (Perisphinctes) bakeriae (Sow.)
Perisphinctes (Arisphinctes) plicatilis (Sow.)
Gregoryceras transversarium (Qu.)
Gregoryceras toucasi (d'Orb.)
Euaspidoceras perarmatum (Sow.)
Rhynchoteuthis sp.
Belemnites sp.
Belemnites royerianus d'Orb.
Hybolites hastatus (Blainville)
Hybolites argovianus (May.)

Этот список фауны позволяет подтвердить наличие оксфордского яруса. Надо отметить, что подавляющее большинство представителей приведенной фауны и все Ammonoidea найдены в бескремнистых известняках южной зоны развития юрских отложений, образовавшихся в процессе конденсации. Эти известняки кажутся согласно налегающими на нижележащие среднеюрские отложения с *Bositra*, но по содержащейся в них фауне относятся к верхам оксфордского яруса (зона с *transversarius*). На границе средней и верхней юры изменение лито- и микрофаций указывает на некоторый перерыв в осадконакоплении.

Эти оксфордские известняки радиоляриевой микрофации, обызвествковавшиеся радиолярии находятся часто в породообразующем количестве. Им сопутствуют представители *Globochaete*, *Globigerina* и *Cadosina*, последние плохо поддаются определению и условно относятся к видам *Cadosina fibrata Nagy* и *C. lapidosa Vogler*. На этих бескремнистых известняках в одном из разрезов южной зоны развития юрских отложений залегают радиоляриевые кремнистые известняки, некоторые слои которых представляют собою радиоляриты. Макрофауна в них не обнаружена.

В средней зоне развития юрских отложений средняя юра и литологически, и палеонтологически постепенно переходит в верхнюю. Верхи средней юры сложены боситро-радиоляриевыми, кремнисто-глинистыми мергелями. Некоторые горизонты представлены радиоляритами, но и в них всегда можно найти сечения *Bositra*. Кверху, с появлением литофации типичных кремнистых известняков, остатки *Bositra* совсем исчезают, и характерными становятся гелсиликатные радиолярии. Эти отложения мы уже относим к верхней юре, к оксфордскому ярусу по причинам, упомянутым уже при рассмотрении образований южной зоны развития юрских отложений.

В разрезе кремнисто-известняковой толщи оксфорда часто содержатся радиоляритовые слои. Для «способа» сохранения радиолярий и здесь характерно обызвесткование. Частый случай, что радиолярии кальцитизированы даже в гелсиликатной основной массе. Их сохранность в окремнелом виде обусловлена почти исключительно последующими процессами окремнения.

Радиолярии в низах оксфордского яруса отличаются большим богатством родов и видов. Самые распространенные из них — представители *Cenosphaera*,

но часто встречаются также и представители родов *Amphystylus*, *Rhophalastrum*, *Sethocapsa*, *Tricolocapsa* и *Lithocampe*. Роль радиолярий в некоторых частях верхних горизонтов оксфордского яруса уменьшается, хотя здесь радиоляритовые слои и не отсутствуют полностью. Эти бедные радиоляриями части горизонтов характеризуются более частым появлением представителей Globochaete.

Для оксфордского яруса характерен вид *Cadosina fibrata Nagy*, описанный из литофации кремнистых известняков, содержащийся местами в большом количестве и до сих пор не обнаруженный в других ярусах.

Кимериджский ярус

Из отложений кимериджского яруса нам известны следующие представители макрофауны:

Terebratula sp.
Aptychus (s. l.) sp.
Laevaptychus sp.
Laevaptychus latus (Park.)
Lamellaptychus sp.
Punctaptychus cf. *punctatus (Voltz)*
Holcophylloceras polyolcum (Ben.)
Ptychophylloceras ptychoicum (Qu.)
Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)
Sowerbyceras protortisulcatum (Pomp.)
Lytoceras sp.
Lytoceras cf. *sutile (Opp.)*
Taramelliceras (Taramelliceras) cf. *compsum (Opp)*
Taramelliceras (Taramelliceras) cf. *pseudoflexuosum (Fav.)*
Hemihaploceras nobilis (Neum.)
Taramelliceras cf. *succedens (Opp.)*
Taramelliceras cf. *trachinotum (Opp.)*
Perisphinctes sp.
Virgatosphinctes ? sp.
Ataxioceras polyplocum (Rein.)
Aspidoceras sp.
Aspidoceras (Aspidoceras) acanthicum (Opp.)
Aspidoceras (Aspidoceras) cf. *binodum (Opp.)*
Aspidoceras (Aspidoceras) longispinum (Sow.)
Aspidoceras (Pseudowaagenia) cf. *haynaldi (Herb.)*
Physodoceras cf. *cyclotum (Opp.)*
Hybonoticeras pressulum (Neum.)
Simoceras sp.
Aulacostephanus yo (d'Orb.)
Cidaris sp.

Приведенная фауна, собранная также как и оксфордская в южной зоне развития юрских отложений, может служить доказательством присутствия кимериджского яруса. Надо заметить, что эта фауна частично была описана в специальной литературе, а частично находится в коллекциях Музея Венгерского геологического института с соответствующими таксономическими и возрастными данными, определенными геологами, собравшими эти образцы. Ревизия фауны не проделана. Предполагается, что при отборах в коллекции попали и элементы фаун нижележащего оксфорда и вышележащего титона.

На основании приведенной фауны и по предварительным данным нового,

еще не обработанного материала можно предположить присутствие зон с *tenuilobatus*, *acanthicum* и *beckeri*. Таким образом возможно, что самая нижняя часть кимериджского яруса отсутствует, как и самая верхняя часть оксфордского, находящаяся в подошве кимериджа. Это обосновывается и вышеупомянутыми перерывами в осадконакоплении в районах южной зоны развития юрских отложений, об этом свидетельствует и картина микрофации. Радиоляриевая фация оксфордского яруса внезапно, от одного слоя к другому, заменяется фацией с *Lombardia*, причем таким образом, что *Lombardia* в ней присутствуют в породообразующем количестве. В этих слоях, богатых *Lombardia*, не найдены остатки представителей *Ammonoidea* хорошей сохранности, но для них характерны крупные *Laevaptychus*, которые также указывают на кимериджский ярус.

В данном разрезе южной зоны развития юрских отложений представители *Lombardia* только в некоторых слоях находятся в породообразующем количестве, кверху же их количество резко уменьшается, и они заменяются жгутиковыми водорослями, которые здесь становятся породообразующими. Эти водоросли господствуют недолго и в слоях с *A. acanthicum* уже почти полностью исчезают, заменяясь радиоляриями в сопровождении представителей *Globigerina* и малочисленных *Lombardia*. Затем до конца яруса главная роль принадлежит представителям *Lombardia* с сопровождающими их *Globochaete*.

В других районах гор, где оксфордский ярус представлен кремнистыми известняками, в кимериджском ярусе эта литофация продолжается также. Здесь первое появление представителей *Lombardia* довольно спорадическое, поэтому граница между оксфордом и кимериджем не вырисовывается с достаточной четкостью. Но при выделении кимериджского яруса помощь оказывает массовое появление жгутиковых водорослей. После них и здесь главными составляющими микрофации становятся род *Lombardia* и радиолярии с сопутствующими представителями *Globochaete*. Радиолярии только в более глубоких частях находятся в массовом количестве, здесь они часто появляются отдельно от *Lombardia* в виде тонких прослоев. В отложениях яруса спорадически встречаются и представители *Eothrix alpina Lombard*. Важным явлением является то, что, начиная с кимериджского яруса, достигают своего расцвета представители *Cadosina*. Виды *Cadosina lapidosa Vogler*, *C. parvula Nagy* и *C. heliosphaera Vogler* появляются в большом количестве уже в нижней части разреза в районах Средней и Северной зон развития юрских отложений. В верхней части кимериджских отложений появляются виды *C. borzai Nagy* и *Stomiosphaera moluccana Wanner*, характерные для данного яруса.

Титонский ярус

Из отложений титона гор Мечек описаны следующие виды макрофауны:

Terebratula sp.
Terebratula cf. *carpathica Zitt.*
Pygope diphya (Col.)
Pygope dilatata (Cat.)
Pygope janitor (Pict.)
Rhynchonella sp.
Rhynchonella spoliata Suess
Pecten penninicus Neum.

Modiola ? sp.
Aptychus (s. l.) sp.
Aptychus crassicauda Q u.
Laevaptychus latus (P a r k.)
Lamellaptychus beyrichi (O p p.)
Punctaptychus punctatus (V o l t z)
Phylloceras sp.
Holcophylloceras cf. *silesiacum (O p p.)*
Ptychophylloceras ptychoicum (Q u.)
Lytoceras sp.
Lytoceras cf. *montanum (O p p.)*
Lytoceras sutile (O p p.)
Protetragonites quadrisulcatus (d' O r b.)
Substreblites zonarius (O p p.)
Haploceras sp.
Perisphinctes (s. l.) sp.
„Perisphinctes" cimbricus (N e u m.)
Virgatosphinctes cf. *transitorius (O p p.)*
Berriasella callisto (d' O r b.)
Berriasella richteri (O p p.)
Aspidoceras (Aspidoceras) cf. *binodum (O p p.)*
Physodoceras cf. *cyclotum (O p p.)*
Prorasenia witteana (O p p.)
Hibolites sp.
Hibolites semisulcatus (M ü n s t.)
Conobelus sp.
Cidaris sp.

Эта фауна в основном собрана давно и из разных мест, а частью приводится только по литературным данным. Этот список содержит совместно ископаемые организмы, собранные в нижнем и в верхнем титоне.

Прослеживание границы между кимериджским и титонским ярусами на основании макрофауны было возможно только в некоторых разрезах района южной зоны развития юрских отложений. Здесь, в кровле кимериджских образований, содержащих фауну, указывающую на зону с *beckeri*, залегают отложения, литологически не отличающиеся от нижележащих, и содержащие остатки *Pygope diphya (C o l.)*. На основании микрофации здесь не наблюдается никакой границы, потому что и в титоне продолжается фация с *Lombardia*. Но важным явлением является тот факт, что в то время как в слоях кимериджского яруса характерны виды *Cadosina borzai N a g y Stomiosphaera moluccana W a n n e r*, в титонских отложениях появляются уже представители *Cadosina malmica (B o r z a)*, имеющие значительное распространение. Эта смена фауны в маломощных разрезах, образованных в результате конденсационного осадконакопления, в районе южной зоны развития юрских отложений происходит очень резко, а в более полных разрезах в районах средней и северной зон развития отложений — постепенно, охватывает более мощную толщу отложений, но при этом везде происходит одинаковым образом. Поэтому, для разделения титонских и кимериджских отложений мы используем, в первую очередь, отличие видов *Cadosina* и *Stomiosphaera*.

Титонский ярус в горах Мечек по главным составляющим микрофаций мы разделили на две части: нижняя часть с *Lombardia* и верхняя часть с *Calpionella*.

Граница между ними на основании предварительных исследований макрофауны не совпадает с границей между нижним и верхним титоном и находится

немного выше, ибо по имеющимся данным цефалоподы, характерные для верхнего титона, появляются уже в фации с *Lombardia*.

Для нижней части титона характерно, что в микрофации господствуют представители *Lombardia* в значительном сопровождении *Globochaete*. Вверх по разрезу роль *Globochaete* возрастает за счет уменьшения представителей рода *Lombardia*. Надо заметить, что радиолярии, хотя местами и содержатся в большом количестве, здесь уже не составляют самостоятельной фации. Для нижней части характерно еще, что число видов и количество экземпляров рода *Cadosina* здесь достигает своего максимума. Самые характерные среди них выше уже упомянутые и указывающие на титонский ярус представители *Cadosina malmica (Borza)*. Новыми элементами, обычно имеющими большое распространение, являются представители *Cadosina pulla (Borza)*. Выдержанные представители *C. heliosphaera Vogler* и *C. lapidosa Vogler* также значительны, а *C. parvula Nagy* местами тоже могут иметь большое распространение. Редко встречается вид *C. semiradiata Wanner* и очень редко вид *C. sublapidosa Vogler*.

Для верхней части титона характерно появление *Tintinnina*. Самым характерным видом среди них является вид *Calpionella alpina Lorenz*, который появляется впервые. Несмотря на это, в нижнем подразделении верхней части титона господствуют представители рода *Crassicollaria*. Вверх по разрезу число их постепенно уменьшается, но совсем не исчезают. Представители вида *C. alpina Lombard* господствуют в фации с сопровождающими их *C. elliptica Cadisch*. Очень редко обнаруживаются виды *C. batalleri Colom* и *C. massutiniana Colom*. Чрезвычайно редко появляются представители вида *Lorenziella pseudoserrata (Colom)*. В более высоких горизонтах верхней части появляются *Tintinnopsella carpathica (Murgeanu et Filipescu)*, *T. longa Colom*, *T. cadischiana Colom* и *Calpionellites neocomiensis Colom*. Для самых верхов титона характерно, кроме упомянутого появления представителей меловой фауны, что *C. alpina Lorenz* имеют карликовые размеры, в то время как *C. elliptica Cadisch* представлены гигантскими экземплярами.

В верхней части титона помимо фациеобразующих Tintinnina в начале очень характерны *Globochaete*, местами же значительное распространение имеют радиолярии. Представители *Lombardia* присутствуют в нижних горизонтах, но кверху почти полностью исчезают. Представители *Cadosina* по сравнению с нижней частью играют подчиненную роль. Самые распространенные и здесь виды *C. heliosphaera Vogler* и *C. lapidosa Vogler*. Очень редко появляются виды *C. semiradiata Wanner* и *C. tenuis Nagy*. Отдельно надо упомянуть вид *C. fusca Wanner*, который находится везде спорадически, но на границе юры и мела достигает расцвета.

В горах Мечек границу юры и мела очень трудно проследить. Хотя берриасский ярус можно выделить с помощью *цефалопод* (*Й. Фюлёп*, 1959), нет таких разрезов, где можно было бы наблюдать при постепенном переходе смену фауны между титоном и берриасом. Исходя из многолетнего опыта, граница проводится там, где характерные для мела виды становятся преобладающими. Этому не противоречит и то наблюдение, что к берриасскому ярусу можно отнести ту часть разреза, где господствующими становятся представители вида *Calpionellopsis oblonga (Cadisch)*.

Рис. 1. Микропалеонтологическая схема расчленения верхней юры в горах Мечек. Количественные соотношения справедливы только в пределах одного и того же самого ископаемого организма

1. известняки, *2.* глинистые известняки, *3.* известняки с желваками кремня, *4.* известняки с аутигенной брекчией, *5.* комковатые известняки, *6.* кремневые известняки радиол, яриты, *7.* кремневые известковистые мергели, *8.* известковистые мергели с желваками известняка

Обобщение: Результаты расчленения мечекских верхнеюрских отложений на основании микропалеонтологии можно свести к следующему:

Подошва:

Бат-келловей: боситро-радиоляриевая микрофация с губками и представителями *Globochaete.*

Верхняя юра:

Оксфорд: радиоляриевая микрофация с гелсиликатными радиоляритами, представителями *Cadosina fibrata Nagy,* а в верхней части с *Globochaete.*

Нижняя граница: отсутствие представителей *Bositra,* появление гелсиликатных радиоляритов.

Руководящая форма: *Cadosina fibrata Nagy.*

Кимеридж: микрофация с представителями *Lombardia* и значительным количеством радиолярий; массовое появление в нижних частях жгутиковых водорослей.

Нижняя граница: появление *Lombardia, Cadosina parvula Nagy, C. lapidosa Vogler, C. heliosphaera Vogler.*

Руководящая форма: *Cadosina borzai Nagy, Stomiosphaera moluccana Wanner.*

Титон нижняя часть (с *Lombardia*): микрофация с *Lombardia* и значительным количеством представителей *Globochaete.*

Нижняя граница: появление нового типа *Cadosina* (*C. malmica (Borza), C. pulla* и т. д.).

Руководящая форма: *Cadosina malmica (Borza), C. pulla (Borza).*

Титон верхняя часть (с *Calpionella*): микрофация с *Calpionella* и с сопровождающими их представителями *Globochaete* и радиоляриями.

Нижняя граница: появление представителей *Tintinnina.*

Руководящая форма: преобладающие роды *Calpionella* и *Crassicollaria.*

Кровля:

Берриас: микрофация с представителями *Tintinnopsella.*

Нижняя граница: преобладание видов *Tintinnina,* характерных для меловых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Báldiné Beke M. 1965: A Magyarországi Nannoconuszok (Protozoa, inc. sedis) — Geol. Hung. Ser. Pal., **30.**

Boller K. 1963: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhône.) — Ecl. Geol. Helv., **56.**

Bonet F. 1956: Zonificación microfaunistica de las calizas cretácicas del este de Mexico. — Bol. As. Mex. de Geol. Petrol., **8,** 7–8.

Borza K. 1964: Die Gattung Stomiosphaera Wanner, 1940 in den Westkarpaten. — Geol. Sborn., **15**/2.

Borza K. 1966: Neue Arten der Gattung Chitinoidella Doben, 1962 in den Westkarpaten — Geol. Sborn., **17.**

Böckh J. 1880–81: Adatok a Mecsekhegység és dombvidéke jurakorbeli lerakódásainak ismeretéhez. — Ért. a Term. Tud. köréből, **9–10.**

Brönnimann P. 1955: Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. — Micropaleontology, **1**/1.

Brunnschweiler R. O. 1960: Marine fossils from the Upper Jurassic and the Lower Cretaceous of Dampier Peninsula, Western Australia. Bull. Common-Wealth Australia, Dept. Nat. Developm. Bur., Mineral Resources, Geol. and Geophys., **59.** 54.

Cita M. B.—Pasquare G. 1959: Osservazioni micropaleontologiche sul Cretaceo delle Dolomiti. Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia, Nota, IV. — Riv. Ital. Pal. e Strat., **65**/4.

Colom G. 1934: Estudios sobre las Calpionelas. — Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., **34.**

Colom G. 1939: Tintinnidos fósiles. (Infusorios Oligótricos). — As. Esp. Progr. Ciencias, **4**/4.

Colom G. 1948a: Fossil Tintinnids: Loricated Infusoria of the Order of the Oligotricha. — Journ. Paleont., **22.**

Colom G. 1948b: Sobre dos algas Lombardia y Eothrix alpina Lombard. Bol. Inst. Geol. Min. Espana, **LXI.** I, Ser. 4.

Colom G. 1956: Lito-facies y micropaleontologia de las formaciones jurásico-neocomienses de la S. de Rocote (Murcia). — Bol. Inst. Geol. y Min. de Espana, **67.**

Doben K. 1963: Über Calpionelliden aus der Jura/Kreide-Grenze. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Mitt. Geol. München, **3.**

Durand Delga M. 1957: Une nouvelle forme de Calpionelles. — Publ. Serv. Carte Geol. Algérie, (N. S.) Bull. **13.** 1956.

Farinacci A.—Sirna G. 1960: Livelli a Saccocoma nel Malm dell' Umbria e della Sicilia. — Boll. Soc. Geol. Ital., **3.**

Fülöp J. 1958: A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. — Geol. Hung., Ser. Geol., **11.**

Fülöp J. 1959: A Mecsekhegység krétaképződményei: — Kirándulásvezető a magyarországi mezozóos konf. résztvevői számára. Bpest.

Fülöp J. 1964: A Bakonyhegység alsó-kréta (berriázi-apti) képződményei. — Geol. Hung., Ser. Geol., **13.**

Fülöp J. 1961: Magyarország krétaidőszaki képződményei. — Földt. Int. Évk., **49**/3.

Fülöp J. 1960: A Vértes-hegység júraidőszaki képződményei. — Földt. Közl., **90**/1.

Fülöp J.—Knauer J.—Vigh G. 1965: Teljes júra szelvény a Vértes-hegységből. Földt. Közl.

Fülöp J. 1966: a Villányi hegység krétaidőszaki képződményei. — Geol. Hung., Ser. Geol., **15.**

Grunau H. R. 1965: Radiolarien cherts and associated rocks in space and time. — Ecl. Geol. Helv., **58**/1.

Hantken M. 1884: A magyarországi mész- és szarukövek górcsövi alkatáról. — Math. Term. Tud. Ért., **2.**

Jefferies R. P. S.—Minton P. 1965: The mode of life of two Jurassic species of "Posidonia" (Bivalvia). — Paleontology, **8.**

Kaszap A. 1962: A Villányi-hegység malm rétegeinek mikrofácies vizsgálata. — Földt. Közl., **92.**

Knauer J. 1964: Calpionellidea rendszertani kérdések. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, **II.**

Knauer J.–Nagy I. 1964: Lorenziella nov. gen.; új Calpionellidea nemzetség. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, **II.**

KNAUER J. 1966: A Lombardia-kérdés — Földt. Közl., **96.**

KRISTAN–TOLLMANN E. 1962: Stratigraphisch wertvolle Mikrofossilien aus dem Oberjura und Neokom der nördlichen Kalkalpen. — Erdöl Z., 1962/11.

LEFELD J.–RADWANSKI A. 1960: Planktoniczne liliowce Saccocoma Aggassiz w malmie i neocomie wierchowym Tatr Polskich. — Acta Geol. Pol., **10**/4.

LOMBARD A. 1937: Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. — Ecl. Geol. Helv., **30**/2.

LOMBARD A. 1945: Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Clorophycées (Proto- et Pleurococcacées). — Ecl. Geol. Helv., **30**/1.

LORENZ T. 1902: Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. — Berichte der Nat. Ges. Freiburg/Br. **XII.**

MIŠÍK M. 1959: Stratigrafičké rospätie Globochaete alpina Lombard — Geologičky Sbornik, **10**/2.

MURGEANU G.–FILIPESCU M. 1933: Calpionella carpatica n.sp. dans les Carpathes roumaines — Notat. Biol., **1**/2.

NAGY I. 1964: A Zengővárkonynál feltárt malm rétegösszlet mikrobiofácies-vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, **I.**

NAGY I. 1966: A Stomiosphaera és a Cadosina nemzetség rétegtani szerepe a mecseki felsőjúrában. – Földt. Közl.., **96**/1.

NAGY I. 1967: A felsőjúra képződmények és a kréta vulkanitok viszonya a Mecsekben. – M. Áll. Földt. Int. Évk. 1965. évről.

PANTÓ G.–VARRÓK K.–KOPEK G. 1955: A zengővárkonyi vasérckutatás földtani eredményei. — Földt. Közl., **85**/2.

PASQUARE G. 1960: Sulla presenza di Nannoconus e Saccocoma nei livelli superiori del "Rosso Aptici" di Bellavista. — Ecl. Geol. Helv., **53**/2.

PETERS K. 1863: Über den Lias von Fünfkirchen. — Sitz b. d. Mat. Nat. Cl. d. k. Ak. d. Wiss. **46.** 6, Abt. I. Jahrg. 1862.

POKORNY V. 1954: Základy zoologické mikropaleontologie. — Praha.

POKORNY V. 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. — Berlin.

REMANE J. 1962: Zur Calpionellen–Systematik. — Jahrb. Geol. Pal. Mh., 1962/1.

SIDÓ M. 1957: Tintinnidák elterjedése és rétegtani jelentősége Magyarországon. — Földt. Közl., **87**/3.

STEINMANN G. 1925: Gibt es fossile Tiefsee-Ablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — Geol. Rundschau, **16**/6.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység. — Magy. Tájak Földt. Leírása. Bpest.

VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. II. kiadás. — Bpest.

VADÁSZ E. 1961: A magyarországi mezozóikum alapvető kérdései. — Földt. Int. Évk., **49**/2.

VERNIORY R. 1954: Eothrix alpina Lombard, Algue ou Crinoïde? — Arch. Sci. Genève, **7**/4.

VERNIORY R. 1955a: Repartition stratigraphique et géographique de Saccocoma Agassiz entre l'Oberland bernois et la Provence. — Arch. Sci. Genève, **8**/1.

VERNIORY R. 1955: Extension géographique et stratigraphique du genre Saccocoma Agassiz, dans le Dauphiné merid. et en Provence. — Arch. Sci. Genève, **8**/2.

VERNIORY R. 1956: La création du genre Lombardia Brönnimann est-elle justifiée? — Arch. Sci. Genève, **9**/1.

VERNIORY R. 1956: Observations sur la Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur des Monts Euganéens, Padova. (Saccocomas et Tintinnoidiens.) — Arch. Sci. Genève, **9**/1.

VIGH G. 1943: A Gerecsehegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. — Földt. Közl., **73.**

Vogler J. 1941: Ober-Jura und Kreide von Misol (Niederl. — Ostind.). — Palaeontographica, Suppl. 4. Abt. IV. Lief. 4.

Wein Gy. 1943: Földtani szelvény az Ung mentén. — Beszámoló a Földt. Int. vitaülésén.

Wein Gy. (in Forgó L., et al.) 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához (L-34-XIII. Pécs). — M. Áll. Földt. Int. kiadv., Budapest.

Nagy I.

Magyar Állami Földtani Intézet
Népstadion út 14.
Budapest, XIV.

TONMINERALPROVINZEN IM EUROPÄISCHEN MALM*

von

W. M. Bausch

An etwa 300 Proben von 27 Profilen und weiteren Fundpunkten (Deutschland, Frankreich, iberische Halbinsel, Schweizer Jura, Alpen, Italien, Balkan-Halbinsel, Libanon und Äthiopien) des Malms wurde zunächst die kalkpetrographische Mikrofazies im Dünnschliff bestimmt. Nach Auflösung in Monochloressigsäure konnten die Absolutgehalte der unlöslichen Bestandteile bestimmt, sowie die gewonnenen Rückstände in zwei Fraktionen unterteilt werden. Die weitere Untersuchung und Identifizierung der nichtkarbonatischen Bestandteile erfolgte röntgenographisch (Pulveraufnahmen, *Jasmund-* und *Debye-Scherrer*-Verfahren) sowie durch Differential-Thermo-Analyse.

Die gewonnenen Ergebnisse wurden halbquantitativ ausgewertet und zu Profilen zusammengestellt. Vergleicht man die Profile lateral miteinander, so zeigt sich, dass bestimmte Tonmineral-Assoziationen über weite Entfernungen im wesentlichen gleich bleiben können: man kann Tonmineral-Provinzen zusammenfassen. Folgende Provinzen konnten aufgefunden werden:

1. eine Kaolinit-Illit-Provinz auf dem französich–süddeutschen Epikontinentalschelf und in der Dobrudscha; diese Provinz hat die grösste Ausdehnung;
2. eine doppelt auftretende Chlorit-Albit-Provinz in Randbereichen der Tethys (französische Voralpen und östliche betische Ketten);
3. eine Chlorit-Provinz im niedersächsischen Becken;
4. eine Muskovit-Provinz auf der iberischen Halbinsel;
5. eine kaolinitfreie Illit-Wechsellagerungsminerale-Provinz in der Tethys.

Die Tonmineral-Provinzen (aus Kalksteinen ermittelt) sind wesentlich grösser als die Schwermineralprovinzen in klastischen Sedimenten (Sandsteinen). Sie zeichnen nicht — wie jene — einzelne Schüttungskegel, Fluss-Systeme, und trennbare Abtragungsgebiete nach, sondern sie spiegeln integrierend die Verwitterungsbedingungen auf den umliegenden Festländern wieder.

* Gekürztes Referat.

Der Kaolinit, welcher sich nicht in marinem Milieu bildet, ist sicher als Produkt tropischer Verwitterung in den Sedimentationsraum eingeschwemmt. Diagenetische Neubildung von Kaolinit scheidet ebenfalls aus, da einerseits Kalksteine rasch zementiert und damit diagenetisch wirksamen Porenlösungen relativ unzugänglich werden, anderseits die karbonatische Matrix als Puffer alkalisches Milieu garantiert, was die Entstehung von Kaolinit verhindert. — Chlorit kann sich im salinaren Milieu bilden, was für die niedersächsische Provinz zutreffen dürfte. Das Auftreten von Chlorit in Randbereichen der Tethys ist hingegen noch nicht einwandfrei geklärt. Es kommt Einschwemmung von schwach metamorphen Inselrücken in Frage. — Illit und Wechsellagerungs-Minerale sind eng miteinander verknüpft; genetische Beziehungen können angegeben werden. Illit allein ist als häufigstes Tonmineral im marinen Milieu sehr stabil und deswegen, in sedimentären Kreisläufen oft nur umgelagert, ohne besondere Aussagekraft.

Die Sonderfazies vom Ammonitico-rosso-Typ ist durch keine selbständige Tonmineral-Assoziation gekennzeichnet. Ammonitico rosso unterscheidet sich in seinen Tonmineralen weder von Majolica und Biancone, noch von anderen petrographisch extrem verschiedenen Faziestypen (tithonische Riffkalke der Sulzfluh-Decke, feingeschichtete, weisse Bankkalke am Lemeš-Sattel in Dalmatien). Andere Kriterien, spezifisch für die roten Knollenkalke, können dagegen angegeben werden.

Die relativen Mengen von Kaolinit, bezogen auf die übrigen Tonminerale können ein Mass sein für die Art der Verwitterung auf den Festländern, da sich Kaolinit bevorzugt bei tropischer Verwitterung bildet. Das Bild der Klimaschwankungen im Malm, wie es sich aus den Messergebnissen ableiten lässt, wird erläutert.

BAUSCH, W.
Mineralogisches Institut d. Univ.
Schlossgarten 5a, 852, Erlangen
Deutsche Bundesrepublik

К ВОПРОСУ О ГРАНИЦАХ СРЕДНЕЙ ЮРЫ В СВЕТЕ МАТЕРИАЛОВ ЛЮКСЕМБУРГСКИХ КОЛЛОКВИУМОВ

А. Л. Цагарели

Более чем вековая история изучения юрской системы показала, что вопрос границ средней юры является стержнем ее стратиграфии. Как известно есть два основных принципа для решения этой проблемы. Это, с одной стороны, приоритет согласно которому аален и келловей должны быть отнесены к средней юре, с другой-же стороны некоторые хорошо известные палеонтологические и геологические факты, которые побуждают ограничивать среднюю юру байосским и батским ярусами.

С некоторых пор намечается и третье течение, компромиссное, при котором вопрос одной границы решается на основе приоритета, а вопрос другой- на основе фактов. Это течение по разному отражено в решениях МСК СССР и I Люксембургского коллоквиума. В первом случае, помимо байоса и бата в среднюю юру включается аален, а во втором — келловей.

Третий путь мне представляется как некоторое «смешение языков», искусственное «эсперанто», и поэтому полагаю, что нужно придерживаться целиком первого или второго пути. Этот путь критикует также *I. G. Sapunov* (1965), склоняясь к приоритету.

В моем докладе к I Люксембургскому коллоквиуму (*Tsagareli*, 1964) предлагалось решение проблемы по второму пути. Было показано, что на территории СССР — в альпийской геосинклинали, на эпигерцинской платформе и на Русской платформе — наиболее распространенные трансгрессии, часто сопровождаемые несогласиями, и наиболее резкие смены палеогеографических режимов, приурочены к байосу и келловею, что позволяет различать три крупных естественных цикла осадконакопления — нижне-, средне- и верхнеюрский. Было также показано, что в мировом масштабе в развитии юрских аммонитов наиболее резкие смены фаун — на уровне высших таксономических единиц — происходят между ааленом и байосом и между батом и келловеем, и каждый раз новый этап начинается расцветом новых групп. На основании этих геологических и палеонтологических фактов предлагалось ограничить среднюю юру байосом и батом, т. е. рассматривать ее в наиболее естественных границах в смысле Э. *Ога*.

Многочисленные доклады I и II Люксембургских коллоквиумов, а также

некоторые другие работы этого периода, дают достаточно полное представление о современном состоянии изученности юрской системы. В некоторых из них содержится критика моих положений, но многие работы подтверждают их.

Начну с критических замечаний, относящихся к принципам, принятым мною *J. H. Callomon* (1965, П), рассматривая границу средней и верхней юры считает, что за неимением «сильных исторических причин» решение вопроса зависит от соображений удобства, а таковым в данном случае является равновесие объемов секций. Этот аргумент повторяет и *A. Zeiss* (1965), добавляя, что при ином проведении границы нарушается литерация слоев, предложенная *Квенштедтом*. Я не могу согласиться, что равновесие объемов и литерация слоев по *Квенштедту* являются большим удобством, чем расцвет макроцефалитид в планетарном масштабе. Нет сильных исторических причин, зато есть резкий палеонтологический репер.

Ю. Стефанов (1965) считает, что границы единиц международной шкалы являются субъективными. Тектонические и палеогеографические критерии, а также массовые «вымирания» и эволюционные «взрывы» несостоятельны как аргументы. Поэтому он предлагает решать вопросы границ только «на основе разумного следования принципу приоритета». Однако в чем критерий «разумного»? И почему очевидные, никем не оспариваемые факты нельзя считать разумным критерием? В чем преимущество субъективного критерия перед объективным?

R. Enay и *Ch. Mangold* (1965) ставят под сомнение объективность палеонтологического критерия ссылаясь на *Ж. Гогеля*, который считает, что синхронизм в появлении и исчезновении фаун невозможен и основывать на них хроностратиграфические единицы опасно. Не существует также синхронизма в мировом масштабе тех явлений, на которых основывают т. н. «естественные подразделения». Авторы заключают, что такие подразделения имеют только местное значение.

Начну со второго замечания. Я не отрицал наличия других циклов, возможного слияния соседних циклов, местного смещения их границ и т. п. Я только говорил о том, что нужно статистическим методом выделить главные циклы, с максимальным ареальным развитием, отделить главное от местного. И эти главные циклы, среди них и байос-батский, ясно обозначились. Кстати, *S. Elmi* (1965) использовал как аргумент против меня цитированные мною примеры согласного залегания келловея (Гиссар) и смещения несогласия внутрь келловея (Ю. Армения, Ю. Памир, Крым). Теперь уже никто не считает, что в Армении где-либо это несогласие смещается (*Геол. Арм. ССР*, 1964). Тоже самое, по-видимому, и на Памире, где впрочем, роль келловейской трансгрессии теперь сильно уменьшена (*Andreeva* и *Dronov* 1964). А в Крыму смещенное несогласие настолько слабое, что не всеми цитированными мною авторами признается. И при всем этом непонятно как могут факты согласного перехода бата в келловей опровергать наличие циклов. Ведь где-то должны были сохраниться моря, в которых аммониты эволюционировали, а потом расселялись по земле с трансгрессиями. Вернусь, однако, к первому замечанию *Эне* и *Мангольда*, насчет синхронизма появления и исчезновения фаун. Если говорить о всех группах организмов, то вероятно это замечание справедливо. Я же говорил только об аммонитах, как основе стратиграфии и планетарной корреляции юрских отложений. Я считаю, что

в биостратиграфии тоже надо отделять главное от второстепенного. В стратиграфическом смысле, в масштабе Земли, сущность замечания сводится к возможности одновременного существования определенных аммонитовых фаун. Недавно мои коллеги (*Gabunia* и *Rubinstein*, 1968) на основании данных абсолютного возраста показали, что в неогене прохорез руководящих наземных позвоночных, например гиппарионов, в Старом и Новом Свете происходил настолько быстро, что по ним можно безошибочно коррелировать отложения. Судя по тому, что нам известно об аммонитах, их расселение должно было происходить еще быстрее. Поэтому говорить о диахронности определенной аммонитовой фауны неприходится. «Взрывы», одним из признаков которых является широкое расселение, в геологическом смысле изохронны. А если даже диахронны, что молчаливо допускалось многими, разве палеонтология не является все еще основным методом корреляции? И келловей Америки разве не считается эквивалентом келловея Европы?

Исходя из сказанного, не могу согласиться и с *И. Г. Сапуновым* (l. cit.) который пишет, что литологические смены, несогласия и т. п. не дают «естественных» границ, т. к. они не совпадают с палеонтологическими границами. Здесь уместно вспомнить критическую фразу *С. Эльми* (l. cit.) «Всякое изменение (схемы, А. Ц.) может считаться необходимым только в том случае, если оно отражает явление, синхронное в мировом масштабе». Не придавая существенного значения литологии, я указывал именно на такие естественные границы, совмещающие несогласия с крупнейшими в юре палеонтологическими реперами, т. е. на явления мирового масштаба.

Все названные авторы в той или иной степени являются сторонниками приоритета. Мне представляется, что закон приоритета неотделим от стратотипов, и многими применяется слишком жестко. Ведь известно, что стратотипы смежных ярусов могут взаимно перекрываться или не дотягиваться. Между тем ряд британских авторов, включая и *Дж. Г. Калломона*, вполне определенно высказываются против диктата стратотипов, к чему стоит прислушаться. Вслед за *В. Аркеллом* они говорят о необходимости иметь в статиграфии нечто подобное зоологическому кодексу. В связи с этим *P. C. Sylvester-Bradley* (1964) предлагает рассматривать стратотип, по примеру голотипа, как разрез, представляющий минимальный объем яруса (т. е. без границ) а для полной характеристики последнего выбрать еще два разреза (необязательно по соседству), демонстрирующие границы яруса. *Калломон* (1964) идет дальше. Он считает, что *1)* стратиграфические единицы подобны друг-другу, но отличаются рангом (иерархия, система, секция, ярус и т. д. до подзоны и горизонта). *2)* Основа любой единицы ее палеонтологическое содержание, независимое от литологии. *3)* Единицы разного ранга (очевидно низшие единицы, А. Ц.) могут различаться по географической применимости (что связано с биогеографической дифференциацией). Основной единицей для планетарной корреляции он считает ярусы, и как таковых «менее всего вероятно, чтобы их можно было в достаточной степени определить в одном разрезе одного определенного места». Поэтому ярус следует определить составляющими его зонами в типичной области, а не в одном месте, и эта область должна быть достаточно обширной». В другой работе (1965, I) он пишет еще яснее, что единица любого ранга, в порядке иерархии, должна определяться составляющими единицами, и такая номенклатура приближается к зоологи-

ческой. Достоинством зоологической номенклатуры является то, что единицы определены в минимальном объеме: род определяется посредством генотипа, но он может вместить и другие виды. В стратиграфии сложность создается проблемой границ. Для того, чтобы стратиграфическая номенклатура стала способной вместить наряду с известным еще неизвестное есть только одна возможность: определять для единиц нижние границы (для зоны подошву, для яруса нижнюю зону и т. д.). Верхняя граница автоматически будет определена подошвой следующей единицы. В связи с этим он говорит, что стратотипы ярусов ведут хаосу. Стратотип нужен только для первой зоны, а поскольку она не всегда хорошо развита в историческом стратотипе, последний следует заменить типичной областью. Идею о необходимости твердого определения только подошвы стратиграфической единицы поддерживают также *D. V. Ager* (1963), *N. Morton* (1967) и др. Т. о. британские стратиграфы фактически и формально отрицают значение исторических стратотипов. Тем самым из трех принципов *Аркелла* на первое место выдвигается принцип пригодности. Некоторые соображения по этому поводу имелись в моем докладе, поэтому их идеи в общем мне кажутся приемлемыми.

Но тогда возникает вопрос о приоритете. Мне представляется, что приоритет в том виде, в каком он применяется в стратиграфии, может только заморозить ее. Ведь получается, что вся стратиграфия в крупных чертах уже разработана в XIX веке, и нам в XX веке остается только следовать «своим отцам» не откланяясь от исторических стратотипов, хотя на словах эти последние как-будто теряют свое значение. Если нам нужен код, подобный зоологическому, то и приоритет следует применять более гибко, как в палеонтологии, так приоритет номенклатуры а не научного понятия, которое может меняться по мере накопления новых фактов. Не будем говорить чему уподобятся подразделения разного ранга, виду, роду, или чему нибудь другому, полная аналогия не обязательна. Главное то, что требуемый код и старое понятие приоритета несовместимы, чего не учитывают некоторые авторы. Также, как и в биологии, единицы нижнего ранга нужно группировать по признаку родства. Между тем *Каллomон* (1965, II) считает, что для единиц ниже системы критериев родства не существует. Но тогда дискредитируется палеонтологическое содержание единицы, то основное, чем *Каллomон* определяет саму единицу. Оно и представляет критерий родства. В упомянутом докладе я говорил о том критерие, выделяя по расцвету надсемейств и семейств нижне-, средне- и верхнеюрские фауны аммонитов. Палеонтологический критерий для ярусов нижней юры дала *К. Ш. Нуцубидзе* в основном по семействам и родам. И интересно, что примерно тоже самое говорит и *M. Rioult* (1967а), предлагая характеризовать секции по надсемействам, ярусы по семействам, зоны по родам и подзоны по видам (одновременно он считает, что по этому критерию средняя юра четко ограничена подошвой байоса и кровлей бата). Вероятно такое строгое соответствие рангов невозможно, но мысль достаточно рациональна.

Итак, критерии, выбранные мною для выделения секций в юрской системе, фактически не опровергнуты.

После общих вопросов перейду к работам, которые дают новые фактические данные, способствующие решению проблемы границ средней юры. Начну с нижней границы.

M. Rioult (1964, 1967a) и *J. Gabilly* и *M. Rioult* (1967) показали, что в стратотипе байоса между байосом и тоаром (включая аален) имеется несогласие. Разрез начинается *1)* известняками la Malière. *2)* На размытой поверхности последних залегает «зеленый слой» (0—0,3 м). *3)* Выше опять с размывом следует «конгломерат Байе», под которым *Д'Орбиньи* провел нижнюю границу байоса. Последний начинается зоной *Humphriesianum*. Как выясняется из второй, более обстоятельной работы, в la Malière установлены зоны *Concava*, *Discites* и, отдельные от них посредством hardground слои с соннинниями и витчеллиями. «Зеленый слой» относится к зоне *Sauzei*. Отмечая, что между зонами *Concava* и *Humphriesianum* имеются явные перерывы, авторы предпочитают границу байоса (и средней юры) проводить в подошве конгломератов Байе, несмотря на сходство фаун зон *Humphriesianum* и *Sauzei*. Вывод они распространяют также на Англию и ФРГ.

Не менее интересна работа *D. Contini* (1967) о Юрских горах в Франш-контэ, кстати он тоже считает, что для характеристики яруса, а тем более секции, стратотип недостаточен, нужен типичный район. Для юрской системы таковым он считает франко-швабскую Юру, где она была выведена. Он отмечает, что граница между тоаром и ааленом гораздо менее ясна, чем граница между ааленом и байосом, к которой приурочены размывы, конгломераты и конденсации. Вывод его такой, что аален, который и в палеонтологическом отношении близок к тоару, является завершением нижнеюрского цикла осадконакопления, а байос, в котором появляются первые соннинии и оппелииды, начинает среднеюрский цикл.

S. Elmi, *R. Enay* и *Ch. Mangold* (1964) в Столовой юре тоже отмечают трансгрессию байоса на маломощный аален (включая зону *Concava*), причем байос начинается в одном месте зоной *Sauzei* а большей частью паркинсониевыми слоями.

В Карпатах и Балканах это несогласие выражено значительно слабее или отсутствует. Все-же оно отмечено *E. Scheibner*-ом (1964) в чорстынской серии Утесового пояса. Там т. н. «мурчисониевые глины» содержат зоны *Murchisonae*, *Concava* и *Discites*. Затем появляются более мелководные фации байоса, причем иногда зоны *Sowerbyi* и *Sauzei* выпадают. В высоких Татарах, в автохтоне Червеных верхов и Гевонтской складки он отмесает трансгрессивное налегание байоса на триас.

В Румынии, в Южных Карпатах и в горах Апусени, *Gr. Răileanu* и др. (1964) также указывают на перерыв в основании байоса.

Интересны наблюдения *D. Patrulius*-а (1964). Он отмечает, что в румынских Карпатах и в Бакони (Венгрия) вся нижняя юра включая тоар и аален (Н. байос) содержит неритовую фауну, причем в Карпатах и Балканах кельтошвабского типа, а в Бакони, как и в Динаридах — средиземноморского. Со среднего байоса (т. е. байоса собственно) такая изоляция прекращается, и распространяется относительно однообразная аммонитовая фауна. Это несомненно, является отзвуком трансгрессии даже без несогласия.

В Иране, в центральной части Эльбурса, *R. Assereto* и др. (1967) описывают разрез юры без перерывов. Разрез этот имеет много общего с нашими среднеазиатскими разрезами, в частности это большое развитие терригенных континентальных осадков лейаса-доггера с флорой (морская фация вклинивается в аалене). В южной части района эта фация замещается известняками

и мергелями с аммонитами верхнего байоса, бата и среднего келловея. Разрез по-видимому, изучен не очень подробно, но установление морского режима в байосе несомненно.

Перейдем к Северной Америке. В южных равнинах Канады *H. Frebold* (1964) отмечает трансгрессию среднего байоса (т. е. байоса в узком смысле, поскольку он включает сюда и аален). В западных внутренних районах США эту-же трансгрессию отмечает *R. W. Imlay* (1967) среднего байоса, т. к. он тоже включает сюда аален (причем полагает), что она началась в зоне *Humphriesianum*.

В этой связи интересно, что *G. E. G. Westermann* (1964) в Аляске наблюдал, в разрезе без перерывов, смену ааленской фауны, состоящей главным образом из эндемичных форм, типично С. З. европейской фауной байоса. Это, по существу тоже трансгрессия.

Наконец, несогласие между ааленом и байосом отмечает и *T. Sato* (1964) в Японии.

Верхняя граница явилась объектом более развернутой дискуссии, что можно было заметить уже при обзоре общих положений. Кроме упомянутых там работ этот вопрос был рассмотрен также группой британских геологов (*Melville*, 1956; *Melville* et al., 1964), которые отнесли келловей к верхней юре. Они опирались на то, что *1)* после *Оппеля* большинство авторов помещают его в верхнюю юру; *2)* в бате имеет место большая регрессия и упадок семейств аммонитов; *3)* в келловее происходит большая трансгрессия и первое разделение средиземноморской и бореальной фауны. Полемизируя с ними *Каллomон* (1965, II) разбирает все три положения и отмечает следующее: *1) Оппель* отнес келловей к верхней юре только в заключительной части своей работы, из соображений «номенклатурного удобства», а на всем ее протяжении следовал фон *Буху*. После него этот вопрос в Англии и Франции рассматривался только немногими авторами, поэтому говорить о «большинстве» не приходится. *2)* В бате, как показывает монография *Аркелла* о батских аммонитах, упадка не наблюдается, во всяком случае он менее значителен, чем в верхнем байосе или оксфорде. Регрессия этого времени уравновешивается трансгрессиями, что имеет место в любом ярусе. *3)* Келловейская трансгрессия тоже уравновешена регрессиями или перерывами в большей части Северной Америки и Арктики, а разделение фаун там начинается со среднего байоса.

Замечания *Каллomона* не опровергает критикуемых положений. Попробую разобрать их. *1)* Насчет *Оппеля* надо сказать, что важно не то, как он начал, а к какому выводу пришел и почему: соображение «номенклатурного удобства» это прежде всего удобство корреляции. Эне и *Мангольд* (1965) так и говорят о мотивах *Оппеля*. *2)* В бате упадка аммонитов может быть и нет в смысле разнообразия фауны, но главное в том, что батские аммониты встречаются значительно реже, чем байосские и келловейские, а это можно объяснить только регрессией, как это сделал *Аркелл* (1956). А потом дело не просто в упадке, а в том, какие группы это испытывают и после чего. Так, в верхнем байоссе аммониты менее разнообразны, но это время расцвета для паркинсониид, которые вероятно и подавили другие группы. Аналогично, в оксфорде господствуют кардиоцепатиды. Но в обоих случаях новые группы связаны с группами предыдущего яруса (подъяруса)

и не целиком их вытесняет. Следовательно, статистически эти изменения несравнимы с радикальными изменениями в начале байоса и келловея. *3)* Нет ничего удивительного в том, что арктическая фауна аммонитов развивается уже с байоса. Ведь бореальные аммониты верхней юры должны иметь предков. Для статистического метода важно не это, а то, что Арктика все таки меньше всей Земли. Тот-же метод показывает, что трансгрессии и регрессии не уравновешиваются взаимно, а то, что в бате преобладают регрессии а в келловее — трансгрессии.

Перейдем к фактам. Обширная келловейская трансгрессия наблюдается в Болгарии (*Сазонов* и др. 1965; *Начев*, 1965).

В Карпатах (Сербия, Румыния), в западной части Стара Планины и в Виллани (Венгрия) бат и нижний келловей представлены сильно конденсированными осадками (клаусские слои) без перерывов (*Antonievič*, 1965; *Bădăluța-Năstăseanu* и *Mutiu*, 1965; *Torrens*, 1965). Остальная часть келловея и весь мальм следует тоже согласно. Граница бата — келловея здесь считается неясной, некоторые даже предлагают макроцефалитовую зону спустить в бат (*Răileanu* et al., 1964). Однако, вероятно лучше будет рассматривать эти слои как отзвук движений, обусловивших батскую регрессию и келловейскую трансгрессию. Последняя выразилась в запоздалой смене условий. В этой связи интересно, что согласно *И. Антоновичу* макроцефалитовая зона является единственной из стандарта, широко распространенной во всем этом регионе. Не является ли это замаскированным началом трансгрессии?

Вероятно этот вывод можно распространить и на те конденсированные отложения бата-келловея, на которые указывает *Эльми* (1965) в Андалузии и Сицилии.

Регрессию в бате, в виде грубообломочных отложений, хотя и без перерыва, отмечает и *J. Wormbs* (1967) в северной части ГДР.

Согласно *Ассереto* и др. (1967) смена континентального режима морским и среднем келловее наблюдается и в северной части Центрального Эльбурса. Несогласие между келловеем и батом имеется и в Японии *Sato* (1964).

Теперь перейдем к западному полушарию. Для западных внутренних районов США *Имлей* (1967) келловейскую трансгрессию считает главнейшей наряду с байосской.

Региональный перерыв в бате и трансгрессию нижнего келловея устанавливает в чиллийских и аргентинских Андах *Вестерманн* (1967).

Таковые факты. Они показывают, что байос-батский цикл, отмеченный мною в значительной части СССР, прослеживается от Японии до Анд. Следовательно, это крупнейший, планетарного значения, цикл. Границы его могут смещаться и смещаются, внутри цикла могут проявляться дополнительные эпирогенические колебания, на достаточно крупных площадях одна или обе его границы могут быть замаскированы непрерывной седиментацией, но он реально существует. Реально существуют также резкие смены аммонитовых фаун, приуроченные к началу каждого из трех циклов юрского периода. Это естественно: цикличные изменения среды должны были отразиться и в эволюции и расселении аммонитов, как наиболее эволютивных и чувствительных организмов. Это подчеркивает значение названных циклов. Следовательно,

мы имеем вполне надежный критерии для естественного подразделения юрской системы на три секции и для их планетарной корреляции. Преимущества этого критерия перед субъективным несомненны, т. к. палеонтологическая основа корреляции еще более усиливается. И отмечу вдобавок, что этот критерий, в основе которого лежит статистический метод, вполне соответствует духу общих представлений британских геологов.

Из сказанного вытекает, что подразделения крупнее зоны должны иметь статистический характер, основанный целиком на их палеонтологическом содержании, и ярусы следует группировать в секции по признаку палеонтологического родства. Для уточнения позволю себе резюмировать выступление *Ж. Габильи* на II коллоквиуме в Люксембурге: тектонические границы дают первое приближение, биостратиграфия уточняет синтетическое содержание единицы, а стратотип следует заменить моделью по примеру моделей физических явлений. В этой связи отмечу, что началом среднеюрского цикла (или байоса) вряд ли можно считать зону *Humphresianum*, как предлагали *Габильи* и *Риульт*. Речь может идти только о переносе зоны (подзоны) *Discites* в нижнюю юру.

Наконец отмечу, что с точки зрения биостратиграфии не совсем удачно решены вопросы ранга и границ некоторых ярусов и подъярусов, но это уже не относится к моей теме.

ЛИТЕРАТУРА

Геология Армянской ССР. 1964: т. II. Стратиграфия. Изд. АН Арм. ССР.

Начев И. 1965: Предготтангский и внутриюрские перерывы в Болгарии. — КБГА, УП Конгресс. Доклады, ч. П. т. **1.** София.

Нуцубидзе К. Ш. 1966: Нижнеюрская фауна Кавказа. — АН ГССР, Геол. инст., Труды, нов. сер., вып. **8.** Изд. «Мецниереба», Тбилиси.

Сазонов Н. Т. — Сапунов И. Г. — Стефанов Ю. 1965: Корреляция схем стратиграфии отложений средней юры Болгарии и СССР в предеках Северного Кавказа, Крыма, Преддобруджинского прогиба и Русской платформы. — КБГА, УП Конгресс. Доклады, ч. П, т. **1.** София.

Стефанов Ю. 1965: Международная стратиграфическая шкала и граница средней и верхней юры. — КБГА, УП Конгресс. Резюме докладов. София.

Ager D. V. 1963: Jurassique Stages. — Nature, **198,** 1045.

Andreeva T. F.–Dronov V. I. 1964: Stratigraphie des depôts jurassiques du Pamir Central et du Sud-Est. — Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962. C.R. et Mém. Inst. grd. duc., sect. Sci. nat. phys. math. Luxembourg.

Antonijević I. 1965: Le Callovien inférieur de la Serbie. — CBGA, VII Congress, Reports, P. II, V. **1.** Sofia.

Arkell W. I. 1956: Jurassic Geology of the World. — Oliver and Boyd Ltd., Edinbourgh–London.

Assereto R.–Barnard P.–Fantini–Sestini N. 1967: Stratigraphy of the Jurassic deposits of Central Elburs (Iran). — Pré-tirage Colloque du Jurassique, Luxembourg.

Bădăluță–Năstăseanu A.–Muțiu R. 1965: Correlations stratigraphiques du Jurassique du Banat et de la Plate-forme Moesienne (partie de l'Ouest.). — CBGA, VII Congress, Reports, P. II, V. **1.** Sofia.

Callomon J. H. 1964: Notes on the Callovian and Oxfordian stages. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C. R. et Mém. Inst. grd. duc. sect. Sci. nat. phys. math., Luxembourg.

Callomon J. H. 1965: Notes on Jurassic Stratigraphical Nomenclature. I. Principles of Stratigraphic Nomenclature. — CBGA, VII Congress, Reports, P. II., V. **1**, Sofia.

Callomon J. H. 1965: Subdivision of the Jurassic: the Middle - Upper Jurassic Boundary. — CBGA, VII Congress, Reports. P. II, V. **1**, Sofia.

Contini D. 1967: Précisions stratigraphiques sur l'Aalénien du Jura franc-comtois. Limite Lias - Dogger. — Pré-tirage, Colloque du Jurassique, Luxembourg.

Elmi S. 1965: La limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur. CBGA, VII Congress. Reports. P. II, V. **1**. Sofia.

Elmi S.–Enay R–Mangold Ch. 1946: La stratigraphie et les variations de faciès du Bajocien de l'Ile Crémieu (Jura méridional tabulaire). — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C. R. et Mém. Inst. grd.-duc., Sci. nat. phys. math., Luxembourg.

Enay R.–Mangold Ch. 1965: A propos de la limite Dogger-Malm: le contact Callovien-Oxfordien dans le Jura Méridional. – CBGA, VII Congress. Reports., P. II., V. 1, Sofia.

Frebold H. 1964: Outline of the Jurassic system in Canada. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C.R. et Mém. Inst.grd.-duc., sect. Sci. nat.phys.math., Luxembourg.

Gabilly J.–Rioult M. 1967: Le Bajocien inférieur et le Jurassique moyen. Problème de l'Aalénien. Pré-tirage, Colloque du Jurassique, Luxembourg.

Gabunia L.–Rubinstein M. 1968: On the Correlation of the Cenozoic Deposits of Eurasia and Nort America based on the Fossil Mammals and Absolute Age Data. — IGC, Rep. XXIII sess., Proceed. sect. 10., Academia, Prague.

Imlay R. W. 1967: Jurassic Ammonite succession in the United States. — Pré-tirage, Colloque du Jurassique, Luxembourg.

Melville R. V. 1956: The Boundary between Middle and Upper Jurassic. — Geol. Mag., **93**, 436.

Melville R. V.–Muir-Wood H. M.–Casey-Cook H. J.–Green G. W.–Kellaway G. A.–Poole E. G.–Wilson V.–Mc Kerrow W. S.–Donovan D. T. 1964: Position of the Callovian stage of the Jurassic. — Nature, **202**, 282.

Morton N. (editor) 1967: The definition of Standard Jurassic Stages. — Pré-tirage, Colloque du Jurassique, Luxembourg.

Patrulius D. 1964: Affinités provinciales et voies migration de quelques faunes jurassiques des Carpates roumaines et de l'avant-pays carpatique. — Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962. C.R. et Mém. Inst. grd.-duc., sect. Sci. nat. phys. math., Luxembourg.

Răileanu Gr.–Patrulius D.–Bleahu M.–Năstăseanu S.–Semaka Al. 1964: Observations sur les limites des séries jurassiques dans les Carpates Roumaines. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C.R. et Mém. Inst. grd.-duc., sect. Sci. nat., phys. math., Luxembourg.

Rioult M. 1964: Le stratotype du Bajocien. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C.R. et Mém. Inst. grd.-duc., sect. Sci. nat. phys. math., Luxembourg.

Rioult M. 1967/a: A d'Orbigny et les étages du Jurassique. — Pré-tirage, Colloque du Jurassique, Luxembourg.

Rioult M. 1967/b: Observations sur le stratotype du Bajocien et sur l'étage Bajocien. — Prétirage, Colloque du Jurassique, Luxembourg.

Sapunov I. G. 1965: The Boundary between Lower and Middle series of the Jurassic System. — CBGA. VII Congress, Reports, P. II. V. **1**, Sofia.

Sato T. 1964: Jurassique du Japon. Zones d'Ammonites. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C.R. et Mém. Inst. grd.-duc., sect. Sci. nat., phys. math., Luxembourg.

Scheibner E. 1964: The problem of the Aalenian and stratigraphy of the Lower Dogger in the West Carpathians. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C.R. et Mém. grd.-duc., sect. Sci. nat., phys. math., Luxembourg.

Sylvester-Bradley P. C. 1964: Type sections of Bathonian, Portlandian and Purbeckian stages, and the problem of the Jurassic. — Cretaceous Boundary. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C.R. et Mém. Inst. grd.-duc., sect. Sci. nat. phys. math., Luxembourg.

Torrens H. S. 1965: Revised Zonal Scheme for Bathonian Stage of Europe. — CBGA, VII Congress Reports. P. II. V. **1.** Sofia.

Tsagareli A. L. 1964: Sur la question des limites stratigraphiques du Jurassique moyen. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C.R. et Mém. Inst. grd.-duc., sect. Sci. nat., phys. math., Luxembourg.

Westermann G. E. G. 1964: Vorläufiger Bericht über die Ammoniten Fauna des Aalenien von Wide Bay, Alaska Peninsula. — Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. C.R. et Mém. Inst. grd.-duc., sect. Sci. nat., phy. math., Luxembourg.

Westermann G. E. G. 1967: Ammonite succession of the Middle Jurassic in Southern Andes. — Pré-tirage, Colloque du Jurassique, Luxembourg.

Wormbs J. 1967: Makrofauna und Stratigraphie des Dogger im Norden der DDR. — Pré-tirage, Colloque du Luxembourg.

Zeiss A. 1965: Gliederung und Grenzen des Oberen Jura in Europa. — CBGA, VII Congress, Reports, P. II. V. **1.** Sofia.

А. Г. Цагарели

ГИН АН СССР

ул. Зои Рухадзе 1, корп. 9,

Тбилиси

СССР

DER OBEROSTALPINE MALM DER NÖRDLICHEN KALKALPEN (ÖSTERREICH)

von

A. FENNINGER–H. FLÜGEL–H.-L. HOLZER

1963 begannen wir mit lithogenetisch-paläontologischen Untersuchungen oberjurassischer Ablagerungen der Nördlichen Kalkalpen. Ziel war es, die paläogeographische Entwicklung eines relativ eng begrenzten Zeitraumes genauer zu fassen. Hierfür schien der Oberjura besser geeignet als die triadischen Ablagerungen, da die Faziesdifferenzierung grösser ist, bereits sämtliche biologische Gesteinsbildner der heutigen Meere in Erscheinung treten und Veränderungen durch Dolomitisierung kaum ins Gewicht fallen.

Wir begannen mit den Untersuchungen der Typuslokalitäten der wichtigsten „rock units". Nach dem Studium von Oberalmerschichten, Tressensteinkalk, „Barmsteinkalk", Plassenkalk, Steinmühlkalk, Rettenbachkalk, Rettenbachschichten und wechselfarbigen Oberalmerschichten ist dieses Studium weitgehend abgeschlossen. Die weiteren Arbeiten müssen zeigen, wieweit die gewonnenen Erkenntnisse regional anwendbar sind. Trotzdem kann bereits versucht werden, die bisherigen Ergebnisse zu einer paläogeographischen Deutung zu verbinden.

TRAUTH (1948) verdanken wir einen zusammenfassenden Überblick über „Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen". Seine Gliederung wurde von ROSENBERG (1966) in ein Faziesschema eingebaut, wobei er zwischen einer Beckenfazies und einer Riff- bzw. lagunären Fazies unterschied. Entsprechend dem Vorschlag von GRIPP wollen wir dem Faziesschema ROSENBERG's die Begriffe „Lang- und Kurzschwebfazies" überordnen.

Die „Kurzschwebfazies" umfasst bis zu 700 m mächtige, in ihrer Ausbildung verschiedene Flachwasserkalke, deren wichtigste Vertreter die Plassen- und Tressensteinkalke sind. Sie wurden an den Typuslokalitäten (Plassen OÖ., Tressenstein Stmk.) und an anderen Punkten des Salzkammergutes [Jainzen, Krahstein (E. FLÜGEL 1960), Sandling, Rettenstein, usw.] untersucht. Sie lassen sich in drei, schon im Gelände erfassbare Typen gliedern: Mikritischer bzw. sparitischer Plassenkalk und brekziöser Tressensteinkalk. Diese Typen schwanken in ihren Charakteristika stark (vgl. Abb. 1).

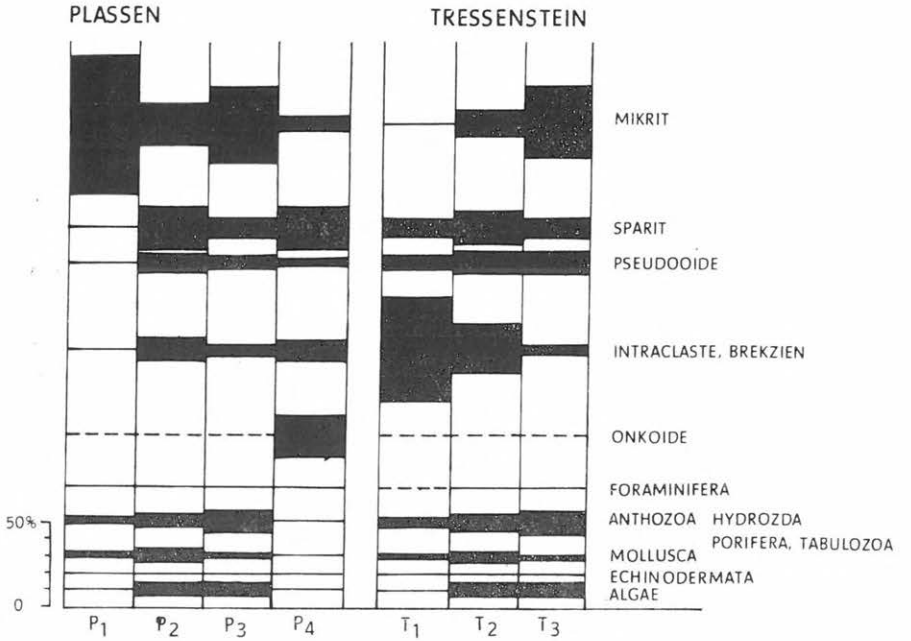


Abb. 1. Prozentuelle Verteilung von Grundmasse und Komponenten am Plassen und Tressenstein (Klüfte und unsichere Komponenten werden nicht berücksichtigt)

Während die mikritischen Gesteine durch Hydrozoen bei Zurücktreten von Korallen und Algen gekennzeichnet sind, — dies ist auch für die Tressensteinkalke typisch — sind die sparitischen Kalke durch eine Korallen-Algen-Assoziation charakterisiert, bei der allerdings die anorganischen Komponenten, wie Intraklaste und Pseudooide prozentuell überwiegen.

Weitere lithologische und paläontologische Angaben gehen aus Tabelle 1 hervor. Genetisch gehören diese Typen einem einzigen Komplex an, was vor allem aus der weitgehenden Übereinstimmung einzelner Mikrofaziestypen der Tressenstein- und Plassenkalke hervorgeht.

Hydrozoen und Algen stufen sie in das Kimmeridgium und Portlandium ein. Die Liegendgrenze konnte stratigraphisch noch nicht festgelegt werden. Diese Flachwassersedimente, die wir als eine Bankentwicklung deuten, lassen sich weder mit den mächtigen triadischen Korallen–Schwamm–Algen-Riffen noch den rhätoliassischen Riffen der nördlichen Kalkalpen vergleichen. Dies geht sowohl aus dem Fauneninhalt, als auch aus der Gliederung in Fore-reef, zentrales Riffareal und Back-reef hervor (E. FLÜGEL–E. FLÜGEL-KAHLER 1963, ZANKL 1969, FABRICIUS 1962, 1966), die den Malm- „Riffen" völlig fehlt.

Innerhalb der „L a n g s c h w e b f a z i e s" kann eine geringmächtige Schwellenfazies von einer mächtigen Beckenfazies getrennt werden.

Die S c h w e l l e n f a z i e s (Rotfazies ROSENBERG 1966, Ammonitenkalk TRAUTH 1948) umfasst unter verschiedenen Bezeichnungen (Steinmühl-

Tabelle 1

	MIKRITISCHER PLASSENKALK	SPARITISCHER PLASSENKALK	BREKZIÖSER TRESSENSTEINKALK
Farbe	braun	weiss — gelb	braun
Bruch	glatt	rauh	rauh
Bankung	m-Bereich	massig	m-Bereich — massig
Biogene	Hydrozoen Korallen (ss) Algen (ss)	Korallen Algen Tabulozoen	Hydrozoen Korallen (ss) Algen (s)
Hornsteine	fehlen	fehlen	selten
Grundmasse	Mikrit Dismikrit	Sparit Mikrit	Mikrit Sparit
anorg. Komp.	Pseudooide Intraklaste (s) Ooide (s)	Intraklaste Pseudooide	Brekzien Intraklaste Pseudooide
org. Komp.	Hydrozoa Tabulozoa (ss) Anthozoa (ss) Brachiopoda Lamellibranchiata Gastropoda Ostracoda Foraminifera Radiolaria Algae	Anthozoa Tabulozoa Echinodermata Brachiopoda Lamellibranchiata Gastropoda Foraminifera Algae Onkoide	Hydrozoa Porifera Anthozoa Echinodermata Foraminifera Algae Onkoide
postsed. Bild.	Dolomit (ss) Quarz (ss)	Dolomit (ss)	Quarz (ss) Pyrit (ss)
Tonrückstand	Illit, Halloysit Kaolinit bis 1%	bis 1%	
Korngrösse	2–3 my	bis cm-Grösse	
Sr-Gehalt (p.p.m. Sr)	±170	±120	±200

Kalke, Hasselberg-Kalke, Tithonflaserkalke, Tegernseer-Kalke) rote Knollenkalke, die örtlich reiche Ammoniten-faunen geliefert haben. In den letzten Jahren wurden sie von Doben (1962), H. W. Flügel (1967), H. Holzer (1969a, 1969b) genauer untersucht. Die mikritische Entwicklung wird von Radiolariten, in die Pel-Sparite eingeschaltet sein können, mit sehr scharfer Grenze unterlagert. Nach dem Fauneninhalt können die Mikrite in die liegenden Saccocoma-Kalke und die hangenden Calpionellen-Kalke gegliedert werden. Diese Gliederung ist sowohl in Ostösterreich (Steinmühlkalke) als auch in Bayern (Hasselberg-Kalke) gegeben. Die Mächtigkeit beider liegt zwischen 10 und 20 m. Bei beiden handelt es sich um Coccolithenkalke mit einem Rückstandstongehalt unter 10%, bisweilen auch unter 5%, wobei eine deutliche Abhängigkeit des absoluten Tongehaltes von der Bankmächtigkeit gegeben ist (H. W. Flügel 1968, Fig. 2). Weitere Angaben gehen aus Tabelle 2 hervor.

Tabelle 2

	SACCOCOMA-KALKE	CALPIONELLEN-KALKE
Gesteinsfarbe	rötlich (10 R) — bräunlich (10 YR)	
Bankung	dm — m	cm — m
Hornsteine	fehlen	fehlen
Mikrofazies	Biomikrit	Biomikrit bzw. biogenf. Mikrit
Anorg. Komponenten	fehlen	fehlen
Organismen	*Saccocoma*	*Tintinnida*
	Ammonoidea, Ostracoda, Porifera, Pisces, Foraminifera, Coccolithen, Radiolarien, *Eotrix*, Echinodermata, *Globochaeta*	
Postsedimentäre Bildungen		Pyrit
	Glaukonit ? Kalzit und Dolomit	
Rückstand	Illit, Kaolinit/Chlorit, Quarz, Feldspat	
Mittl. ∅ der Karbonate	2–3 my	
Sr.-Gehalt (p.p.m. Sr)	210–250	330–390
Mächtigkeit	10,6 m	über 10 m

Die Kalke zeigen deutliche Lösungserscheinungen mit Bildung von Rückstandstonnestern und Stylolithen. Die vor allem in den Calpionellen-Kalken auftretenden Ammonitennester lassen bisweilen Korrosion der Ammoniten erkennen. Dolomit tritt vor allem in Verbindung mit den Tonnestern auf, Pyrit kann bisweilen beobachtet werden. Eine interessante Einschaltung in dieser Folge stellen die von DOBEN (1962) näher bekannt gemachten Geröllmergel-Schichten dar. Die oben angeführte Zweigliederung scheint im gesamten Tethysraum gegeben zu sein, wobei die Saccocoma-Kalke dem Kimmeridgium — Untertithonium die Calpionellen-Kalke dem Obertithonium–Berriasium angehören.

Zu Beckenfazies gehören vor allem die maximal 900–1000 m mächtigen Oberalmerschichten mit den in sie eingeschalteten Barmsteinkalken (GARRISON 1967, H. FLÜGEL und FENNINGER 1966, H. FLÜGEL und PÖLSLER 1966).

Es scheint, dass sich die grossen Mächtigkeiten in langgestreckten, mehr oder weniger ziemlich schmalen O–W verlaufenden Wannen bildeten, die in sich deutliche Mächtigkeitsunterschiede zeigen. So erreicht die Mächtigkeit der Oberalmerschichten im Karwendel bei 1000 m, in der Unkener Mulde 270 m und an der Typuslokalität wieder zwischen 500–600 m. Mit dem Einsetzen der weitverbreiteten und morphologisch hervortretenden Flachwasserkalke des Salzkammergutes erreichen z. B. am Sandling im Hangenden des Doggerkieselschieferhorizontes die Kalke nur 80 m, was der durchschnittlichen Mächtigkeit der Oberalmer Sichten des Salzkammergutes (max. — 300 m) entspricht. GARRISON (1967) unterschied 4 verschiedene Gesteinstypen und zwar die

pelagischen Oberalmer-Kalke mit Hornsteinlagen und Hornsteinknollen, die Barmsteinkalkbänke (Allodapische Kalke), Kalkschiefer und Kalkbrekzien.

Die pelagischen, grauen bis braunen, hornsteinführenden Oberalmer Kalke werden durch mehrere Züge einiger Meter mächtiger calcarenitischer-calcilutitischer Kalke, die von SCHLAGER (1952) mit den Barmsteinkalken verglichen wurden, gegliedert. H. FLÜGEL und PÖLSLER (1965) deuten sie als Turbidite (Die Kalke des Barmstein bei Hallein sind dagegen Flachwasserkalke). Die lithologischen Daten dieser Schichten zeigt Tab. 3.

Die Kalkbrekzien bestehen aus allochtonen? triadischen Komponenten. Daneben treten Pseudooide, Schieferlithoklaste und detritischer Quarz auf. An organischen Komponenten enthalten sie *Echinodermaten*, *Foraminiferen*, *Lamellibranchiaten* und *Calpionellen*. Gedeutet werden derartige im liegenden Teil der Unkener Mulde auftretende 10–30 cm mächtige Bänke, als Vermischung des Kalkschlammes mit allochtonen Komponenten während des Transportes. Auf derartige Lagen mit fremden Gesteinskomponenten hat bereits HEISSEL (1950) hingewiesen. Ob es sich dabei um olistostromale Bildungen handelt, konnte bisher noch nicht geklärt werden.

Stratigraphisch scheinen die mit Callovium–Oxford–Berriasium-Alter angegebenen Oberalmerschichten gliederbar zu sein. Vor allem die Saccocoma- und Calpionellen-Horizonte (GARRISON 1967: Unkener Mulde und eigene Un-

Tabelle 3

	OBERALMER-SCHICHTEN	„BARMSTEIN-KALKE"
Gesteinsfarbe	grau (5 Y)	braun (10 YR)
Bruch	glatt	rauh
Bankung	10 cm und darunter	30 cm und mehr
Biogene	Ammoniten, Aptychen, Wurmspuren, *Saccocoma*, *Tintinnida*	ausgewitterte Echinodermen
Hornsteine	häufig	selten
Grundmasse	Mikrit	Mikrit und Sparit
Anorg. Komponenten	Pseudooide	Intraklaste u. Pseudooide
Org. Komponenten	Radiolaria (sh), Spiculae (sh), Echinodermenplatten (h), Coccolithen (s–h), *Tintinnida* (s), Foraminifera (s)	Algen (h), Foraminiferen (h), Echinodermata (h), Radiolaria (s), Spiculae (s)
Postsedimentäre Bildungen	Quarz, Pyrit, Markasit, Kalzit, (Glaukonit?)	Quarz
Rückstand	Illit (sh), Chlorit, Fe(III)-Hydroxyd	Illit, Chlorit
Korngrösse	2–3 my	mm-Grösse
Sr-Gehalt (p.p.m. Sr)	370–3200	400–540

tersuchungen am Sandling) könnten mit den z. T. häufigen Aptychen (vgl. JAKSCH 1968) und seltenen Ammoniten wichtige Anhaltspunkte liefern, die umso bedeutender wären, als dadurch Parallelisierungsmöglichkeiten mit den Schwellensedimenten gegeben sind.

Als intermediäre Fazies werden Gesteine bezeichnet, deren Lithologie sowohl Zusammenhänge mit der Kurzschwebfazies als auch mit der Langschwebfazies zeigen. Es sind dies im wesentlichen die Rettenbachkalke, Untermalmoolithkalke und wechselfarbige Oberalmerschichten. Ihre stratigraphische Reichweite ist nach den bisherigen Untersuchungen noch unklar. Ihre Mächtigkeit schwankt stark: während die O und SO von Ischl auftretenden Rettenbachkalke nicht mehr als 50 m mächtig sind, erreichen die am Nordrand der Osterhorngruppe auftretenden wechselfarbigen Oberalmerschichten mehrere 100 m. Dieser nach PLÖCHINGER (1964) dem Kimmeridgium angehörende und durch die Einschaltung bis zu 30 m mächtiger calcarenitischer bis calciruditischer „Barmstein-" bis Tressensteinkalke gegliederte Gesteinskomplex reicht auf Grund seiner Calpionellen-Fauna zumindestens bis ins untere Obertithon. Die Rettenbachkalke, die sich im Handstück von den Dachsteinkalken nur sehr schwer unterscheiden lassen (ZAPFE 1959), wurden von PLÖCHINGER (1964) und SCHÖLLNBERGER (1967) soweit ihr oberjurassisches Alter nachweisbar war, mit den wechselfarbigen Oberalmerschichten synonymisiert. Beide Kalken lassen sich aber auf Grund der Mikrofazies klar unterscheiden. Während die wechselfarbigen Oberalmerschichten eine eintönige, durch detritische Einschaltungen und Mergelzwischenlagen gekennzeichnete Folge darstellen, lassen die geringmächtigen Rettenbachkalke zumindestens in den Liegendanteilen über dem Radiolarit eine Abfolge von Radiolarienknollenkalk mit deutlichen Aufarbeitungserscheinungen, Untermalmoolith mit Protoglobigerinen, Saccocoma-Kalk und Calpionellen-Kalk erkennen. Gleichzeitig ändert sich die Färbung von rot zu braun.

Ausser in den Untermalmoolithkalken finden wir Protoglobigerinen in den Acanthicusschichten des unteren und mittleren Kimmeridgiums, sowie besonders häufig in Horizonten direkt über „Dogger"-Radiolariten, wie sie z. B. in der Abfolge Radiolarit, „Globigerinen"-Kalk, Filament-Kalk, Echinodermatenkalk und Biomikrit an der S-Seite des Sparbers (LEISCHNER 1959) nachgewiesen werden konnten. Diese Abfolge zeigt Ähnlichkeiten mit der des Karpatenraumes und ebenso mit der Westösterreichs, wo z. B. WENDT (1969) Protoglobigerinen ebenfalls nur an der Dogger–Untermalm-Grenze gemeinsam mit Radiolarien nachwies.

Die starke Faziesdifferenzierung im Oberjura wird an der Jura/Kreide-Grenze bzw. im Berriasium von einer eintönigen, vorwiegend klastischen Entwicklung abgelöst. Daneben treten auch brekziös-konglomeratische, sandigtonige Ablagerungen auf, deren sedimentäre Entstehung von TRUSHEIM (1930) mit vertikalen Bewegungen, verbunden mit Trockenlegungen in Zusammenhang gebracht wurde. Sie setzen im westösterreichischen Raum schon an der Kimmeridgium–Tithonium-Grenze ein, während sie in den O Kalkalpen erst an der Jura/Kreide-Grenze nachgewiesen werden können.

Die stratigraphische Gliederung stützt sich im Becken- und Schwellenbereich vor allem auf Calpionellen und Saccocoma-Reste, in den Flachwasserbereichen auf Algen und Hydrozoen. Dies erschwert den zeitlichen Vergleich der einzelnen

Faziesräume. Es lässt sich aber nachweisen, dass die geschilderten Entwicklungen stratigraphische Faziesausbildungen darstellen (Abb. 2).

Die genannten Faziesausbildungen zeigen im Alpen-Karpatenbogen eine auffallende W-O-Verteilung. Während westlich der Salzach fast nur die Langschwebfazies auftritt und die Schwellenfazies nur im äussersten Norden bzw. Süden der Kalkalpen entwickelt ist, finden wir im Mittelabschnitt der nördlichen Kalkalpen tlw. in enger Verknüpfung mit der Beckenfazies bzw. diesüberlagernd die Seichtwasserentwicklung. Sie geht gegen N in rote geringmächtige Gesteine der Schwellenfazies über, die in breiter Entfaltung im Karpatenraum dominiert. Diese verschiedene Entwicklung im höheren Jura wird auffallend gleichmässig von den wechselmächtigen Radiolariten und Radiolarien-

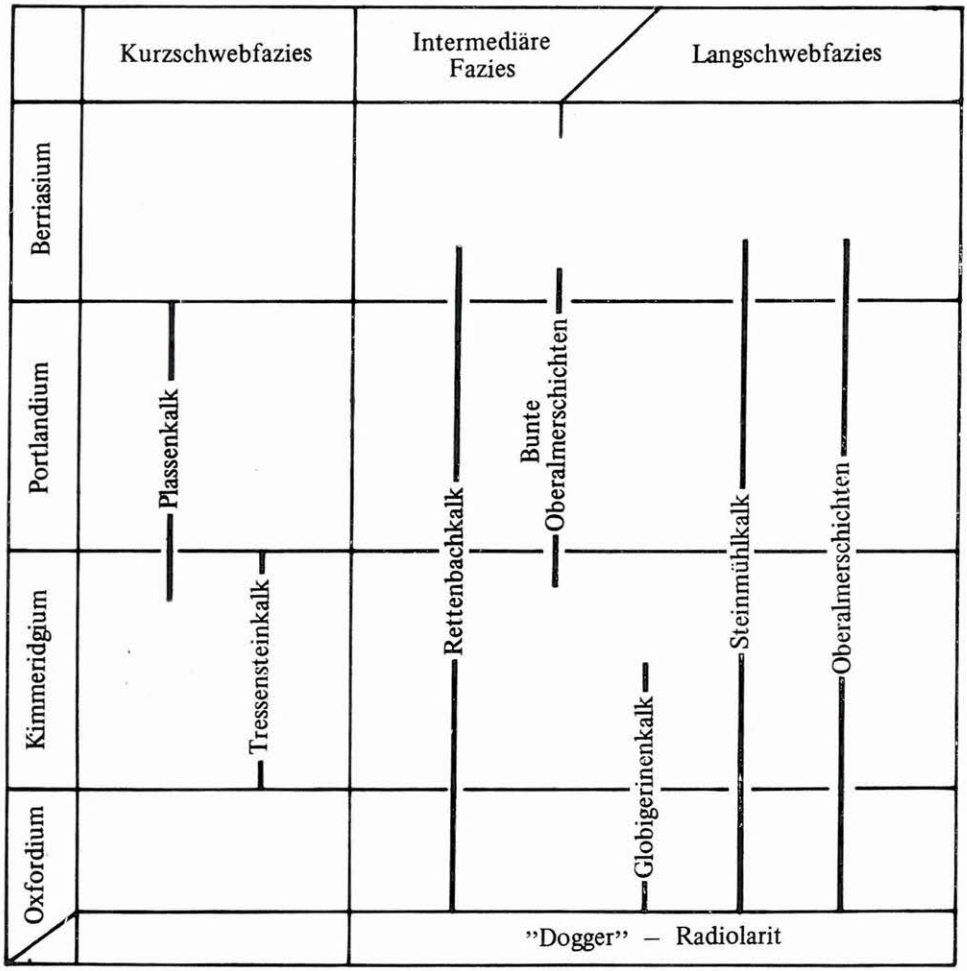


Abb. 2.

kieselkalken unterlagert und von den Lias-Schichten getrennt [Diese O–W Gliederung betrifft nur das Oberostalpin. Im Unterostalpin (?) (Sulzfluhkalke) bzw. in der Helvet. Zone (Ernstbrunner Kalke) ist zumindestens die Verteilung der Flachwasserentwicklung eine andere].

Während, wie gezeigt, im westösterreichischen Raum fast durchwegs die Abfolge „Dogger"-Radiolarit—Oberalmerschichten mit Einschaltungen von Barmsteinkalkbänken festzustellen ist (eine Ausnahme stellt lediglich der vorwiegend nur mehr als Aufarbeitungsprodukt nachweisbare Rofan-Korallen-Kalk des oberen Oxfordium? dar), finden wir in Ostösterreich über und neben den Oberalmerschichten Gesteine der Seichtwasserfazies. Dies zeigt, dass diese Faziesgruppen primär — entsprechend dem Faziesgesetz von WALTHER — nebeneinander abgelagert wurden.

Die mächtigen Flachwasserkalke dürfen wir uns jedoch nicht als einheitliche Platte denken, sondern sie scheinen durch relativ flache Becken, deren Sedimente die Rettenbachkalke und die wechselfarbigen Oberalmerschichten darstellen, gegliedert worden zu sein. Dadurch ergibt sich, dass ebenso wie im Langschwebbereich der tieferen Beckenfazies die höhere Schwellenfazies gegenübergestellt werden kann, innerhalb der Kurzschwebfazies eine Zweigliederung in Seichtwasserbänke und ± Stillwasserbecken mit ihrer intermediären Fazies durchgeführt werden kann.

Die paläogeographische Gliederung in Becken-, Schwellen- und Flachwasserbereiche im oberostalpinen Geosynlinkalabschnitt der Nördlichen Kalkalpen erinnert an bzw. modifiziert die Gliederungen, wie sie von AUBOUIN (1965) in den Helleniden, Dinariden, Appenin und den Südalpen beschrieben wurde. So lässt sich die lombardische Zone der Südalpen mit den mächtigen Beckensedimenten im Karwendel vergleichen. Die anschliessende Flachwasserentwicklung tritt bei uns in den Rofan-Korallenkalken und der Oberjura-Vorfeldbrekzie in Erscheinung. Daran schliesst sich im E die Beckenfüllung im Raume von Hallein (=Bellunozone), die im Salzkammergut von den Plassen- und Tressensteinkalken, eine dem Gavrovo-Typus vergleichbare Flachwasserentwicklung, abgelöst wird. Überleitend in den Karpatenraum folgt schliesslich die dem Brianconnais-Typus entsprechende, in schmalen Zonen auftretende Entwicklung der Globigerinen-Saccocoma- und Calpionellenkalke. Diese NS-Verbindung quer über das heutige Alpenstreichen und die heutige Lage der Grossfaziesräume ist sehr auffallend und erfordert weitere Beachtung.

A. FENNINGER, H. FLÜGEL, H.-L. HOLZER
Institut für Geol. und Paläont. Univ. Graz
A-8010 Graz
Österreich

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СРЕДНЕАЗИАТСКОЙ ЧАСТИ СССР НА РУБЕЖЕ ЮРСКОГО И МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Н. П. Луппов

Западная часть Советской Средней Азии в течение юрского и мелового периодов была ареной повсеместной седиментации. При общем преобладании осадконакопления в морских условиях временами на значительной, а иногда и на большей части площади отлагались континентальные и местами лагунные осадки. Мощное накопление происходило на юге, в возникшей к началу юрского периода Копетдагской геосинклиналии. Севернее, в области эпигерцинской платформы, накапливались значительно менее мощные осадки и временами возникали перерывы в процессе седиментации. На востоке Средней Азии располагались разобщенные области осадконакопления, разделенные областями сноса — остатками герцинских горных сооружений. Здесь господствовали континентальные условия, которые временами нарушались вторжениями морских вод. Значительные площади были покрыты здесь морем лишь в позднемеловую эпоху. Влажный климат, существовавший в Средней Азии с начала юрского периода, в конце его сменился сухим. Последний с небольшими колебаниями господствовал в течение всего мелового периода.

В ранне- и среднеюрскую эпохи море постоянно располагалось лишь в Копетдагской геосинклинали, где происходило накопление морских терригенных толщ. Отсюда, а также со стороны Кавказа морские воды временами проникали далеко к северу и востоку. Большая часть Средней Азии представляла собой сушу с озерами и болотами, на которой в условиях влажного климата происходило накопление угленосных отложений. В начале юрского периода, вследствие расчлененного рельефа, седиментация происходила в разобщенных пониженных участках. Позднее, с выравниванием рельефа, она распространилась на большие площади.

Переход к позднеюрской эпохе ознаменовался обширной морской трансгрессией. В течение келловейского и оксфордского веков море распространилось далеко за пределы Копетдагской геосинклинали. Оно покрывало южную часть Красноводского полуострова, Туаркырский район, Мангышлак, большую часть Устюрта и Каракумов. На востоке морские воды проникли до Бухары, а южнее заливали большую площадь к югу от современной Зеравшано-Гиссарской горной системы, в пределах так называемой Таджикской депрессии.

На юге море распространялось на северные районы Ирана, проникая в область Эльбурса и Аладага. Особняком стояло позднеюрское море Памира, которое, по-видимому, не имело прямой связи со Среднеазиатским бассейном. Не покрытым морем на западе оставался район Карабогаза и северной части Красноводского полуострова, где располагалось поднятие — так называемый Карабогазский свод.

В связи с затоплением обширнюс пространств и начавшейся аридизацией климата накопление терригенных осадков в морском бассейне стало сменяться отложением карбонатных толщ. Последние с начала оксфордского века приобрели особенно широкое развитие и лишь на севере, на Мангышлаке и Устюрте, заменялись глинистыми или песчано-глинистыми отложениями. Климат еще не достиг, однако, большой сухости. Поэтому на континенте, где седиментация происходила, как и раньше, в разобщенных впадинах, отлагались не красноцветные, а пестроцветные или сероцветные осадки, а местами в начале позднеюрской эпохи еще происходило образование углей и существовали крупные пресные озера (например, в Каратау). Местами осадки отлагались в условиях дифференцированных конседиментационных движений, что, например, на Большом Балхане вызвало значительные колебания мощности образовавшихся осадочных толщ.

В конце юрского периода на большей части Средней Азии усилились тектонические движения. Значительные участки площади были охвачены поднятиями, а местами проявились складкообразовательные процессы, не достигавшие большой интенсивности. Эти движения существенно изменили палеогеографическую обстановку. Они привели к большому сокращению размеров морского бассейна и распаду его на ряд обособленных водоемов. На осушившихся площадях начался размыв ранее накопившихся осадков. Возникшие местами горные возвышенности стали источником сноса грубообломочного материала. В условиях установившегося к этому времени сухого жаркого климата в лагунах стали отлагаться химические осадки (гипсы, соли), а в пониженных участках суши началось накопление красноцветных толщ.

Обширная соленая лагуна возникла в кимериджское время на востоке, где оксфордские известняки сменились мощной толщей гипсов-ангидритов и каменной соли, местами с горизонтами калийных солей. Эта соленая лагуна в киммериджское и в начале титонского времени располагалась на большой площади от меридиана города Мары на западе почти до Дарваза на востоке и до города Бухары на северо-востоке. Позднее, во второй половине титонского века, очевидно, в связи с усилением поднятий в прилегающих районах, образование лагунной соляно-гипсовой толщи сменилось накоплением терригенных красноцветных отложений на суше и в более опресненных водоемах. Другая, значительно меньшая по размерам лагуна возникла на западе, у Красноводска, где в конце кимериджского и в титонское время отлагались красноцветные отложения с довольно мощными пластами гипса.

Морской бассейн сохранился до конца юрского периода в Копетдагской геосинклинали, в пределах которой продолжалось накопление карбонатных осадков. Однако и здесь частичная обособленность его от океана вызвала повышенную соленость воды, что привело к смене известняков первичными доломитами и к появлению местами пластов гипса среди карбонатных пород.

Интересно отметить следы присутствия морских (кимериджских?) отложений на севере Туркмении, в районе Айбугира, где бурением вскрыты карбонатно-глинистые отложения с остатками аммонитов. Связи располагавшегося здесь бассейна с другими морями еще не ясны. Скорее всего морские воды проникли сюда с запада, со стороны Кавказа через зону прогиба между Мангышлаком и Туаркыром.

На большей части Мангышлака, в Туаркыре и в северных и центральных районах Каракумов восходящие движения вызвали прекращение седиментации и размыв ранее отложившихся верхнеюрских, а местами и среднеюрских отложений. Проявившиеся складкообразовательные движения вызвали угловое несогласие между юрскими и нижнемеловыми отложениями, достигающие на Мангышлаке 10—15° г, а на Большом Балхане — 30—40° г и больше. В последнем районе в титонское время происходил размыв формировавшихся антиклиналей, тогда как в синклиналях продолжалось накопление осадков в лагунных и частью наземных условиях. У подножий поднимавшихся возвышенностей накапливались грубообломочные отложения, быстро сменявшиеся с удалением от них более тонкозернистыми терригенными либо карбонатными осадками.

Тектонические движения конца юрского периода не привели к существенной перестройке структуры и рельефа территории Средней Азии и при возобновившихся в начале мелового периода опусканиях снова началось накопление осадков в местах, где оно прекратилось в конце юрского периода. Однако характер отложений и распределение их на площади изменились. Нижнемеловые отложения либо согласно лежат на титонских, либо трансгрессивно залегают на более древних юрских отложениях, местами дислоцированных. В районе Карабогазского свода, где накопление осадков в юрское время, повидимому, не происходило, они лежат на палеозойских магматических или метаморфизованных осадочных породах.

Раннемеловые опускания, начавшиеся уже в берриасское время, вызвали новую морскую трансгрессию. В отличие от позднеюрской, она развивалась медленно и временами сменялась отступлением моря с того или иного участка площади. Дифференцированность опусканий, охватывавших то одни, то другие участки территории, и отчасти возникший местами к началу периода расчлененный рельеф обусловили сложную конфигурацию бассейна, значительные перемещения береговой линии и различия в условиях седиментации в разных местах.

В начале раннемеловой эпохи существовали два разобщенных морских бассейна. Южный бассейн, являвшийся преемником позднеюрского моря, располагался в Копетдагской геосинклинали, откуда воды проникали в прилегающие участки эпигерцинской платформы. Северный бассейн покрыл осушенную в конце юрского периода область Мангышлака и частично Устюрта. Воды в этот бассейн проникли с запада и с северо-запада со стороны Кавказа и Северного Прикаспия. Между этими бассейнами располагалась область поднятия, не заливавшаяся морем, занимавшая северную половину Туркмении.

Положение изменилось со второй половины готеривского века. С этого времени началось постепенное расширение моря с юга на указанную область поднятий, и к концу барремского века оно покрыло значительную часть Карабогазского свода, область Туаркыра и Северных Каракумов. На севере, на-

оборот, начавшиеся восходящие движения вызвали осушение обширной площади и море покинуло почти всю область Мангышлака и Устюрта. Вновь оно вернулось в эти районы лишь с начала аптского века, когда установился единый морской бассейн в пределах всего Закаспия.

Значительные перемещения береговой линии в первой половине раннемеловой эпохи вызывали различие в условиях осадконакопления в разных местах Средней Азии. На дне моря отлагались на юге в основном карбонатные, а севернее преимущественно терригенные осадки. На континенте, где господствовал аридный климат, происходило накопление красноцветных толщ. На наличие кое-где расчлененного рельефа указывают местные скопления грубообломочных отложений.

В Копетдагской геосинклинали в течение большей части неокомского времени происходило накопление карбонатных осадков, в чем проявилась преемственность с обстановкой позднеюрской эпохи. Однако условия седиментации все же заметно отличались от бывших ранее. Сравнительно ограниченные размеры бассейна, его мелководность и близость суши обусловили неоднородность отложений как на площади, так и в разрезе, значительное развитие оолитовых и органогенных обломочных известняков и большое содержание в осадках терригенного материала, иногда составляющего даже преобладающую часть породы. Большая мощность карбонатной толщи в Копет-Даге показывает, что накопление ее, как и в позднеюрское время, происходило в условиях длительных опусканий.

На юге геосинклинальный бассейн распространялся на иранскую часть Копет-Дага, но, по крайней мере, в начале раннемеловой эпохи, не проникал в область Эльбурса, Аладага и Биналуда, где располагалась зона поднятий, возникшая в конце юрского периода. На севере с самого начала раннемеловой эпохи море покрывало Большой Балхан и прилегающую к Копет-Дагу южную часть Каракумов. Далее на северо-запад мощности осадков быстро уменьшаются, и морские карбонатные отложения быстро сменяются прибрежно-морскими терригенными и континентальными.

В пограничных частях моря и континента возникали соленые лагуны. Одна из таких лагун, возникшая еще в титонское время, существовала до конца готеривского века на северо-западе, у Красноводска. Связь ее с открытым морем то расширялась, то сужалась, в результате чего в Кубадаге наблюдается чередование карбонатных пород, содержащих остатки морских организмов, с красноцветными гипсоносными отложениями. Сходные условия чередования морских и лагунных фаций были и к востоку от Копет-Дага в юго-восточной части Каракумов. Отсюда, при регрессивном передвижении береговой линии лагунные условия временами распространялись и на восточную часть Копет-Дага, где среди карбонатных отложений присутствует толща гипсов.

Северные районы Туркмении в начале мелового периода не покрывались морскими водами, и там либо не происходило накопление осадков, либо отлагались континетальные красноцветные отложения. Раннемеловая седиментация после позднеюрских поднятий началась в разных районах неодновременно: в Центральных Каракумах, возможно, еще в валанжинское время, в Туаркыре не раньше готеривского, в северной его части даже в барремский век, а в Южном Прикарабогазье местами только в аптское время. С расшире-

нием трансгрессии, континентальные красноцветные отложения постепенно сменялись морскими мелководными осадками.

В обособленном Мангышлакском бассейне с берриасского примерно до середины готеривского века происходило накопление маломощных мелководно-морских отложений, среди которых при преобладании терригенных осадков присутствуют и пласты известняка. Небольшие колебательные движения вызывали крайнее непостоянство разреза и местами размыв только что отложившихся осадков. Следы наиболее значительного размыва наблюдаются на границе валанжина и готерива. С середины готеривского века охватившие северную часть Закаспия поднятия вызвали смену морских отложений континентальными, которые отлагались на обширной площади Мангышлака и Устюрта. Континентальные условия сохранялись здесь до конца барремского века.

В восточных районах Средней Азии (к востоку от Аму-Дарьи) в раннемеловое время господствовали континентальные условия и лишь временами происходили вторжения с запада морских вод. Седиментация происходила здесь в обособленных впадинах.

Наиболее обширная область осадконакопления располагалась, как и в юрское время, в пределах Таджикской депрессии. На юге она уходила в северную часть Афганистана, а на северо-западе, огибая зону отрогов Зеравшанского хребта, распространялась в пределы Бухарского района.

Осадконакопление в Таджикской депрессии происходило в условиях непрерывно прогибавшейся впадины, открытой к западу и окаймленной с севера, востока и юга областями поднятий. Здесь располагалась низменная равнина, куда в большом количестве сносился терригенный материал из близких и более далеких областей сноса и куда неоднократно проникали морские воды, образуя более или менее глубоко впадавшийся в сушу залив. Наличие близких источников сноса устанавливается присутствием в разрезе у северной границы депрессии — на южном склоне Гиссарского хребта и у восточной границы в Дарвазе — довольно мощных конгломератов.

При двух первых ингрессиях морских вод, одной, по-видимому, в валанжинское, а второй в барремское время, образовавшийся залив имел ограниченную связь с открытым морем и его гидрологический режим сильно отличался от нормального морского, а при усилении изолированности от моря он превращался в обособленную лагуну. Более широкая связь Таджикского залива с открытым морем была при следующих позднеаптской и альбской ин- грессиях, рассмотрение которых уже выходит за рамки настоящего доклада.

В Бухарском районе общая обстановка была сходной, но меньшие прогибания вызвали значительное уменьшение мощности осадков, а первые морские ингрессии почти не проявились. Обособленные области седиментации располагались на востоке Ферганской впадины и в Приташкентском районе, а также на Памире, где накапливались исключительно континентальные красноцветные отложения. При этом произошло смещение областей седиментации по сравнению с юрским временем. Современный Ферганский хребет, бывший в юрское время зоной мощного накопления осадков, стал областью размыва. Юго-восточная часть Памира, где в позднеюрское время отлагалась мощная карбонатная толща, теперь сделалась областью сноса, а накопление осадков

стало происходить в более северных участках, причем не повсеместно, а в изолированных депрессиях.

Комплексы ископаемых в морских отложениях свидетельствуют о тесной связи морей, покрывавших в позднеюрское и раннемеловое время область Средней Азии, с Кавказским морем и через него с Тетисом. Однако наряду с этим на северо-западе играли значительную роль северные элементы, проникшие в среднеазиатский бассейн из моря, покрывавшего область Русской платформы. При этом в разные моменты положение границы распространения северных элементов было не одинаково. В келловейское и оксфордское время, как показывают исследования *К. Аманниязова*, северные элементы распространялись на юг до Туаркыра и только в Большом Балхане комплекс фауны приобретал характерные средиземноморские черты. Для кимериджского и титонского времени для уверенных выводов данных мало, но типичный северный волжский комплекс аммонитов не известен южнее Эмбенского района. В берриас-валанжинское время на Мангышлаке был распространен смешанный комплекс фауны: наряду с многочисленными ауцеллами и некоторыми северными аммонитами присутствовали разнообразные представители южной фауны. Отдельные ауцеллы проникали и до Копет-Дага, где общий комплекс фауны был средиземноморский. В начале готеривского времени редкие северные дихотомиты еще проникали на Мангышлак, но в целом готерив-барремский комплекс фауны имел южный облик.

Н. П. Луппов
ВСЕГЕИ
Средний пр. 72-б
Ленинград В-26
СССР

О ГРАНИЦЕ ЮРЫ И МЕЛА НА КАВКАЗЕ

А. Г. Халилов

Вопрос о границе юрской и меловой систем неоднократно становился объектом горячих споров среди геологов различных стран. В настоящее время большинством стратиграфов принято эту границу проводить по подошве берриаса. В то же время, имеется немало сторонников установления ее между берриасом и валанжином. При этом и те и другие приводят в пользу своих взглядов довольно существенные доводы, на которые нельзя не обратить внимания при решении данного вопроса.

Однако, для однозначного решения этого вопроса нам кажется целесообразным, прежде всего, всесторонне проанализировать фактический материал по отдельным крупным геологическим регионам, а затем обобщить результаты исследований, сделать общие выводы в планетарном масштабе.

Исходя из этого, в настоящей статье нами делается попытка рассмотреть соответствующие данные по Кавказу и сделать определенные выводы по рассматриваемому вопросу.

При этом, следует отметить, что для решения вопроса о границе юры и мела материалы по Кавказу представляют, по нашему мнению, большую ценность, ввиду расположения этой области внутри Средиземноморской геосинклинальной зоны.

Как известно, на рубеже юры и мела в этой зоне произошли крупные тектонические движения, приведшие к значительному перерыву в осадконакоплении; причем продолжительность его в различных бассейнах не была одинаковой. Поэтому в районах развития отложений обеих систем наблюдаются контакты самых различных горизонтов их.

Однако, чтобы уловить переломный момент между сокращением и последующим расширением морских бассейнов необходим анализ материалов по тем участкам, где развиты отложения смежных ярусов этих систем. Поэтому в настоящей работе нами приводятся данные только по тем разрезам, в которых присутствуют верхние ярусы юры и нижние ярусы мела или же одни из них. Для решения поставленной задачи необходимо рассмотреть в этих разрезах литофациальные особенности и характер контакта смежных ярусов обеих систем, а также комплексы содержащейся в них фауны и др.

Схематическое описание таких разрезов нами приведено по следующим крупным регионам Кавказа: северо-западная и центральная части Северного Кавказа, Дагестан, Юго-Восточный Кавказ, северо-западная часть южного склона Большого Кавказа и Малый Кавказ.

В северо-западной части северного склона Большого Кавказа, по данным *Н. П. Луппова* (1952), отложения смежных ярусов юры и мела развиты в ряде пунктов. На р. р. Псекупс и Пшиш на глинисто-мергельной флишевой толще титона залегает песчано-конгломератовый базальный слой берриаса. Выше следуют глинисто-мергельные и песчанистые породы берриаса, валанжина и готерива.

К востоку переход между титоном и берриасом становится постепенным. На р. Пшеха оба яруса выражены в глинисто-мергельной фации, а на р. Хокодз — известняками. Далее снова наблюдается резкое обмеление бассейна на рубеже юры и мела. На р. Белая известняковый берриас залегает на лагунных образованиях — пестроцветных глинисто-песчанистых отложениях киммериджа.

В рассмотренной выше части Кавказа из титона известны: *Virgatosphinctes densiplicatus Waag., V. contiguus Catullo, Lytoceras sutile Opp., Aulacosphinctes* cf. *eudichotomus Zitt., Ptychophylloceras semisulcatum d'Orb., Micracanthoceras* cf. *microcanthus Opp., Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb., Lamellaptychus* cf. *beyrichi Opp., Nautilus strambergensis Opp.* и много других представителей аммонитов и пелеципод (см. табл. 1).

Берриасская фауна в этом регионе представлена: *Berriasella pontica Ret., B. janus Ret., Rjasanites rjasanensis maicopensis Grig., Euthymiceras transfigurabilis Bogosl., Malbosiceras malbosi Pict., Phylloceras calypso d'Orb., Nautilus malbosi Pict., Itieria rugifera Zitt., Aucella volgensis Lah., Toxaster* cf. *granosus d'Orb.* и другими представителями аммонитов, гастропод, пелеципод, брахиопод и т. д. (см. табл. 2).

Восточнее р. Белая на большом расстоянии наблюдается значительный перерыв в осадконакоплении на рубеже юры и мела. На р. р. Ходзь, Большая Лаба, Уруп, Большой Зеленчук и др., по данным *Т. А. Мордвилко* (1960), на красноцветных лагунно-континентальных отложениях титона залегают различные горизонты апта и альба. Далее на юго-восток этот перерыв снова сильно сокращается, и на р. Кубань на лагунных образованиях титона залегают мергели берриаса, а на р. Кума и в районе гор. Кисловодск — известняки валанжина с песчано-конгломератовым слоем в основании.

В центральной части Сев. Кавказа, от района Кисловодска, примерно, до границы Дагестанской АССР, в большинстве разрезов присутствуют как титонские, так и берриасские отложения, которые выражены, в основном, в карбонатной фации. Однако, и здесь наблюдаются последствия значительных подвижек на рубеже двух веков. Так, по данным *В. В. Друщица* и *И. А. Михайловой* (1966), мергели и мергельно-песчанистые отложения с берриасскими аммонитами залегают здесь на размытой поверхности титонских доломитов (р. Гунделен), доломитизированных известняков (р. Чегем) и массивных известняков (гор. Нальчик, р. р. Ардон, Фиагдон). Лишь на р. Асса массивные известняки титона, по данным *В. П. Ренгартена*, постепенно переходят в тонкослоистые мергели и известняки берриаса.

В этой части Северного Кавказа титонские отложения содержат весьма

Распространение титонской фауны на Кавказе *Таблица 1.*

№№ пп	Названия видов	Сев.-зап. часть Сев. Кавказа	Центр. часть Сев. Кавказа	Дагестан	Юго-Восточный Кавказ	Сев.-зап. часть юг. склона Б. Кав.	Малый Кавказ
1	2	3	4	5	6	7	8
1	*Virgatosphinctes densiplicatus* Waag.	+	+				
2	*V.* cf. *chalmasi* Kil.	+					
3	*V.* cf. *transitorius* Opp.	+					
4	*Subplanites contiguus* Catullo	+	+				+
5	*Aulacosphinctes* cf. *eudichotomus* Zitt.	+					
6	*A.* cf. *hundesianus* Uhl.	+					
7	*Perisphinctes zitteli* Semirad.						+
8	*P. caucasicus* Khud.	+					
9	*Micracanthoceras* cf. *microcanthus* Opp.	+					
10	*Phylloceras* cf. *ptychostoma* Ben.	+					
11	*Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb.	+				+	
12	*Holcophylloceras tithonicum* Khud.	+				+	
13	*Haploceras carachtheis* Zeuschn.					+	+
14	*H. staszycii* Zeuschn.					+	
15	*H. elimatum* Opp.					+	
16	*Protetragonites quadrisulcatus* d'Orb.					+	
17	*Lemencia pseudorichteri georgica* Khim.					+	
18	*Hemilytoceras municipale* Opp.	+					
19	*Oppelia strambergensis* Blaschke	+				+	
20	*Ptychophylloceras semisulcatum* d'Orb.	+					
21	*Berriasella richteri* Opp.					+	
22	*B. lorioli* Zitt.					+	
23	*Lytoceras sutile* Opp.	+					
24	*Lamellaptychus beyrichi* Opp.	+					+
25	*Lamellaptychus lamellosus* Quenst.						+
26	*Punctaptychus punctatus* Voltz						+
27	*Nautilus strambergensis* Opp.	+					
28	*Pentaptyxis austriaca* Zitt.					+	+
29	*Ptygmatis pseudobuntprutana* Gemm.					+	
30	*Nerinea* cf. *weberi* Pčel.					+	
31	*Phaneroptyxis pupoides* d'Orb.					+	
32	*P. kokkosensis* Vogdt					+	
33	*P. obtusiceps* Zitt.		+				
34	*P. staszycii* Zeuschn.		+				
35	*Itieria gemmellaroi* Pčel.					+	
36	*Polyptyxis irregularis* Pčel.		+				
37	*Arca catalunica* Lor.		+				
38	*Isoarca inflata* Etallon	+					
39	*I. cordiformis* Zieten	+					
40	*I. eminensis* Quenst.	+					
41	*Cardium collineum* Buv.					+	
42	*Protocardia abkhasica* Khim.					+	
43	*Venilicardia royeri* Lor.		+				
44	*Camptonectes tithonicus* Gemm. et Blasi		+			+	
45	*Chlamys quenstedti* Blaschke	+				+	
46	*Ch. polycycla* Blaschke					+	
47	*Ch. splendens* Dollf.					+	

Таблица 1. (продолжение)

№№ пп	Названия видов	Сев.-зап. часть Сев. Кавказа	Центр. часть Сев. Кавказа	Дагестан	Юго.-Восточный Кавказ	Сев.-зап. часть ю. склона Б. Кав.	Малый Кавказ
1	2	3	4	5	6	7	8
48	*Ch. viminea* Sow.					+	
49	*Aequipecten nebrodensis* Gemm. et Blasi					+	
50	*Spondylopecten aequatus* Quenst.					+	
51	*S. subspinosus* Schloth.					+	
52	*Exogyra remesi* Pčel.	+					
53	*E. planata* Quenst.	+					
54	*E. baksanensis* Pčel.		+				
55	*Ostrea multiformis* Koch et Dunker					+	
56	*Lopha strambergensis* Boehm						+
57	*Hinnites subtilis* Boehm					+	
58	*H. astartinus* Boehm					+	
59	*Trigonia barrensis* Buv.		+				
60	*Mytilus furcatus* Münst.	+					
61	*M. pectinatus* d'Orb.					+	
62	*Diceras acutum* Boehm	+					
63	*D. speciosum* Münst.					+	
64	*Pleuromya tellina* Ag.					+	
65	*Gervillia linearis* Buv.					+	
66	*Modiola foucardi* Roll.		+				
67	*Cryptorhynchia baksanensis* Moiss.		+				
68	*Terebratula bieskidensis* Moiss.		+				
69	*Rhynchonella asteriana* d'Orb.					+	
70	*R. cheronnensis* cf. *moutoniformis* Jac. et Fall.						+
71	*Cheirothyris trigonellus* Schloth.						+
72	*Pygope janitor* Pict.						+
73	*Cryptoplocus depressus* Voltz					+	
74	*Thecosmilia irregularis* Etallon					+	
75	*Calamophyllia flabellum* Blainv.					+	
76	*Heliocoenia variabilis* Etallon					+	

скудную фауну. *Г. А. Логинова* (1964) указывает на находку *Subplanites contiguus Cat.* и *Virgatosphinctes densiplicatus Waag.* Отсюда известны также: *Polyptyxis irregularis Pčel., Phaneroptyxis obtusiceps Zitt., Area catalunica Lor., Exogyra baksanensis Pčel., Camptonectes tithonicus Gemm.* et *Blasi, Cryptorhynchia baksanensis Moiss.* (*Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин*, 1963) и др.

Берриасские отложения центральной части Северного Кавказа содержат сравнительно богатую фауну. По данным *В. В. Друщица, И. А. Михайловой* (1966), *Т. А. Мордвилко* (1960) и других исследователей она представлена: *Negreliceras negreli Math., Euthymiceras trasfigurabilis Bog., E. euthymi Pict., Berriasella incomposita Ret., B. subrichteri Ret., Rjasanites rjasanensis Nik., Malbosiceras corjeli Grig., Neocomites* cf. *occitanicus Pict. et Camp., Himalayites breveti Rom., Aucella volgensis Lah.* и многими другими представителями аммонитов, гастропод, пелеципод, брахиопод (см. табл. 2).

На р. Аргун у сел. Башан-Кале морские отложения берриаса, представленные чередованием сланцеватых мергелей и известняков, залегают на лагунных образованиях — известняках и алебастрах титона. Несколько севернее этого селения берриас выпадает из разреза, и валанжин залегает непосредственно на титоне.

В Дагестане с северо-запада на юго-восток перерыв в осадконакоплении на рубеже юры и мела резко увеличивается. Так, по данным *Т. А. Мордвилко* (1960), если на р. Андийское Койсу мергели и известняки берриаса залегают на доломитах и доломитизированных известняках титона, то на

Таблица 2.

Распространение берриасской фауны на Кавказе

№№ пп	Названия видов	Сев.-зап. часть Сев. Кавказа	Центр. часть Сев. Кавказа	Дагестан	Юго-Восточный Кавказ	Сев.–зап. часть юг. склона Б. Кав.	Малый Кавказ
1	2	3	4	5	6	7	8
1	*Berriasella pontica* Ret.	+			+		
2	*B. subchaperi* Ret.	+			+		
3	*B. callisto* d'Orb.	+			+		+
4	*B.* cf. *subcallisto* Touc.				+		
5	*B. berthei* Touc.				+		
6	*B. carpathica* Zitt.				+		
7	*B. obtusenodosa* Ret.	+			+		
8	*B. jana* Ret.	+			+		
9	*B. subrichteri* Ret.	+	+	+	+		
10	*B. euxina* Ret.				+		
11	*B.* cf. *incomposita* Ret.		+		+		
12	*B. cortasori* Kil.			+			
13	*B. pauyannei* Pom.						+
14	*Riasanites rjasanensis* Nik.	+	+				
15	*Ptychophylloceras ptychoicum* Quenst.				+		
16	*Pt. semisulcatum* d'Orb.	+			+		
17	*Holcophylloceras tauricum* Ret.				+		
18	*H. calipso* d'Orb.	+		+			
19	*Neocomites occitanicus* Pict.	+	+		+		
20	*N. retowskyi* Sar. et Schönd.				+		
21	*Euthymiceras transfigurabilis* Bogosl.	+	+		+	+	
22	*E. euthymi* Pict.	+	+				
23	*Subthurmannia boissieri* Pict.				+		
24	*Spiticeras obliquelobata* Uhl.				+		
25	*Spiticeras proteus* Ret.	+					
26	*Phylloceras serum* Opp.			+			
27	*Blanfordiceras caucasicum* Grig.	+					
28	*Protacanthodiscus renngarteni* Grig.	+					
29	*Negreliceras negreli* Math.		+		+	+	
30	*Malbosiceras malbosi* Pict.	+					
31	*M. korjeli* Grig.	+	+				
32	*Pomeliceras breveti* Pomel.	+					
33	*Protetragonites quadrisulcatus* d'Orb.			+		+	+
34	*Laevaptychus* cf. *latus* Park.				+		
35	*Lamellaptychus beyrichi* Opp.						+

Таблица 2. (продолжение)

№№ пп	Названия видов	Сев.-зап. часть Сев. Кавказа	Центр. часть Сев. Кавказа	Дагестан	Юго-Восточный Кавказ	Сев.-зап. часть юг. склона Б. Кав.	Малый Кавказ
1	2	3	4	5	6	7	8
36	*L. lamellosus* (Park.) Trauth				+		
37	*Punctaptychus punctatus* Voltz	+			+		+
38	*P. imbricatus* Meyer				+		
39	*P. malbosi* Pict.				+		
40	*Nautilus malbosi* Pict.	+					
41	*N. pseudo-elegans* d'Orb.	+					
42	*Conobelus conicus* Blainv.				+		
43	*C. orbignyanus* Duv.				+		
44	*Pseudobelus bipartitus* Blainv.				+		
45	*Duvalia lata* Blainv.				+		
46	*Polygonalia polygonalis* Blainv.				+		
47	*Itieria rugifera* Zitt.	+					
48	*Natica veneliaeformis* Pčel.	+					
49	*Nerinea etalloni* Pict. et Camp.	+					
50	*N. upensis* Vogdt	+					
51	*N. guerasimovi* Pčel.	+					
52	*Aporrhais valanginensis* Pict. et Camp.		+				
53	*Tylostoma* cf. *laharpi* Pict. et Camp.		+				
54	*Pleurotomaria blancheti* Pict. et Camp.	+					
55	*Cucullaea* cf. *gabrielis* Leym.	+					
56	*Aucella crassicollis* Keys.		+				
57	*A. volgensis* Lah.	+	+				
58	*Lopha rectangularis* Roem.	+				+	
59	*Pholadomya gigantea* Sow.	+					
60	*Ph. elongata* Münst.		+				
61	*Neithea valangiensis* Pict. et Camp.		+				
62	*Pinna robinaldina* d'Orb.		+				
63	*Pterotrigonia caudata* Ag.		+				
64	*Trigonia barrensis* Buv.		+				
65	*T.* cf. *loewinson-lessingi* Renng.			+			
66	*Venilicardia royeri* Lor.		+				
67	*Modiola gillieroni* Pict. et Camp.		+				
68	*Exogyra tuberculifera* Koch. et Dunc.	+	+		+		
69	*Amphidonta subsinnata* Leym.					+	
70	*Litophaga oblonga* d'Orb.				+		
71	*Lima dubisiensis* Pict. et Camp.		+				
72	*Myophorella loewinson-lessingi* Renng.		+				
73	*Gervillia terekensis* Renng.		+				
74	*Acromytilus couloni* Marc.		+				
75	*Lyra neocomiensis* d'Orb.				+		
76	*Crytorhynchia baksanensis* Moiss.		+				
77	*Terebratula bieskidensis* Moiss.		+			+	
78	*T. jaccardi* Lor.						
79	*Zeilleria abchasica* Nutz.					+	
80	*Psilothyris čegemensis* Moiss.		+				
81	*Rhynchonella kwesanensis* Nutz.					+	
82	*Cidaris punctatissima* Agass.				+		
83	*Pentacrinus neocomiensis* Des.					+	

р. Кара-Койсу последний отсутствует, и берриас залегает на киммеридже, представленном известняками, а на р. Казы-Кумухское Койсу на киммеридже залегает уже терригенно-карбонатный готерив. Еще южнее на р. Уллучай отсутствуют отложения от келловея до готерива включительно. В южной части Дагестана (р. р. Рубас-чай, Цмур-чай) берриасские морские отложения — конгломераты, песчаники, мергели — трансгрессивно перекрывают батские и келловейские глинисто-песчанистые сланцы.

В Дагестане берриасские отложения, по данным *Т. А. Мордвилко* (1962), содержат скудную фауну: *Berriasella cortasori Kil., B.* ex gr. *subrichteri Ret., Trigonia loewinson-lessingi Rennig.*

На Юго-Восточном Кавказе в пределах Азербайджанской ССР перерыв в осадконакоплении на рубеже юры и мела проявлялся по разному. Почти повсеместно трансгрессивный берриас перекрывает различные горизонты верхней и средней юры. Лишь на г. Шахдаг наблюдается постепенный переход между титоном и берриасом, представленным доломитизированными и частично окремненными известняками. К юго-востоку, на р. Джимичай, у сел. Конахкенд берриасские песчано-мергельно-глинистые флишоидные отложения с базальным конгломератом в основании залегают на песчано-глинистых сланцах средней юры. Такая же картина наблюдается еще восточнее, на р. Кызыл-Казмачай, а между последними двумя пунктами, на р. Дагнячай, базаль- ные конгломераты берриаса залегают непосредственно на известняках титона.

В титоне этой части Кавказа фауна, поддающаяся определению, не обнаружена. Наоборот, берриас содержит довольно богатую фауну аммонитов, белемнитов, гастропод и др. (*А. Г. Халилов*, 1965), в том числе руководящих видов: *Negreliceras negreli Math., Euthymiceras transfigurabilis Bogosl., Neocomites retowskii Sar.* et *Schönd., Subthurmannia boissieri Pict., Berriasella pontica Ret., Spiticeras obliquelobatus Uhl.*, а также ряд других видов *Berriasella, Neocomites, Punctaptychus, Lamellaptychus, Conobelus* и др. (см. табл. 2).

В западной части южного склона Большого Кавказа на территории Северо-Западной Грузии, по данным *М. С. Эристави* (1952), в ряде разрезов наблюдается сравнительно незначительный перерыв в осадконакоплении на рубеже юры и мела, а местами — постепенный переход между ними. Так, в Западной Абхазии на слоистых и брекчированных известняках титона согласно залегают доломитизированные известняки и мергели берриаса, а выше — валанжина. Здесь же местами наблюдается трансгрессивное залегание берриаса на различных горизонтах титона.

В Центральной Абхазии на пестроцветных отложениях верхней юры (киммеридж-титон?) трансгрессивно с конгломератом в основании залегают доломиты и мергелистые известняки берриаса. Такая же картина наблюдается к востоку, в Самурзакано, на р. Ларакванка и в Северной Раче. Восточнее, в районе сел. Цханари массивные титонские известняки переходят в брекчированные и слоистые известняки берриаса, а выше следуют известняки валанжина и готерива.

В рассмотренной части Грузии титонские отложения, по данным *Н. Г. Химшиашвили* (1964), содержат: *Phylloceras tithonicum Khud., Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb., Berriasella richteri Opp. Haploceras carachtheis Zeuschn.* и другие виды аммонитов, гастропод, пелеципод и брахиопод (см. табл. 1).

Берриасские отложения этого региона, по данным *М. С. Эристави*, содержат руководящие виды: *Negreliceras* cf. *negreli Math. Euthymiceras* cf, *transfigurabilis Bogosl.*, *Zeilleria abchasica Nutz.*, *Tereblatula jaccardi Lor.* и др. (см. табл. 2).

На Малом Кавказе перерыв между юрским и меловым циклами осадконакопления был длительным. На значительной территории этой области указанный перерыв фиксируется от различных горизонтов средней и верхней юры до середины верхнего мела. Однако, в некоторых синклинориях наблюдается сильное сокращение, а местами отсутствие этого перерыва. В бассейне р. Базарчай вулканогенно-осадочные породы берриас-валанжина трансгрессивно с базальным конгломератом в основании залегают на известняках титона. На р. Джебраилчай известняки берриас-валанжина залегают на вулканогенной верхней юре (киммеридж?). В районе гор. Гадрут и на р. Тертер известняки титона, берриаса и валанжина составляют единую толщу. В районе гор. Шуша на различных горизонтах известняков титона, а местами оксфорда залегают известняки готерива.

Фауна титона на Малом Кавказе представлена: *Haploceras carachtheis Zeuschn.*, *Subplanites contiguus Catullo*, *Perisphinctes zitteli Semirad.*, *Lamellaptychus beyrichi beyrichi Trauth*, *Punctaptychus punctatus punctatus Trauth* и др. (см. табл. 1).

Из берриасских отложений Малого Кавказа *А. Г. Халиловым*, *Г. А. Алиевым*, *Р. Б. Аскеровым* (1967) и *О. Б. Алиевым* (1965) приводятся: *Berriasella pauyannei Pomp.*, *B.* ex gr. *callisto d'Orb.*, *Protetragonites* cf. *quadrisulcatus d'Orb.*, *Punctaptychus punctatus Voltz*, *Lamellaptychus beyrichi Opp.*

После вышеприведенного схематичного описания характера контактов и литофациальных особенностей отложений смежных ярусов юры и мела, а также титонских и берриасских комплексов фауны, можно придти к некоторым общим выводам.

Сопоставление состава фауны, особенно аммонитов, титона и берриаса показывает значительную близость их. Такая близость фауны этих двух ярусов, особенно сильно выраженная в ряде европейских провинций, являлась основным доводом для отнесения берриаса к юре. Такого же мнения придерживаются и некоторые современные стратиграфы.

Однако, по нашему мнению, при определении объема крупных стратиграфических единиц и положения границы между ними надо опираться, главным образом, на геологические критерии, т. е. на характер изменения процесса осадконакопления, отражающего крупные этапы развития Земли. С этой точки зрения, характер контакта юрских и меловых отложений на Кавказе показывает, что существенная перестройка земной коры произошла именно на рубеже титона и берриаса.

Что касается близости аммонитовой фауны титона и берриаса, то надо учесть, что, во-первых, такую близость проявляют далеко не все группы органического мира, а во-вторых, обновление фауны, как следствие изменения среды, обычно несколько отстает от изменения физико-географических условий, тогда как эти изменения сразу же отражаются на процессе осадконакопления.

В целом титон является регрессивным комплексом, завершающим юрский

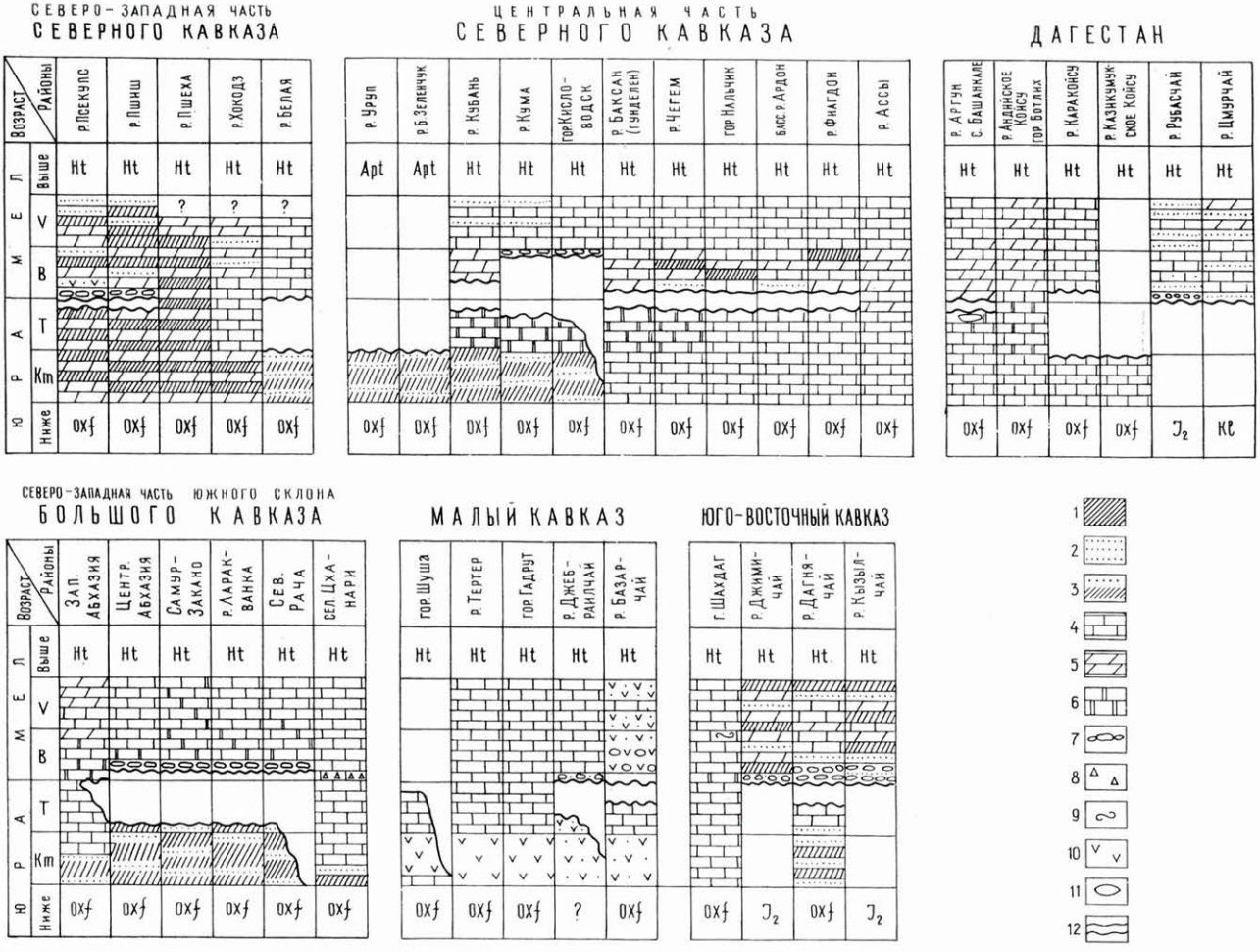


Рис. 1. Характер границы юры и мела в различных районах Кавказа

Легенда: 1. глины, *2.* песчаники, *3.* пестроцветы, *4.* известняки, *5.* мергели, *6.* доломиты, *7.* конгломераты, *8.* брекчии, *9.* окремнение, *10.* туфогенные породы, *11.* линзы, *12.* трансгрессивное положение

цикл осадконакопления, а берриас, как трансгрессивный комплекс, составляет основание мелового цикла осадконакопления.

Вышеизложенное еще раз подтверждает правильность проведения границы между юрской и меловой системами по подошве берриасского яруса.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев О. Б. — Алиюлла Х. 1965: Материалы к установлению нижневаланжинских отложений на г. Сусзлук (малый Кавказ) . — ДАН Азерб. ССР, **XXI,** № 4.

Друщиц В. В. — Михайлова И. А. 1966: Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. — Изд. Моск. Ун-та.

Друщиц В. В. — Оленин В. Б. — Соколов Б. А. — Трохова А. А. 1959: Новые данные по стратиграфии нижнего мела Центральной Абхазии. — Изв. ВУЗов, геология и разведка, **8.**

Логинова Г. А. 1964: Стратиграфия верхнеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа. — Изд. Моск. Ун-та, 1964, (автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук).

Луппов Н. Н. 1952: Нижнемеловые отложения северо-западного Кавказа и их фауна. — Тр. ВНИГРИ, нов. сер., **65.**

Мордвилко Т. А. 1960: Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. — Часть **I.** Изд. АН СССР.

Мордвилко Т. А. 1962: Нижнемеловые отложения юго-восточных районов Северного Кавказа и Предкавказья. — Часть **II.** Изд. АН СССР.

Ренгартен А. П. 1961: Опорные разрезы южнемеловых отложений Дагестана. — Изд. АН СССР.

Самышкина К. Г. 1958: Микрофауна и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного и Центрального Дагестана. — Махачкала. (Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.)

Халилов А. Г. 1965: Стратиграфия нижнемеловых отложений юго-восточного окончания Большого Кавказа. — Изд. АН Азерб. ССР.

Халилов А. Г. — Алиев Г. А. — Аксеров Р. Б. 1967: Новые данные о нижнемеловых отложениях в Джебраильском и Гадрутском районах (Малый Кавказ). — ДАН Азерб. ССР, **XXIII,** № 4.

Химшиашвили Н. Г. 1964: К изучению титонских отложений Грузии . — В кн. «Вопросы геологии Грузии», **XXII** сессия МГК.

Эристави М. С. 1952: Грузинская глыба в нижнемеловое время. — АН Груз. ССР, Тр. Геол. Ин-та, сер. геол., У1 **(XI).**

А. Г. Ю. Халилов

ИГ АН АзССР
ул. Низами 67,
Баку
СССР

SUR LE JURASSIQUE DE LA ZONE HELVÉTIQUE EN SUISSE

par

R. TRÜMPY

Avant-propos

Cette note veut donner un bref aperçu de l'évolution paléogéographique et sédimentaire du domaine helvétique en Suisse au cours de la période Jurassique. Elle sert de complément aux descriptions de CADISCH (1952, p. 137–149) et de HÖLDER (1964, p. 376, 403, 419).

Le domaine helvétique comprend la couverture plus ou moins autochtone des massifs des Aiguilles Rouges, du Mont-Blanc et de l'Aar (largeur déployée visible 5–20 km), les nappes helvétiques (largeur déployée 20–30 km) et les nappes ultra-helvétiques (largeur déployée difficile à estimer, de l'ordre de 40 km). Il correspond à la bordure externe, miogéosynclinale, des géosynclinaux alpins; et c'est précisément au cours du Jurassique que la subsidence géosynclinale atteint ce domaine, alors qu'elle avait débuté un peu plus tôt dans les zones plus internes. On ne sait que très peu de choses sur le Jurassique du domaine valaisan, qui fait suite au domaine helvétique vers le S, sauf que le Lias y est représenté par des calcaires peu épais et de faciès peu profond. Nous pensons que le géosynclinal valaisan s'est essentiellement développé au cours du Crétacé inférieur.

Jurassique inférieur

Au Trias, le domaine helvétique correspondait à la marge méridionale du bassin germanique. Tout au début de la période Jurassique, les communications directes entre les mers alpines et les mers épicontinentales du Jura souabe et franco-suisse furent interrompues par l'émergence d'une assez grande île, la «Terre Alémanique» (TRÜMPY, 1949). Son bord septentrional est caché sous le bassin molassique, alors que son bord méridional s'observe dans la couverture des massifs autochtones ainsi que dans les nappes helvétiques inférieures. Au sud de la marge assez abrupte de la Terre Alémanique, la subsidence géosynclinale va débuter aussitôt, et elle va s'accentuer à partir du milieu de l'époque liasique.

D'après le développement des terrains liasiques, on peut distinguer trois bandes au sein du domaine helvétique s. l.:

1. Bande dont les formations liasiques sont absentes, soit qu'elles n'aient jamais été déposées (bord sud de la Terre Alémanique), soit qu'elles aient été enlevées par des érosions anté-bajociennes.
2. Bande où le Lias est représenté par des roches à forte influence détritique, déposées en eau peu profonde (grès et calcaires gréseux, à grain parfois très grossier, calcarénites etc.).
3. Bande où le Lias consiste en formations vaseuses, déposées en eau peu agitée et probablement assez profonde.

La bande *(2)* représente le faciès helvétique proprement dit, influencé par la proximité de la Terre Alémanique et de haut-fonds isolés, alors que le type *(3)* se relie au vaste domaine dauphinois des Alpes françaises. Dans les deux zones de faciès, l'épaisseur du Lias atteint quelques centaines de mètres.

Il y a souvent des transitions entre les types *(2)* et *(3)*; on note surtout que le faciès dauphinois s'installe en maints endroits à partir du Pliensbachien supérieur (Domérien), marquant ainsi l'accélération de la subsidence à partir du Lias moyen. La répartition de ces zones de faciès est représentée par la fig. 1. On remarquera l'obliquité des zones paléogéographiques jurassiques par rapport aux alignements structuraux alpins. Nous allons discuter les variations de faciès du Lias suivant les trois profils transversaux indiqués dans la figure 1.

Transversale a) (Mont-Blanc et vallée du Rhône à l'amont du Lac Léman)

En arrivant du NW, nous trouvons d'abord le Jurassique moyen et même le Jurassique supérieur transgressifs sur les roches du Trias ou sur le Cristallin du massif des Aiguilles Rouges. Un petit témoin de Lias sur le versant E de la vallée du Rhône démontre que le Lias s'y était déposé, mais qu'il a été enlevé par une érosion antérieure au Bajocien s. str. Le long de la bordure NW du massif du Mont-Blanc, sur le flanc SE du «Synclinal» de Chamonix, il y a au moins 400 m de Lias, des calcaires sombres, marneux, parfois échinodermiques surmontés par des schistes sombres du Toarcien. Les influences détritiques augmentent vers le NE. En Suisse, le géosynclinal dauphinois se divise en trois branches; le Lias de Chamonix appartient à la branche médiane. Au SE de ce sillon de Chamonix, sur le versant E du massif du Mont-Blanc, nous arrivons dans les parages d'une petite île, l'île du Mont-Blanc. Autour de cette île, les formations liasiques sont gréseuses et contiennent d'abondants grains de feldspath remarquablement frais. Près de la frontière italo-suisse et dans le haut Val d'Aoste, des roches d'âge aalénien, débutant par un conglomérat de base très grossier (poudingue de l'Amône), reposent directement sur le Cristallin.

Dans cette transversale, le Lias des nappes helvétiques n'est connu que dans la zone des racines; il y montre son développement helvétique normal. Ce n'est que dans les nappes ultrahelvétiques que nous tombons sur la branche la plus interne du sillon vaseux dauphinois. Une coupe étudiée par TRÜMPY (1951) dans les Préalpes Internes à l'E de la vallée du Rhône montre 3 m de calcaires à huîtres (Hettangien?), 75 m de calcaires marneux du Sinémurien et du Pliensbachien inférieur à ammonites, brachiopodes et pélécypodes, et 450 m de schistes marneux à ammonites et à *Posidonia* du Pliensbachien supérieur (Domérien) et du Toarcien. Cette succession est assez typique pour l'accélération de la subsidence géosynclinale au cours du Jurassique inférieur. La branche la

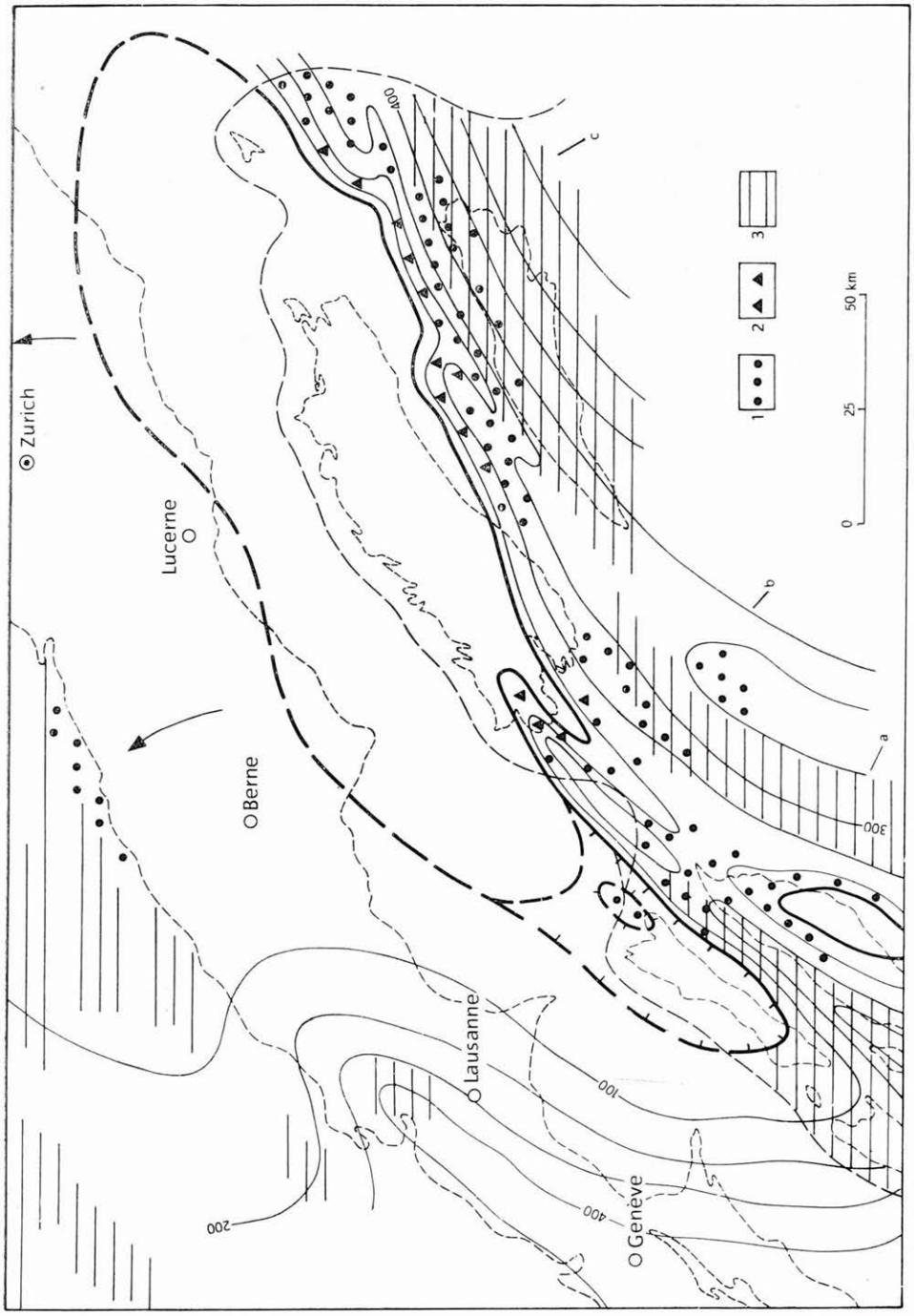


Fig. 1. Faciès et épaisseur du Lias dans la zone helvétique de Suisse et dans son avantpays. Base palinspastique pour la partie alpine. Bassin molassique d'après Büchi *et al.* (1965). (Les transversales *a*—*c* sont celles décrites dans le texte.)

Légende: 1. Faciès gréseux (helvétique), *2.* Matériaux détritiques grossiers, *3.* Faciès calcaréo-vaseux (dauphinois et jurassien)

plus occidentale du sillon dauphinois passe sous le Lac Léman et le Lac de Neuchâtel. Les terrains liasiques n'arrivent pas à la surface, mais le forage d'Essertines a rencontré 400 m de marnes et de calcaires (BÜCHI et al., 1965).

Transversale b) (Oberland Bernois et Valais central)

Le long de cette transversale, nous pouvons distinguer six zones, du N au S:

1. Des terrains liasiques manquent sur la coupole de Gastern, équivalent alpin du massif des Aiguilles Rouges.

2. Sur le dos de la partie septentrionale du massif de l'Aar s. s. ($\approx$massif du Mont-Blanc), les formations liasiques apparaissent très brusquement et atteignent des épaisseurs de 300 à 500 m. Du point de vue structural et paléogéographique, c'est la prolongation de la cicatrice de Chamonix; mais ici, les faciès sont typiquement «helvétiques», avec des grès grossiers, à débris de gneiss et de dolomies triasiques, du Sinémurien supérieur et du Pliensbachien supérieur. L'analyse paléotectonique par BAER (1959) a mis en lumière un système de paliers, larges de quelques km, inclinés au N et limités par des failles normales dont la lèvre S est abaissée. Dans chaque palier, les épaisseurs maximales des formations liasiques se trouvent au N. Cette configuration paléotectonique, très semblable à celle des Alpes glaronnaises (voir en bas), implique des mouvements verticaux joints à une certaine distension, alors qu'il n'y a aucun indice de forces compressives.

3. Une bande étroite où les formations liasiques sont réduites ou absentes; cette dorsale (presqu'île du Bietschhorn) semble se trouver sur la prolongation NE de l'île du Mont-Blanc.

4. Dans l'extrême S du massif de l'Aar, les formations liasiques réapparaissent très brusquement; elles y sont fortement détritiques (SCHENKER, 1946).

5. Puisque le décollement de la nappe helvétique de l'Oberland Bernois s'est en général fait au niveau des schistes aaléniens, il n'y a que peu de terrains liasiques dans la nappe du Wildhorn. Là où ils existent, ce sont des calcaires sableux et siliceux assez monotones, avec des intercalations de schistes marneux.

6. Les nappes ultrahelvétiques de la même région ont habituellement un Lias à faciès dauphinois. Pourtant, il y a aussi des calcaires échinodermiques du Lias inférieur (BADOUX, 1945), ce qui montre que la paléogéographie était assez complexe.

Transversale c) (Alpes glaronnaises et partie E du massif du Gotthard)

Dans les Alpes glaronnaises, des dépots liasiques (hormis le Toarcien touf à fait supérieur) manquent non seulement dans toute la couverture du massif de l'Aar, mais encore dans les nappes helvétiques les plus basses (Glaris et majeure partie de Mürtschen). Ces deux nappes sont d'origine plus externe que les autres unités helvétiques s. str., et elles n'ont pu se décoller que grâce à la présence locale du «Verrucano» permien très épais. Ce n'est que dans les nappes supérieures que se rencontrent les formations liasiques, épais de 300–500 m. Comme en Valais central, la bordure N du bassin de sédimentation était tranchée; toutes les formations se biseautent, vers N et le W, sur une distance

de 2 km. Les plus grandes épaisseurs sont mesurées peu au S et à l'E de cette marge, et c'est là aussi que l'on trouve les plus gros débris de quartz et de dolomie dans les grès du Sinémurien supérieur et du Pliensbachien. Cette brusque bordure entre la Terre Alémanique et les mers de la Téthys suggère l'existence d'une flexure ayant joué pendant le dépôt des formations liasiques. La reconstitution paléogéographique aboutit encore à un régime de paliers antithéthiques, mais plus larges que ceux étudiés par BAER et limités par des flexures plutôt que par les failles.

La figure 2 donne la coupe générale et les termes lithostratigraphiques du Lias glaronnais. Les formations inférieures (couches à Cardinies et formation du Prodkamm) ont été déposées en eau très peu profonde, en partie dans le domaine intertidal; elles contiennent entre autre des calcaires oolithiques, des biostromes à polypiers, des lits de dolomie primaire et des ripplemarks symmétriques. Le quartz détritique y est abondant, mais de grain très fin. Il n'y a pratiquement pas de céphalopodes. Vers le milieu du Sinémurien (zone à *semicostatum*) la différence de relief entre la Terre Alémanique au N et le bassin de sédimentation au S s'accentue. A partir de ce moment apparaissent les ammonites et des grains très grossiers de quartz et de dolomie. Le Toarcien (exception faite de la zone à *aalensis*, qui fait partie du complexe lithologique «Jurassique moyen») n'est représenté que par des couches condensées très minces et marque une période d'érosion sousmarine.

Le domaine dont proviennent les nappes ultrahelvétiques de la Suisse occidentale trouve son équivalent, en Suisse orientale, dans la couverture sédimentaire du massif du Gotthard. Ses sédiments jurassiques sont métamorphiques et furent longtemps confondus avec des schistes lustrés penniques. Ce n'est que récemment que leur stratigraphie a été éclaircie par JUNG (1963), BAUMER (1964) et FREY (1967). Ces auteurs distinguent trois formations:

1. Formation du Stgir: schistes argileux et marneux avec des lits de calcaires (dont des calcaires oolithiques, à crinoïdes et polypiers) et de quartzites; grès calcaires grossiers au sommet. Même dans ses détails, la formation du Stgir se compare très bien aux quartzites de base, aux couches à Cardinies et au formations du Prodkamm et du Spitzmeilen des Alpes glaronnaises [Rhétien supérieur à Sinémurien supérieur (Lotharingien) de faciès helvétique].

2. Formation de l'Inferno (essentiellement Lias moyen): schistes calcarifères gris (faciès dauphinois) avec de minces intercalations de calcaires gréseux et échinodermiques (faciès helvétique).

3. Formation du Coroi: schistes argileux noirs, pyriteux, très monotones (faciès dauphinois). La formation du Coroi n'a pas livré de fossiles. Elle représente probablement le Toarcien et l'Aalénien; ce serait l'équivalent métamorphique de «l'Aalénien des Cols» ultrahelvétique.

L'épaisseur composite des trois formations est de l'ordre de 2000 m, ce qui représente le maximum d'épaisseur connu pour le Jurassique inférieur des Alpes suisses. Ces formations liasiques se suivent autour de la marge méridionale du massif du Gotthard. Près de son extrémité occidentale, la couverture «autochtone» du massif, à faciès helvético-dauphinois mixte, est chevauchée

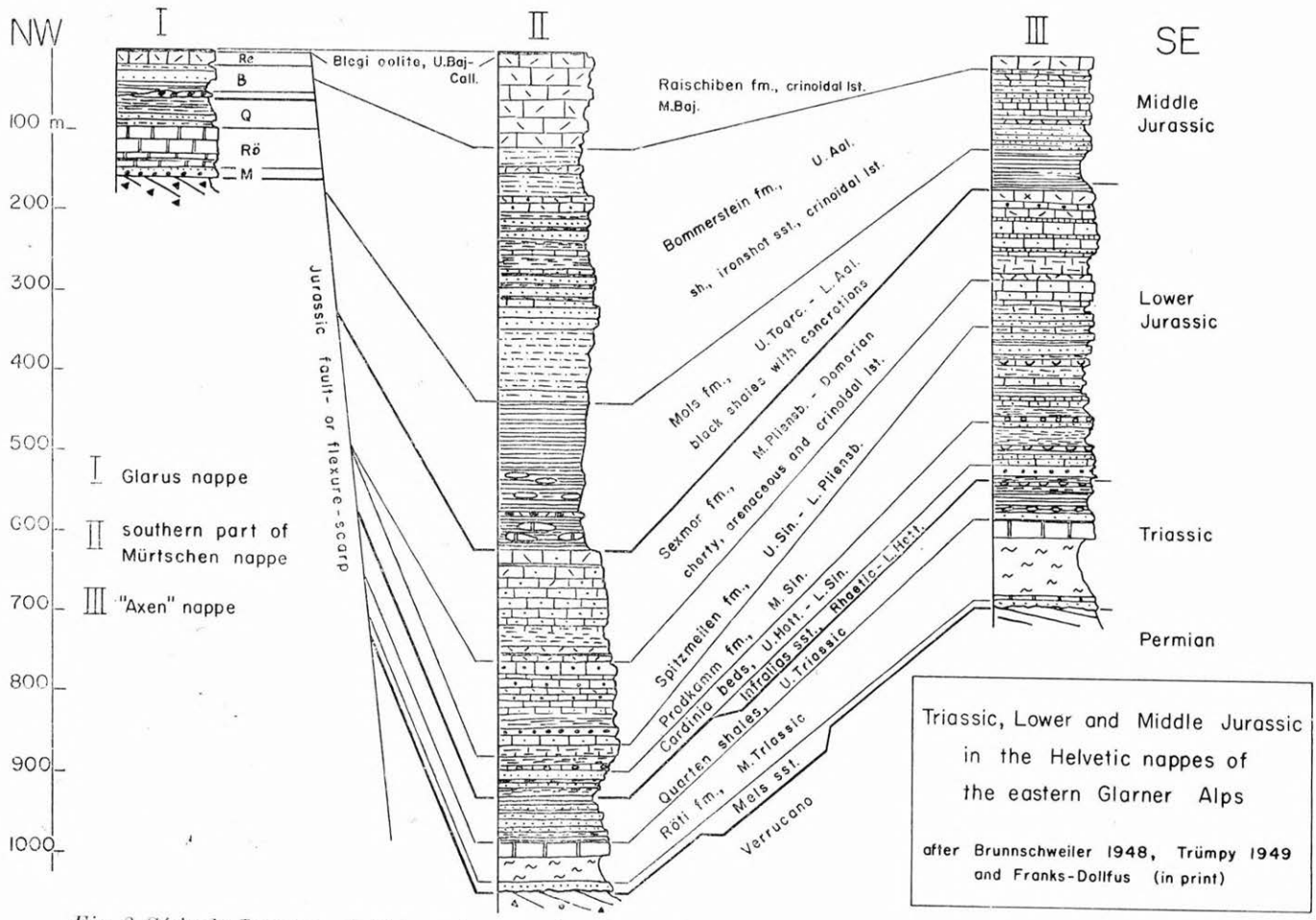


Fig. 2. Série du Jurassique inférieur et moyen dans la partie moyenne des nappes helvétiques de Suisse orientale (Mürtschen—Axen). Surtout d'après DOLLFUS (1965) et TRÜMPY (1949)

par une écaille d'origine plus interne (LISKAY, 1965), montrant un faciès franchement dauphinois: schistes calcarifères du Lias inférieur et du Pliensbachien inférieur, surmontés par des schistes sombres, sans carbonate, du Pliensbachien supérieur, du Toarcien et, probablement, de l'Aalénien.

A quelques endémismes près, la faune liasique ne diffère pas essentiellement de celle de l'Europe moyenne. Il y a des indices faunistiques qui semblent indiquer des communications directes avec les mers de la Souabe, par un chenal situé à l'E de la Terre Alémanique.

Le Lias helvétique montre des analogies assez frappantes avec les couches de Gresten, de la zone des klippes externes des Alpes Orientales.

Jurassique moyen

La situation paléogéographique du domaine helvétique au cours du Jurassique moyen ressemble à celle du Jurassique inférieur. Les failles normales et antithétiques continuent à jouer, et le caractère général des sédiments ne change que peu. Il y a pourtant une différence essentielle: au cours du Toarcien supérieur et de l'Aalénien inférieur, la Terre Alémanique fut envahie par la mer, et des communications faciles s'établirent entre les mers épicontinentales du Jura et le miogéosynclinal helvétique. Néanmoins, la ci-devant Terre Alémanique était encore une zone de moindre subsidence, et quelques collines ne furent recouvertes par les eaux qu'au cours du Jurassique moyen ou même du Jurassique supérieur.

Le sillon dauphinois, avec son faciès pélitique monotone, persistait au SW. Des incursions de ce faciès couvrirent presque tout le domaine au cours de l'Aalénien inférieur; plus tard, elles furent restreintes à la couverture autochtone à l'W de la vallée du Rhône, aux nappes helvétiques à l'W de la Suisse centrale et aux unités ultrahelvétiques. Les formations mésojurassiques de ces dernières ne sont conservées qu'en Savoie et en Suisse romande.

D'une façon générale, les dépôts du Jurassique moyen peuvent être groupés en trois ensembles lithostratigraphiques:

«Dogger inférieur»	(±Toarcien supérieur et Aalénien),
«Dogger moyen»	(±Bajocien s.s.) et
«Dogger supérieur»	(±Bathonien et Callovien)

Les formations lithostratigraphiques sont désignées — malheureusement — par des noms d'étages en Suisse romande, par des désignations lithologiques dans l'Oberland Bernois, et ce n'est qu'en Suisse orientale et centrale que Sibylle DOLLFUS (1965) et TRÖHLER (1966) ont introduit des termes formationnels (voir fig. 2).

Le «*Dogger inférieur*» débute souvent par de minces lits de calcaires ferrugineux, localement aussi par des conglomérats. La transgression est hétérochronique, et l'âge des couches de base varie entre le Toarcien moyen (zone à *bifrons* près de Vättis à l'extrémité orientale du massif de l'Aar) et l'Aalénien moyen (zone à *murchisonae*, sur le versant SE du massif de Mont-Blanc). La partie essentielle de la formation consiste en schistes argileux noirs pyriteux, avec des miches siliceuses et calcaires. Elle ne mesure que 10 à 20 m dans les

parties les plus septentrionales, mais dans les nappes helvétiques supérieures de l'Oberland Bernois elle atteint 600 m. Des épaisseurs très considérables de ces schistes noirs à miches s'observent également dans les nappes ultrahelvétiques («Aalénien des Cols» des Préalpes Internes et majeure partie de la formation du Coroi, voir plus haut).

La partie supérieure du «Dogger inférieur» (formations du Bommerstein resp. du Glockhaus, essentiellement *murchisonae* et *concavum*) est très variable quant à sa composition lithologique. Les roches les plus caractéristiques sont des grès quartzeux, ferrugineux, de grain fin, qui ont jadis conféré le terme de «Eisensandstein» (grès ferrugineux) à toute la formation. Ces grès sont accompagnés par des schistes gréseux, des calcaires à entroques, souvent rouges, et des grès calcaires. Dans les nappes helvétiques supérieures, cette formation peut mesurer 400 m; ailleurs elle est beaucoup plus mince.

En Suisse orientale, le «*Dogger moyen*», est représenté par des calcaires échinodermiques gris, parfois gréseux, renfermant des biostromes à polypiers et des concrétions siliceuses (formation de la Reischibe). Leur épaisseur augmente de 10 m dans la couverture du massif de l'Aar à 80 ou 100 m dans les nappes helvétiques moyennes, mais elle décroit derechef dans les nappes les plus hautes. Par endroits, en particulier aux environs de la Windgälle, à l'E de la vallée de la Reuss, la formation de la Reischibe est transgressive sur le soubassement cristallin; elle y contient des galets de rhyolite paléozoïque.

Vers le WSW, dans les nappes helvétiques de l'Oberland Bernois et en Suisse occidentale, les faciès changent graduellement. La partie inférieure de la formation de la Reischibe se fait remplacer par des calcaires sableux et marneux sombres alternant avec des schistes marneux et contenant des *Zoophycos* (formation du Schwarzhorn). Encore plus à l'W, les schistes marneux, sableux et micacés deviennent prépondérants. On peut assimiler ces dépôts vaseux aux faciès dauphinois. Dans leur toit subsiste une mince bande de calcaire échinodermique, comparable au calcaire de Corenc du domaine dauphinois; elle disparaît entièrement dans une partie des nappes ultrahelvétiques.

Dans l'Aalénien supérieur et le Bajocien de l'Urirotstock (nappe helvétique de la Suisse centrale, SPÖRLI, 1967) et du Col de la Gemmi (nappe subhelvétique du Doldenhorn, von TAVEL, 1937), il y a de grands amas de calcaires gréseux et de grès très grossiers, avec d'abondants débris de dolomie triasique. Il est probable que ces deux régions se trouvaient près d'un talus de faille mésojurassique.

L'existence de failles mésojurassiques est bien établie dans deux autres régions. La première se trouve dans la nappe du Wildhorn de l'Oberland Bernois, notamment sur les flancs escarpés de la vallée de Lauterbrunnen, où GÜNZLER-SEIFFERT (1941, 1952) fut le premier à reconnaître des failles mésozoïques dans les Alpes septentrionales. Ce sont des failles normales délimitant des blocs antithétiques basculés vers le N; ces failles ont joué pendant tout le Jurassique moyen, mais surtout à la fin du Bajocien et pendant le Bathonien. L'autre exemple est la faille de Dohlen dans les Alpes glaronnaises (SCHINDLER, 1959), où non seulement l'épaisseur des formations mais encore leur faciès change brusquement de part et d'autre de l'accident tectonique.

Le «*Dogger supérieur*» (± Bathonien-Callovien) ne montre son faciès argilo-marneux dauphinois que dans les nappes helvétiques proprement dites

de Suisse occidentale et dans les nappes ultrahelvétiques. Près de la bordure de ce domaine vaseux, il y a des concentrations localement importantes de minerai de fer oolithique, notamment au-dessus du village de Chamoson, quelques km au NE de Martigny, localité-type du «minéral» chamosite. En Suisse centrale et orientale ainsi que dans la couverture des massifs autochtones externes de Suisse occidentale, les dépôts de cet âge sont ou bien absents, ou bien représentés par des lits très minces (quelques cm à quelques m) d'oolithes ferrugineuses, de calcaires micritiques (subpélagiques) ou des schistes marneux. Ils contiennent des faunes de céphalopodes échelonnées entre le Bajocien supérieur *(garanti)* et le Callovien moyen *(anceps)*. Puisqu'il n'y a aucun indice d'émersion ou même de conditions littorales, il faut envisager une longue période de sédimentation extrêmement ralentie sur une plateforme sousmarine assez profonde. Ces conditions de sédimentation se sont prolongées jusqu'à l'Oxfordien inférieur (zones à *mariae* et à *cordatum*). D'une façon générale, le taux de sédimentation a diminué presque continuellement au cours du Jurassique moyen, pour aboutir à cette sédimentation excessivement ralentie à partir du Bajocien supérieur. Des courants assez violents sont attestés par un mince lit de conglomérat à galets de gneiss et de rhyolite au toit du Bajocien de Suisse centrale. Dans des couches du même âge des nappes ultrahelvétiques des Préalpes vaudoises et fribourgoises, on observe du détritus cristallin et même des blocs de granite rose. On ne peut pas encore dire si l'on peut interpréter ces venues détritiques en tant qu'indice de mouvements tectoniques dans une zone plus interne des Alpes («évènement bathonien»?)

La faune du Jurassique moyen helvétique, relativement riche en ce qui concerne le Bajocien supérieur et le Bathonien, est celle des domaines extra-alpins de l'Europe centrale.

Jurassique supérieur

Dès la première moitié du 19e siècle, les géologues reconnurent la séquence caractéristique des terrains dans la couverture sédimentaire du massif de l'Aar; au dessus des «Gneiss primitifs» ils distinguèrent la mince bande des «Zwischenbildungen» (formations intermédiaires, essentiellement Trias moyen et Jurassique moyen), et au-dessus de ceux-ci les puissantes falaises grises du «Hochgebirgskalk» (calcaire des hautes montagnes). Cette différence frappante du taux de sédimentation – 100 m ou moins pour les Zwichenbildungen, 400 m ou davantage pour le Hochgebirgskalk du Jurassique supérieur — exprime un changement complet de la configuration paléogéographique: l'aire des massifs septentrionaux, qui s'était comportée en zone positive pendant le Jurassique inférieur et moyen, fét affectée par une subsidence considérable. Le revirement de la disposition paléogéographique correspond également à un changement paléotectonique: les failles antithétiques, à regard S, qui avaient joué pendant le Jurassique inférieur et moyen, devinrent moins actives, en conséquence de quoi l'apport de quartz détritique et de dolomie détritique diminua. Ceci est vrai non seulement pour le domaine helvétique; dans la plupart des domaines des Alpes Centrales le Jurassique supérieur est représenté par des calcaires, ou bien, dans les sillons plus profonds, par des radiolarites.

Les roches les plus répandues du Jurassique supérieur sont des calcaires à grain fin, peu fossilifères, à patine gris clair et à cassure presque noire, les calcaires de Quinten. Contrairement aux autres formations mésozoïques, les calcaires du Jurassique supérieur diminuent d'épaisseur vers le S.

Dans le domaine helvétique et dans son avant-pays, nous pouvons distinguer quatre zones de faciès, notamment durant la partie moyenne du Jurassique supérieur (Oxfordien supérieur à Kimméridgien supérieur, voir fig. 3):

a) Faciès celtique au NW: calcaires et marnes déposés en eau très peu profonde, à pélécypodes, gastéropodes, brachiopodes et polypiers, mais pratiquement sans céphalopodes; récifs le long de la marge SE de la plateforme.

b) Faciès souabe à l'E: calcaires à ammonites et à éponges (avec des biohermes à éponges). Profondeur assez considérable (100 à 200 m ?), eau bien oxygénée. Sous le bassin molassique, le domaine souabe se raccorde au *faciès rhodanien* au SW; ce dernier montre un faciès tout à fait similaire, mais les biohermes y sont plus rares.

c) Faciès helvétique (calcaires de Quinten): calcaires sombres, un peu bitumineux; microfossiles pélagiques (radiolaires, crinoïdes pélagiques, tintinnidés à partir du Tithonique); peu de faunes benthiques, sauf dans la zone de passage au domaine *(d)*. Eau profonde (100–500 m ?), mal oxygénée.

d) Faciès ultrahelvétique: calcaires clairs, lités, à microfaune pélagique et céphalopodes abondants. Ce faciès ressemble au faciès rhodanien, auquel il est relié par le faciès dauphinois des Alpes occidentales. Profondeur probablement comparable au domaine *(c)*, eau bien oxygénée. Influences détritiques dans l'extrême S.

Vers la fin du Jurassique, le faciès de plateforme celtique envahit, vers le SE, les domaines ayant été caractérisé auparavant par les faciès rhodano-souabe et helvétique. C'est ainsi que dans les parties les plus septentrionales du domaine helvétique, nous trouvons des calcaires à polypiers et autres éléments de faunes benthiques au-dessus des calcaires de Quinten hémipélagiques. Même plus au S, il y a souvent une interruption de sédimentation entre les formations du Jurassique supérieur et celles du Crétacé. Au N, cette interruption reflète une phase d'émersion; au S, une phase de non-déposition en milieu marin.

Les formations suprajurassiques du domaine helvétique sont les suivantes:

1. *Schistes marneux de l'Oxfordien inférieur (zones à mariae et à cordatum).* Ce n'est que dans les parties SW du domaine que cette formation est bien représentée (nappes de Morcles et des Diablerets des Alpes vaudoises, nappes du Wildhorn des Alpes vaudoises et de l'Oberland Bernois, nappes ultrahelvétiques de Suisse occidentale). Plus à l'E, l'Oxfordien inférieur est condensé et fréquemment absent. La configuration paléogéographique pendant ces temps était encore semblable à celle du Jurassique moyen.

2. *Couches du Schilt (Oxfordien moyen, ± plicatilis):* calcaires noduleux à taches jaunes de carbonate ferrique, souvent riches en ammonites, surmontés par des schistes marneux. Ces derniers sont surtout développés dans les nappes helvétiques de la Suisse centrale et occidentale. Vers le haut, des calcaires micritiques à cassure bleu-noir s'intercalent dans la partie supérieure de ces

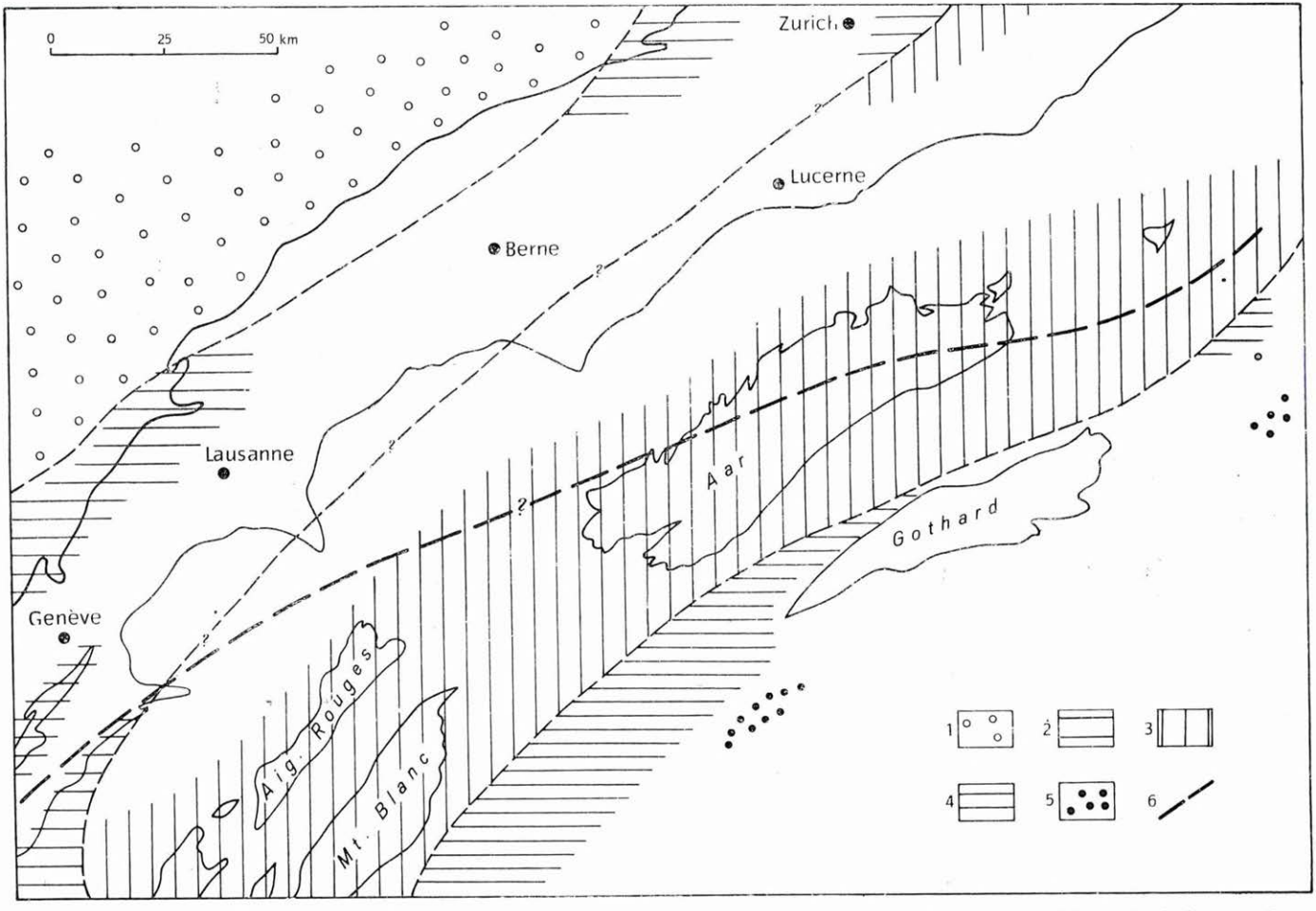


Fig. 3. Faciès du Malm (surtout Oxfordien supérieur—Kimméridgien inférieur) dans la zone helvétique de Suisse et dans son avant-pays. Base palinspastique pour la partie alpine

Légende: 1. Faciès celtique, *2.* Faciès souabe S rhodanien, *3.* Faciès helvétique, *4.* Faciès ultrahelvétique, *5.* Détritus granitique, *6.* Limite S du faciès corallien au Tithonique

marnes, et passent à leur tour graduellement aux calcaires de Quinten. L'épaisseur des couches du Schilt varie généralement entre 30 et 100 m.

3. *Calcaires de Quinten:* calcaires micritiques, régulièrement lités, à cassure bleu-gris ou presque noire, patine gris clair. Des nodules siliceux sont assez fréquents, des lits de brèche autigénique et de calcaires dolomitiques s'intercalent dans la partie supérieure. Dans les nappes helvétiques supérieures de la Suisse orientale, les calcaires de Quinten sont divisés en deux parties à peu près égales par un membre de calcaire finement lité, un peu marneux, le «Mergelband». Un riche gisement de minérai de fer hématitique se trouve à la base du Mergelband, près de Sargans. Les calcaires de Quinten comprennent l'Oxfordien supérieur *(bimammatum)*, le Kimmeridgien et le Tithonique, sauf dans les parties septentrionales du domaine helvétique, où le Tithonique est représenté par les calcaires du Tros. L'épaisseur atteint 400 m au N, 100–150 m au S et à l'W.

4. *Calcaire du Tros:* calcaires clairs, cristallins, à peine stratifiés, avec des polypiers très recristallisés. Des brèches autigéniques et des calcaires dolomitiques y sont souvent associés. Le terme Troskalk ne s'emploie qu'en Suisse orientale; plus à l'W, ses équivalents sont appelés calcaires coralligènes, calcaires tithoniques etc.

Là où les calcaires de Quinten comprennent encore la Tithonique supérieur, ils sont surmontés, en contact net, par des schistes marneux sombres avec des bancs de calcaires tantôt marneux, tantôt calcarénitiques, les Zementsteinschichten ou couches à ciment. Ils contiennent des Tintinnoïdés et des ammonites mal conservées. On place en général la limite Tithonique/Berriasien à la base des couches à ciment; mais des études micropaléontologiques (DIEGEL, sous presse) semblent indiquer que cette limite se trouve plutôt à l'intérieur des couches à ciment. Plus au N, dans le domaine, du Troskalk, il n'y a que de minces lits témoignant d'influences saumâtres à la base des formations crétaciques.

Ce n'est que dans les Alpes glaronnaises où le faciès des calcaires du Tros, déposés en eau très peu profonde, se trouve dans les nappes helvétiques proprement dites (Glaris et partie nord de Mürtschen). Plus à l'ouest, la marge méridionale de la plateforme celtique se trouvait dans la couverture du massif de l'Aar. En Suisse orientale, le talus entre la plateforme à polypiers et le bassin subeuxinique des calcaires de Quinten n'était pas très raide, puisque l'on n'y a pas trouvé d'indices d'écroulement de falaises ou de brèches de flanc. Il devait en être autrement en Savoie et dans la vallée du Rhône, où CAROZZI (1955, 1957) a signalé, au sein des calcaires micritiques noirs, 9 lits de calcarénites avec des oolites et des débris de fossiles benthiques. Ces lits montrent un granoclassement vertical aussi bien que horizontal; CAROZZI put les suivre sur une distance de 40 km, entre la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges, le flanc inverse et le front de la nappe de Morcles. Son interprétation de ces lits comme calciturbidites (calcaires allodapiques) est des plus plausibles.

Dans la plus grande partie du domaine helvétique, les calcaires de Quinten sont monotones et peu fossilifères; la stratigraphie de détail n'y est qu'à ses débuts, et cette tâche n'est pas très encourageante à première vue, si l'on tient compte de la difficulté de mesurer des sections tectoniquement peu dérangées dans des parois très rébarbatives. Dans les nappes les plus hautes des Alpes d'Unterwalden et de Berne, pourtant, les calcaires deviennent plus clairs et sont nettement subdivisés par des niveaux plus finement lités; ils montrent

des cyclothèmes peu réguliers, dont des brèches monogéniques marquent la base. Les fossiles, surtout des céphalopodes et des brachiopodes lisses, y sont également beaucoup plus fréquents que dans d'autres régions (voir spécialement Rod, 1937, 1946). Un lit condensé étudié par Rod contient un mélange d'ammonites (avec une haute proportion d'Oppélidés et de Haploceratidés) du Kimmeridgien inférieur et moyen *(tenuilobatus, pseudomutabilis* et, peut-être, *beckeri)*.

Ce développement sud-helvétique annonce le type de faciès ultrahelvétique, qui se rencontre surtout dans la nappe de la Tour d'Anzeinde des Préalpes internes et externes. Ce faciès est caractérisé par:

- grande épaisseur des schistes marneux du Callovien et de l'Oxfordien inférieur,
- calcaires noduleux à céphalopodes de l'Oxfordien moyen et supérieur,
- Oxfordien supérieur, Kimmeridgien et Tithonique inférieur surtout représentés par de calcaires micritiques bien lités à ammonites, parmi lesquelles les *Phylloceratacea* et les *Lytoceratacea* sont abondants,
- brèches calcaires du Tithonique supérieur; la régression à la base du Crétacé est plutôt mieux marquée que dans les nappes helvétiques supérieures,
- épaisseur plutôt modeste, en général de l'ordre de 100 m, des «calcaires du Malm» (Oxfordien supérieur à Tithonique supérieur).

Dans la nappe du Sexmort, d'origine encore plus méridionale, des grains de quartz et de feldspath ainsi que des blocs de granite vert se trouvent dans la partie supérieure des calcaires suprajurassiques (Huber, 1933). Ces influences détritiques se reconnaissent également dans l'écaille du Fläscherberg méridional à l'E de Sargans, que l'on peut éventuellement interpréter comme seul témoin du Jurassique supérieur ultrahelvétique en Suisse orientale. Il est donc possible qu'une crête ou un talus de faille existait, à cette époque, au S du domaine ultrahelvétique.

La faune du Jurassique supérieur s'apparente avant tout à celle du couloir rhodanien. Il semble aussi y avoir des relations avec la zone externe des Carpathes. Par ailleurs, les communications marines étaient faciles avec les mers de la Souabe et de la Franconie.

BIBLIOGRAPHIE

La plupart des travaux sur le Jurassique helvétique sont mentionnés dans les deux ouvrages facilement accessibles de Cadisch (1953) et de Hölder (1964). Nous renvoyons en particulier aux travaux de:

Badoux H., 1945; Baumer A. et al., 1961; Brückner W., 1937; Bruderer W., 1924; Collet W., 1943; Dollfus S., 1961; Eppecht W., 1946; Gagnebin E., 1924; Gerber M., 1930; Grasmück K., 1961; Hess P., 1940; Huber K., 1933; Lugeon M., 1914–18; Maync W., 1938; Meier P.-Nabholz W., 1949; Oberholzer J., 1933; Rod E., 1946; Rohr K., 1926; Schenker M., 1946; Schindler C., 1959; Staeger D., 1944; Trümpy D., 1916; Trümpy R., 1945, 1949; von Tavel H., 1937.

Autres travaux qui ne sont pas contenus dans les listes bibliographiques de Cadisch et de Hölder:

Allemann F. 1957: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil), unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. — Hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein, Jahrb. **56**, 1–244 (1956).

BAER A. 1959: L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar (Relations du socle avec la couverture). — Soc. neuch. sci. nat. bull., **82**, 5–160.

BAUMER A. 1964: Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal. — Diss. ETH.

BIRCHER W. 1935: Studien im oberen Bajocien der Ostschweiz (Glarner- und St. Galleralpen). — Diss. Univ. Zürich.

BÜCHI U. P. et al. 1965: Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol-Geol. u.-Ing., **32**/82, 7–38.

CADISCH J. 1953: Geologie der Schweizer Alpen., 2. Aufl., Basel 1953.

CAROZZI A. 1957: Tracing turbidity current deposits down the slopes of an alpine basin. — Journ. Sed. Petr. **27**/3, 271–281.

DOLLFUS S. 1965: Ueber den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. — Ecl. geol. Helv., **58**/1.

FRANK M. 1930: Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. — Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. **64**, B, 325–426.

FREY J. D. 1967: Geologie des Greinagebietes. — Beitr. geol. Schweiz, NF. 131.

GUILLAUME H. 1957: Géologie de Montsalvens. — Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 104.

HEIM ARN. 1916: Ueber Abwicklung und Facieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizer-Alpen. — Vjschr. naft. Ges. Zürich, **61**, 474–487.

HÖLDER H. 1964: Jura. Handbuch der Stratigraphischen Geologie Bd. IV. — Stuttgart, 1964.

JUNG W. 1963: Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (Zwischen Plaun la Greina und Versam). — Ecl. geol. Helv. **56**/2.

LISZKAY M. 1965: Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthardmassivs im Oberwallis. — Ecl. geol. Helv. **58**, 901–965.

LOUIS K. 1925: Beiträge zur Geologie der Männlichengruppe. — Jb. phil. Fak. Univ. Bern, **5**, 27–39.

NABHOLZ W. 1948: Notiz über das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal. — Ecl. geol. Helv. **41**/2, 247–268.

NIGGLI E. 1944: Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., **24**/58–300.

PARÉJAS ED. 1922: Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. — Mém. Soc. phys. hist. nat. de Genève, **39**/7.

ROD E. 1937: Stratigraphie des Malm der Graustock—Hutstock—Gruppe (Melchtal, Kanton Obwalden). — Diss. Univ. Bern.

SPÖRLI B. 1966: Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock—Gruppe. — Diss. ETH, Zürich, 1966.

STAENDER G. 1943: Stratigraphie und Tektonik des helvetischen Malm zwischen Kliental und Lütschinental. — Diss. Univ. Bern.

TRÖHLER B. 1966: Geologie der Glockhaus—Gruppe. Mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzegg—Planplatte. — Schweiz. Geotechn. Serie, 13. Lief., 10. Bd.

TRÜMPY R. 1951: Le Lias de la Nappe de Bex (Préalpes internes) dans la Basse Gryonne. — Bull. Soc. vaud. sc. nat., **100**.

VERNIORY R. 1937: La géologie des Collines du Faucigny, Préalpes externes (Hautes — Savoie). — Bull. de l'Inst. nat. genevois, **51/3**.

R. TRÜMPY
Geol. Inst. der Eidg. Techn. Hochschule
Sonnegstr. 5,
8006 Zürich
Schweiz

JURASSIC FACIES PATTERN IN THE SOUTHERN (CAMPANIA–LUCANIA) APENNINES

by

B. D'ARGENIO–P. SCANDONE

Introduction

The present paper is a contribution to an understanding of the Southern Apennines paleogeography. In the area Jurassic sediments had not been recognized, but in a few places, up to ten years ago. They had been mapped mostly as Cretaceous, sometimes as Upper Triassic in age. A mighty geological work has allowed the mapping of many Jurassic outcrops which have been analyzed also in relation to their facies distribution.

A new general scheme of geologic development of the Southern Apennines has been worked up and several structural units, which have their own peculiar pre-orogenetic history, have been recognized. At this stage of the geological research, the geometrical analysis of the tectonic units and the facies analysis of the constituting rocks give the possibility to attempt a palinspastic reconstruction of the Campania, Lucania and northern Calabria areas during the Middle Jurassic time.

The authors wish to point out that this paper is mainly a summary of numerous scientific contributions which have been presented by several investigators of the geologic problems of the Southern Apennines.

D'ARGENIO has carried out his research mainly west of the Salerno–Benevento line, while SCANDONE has dealt mainly with the area situated east of the above mentioned line.

Acknowledgements. This work has been supported financially by grant from the *National Council of Research of Italy* (Consiglio Nazionale delle Ricerche–Roma).

The authors wish to thank all their colleagues of the Geological Institute, Naples University, for their helpful suggestions and discussions without which this paper would have not been presented. A particular thank goes to their friend DR. ERNESTO SARPI of *Atlantic Richfield Oil Corporation* for critical reading of the manuscript.

I. Tectonic units and primary paleogeographic Belts of the Campania—Lucania Apennines

1. TECTONIC PATTERN

Four main tectonic elements can be traced in the Southern Apennines: *Tyrrhenian hinterland, Apenninic chain, foretrough and foreland.*

The *Tyrrhenian hinterland* is now occupied by the Tyrrhenian sea and therefore no direct observations of its geologic nature have been possible up to this moment.

The *Apenninic chain* is constituted by several stratigraphic-structural units which are in complex tectonic relationships due to large overthrusts and/or overridings which took place mainly during the Miocene time.

The *Southern Apennine foretrough* has developed during the Miocene time on the external side of the chain. This trough is filled by sediments tectonically derived by the Apenninic chain and by autochthonous and parautochthonous clastics, ranging in age mainly from the Middle Miocene to the Lower Pleistocene.

The *Apenninic foreland* is given by a very thick shallow water Mesozoic carbonate section, covered by a thin veneer of Tertiary clastics and calcareous sediments. This area has been subjected only to minor tectonic deformation through a system of normal faults.

Southern Apenninic chain

In the *Southern Apenninic chain* several stratigraphic-structural units can be distinguished*.

1. Monte Foraporta unit

It consists of white dolomites of Triassic age; grey dolomites, black bituminous calcilutites and calcarenites with thin calcareous claystones of Middle Jurassic age, tectonically resting on the former Triassic dolomites.

Triassic beds reach up to 150 metres in total thickness, while Jurassic beds are up to 250 metres.

This unit is a thrust sheet resting upon the *Lagonegro* and *Alburno–Cervati units.*

2. Lagonegro units

a) *Lower unit.* Upper Triassic cherty calcilutites, Jurassic radiolarites, Upper Jurassic and Lower Cretaceous claystones, highly siliceous claystones and siliceous limestones form the lower Lagonegro unit. Its total thickness is about 1000 metres.

b) *Upper unit.* Middle Triassic calcareous claystones; claystones, siltstones and sandstones with interbedded reefs form the lower part of the upper Lagonegro unit.

* Large geological bodies, corresponding to portions, more or less developed, of the paleogeographic belts, tectonically deformed and/or removed from their original positions and characterized by traceable boundaries and by large scale homogeneous lithology and mechanic behaviour.

This section grades upward into a sequence of radiolarites interbedded with calcareous microbreccias of Jurassic age. The upper portion of this unit consists of siliceous and calcareous claystones, siliceous limestones and calcareous microbreccias ranging in age from the Upper Jurassic to the Lower Cretaceous. Its total thickness reaches up to 1000 metres.

Both Lagonegro units form a composite thrust sheet which rests upon the Alburno–Cervati unit some instances, while it is generally covered by the same unit and by the Monte Foraporta and Cilento units.

3. Cilento unit

This unit consists of flysh sediments completely. Siltstones, claystones, siliceous claystones and limestones of Cretaceous age occur together with ophiolites translated from their original unknown position in northern Calabria and Lucania. In Cilento and central Lucania Cretaceous–Paleocene graded sandstones and claystones are predominant while in southern Lucania and in Calabria graded sandstones, calcareous microbreccias, red and green calcareous shales and claystones are more frequent. This rock sequence passes upward into Lower Eocene to probable Lower Miocene section consisting mostly of graded sandstones, calcareous claystones and polygenic conglomerates with local sills and submarine flows in primary position.

The total thickness of the Cilento unit is upward of 3,500 metres.

This unit forms a thrust sheet resting up on all the previously described units and up on the Alburno–Cervati unit.

4. Alburno-Cervati unit

Int this unit Carnian with massive dolomites, blackish limestones and calcareous shales, grade upward into Upper Triassic grey and white dolomites, Jurassic and Cretaceous dolomitic limestones and limestones which are locally covered by disconformable Eocene and Paleocene limestones. Aquitanian to Burdigalian glauconitic calcarenites, graded sandstones, calcareous shales and microbreccias lie with a small uncorformity or disconformably upon the previously mentioned section.

The total thickness of the Mesozoic and Lower Tertiary beds reaches up to 4 500 metres, while Miocene beds are about 200 metres thick.

Along the Tyrrhenian and Adriatic rims frequently disconformable reefs with reef breccias, cherty limestones and calcareous shales were deposited during Jurassic time while calcareous breccias, graded calcarenites and pelagic limestones developed during the Cretaceous and Lower Tertiary.

This unit is a thrust sheet resting upon the Lagonegro Thrust sheet and is tectonically covered by the Monte Foraporta, Cilento and locally by the Lagonegro units.

5. Matese–Mt. Maggiore unit

In this unit the sequence is formed by upper Triassic white dolomites, Jurassic and Lower Cretaceous limestones and dolomitic limestones covered disconformably by Upper Cretaceous limestones. The stratigraphic break is marked by bauxitic deposits. Locally Paleocene and Eocene limestones lie

disconformably upon the above section while Burdigalian limestones, Helvetian clayey limestones and Helvetian to Tortonian graded sandstones and calcareous claystones are generally present over the whole area.

The total thickness of the Mesozoic and Lower Tertiary beds reaches 25 000 metres, while the Miocene thickness ranges between 500 and 800 metres.

Along the Tyrrhenian and Adriatic rims of this unit there are transitional facies to basinal facies, as it has been observed in the Alburno–Cervati unit.

The Matese–Mt. Maggiore unit, probably, is not a thrust sheet, though it can not be considered strictly autochthonous (probably parautochthonous). Its southern rim is partially tectonically covered by the Alburno–Cervati thrust sheet.

6. Frosolone unit

In this unit cherts and cherty limestones, calcarenites, calcirudites and calcilutites are Cretaceous to Lower Tertiary in age. Calcarenites and calcareous shales interbedded with calcareous graded sandstones and graded sandstones overlie the above section, being Aquitanian to Tortonian in age.

The total thickness of this unit is about 600 metres.

The Frosolone unit is parautochthonous and is tectonically covered by allochthonous sheets yet undistinguished of the following complexes.

7. Undistinguished Southern Apenninic complexes

Three types of rock sequences which, according to the Code of Stratigraphic Nomenclature, can be named complexes, are present throughout the studied area. These complexes are: *a) "argille varicolori"* = variegated, thin bedded, generally highly deformed claystones and siltstones, *b)* the *Corleto Perticara complex* consists of whitish calcilutites and calcarenites, grey and reddish calcareous shales interbedded with graded sandstones, *c)* the provisionally named *"red flysch"* consists of sequences similar to those of the Frosolone unit previously described; however the sediments of this complex were very probably in stratigraphic relation with the Lagonegro units.

Geological work about these complexes is being carried on presently. No information can be given about their thickness while it can be stated that these complexes are allochthonous sheets resting upon all the previously described units.

8. Mt. Alpi unit

In this unit, the position of which in relation to the main tectonic elements of the Southern Apennines is still controversal, the rock sequence consists of Middle Jurassic to lower-most Cretaceous limestones. Helvetian calcarenites, calcilutites and calcareous shales overlie disconformably the above section. Probably Tortonian conglomerates and calcareous shales rest unconformably upon either Jurassic or Cretaceous or Helvetian beds.

The total thickness of the section reaches 1 200 metres.

The Mt. Alpi unit is tectonically overlain by the Lagonegro and Cilento thrust sheets.

Foretrough

It is possible to divide the foretrough in two parts: the foretrough *sensu stricto* and the Bradano trough.

In the foretrough fragments of several units of the Apenninic chain Burdigalian and post-Burdigalian flysch and molasse are cropping out. The basement is unknown.

In the Bradano trough essentially Pliocene and Pleistocene clastic sediments are cropping out. The basement for this trough is given by the western edge of the Apulian foreland.

Apulian foreland

In the Apulian foreland the sequence, known partially through wells rilled for oil exploration, consists of Upper Triassic evaporites, black bituminous limestones and dolomites, of Jurassic and Cretaceous dolomites and limestones, and locally disconformable Eocene, Oligocene and Miocene calcarenites. The whole sequence reaches a total thickness ranging from less than 4 000 metres in the northern part up to more than 6 000 metres in the southern part.

2. PALEOGEOGRAPHIC UNITS

Several paleogeographic units have been recognized through the analysis of the rock sequences which form the previously described stratigraphic-structural units. Therefore, when possible the same names have been applied to those paleogeographic domains where the corresponding units were originally located previous to their orogenetic displacement. Naming these paleogeographic units, the term belt has been applied in a descriptive way since the above units generally were elongated areas more or less parallel to the alignment of the *Apenninic chain* as far as it is possible to recognize at the present time.

The analysis of the paleogeographic units has allowed to reconstruct a series of parallel belts which are located one after another, from the internal to the external domains of the Apenninic geosyncline and in this order are described. At time it has been possible to establish the relationships between adjacent belts, at other times these relationships are inferred only.

Mt. Foraporta belt

The presence of Mt. Foraporta belt is evidenced by the rock sequence of the Mt. Foraporta stratigraphic-structural unit. This belt represents the innermost known paleogeographic realm since the rock sequence deposited in this area is carried "piggy back" on the Lagonegro thrust sheet. The St. Foraporta belt possibly corresponds to an open and partly landlocked shallow water area.

Jurassic stratigraphy:

a) *Upper Lias* (?). Thin bedded grey dolomites (80–100 metres).
Fossils: rare and small gastropods moulds.

b) *Dogger*. Well bedded, blackish, bituminous calcilutites and calcarenites with thin yellowish marly beds (around 150 metres).
Fossils: brachiopods and rare ammonites, arenaceous foraminifera and rare algae.

Lagonegro belt

The rock sequence forming the Lagonegro composite thrust sheet belongs to the internal domains of the Apenninic geosyncline. Distal facies of this basin (Lagonegro zone) are represented in the lower thrust sheet; the western proximal facies (Pignola—Abriola zone) arerepresented in the upper sheet; the eastern proximal facies of the Lagonegro basin are unknown. The sequences show the evolution of an open instable shelf area with patch reefs of Middle Triassic age to a more and more deepening basin during the Upper Triassic and Jurassic time in which the starvation and the beginning of the filling stage are evident.

Jurassic stratigraphy:

Among the distinguished facies, a typical proximal one is present in the S. Fele section; a typical distal facies is that of the Lagonegro section; intermediate facies characters are shown by the Pignola—Abriola section.

1. S. Fele section

a) *Lias*. Graded polygenic breccias and microbreccias (granules provenance from a shallow water carbonate sequence; bed thickness 0.6–4 metres) with cherty lenses and nodules and thin beds of claystone and radiolarites.
Fossils: echinoid, pelecypod, brachiopod, coral and algae fragments; radiolaria and foraminifera [in the upper part *Dictyoconus* (?) *cayeuxi* LUCAS].
Thickness: 40 metres.

b) *Dogger—Malm*. Graded microbreccias and oölithic calcarenites, claystones and radiolarites; red and green radilolarites with thin graded, often silicified, microbreccia intercalations. Slumps in the upper part of the radiolaritic sequence.
Fossils: *Protopeneroplis striata* WEINSCHENK, *Nautiloculina oolitica* KOHLER, *Trocholina* spp., radiolaria etc.
Thickness about 190 metres.

c) *Upper Malm—Lower Cretaceous*. Claystones, siliceous claystones, calcareous shales, siliceous limestones and graded calcareous microbreccias.
Fossils: radiolaria and in the lower part *Protopeneroplis striata* WEINSCHENK, *Nautiloculina* cfr. *oolitica* KOHLER, *Trocholina* spp. etc.
Thickness: a few hundred metres (outcropping part of the section).

2. Pignola-Abriola section

a) *Lias*. Grey, red and green marls and claystones, fine grained graded calcarenites and subordinately jaspers.
Fossils: radiolaria, rare foraminifera.
Thickness: about 70 metres.

b) *Dogger—Malm*. Radiolarites and claystones; red and green radiolarites with some graded calcarenite intercalations. Frequent slumps in the upper part of the section.

Fossils: radiolaria, *Protopeneroplis striata* WEINSCHENK, *Nautiloculina oolitica* KOHLER, *Trocholina* spp. etc.
Thickness: about 170 metres.

c) *Upper Malm—Lower Cretaceous.* Claystones, siliceous and calcareous claystones, siliceous limestones and graded calcareous microbreccias.
Fossils: radiolaria and in the lower part *Protopeneroplis striata* WEINSCHENK, *Nautiloculina oolitica* KOHLER, *Trocholina* spp.
Thickness: a few hundred metres (outcropping part of the section).

3. Lagonegro section

a) *Lias, Dogger—Malm.* Red, green and dark grey siliceous claystones and radiolarites; green radiolarites.
Fossils: radiolaria.
Thickness: 60–65 metres.

b) *Upper Malm—Lower Cretaceous.* Claystones, siliceous claystones and limestones, manganesiferous in the lower part of the section; in the upper part rare fine grained graded calcarenites.
Fossils: only radiolaria.
Thickness: more than 400 metres.

Cilento belt

It is a basin and its characters are shown by the rocks forming the Cilento thrust sheet. This basin belongs to a paleogeographic realm between the Lagonegro and Campania—Lucania belts.

Possibly the Cilento belt was located on the external zone of the Lagonegro basin, the axis of which migrated eastward during its development.

The sequences show the evolution of a geosynclinal basin in the filling stage from a "preflysch" facies (Cretaceous) to a typical flysch facies (Upper Cretaceous—Upper Oligocene).

Campania-Lucania belt

It is a platform, evidenced by the carbonate sequence forming the Alburno—Cervati thrust-sheet and belongs to the external domain of the Apenninic geosyncline. During the Upper Triassic, the whole Jurassic and the Cretaceous p.p. its position is between the external side of the Lagonegro basin and the Lucania—Molise basin*. As it was pointed out previously, during the Cretaceous the Cilento basin was established on the eastern side of the Lagonegro basin, so that the Campania—Lucania platform was located between the Lucania—Molise and Cilento basins during Cretaceous and Lower Tertiary times.

The Campania—Lucania belt is a large carbonate platform across which it is possible to distinguish:

— an internal zone (Mt. Bulgheria zone), with reef and a facies transitional to pelagic sedimentary environments;
— a central part (Cervati—Alburno zone), with back-reef facies;
— an external zone (Monti della Maddalena zone), having an analogous tectonic role of the Mt. Bulgheria zone on the eastern side.

* See over discussion on Lucania—Molise paleogeographic domains.

The areal diversification begins during the uppermost Triassic – Lower Lias and the paleogeographic pattern then established continues up to the Lower Miocene (Aquitanian – Burdigalian) when the whole belt is disconformably overlapped by calcarenites which are passing upward (Burdigalian) to flysch sediments.

Jurassic stratigraphy:

1. Mt. Bulgheria zone

a) *Lower Lias.* Dolomitic limestones, grey calcarenites and calcilutites, reeflimestones and breccias, calcarenites.
Fossils: algae, corals, gastropods and pelecypods.
Thickness: about 300 metres.

b) *Middle Lias.* Grey calcarenites and calcilutites with chert nodules. Graded calcarenite and calcilutites near the Palinuro village.
Fossils: foraminifers, rare ammonites, echinoid fragments.
Thickness: about 500 metres.

c) *Upper Lias.* Yellow calcareous shales and clays, calcarenites, microbreccias and intraformational conglomerates.
Fossils: brachiopods, echinoid fragments, *Posidonomya* sp.
Thickness: about 180 metres.

d) *Dogger – Lower Malm.* Grey cherty calcarenites.
Fossils: foraminifers, echinoi fragments.
Thickness: about 200 metres.

e) *Upper Malm – Lower Cretaceous.* Massive and/or bedded *Ellipsactinia* limestones; calcilutites, calcarenites and calcirudites with tintinnids.
Thickness: ranging from few tens of metres to more than 180.

In the studied region this internal zone extends from Capri Island to northern coastal Calabria. Outcrops are present also near Maiori in the Sorrento peninsula and at the Mai Mt. (Picentini Mountains). In Capri the liassic facies are neritic, similar to those of the next central zone; the Dogger and the Lower Malm facies are represented by cherty limestones and the Upper Malm facies by *Ellipsactinia* limestones. In northern Calabria there is a wide facies variability. Cherty limestones are prevailing and evidence of *Ellipsactinia* limestones is given by the large amount of their fragments in some Upper Cretaceous–Paleocene breccias.

2. Alburno-Cervati zone

a) *Lower Lias.* Dolomitic limestones, often stromatolitic or oncolitic, calcarenites and intraformational conglomerates.
Fossils: *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), gastropods, pelecypods *(Megalodontidae)* in the upper part.
Thickness: about 450 metres.

b) *Middle – Upper Lias.* Grey and light brown, sometimes oncolitic calcarenites; calcarenites and calcilutites with yellowish calcareous shales, calcarenites and white oölitic limestones.
Fossils: algae [*P. mediterraneus* (PIA) etc.], foraminifers (*Orbitopsella praecursor* GÜMBEL etc.), gastropods, pelecypods (*Lithiotis* guide-level).
Thickness: 250–300 metres.

c) *Dogger – Malm.* Calcarenites and calcilutites, often oncolitic, oölitic limestones.

Fossils: algae (Dogger: *Selliporella donzellii* SARTONI and CRESCENTI; Malm: *Clypeina jurassica* FAVRE), foraminifers (Dogger: *Pfenderina salernitana* SARTONI and CRESCENTI; Malm: *Kurnubia* sp.), nerineids and other gastropods, incertae sedis (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX).

Thickness: about 700 metres.

In the studied region this central zone has a wide uniformity. The only difference is in the color of the rocks, darker and darker toward the internal (southwestern) part of this zone.

3. Monti della Maddalena zone

a) *Lower Lias.* A section very similar to that of the Alburno–Cervati zone is outcropped.

b) *Middle–Upper Lias.* Generally absent. When observed the section is similar to that of the Alburno–Cervati zone, although with minor thickness.

c) *Dogger–Lower Malm.* Generally absent. When observed the section consists of calcirudites and oölitic limestones, disconformably transgressing on the upper Triassic and Lias, part of the section.

Thickness ranging from a few to 250 metres.

d) *Upper Malm–Lower Cretaceous. Ellipsactinia* limestones and breccias (only locally).

Thickness ranging from a few to about 100 metres.

In the studied region the jurassic rocks belongig to this external zone are outcropping only locally along the external rim of the Campania–Lucania carbonate platform (Avella–Partenio Mt., Campagna tectonic window in the Picentini Mt., Arzano Mt. and the Mountains of Muro Lucano and Vietri di Potenza.

Abruzzi–Campania belt

The evidence of this belt is given by the carbonate rocks forming the Matese–Mt. Maggiore tectonic unit. The Abruzzi–Campania belt is a carbonate platform, the boundaries of which are the Lucania–Molise basin on the eastern and southeastern sides, and a probable tongue of this basin between the Campania–Lucania and the Abruzzi–Campania platforms on the southwestern side*.

Across the Abruzzi–Campania carbonate platform it is possible to distinguish: *a)* an internal, not yet well known, zone with reefoid and proximal forereef facies mainly developed during the Cretaceous time; *b)* a central part (Mt. Maggiore zone) with back reef facies and *c)* an external zone (western Matese zone) with transitional facies to pelagic sedimentary environments.

The areal diversification begins during the Liassic time and the paleogeographic pattern then established continues up to the Middle Miocene (uppermost Burdigalian–Helvetian) when the whole belt is conformably overlapped by reefoid limestones and calcarenites which are grading upward into a flysch sequence during the Helvetian–Tortonian time.

* See over, discussion on Lucania–Molise paleogeographic domains.

1. Internal zone

Jurassic outcrops of the internal zone of the Abruzzi—Campania platform are unknown, unless the sections present at the Maiulo and Taburno Mountains (considered as parts of the western Matese external zone, outcropping in tectonic windows) belong to this zone.

2. Mt. Maggiore zone

The Jurassic section of this zone is similar to that of the homologous central zone of the previously described Campania—Lucania platform. The main differences between the sections present in the two platforms are: lighter colors of the rocks, more diffused dolomitization in the lower part, lower thickness (about 1000 metres in the Mt. Maggiore zone against 1500 metres in the Alburno—Cervati zone of the Campania—Lucania belt.).

3. Western Matese zone

a) *Lower Lias.* White dolomites and dolomitic limestones, often stromatolitic, intraformational conglomerates.
Fossils: gastropods and pelecypods *(Megalodontidae)*, algae.
Thickness is about 450 metres.

b) *Middle—Upper Lias.* Red and green intraformational conglomerates, calcarenites.
Fossils: *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA), *Orbitopsella praecursor* GÜMBEL, etc.
Thickness is over 200 metres.

c) *Dogger—Malm.* Calcarenites and intraformational conglomerates.
Fossils: *Pfenderina salernitana* SARTONI and CRESCENTI in the lower part, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX etc. in the upper part. The thickness is variable, possibly reaches more then 400 metres.

In this external zone the Jurassic sediments are partly or completely lacking and, moreover, when they are present, the lateral variations are very frequent.

At the Taburno and Maiulo Mountains the sequence from the Middle Lias up to the Malm is entirely formed by calcarenites and intraformational conglomerates.

Lucania—Molise belt

This unit is evident by the rocks of upper Cretaceous and Tertiary age outcropping in the Frosolone tectonic unit. Its existence in Lucania is inferred by the transitional facies of the eastern rim of the Campania—Lucania carbonate platform. In this region the sediments of the Lucania—Molise basin are supposed to be buried under the Lagonegro, Cilento, Alburno—Cervati and undistinguished Southern Apenninic thrust sheets. In Molise the Jurassic sediments belonging to this unit are known in the subsurface (Frosolone 2 well, drilled by AGIP), where pelagic cherty limestones, clayey limestones, breccias and interbedded volcanic tuffs have been reached.

Mt. Alpi

The position of Mt. Alpi is still uncertain and represents a focal point in the paleogeographic and palinspastic restoration of the Southern Apennine geosyncline.

Jurassic stratigraphy:

Dogger—Malm. Gray calcarenites and calcilutites.

Fossils: foraminifera (Dogger: *Pfenderina salernitana* SARTONI and CRESCENTI etc.) Malm: *Kurnubia* sp. etc.); algae (*Selliporella donzellii* SARTONI and CRESCENTI; *Clypeina jurassica* FAVRE), nerineids and other gastropods, incertae sedis (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX).

Thickness: more than 800 metres.

On the ground of the available data three hypotheses may be presented about the original position of Mt. Alpi:

1. Mt. Alpi belongs to the foreland and therefore is a part of the Apulian carbonate platform, or it belongs to the Apenninic chain and therefore:
2. it is a smaller platform forming a local morphologic high in the Lucania–Molise basin or
3. it is, somehow, a southward continuation of the Abruzzi–Campania platform*.

In the last case it is clear that there would be two basins: the internal Lucania basin between the Campania–Lucania and Abruzzi–Campania (including Mt. Alpi) carbonate platforms, and the external Molise basin between the Abruzzi–Campania and Apulian platforms.

Apulia belt

It is evidenced by the carbonate rocks present in the Apulia region. This belt is a platform linking the Apenninic and the Helleno–Dinaric chains and, since the Upper Triassic, it has been strongly subsiding during the Mesozoic.

The only Jurassic rocks in this area are outcropping in the western Gargano Peninsula. They are Upper Malm calcarenites, calcirudites and oölitic limestones.

On its eastern side the Apulian carbonate platform passes to a basin facies (here named Gargano zone) through an *Ellipsactinia* and coral reef band.

The Jurassic sediments of basin facies are pelagic cherty limestones with tintinnids.

II. Paleogeographic Evolution

1. GENERAL REMARKS

A single cross-section in the studied area does not pass through all the distinguished paleogeographic units.

So, two main sections will be used in the following discussion.

A first section goes across Lucania from Mt. Bulgheria (Palinuro Cape) to the Adriatic Sea (Bari); a second one goes across Campania from Capr Island to the Gargano Peninsula.

* This last possibility has been suggested by DR. SGROSSO, Institute of Geology, Naples University.

2. UPPER TRIASSIC PALEOGEOGRAPHY

The upper Triassic sediments outcropping in the studied region allow to recognize three original belts:

a) an internal southwestern carbonate platform, corresponding to the Mt. Foraporta belt;

b) a central basin with pelagic calcareous sediments correspondig to the Lagonegro belt;

c) an easternal (north-eastern) broad platform corresponding to an area which, after the lower Liassic time, will be the location of the Campania—Lucania and Abruzzi—Campania platforms, of the Lucania—Molise basin and of the Apulia platform.

This Triassic external area can be divided in two parts: a southwestern part with shallow water dolomites and a northeastern part, corresponding to the Apulian belt (Gargano peninsula) with evaporitic sediments (mainly anhydrites) arching northwesterly around the dolomite area into the Central Apennines.

At the end of the Triassic time in the other platform belt conglomeratic levels show the beginning of a tectonic phase which developed mainly at the end of the Lower Liassic time.

3. JURASSIC PALEOGEOGRAPHY

Lower Liassic paleogeography

The broad Triassic platform begins to subdivide itself into smaller platforms separated by depressions, which later evolve into basins, during the lower Liassic time. Widespread conglomeratic facies are present along those alignements which well mark the northeastern margins of the post-Triassic Campania—Lucania and Abruzzi—Campania platforms.

Along the Tyrrhenian margin of the Campania—Lucania platform the Palinuro reef complex is the only outcropping part of the platform western limit.

The sedimentary sequence present in the Lagonegro basin indicates a progressive deepening of the sea during the Lower Liassic time.

At the end of the Lower Lias a strong tensional tectonic phase interests the whole external area of the Apenninic geosyncline, impressing the gross features which persist during the whole pre-orogenetic history of the studied region.

Middle-Upper Liassic paleogeography

During the Middle and Upper Liassic time a sharper differentiation into platforms and basins is reached in the studied area. At this point it is possible to recognize the belts described in the first part of this paper. A restored section, from the internal known belts, through Lucania shows:

a) *a carbonate platform* with bituminous dolomites (St. Foraporta belt) where starvation conditions of sedimentation were probably present over a large area;

b) *a basin* with clay and radiolarite sediments, interfingering with calcareous turbidites in the proximal part of the basin (Lagonegro belt);

c) *a carbonate platform* with a large back-reef area and margine characterized by reef complexes, emerging narrow lowlands and submerged thresholds bounded by faults

in motion and, in the more external parts, by interfingering fore-reef and basinal sediments (Campania—Lucania platform belt);

d) *a basin* [Lucania—Molise basin or (?) Lucania basin] whose sediments not outcropping are inferred by the transitional facies along the external rim of the Campania—Lucania platform.

e) *a carbonate platform* (Mt. Alpi) the original position of which has been already discussed. If it corresponds to southward extension of the Abruzzi—Campania platform it divides a western Lucania basin from an eastern Molise basin; if Mt. Alpi is part of the Apulian platform it constitutes the innermost part of the foreland;

f) *a carbonate platform* highly subsident (Apulia platform). A restored section through Campania shows:

- the Campania—Lucania platform with its inner rim outcropping. It is not yet ascertained if the Abruzzi—Campania and the Campania—Lucania platforms are already differentiated as distincted units;
- a basin [Molise or (?) Lucania—Molise basin], the Jurassic sediments of which are unknown but inferred by the transitional facies along the external rim of the Abruzzi—Campania platform;
- a carbonate platform (Apulia platform) which passes eastward to a basin (eastern Gargano Peninsula).

Dogger–Malm paleogeography

During the Dogger and Malm time the paleogeographic pattern of the studied region is similar to that of the Upper Liassic time.

A section through Lucania shows practically unchanged conditions in the Mt. Foraporta belt. On the contrary the Lagonegro basin subsides strongly and reaches bathyal deeps in its central part at this time.

At the end of the Jurassic time "pre-flysch" sediments begin to fill the Lagonegro basin.

The Campania–Lucania platform maintains its general configuration, although minor horizontal facies migrations occur as a consequence of vertical oscillations. During the Upper Malm *Ellipsactinia* limestones mark the rims of the Campania–Lucania platform.

A section through Campania shows at this time the first evidence of the separation of the Campania–Lucania and Abruzzi–Campania platforms.

The break between the two platforms corresponds to a northwestern extension of the Lucania basin. A further northward extension of this tongue is not yet recognized. The connection of Mt. Massico with the Campania–Lucania platform is hypothetical.

On the contrary the Abruzzi–Campania platform surely extends northward up to the Velino Mountains South of L'Aquila.

Along its external rim there is clear evidence of transition to the Molise basin; viceversa the inner rim is not well evident, possibly because it is partially covered by the overthrusting of the Campania–Lucania platform.

The Molise basin Jurassic sediments are not outcropping and are known only in the Frosolone 2 well, drilled by AGIP.

In the Apulia carbonate platform the transitional facies to the Molise basin are not known, whereas an eastward transition to the Gargano basin, marked by a reef complex, is outcropping.

Conclusive remarks

The available data and the related palinspastic restoration given in the present paper allow to distinguish, in the discussed area of the Appenninic geosyncline, two parts:

a) an internal part formed by the Mt. Foraporta and Lagonegro belts and, after the Jurassic, also by Cilento belt;
b) an external part formed by the Campania—Lucania, Abruzzi—Campania and Apulian platforms, with intermediate basin. The individuation of the internal part begins during the Upper Triassic time, whereas the external part individuates itself during the Liassic time.

After the Jurassic the internal part attains a new configuration: on the external side of the Lagonegro belt the Cilento flysch basin develops because of the eastward migration of the geosyncline axis; on the contrary, in the external part the general pattern remains unchanged and only the boundaries among the isopic zones become sharper.

The main open problems relative to the area of the internal belts concern the relationships between the Lagonegro and Cilento belts and the emplacement area of the lower Cretaceous ophiolites.

In the external belts the main open problems concern the original extension and relationships of the Campania–Lucania and Abruzzi–Campania platforms and the meaning of Mt. Alpi. The latter is a first order problem since, until now, it is not clear whether Mt. Alpi belongs to the Apenninic chain or to the Apulian foreland.

Along these lines future geological research will be directed.

B. D'ARGENIO and P. SCANDONE

Istituto di Geologia dell'Università di Napoli
Largo S. Marcellino 10
80138 Napoli
(Italia)

NOTICE

The authors beg excuse because for unexpected technic reasons the reference list does not follow the text.

The authors will send the above list to any interested student who should request it in about two weeks.

JURASSIQUE SUPÉRIEUR À AMMONITES (KIMMERIDGIEN–TITHONIQUE) DANS L'AUTOCHTONE DU TAURUS DE BEYŞEHIR (TURQUIE MÉRIDIONALE)

par

R. Enay–C. Martin–O. Monod–J. P. Thieuloy

Introduction

La stratigraphie des formations mésozoïques dans la chaîne du Taurus sud-anatolien a toujours été peu détaillée et reste à l'état d'ébauche pour une grande partie de la chaîne. Ce fait est dû à la puissance et à la monotonie des séries calcaires de la chaîne taurique et, à la rareté des faunes. Aussi l'identification dans le Taurus de Beyşehir de quelques faunes d'Ammonoïdes du Jurassique supérieur constitue un jalon précieux tant du point de vue stratigraphique que paléontologique et régional.

Dans la région située au Sud de Beyşehir, à mi-distance entre Konya et Antalya, la chaîne taurique prend une direction NW-SE clairement marquée, aussi bien par les accidents affectant la série autochtone que par la disposition des unités allochtones.

Les faunes d'ammonites signalées ici sont toutes situées dans la série autochtone (Fig. 1). A la base de cette série, le Trias repose transgressivement sur des schistes ordoviciens. Après une intercalation détritique importante, vient la masse principale des calcaires de la série autochtone, qui s'étagent sur 1500 à 2000 m entre le Dogger et le Nummulitique. Cette puissante série calcaire monotone, très bien stratifiée, a classiquement été désignée sous le nom de «série compréhensive», vu la difficulté d'y faire des coupures litho-stratigraphiques. Cependant à l'intérieur de cette série on distingue un faciès calcaire particulier, plus marneux, avec un débit en plaquettes caractéristique, et qui contient fréquemment des ammonites. Cette formation remarquable (formation d'Akkuyu) définie par Ch. Martin (1969) apparaît surtout, entre Uzüm dere et Cetmi, sur le flanc occidental du grand synclinal autochtone (synclinal de Beyşehir – Hoyran) qui contient les unités allochtones*. On retrouve une formation semblable, à l'extrémité sud du synclinal, au Nord d'Akseki, et aussi, sur le flanc oriental du synclinal, près du village de Degirmenlik, mais sous un faciès légèrement différent.

L'extension très grande de la formation d'Akkuyu explique la localisation

*Voir Gutnic M.–Kelter D.–Monod O. (1968).

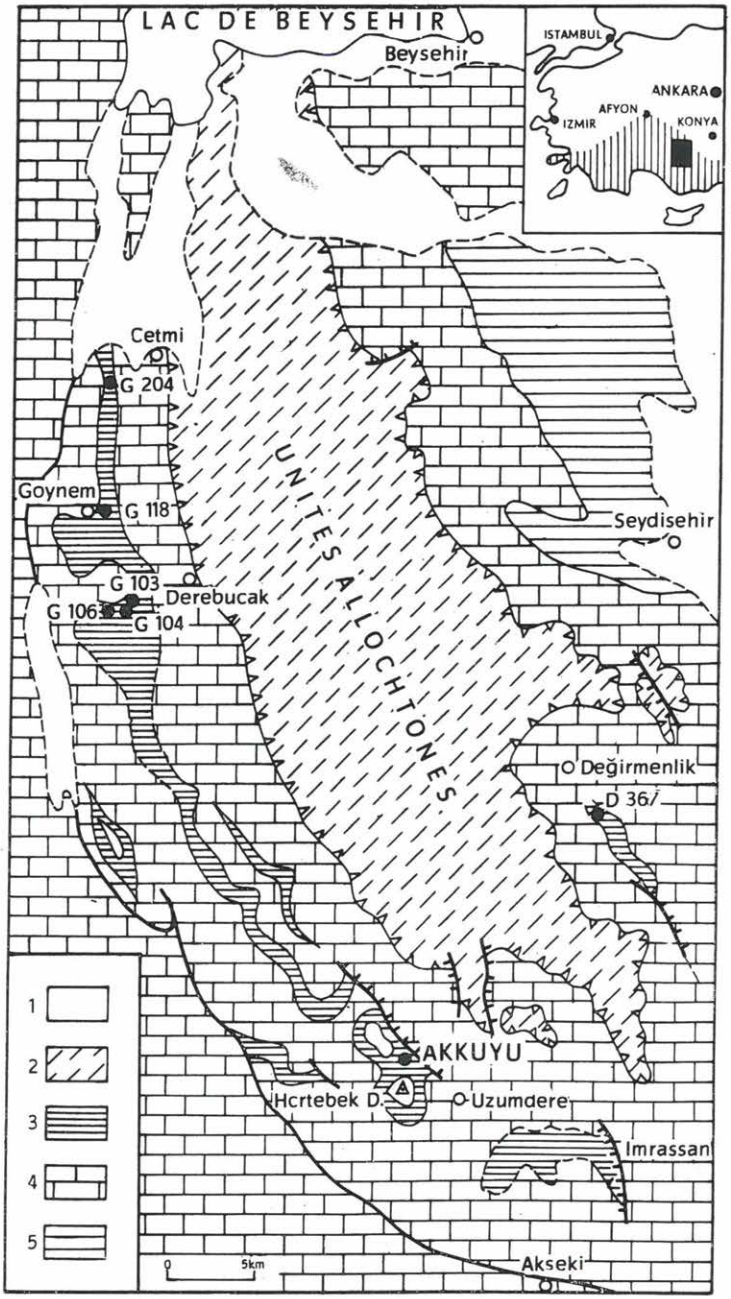


Fig. 1. Carte géologique schématique du Taurus au Sud de Beyşehir. Affleurements de la formation d'Akkuyu

Légende: 1. Quaternaire et Néogène recent, *2.* Nappes de Beyşehir (indifferencié), *3.* Formation d'Akkuyu, *4.* Calcaires mésozoïques et Tertiaires (indifferenciés), *5.* Schistes de Seydişehir (Ordovicien)

dispersée des faunes étudiées, dont l'ordre de superposition n'a généralement pas pu être observé sur le terrain.

Antérieurement à ce travail, quelques gisements d'ammonites avaient été découverts, principalement par M. BLUMENTHAL, mais les déterminations paléontologique qui lui furent indiquées étaient erronnées, (tantôt Toarcien, tantôt Néocomien) ce qui provoqua une grave confusion dans la stratigraphie de la région.

A) La position stratigraphique de la formation d'Akkuyu

La coupe présentée (Fig. 2) est la synthèse de plusieurs coupes levées sur le terrain. La coupe-type peut s'observer deux kilomètres à l'Ouest d'Uzümdere, sur le flanc nord est de l'Hörtebek Dag, seule localité où l'on ait en continuité l'ensemble des terrains, du Lias au Crétacé inférieur. Cependant l'absence de faunes ou de microfaunes dans la partie supérieure de cette coupe nous oblige à extrapoler les faunes trouvées dans les affleurements voisins d'Akkuyu et d'Uzümdere pour le niveau bitumineux, et dans les coupes de Zimmet pour la partie supérieure des calcaires en plaquettes.

La formation d'Akkuyu est comprise entre deux puissants ensembles calcaires: les calcaires de Hendos en-dessous et la série des calcaires crétacés au-dessus.

1. Les calcaires de Hendos

Il s'agit d'une série de calcaires clairs, de 400 m de puissance, localement dolomitisés, à stratification bien marquée d'ordre bi-métrique. On y note la présence de brachiopodes, de bryozoaires et de tiges de crinoïdes. Toute la formation contient des microfaunes du Bathonien supérieur *(Pfenderina, Meyendorfina, Protopeneroplis, Natiloculina)*. Au sommet se trouve un ensemble généralement dolomitique sur une centaine de mètres sauf à Gergün (formation de Gergün), où les calcaires massifs de Hendos passent progressivement à des calcaires à stratification plus fine, d'ordre décimétrique, avec des niveaux crayeux et des calcaires lités. Vers le haut apparaît le faciès des calcaires en plaquettes qui passe en continuité à la formation d'Akkuyu sus-jacente. L'ensemble de Gergün n'a pas livré de microfaunes. On peut admettre qu'il représente le Callovo-Oxfordien.

2. La formation d'Akkuyu: les calcaires en plaquettes

Cette formation, de 200 m de puissance environ, est constituée par des marno-calcaires de teinte claire, à patine souvent blanche, très bien lités en petits bancs d'épaisseur décimétrique qui se débitent en plaquettes caractéristiques. L'individualité de la formation d'Akkuyu est bien marquée dans la morphologie des paysages où elle donne des formes karstiques plus rares et bien moins évoluées que celles des séries calcaires qui l'encadrent. Localement la dolomitisation envahit toute la formation.

On distingue dans la formation d'Akkuyu:

a) Un ensemble inférieur de 60 à 70 m formé de calcaires en plaquettes légèrement marneux et fréquemment varvés avec des accumulations par lits de lamellibranches et d'intraclasts granoclassés. Vers la base s'intercale généralement un niveau bitumineux d'épaisseur irrégulière. Ce niveau très remarquable, déjà mentionné par BLUMENTHAL, définit un excellent horizon repère, et il contient parfois de riches faunes d'ammonites et de lamellibranches.

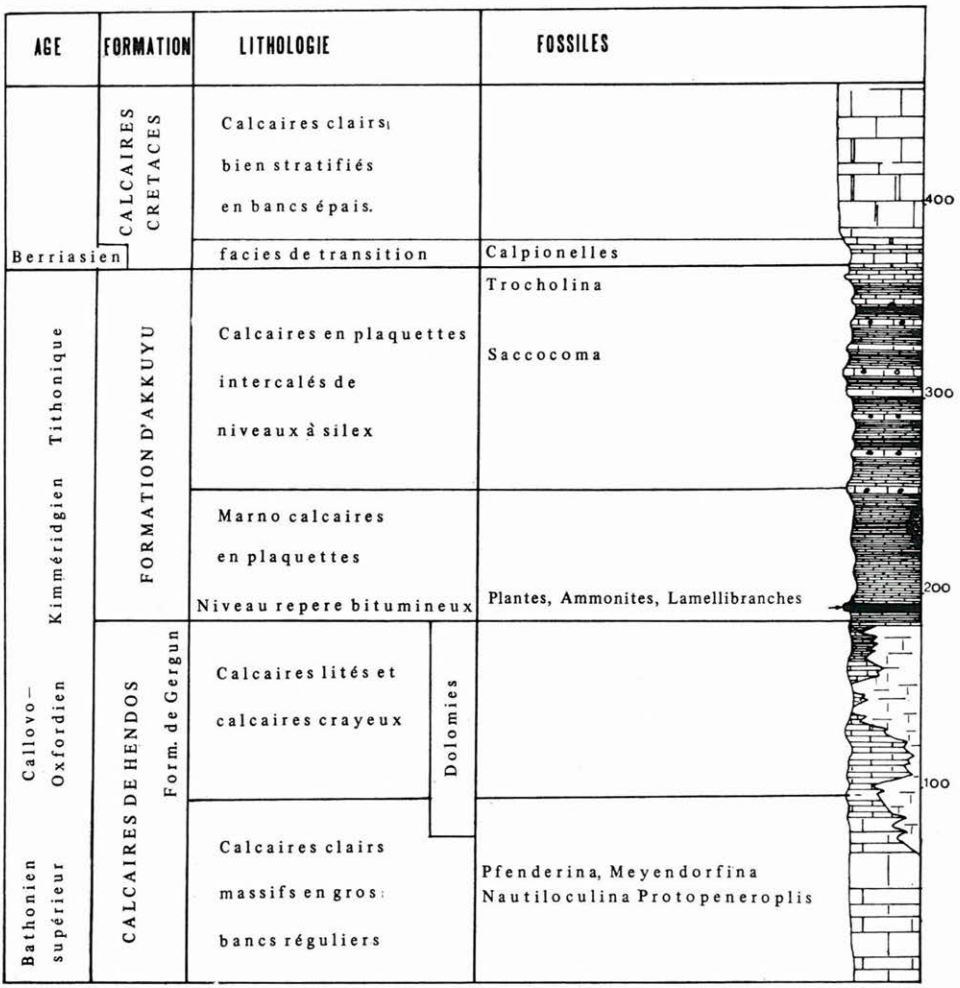


Fig. 2. Stratigraphie de la formation d'Akkuyu

b) A l'ensemble inférieur font suite environ 130 m de calcaires en plaquettes légèrement plus épaisses, intercalés de bancs plus épais avec des rognons de silex. Mis à part des *Saccocomidae*, cet ensemble ne comporte que des microfaunes peu caractéristiques, et des restes de lamellibranches, d'algues et de bryozoaires. Cependant, plus au Nord plusieurs niveaux à ammonites y ont été découverts.

Les derniers mètres de la Formation d'Akkuyu montrent des strates calcaires plus épaisses passant rapidement aux calcaires crétacés plus massifs. Ce faciès de transition a fourni des calpionelles du Berriasien.

3. Les calcaires crétacés

Au-dessus de la formation d'Akkuyu débute une série monotone de calcaires clairs en bancs régulièrement stratifiés épaisse d'un millier de mètres et très pauvre en fossiles. Le Valanginien a été identifié 450 m au-dessus de la base de ces calcaires.

B) Les gisements fossilifères de la formation d'Akkuyu

1. Le niveau repère bitumineux de la formation d'Akkuyu (203)

Situé à une dizaine de mètres de la base des calcaires en plaquettes, un niveau d'épaisseur irrégulière (0 à 3 m) est formé par un calcaire noir finement lité à débit en plaquettes intercalé de fins niveaux schisteux et bitumineux. Les échantillons dégagent une forte odeur d'hydrocarbures et l'on y observe parfois de fines gouttelettes d'asphalte consolidé. Outre les gisements asphaltiques cités par BLUMENTHAL, on peut mentionner ceux du Kemer Tepe, de Kepsen Yayla, de Gergun et de Katran Kuru Yayla, mais ils sont azoïques.

A Akkuyu, un kilomètre au Nord de l'Hörtebek Dag, le niveau bitumineux épais de 2 m environ a fourni une riche macrofaune: la surface des bancs calcaires noirs est litéralement couverte de lamellibranches *(Posidonia, Aulacomyella)*, d'ammonites (Faune 203) et plus rarement de plantes. On y trouve parfois aussi des aptychus et des restes de poissons.

Le niveau repère bitumineux n'est pas toujours fossilifère. Il représente l'horizon fossilifère situé le plus bas dans la formation d'Akkuyu. Tous les autres gisements fossilifères se situent au-dessus.

2. Les gisements des calcaires en plaquettes (Faunes N° G103, G104, G106, G204, G118)

La formation d'Akkuyu constitue une large bande d'affleurements qui peuvent être suivis en continuité sur une cinquantaine de kilomètres entre Uzümdere et Cetmi. A la hauteur du village de Derebucak, sur la rive gauche de l'Uzunsu, les calcaires en plaquettes prennent un développement considérable. Ils reposent sous les calcaires crétacés plus massifs, et en contact anormal sur un flysch éocène sous-jacent. Trois gisements fossilifères ont été trouvés à

4 km à l'W-SW de Derebucak: les faunes G103 et G104 proches l'une de l'autre, dans la partie supérieure des calcaires en plaquettes, et la faune G106 située un peu plus bas selon toute vraisemblance. Bien que le niveau repère bitumineux n'apparaisse pas, on peut néanmoins affirmer que ces faunes se situent très nettement au-dessus.

Plus au Nord, la formation d'Akkuyu affleure en donnant une combe bien visible à 2 km à l'Ouest du village de Cetmi. Le gisement G204 situé au bord de de la route de Cetmi à Goynem, parait appartenir à la partie supérieure des calcaires en plaquettes car un accident fait disparaître une fraction importante mais difficile à évaluer de la partie inférieure de la formation.

A l'Est du village de Goynem une faille verticale sépare des calcaires d'âge crétacé probable de la formation d'Akkuyu qui affleure plus à l'Est. Au voisinage immédiat de la faille, à 600 m environ du village, les calcaires en plaquettes redressés verticalement ont fourni de nombreuses empreintes (G118) d'ammonites déroulées. La situation stratigraphique de ce gisement est difficile à préciser. On peut toutefois penser qu'il se trouve dans la moitié supérieure de la formation d'Akkuyu, mais sans pouvoir connaitre ses relations avec les autres faunes.

Tous les gisements précédents se trouvent sur le flanc occidental du synclinal de Beyşehir — Hoyran. Cependant la formation d'Akkuyu se retrouve également au Sud et à l'Est de celui-ci, bien qu'elle présente alors quelques différences avec les affleurements occidentaux.

3. Le gisement de Degirmenlik (D367 et C506)

A 1 km au Sud du village de Degirmenlik, les dolomies grises à gros grain sur lesquelles est bati le village passent brusquement à une formation de calcaires lités qui offrent une morphologie particulière, bien visible depuis le village. Il s'agit de marno-calcaires noirs en plaquettes alternant avec de fins niveaux schisteux noirs, sur une centaine de mètres environ. L'analogie avec la formation d'Akkuyu est évidente, à ceci près que l'ensemble de la formation est noire et bitumineuse. Stratigraphiquement cette formation est comprise entre des calcaires massifs où une microfaune du Dogger supérieur a été trouvée plus au Nord, et des calcaires crétacés à débris de Rudistes. La faune y est extrèmement riche et généralement bien préservée.

Comme à Akkuyu, on trouve en abondance de grands lamellibranches pélagiques *(Aulacomyella)* mais les *Posidonia* semblent remplacées par des *Exogyra* sp. Les *Aptychus* ne sont pas rares, enfin les ammonites sont nombreuses et bien conservées en général (D367 et C506).

C) Faunes d'Ammonites et interprétation biostratigraphique

Les observations de terrain n'ont pas permis, ou seulement avec doute, de préciser la position relative de tous les gisements fossilifères reconnus dans la formation d'Akkuyu. La plupart des associations sont suffisamment riches en formes et en individus pour qu'on puisse espèrer les situer les unes par rapport

aux autres grâce à l'étude paléontologique et dégager ainsi la biostratigraphie de la formation. Les faunes principales seront examinées dans l'ordre que leur assigne l'étude paléontologique. On traitera au passage des formes de quelques gisements isolés.

I. FAUNES DU NIVEAU REPÈRE BITUMINEUX

a) Caractères généraux des associations et modes de fossilisation

Ceux-ci permettent de répartir en deux groupes les plaques fossilifères étudiées, malgré l'uniformité apparente du faciès bitumineux:

— *plaques sans Posidonia et nombreux Aptychus*, surtout abondants sur certaines plaques correspondant à une surface de clivage facile déterminée par un lit particulièrement fossilifère, généralement à patine blanche. Dans un seul échantillon, l'aptychus est en place dans la loge d'habitation; plus souvent, ils sont séparés des coquilles mais quelquefois dans une position telle qu'il peut être admis une relation avec la plus proche surtout s'il y a correspondance dans les dimensions. Les aptychus sont plus rares dans les pièces intéressant la masse du sédiment bitumineux. Les ammonites sont nombreuses et de petites tailles, à l'état d'empreinte sans reste de test.

— *plaques avec Posidonia abondantes et sans Aptychus*, avec des ammonites le plus souvent écrasées, des restes de test conservé sous la forme de petits amas de calcite fibreuse disposés en mosaïque.

Ces différences dans les caractères des associations suggèrent l'existence d'horizons distincts non reconnus sur le terrain; les faunes d'ammonites renforcent encore ce sentiment.

b) Association des plaques sans Posidonia et nombreux Aptychus

La forme dominante compte 17 individus dont trois avec leur contre-empreinte. Le diamètre actuel varie de 15 à 60 mm. Aucun ne montre distinctement la région péristoméale et les cloisons, ainsi que le début de la loge, ne sont jamais visibles; cette dernière semble présente, au moins en partie, dans le plus grand nombre des individus, et au moins chez celui renfermant encore l'aptychus. Ils correspondent à un seul type spécifique, représenté par différents stades de son développement et bien caractérisé:

- petite taille
- ombilic large
- tours peu recouvrants à croissance en hauteur très lente
- ornementation en grande partie bifurquée sur le dernier tour, alternant avec des côtes simples sur les tours internes
- côtes à dessin aigu (malgré l'écrasement)

Ces caractères s'accordent avec ceux de: *Nebrodites (Nebrodites) hospes hospes* (Neumayr).

Au moins sur la plaque et sa contre-empreinte ayant fourni presque tous les individus étudiés, sont associés à cette faune:

— *Glochiceras* de petite taille (15 mm), involute, sans canal latéral, à longues oreillettes creusées en gouttière et visière ventrale. Ces caractères sont ceux de: *Glochiceras (Glochiceras) nimbatum* (OPP.).

— *Taramelliceras* de petite taille, le plus souvent incomplet, mais l'un des individus paraît avoir son péristome à 30 mm de diamètre, avec une ornementation de fines costules sur la partie externe des flancs. Ces formes rappellent les petits *Taramelliceras* du Malm β de Souabe; une détermination spécifique n'est pas possible et elles doivent être attribuées à: *Taramelliceras (Metahoploceras* ?) sp.

c) Association des plaques à Posidonia abondants sans Aptychus

La faune est plus variée avec un petit nombre d'individus pour chaque type morphologique; ceux-ci se répartissent dans trois genres:

A *Nebrodites* doivent être rattachées plusieurs échantillons dont deux correspondent à des individus de taille relativement grande,

- évolutes, à enroulement lent et,
- ornementation forte sur les tours internes, diminuant ensuite jusqu'à de fines striés sur le dernier tour,
- cord ombilical bien marqué.

En raison de l'écrasement du matériel il n'est pas possible de trancher entre: *Nebrodites (Nebrodites) cafisii* (GEMM.) et *Nebrodites (Nebrodites) heimi* (FAVRE).

A *Idoceras* appartiennent trois individus, considérés comme conspécifiques, entrant de toute évidence dans l'espèce: *Idoceras balderum* (OPP.).

L'exemplaire le plus représentatif est un individu de 135 mm sans doute complet avec le péristome conservé, aplati (mais assez bien conservé), à l'état d'empreinte avec le test par place. L'aplatissement légèrement oblique permet de voir la terminaison des côtes secondaires de part et d'autre d'une bande siphonale lisse non excavée mais bien délimitée. Les côtes secondaires sont larges, à sommet arasé, laissant entre elles d'étroits sillons intercostaux. Les côtes primaires sont à peine visibles sur le dernier tour, sauf à son début, beaucoup plus marquées sur les tours internes.

L'involution marquée (compte-tenu de l'écrasement oblique) rattache cet exemplaire, parmi l'espèce *balderum*, aux formes les plus involutes, par exemple, celles figurées déjà par B. ZIEGLER (1959, pl. I, fig. 3) et O. GEYER (1961, pl. III, fig. 2).

Les deux autres exemplaires de l'espèce sont moins complets et de conservation moins bonne. L'un correspond à la forme involute comme le précédent, l'autre représente la forme évolute (of. B. ZIEGLER 1959, pl. I, fig. 4 — H. HÖLDER et B. ZIEGLER 1959, pl. 17, fig. 1 — O. GEYER 1961, pl. 2, fig. 5).

Sutneria est représenté par deux individus: l'un complet avec le péristome, mais écrasé; le second, exceptionnellement «en volume» et d'excellente préservation, mais incomplet.

L'individu le mieux conservé, malgré sa taille faible (12 mm), par la densité et la finesse de sa costulation évoque incontestablement: *Sutneria cyclodorsata* (MOESCH).

L'exemplaire à l'état de compression, complet, correspond à une espèce de taille petite (d = 17 mm); il se distingue très nettement de la première par l'ornementation plus forte, grossière, moins dense, avec uniquement des bifurcations. Ces caractères pourraient la faire attribuer à: *Sutneria eumela* (D'ORB.) ou *Sutneria batalleri* (GEYER). Cette dernière détermination s'accordant mieux avec le reste de la faune.

d) Age du niveau repère bitumineux

Toutes ces formes sont connues du Kimméridgien, mais leur répartition verticale est plus ou moins grande.

Ainsi, *Gl. nimbatum* se rencontre depuis l'Oxfordien supérieur et *N. hospes*, surtout fréquent dans le Malm δ de Souabe-Franconie, est cité aussi de la partie supérieure du Malm γ (γ_3 ou γ_6) par B. ZIEGLER (1959) et O. GEYER (1961, 1961a).

Dans l'association à *Sutneria* et *Idoceras*, *S. cyclodorsata* a également une répartition assez large dans le Kimméridgien depuis le Malm γ jusque dans le Malm δ. Par contre, *I. balderum* permet une datation rigoureuse: partout où cette forme a été rencontrée elle caractérise un niveau bien défini (Malm γ_3 ou γ_6) des auteurs allemands individualisé comme zone à Balderum.

Dans l'hypothèse avancée antérieurement de deux niveaux l'association à *N. hospes* pourrait occuper un horizon plus élevé; B. ZIEGLER (1959) a déjà remarqué la fréquence de cette forme dans certains bancs seulement, mais sans lui reconnaître de signification particulière. Cependant, antérieurement (1958) il cite *N. hospes* parmi les espèces les plus fréquentes dans la partie inférieure de la zone à *Acanthicum* (= *Mutabilis*, 1958).

En conclusion, *le niveau repère bitumineux de la formation Akkuyu est daté de la limite Kimméridgien inférieur–Kimméridgien supérieur (au sens français)*, plus précisément de la zone à *Balderum* et (?) de la partie inférieure de la zone à *Acanthicum*.

II. GISEMENT DE DEGIRMENLIK (C506–D367)

a) Fossilisation et caractères de l'association

Le matériel étudié offre le faciès homogène de calcaire noir, bitumineux, fétide au choc, à grain fin, parfois légèrement grenu ou à débit schisteux.

Les ammonites sont généralement représentées par leurs tours internes cloisonnés conservés en calcite largement cristalline; la loge est calcaire, quelquefois avec le test ou un pseudo-test de calcite microcristalline noire, le plus souvent écrasée, mais en continuité avec la partie cloisonnée. Ce mode de conservation parait être la règle et l'absence de la chambre d'habitation chez beaucoup d'individus examinés résulte probablement des hasards de l'échantillonnage sur le terrain. Les fossiles sont en accumulation très serrées, «à se toucher», au moins dans certains bancs, ce qui rend difficile l'obtention d'exem-

plaires complets. Parmi les échantillons étudiés plusieurs *(Hybonoticeras hybonotum, Phanerostephanus intermedius* et cf. *intermedius,* ? *Ph.* sp. nov.) sont des tours internes en calcite sur lesquels se moule la loge d'habitation écrasée et plus ou moins complète. Chez quelques uns elle est conservée en volume, soit en partie *(Ph. hudsoni, Aulacosphinctes),* soit en totalité *(Pseudinvoluticeras).*

D367 et C506 représentent deux collectes réalisées à une année d'intervalle dans le même gisement et il n'est pas sans intérêt de donner des listes distinctes pour chacune d'elles.

D367 (1967)		**C506** (1968)	
Uhligites griesbachi (UHLIG)	1	*Uhligites* cf. *krafti* (UHLIG)	1
Hybonoticeras hybonotum (OPP.)	1	*Hybonoticeras hybonotum* (OPP.)	1
Aspidoceras avellanoides (UHLIG)	1	*Aspidoceras avellanoides* (UHLIG)	1
Aspidoceras sesquinodosum (FONT.)	1		
Aspidoceras sp.	2		
Phanerostephanus cf. *intermedius* (SPATH)	1	*Pseudinvoluticeras* n. sp.	1
Phanerostephanus subsenex (SPATH)	7	*Phanerostephanus intermedius* (SPATH)	2
		Phanerostephanus subsenex (SPATH)	2
Phanerostephanus n. sp.	2	*Phanerostephanus* n. sp.	1
Phanerostephanus hudsoni (SPATH)	1		
Virgatosphinctes cf. *choicensis* (BURCKH.)	1		
Virgatosphinctes sp.	1		
		Aulacosphinctes sp.	1
Nombre d'exemplaires	**19**		**10**

Les chiffres placés après les noms de chaque liste correspondent aux nombres d'individus déterminés).

Pour les formes déterminées au moins génériquement et malgré la disparité dans les nombres d'échantillons de chaque collecte, celles-ci traduisent une certaine constance de l'association fossile au moins pour les peuplements principaux qui la constituent.

Hybonoticeras (2), *Uhligites* (2), *Aspidoceras* (5) représentent des élements toujours peu abondants mais constants dans l'association à laquelle ils confèrent une physionomie particulière.

Les Périsphinctes constituent l'élément dominant et, parmi eux, *Phanerostephanus* (15) qui forme près de 50% de l'association. Les différentes espèces reconnues avec leurs «variétés» se répartissent entre les formes extrêmes, les unes à costulation forte et section déprimée, les autres à costulation fine et section comprimée.

Les éléments accidentels comprennent *Aulacosphinctes* (1), *Pseudinvoluticeras* (1) et les formes rapprochées de *Virgatosphinctes,* les deux derniers se rattachant d'assez près au peuplement central de *Phanerostephanus.*

b) Discussion et affinités des formes reconnues

En attendant la description et l'illustration de cette faune quelques commentaires sont nécessaires pour certaines des formes citées plus haut et préciser ainsi leurs affinités.

Aspidoceras sesquinodosum Font. L'échantillon appartient au groupe des formes bituberculées chez le jeune avec disparition de la rangée externe de tubercules sur le dernier tour. La taille est relativement petite (70 mm) mais le tour externe montre déjà un très net déroulement.

Aspidoceras sp. désignent deux échantillons trop petits pour une détermination valable; le premier se rattache au groupe de *A. avellanoides* tandis que le second, engagé dans la gangue de *Ph.* cf. *intermedius*, montre un rang de gros tubercules sur le milieu du flanc et une section coronatiforme comme les formes bituberculées aux stades jeunes.

Pseudinvoluticeras n. sp. L'échantillon est complet avec son péristome à 95 mm. *Nothostephanus* auquel il a été rapporté un moment, est plus grand et plus fortement orné, au moins pour l'espèce-type, la seule connue dans ce genre jusqu'à maintenant. *Pseudinvoluticeras* convient mieux par la taille et surtout la tendance à la perte précoce de l'ornementation. Spath a souligné déjà combien est peu tranchée la limite entre ces genres; comme chez *P. decipiens* Spath (cf. R. Douvillé, 1910, pl. III, fig. 3), on observe une grande différence dans l'acuité de l'ornementation entre le moule interne et les parties ayant conservé le test (ou un pseudo-test).

La forme étudiée se rapproche de *P. douvillei* Spath (cf. R. Douvillé, 1910, pl. III, fig. 4) par l'involution, mais elle s'en éloigne par sa section comprimée et l'ornementation de la loge réduite à de fines stries d'accroissement. Ces caractères la placent très près de *P. somalicum* Spath.

Phanerostephanus intermedius Spath. L'individu le plus complet a conservé la plus grande partie de la loge, écrasée, où l'ornementation persiste jusqu'à la fin.

Phanerostephanus cf. *intermedius* Spath. Le phragmocône conservé en calcite massive s'identifie parfaitement à l'holotype de l'espèce (cf. F. L. Spath, 1950, pl. 8, fig. 3). Le tour externe correspond assez bien avec l'empreinte figurée également par F. L. Spath (pl. 8, fig. 6) comme *Ph.* cf. *intermedius*. Cependant, les côtes primaires restent beaucoup plus nettement individualisées jusqu'à la fin.

Ce dernier caractère conduit à faire un rapprochement aussi bien avec des formes placées quelquefois dans le genre *Lithacoceras*, *L. burckhardti* (Douv.) (cf. C. Burckhardt, 1903, pl VII, fig. 1–4, sub *Virgatites* aff. *quenstedti* Rouil.), bien différent par la forme de sa section, ou *L. tenuilineatus* Indans. D'ailleurs la tendance peu marquée à perdre l'ornementation sur la loge dans l'espèce *intermedius* rend discutable son attribution à *Phanerostephanus*.

Phanerostephanus subsenex Spath. Cette espèce, la plus fréquemment rencontrée à Degirmenlik, fait preuve d'une assez grande variabilité.

Plusieurs nuclei, avec le début de la loge écrasée, correspondent bien à la forme figurée par F. L. Spath (1950, pl. 7 fig. 6); le plus grand (d = 53 mm) montre une tendance plus précoce à l'effacement de l'ornementation.

A ces formes à section comprimée se rattache un individu isolé provenant

d'un gisement (C. 502E) au S de Degirmenlik ; bien avant la fin du phragmocône l'ornementation se réduit à de rares côtes latérales et des faisceaux de fines costules. Cette forme fait le passage à *Ph.* n. sp., décrit plus loin, et à *Pseudinvoluticeras* dont elle se sépare par la largeur de l'ombilic.

Parmi les autres exemplaires, le mieux conservé, encore cloisonné à 65 mm, possède tous les caractères de l'espèce, mais les tours internes présentent une épaisseur relativement plus forte et une section déprimée coincidant avec une ornementation plus grossière. A cette variété à tours déprimés appartiennent également trois autres individus fragmentaires.

Deux individus de grandes tailles sont représentés aussi par des fragments.

Phanerostephanus sp. Ces échantillons ont en commun la finesse et la densité de l'ornementation. L'un deux pourrait encore être considéré comme un variant comprimé et à costulation fine de *Ph. subsenex*, mais le second possède une ornementation constamment plus serrée et plus fine que celle de tous les représentants du genre. Il est permis à son sujet d'évoquer à nouveau *Pseudinvoluticeras*, plus particulièrement les formes évolutes comme *P. decipiens* SPATH (que d'ailleurs SPATH rattache avec doute à son nouveau genre), mais l'involution reste encore trop faible.

? *Phanerostephanus* n. sp. Les tours internes, bien conservés, se signalent par leur section large et déprimée, trapéziforme, le maximum d'épaisseur se plaçant près du bord ombilical. Ils sont couverts de côtes fines, nombreuses (25 pour un $^1/_2$ tour), polyfurquées, localement avec doubles bifurcations. Ils se comparent sans peine à ? *Virgatosphinctes* (ou *Lithacoceras*) *burckhardti* DOUV. (cf. C. BURCKHARDT 1903, pl. VII, fig. 1–4 ; sub. *Virgatites* aff. *quenstedti* — J. INDANS, 1954, pl. 13, fig. 4–5), mais l'espèce sud-américaine retien jusqu'à la fin le même type d'ornementation. La disparition des côtes sur la loge (écrasée comme il est fréquent), presque totalement lisse à l'exception de très fines stries à peine visibles, justifie l'attribution à *Phanerostephanus*, au moins provisoirement.

Phanerostephanus hudsoni SPATH. A 55 mm le tout début de la loge est seul conservé. L'ornementation interne persiste plus longtemps que chez l'holotype ; elle est remarquable par la position très élevée des divisions, presque sur la région ventrale, et par la présence de côtes intercalaires avec dispositions en zig-zag d'un flanc à l'autre. Elle cesse brusquement au niveau d'une forte constriction au-delà de laquelle n'existent plus que côtes simples espacées passant encore sur la région ventrale et des stries d'accroissement.

«*Virgatosphinctes*» cf. *choicensis* (BURCKH.) Unique, l'exemplaire étudié, encore cloisonné à 55 mm, possède tous les caractères de l'espèce de BURCKHARDT, en particulier l'ombilic profond creusé en marches d'escalier, la grande épaisseur du tour au niveau du bord ombilical et la section déprimée et trapézoïdale, si caractéristique des nombreuses formes sud-américaines figurées par C. BURCKHARDT, CH. WEAVER, J. INDANS. Cependant l'épaisseur reste un peu moins forte.

Cette forme pourrait être reliée, comme variant à costulation forte, à celle provenant de la collecte C506, laissée indéterminée et comparée à «*V.*» *burckhardti* DOUV., mais l'ornementation de la loge n'est pas connue chez «*V.*» cf. *choicensis*. De même pour les tours internes il y a peu de différences avec ceux de la «variété» à tours déprimés et ornementation grossière de *Ph. subsenex*.

Ainsi, «*V.*» cf. *choicensis* pourrait-il aussi n'être qu'un variant extrême de la population de *Phanerostephanus* de Degirmenlik.

Aulacosphinctes sp. Pour un diamètre de 35 mm seulement une partie de la loge est présente et l'exemplaire étudié appartient au groupe des petites formes illustrées par V. Uhlig (*A. parvulus, linoptychus*) et M. Collignon (*A. minusculus, humilis . . .*). Cependant, l'espèce la plus proche par l'enroulement et la forme de la section semble être *A. pervinquieri* Burckh., décrite du Mexique (cf. C. Burckhardt, 1919, p. 23, pl. IV, fig. 14, 18–21) bien que l'exemplaire étudié ne montre aucune côte simple.

c) Age de l'association à Phanerostephanus de Degirmenlik

Par l'importance de *Phanerostephanus*, la seule faune comparable est celle décrite par F. L. Spath du Kurdistan dans une région pas tellement éloignée (1000 km) de celle ayant livré le matériel étudié si on tient compte des affinités avec les faunes d'Amérique latine suggérées par certains éléments de l'association.

Avec les différences signalées à propos de chacune d'elles, les diverses espèces de *Phanerostephanus* décrites par Spath se retrouvent à Degirmenlik. Par contre, on note d'une part, la présence de genres qui manquent au Kurdistan, d'autre part, l'absence de formes bien représentées en espèces et en individus dans la faune étudiée par F. L. Spath.

Parmi les premiers, *Aulacosphinctes* est surtout connu du Tithonique supérieur encore que de rares espèces soient citées du Tithonique inférieur. Le niveau de *A. avellanoides* à Spiti est incertain, mais cette espèce est proche de *A. avellanum* Zitt., du Tithonique supérieur également. Par contre, les autres formes d'*Aspidoceras, Uhligites, Pseudinvoluticeras, Hybonoticeras,* sont des indicateurs d'un niveau plus bas dans le Tithonique, ou même le Kimméridgien pour *A. sesquinodosum:* d'après F. Beckhmer et H. Hölder (1959), en Souabe–Franconie, cette forme ne dépasserait pas le Malm δ; dans la localité type à Crussol, H. Hölder et B. Ziegler (1959) la signalent dans le Malm δ_{3-4}. *Hybonoticeras* donnerait un âge à peine plus récent et constitue un élément remarquable de la faune étudiée. En effet, F. L. Spath (1950, p. 96) a fait état d'un exemplaire d'*H.* gr. *hybonotum* donné comme étant du même assemblage (à *Phanerostephanus*) et dans le même faciès, mais écarté parce que en désaccord avec les indications fournies ou tirées du reste de la faune. La présence de cette espèce à Degirmenlik repose donc le problème ainsi résolu par F. L. Spath, d'autant que les deux collectes faites par O. Monod ont fourni chacune un exemplaire avec la même association dans chaque cas: *Hybonoticeras hybonotum* fait partie de l'association et on doit trouver une explication à sa présence.

Parmi les seconds figurent les genres *Oxylenticeras, Nothostephanus, Nannostephanus* et les «déroulés» *Protancyloceras* et *Cochlocrioceras* qui constituent, à la fois, un élément important et original de la faune décrite par Spath. Le caractère particulier de ces formes leur enlève en partie la signification que doit avoir leur absence à Degirmenlik. Par contre, *Proniceras*, relativement abondant au Kurdistan, est un genre essentiellement tithonique supérieur,

tandis que *Pseudolissoceras* au cours des dernières années, est apparu comme un des meilleurs marqueurs pour le sommet du Tithonique inférieur (ou Tithonique moyen). Le niveau qui a fourni l'essentiel de la faune étudiée représente d'après SPATH lui-même, une épaisseur de 1 100 m, sans que soit précisée la localisation des fossiles. Mais la gangue de plusieurs exemplaires de *Phanerostephanus*, *Pseudolissoceras*, *Nothostephanus*, et même *Proniceras*, a livré des fragments de *Nannostephanus cornutus* et de *Cochlocrioceras*, tandis que ces dernières manquent dans un gisement voisin où tous les autres éléments (aux différences spécifiques près) sont présents, y compris *Proniceras;* F. L. SPATH (p. 131) pense que la faune provient, au moins pour l'essentiel, d'un seul horizon. L'existence de niveaux de condensation expliquerait l'association de ces formes et *Phanerostephanus* pourrait, au moins en partie, avoir un âge plus ancien que celui de certaine des éléments auxquels il est associé.

A Degirmenlik, la présence avec *Phanerostephanus* de formes connues du Tithonique le plus inférieur ou même du Kimméridgien, pourrait recevoir la même explication. La faune examinée correspond aussi à une dizaine de mètres de sédiments dans lesquels le ou les niveaux fossilifères n'ont pas été repérés. La plupart des échantillons sont des pièces isolées; tout au plus peut-on noter l'association de *Phanerostephanus* cf. *intermedius* et de *Aspidoceras* sp.

Un âge Tithonique inférieur, compris entre la *zone à Lithographicum* à la base, partiellement représentée, et *la zone à Zitteli*, au sommet, parait le plus vraisemblable pour le gisement de Degirmenlik. Il est en accord avec la présence des formes rapprochées des espèces sud-américianes, «*V.*» *burckhardti* DOUV., «*V.*» *choicensis* BURCKH. (associées à *Pseudinvoluticeras*) de la zone à Mendozanus (un *Virgatosphinctes*) placée dans le Tithonique inférieur au-dessous de la *zone à Zitteli* (cf. W. ARKELL, 1956, p. 582–583).

A ce groupe et au même niveau appartient un *échantillon isolé du gisement* 371 (Akkuyu), sur le flanc occidental du grand synclinal autochtone de Beyşehir-Hoyran; il est conservé dans un calcaire à grain fin, gris jaunâtre, à légère imprégnation bitumineuse et fétide au choc, renfermant dans le remplissage de la loge des *Aulacomyella* cf. *farquharsoni* COX, également abondants à Degirmenlik.

La section est trapézoïdale, arrondie du côté externe, avec son maximum d'épaisseur au niveau du bord ombilical; celui-ci est bien marqué et limite une aire ombilicale haute et abrupte sur l'ombilic.

L'ornementation est faite de côtes assez fortes, aigues lorsque le test est conservé, plus arrondies sur le moule interne.

Les divisions sont d'abord simple; puis apparaissent des doubles bifurcations et des faisceaux polyfurqués nombreux sur le dernier demi-tour correspondant à la loge où se mêlent des constrictions larges et profondes.

Ces caractères sont ceux des formes figurées par C. BURCKHARDT, R. DOUVILLÉ, J. INDANS et rapportées à *Virgatosphinctes: V. andesensis*, *V. mexicanus*, *V. argentinus* . . . etc. L'échantillon étudié ici n'entre exactement dans aucune, en particulier la section est plus comprimée et l'ornementation plus dense; la forme la plus proche serait *V. andesensis* DOUV. (in BURCKHARDT), mais la taille de celle-ci est plus petite; d'ailleurs l'espèce paraît interprétée différemment par les auteurs, en particulier par R. DOUVILLÉ et J. INDANS.

III. FAUNES DES CALCAIRES EN PLAQUETTES

Un premier examen suffit à séparer deux types de plaques: les unes à faunes «normales» avec uniquement des formes à tours jointifs (G103–104), les autres a faunes «déroulées» d'abord attribuées au Crétacé et communiquées à J. P. THIEULOY qui en fait l'étude (G106–118–204).

1. Les faunes «normales» (G103–104)

a) Fossilisation et caractères généraux des associations

Les faunes G103—104 sont dans le même faciès de calcaire en plaquettes de teinte claire, à grain fin, à surface plus ou moins régulière. Sauf exception, les fossiles apparaissent sous forme d'empreintes.

Les deux associations comprennent uniquement des formes «normales» et ne montrent pas de différences fondamentales, celles constatées résultant sans doute des aléas de l'échantillonnage plus important pour G104 (10 pièces contre 5 pour G103).

G104 se différencie surtout par la présence de deux exemplaires légèrement écrasés, mais conservant une certaine épaisseur contrairement à tous les autres (de G104 ou de G103) qui sont des compressions. Ces deux formes «en volume» ont joué un rôle déterminant dans l'étude de ce matériel.

b) Etude du matériel

Il est commode de séparer les formes «en volume», mieux conservées, des exemplaires à l'état de compression.

Les exemplaires «en volume» sont proches par les caractères d'ensemble et différent entre eux seulement par des détails: l'un (104a) est une forme à costulation relativement grossière, l'autre (104b), une forme à costulation fine et dense, avec un plus grand nombre de côtes simples. Parmi les caractères communs importants:

- taille petite (=30 mm),
- section comprimée, subrectangulaire,
- côtes simples et bifurquées alternant plus ou moins régulièrement,
- sillon ventral bien marqué sur le début de la loge d'habitation (et sans doute aussi les tours internes), disparaissant ensuite en passant à une bande lisse, plus ou moins nette, étroite,
- tubercules marginaux petits, sur le début de la loge, à l'extrémité ventrale de certaines côtes seulement, présents peut être sur les tours internes non visibles.

Les faunes à l'état d'empreinte montrent plus de variété, mais la plupart se rattachent sans peine au type précédent.

Dans le gisement G104, les tailles sont de 20 à 60 mm environ, et les exemplaires montrent alors des différences assez sensibles dans l'ornementation,

correspondant à une ontogenèse individuelle, en tous cas insuffisantes pour faire une séparation d'ordre spécifique.

Les échantillons les plus petits (G104c, p. ex.) présentent l'alternance des côtes simples et bifurquées avec, F par place, des tubercules marginaux à l'extrémité de certaines déjà vus dans les formes «en volume».

Les plus grands se rattachent aux précédents par leurs tours internes, malgré les difficultés d'observation dues à une conservation peu favorable; ensuite, l'ornementation évolue vers un type plus régulier, sans tubercule et à dichotomie fréquente.

Le gisement G103 a surtout livré des formes de petites dimensions (?nucléus), à côtes plus aiguës et espacées, montrant une tendance à s'étaler au contanct du tour suivant où certaines semblent porter on tubercule latéral; quelques unes se bifurquent.

Parmi les deux exemplaires restants, l'un correspond aux formes non écrasées de G104; le second est un individu réduit à une moitié ayant conservé la fin de la loge avec l'oreillette latérale longue, précédée par une zone lisse, et placée assez bas, au tiers inférieur environ de la hauteur du flanc; la costulation est fine et dense, avec nombreuses côtes simples chez le jeune, plus régulièrement bifurquées sur la loge.

En résumé, ce matériel et les caractères reconnus sont suffisants pour affirmer l'appartenance à: *Durangites* BURCKHARDT.

Cependant, aucune des formes figurées du Mexique ou de Cuba par C. BURCKHARDT (1912) et R. IMLAY (1939, 1942) ne peut recevoir le matériel de Turquie. Ceci ne peut étonner dans la mesure où ce genre était, jusqu'ici, propre à ces régions. L'attribution à *Durangites* est d'ailleurs supportée par la reconnaissance préalable de ce genre parmi l'abondant matériel des chaines subalpines et d'Espagne méridionale actuellement en cours d'étude.

Enfin, parmi le matériel de G104, existent encore deux échantillons (104h et i) trop incomplets pour être déterminés autrement que: *Perisphinctidae* g. et sp. ind.

c) Age de l'association à Durangites des calcaires en plaquettes

Au Mexique et à Cuba (cf. W. ARKELL, 1956, p. 561–572) *Durangites* est connu du Tithonique moyen ou de la base du Tithonique supérieur et nous admettrons le même âge pour l'association étudiée qui compte presque uniquement des formes rattachables à ce genre. Cette question sera reprise et aura mieux sa place à propos de la discussion sur la position relative, au sein des calcaires en plaquettes, des faunes à *Durangites* et des faunes de «déroulés» étudiées par J. P. THIEULOY.

2. Les faunes d'hétéromorphes (G106, G118, G204)

Ces hétéromorphes qui appartiennent tous à la sous-famille des *Protancyloceratinae* BREISTROFFER, proviennent de trois gisements: G204, G106, G118 d'une même formation de calcaires et marno-calcaires en plaquettes. Ces trois

gisements sont distants les uns des autres et leurs positions stratigraphiques respectives, les uns par rapport aux autres, ne purent être établies à partir des données recueillies sur le terrain.

Si l'on retient le faciès lithologique des échantillons fossilifères, on peut, en analyse macroscopique, aisément distinguer les gisements G204 et G106 du troisième gisement G118.

a) Gisements G204 et G106

Les échantillons ont été prélevés dans des calcaires de couleur claire, à pâte fine et de patine dorée.

Les hétéromorphes y sont rares, de petites tailles et représentés par des moules externes le plus souvent incomplets.

G204: 7 individus dont les moules recristallisés ont souvent perdu leur ornementation.

Leur diamètre maximal apparent varie de 7 à 16 mm. Tous sont conspécifiques et leurs caractères d'organisation et d'ornementation sont les suivants:

— Un enroulement leptocératoïde.

— Un appareil embryonnaire constitué d'un petit nucléus globuleux dont le diamètre n'excède guère quelques dixièmes de millimètres et dont l'aspect est très comparable à celui des Leptocères berriasiens du genre *Leptoceras* Uhlig figurés par J. P. Thieuloy (1966, pl. I, fig. 5 et 6).

— La spire juvénile décrit une large boucle dont la hauteur du tour reste très inférieure au millimètre sur un demi-tour. A l'extrémité apicale de la spire, le diamètre du nucléus surpasse même nettement la hauteur du tour.

— L'ornementation de cette spire initiale est indiscernable.

— Le stade ontogénique qui lui fait suite, débute au 2/3 du premier tour et se caractérise par un accroissement brusque de la hauteur du tour, la compression latérale de la section, qui jusqu'alors était semble-t-il ronde, l'ouverture de la spire et l'apparition d'une costulation fine, dense et faiblement proverse. L'observation ventrale reste toutefois impossible.

Par l'ensemble de ses traits: mode d'enroulement, organisation de l'appareil embryonnaire et ornementation, ces formes sont à rapporter à «l'espèce» «*Leptoceras ? catalinense*» Imlay, que nous plaçons dans le genre *Protancyloceras* Spath. L'aspect des spécimens turcs est très comparable à celui du paratype cubain, figuré par R. W. Imlay (pl. 10, fig. I, échantillon de gauche sol.), avec un accroissement de la hauteur du tour plus conforme toutefois à celui présenté par l'holotype.

G106: 2 individus de conservation médiocre par érosion superficielle du relief ornemental.

Ces exemplaires, dont les diamètres apparents atteignent 23 et 35 mm, sont conspécifiques et offrent les caractères suivants:

— Un nucléus embryonnaire globuleux.

— Une spire initiale sur un demi-tour très comparable à celles observées sur les exemplaires précédents G204.

— Le stade ontogénique suivant présente une ornementation de côtes d'abord fines, denses et faiblement proverses, puis s'espaçant en devenant étroi-

tes, tranchantes et plus nettement ployées vers l'avant à l'approche du ventre. Les intervalles sont 1,5 à 2 fois plus larges que les côtes.

Le ventre n'est pas observable mais quelques côtes portent un épaulement tuberculé qui permet de penser que la costulation s'affaisse sur la ligne ventrale, comme c'est fréquemment le cas chez de nombreuses espèces de *Protancyloceras*.

— L'échantillon le plus complet a conservé un demi-tour de la loge. Il est intéressant de noter que l'accroissement rapide de la hauteur du tour, notable sur un demi-tour, ne se poursuit pas au delà de la moitié apicale du deuxième tour; par la suite, elle n'augmente plus que modérément et cette croissance devient même insensible sur le secteur buccal de l'habitacle.

— Corrélativement, l'ouverture de la spire diminue et l'enroulement devient criocératitique.

Le matériel étudié est suffisant pour affirmer l'existence de l'espèce cubaine: «*Leptoceras*» ? *hondense* IMLAY.

Discussion et affinités. «*Leptoceras* ? *catalinense*» IMLAY et «*Leptoceras* ? *hondense*» IMLAY entrent tout naturellement dans le genre *Protancyloceras* SPATH; il est curieux que pour le premier type, on ne connaisse que de petits individus dont ni la figuration ni la diagnose ne témoignent de l'existence d'une loge, tandis que *P. hondense* serait représenté par deux individus adultes et complets et par des nucléus sans doute plus proches du type morphologique précédent que ne l'a admis R. W. IMLAY.

Or, cet auteur admettait pour «*P. catalinense*» les caractéres distinctifs suivants: costulation plus fine et ouverture de la spirale plus marquée.

Comme cela est nettement observable sur les individus du gisement G106, le stade ontogénique de *P. hondense*, homologue pour la taille du type morphologique «*catalinense*» offre les mêmes traits. Ce n'est qu'au stade ultérieur qu'apparaissent les caractères distinctifs de *P. hondense*. R. W. IMLAY lui-même ne parait pas avoir une idée très claire de son espèce «*catalinense*», puisqu'il reconnait l'existence d'individus intermédiaires et l'extrême difficulté de détermination des exemplaires immatures ou érodés.

Mais, si «*P. catalinense*» ne représente que les nucléus immatures d'un type morphologique bien caractérisé par l'holotype de *P. hondense* (1942, pl. 10, fig. 8, 9 et 11), comme nous le pensons, alors ce taxon devient un synonyme subjectif de *Protancyloceras hondense* (IMLAY) par antériorité paginale.

En conséquence, l'association décrite est une thanatocoenose monospécifique dont l'appartenance au genre de F. L. SPATH ne semble faire aucun doute; *Protancyloceras hondense* se sépare du générotype et de son groupe d'espèces affines (*P. gracile* (OPPEL), *P. eximium* ARNOULD-SAGET . . .) par son enroulement plus criocératitique, mais le relèvement marginal et l'atténuation siphonale de la costulation sont bien conformes.

Ce groupement d'espèces se distingue par contre assez nettement du groupe *P. kurdistanense* SPATH et *P. punicum* ARNOULD-SAGET dont le chevron aigu vers l'avant dessiné par les côtes, constitue un trait original.

b) Gisement G118

Les échantillons fossilifères sont constitués d'un calcaire biodétritique et faiblement dolomitique, de couleur claire et de patine rosée. Le grain est assez fin et le délit s'effectue en plaquettes d'épaisseur centimétrique.

Les hétéromorphes y sont très fréquents ; sur les quelques décimètres carrés que totalisent les deux faces de l'ensemble des échantillons, plusieurs dizaines d'individus de toutes tailles ont pu être observés ; leur conservation est médiocre, non seulement le relief ornemental a été érodé par la dissolution météorique, mais les différents exemplaires ont été aussi fréquemment fragmentés *in situ*, lors de leur dépôt. Cette condition défavorable s'explique par le type même de leur thanatocoenose ; elle correspond en effet à une accumulation locale de coquilles dont tous les stades de développement peuvent être représentés, de la spire initiale pourvue de son nucléus embryonnaire à la loge de l'adulte.

Il est très remarquable à ce propos de noter l'étrange identité du mode de gisement de tous les hétéromorphes tithoniques et berriasiens de la sous-famille des *Protancyloceratinae;* il suffirait pour s'en convaincre de citer les gisements cubains à *Vinalesites rosariensis* (Imlay) et ceux de *Leptoceras studeri* (Ooster) du Massif de la Grande Chartreuse, du Languedoc, de Suisse et de Bulgarie ; tous fournissent des associations comparables à celle du gisement turc G118, qui traduisent une analogie certaine des conditions écologiques.

En dépit des variations individuelles d'organisation, normales pour ce matériel éminemment plastique, et compatibles avec une conception monospécifique, deux types morphologiques sont représentés, d 'ailleurs inégalement, dans l'association analysée.

— *Le premier* correspond à un stade juvénile du développement de l'espèce. Il est représenté par une douzaine d'individus dont le diamètre maximal atteint moyennement 15 mm.

L'enroulement qui porte sur les deux tours internes est une spire largement ouverte de type criocératitique. Suivant les individus, le premier et le deuxième tour peuvent être plus ou moins distants l'un de l'autre, mais leur écartement reste constant et tendrait même à décroitre, en provoquant ainsi le resserrement de la spire.

Le nucléus embryonnaire, exceptionnellement conservé, est globuleux et précède une spire dont la hauteur du tour est régulière et lente. La section est ovoïde et faiblement aplatie sur les flancs.

La costulation apparait très tôt sur le tour interne, elle est homogène, dense avec un accroissement régulier de l'épaisseur de ses éléments et un élargissement corrélatif des intervalles.

La région ventrale est rarement observable, toutefois un renflement marginal des côtes est notable sur quelques individus, il précède alors l'affaissement de la costulation sur la ligne siphonale.

— *Le second type morphologique*, plus rarement représenté (3 exemplaires), correspond au stade adulte de l'espèce ; l'individu le plus complet est une hampe leptocératoïde de 80 mm de longueur sur 6 mm de hauteur de tour, dans son secteur buccal. L'épaisseur est inappréciable, mais la section devrait être ovoïde.

Cet échantillon est un adulte pourvu de sa loge dont l'ornementation est faite de côtes rigides, tranchantes, proverses et séparées par des intervalles

dont la largeur excède l'épaisseur des côtes. En dépit de l'usure du relief ornemental, l'épaulement marginal des côtes est notable près de l'ouverture.

Nous n'hésitons pas à rapporter cet individu adulte à *Protancyloceras gracile* (OPPEL) tant il s'accorde parfaitement avec la définition de l'espèce de Rogoznik, discutée récemment par K. W. BARTHEL (1962), ainsi qu'avec les figurations originales (ZITTEL, 1870) et postérieures d'hypotypoïdes, l'un en provenance du Jebel Gara en Kurdistan irakien (SPATH, 1950, pl. 9 fig. 6), l'autre de Neuburg en Bavière (BARTHEL, 1962, pl. I, fig. 1–5).

Discussion et affinités. En raison des caractères très particuliers de chacun des deux types morphologiques, il nous parait difficile de ne pas les considérer comme des stades ontogéniques successifs conspécifiques.

En effet, l'évolution des costulations concorde parfaitement de l'une à l'autre de ces deux formes, mais en ce qui concerne le développement de l'enroulement, elles diffèrent fondamentalement à partir du deuxième tour de spire; nous avons tenu compte de l'aspect d'un morphotype de la même espèce, mais plus finement costulé, du même gisement irakien (SPATH, pl. 9, fig. 5) et surtout d'une empreinte de spire juvénile contigue de l'adulte mais décalée par une diaclase de l'échantillon. Il nous a paru convenable d'admettre que la brisure séparant les deux individus a déplacé les tours internes de la hampe qui devrait normalement les prolonger.

Ainsi, les individus du gisement G118, en dépit de leur médiocre conservation, sont très intéressants puisqu'ils complètent, à notre sens, la conception de l'espèce d'OPPEL et confirment l'interprétation de R. W. BARTHEL qui se refusait à considérer le Protancylocère de Neuburg (pl. I, fig. 6–10) à tours tangents et à costulation plus grossières, comme les tours internes de *P. gracile*.

c) Age des faunes

L'analyse de l'association des hétéromorphes du Taurus occidental implique les constatations suivantes:

— Les gisements G204 et G106 caractérisés par un lithofaciès et un contenu faunique identiques sont, à notre avis, inséparables stratigraphiquement ou tout au moins très proches l'un de l'autre au sein de séquences isopiques.

— Les hétéromorphes de ces mêmes gisements ont des affinités cubaines bien marquées, puisque la seule espèce représentée *P. hondense*, n'était connue jusqu'alors que de la formation des Calcaires de Viñales (Cuba).

— *Protancyloceras gracile*, abondamment représenté dans le gisement G118, est connu de nombreux gisements tithoniques, Rogoznik (Carpathes), Neuburg (Bavière), Jebel Gara (Kurdistan irakien); dans toutes ces localités et plus particulièrement dans les calcaires de Neuburg, il se trouve associé à une faune d'Ammonoïdes où existent *Glochiceras*, *Pseudolissoceras*, *Simoceras* et *Virgatosimoceras*.

Tous ces genres qui se répartissent dans le Tithonique moyen se retrouvent, pour la plupart d'entre eux, au Kurdistan à coté d'une faune très spécialisée dont les genres *Nothostephanus*, *Phanerostephanus* et *Nannostephanus* constituent les éléments les plus originaux.

Les *P. gracile* du gisement G118 sont très proches des types kurdes figurés par F. L. SPATH; ces affinités fauniques sembleraient d'ailleurs confirmées par

une empreinte, certes de très mauvaise qualité, d'un Ammonoïde dont l'involution et la densité des côtes évoquent celles d'un *Nothostephanus* ou d'un *Pseudinvoluticeras*.

Nous admettons donc pour ce gisement G118 un âge tithonique moyen et un niveau homologue de celui des calcaires de Neuburg et des brèches lumachelliques de Rogoznik.

— Enfin, nous serions enclins à considérer, toutefois sans confirmation stratigraphique, le type morphologique *P. hondense* comme plus évolué que celui illustré par le groupe *guembeli-gracile;* il serait en effet plus proche des *Leptocères* berriasiens et des *Criocères* primitifs du Valanginien. Aussi, pourrions nous envisager pour les gisements G106 et G204, un niveau légèrement supérieur à celui du gisement G118.

IV. INTERPRETATION BIOSTRATIGRAPHIQUE

La position relative des *gisements et des faunes du Kimméridgien et de la partie inférieure du Tithonique* se déduit aisément des datations obtenues par l'étude des associations et des observations de terrain. Il faut remarquer cependant qu'à l'origine les niveaux bitumineux de Degirmenlik étaient supposés correspondre au niveau repère bitumineux d'Akkuyu. Les fossiles établissent sans discussion la différence d'âge qui les sépare. D'ailleurs, ces deux niveaux ne se rencontrent pas dans les mêmes secteurs (cf. Fig. 1) et on aurait ainsi un développement hétérochrone d'W en E du faciès bitumineux. Reste posé alors le problème de leurs équivalents latéraux dans l'un et l'autre domaine. On peut envisager la disparition de l'imprégnation bitumineuse et, peut être aussi, du caractère fossilifère, qui ne permet plus d'individualiser les niveaux au sein de la formation; en tous cas, l'échantillon 371 supporte ce point de vue pour les niveaux du Tithonique inférieur de Degirmenlik.

Par contre, la position relative des *gisements des calcaires en plaquettes* de la moitié supérieure de la formation d'Akkuyu est plus discutable d'autant qu'une ségrégation sépare faunes «normales» et faunes de «déroulés». Ces derniers avaient été attribués à l'origine au Crétacé comme les formes de Cuba auxquelles J. P. Thieuloy a pu rapporter en grande partie les hétéromorphes étudiés.

Tout d'abord, parmi ces faunes d'hétéromorphes, la faune de G118 est nettement distincte de celles de G106–204 et d'âge plus ancien pour J. P. Thieuloy qui la place dans le Tithonique moyen ou la partie supérieure du Tithonique inférieur (=niveau de Neuburg, Saint-Concors, Rogoznik . . .). Quelques échantillons recueillis par C. Martin dans la région d'Akkuyu (G191 et 192) paraissent confirmer cette opinion. Ils sont conservés dans un calcaire gris jaunâtre, granuleux, peut être un peu dolomitique pour G192, légèrement bitumineux et fétide au choc; G191 présente un débit en plaquettes grossières avec fossiles calciteux mis en saillie par l'altération, d'un faciès identique à celui de G118. La faune comprend essentiellement des Perisphinctidés en mauvais état, de taille petite ou moyenne, certains complets avec la loge d'habitation, à côtes fines et nombreuses et doubles bifurcations, évoquant *Sublithacoceras, Nothostephanus* ou *Pseudinvoluticeras;* G192 renferme également des restes de déroulés se rattachant nettement à *Protancycloceras gracile*

(OPP.). Cette association est comparable à celle de G118, mais les Perisphinctidés y jouent un rôle plus important. En conséquence, nous admettrons que les niveaux et les faunes G191–192 et G118 viennent immédiatement sur le niveau à *Phanerostephanus* de Degirmenlik.

Reste la position relative des faunes à *Durangites* (103–104) et des faunes à *Protancyloceras hondense* (106–204). Celles-ci n'étaient connues jusqu'ici que de Cuba où la stratigraphie du Jurassique supérieur continue à poser de nombreux et difficiles problèmes. Comme dans la région étudiés les faunes proviennent de gisements isolés et leur position relative dans la formation de Viñales n'est pas clairement établie. Tout au plus, si on se souvient que la faune à *Durangites* est placée par tous les auteurs (cf. W. ARKELL, 1956, p. 561, 572) dans le Tithonique moyen ou la base du Tithonique supérieur, pourrait-on en conclure que l'association à *Pr. hondense* occupe nécessairement une position plus élevée.

L'examen du tableau 2 donné par R. IMLAY (1942, p. 1428) apporte d'autres éléments :

Durangites (deux espèces reconnues) est associé à *Parodontoceras* dans le gisement 18 521, à *Berriasella* sp., *Dickersonia* (gen. nov. propre à Cuba), *Micracanthoceras*, *Corongoceras*, *Aspidoceras*, *Simoceras* sp. juv. cf. *volanense* (OPP.) et *Pseudolissoceras* cf. *zitteli* (BURCKH.), c'est-à-dire avec des formes considérées comme significatives d'un niveau assez élevé (Tithonique supérieur) et d'autres représentant habituellement le Tithonique moyen.

Les hétéromorphes *Pr. hondense* et *catalinense* sont isolés dans deux gisements à l'exception de quelques *Aptychus*. Dans les deux autres ils se rencontrent avec *Berriasella* sp., *Parodontoceras*, *Virgatosphinctes*, *Physodoceras*, *Aspidoceras*, (?) *Virgatosimoceras*, *Metahaploceras mazapilense* (BURCKH.) (rapporté par P. DONZE et R. ENAY au nouveau sous-genre *Parastreblites*) et *Pseudolissoceras* cf. *zitteli* (BURCKH.). Nous retrouvons une faune associée du Tithonique moyen en accord avec l'âge admis par R. IMLAY (1942) et W. I. ARKELL (1956) pour toute la faune et la formation de Viñales. Ainsi, la différence d'âge (si elle existe) avec la faune à *Durangites* doit être faible, sans doute inférieure à la valeur d'une zone comme le *zone à Zitteli*.

A Cuba, comme en Turquie, *Durangites* et *Protancyloceras* s'excluent rigoureusement l'un l'autre et, si on tient compte de l'absence des Himalayitidés dans les gisements à *Protancyloceras*, on peut penser qu'ils se situent à un niveau inférieur à celui de *Durangites*. D'ailleurs, parmi les localités ayant fourni *Protancyloceras* s a n s *Durangites*, R. IMLAY (1942, p. 1434) signale certaines comme étant à quelques pieds au-dessus de la base de la formation de Viñales, par exemple 5216 qui a fourni la faune la plus riche comprenant les formes du Tithonique moyen citées plus haut.

Pour le matériel étudié, les observations de terrain (O. M.) situeraient les faunes à *Protancyloceras* au-dessous de celles à *Durangites*. En effet, le gisement G106 semble correspondre à un niveau plus inférieur dans la formation que G103–104 du même secteur ; G204 n'est pas situé avec précision dans la même formation mais sa faune le rattache incontestablement à G106.

Ainsi, les considérations tirées des faunes équivalentes de Cuba et les observations de terrain s'accordent pour situer les gisements G106–204 (à *Protancyloceras hondense*) au-dessous de G103–104 (à *Durangites*) c'est-à-dire

Tabelle 1

Etages	ZONES		FAUNES ETUDIÉES	
	Europe	Amérique du Sud	Autochtone W	Autochtone E
TITHONIQUE	Semiforme	Zitteli	G103–104	
			G106, 204	
		Mendozanus	G118	
			G191–192 371	Degirmenlik C506–D 367
	Hybonotum			
KIMMERIDGIEN				
	Acanthicum			
	Balderum		niveau repère bitumineux (203) d'Akkuyu	

dans la *zone à Zitteli* (malgré l'absence des formes habituelles de celle-ci) à la partie supérieure du Tithonique inférieur ou dans le Tithonique moyen.

Le tableau ci-après donne la répartition verticale admise pour les différentes faunes étudiées. En regard sont plaçées les zones d'ammonites actuelles d'Europe mésogéenne ou d'Amérique du Sud correspondant aux affinités présentées par ces faunes. Pour le Tithonique en particulier les données actuelles ne permettent pas de dégager une zonation originale, ni même de rattacher complètement la succession des faunes à l'une ou l'autre des zonations proposées.

La position ainsi donnée aux hétéromorphes turcs affines des formes de Viñales conduit à les placer à peu près au même niveau que les hétéromorphes du Kurdistan décrits par F. L. Spath. Ces derniers sont associés à *Pr. gracile* connu dans le gisement G118 placé juste au-dessous des niveaux ayant livré les faunes G106–204, mais c'est là le seul point commun et J. P. Thieuloy serait enclin à considérer les autres hétéromorphes du Kurdistan comme plus évolués. Leur association à *Proniceras* tend à leur faire attribuer un âge élevé et des formes affines de *Pr. kurdistanense* selon F. L. Spath (1950, p. 122) ont été figurées du Mexique (C. Burckhardt, 1919–1921, pl. XXI, fig. 3–R., Imlay, 1939, pl. XI, fig. 1–2) en association avec *Proniceras* et *Substeueroceras*. Comme par ailleurs la faune du Kurdistan renferme des éléments indiquant un âge plus ancien nous sommes ramenés à l'hypothèse d'un niveau de condensation déjà envisagée pour comprendre les caractères de cette association.

D) Resultats

Du point de vue stratigraphique, les faunes étudiées, en établissant l'âge de la formation d'Akkuyu, font connaître une série datée du Kimméridgien inférieur élevé et du Tithonique inférieur. Cette partie du Jurassique était

particulièrement mal connue en Turquie: quelques fossiles signalés par V. STCHEPINSKY (1946) dans la région d'Ankara représentaient seuls jusqu'ici le Kimméridgien et le Tithonique.

Du point de vue structural, les données paléontologiques réunies autorisent de la correspondance entre les calcaires noirs de Degirmenlik (dans l'autochtone oriental) et la formation d'Akkuyu qui a son meilleur développement et la localité-type dans l'autochtone occidental; cette homologie vient à son tour étayer l'interprétation synclinale des calcaires autochtones.

Du point de vue de la paléogéographie, il est remarquable que la formation d'Akkuyu renferme des associations fauniques franchement pélagiques *(Posidonia, Aulacomyella . . .)* par opposition aux faciès qui l'encadrent et qui dénotent des conditions de dépôt plus côtières. Par ailleurs, l'absence du faciès «Calcaire en plaquettes» au nord de Degirmenlik, sur le flanc oriental du synclinal de Beyşehir-Hoyran pourrait correspondre à un trait paléogéographique et montrait aussi une différence entre la direction des structures actuelles et la répartition des zones de faciès au Jurassique supérieur.

Du point de vue des faunes et de leur répartition, les affinités entre les faunes étudiées et les faunes sudaméricaines méritent d'être soulignées. Les faunes des calcaires en plaquettes à *Durangites* et *Pr. hondense* sont les plus significatives à cet égard, mais ces affinités apparaissent également pour les faunes plus anciennes (gisement 371, Degirmenlik)*.

Ces affinités trouvent une explication facile dans une paléogéographie différente de celles basées sur la répartition actuelle des masses continentales, en accord avec le «mobilisme». W. J. ARKELL (1956, p. 603) se fondait justement sur le caractère endémique de genres particuliers à la région du Golfe du Mexique *(Dickersonia, Durangites . . .)* pour rejeter cette explication. Pour *Durangites* des jalons sont connus dans le SE de la France et l'Espagne méridionale. Ces ressemblances sans cesse plus nombreuses entre les faunes de la Mésogée occidentale et la région du Golfe du Mexique deviennent ainsi un argument en faveur de telles paléogéographies.

D'un autre côté, W. J. ARKELL opposait à ces formes endémiques l'uniformité des faunes tithoniques de la Mésogée orientale depuis Spiti jusqu'en Nouvelle-Guinée. Celle-ci n'est pas incompatible avec une paléogéographie «mobiliste». Par contre il apparait bien — en l'état actuel de nos connaissances — une opposition entre les faunes de la Mésogée occidentale et celles de la Mésogée orientale; la région étudiée subit les influences de ces deux provinces, au moins au Tithonique.

BIBLIOGRAPHIE

ARKELL W. J. 1956: Jurassic Geology of the World. — Oliver et Boyd éd., Edinburgh, 806 p., 102 fig., 46 pl.

ARNOULD-SAGET S. 1951: Les Ammonites pyriteuses du Tithonique supérieur et du Berriasien de Tunisie centrale. — Publ. Serv. Géol. Tunisie Ann. Mines et Géologie; Mém. no. **10,** 132 p.

* Parmi la faune du niveau repère bitumineux, la forme rapportée à *I. balderum* pourrait tout aussi bien être attribués à *I. sanlazarense* IMLAY décrit du Mexique.

Barthel W. 1962: Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie der Neuburger Bankkalke. — Abh. Bayerische Ak. Wissenschaft, München, nouv. série, no. **105,** 1–30.

Berckhemer F.–Holder H. 1959: Ammoniten aus dem Oberen Weissen Jura in Süddeutschland. — Beih. Geol. Jb., Hannover, H. **35,** 135 p.

Blumenthal M. 1951: Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière pays d'Alanya. — Mad. Tetk. Arama Enst. Yayinl. (M. T. A.), Ankara, Série D, no. **5.**

Blumenthal M. 1947: Geologie der Tauruskette im Hinterland von Seydisehir und Beysehir. — Mad. Tetk. Arama Enst. Yayinl. (M.TA.), Ankara, Série D, no. **2.**

Burckhardt C. 1903: Beiträge zur Kenntniss der Jura und Kreideformation der Cordillere. — Paleontographica, Stuttgart, **L,** 144 p.

Burckhardt C. 1912: Faunes jurassiques et crétaciques de San Pedro del Gallo. — Boll. Inst. Géol. Mexico, **29,** 264 p.

Burckhardt C. 1919–1921: Faunas jurassicas de Symon (Zacatecas). — Boll. Inst. Geol. Mexico, **33,** I, Texte 135 p., 1919; II, Atlas, 32 pl., 1921.

Corsin P.–Martin Ch.: Découverte d'un niveau à plantes dans un faciès marin du Malm, dans le Taurus occidental (à paraître).

Douvillè R. 1910: Céphalopodes argentins. — Mém. Soc. Géol. France, Paleont., Mém. no. **43,** 24 p.

Geyer O. 1961: Monographie der Perisphinctidae des Unteren Unterkimmeridgium (Weisser Jura, Badenerschichten) im Süddeutschen Jura. — Paleontographica, Stuttgart, **117,** 157 p.

Geyer O. F. 1961: Beiträge zur stratigraphie und Ammonitenfauna des Weissen Jura (Unteres Unterkimmeridgium) in Württemberg. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, Stuttgart, **116,** 84–113.

Gutnic M.–Kelter D.–Monod O. 1968: Découverte de nappes de charriage dans le Taurus occidental. — C.R. Ac. Sc., Paris, **266,** 988–991.

Holder H.–Ziegler B. 1959: Stratigraphische und faunistische Beziehungen im Weissen Jura (Kimmeridgien) zwischen Süddeutschland und Ardèche. — Neus Jb. Geol. Paläont. Stuttgart, **108**/2, 150–214.

Imlay R. W. 1939: Upper jurassic ammonites from Mexico. — Bull. Geol. Soc. America, Washington, **50**/1, 1–78.

Imlay R. W. 1942: Late jurassic fossils from Cuba and their economic significance. — Bull. Geol. Soc. America, Washington, **53**/10, 1417–1478.

Indans J. 1954: Eine Ammonitenfauna aus dem Untertithon der argentinischen Kordillere in Süd-Mendoza. — Paleontographica, Stuttgart, **105,** A, 96–132.

Martin Ch. 1969: Étude stratigraphique et tectonique d'une partie du Taurus au Nord d'Akseki (Turquie méridionale) (à paraître).

Mazenot G. 1939: Les Palaeohoplitidés Tithoniques et Berriasiens du Sud-Est de la France. — Mém. Soc. Geol. France, **XVIII.** mém. 41, 303 p.

Nikolov T. 1967: Les Ammonites berriasiennes du Genre Protoleptoceras Nikolov. — Bull. Geol. Inst. Bulgarie, Sofia, **XVI,** 35–46.

Spath F. L. 1950: A new Tithonian ammonoid fauna from Kurdistan, northern Iraq. — Bull. Mus., London, (N.H.), Geol., **I**/4, 93–146.

Stchepinsky V. 1946: Note sur la stratigraphie générale de la Turquie. — Bull. Soc. Géol. France, Sér. 5, **XVI,** 347–362.

Stchepinsky V. 1946: Türkiye Karakteristik fosilleri (fossiles caractéristiques de Turquie). — Mad. Tetk. Arama Enst. Yayinl. (M.TA.), Jeol. Harta Mater. (Inst. Et. Rech. Min. Turquie, Mat. Carte Geol.), Ankara, no. 1, 151 p. 37 pl.

Thieuloy J. P. 1966: Leptocères berriasiens du massif de la Grande Chartreuse. — Trav. Lab. Geol. Grenoble, **42,** 281–195.

Ziegler B. 1958: Monographie der Ammonitengattung Glochiceras im epikontinentalen Weissjura Mitteleuropas. — Paleontographica, Stuttgart, **110,** A/4–6, 93–164.

ZIEGLER B. 1958: Die Ammonitenfauna des tieferen Malm Delta in Württemberg. — Ober. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver., Stuttgart, N.F., **40**, 171–201.

ZIEGLER B. 1959: Idoceras und verwandte Ammoniten-Gattungen im Oberjura Schwabens. — Eclog. Geol. Helv., Basel, **52**/1, 19–56.

ZITTEL K. A. 1870: Die Fauna der älteren Cephalopoden-führenden Tithonbildungen. — Paleontographica, Stuttgart, Suppl., **1**, 1–192.

R. ENAY

Faculté des Sciences de Lyon,
Département des Sciences de la Terre et
Centre de Paléontologie stratigraphique associé au C.N.R.S.
France

C. MARTIN et O. MONOD

Faculté des Sciences d'Orsay,
Laboratoire de Géologie historique
France

S. P. THIEULOY

Faculté des Sciences de Grenoble,
Institut Dolomieu,
Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S.
France

AMMONITICO ROSSO AND RADIOLARITES IN THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS JURASSIC

by

J. KONDA

Geohistorical review

The interpretation of the general characteristics of the Jurassic in the Transdanubian Central Mountains requires the knowledge of the Mesozoic history of this region.

At the base of the Central Mountains Mesozoic sequence there is a Permian terrestrial detrital member which overlies unconformably the epimetamorphic crystalline schists and metamorphosed eruptive rocks underneath. Early in Triassic time fine-clastic terrigenous sediments were deposited with local traces of anhydrite and gypsum. After that the deposition of marls, limestones and dolomites became predominant. The end of the Triassic was characterized by shallow-water, off-shore sedimentation, practically devoid of terrigenous material. The resultant sediment was the Dachsteinkalk.

Throughout the Jurassic period chemo-biogenic limestone sedimentation of variable facies, characterized by purely marine fauna and by the absence of detrital terrigenous and volcanic products, was predominant. It was interrupted by deposition of radiolarite as late as Middle and Late Dogger time. After that, at the beginning of Late Liassic time manganese carbonate and subordinate manganese oxide ore deposits accompanied by clay-marls and clays were accumulated. These pinch out rapidly and indicate periodical intensification of terrigenous supplies. In contrast with the well-balanced sedimentation of latest Triassic time, the Jurassic deposits are characterized by a variety of facies wich is even more emphasized by the close juxtaposition of continuous and discontinuous Jurassic sequences and by the accumulations of cherts (jaspers) as a result of the syndiagenic mobilization of siliceous tests. This heterogeneity is partly due to the changes of bathymetric conditions in the Jurassic-Neocomian cycle. However, for the most part, it is due to faulting which occurred first at the beginning of the Jurassic and then periodically recurred during it and which has not resulted in any observable angular unconformity.

During the Neocomian, beside the basically calcareous sedimentation (limestones), the role of fine-clastic, terrigenous materials also became important. In the Bakony Mountains, characterized by continuous sedimentation

at the Jurassic–Cretaceous boundary, this role was subordinate, in contrast with the Gerecse Mountains where breccias are known to occur at the boundary (Berriasian).

The first tectonic movement, responsible for angular unconformity, during the Transdanubian Central Mountains Mesozoic history is known to have taken place in Aptian time. The subsequent sedimentation cycle in the area under consideration began with the deposition of the Upper Aptian clay sequence. At the base of the sequence karst bauxite deposits occur in various places.

General characteristics of the Jurassic sequence

The Jurassic deposits under consideration occur in the axis of an asymmetrical Permo-Mesozoic synclinorium defining the structural character of the Transdanubian Central Mountains.

The Jurassic has its lowest thickness in the northeastern Central Mountains (Gerecse Mountains): about 70 m. From here it increases progressively southwestwards, to attain a maximum of 350 m in the Bakony Mountains.

The Central Mountains Jurassic is represented partly by continuous, partly by discontinuous sequences. Over the major part of the territory, the Upper Triassic and the Lower Lias are separated by a hiatus. In the Gerecse and Vértes Mountains the Hettangian and Sinemurian deposits overlie different levels of the Upper Triassic Dachsteinkalk. In the Bakony Mountains Triassic sedimentation is known to have continued well during the Jurassic. Here the latest Triassic shallow-water Dachsteinkalk deposition was going on even during the Hettangian. However, both complete (continuous) and incomplete (discontinuous) sequences are characteristic, here too.

The Lower and Middle Lias is represented by crinoid-brachiopod-, and crinoid- and spicule-bearing limestones throughout the territory. From Late Sinemurian on, the red ammonitic limestones characterized by the decline of the bottom-dwelling fauna became more frequent, to attain an over-all distribution in Middle Liassic time. The Upper Lias is constituted by red, nodular, ammonitic limestones with *Bositra (Posidonia-Paleotrix)* and with an extremely subordinate benthonic fauna as well as by red ammonitic calcareous marls. In the lower part of the Toarcian, manganese ore bodies are known to occur. Predominant constituents of the Aalenian-Bajocian and of part of the Bathonian are nodular ammonitic limestones and thin-bedded, laminated, cherty *Bositra-Radiolaria* limestones. The Bathonian-Callovian stages are constituted predominantly by radiolarites. From the Oxfordian on, it is again pelagic, ammonitic limestones; in the Gerecse Mountains—homogeneous (syngenetic) limestone breccias, in the Kimmeridgian and Tithonian—nodular, ammonitic limestones, stratified ammonitic limestones and compact pelagic limestones, that are most common. However, from the Kimmeridgian on, crinoidal limestones are also known to occur. Over much of the Bakony Mountains territory the Upper Tithonian is constituted by limestones of Biancone type, locally ammonitic, passing over well into the Cretaceous.

Breaks in sedimentation from the Sinemurian on belong to the same stratigraphic intervals throughout the Central Mountains territory, being

known to occur in the Sinemurian, Domerian, Toarcian, Bajocian (Callovian?) and Kimmeridgian (Tithonian?) stages. In the discontinuous Lower to Middle Liassic sequences and in their immediate vicinity the occurrence of limestones of "Hierlatz type" is common. In some places, Tithonian limestones of "Hierlatz type" and exceptionally also Bajocian limestones of "Hierlatz character" may occur.

The bathymetric trends of the Central Mountains Jurassic indicate a complete sedimentation cycle which in some of the profiles is modulated by oscillations (due to disjunctive tectonics) and which passes over into the Neocomian. As a rule, the deposits under consideration suggest a deepening of the sea from the Hettangian to the Callovian and then a decrease in depth till the Tithonian or till the end of the Neocomian, respectively.

Ammonitico Rosso and radiolarites

Ammonitico Rosso occurs on both the ascending and descending stretches of the bathymetric curve of the Jurassic-Neocomian sedimentation cycle of the Central Mountains Mesozoic sedimentary basin. Its typical development corresponds to the transitional stretch of the curve, characterized by the disappearance of bottom-dwelling communities and the predominance of nectoplankton to plankton. In that part of the transitional stretch which is characterized by bottom-dwelling fauna, there occur usually well-stratified, often stilolitic, *red ammonitic limestones* carrying a thin marl film on their rough bedding plane (calcareous Ammonitico Rosso). Their ammonite fauna consists, in dependence on the character of diagenesis, of internal casts or shelled specimens crusted by ferromanganese oxide. In case of marked stratigraphic condensation, the subsolution of ammonites can often be observed along the bedding planes, in rare cases even hardgrounds made up of ferromanganese oxide may occur.

Over the stretch characterized by the predominance of nectoplankton to plankton, *red nodular* or *clayey-nodular ammonitic limestones* can be found in general. In places well exposed to the inflow of pelitic material there occur ammonitic calcareous marls (marly Ammonitico Rosso). In the majority of cases, the ammonite fauna of such formations consists of ill-preserved internal oasts. The ratio of *Phylloceras* and *Lytoceras* specimens in the fauna of the clayey-nodular ammonitic limestone is greater than it is in that of the red ammonitic limestone. During his paleontological investigation of *Ammonites* sampled layer by layer, B. Géczy managed to prove statistically that with the impoverishment of the bottom-dwelling fauna and its final disappearance and with the resultant predominance of the plankton, the percentage ratio of *Phylloceras-Lytoceras* specimens will increase in the ammonite fauna. Ammonitico Rosso is known to occur in both continuous and discontinuous sequences. Its typical representatives first appear in the Sinemurian stage. The facies is common from the Domerian up to the Bajocian-Bathonian boundary and then in the Kimmeridgian and Lower Tithonian. In the Neocomian its ratio decreases again.

Red ammonitic limestones may also occur in form of strata rapidly pinching out within crinoid- and spicule-bearing limestone sequences, i.e. within formations which are still rich in bottom-dwelling organisms. In such cases the facial characteristics are less conspicuous, though still recognizable. As shown by the author's investigations, it is only in case of the close neighbourhood of fresh-water deposits that the calcareous Ammonitico Rosso may contain foreign faunal elements suggesting an agitated or shallow-water environment—a phenomenon which may be due to sudden changes in bottom morphology.

Radiolarites are known to occur in the Bathonian-Callovian-Oxfordian members of the Transdanubian Central Mountains Jurassic. In the Callovian stage they are wide-spread throughout the territory. They are underlain by nodular or clayey-nodular limestones or cherty *Bositra-Radiolaria* limestones, i.e. sediments characterized by planktonic-nectoplanktonic forms. These sediments grade upwards into the radiolarites in most of the cases. The radiolarites are overlain by limestones, often by Ammonitico Rosso, with pelagic faunal elements.

The typical radiolarite is a greyish-white, light greyish-green, frequently brownish-red (especially so in the top) siliceous rock, sometimes stained grey to greyish-black by manganese oxide. It is usually laminated, rough to the touch, and has a lower specific weight than the limestone has. It often contains grey or brownish-red cherty nodules of diagenetic origin.

The brownish-red radiolarites are stained by goethite. The porous ones generally contain more or less opaline cristobalite which has resulted from the devitrification of amorphous siliceous tests. The percentage of cristobalite may attain even 70%. In thin sections of such cristobalite-rich radiolarites there occur *Radiolaria* shells preserved even in their finest details. Cherts and amorphous siliceous *Radiolaria* remains are usually constituted by chalcedony-quartz. In some geological sections, radiolarites are restricted to a few layers occurring within cherty *Posidonia-Radiolaria* limestones. In the Gerecse Mountains radiolarite is represented by cherts of *Radiolaria* origin.

Thus the Jurassic radiolarites of Hungary constitute the middle member of the Jurassic sequence characterized respectively by the total absence of bottom-dwelling fauna, by the occurrence of calcareous planktonic fossils, by purely siliceous tests of planktonic organisms and then by the repeated predominance of the calcareous plankton. They represent the deepest point of the afore-mentioned bathymetric curve of the sedimentary basin. Their appearance in the Central Mountains Jurassic is in connection with the greatest subsidence of the sedimentary basin.

REFERENCES

AUBOUIN J. 1965: Reflexions sur le faciès "Ammonitico rosso" — Bull. Soc. Geol. Fr. **7.** ser. 6.

AUBOUIN J. 1965: Geosynclines, developments in geotectonics. — Amsterdam.

BÁRDOSSY GY.–KONDA J.–RAPPNÉ SÍK S.–TOLNAY V. 1965: Kristobalit v Bat–Kellovejszkih radioljaritah gor Bakon'. — Izdatelsztvo "Nauka".

GÉCZY B. 1968: Felsőliász Ammonoideák Úrkútról. — Földtani Közlöny. **XCVIII.** 2.

KONDA J. 1967: Biofácies problémák a középhegységi júrában (I. "Ammonitico Rosso"). — Őslénytani Viták.

J. KONDA

Magyar Állami Földtani Intézet
Népstadion út 14.
Budapest XIV.,
Hungary

DER LIAS DES PĂDUREA CRAIULUI

von

I. PREDA

Unter dem Namen Pădurea Craiului versteht man ein Gebiet das sich zwischen dem Crișul Negru (Beiuș Becken) befindet (Fig. 1).

Geologisch besteht im allgemeinen dieses Bergland aus mesozoischen Ablagerungen die zu zwei tektonischen Einheiten gehören: Bihor (autochtone Serie) und Codru (allochtone Serie).

Der Bihor besteht aus kristallinem Schiefer über welchen mesozoische Sedimente transgredieren, diese wurden in drei Etappen abgelagert: Trias, Jura, Kreide, jede durch Diskordanz und Lücken abgesondert.

Von den Jura Ablagerungen sind die Liasbildungen gut dargestellt. Den

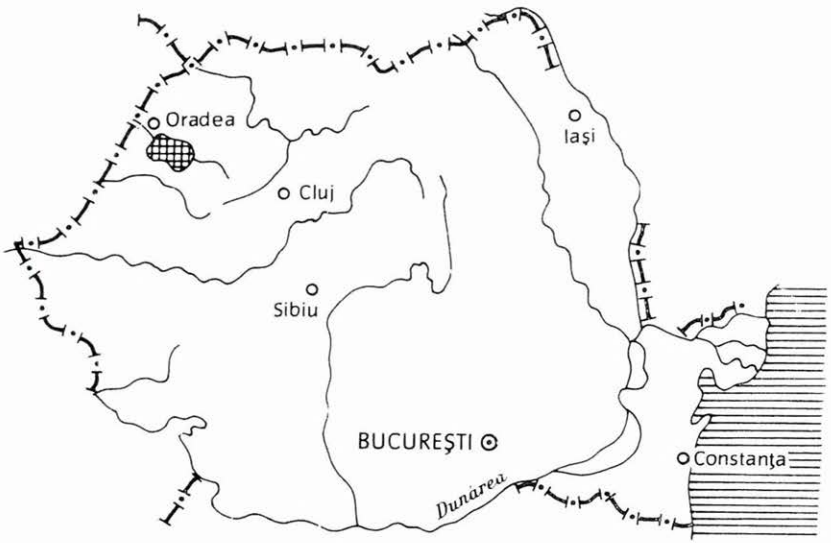


Fig. 1. Die Stellung des Pădurea Craiului Gebirges auf der Karte Rumäniens

paläontologischen Kenntnissen nach kann man hier folgende Unterstufen unterscheiden.

U n t e r l i a s (Hettangien–Sinemurien). Konglomerate, rötliche und weisse Quarzsandsteine, die letzten mit zwischengelagerten feuerfesten Tonen. Dieser Komplex, mit einer Mächtigkeit von 300 m endet mit Quarzsandsteine, dessen Zement aus Kalzit besteht.

Die meisten Forscher betrachteten den Unterlias als eine fossilleere Ablagerung. Unsere Forschungen von 1968, nördlich von Roșia, bewiesen aber eine Fauna in dem Quarzsandstein, dargestellt von: *Coroniceras bisulcatus* (BRUG.), *Nannobelus acutus* (MILLER) und einige Lamellibranchiaten die nicht bestimmt werden konnten. Die Konglomerate und Quarzsandsteine gehören also dem unteren Teil Hettangien, vielleicht dem Rhät an. Dies wurde schon im Jahre 1952 von GR. RĂILEANU festgestellt. Er erwähnt bei Roșia Kaolinsandsteine mit *Arietites bucklandi* QUENST.

M i t t e l l i a s (Pliensbachien-Domérien). Das Erste besteht aus schwarzen Kalksandsteinen die in ihrem unteren Teil oft detritisch sind, manchmal mit Quarzitbändern. Bei Roșia, Lunca Spire sind diese Ablagerungen sehr reich an Fossilien, es kommen hauptsächlich Brachyopoden: *Tetrarhynchia tetrahedra* (SOW.), *T. austriaca* (QUENST.), *T. subconcinna* (DAV.), *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.), *L. punctata ovatissima* (QUENST.), *L. punctata* (DAV.), *Lobothyris punctata* (SOW.), *L. punctata andleri* (OPPEL), *L. grenstenensis* (SUESS) etc., *Zeilleria subnumismalis* (DAV.); Lamellibranchiaten: *Liogryphaea* (SOW.), *Aequipecten aequivalvis* (SOW.) und Belemniten: *Passaloteuthis paxillosus* (SCHLOTH.) vor. Das Pliensbachien hat eine Mächtigkeit von 15–20 m.

Das Domérien ist mit gelblichen Kalken und Sandsteinkalken mit Zwischenlagerungen von glaukonitischen Mergeln vertreten. Charakteristisch sind die Hornsteine.

Auch das Domérien ist reich an Fossilien. Die Brachiopoden: *Spiriferina alpina* OPPEL, *S. alpina falloty* CORROY, *S. rostrata* ZIETEN, *S. tumida* v. BUCH. etc., *Zeilleria subcornuta* (SOW.), *Z. numismalis* (LAMARCK), *Homoeorhynchia acuta* (SOW.), *H. cynecephala* (RICHARD); Lamellibranchiaten: *Liogryphaea cymbium* (SOW.), *Aequipecten aequivalvis* (SOW.); Gastropoden: *Pleurotomaria elongata conoidea* D'ORB., *P. subdecorata* MÜNST., *Ptychomphalus heliciformis* DESL., *Pt. cirroidens* YOUNG et BIRD, *Pt. heidenheimensis* HABER *Proconulus schübleri* ZIETEN; Belemniten: *Passaloteuthis paxillosus* (SCHLOTH.) *Belemnites meta* BLAINVILLE, *B. subduncatus* VOLTZ, *B. apicicurvatus* BLAINVILLE und Ammoniten: *Amaltheus margaritatus* (MONTFR.), *Pleuroceras spinatum* (BRUG.) sind sehr häufig. Das Domérien hat eine Mächtigkeit von 5–10 m.

O b e r l i a s (Toarcien) ist von Mergeln und Kalkmergeln mit einer Mächtigkeit von 5–10 m vertreten. Charakteristisch für diese Ablagerungen sind Ammoniten wie: *Grammoceras thouarsense* (D'ORB.), *G. doertense* DENK., *G. striatulum* SOW., *Harpoceras falcifer* SOW., *H. acuarius* (QUENST.), *Acrocoelites raui* (WERNER), etc. Wenige schlecht erhaltene Brachiopoden und Lamellibranchiaten sind vorzufinden.

Der Lias im Bihorfazies ähnelt dem von Swinița. Dieser wurde von GR. RĂILEANU und Magdalena IORDAN (1964) beschrieben. Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Ammoniten sind im allgemeinen dieselben.

Ähnliche Ablagerungen findet man auch in dem Gebiet von Lacul Roșu (Hăghimaș Gebirge). Hier wurden sie nach dem Jahre 1960 identifiziert und sind von Glimmer- und Kalksandstein vetreten, welche transgressiv und diskordant über ältere Formationen (Unterlias und Trias) liegen.

Die Fauna besteht aus Brachiopoden: *Spiriferina alpina* SCHLOTH.; Lamellibranchiaten: *Entolium hehlii* (D'ORB.), *E. disciformis* (SCHÜBLER); Belemniten: *Pleurobelus compressus* (STAHL), *Passaloteuthis paxillosus* (SCHLOTH.), *Brachybelus zieteni* (WERNER), *Mesoteuthis rhenanus* (OPPEL) und Ammoniten: *Androgynoceras hybridum* D'ORB., und zeigen das Domérien–Alter an.

Der Oberlias ist von Kalksandstein mit *Hildoceras bifrons* BRUG. vertreten (SOLCANU–NĂSTĂSEANU, 1963).

Laut den letzten Forschungen von PATRULIUS und seinen Mitarbeitern (1966) in dem Perșani Gebirge, ist hier der Mittel- und Oberlias vorzufinden.

Der Mittellias ist häufig von roten Kalken mit Brachiopoden: *Spiriferina alpina* OPPEL, *Zeilleria cornuta* SOW., *Homoeorhynchia acuta* (SOW.), Lamellibranchiaten und Ammoniten: *Pleuroceras* sp., der Oberlias von Mergeln und Kalken mit *Grammoceras thouarsense* (D'ORB.), *Pseudogrammoceras quadratum* (QUENST.) vertreten.

Lias-Ablagerungen mit einer ähnlichen Fazies findet man auch im Gebiet Dimbovicioara. Neue Beiträge zu diesen Ablagerungen brachten D. PATRULIUS und Mitarbeiter (1968). Bei Vulcan–Codlea — über dem Kohlenkomplex — sind Quarz- und Kalksandstein mit *Grammoceras* und *Phymatoceras* charakteristisch für das Toarcien vorgefunden worden. Der Lias bei Cristian ist von Kohlensandstein (Unterlias), Sandstein mit *Liogryphaea cymbium* (SOW.), *Liparoceras* und *Pholadomya idea* ORB., Mergeln mit *Amaltheus margaritatus* (MONTF.), Kalksandstein mit *Dactylyoceras commune* SOW. und *Dumortieria lewesquei* (D'ORB.) vertreten.

D i e C o d r u E i n h e i t besteht aus Perm-Formationen, über welchen Trias- und Juraablagerungen sind.

Die Liasformationen lagern auf Konglomeraten und Quarzsandsteinen welche eine Ähnlichkeit mit denen von Bihor zeigen. Diese gehen seitlich in schwarzen Sandsteinkalk über, der bei Lunca Sprie mit *Coroniceras bisulcatus* (BRUG.) für den Sinemurien charakteristisch ist. Darüber befinden sich gelbliche Sandsteinkalke mit mergeligen Zwischenlagerungen. Diese Kalke enthalten Brachiopoden: *Salgirella alberti* (OPPEL), Ammoniten: *Acanthopleuroceras binotatum* (D'ORB.), *Tropidoceras arietiforme* (OPPEL) und Belemniten.

Der Oberlias besteht wahrscheinlich aus den Schiefermergeln die über diesen Kalken liegen.

Als Schlussfolgerung kann gesagt werden dass im Pădurea Craiului der Lias vollständig entwickelt ist. Der Unterlias zeigt eine detritische Entwicklung, ähnlich der Grestener Fazies, doch ohne Steinkohle.

LITERATUR

BLEAHU M. 1957: Cercetări geologice in regiunea Padiș-Cetățile Ponorului. — D. d. S. Comit. Geol., **XVI.**

NEDELCU I. 1958: Asupra prezenței lui Arietites bisulcatus BRUG. in depozitele Liasicului inferior de la Meneasa. — Studii și cercetări de geologie, **III.** 1–2.

KRÄUTNER TH. 1935: Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. — Bul. Soc. Roum. Géol., **IV.**

PAUCĂ M. 1935: Recherches géologiques dans les Monts du Codru et Moma. — An. Inst. Géol. Roum., **XXI.**

PATRULIUS D. 1956: Contribuțiuni la studiul geologic al Padurii Craiului. — D. d. S. Comit. Geol., **XL.**

PATRULIUS D.–POPA DIMIAN E.–DIMITRIU POPESCU I. 1966: Seriile mezozoice autochtone și pinza de decolare transilvană in imprejurimile Comanei (Munții-Perșani). — An. Comit. de Stat al Geologie, **XXXV.**

PATRULIUS D.–STEFANESCU M.–POPA E.–POPESCU I. 1968: Geology of the Inner Zones of the Carpathian-Bend. — Guide to Excursion 50 AC Romania, International Geological Congress, XXIII. Session.

PREDA I. 1963: Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului). — Edit. Acad. RPR.

PREDA I. 1963: Faciesurile Liasicului inferior din sectorul nord-vestic al Pinzei de Codru. — Rev. Natura, Seria geografie-geologie, **3.**

PREDA I. 1968: Brachipodele jurasice de la Roșia (Munții Pădurea Craiului). — Analele Univ. București, seria științele naturii, geologie-geografie, **1.**

RĂILEANU GR. 1957: Cercetări geologice in regiunea Roșia (Munții Pădurea Craiului. — Analele Univ. „C. I. Parhon" seria științele naturi, **9.**

RĂILEANU GR.–IORDAN, M. 1964: Studiul Brachyopodelor liasice din zona Svinița. — Studi si cercetări de geografie, geofizica si geologie, Seria geologie, **9.**

ROZLOZSNIK P. 1936: Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe im Karpathensystem. — Math. Naturw. Berichte aus Ungarn.

SOLCANU M.–NĂSTĂSEANU A. 1963: Asupra zonei cu Hildoceras bifrons BRUG., in sinclinalul Hăghimaș-Ciuc. — Comunicarile Acad. RPR, **XIII.**

THALMANN H. 1923: Einige Harpoceraten aus dem Toarcien des Királyerdő — Mitt. Nat. Ges. Ber.

I. PREDA

Universität von Bukarest
Fakultät für Geologie und Geographie
Laboratorium für Geologie
Bd. N. Bălcescu 1,
Bukarest
Rumänien

THE STANDARD ZONES OF THE AALENIAN STAGE

by

N. MORTON

Introduction

The Aalenian Stage is defined, following the discussions of the 1962 and 1967 Luxembourg colloquia on the Jurassic, as beginning with the *Opalinum Zone*. The top is the *Concavum Zone*, since the overlying *Sowerbyi Zone (Discites Subzone)* is the basal zone of the Bajocian Stage. The purpose of this paper is to discuss briefly the basis for the recognition of the zones of the Aalenian.

Principles of zonation

Stratigraphy is concerned with the succession of rocks, especially sedimentary rocks. Any bed of sedimentary rock is the product of sedimentation through a period of time, and the thickness of a bed is a product of the rate of sedimentation and time. Therefore each bed of sedimentary rock is equivalent to a certain interval of geological time. However not all of geological time is represented at any one locality by rock because, apart from the effects of subsequent erosion, during some intervals of time no sedimentation was taking place at that locality and so that interval of time is represented by a stratigraphical gap. The shortest recognizable gap is that represented by a bedding plane. Consequently at any one locality any interval of geological time may be partly represented by beds of sedimentary rock and partly by gaps in the sequence.

Stratigraphical correlation involves the measurement of geological time by a factor independent of lithological succession.

Time can be measured in two ways:

1. By counting the number of repetitions of a regular cyclic event, such as the rotation of the Earth or the swing of a pendulum. In geology varved clays represent one such event. Sedimentary cycles do not usually have the necessary established regularity to be so used.

2. By observing the progress of a unidirectional, non-reversible process such as the burning of a candle. In geology radioactive decay and organic evolution are two such processes. The former is not yet widely applied to sedimentary rocks; the latter is the basis of biostratigraphy, including zonation.

It is important to realise that organic evolution is the philosophical foundation of zonation, although originally it was based simply on the observed resultant faunal succession.

There are two operations involved in zonation—the recognition of a succession of faunas and the construction of a calibrated scale based on the order of these, and the identification of the boundaries between the units. For the first only observation and comparison is required, but for the second a precise definition is necessary as a standard of reference.

Zonation is based on organic evolution, and this is a gradual process, so that it is obvious that there can be no natural boundaries between successive faunas. In cases where this does occur then *either* there is a gap in the succession, *or* the faunas are unrelated from the evolutionary point of view. In both cases there are no objective criteria for establishing the relationships of the faunas, other than the empirical one of one fauna being older than the other. This is not enough for a precise definition of a boundary between them. It is important that the definition of a boundary between beds containing successive faunas (that is a zonal boundary) be made in the light of all available information regarding relationships, not only temporal, between two faunas.

At this stage it is perhaps appropriate to define what is meant by "*successive faunas*". At a lower level this can be regarded as individual species, and the recognition of successive faunas must be based on an evolutionary lineage. This is the basis of the biozone. Obviously there are difficulties with this as a useful concept in practice. Not least is the impossibility of a meaningful definition of a species, but there are also factors such as the geographical limitation of most species, and the comparative rarity of established evolutionary lineages in the fossil record. However if established they can provide extremely detailed correlation, because a lineage evolves as a whole and corresponding points are exactly synchronous, within the limitations of the detail which can be recognized. The practice of regarding a biozone as the total range of a species in isolation has no validity.

More useful from the practical point of view is the faunizone, based on an assemblage rather than on one species. The philosophical basis is the evolution of a number of species, and it has the advantage over the biozone of being less limited geographically. Indeed, by proper extrapolation it is capable of indefinite extension. However the various lineages are evolving independently and possibly at widely differing rates, so that the boundaries between successive faunizones are even more vague and ill-defined.

There is no "natural" boundary between successive faunas and hence between the zones based upon them, so that definition of a boundary requires a more or less arbitrary decision. Therefore the boundaries of a zone must be defined by reference to a specified point in the rock succession in a type section. It is a practical requirement of any succession of standard zones that there be no gaps and no overlaps between adjacent zones, and this is best achieved by defining the top or the bottom of a zone but not both. In recent years the tendency has been to define the base, the top being automatically defined by the base of the succeeding zone (see CALLOMON 1965).

From the discussion above it is evident that a marker point, which is the objective definition of the base of zone, should be placed in a section which

shows the evolutionary relationships between the fauna characteristic of the zone and the fauna characteristic of the preceeding zone. It is not enough that a zone be defined (as distinct from recognized) by the sudden appearance of a new fauna. It is necessary that at least part of the fauna on which a zone is based can be related in evolutionary point of view to what occurred in the preceeding zone in the type section. The occurrence of new members in the fauna does, however, provide the means for extrapolation both laterally and vertically. In the selection of a type locality these factors should be given greatest weight. The originally designated type area, if any, should be given only secondary consideration, and the type locality of the index species is not relevant.

Unfortunately it must be recognized that at the present time not all zonal schemes are based on known evolutionary relationships as distinct from observed faunal succession. As an example of the former, the zones of the Callovian Stage based on the evolution of the *Kosmoceratidae* are discussed by CALLOMON (1964). An example of the latter are the standard zones of the Bathonian Stage (TORRENS 1967).

In dealing with standard zones based on faunas the name given to a zone is of little significance, because the zone is not based on the index species and can be recognized despite absence of the index species. Also the index species may have a range different from the zone. CALLOMON (1965) makes comparisons between stratigraphical and zoological nomenclature and also argues that, in the interests of stability, the principle of priority should be applied to the naming of standard zones. This does not mean that a complete list of standard zones is fixed for all time, but simply that the name given to a particular zone should be the oldest available name.

In this paper the standard zones of the Aalenian Stage will be reviewed in the light of the above discussion.

The zones of the Aalenian Stage

The ammonite faunas of the Aalenian are dominated by three main groups — *Graphoceratidae*, *Hammatoceratidae* and *Phylloceratac eae*. The relative importance of these three groups varies geographically, for example the *Graphoceratidae* are dominant in N.W. Europe, the *Hammatoceratidae* in North and South America, and the *Phylloceratac eae* in the Tethyan region. Since N.W. Europe is the area in which the zones were originally established then obviously they were based mainly on the *Graphoceratidae*. These zones are the standard zones of the Aalenian. Regional, nonstandard zones have been established in several localities, for example in Alaska by WESTERMANN (1964) based on *Hammatoceratidae*, while in Hungary GÉCZY (1967) has paralleled zones based on *Hammatoceratidae* and zones based on *Phylloceratac eae* with the standard zones.

The standard zones of the Aalenian Stage are:

Zone	Author and Date	Index Species
Concavum	BUCKMAN 1890	*Graphoceras concavum*
Murchisonae	OPPEL 1856	*Ludwigia murchisonae*
Scissum	NEUMAYR 1871	*Tmetoceras scissum*
Opalinum	BRAUNS 1865	*Leioceras opalinum*

Opalinum Zone

The first author to use an Opalinum Zone was BRAUNS (1865) with reference to the Hils Basin, N.W. Germany, although earlier QUENSTEDT (1858 for example) had named a "Thone mit *Ammonites opalinus*" or "Opalinusthon" in southern Germany. The zone is recognized mainly by the occurrence of *Leioceras opalinum* (REINECKE) and related species of *Leioceras*. The basis for the distinction of the Opalinum Zone from the underlying zone (Aalensis Subzone, Levesquei Zone) is in the evolution from *Pleydellia*, characteristic of the Aalensis Subzone, into *Leioceras*. However the precise evolutionary sequences has yet to be determined. Also there is no locality known at present which shows the full ammonite sequence from one zone to the other, although perhaps such a locality may occur in S.W. Württemberg, Germany.

Scissum Zone

The Scissum Zone was first used by NEUMAYR (1871, p. 509) for a distinctive horizon in the mediterranean Jurassic, especially of central Europe. More precise definition of the zone was later given by BUCKMAN (1898). The zone is recognized mainly by the occurrence of *Leioceras comptum* (REINECKE) and related species of *Leioceras* (including *Costileioceras*). *Tmetoceras scissum* (BENECKE), although the index species of the zone, is not confined to the zone but ranges above and below. The basis for the distinction of the Scissum Zone from the underlying Opalinum Zone is in the evolution of species of *Leioceras*, especially from the *L. opalinum* group into the *L. comptum* group. The precise evolutionary sequence of species of *Leioceras* has yet to be determined, and a locality found showing the full succession.

Because of the greater vertical range of *Tmetoceras scissum*, several authors have suggested that the name "Scissum Zone" be replaced by a more suitable one. At least three other index species have been proposed—*Leioceras comptum*, *L. costosum* and *L. plicatellum*, so that there are now at least four possible names for the same zone. Such confusion must be avoided and, bearing in mind that the name of the index species is of little significance, it would be advisable to apply a rule of priority and use the oldest available name for the zone—Scissum Zone.

Murchisonae Zone

The Murchisonae Zone is one of the original zones of OPPEL (1856) and was mainly based on his observations in Swabia, southern Germany. The zone is recognized mainly by the occurrence of a multitude of "species" of the genus *Ludwigia*, such as *L. murchisonae* (J. DE C. SOWERBY), and related genera such as *Brasilia* and *Staufenia*. The distinction of the zone from the underlying Scissum Zone is based on the evolution from *Leioceras* to *Ludwigia*. The evolutionary sequence has still to be determined and a locality found which shows the full ammonite succession between the Scissum Zone and the Murchisonae Zone.

Concavum Zone

The Concavum Zone was defined by BUCKMAN (1890, 1893) in Dorset. It is recognized mainly by the occurrence of species of *Graphoceras*, *G. concavum* (J. SOWERBY) and related species, although *Graphoceras* does range higher. The distinction of the Concavum Zone from the Murchisonae Zone is based on the evolution of the *Graphoceratidae*, from *Ludwigia* or *Brasilia* into *Graphoceras*. The evolutionary sequence and a locality showing the full succession are not yet known.

The top of the Concavum Zone (and of the Aalenian Stage) is defined by the base of the Discites Subzone (Sowerbyi Zone), and this is distinguished partly on the basis of the evolution within the *Graphoceratidae* of the genus *Hyperlioceras*.

Conclusions

The standard zones of the Aalenian Stage are based on the evolution of the ammonite family *Graphoceratidae*. Ideally the zones should be defined by fixing the base in a type section showing the evolutionary sequence from the fauna characteristic of the underlying zone into the fauna characteristic of the zone. At present the evolutionary sequence in the *Graphoceratidae* is known only in outline, and to define the zone at this stage would be premature.

REFERENCES

BRAUNS D. 1865: Die Stratigraphie und Paläontographie des südöstlichen Teiles der Hilsmulde, nebst Anhang. — Palaeontogr. **13**, 75.

BUCKMAN S. S. 1890: (1887–1907): Monograph of the ammonites of the "Inferior Oolite Series". — Mon. Paleontogr. Soc.

BUCKMAN S. S. 1893: The Bajocian of the Sherborne district. — Quart. Jnl. geol. Soc. Lond. **49**, 483–521.

BUCKMAN S. S. 1898: The grouping of some divisions of so-called Jurassic time. — Quart. Jnl. geol. Soc. Lond. **54**, 442.

CALLOMON J. H. 1964: Notes on the Callovian and Oxfordian Stages. — Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962, 269–291.

CALLOMON J. H. 1965: Notes on Jurassic stratigraphical nomenclature: I. Principles of stratigraphic nomenclature. — Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII Congress, Sept. 1965, Reports, Part II, **1**, 81–85.

GÉCZY B. 1967: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie. Part II (excl. Hammatoceratidae). — Geol. Hungarica, Ser. Paleont. **35** 1-413.

NEUMAYR M. 1871: Jurastudien. 5. Der penninische Klippenzug. — Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst., **21**, 451–536.

OPPEL A. 1865: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. — Stuttgart.

QUENSTEDT F. A. 1858: Der Jura. — Tübingen.

TORRENS H. S. 1967: Standard Zones of the Bathonian. — Preprint, 2ème Colloque du Jurassique, Luxembourg 1967, 56 pp.

WESTERMANN G. E. G. 1964: The ammonoid fauna of the Kialagvik formation at Wide Bay, Alaska Peninsula. I. Lower Bajocian (Aalenian). — Bull. Amer. Paleont. **47**, 325–503.

N. MORTON

Birkbeck College, University of London
England

REVISION DE L'ÉTAGE BATHONIEN AU CAP MONDEGO (PORTUGAL)

par

S. Elmi – C. A. Mangold – R. Mouterde – Ch. Ruget

Introduction

Le Bathonien présente le plus souvent au Portugal des faciès de calcaires sublithographiques, crayeux, oolithiques ou graveleux. C'est seulement dans les régions les plus occidentales et notamment au N de l'embouchure du Rio Mondego que les dépôts marno-calcaires contiennent une abondante faune d'ammonites qui permet une analyse stratigraphique détaillée et des comparaisons précises avec le reste de l'Europe Occidentale.

La région la plus favorable aux observations, en raison de l'étendue des affleurements est située aux environs du Cap Mondego, à 5 km au NE de l'embouchure du Rio Mondego et de la ville de Figuera da Foz, soit à 200 km au N de Lisbonne. En cet endroit, le relief constitué par la Serra de Boa Viagem, dispositif monoclinal dont le varie de 30° à 60°, donne une série de falaises dominant la mer et rafraîchies de façon continuelle par l'érosion.

Historique

Les affleurements du Jurassique du Cap Mondego sont connus depuis longtemps. D. Sharpe, C. Ribeiro, P. Choffat notamment les ont décrits, mais le Bathonien n'est pas mentionné par ces auteurs. P. Choffat en particulier, se basant uniquement sur des condisérations de faciès pensait en 1880 (p. 46, 49, 50) que le Callovien reposait directement sur le Bajocien; pourtant il cite dans les listes de faunes du Callovien inférieur des fossiles bathoniens comme *Ammonites daubenyi*, *Ammonites* sp., nov. aff. *deslongchampsi*, *Ammonites bullatus* (= *Bullatimorphites* gr. *bullatimorphus*).

Arkell dans «Jurassic of the World» (p. 240) se fait l'écho de la position de Choffat et admet une lacune du Bathonien en ce point.

Ch. Ruget (1955) distingue un Bathonien inférieur calcaire à *Morphoceras*, un Bathonien moyen et supérieur de plus en plus marneux vers le sommet avec *Bullatimorphites bullatimorphus*, «*Hecticoceras*» *retrocostatum*. W. Schott et K. Staesche (1957) décrivent la succession de Brenha (7 km à l'E du Cap Mondego) où ils distinguent des couches à *Wurtembergicus* assez fossilifères surmontées par des couches à *Aspidoides* moins bien exposées.

CH. RUGET (1961, pp. 32-37) a donné une coupe assez détaillée du Bathonien calcaréo-marneux du Cap Mondego, mais un certain nombre de problèmes restent posés, car la faune avait besoin d'une révision paléontologique et les divisions adoptées dans ce travail ne concordaient pas exactement avec celles admises aujourd'hui. De toute façon, l'importance même de cette coupe rendait nécessaire de nouvelles récoltes, des observations très précises aux limites des zones et des sous-zones. Nous donnons ici les principaux résultats nouveaux.

Situation des coupes

Trois coupes avaient été relevées par CH. RUGET. La coupe servant de base à la description pour le Bathonien inférieur est celle de la base de la falaise située sous la carrière Nord (coupe M), aujourd'hui en cours de destruction par l'exploitation. Le Bathonien moyen a été observé sur un replat dominant cette falaise. Le Bathonien supérieur a été relevé entre ce replat et la carrière Nord, dans des excavations temporaires. Ces divers affleurements sont en voie de disparition par l'avancement de l'exploitation.

Une coupe plus rapide avait été levée à 200–250 m au N du phare sur un tracé perpendiculaire au chemin de Murtinheira.

Enfin, pour le Bathonien inférieur, on a utilisé une coupe située à 400–500 m au N du phare, faisant suite à celle décrite pour le Bajocien.

Pour le présent travail, nous avons repris, banc par banc, la coupe située à 250 m au N du phare (coupe F). Avant la destruction complète, nous avons fait des récoltes sur la coupe M, à la fois à la partie inférieure de la falaise et sur le replat qui la domine. Enfin, nous avons fait une série d'observations portant sur le Bathonien moyen et supérieur sur la plage située au SW de la carrière N en continuité avec les affleurements du Callovien décrits par CH. RUGET (1961, p. 41 coupe du Cabeço do Tinhoso).

La succession des faunes

Lors de l'étude détaillée de la coupe F, nous avons repris l'analyse du Bajocien terminal, constituant le mur de notre coupe. Au-dessus d'un banc brun bien reconnaissable, se développent sur 4 mètres environ des assises calcaréo-argileuses alternativement compactes et plus délitées qui ont livré une faune datée de la sous-zone à Bomfordi (C. STURANI, 1966, p. 10): *O. (Oecotraustes)* cf. *westermanni* STEPH., *Oxycerites* sp., *P. (Gonolkites)* sp., *Procerites costulatosus* (BUCK.), *Planisphinctes tenuissimus* (SIEM.).

I. Le Bathonien inférieur — Zone à *Zigzag* OPPEL, 1865

Conformément aux travaux les plus récents (C. STURANI, 1966, H. S. TORRENS, 1965 et 1967, W. HAHN, 1967 et 1968, C. A. MANGOLD, S. ELMI et J. GABILLY, 1967) nous reprenons ici la subdivision de la zone à Zigzag en trois sous-zones.

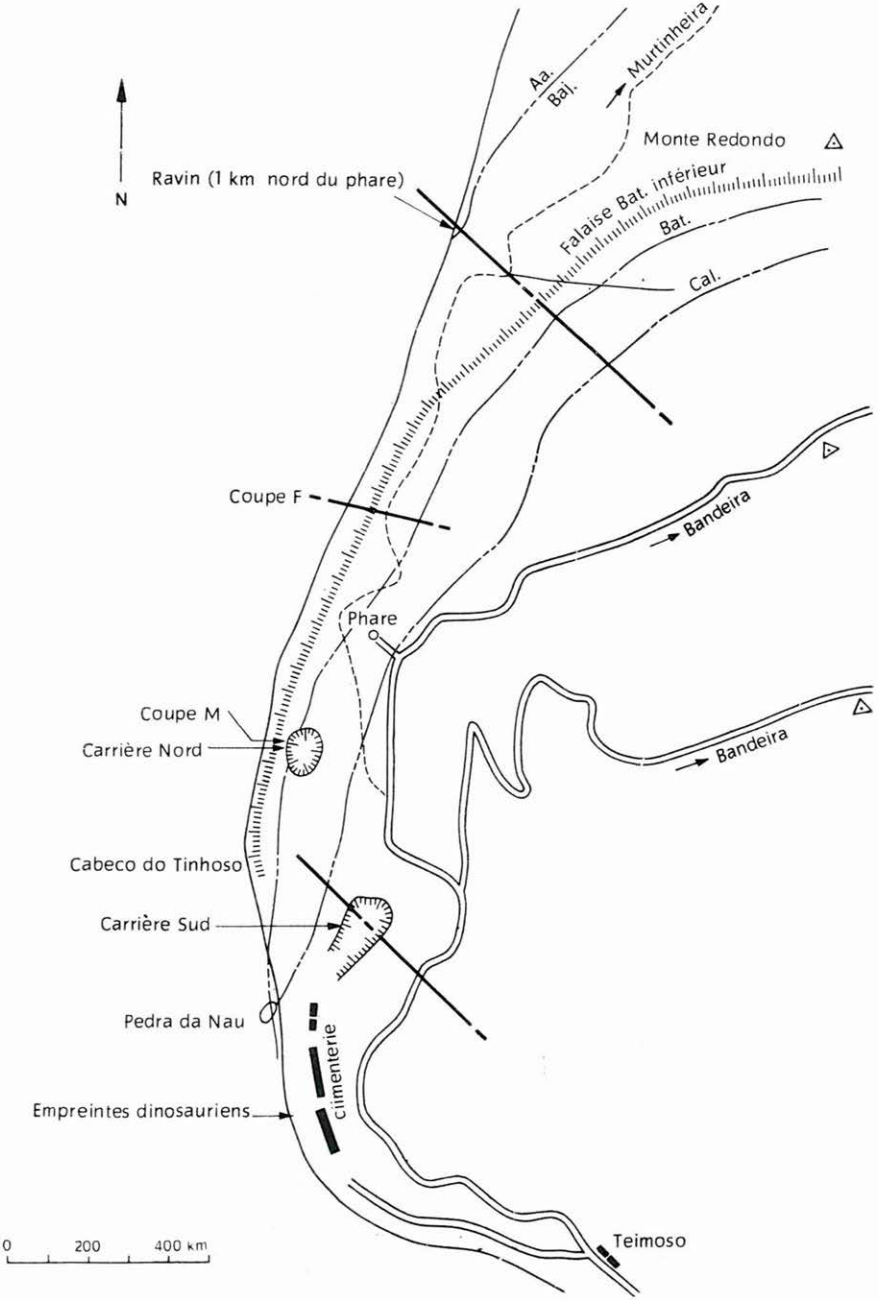

N
Ravin (1 km nord du phare)
Aa.
Baj.
Murtinheira
Monte Redondo
Falaise Bat. inférieur
Bat.
Cal.
Coupe F
Bandeira
Phare
Coupe M
Carrière Nord
Bandeira
Cabeco do Tinhoso
Carrière Sud
Pedra da Nau
cimenterie
Empreintes dinosauriens
Teimoso
0
200
400 km

Fig. 1.

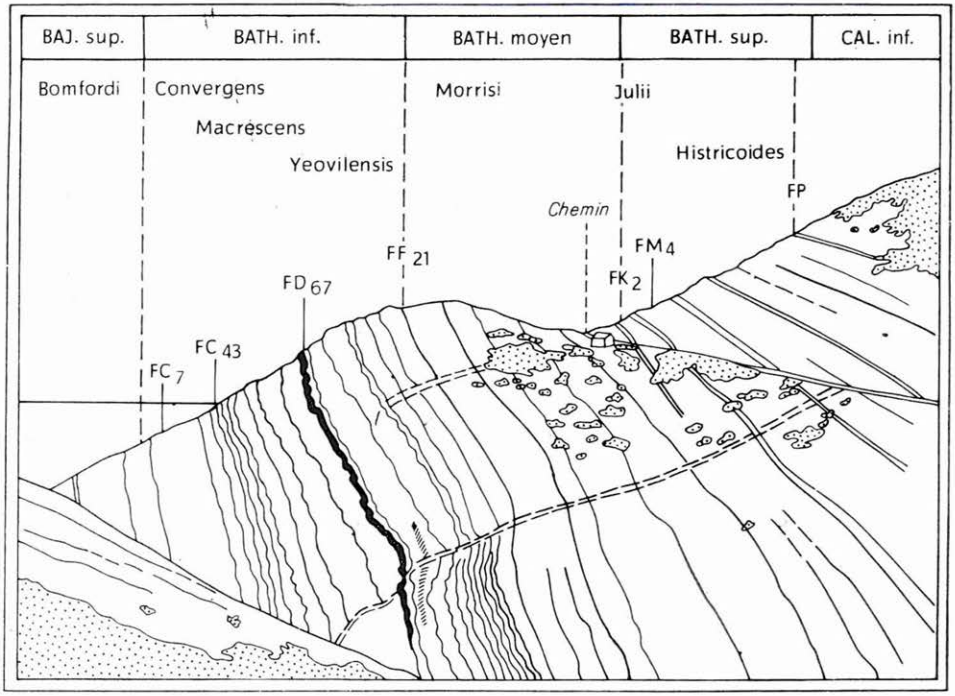


Fig. 2. Bathonien du Cap Mondego (coupe F). Schema après une diapositive prise du Sud vers le Nord

A) Sous-zone à *Convergens* FOWLER, 1952 (FC 7 à FC 43)

Les sédiments, épais de 5,50 m, forment un ensemble lithologique monotone de calcaires argileux gris-noirs, répartis en bancs peu épais, séparés par des interbancs plus schistoïdes. Topographiquement ces assises déterminent à la base et au sommet des ressauts nets.

De bas en haut, on peut distinguer:

1. Le premier ressaut résistant (0,70 m), contenant à la base: *P. (Parkinsonia) pachypleura* (BUCK.), *P. (Gonolkites) subgaleata* (BUCK.).
2. Un ensemble (4 m) plus tendre, terminé par une saillie plus en relief, qui livre successivement: *Lobosphinctes intersertus* BUCK., *Lobosphinctes* sp., *Oxycerites* aff. *fallax* (GUER.), *Oxycerites* sp. de grande taille, *P. (Parkinsonia) pachypleura* (BUCK.), *Oppelia* sp., *Eohecticoceras (Zeissoceras)* aff. *rugeti* ELMI, *Oxycerites* sp.
3. Après une petite vire, suit un dernier ressaut, qui débute par un banc à *Eohecticoceras* de 0,50 m très fossilifère, reconnu dans les trois coupes. Les éléments recueillis sont *E. (Z.) primaevum* (DE GROSS., p. XIII, fig. 9), *E. (Z.) primaevum* (DE GROSS.) var. (pl. XIII, fig. 11), *E. (Z.)* aff. *primaevum* (DE GROSS.), *E. (Z.) rugeti* ELMI, *Procerites subprocerus* (BUCK.), *Planisphinctes* cf. *planilobus* BUCK., *Cadomites extinctum* (QU.).

Dans la coupe M, en dehors des formes déjà citées, ce banc a donné *Bigotites acurvatus* WETZ., *Parkinsonia* sp., *Procerites tmetolobus* BUCK., et *Planisphinctes planilobus* BUCK.

4. Au-dessus du banc à *Eohecticoceras*, cinq bancs d'une épaisseur totale de 1,15 m, terminent le ressaut et contiennent: *E. (Z.) primaevum* (DE GROSS.) et var., *Oxycerites seebachi* (WETZ.), *Cadomites exstinctum* (QU.), *Parkinsonia* sp., *Asphinctites pinguis* (DE GROSS.), *Polysphinctites* sp., *P. subprocerus* (BUCK.), *Pl. planilobus* (BUCK.), *Phaulozigzag phaulomorphus* BUCK. La même faune se retrouve dans la coupe M.

B) Sous-zone à *Macrescens* STURANI, 1966 (FC 43 à FD 67)

Ici les sédiments ont une épaisseur de 10,60 m ; dans la coupe M, l'épaisseur était de 8,40 m. Ces deux coupes sont fossilifères.

Ces assises, très résistantes, déterminent la première partie de la falaise dominant l'ensemble lithologique précédent et limitée au toit par un étroit couloir bien marqué (voir schéma d'ensemble).

Classiquement, cette sous-zone est caractérisée par la coexistence des *Zigzagiceras–Procerozigzag* et des *Morphoceratidae*. Le genre *Zigzagiceras* possède des espèces originales à stade «*zigzag*» très court (inférieur à 15 mm), proches de *Z. torrensi* STURANI, mais dont la loge est beaucoup plus densément ornée et ne présente aucune constriction. Les *Morphoceratidae* sont très abondants mais, ou moins pour les *Morphoceras*, difficiles à déterminer en raison de leur aplatissement. Parmi les *Oppelidae*, *O. (Oecotraustes) bomfordi* ARK. n'occupe que la moitié inférieure de la sous-zone, alors que *Oxycerites limosus* BUCK. la traverse entièrement.

Signalons également qu'à côte des *Procerozigzag* et *Zigzagiceras* persistent les *Procerites*, tout comme en Vendée (J. GABILLY, 1964) alors que dans les Basses Alpes, C. STURANI (1966) a souligné leur absence.

Il est vain d'essayer de subdiviser biostratigraphiquement la sous-zone à Macrescens; en effet, la faune s'avère assez homogène, bien qu'étant plus abondante dans la moitié inférieure.

1. Partie inférieure (6,35 m). Cette subdivision découle uniquement de la lithologie, son toit est constitué par un banc très dur et saillant. L'ensemble de la faune comprend: *O. (Oecotraustes) costiger* BUCK., (in ARK., pl. VII, Fig. 5), *O. (O.) bomfordi* ARK., *O. (O.)* aff. *nivernensis* (DE GROSS.), *Oxycerites limosus* (BUCK.), *Oxycerites* aff. *limosus* (BUCK.), *Procerozigzag crassizigzag* (BUCK.), *P. pseudoprocerum* (BUCK.), *Zigzagiceras* nov. sp., *Bigotites* nov. sp. aff. *dimiensis* STURANI, *Procerites schloenbachi* (DE GROSS.), *P.* cf. *subprocerus* (BUCK.), *P.* sp., *Phaulozigzag* cf. *phaulomorphus* BUCK., *Morphoceras macrescens* (BUCK.), *Ebrayiceras jactatum* BUCK., forme involute, *E. jactatum mondegoense* MANGOLD, *E. filicosta* (WETZ.), *E. sulcatum* (ZIETEN).

   La coupe M nous a permis de reconnaître: *M. multiforme* ARK., *P. subprocerus* BUCK., *Zigzagiceras* cf. *torrensi* STURANI, (exemplaire complet différent du type par une loge très délicatement ornée) et, tout à fait au sommet *Polysphinctes polysphinctus* BUCK. et *Eohecticoceras* cf. *decipiens* (DE GROSS.).

2. Partie supérieure (4,25 m). Elle renferme: *O. limosus* (BUCK.), *E. jactatum* BUCK., forme involute, *E. sulcatum* (ZIETEN), *E.* sp. à fortes côtes, *Procerites* sp., *P.* aff. *schloenbachi* (DE GROSS.), *P.* aff. *postpollubrum garnieri* STURANI, *Planisphinctes* sp., *Zigzagiceras* nov. sp.

C) Sous-zone à *Yeovilensis* NEUMAYR, 1871 (FD 67 à FF 21)

Elle correspond aux couches formant la deuxième moitié de la falaise ainsi qu'au talus qui la surmonte et qui aboutit à la crête nord de la colline; nous distinguerons ces deux subdivisions ainsi délimitées.

1. Partie inférieure (7,50 m). *O. limosus* (BUCK.), *O.* sp., *O.* gr. *yeovilensis* ROLLIER, *O. yeovilensis* ROLLIER, *Oe. (Oecotraustes) bradleyi* ARK., *Oe. (Oe.)* sp., *P. (Paroecotraustes)* nov. sp., *P. (Nodiferites)* nov. sp., *E. (Zeissoceras) primaevum* (DE GROSS.), *Cadomites* sp., *Siemiradzkia* cf. *donovani* STEPH., *A. aurigera* (OPP.), *Gracilisphinctes* nov. sp.

Parmi le matériel précédemment récolté par CH. RUGET figurent: *Procerites imitator* BUCK., *P. hodsoni* ARK., *Gracilisphinctes* sp., *Siemiradzkia* cf. *parabolifer* (DE GROSS.).

2. Partie supérieure (5,10 m). A la partie inférieure: *Oxycerites* sp., *O.* gr. *yeovilensis* ROLLIER, *O.* gr. *oxus* BUCK., *P. (Paroecotraustes)* sp., *P. (Nodiferites* gr. *subfuscus* (WAAG.), *P. (N.)* cf. *vedeli* ELMI, *Procerites* cf. *fullonicus* BUCK., *P. fowleri* ARK., *Bullatimorphites* sp. Cette faune doit correspondre à l'horizon C de J. GABILLY (1964 et 1967). Vers le sommet la coupe F contient: *Cadomites* sp., *Siemiradzkia* sp., *Procerites* cf. *fowleri* ARK., alors que la coupe M complémentaire a permis la récolte de *O.* gr. *oxus* BUCK., *O.* sp., *P. (Paroecotraustes)* sp., *Siemiradzkia aurigera* (OPP.), *Procerites fowleri* ARK., et *P.* cf. *tmetolobus* BUCK.

II. Le Bathonien moyen

En abordant l'étude de ce sous-étage se pose à nouveau avec acuité le problème de sa base, donc celui de la *zone à Progracilis* BUCKMAN, 1913 reconnue en Angleterre seulement. Les analyses biostratigraphiques les plus récentes faites en Ardèche (ELMI, 1967), en Vendée et dans le Poitou (J. GABILLY, 1964 et 1967), en Souabe (W. HAHN, 1968, p. 18) ou dans le Jura (C. MANGOLD, 1967), n'ont pu aboutir à cerner l'énigme. C. STURANI (1966, p. 11) y rapporte avec doute une faune qui à notre avis est plus récente, probablement de la sous-zone à Morrisi. La série du Cap Mondego n'apporte aucune lumière nouvelle; le Bathonien moyen étant très incomplet à sa base et réduit à la seule sous-zone à Morrisi. Conformément à une opinion déjà émise antérieurement (C. MANGOLD, S. ELMI, J. GABILLY, 1967), nous n'utiliserons pour le Bathonien moyen qu'une seule zone à Subcontractus, au-dessus de la zone à Progracilis.

Au Cap Mondego, directement sur les couches de la sous-zone à Yeovilensis terminant le Bathonien inférieur, repose un ensemble de calcaires plus argileux que les précédents, souvent à bancs noduleux dont la faune caractérise le sommet de la sous-zone à Morrisi. Une étude minutieuse des surfaces de bancs nous a démontré l'absence totale de tout phénomène sédimentaire (lacunes, biseau stratigraphique, indice marquant une reprise de sédimentation) qui pourrait expliquer la lacune des zones à Progracilis (?) et d'une partie de la zone à Subcontractus (sous-zone à Orbignyi et à Subcontractus).

A) La sous-zone à *Morrisi* MÜHLBERG, 1898 (FF 21 à FK 2)

Elle est représentée par 15 mètres de calcaires argileux et noduleux séparés par des niveaux argileux de plus en plus importants vers le sommet. Nous avons reconnu deux horizons successifs:

1. Horizon à Bullatimorphus (12,80 m). Cet horizon est caractérisé, en dehors des *Bullatimorphites* de grande taille du groupe de *bullatimorphus*, par d'abondantes *Siemiradzkia* figurées par M. LISSAJOUS (1923). La faune comprend: *Siemiradzkia berthae* (LISS. pl. V, fig. 2), *S.* nov. sp. de grande taille, *S. matisconensis* (LISS. pl. V, fig. 3 et pl. V, fig. 4), *S. pseudorjasanensis* (LISS.), *Gracilisphinctes* sp. juv., *Pseudoperisphinctes rotundatus* (ROEMER), *P.* cf. *perspicus* LISS.

non PARONA, *Homoeoplanulites* cf. *aequalis* (ROEMER), *H. acuticosta* (ROEMER in WESTERMANN, 1956, pl. 44, fig. 1), *Cadomites daubenyi* LISS. non GEM.

Plus haut, aux *Siemiradzkia* toujours nombreuses s'ajoutent les *Bullatimorphites: B.* cf. *bullatimorphus* BUCK., *B. bullatimorphus* BUCK., *B. serpenticonus* ARK., *B.* sp. indéterminable, *Siemiradzkia berthae* (LISS.), *S. pseudorjasanensis* (LISS.), *S.* nov. sp., *S.* aff. *comptoni* (LISS., pl. VI, fig. 3), «*Procerites*» cf. *subcongener* (LISS. pl. XIV, fig. 1). Parmi les fossiles pyriteux nombreux notons: *P. (Paroecotraustes) prevalensis* STEPH., *Petitclercia* aff. *redlichi* (POP.–HATZ) et de nombreux tours internes de *Pseudoperisphinctinae*, de *Cadomites* et de *Polyplectites*.

Les mêmes niveaux de la coupe M renferment: *P. (P.) prevalensis* STEPH., *P. (P.)* aff. *glojanensis* STEPH., *P. (Nodiferites)* nov. sp., (cf. *P. maubeugei* in STURANI), *Cadomites daubenyi* LISS., *Siemiradzkia* sp. (LISS. pl. XIII, fig. 4), *Schwandorfia marginata* ARKELL.

2. Horizon à Wagnericeras (2,20 m). *H. (Prohecticoceras) ochraceum* ELMI, *H. (P.) crassum* ELMI, *P. (Paroecotraustes)* aff. *ziegleri* STEPH., *P. (P.) maubeugei* STEPH., *Siemiradzkia pseudorjasanensis* (LISS.), *S.* sp. (DE GROSS., 1930. pl. XL, fig. 4), *S. berthae* (LISS.), *Procerites* cf. *hodsoni* BUCK., *P. verciacensis* LISS., *Wagnericeras* cf. *kudernatschi* (LISS.).

Les mêmes couches de la coupe M contiennent: *O. oxus* BUCK., *H. (P.)* aff. *ochraceum* ELMI, *Oecotraustes* sp., *P. (Nodiferites)* aff. *ziegleri* STEPH., *Micromphalites* sp., *Rugiferites angulicostatum* (LISS.), *Siemiradzkia matisconensis* (LISS.), *S. demariae* (PAR. et BON.), *Pseudoperisphinctes* cf. *fortecostatum* (DE GROSS.) et *B. costatus* ARKELL.

III. Le Bathonien supérieur — Zone à *Retrocostatum* LISSAJOUS, 1923

La prépondérance des faciès tendres s'accentue encore plus au cours du Bathonien supérieur, représenté par une série essentiellement calcaréo-argileuse, grise et schisteuse dans laquelle certains niveaux plus calcaires peuvent former des bancs. Les faunes calcaires sont rares, les marnes ne fournissant guère que des fossiles pyriteux.

D'après la faune, nous diviserons la *zone à Retrocostatum* en deux sous-zones:

A) Sous-zone à *Julii* ELMI, 1967 (FK 2 à FM 4)

La faune recueillie dans les différentes coupes sur une épaisseur de 7,80 m est très homogène; hormis les *Oppelidae*, peu de fossiles pyriteux sont déterminables, c'est le cas des *Pseudoperisphinctinae* surtout très nombreux à l'état de tours internes:

Oxycerites cf. *oppeli* ELMI, *O.* sp., *P. (Paroecotraustes)* cf. *densecostatus* (LISS.), *P. (P.)* sp. nov., *P. (P.) waageni variabilis* ELMI, morphotype à ombilic étroit), *Eohecticoceras* gr. *costatum* ARK., *Eohecticoceras* nov. sp., *H. (Prohecticoceras)* sp., *H. (P.) mondegoensis* ELMI, *H. (P.)* cf. *angulicostatum* (LÓCZY), *Bullatimorphites hannoveranus* (ROEMER), *Treptoceras uhligi* (POP.–HATZ.), *Homoeoplanulites* cf. *aequalis* (ROEMER), *H. sciutoi* (LISS. non GEM.), *H.* cf. *acuticosta* (ROEMER), *H.* nov. sp. (les mêmes formes que dans les niveaux identiques du Jura méridional), *Cadomites* sp. nombreux, *Polyplectites* gr. *denseplicatus* (LISS.), *P. richei* (LISS.).

Dès la base de cette série marneuse, nous avons récolté *Hemigarantia julii* (D'ORB.), qui au sommet est associée à *Epistrenoceras histricoides* et *E. contrarium*. De plus, la coupe M recèle *P. (P.)* cf. *serrigerus* (STEPH.), et *H. (P.)* gr. *ochraceum blanazense* ELMI.

B) Sous-zone à *Histricoides* COLLIGNON, 1958 (FM 4 à FP 9)

Le Bathonien supérieur se termine par des faciès identiques à ceux de la sous-zone à Julii, qui se poursuivent sur environ 18 à 20 mètres d'épaisseur; au sommet viennent s'intercaler deux bancs de schistes cartons bruns qui constituent un excellent repère cartographique. Les fossiles pyriteux sont toujours aussi abondants, mais les divers bancs plus calcaires contiennent des moules internes de *Pseudoperisphinctinae* assez bien conservés.

A la base: *Oxycerites oppeli* ELMI, *Eohecticoceras* sp., *Rugiferites* sp. juv., *Siemiradzkia multicostata* (WESTERM.), *Choffatia* sp., *Homoeoplanulites* sp., *Epistrenoceras* sp. et encore *H. julii* (D'ORB.).

Vers le sommet: nombreux *Cadomites* et *Polyplectites*, *Strungia* gr. *inflexa* (DE GROSS.), *Epistrenoceras contrarium* (D'ORB.), *Choffatia* sp., *Ch. subbackeriae* (D'ORB.), *Ch.* sp. nov. (grandes formes à loge lisse), *Homoeoplanulites* sp., *Parapatoceras* sp.

Enfin, au-dessus du deuxième banc de schistes cartons ont été récoltés: à 4,50 m les derniers *Epistrenoceras contrarium* (D'ORB.), à 5,00 m *H. (P.)* cf. *angulicostatum* (LÓCZY) et *H. (P.) mondegoense* ELMI, puis à 8,00 m des *Siemiradzkia*.

Les premiers *Macrocephalites*, accompagnés de *Choffatia* et *Grossouvria* ont été recueillis à 5 mètres au-dessus des dernières faunes bathoniennes.

Caractères et originalités du Bathonien portugais

Les profils fossilifères à Céphalopodes sont assez rares dans le Bathonien portugais et la région du Cap Mondego reste la mieux adaptée à l'étude biostratigraphique. Plus à l'Est interviennent de rapides variations de faciès, des calcaires biodétritiques prenant le pas sur les faciès marno-calcaires fossilifères (CH. RUGET, 1961, carte B).

Le Bathonien inférieur se singularise par une relative pauvreté en *Parkinsonidae*, parmi lesquels manque le genre *Oraniceras* sensu WESTERMANN. La faune de la sous-zone à Convergens doit son originalité à la présence de nombreux représentants de *Eohecticoceras (Zeissoceras)*, associés aux derniers *Bigotites* — connus dans les mêmes niveaux des Basses Alpes (C. STURANI, 1966) — et à la persistance de *Planisphinctes planilobus* BUCK.

Le classicisme de la composition faunique de la sous-zone à Macrescens *(Zigzagiceratinae* et *Morphoceratidae)* permet d'effectuer des comparaisons avec l'Ardèche, les Basses-Alpes, le Jura, la Vendée, la Souabe, l'Angleterre etc . . . A ce propos, il faut cependant souligner que dans la région de Digne, C. STURANI n'a récolté aucun *Procerites* dans ces niveaux, alors qu'ils sont connus dans les sous-zones a Bomfordi et à Yeovilensis du même secteur. Ou ce fait ne semble être dû qu'à des conditions écologiques spéciales, puisqu'aussi bien en Vendée qu'au Portugal ou la série est loin d'être condensée, les *Procerites* sont présents. De plus, au Cap Mondego, les formes macroconques sont associées aux formes microconques correspondantes: les *Planisphinctes* et les *Phaulozigzag*.

La *sous-zone à Yeovilensis* a pu être divisée en deux horizons locaux qui tous deux contiennent l'espèce indice ou des formes très proches. Dans l'horizon inférieur, les derniers *Eohecticoceras (Zeissoceras) primaevum* et *Oxycerites limosus* sont associés aux *Gracilisphinctes* et aux premières *Siemiradzkia* du groupe *aurigera*. La présence dans l'horizon supérieur des grands *Procerites* du

groupe *fullonicus-fowleri* permet de rapprocher cette subdivision des horizons C et D_1 de J. GABILLY (1964 et 1967). Aucun *Asphinctites* n'a été trouvé, aussi n'avons-nous pas retenu la sous-zone à Tenuiplicatus, telle qu'elle vient d'être précisée récemment par W. HAHN (1969). Mais la concomitance des *Nodiferites* du groupe de *subfuscus* (WAAGEN in STURANI) et des *Gracilisphinctes* de taille réduite proches de celui figuré par C. STURANI (1966, pl. 10, fig. 3*a–b*) permet d'émettre l'hypothèse d'une corrélation, peut-être partielle, de notre horizon supérieur avec cette sous-zone. Cette présomption doit cependant être confirmée ultérieurement.

Le Bathonien moyen débute ici comme nous l'avons déjà vu antérieurement par la sous-zone à Morrisi, comportant deux horizons aisément distinguables.

L'horizon à Bullatimorphus comprend de nombreuses *Siemiradzkia* et peut être facilement corrélé avec les mêmes couches en Vendée, en Ardèche (Mas de l'Air), alors que le rapprochement avec le Jura méridional est plus difficile à établir, les *Siemiradzkia* étant les seuls témoins encore trop peu précises de ce niveau. Cette dernière région a livré une abondante faune de *Morrisiceras* et de *Lycetticeras* récoltés dans différentes coupes, mais le plus souvent cantonnés dans un ou deux bancs calcaires situés immédiatement au toit des *Tulites*, tout comme en Angleterre (H. S. TORRENS, 1967, p. 26). Un travail collectif antérieur (C. MANGOLD, S. ELMI et J. GABILLY 1967) a permis d'établir trois horizons successifs groupés dans la sous-zone à Morrisi. Au Cap Mondego seuls existent les deux horizons supérieurs (H. à Bullatimorphus et H. à Wagnericeras). L'absence du genre *Morrisiceras* a été mise sur le compte de conditions écologiques, donc faciologiques, défavorables (H. S. TORRENS, 1967, p. 27) ce qui ne nous parait pas absolument démontré. Cet horizon de base manque également en Poitou (J. GABILLY, 1964 et 1967). De plus, partout ou l'horizon à Morrisiceras a pu être individualisé, la fauna d'ammonites est peu riche en dehors des Morrisiceras–Lycetticeras et de leurs microconques correspondants. Or cet horizon constitue en fait à lui seul la zone à Morrisi sensu TORRENS (1967), qui nous semble de ce fait peu adaptée, pour les raisons évoquées ci-dessus, à l'établissement de corrélations à longue distance. C'est pourquoi nous lui avons adjoint les deux horizons à Bullatimorphus et à Wagnericeras. Ce dernier, bien que les *Wagnericeras* soient rares, peut être mis en parallèle avec les niveaux connus ailleurs grâce aux *Siemiradzkia* (Jura et Ardèche) et à *H. (Prohecticoceras) ochraceum* ELMI (couche ocreuse de Crussol).

Au-dessus de l'horizon à Wagnericeras débute le Bathonien supérieur. Au cours de ce sous-étage, la tendance à la sédimentation argileuse amorcée précédemment s'intensifie encore.

La faune portugaise offre des affinités incontestables avec celle des régions les mieux connues de France. La présence des *Hemigarantia* et des *Epistrenoceras*, qui se relaient dans le temps, autorise la même subdivision que celle établie en Ardèche (S. ELMI, 1967 et 1968). En outre, *H. (P.) angulicostatum* (LÓCZY) confirme la possibilité d'entrevoir un horizon terminal dans les régions mésogéennes, horizon qui doit être l'équivalent de la zone à Discus des contrées septentrionales de l'Europe moyenne. De plus la présence de grandes *Choffatia* voisines de *C. subbackeriae* D'ORB., proches sinon identiques à celle du Cornbrash inférieur anglais, augmente encore les certitudes des corrélations. Dans la

	TORRENS 1967	HAHN 1969	MANGOLD 1967	CAP MONDEGO PORTUGAL	ELMI 1968
BATHONIEN SUPERIEUR	z. à Discus: s/z. à Discus	z. à Discus	z. à Retrocostatum: s/z. à Discus	z. à Retrocostatum: s/z. à Discus	z. à Retrocostatum: s/z. à Discus
	z. à Discus: s/z. à Hollandi		s/z. à Hollandi	s/z. à Hollandi	s/z. à Hollandi
	z. à Aspidoides	z. à Aspidoides	z. à Retrocostatum: s/z. à Retrocostatum	z. à Retrocostatum: h. à Angulicostatum	z. à Retrocostatum: h. à Angulicostatum
		z. à "Retrocostatum"	s/z. à Homoeoplanulites	s/z. à Julii	s/z. à Julii
BATHONIEN MOYEN	z. à "Retrocostatum"	z. à Morrisi	z. à Subcontractus: z.à Morrisi: h. à Wagnericeras	z. à Subcontractus: z. à Morrisi: h. à Wagnericeras	z. à Subcontractus
			z.à Morrisi: h. à Bullatimorphus	z. à Morrisi: h. à Bullatimorphus	
	z. à Morrisi		h. à Morrisi	h. à * Morrisi	
	z. à Subcontractus	z. à Subcontractus	s/z. à Subcontractus	s/z. à * Subcontractus	
			s/z. à Orbignyi	s/z. à * Orbignyi	
	z. à Progracilis	z. à Progracilis	z. à Progracilis	z. à * Progracilis	z. à Progracilis
BATHONIEN INFERIEUR	z. à Zigzag: s/z. à Yeovilensis	z. à Zigzag: s/z. à Tenuiplicatus	z. à Zigzag: s/z. à Yeovilensis	z. à Zigzag: s/z. à Yeovilensis	z. à Zigzag
		s/z. à Yeovilensis			
	s/z. à Macrescens	s/z. à Macrescens	s/z. à Macrescens	s/z. à Macrescens	
	s/z. à Convergens	s/z. à Convergens	s/z. à Convergens	s/z. à Convergens	

* horizons ou zones non reconnus au Portugal

Fig. 3.

sous-zone à Julii il faut souligner l'existence de petites formes attribuées au genre *Homoeoplanulites*, indentiques à celles connues dans le Jura et qui comme dans ce secteur sont mêlées aux mêmes *Oppeliidae*.

Il parait donc logique de garder pour le Bathonien supérieur portugais (zone à Retrocostatum) le même schéma proposé pour l'Ardèche, très proche de celui de la région indo-malgache (M. COLLIGNON, 1964) et mis en parallèle au dernier colloque de Luxembourg avec la zonation des régions plus septentrionales.

Conclusions

Le Bathonien du Cap Mondego présente une série épaisse, avec une partie inférieure nettement calcaire surmontée d'une partie moyenne et supérieure plus tendre, assez monotone. En dépit de l'apparente continuité, l'analyse biostratigraphique a montré vers le sommet de l'ensemble calcaire inférieur des

lacunes correspondant à la base du Bathonien moyen (zone à Progracilis et sous-zones à Orbignyi et à Subcontractus).

L'examen des profils immédiatement voisins indique de légères variations d'épaisseur dont il faudra, après des travaux ultérieurs, préciser l'importance et le sens.

On sait déjà (Ch. Ruget, 1961, p. 179 et carte B) que, vers l'Est (Brenha, Alhadas, Anca, Verride), les faciès calcaréo-argileux passent progressivement à des faciès biodétritiques à faune de Céphalopodes assez rares. Vers le S–SE, les faciès de calcaires crayeux, oolithiques ou sublithographiques deviennent plus épais.

Toutefois en direction du S–SW, le Bathonien inférieur à *Morphoceras* garde le faciès du Cap Mondego (Maceira, Baléal) et se situe dans un étroit sillon sédimentaire limité à l'W par les affleurements granitiques actuels des îles Berlingues dont l'influence est nette dans le Jurassique moyen (Aalénien reconnu, Bajocien et Bathonien douteux) de Peniche.

BIBLIOGRAPHIE

Arkell W. J. 1956: Jurassic Geology of the world. — Oliver and Boyd ed., Edinbourg, 806 p.

Buck E.–Hahn W.–Schadel K. 1966: Zur Stratigraphie des Bajociums und Bathoniums (Dogger) der Schwäbischen Alb. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, Fribourg-en-Brisgau, **8**, 23–46.

Choffat P. 1880: Etudes stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal; Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. — Mém. Sect. Trav. Portugal, Lisbonne, XII + 73 p.

Choffat P. 1908: Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger de la région de Thomer. — Com. Serv. Géol. Portugal, Lisbonne, **VII.** 71. p.

Collignon M. 1958: Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar. fasc. II: Bathonien-Callovien. — Serv. Géol. Tananarive, pl. VI–XXXIII.

Collignon M. 1964: Le Bathonien marin à Madagascar. Limite supérieur. Rapports et corrélations. Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962. — C. R. et Mém. Inst. Grand-Duché de Luxembourg, Sect. Sc. nat. phys. math., pp. 913–919.

Collignon M. 1964: Echelle chronostratigraphique proposée pour les domaines Indo-Africano-Malgache (Bathonien moyen à Tithonique). Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. — C.R. et Mém. Inst. Grand-Duché de Luxembourg, Sect. Sc. Nat., phys. et math., pp. 927–931.

Elmi S. 1967: Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. — Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, № 19, 845 p.

Elmi S.–Mangold C. A. 1966: Etude de quelques Oxycerites du Bathonien inférieur. — Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, N.S., № 13, 143–181.

Gabilly J. 1964: Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. — Trav. Inst. Géol. Anthrop. préh. Fac. Sc. Poitiers, **V**, 63–107.

Hahn W. 1968: Die Oppeliidae Bonarelli und Haploceratidae Zittel (Ammonoidea) des Bathoniums (Brauner Jura) im Südwestdeutschen Jura. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, Fribourg-en-Brisgau, № 10, 7–72.

Hahn W.–Schadel K. 1967: Die stratigraphische Stellung der Fuscus-Bank im Oberen Dogger (Bathonium) der Schwäbischen Alb. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, Fribourg-en-Brisgau, **9**, 59–67.

Mangold C. A. 1967: Les successions de faunes et la zonation du Bathonien dans le Jura méridional. — C.R. Acad. Sci. Paris, 265, série D, № 5, 393–395.

MANGOLD C. A.–ELMI S.–GABILLY J. 1967: Les faunes du Bathonien dans la moitié sud de la France. Essai de zonation et de corrélations. — 2ème colloque international du Jurassique, 1967, Luxembourg, Prétirage, 42 p.

PERROT CH. 1955: Le Dogger portugais au nord du Tage (Note préliminaire). — Com. Serv. Geol. Portugal, Lisbonne, **XXXVI,** 10 p.

RUGET-PERROT CH. 1961: Etudes stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. — Mém. Serv. Géol. Portugal, Lisbonne, mém. 7 (N.S.), 197 p.

RUGET CH.–MOUTERDE R. 1965: Observations nouvelles sur le Dogger du District de Leiria. — Com. Serv. Geol. Portugal, Lisbonne, **XLVIII,** 5–7.

SCHOTT W.–STAESCHE K. 1957: Über den Jura in der weiteren Umgebung von Coimbra (Portugal). — Geol. Jb., Hannovre, 531–558.

RIBEIRO C. 1857: Reconhecimenti geologico e hydrologico dos terrenos das vizinhanças de Lisboa com relaçao abastecimento das aguas desta cidade. — Acad. Real. Cienc. Lisboa, **I,** part. 1, 153 p.

SHARPE D. 1850: On the Secondary district of Portugal which lies on the North of the Tagus. — Quart. Journ. Geol. Soc. Londres, **VI,** 136–201.

STEPHANOV J. 1961: The Bathonien in the section of the Belogradshikgara oreshets roads (Nort-West Bulgaria). — Bull. Inst. Geol. "Stradimir Dimitrov", Sofia, **IX.** 337–369.

STEPHANOV J. 1966: The middle jurassic ammonite genus Oecotrautes WAAGEN. — Trav. Géol. Bulgarie, Sofia, Sér. Paléont., 29–69.

STURANI C. 1966: Ammonites and Stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Barrême area (Southeastern France). — Boll. Soc. Pal. ital., Modène, **5,** № 1, 3–57.

TORRENS H. S. 1965: Revised zonal scheme for the Bathonian stage of Europe. — Carpatho-Balkan Geol. Ass., VII Congr., Sofia, 1965, Report, Part. II, 47–55.

TORRENS H. S. 1967: Standard Zones of the Bathonian. — 2ème Colloque International du Jurassique, 1967, Luxembourg, Prétirage, 56 p.

WESTERMANN G. 1958: Ammoniten-fauna und Stratigraphie des Bathonien NW-Deutschlands. — Beih. Geol. Jb., Hannover, **32,** 103 p.

S. ELMI

Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences
Oran
Algérie

C. A. MANGOLD

Département des Sciences de la Terre
Faculté des Sciences de Lyon et Centre de Paléontologie stratigraphique associé au C.N.R.S.
France

R. MOUTERDE et Ch. RUGET

Laboratoire de Géologie
Faculté Catholique de Lyon
France

CARACTÈRES DE LA FAUNE ET SUBDIVISIONS DU CALLOVIEN SUPÉRIEUR EN POITOU (FRANCE)

par

E. Cariou

Introduction

Les plus beaux gisements fossilifères du Callovien supérieur dans le Centre-Ouest de la France, actuellement connus, se répartissent le long de la bordure orientale du Massif vendéen, dans le Bassin de Paris. Ce sont ceux de Doux, Saint-Jouin-de-Marnes, Pas-de-Jeu dans le département des Deux-Sèvres, et celui de Montreuil-Bellay dans le Maine-et-Loire, pour ne citer que les plus complets du point de vue stratigraphique. Ils ont fait l'objet d'une publication importante de Ch. Gérard et H. Contaut (1936), où l'accent a été mis surtout sur la Paléontologie et qui a révélé leur très grande richesse en Ammonites ainsi que la beauté des fossiles. Grâce à des coupes nouvelles, j'ai pu depuis quelques années reprendre en détail l'étude du Callovien supérieur dans cette région classique, tant en ce qui concerne la lithologie que la répartition des faunes. La stratigraphie est remarquablement constante sur plusieurs dizaines de kilomètres. Dans ce cas, le plus simple est de décrire de façon très complète une coupe-type.

I. Étude de la coupe-type de Montreuil-Bellay

La cité de Montreuil-Bellay se situe à une quinzaine de kilomètres environ au Sud de la Loire. Son nom reste attaché à celui d'un gisement callovien rendu célèbre par. E. Hébert, E. Eudes-Deslongchamps (1855, 1860) et O. Couffon (1917–1919, 1928, 1933, 1934): la carrière du Chalet, aujourd'hui abandonnée. J'ai eu l'occasion durant les années 1967 à 1969 d'observer l'étage callovien grâce à des coupes de tranchées de plusieurs centaines de mètres de long, creusées pour l'évacuation des eaux usées dans la zone industrielle récemment créée à Montreuil-Bellay, à l'Est de la ville.

Au-dessus du Bathonien, représenté ici par des calcaires grisâtres compacts à Polypiers *(Montlivaltia)*, dont la surface supérieure oxydée est taraudée parfois profondément, la succession callovienne se présente comme suit:

1. 0,35 m: Calcaire marneux gris bleu à fines oolithes ferrugineuses, très fossilifère. A la base, il existe des galets calcaires pouvant atteindre 0,10 m

de long, à cortex zoné et oxydé. Ce banc livre dans sa moitié supérieure *Kosmoceras jason* REINECKE et des *Hecticoceras*, précédés par de très nombreux *Indosphinctes* dont *I. rusticus* SPATH*, et dans sa moitié inférieure des Macrocephalitidae dont *Macrocephalites (Dolikephalites) gracilis* SPATH, des Reineckeiidae. A l'extrême base toutefois, les Ammonites, très mal conservées, sont rares et difficilement identifiables; par contre les Pectinidae abondent.

2. 0,11 m: Calcaire marneux gris clair, à petites oolithes ferrugineuses très serrées, fossilifère: *Erymnoceras doliforme* ROMAN, *Erymnoceras coronatum* D'ORB., *Rollierites* sp., *Choffatia waageni* TEISSEYRE, *Flabellisphinctes* sp., *Hecticoceras (Rossiensiceras) romani* LEMOINE, des Reineckeiidae, *Terebratula dorsoplicata* SUESS.
3. 0,05 m: Calcaire marneux blanchâtre tendre oolithique passant à de la marne grise: *Paralcidia* sp., des rostres de Bélemnites.
4. 0,11 m: Calcaire marneux blanchâtre criblé de grosses oolithes calcaires pourvues d'un mince cortex limoniteux, souvent alvéolaire dans les zones altérées. Ce banc lumachellique, à nombreux nodules ferrugineux, est remarquable par la beauté et l'abondance de ses fossiles. J'ai reconnu:

a) Ammonites:

Paralcidia nurrhaensis WAAGEN
Paralcidia diversicostata GÉRARD et CONTAUT
Hecticoceras (Zieteniceras) demolyi LEMOINE
Hecticoceras (Zieteniceras) tuberculatum DE TSYTOVITCH
Hecticoceras (Lunuloceras) carpathicum SIMIONESCU
Hecticoceras (Lunuloceras) subinvoluta BONARELLI
Hecticoceras (Lunuloceras) aff. *michailowense* ZEISS
Hecticoceras (Lunuloceras) lahuseni DE TSYTOVITCH
Hecticoceras (Lunuloceras) prealpinum ZEISS
Hecticoceras (Orbignyiceras) paulowi DE TSYTOVITCH
Hecticoceras (Orbignyiceras) trezeense GÉRARD et CONTAUT
Hecticoceras (Orbignyiceras), plusieurs formes
Hecticoceras (Rossiensiceras) aff. *subnodosum* DE TSYTOVITCH
Hecticoceras (Rossiensiceras) acuticosta DE TSYTOVITCH
Hecticoceras (Putealiceras) rursicostatum BUCKMAN
Hecticoceras (Putealiceras) trilineatum WAAGEN
Hecticoceras (Brightia) canaliculatum QUENSTEDT
Hecticoceras (Brightia) reversum ZEISS
Hecticoceras (Brightia) aff. *tenuinodosum* ZEISS
Hecticoceras (Brightia) subsolinophorum DE TSYTOVITCH
Hecticoceras (Sublunuloceras) nodosulcatum LAHUSEN
Hecticoceras (Sublunuloceras) sp., échantillons de grande taille
Distichoceras sp.
Distichoceras peneaui GÉRARD et CONTAUT
Distichoceras pas-de-jeuensis GÉRARD et CONTAUT
Distichoceras cf. *bicostatum* STAHL
Taramelliceras taurimontanus ERNI
Taramelliceras (Richeiceras) sp.
Erymnoceras gr. *doliforme* ROMAN, nucléus
Kosmoceras (Kosmoceras) cf. *deficiens* BUCKMAN
Longaviceras sp.

* Caractéristique en Poitou de la base du Callovien moyen: Sous-zones à Patina (=Enodatum) et Medea (CARIOU E., 1967).

Reineckeia (Reineckeites) gaillardi ROMAN
Reineckeia (Reineckeites) sp.
Reineckeia (Kellawaysites) oxyptychoides SPATH
Collotia (Tintanticeras) sp.
Orionoides aff. *termieri* GÉRARD et CONTAUT
Orionoides monestieri GÉRARD et CONTAUT
Binatisphinctes, assez nombreux
Flabellisphinctes sp.
Hamulisphinctes hamulus BUCKMAN
Alligaticeras alligatum LECKENBY
Alligaticeras sp., nombreux échantillons
Pseudopeltoceras famulum BEAN
Pseudopeltoceras chauvinianum D'ORBIGNY
Pseudopeltoceras rollieri JEANNET
Pseudopeltoceras leckenbyi BEAN in GÉRARD et CONTAUT (1936)
Pseudopeltoceras retrorsum SPATH
Peltoceras cf. *athleta* PHILLIPS
Peltoceras brunnschweileri JEANNET
Peltoceras montis-ursulae PRIESER
Peltoceras (Unipeltoceras) sp.
Rursiceras sp.
Euaspidoceras evolutum GÉRARD et CONTAUT.
L'holotype de *Kosmoceras couffoni* R. DOUVILLÉ doit vraisemblablement provenir de ce banc.

b) Lamellibranche
Pseudotrapezium (Rollierella) laubei ROLLIER

c) Gastropodes
Riselloidea bitorquata HÉBERT et DESLONGCHAMPS
Pseudomelania deslongchampsi COSSMANN, très abondant
Ataphrus sp.
Proacirsa dilatata LAUBE

d) Brachiopodes
Terebratula excavata EUDES-DESLONGCHAMPS
Terebratula perrieri EUDES-DESLONGCHAMPS

5. 0,16 à 0,20 m : Marne grise à petits galets calcaires anguleux, avec passées fréquentes de calcaire marneux gris tendre schisteux et oolithique, mais dont les oolithes ont le plus souvent disparu. Il ne subsiste alors que des alvéoles noirâtres comprimées selon le plan de stratification, simulant des sortes de petites «écailles» très caractéristiques. Ce niveau, peu fossilifère, contient quelques *Hecticoceras*.

6. 0,15 m : Calcaire marneux gris blanchâtre dur dans lequel on distingue quelques oolithes calcaires enrobées de limonite. On y trouve :

Hecticoceras (Sublunuloceras) nodosulcatum LAHUSEN
Hecticoceras (Lunuloceras) compressum QUENSTEDT
Peltoceras regularis GÉRARD et CONTAUT
Orionoides indicus SPATH

7. 0,25 m : Calcaire marneux dur, brun en affleurement, grisâtre en profondeur, à très nombreuses ponctuations ferrugineuses, très fossilifère :

Paralcidia couffoni GÉRARD et CONTAUT
Paralcidia sp.
Hecticoceras (Putealiceras) hirtzi COLLIGNON
Hecticoceras (Putealiceras) spathi ZEISS
Hecticoceras (Zieteniceras) bicrenatum DE TSYTOVITCH
Hecticoceras (Sublunuloceras) gr. *discoides* SPATH

Hecticoceras (Sublunuloceras) saonjensis COLLIGNON
Hecticoceras (Sublunuloceras) virguloides GÉRARD et CONTAUT
Hecticoceras (Sublunuloceras) cf. *dynastes* WAAGEN
Hecticoceras (Sublunuloceras) nodosulcatum LAHUSEN
Hecticoceras (Lunuloceras) lonsdalii PRATT
Distichoceras peneaui GÉRARD et CONTAUT
Kosmoceras (Kosmoceras) geminatum BUCKMAN
Kosmoceras (Kosmoceras) sp.
Collotia (Collotites) gerardi JEANNET
Collotia (Collotites) petitclerci JEANNET
Collotia (Collotites) collotiformis JEANNET
Collotia (Collotites) odysseus MAYER–EYMAR
Collotia (Collotia) sp.
«*Collotia*» *inermis* ERNI
Reineckeia (Reineckeites) brasili GÉRARD et CONTAUT
Orionoides piveteaui GÉRARD et CONTAUT
Orionoides cayeuxi GÉRARD et CONTAUT
Orionoides aff. *lanquinei* GÉRARD et GONTAUT
Orionoides purpurus SPATH
Orionoides raguini GÉRARD et CONTAUT
Peltoceras metamorphicum SPATH
Peltoceras retrospinatum GÉRARD et CONTAUT
Peltoceras pseudoathleta SINTZOW
Peltoceras tetragonum SPATH
Peltoceras trifidum QUENSTEDT
Rursiceras sp.
fragment de Phylloceratidae

8. 0,42 m: Calcaire dur ferrugineux, brun en surface, gris cendré en profondeur, très glauconieux, moins fossilifère que le niveau sous-jacent:

Paralcidia sp.
Hecticoceras (Brightia) recurvum ZEISS
Distichoceras nodulosa QUENSTEDT
Distichoceras bicostatum STAHL
Erymnoceras cf. *besairiei* COLLIGNON
Peltoceras retrospinatum GÉRARD et CONTAUT
Peltoceras lusitanicum TINTANT
Rursiceras sp.

9. 0,20 m: Calcaire un peu marneux dur bleu très glauconieux, à faune très riche:

Hecticoceras (Putealiceras) thirriai PETITCLERC
Hecticoceras (Sublunuloceras) aff. *prelairense* SPATH
Hecticoceras (Sublunuloceras) planum SPATH
Hecticoceras (Pseudobrightia), nombreux exemplaires
Distichoceras bicostatum STAHL
Distichoceras intermedia GÉRARD et CONTAUT
Subbonarellia andegavensis GÉRARD et CONTAUT
Taramelliceras (Richeiceras) sp.
Kosmoceras (Kosmoceras) compressum QUENSTEDT
Quenstedtoceras (Eboraciceras) cadiforme BUCKMAN
Quenstedtoceras (Eboraciceras) fournieri GÉRARD et CONTAUT
Quenstedtoceras (Eboraciceras) sutherlandiae J. DE C. SOWERBY
Quenstedtoceras (Eboraciceras) sutherlandiae in D'ORBIGNY (Paléont. française, pl. 176, fig. 1–2)
Quenstedtoceras (Eboraciceras) aff. *henrici* DOUVILLÉ
Quenstedtoceras (Lamberticeras) aff. *intermissum* BUCKMAN
Orionoides (Poculisphinctes) fasciculptus LÓCZY

Orionoides (Poculisphinctes) poculum LECKENBY
Orionoides (Poculisphinctes) nombreux échantillons
Orionoides (Trinisphinctes) trina BUCKMAN
Properisphinctes latilinguatus NOETLING
Rugeticeras aff. *cesaredense* CHOFFAT in litt.
Rugeticeras, nombreux échantillons
Peltoceras subtense BEAN
Euaspidoceras hirsutum BAYLE
Euaspidoceras spinigerum ROLLIER
Euaspidoceras ferrugineum var. *spinosa* JEANNET

10. 0,20 m: Marne grise à galets phosphatés, très fossilifère. Les fossiles, usés, sont souvent réduits à des galets calcaires arrondis. On y rencontre:

Hecticoceras (Sublunuloceras) bonarellii DE LORIOL
Hecticoceras (Sublunuloceras), fragments de grandes formes
Hecticoceras (Putealiceras) intermedium SPATH
Hecticoceras (Putealiceras) punctatum STAHL
Hecticoceras (Putealiceras) puteale LECKENBY
Distichoceras bicostatum STAHL
Kosmoceras (Kosmoceras) tidmoorense ARKELL
Quenstedtoceras (Lamberticeras) cf. *sintzowi* MAIRE
Quenstedtoceras (Lamberticeras) praelamberti R. DOUVILLÉ
Quenstedtoceras (Lamberticeras) intermissum BUCKMAN
Quenstedtoceras (Lamberticeras) roberti (MAIRE)
Peltoceras cf. *broilii* PRIESER
Rursiceras sp.
Euaspidoceras acanthodes SPATH
des rostres de Bélemnites *(Hibolites hastatus* BLAINVILLE), de rares Spongiaires, *Pholadomya* sp.

11. 0,30 m: Marne grise non fossilifère.
12. 0,18 m: Calcaire légèrement marneux bleu très glauconieux avec:

Hecticoceras (Pseudobrightia) aff. *jurana* JEANNET
Properisphinctes sp.
Quenstedtoceras (Eboraciceras) aff. *dissimile* BROWN
Quenstedtoceras (Eboraciceras) ordinarium LECKENBY
Quenstedtoceras (Eboraciceras) subordinarium BUCKMAN
Rugeticeras sp.

13. 0,58 m: Marne grise peu fossilifère: *Hibolites hastatus* BLAINVILLE, 2 fragments de *Cardioceras* déformés, difficilement déterminables spécifiquement.
14. 0,20 m: Calcaire grisâtre tendre très marneux, en banc discontinu.
15. 0,60 m: Marne grise avec rostres de Bélemnites.

II. Interprétation de la coupe de Montreuil-Bellay et subdivisions du callovien supérieur

A) Callovien inférieur

Dans le Centre-Ouest de la France l'existence de faunes d'Ammonites différentes de celles du Nord-Ouest de l'Europe et particulièrement de celles d'Angleterre au Callovien inférieur, a pour conséquence de rendre les corré-

lations très difficiles avec ces pays. Afin, d'une part, de bien marquer ces différences, et d'autre part de ne pas présager des relations stratigraphiques qui restent à établir de façon précise, sous-zone par sous-zone, voire horizon par horizon, j'ai proposé une échelle distincte, pratique, basée sur des associations caractéristiques et bien définies (CARIOU, 1967), qui sera complétée ultérieurement. En tout cas, son établissement est une condition nécessaire et essentielle à la réalisation de nouveaux progrès dans la stratigraphie du Callovien dans cette région peuplée par des Ammonites à affinités surtout méditerranéennes.

1. Zone à Bullatus

Elle doit être parallelisée, de façon approximative, avec la zone à *Macrocephalus*, telle qu'elle a été définie par CALLOMON. Je n'ai trouvé, à ce jour, aucun fossile permettant d'affirmer la présence de cette zone créée par OPPEL (1856–1858 p. 507), non seulement à Montreuil-Bellay, mais sur toute la bordure orientale du Massif vendéen. Ces observations confirment l'existence d'une lacune signalée par A. DE GROSSOUVRE (1891), dans cette partie du Poitou du moins, et s'opposent aux interprétations contradictoires de J. WELSCH (1903), E. HAUG (1908–1911), O. COUFFON (1917–1919), CH. GÉRARD et H. CONTAUT (1936).

2. Zone à Gracilis

Elle est représentée dans la moitié inférieure du banc 1 et devrait correspondre sensiblement à la zone à Calloviense d'OPPEL.

B) Callovien moyen

1. Zone à Jason

Cette zone est localisée dans la moitié supérieure du banc 1.

2. Zone à Coronatum

Bancs 2 et peut-être 3.

L'ensemble Callovien inférieur—Callovien moyen apparait donc extrêmement condensé, lacunaire à la base, reposant par l'intermédiaire d'un petit conglomérat sur un Bathonien fortement érodé et lui-même incomplet, selon J. GABILLY (1964).

C) Callovien supérieur

Il constitue la partie la plus développée de la série callovienne dans cette région de la bordure méridionale du Bassin de Paris. Malgré son épaisseur modeste, il ne comprend pas de niveaux avec mélanges de faunes. Ce caractère, joint à sa richesse en fossiles, lui confère un grand intérêt. La coupe de Montreuil-Bellay a valeur de type régional pour le Callovien supérieur. L'étude des autres gisements (La Folie, Pas-de-Jeu, St-Jouin-de-Marnes, Doux etc . . .)

permet de retrouver les mêmes assises caractérisées par les mêmes Ammonites. Dans ces conditions, il est possible de définir plusieurs horizons, de valeur au moins régionale, répartis dans les zones classiques à Athleta et Lamberti.

1. Zone à Athleta

Bancs 4 à 8.

a) *Horizon à Trezeense* [=Sous-zone A de Ch. Gérard et H. Contaut (1936)]: Banc 4 de la coupe de Montreuil-Bellay.

Espèce-indice=Hecticoceras (Orbignyiceras) trezeense Gérard et Contaut.

Le choix d'un *Hecticoceras* comme espèce-indice est justifié par l'abondace exceptionnelle de ce groupe dans l'horizon. J'ai trouvé *H. (O.) trezeense* dans tous les gisements régionaux, toujours strictement localisé à la base de la zone à Athleta. Lorsque Ch. Gérard et H. Contaut (1936) le signalent dans le niveau sus-jacent, on peut penser qu'il s'agit d'une erreur. En effet, j'ai moi-même récolté des *Hecticoceras* dans l'horizon supérieur, dont la livrée rappelle celle de l'espèce-indice, mais qui en diffèrent très nettement par l'absence de trois fortes carènes ventrales, la terminaison brutale des côtes dans la région siphonale (au contraire effilée vers l'avant chez l'espèce), et la section moins épaisse. Autre critère jouant en faveur d' *H. (O.) trezeense*, ce fossile a une grande répartition géographique puisqu'il a été reconnu dans le Jura méridional et jusqu'à Madagascar (M. Collignon, 1958, pl. XXXIII, fig. 160, Mangold C., 1967).

J'avais envisagé également de retenir comme indice *Pseudopeltoceras famulum* Bean, mais l'espèce est bien moins fréquente.

Caractéristiques: Cet horizon marque un important renouvellement des faunes d'Ammonites par rapport à la zone à Coronatum. A coté des différents sous-genres d'*Hecticoceras* apparus précédemment *(Lunuloceras, Zieteniceras, Sublunuloceras, Brightia* etc . . .) et qui continuent à s'épanouir, on recueille de nombreux *Orbignyiceras*, ces *Lunuloceras* particuliers, souvent tricarènés, à côtes épaisses et renflées. En outre, et pour la première fois, on trouve les *Taramelliceras, Orionoides, Alligaticeras* et surtout les Peltoceratinae avec les *Pseudopeltoceras* représentés par de très nombreuses espèces caractéristiques, les *Peltoceras* dont beaucoup de formes paraissant peu évoluées, à stade tuberculé tardif; mais déjà s'observent des espèces à tubercules précoces et même les premiers Aspidoceratinae *(Euaspidoceras)*. Dans la lignée des Reineckeiidae naissent les grandes *Collotia* du sous-genre *Tintanticeras* (J. Blaison et J. Bourquin, 1966).

b) *Horizon à Collotiformis:* Bancs 5 à 8.

Espèce-indice=Collotia (Collotites) collotiformis Jeannet.

Cette espèce, commune dans le Centre-Ouest de la France, a le mérite d'être connue dans plusieurs régions. Dans le Jura, elle ne serait pas rare d'après J. Blaison et J. Bourquin (1966). Elle existe à Herznach (A. Jeannet 1951), aux environs de Besançon et aussi en Haute-Marne (J. Bourquin 1968).

Caractéristiques: On assiste à l'explosion de deux groupes importants: celui des grandes *Collotites* et *Collotia* parmi les Reineckeiidae et des *Orionoides* pour les Pseudoperisphinctinae. Elle se traduit par l'apparition de très nombreuses espèces caractéristiques. Le rameau des *Peltoceras* continue à se déve-

lopper. Par contre, de nombreuses formes d'*Hecticoceras* de l'horizon à Trezeense ont disparu quasi-totalement, à part quelques rares survivants comme *H. (S.) nodosulcatum* LAHUSEN. Elles sont remplacées essentiellement par de grands *Sublunuloceras* et des *Putealiceras* nouveaux. On ne trouve plus de *Pseudopeltoceras**.

2. Zone à Lamberti

Couches 9 à 12.

a) *Horizon à Poculum:* Banc 9.

Espèce-indice: Orionoides (Poculisphinctes) poculum LECKENBY.

L'espèce est commune en Angleterre et en Normandie dans les bancs H1-3 de Dives, représentant la base de la zone à Lamberti (W. J. ARKELL, 1938); cependant, elle existerait encore, bien que rare, dans H4, au sommet de la zone, selon ARKELL. L'abondance des *Poculisphinctes* dans l'horizon impose tout naturellement cette espèce courante, de détermination facile comme indice, d'autant plus qu'en Poitou elle paraît localisée dans ce niveau. Il est bien connu par ailleurs, que certains indices ne sont pas strictement cantonés dans leur zone. Ils ne sont pas rejetés pour autant, car la répartition verticale du seul fossile indice, dont le choix est toujours difficile, importe moins que l'association faunique caractéristique.

Caractéristiques: On pourrait le définir comme l'horizon à *Poculisphinctes* et à *Rugeticeras*. Le sous-genre *Pseudobrightia* fait son apparition et les *Euaspidoceras* deviennent fréquents. On constate, pour la première fois dans le Callovien supérieur poitevin, la venue d'assez nombreuses formes à affinités boréales: les *Quenstedtoceras*, essentiellement représentés par le sous-genre *Eboraciceras*, les *Lamberticeras* étant rares.

Remarque: Le genre *Rugeticeras* a été créé par H. TINTANT pour des Ammonites du Callovien supérieur du Portugal, attribuées à la zone à Athleta (C. RUGET-PERROT, 1961, C. RUGET-PERROT, F. MOITINHO D'ALMEIDA et H. TINTANT, 1961). Selon les deux premiers auteurs, *Rugeticeras* caractériserait la base de la zone. Cependant, la précision des coupes données dans ces travaux permet de faire les remarques suivantes:

— Les couches à *Rugeticeras* sont toujours séparées du Callovien moyen à Anceps par des bancs intermédiaires, peu ou pas fossilifères (coupes de Cesareda) ou précédées, comme à Pedrógão, par des calcaires marneux à *Collotia* (C. RUGET-PERROT, 1961).

* *Note ajoutée avant l'impression:* J'ai pu suivre depuis, l'horizon à Collotiformis dans la bordure nord du Bassin d'Aquitaine, entre Niort et la côte atlantique, soit au total sur une distance d'environ 130 kilomètres. De plus, postérieurement à la rédaction de cet article, j'ai pris connaissance d'un travail tout récent de J. BOURQUIN et D. CONTINI paru en mai 1969 au *Bulletin de la Société Géologique de France* (7e sér, t. X, n° 3) sur le Callovien du Jura Franc-Comtois. Travaillant d'une façon absolument indépendante, à plus de 400 kilomètres des gisements du Poitou, ces auteurs aboutissent à des résultats concordant avec ceux exposés ici pour la zone à Athleta. Ils sont amenés notamment à distinguer à la base «un horizon à *Pseudopeltoceras*» avec *Orbignyiceras* et au sommet «un horizon à grandes *Collotia*». On peut donc dire que les subdivisions reconnues dans la zone à Athleta ont une valeur qui dépasse le cadre simplement régional et qu'elles sont, dès à présent, candidates au rang de sous-zones.

— Lorsque la zone à Athleta est identifiée par des espèces très caractéristiques de ce niveau (coupe de Montejunto), les *Rugeticeras* manquent.

Dans ces conditions, on peut formuler deux hypothèses:

1°. La position stratigraphique des *Rugeticeras* est identique en Poitou et au Portugal et dans ce cas, les bancs qui les renferment, classés par C. Ruget-Perrot et F. Moitinho d'Almeida dans la zone à Athleta, seraient à paralleliser avec la zone à Lamberti du Nord de l'Europe. La zone à Athleta *s. st.* pourrait alors correspondre aux couches de passage comprises entre celles à Anceps et à *Rugeticeras*.

2°. Les *Rugeticeras* ont une répartition stratigraphique différente en Poitou et au Portugal où ils apparaitraient dès la zone à Athleta, alors qu'ils en sont totalement exclus dans le Centre-Ouest de la France.

Ce problème, évidemment fondamental pour les corrélations étant posé, on peut avoir recours à l'argument paléontologique qui apporte ici des éléments qui, sans être décisifs, sont tout de même très intéressants.

H. Tintant a supposé, à la suite de son étude du genre *Rugeticeras*, l'existence de la série morphologique suivante: *Choffatia* — *Subgrossouvria* — *Rugeticeras* et *Pseudopeltoceras*.

Sans vouloir faire ici une étude paléontologique qui sortirait du cadre de cette note, il n'est pas sans intérêt de faire quelques observations:

— La comparaison de l'holotype de *O. (Poculisphinctes) poculum* Leckenby, figuré par Buckman (1920, pl. CLXXXV), qui est un échantillon incomplet, avec le stade jeune d'un *Rugeticeras* (C. Ruget-Perrot, F. Mottinho d'Almeida et H. Tintant, pl. I, fig. 3), montre une similitude frappante. On retrouve, en effet, le même stade à côtes primaires épaisses, un peu boursoufflées, donnant naissance à un faisceau de côtes secondaires nombreuses plus fines. En comparant, grâce à un matériel abondant et complet, les différents stades de développement des *Rugeticeras* et des *Poculisphinctes*, je suis arrivé à la conclusion que les premiers ne différaient des seconds que par l'acquisition d'un stade supplémentaire peltoceratoide sur la loge d'habitation. Les *Poculisphinctes* adultes peuvent atteindre une taille comparable à celle des *Rugeticeras* et en présence de simples phragmocônes, il devient très difficile, sinon impossible, de les distinguer. «*Poculisphinctes*» *auricularis* Buckman (1920, pl. CLXXXVI) appartient à un genre différent. Curieusement, Arkell (1938) avait placé l'espèce *P. poculum* Leckenby dans le genre *Grossouvria*.

— Un autre rapprochement s'impose entre *Poculisphinctes* et certains *Orionoides*, du groupe *monestieri* (Ch. Gérard et H. Contaut, 1936, pl. 7 fig. I) par exemple. Chez ces derniers, on observe aux *stades ontogéniques moyens* un type d'ornementation très comparable à celui des *Poculisphinctes:* Côtes primaires fortes épaisses et faisceaux de côtes secondaires multiples plus fines et même légèrement rétroverses, comme c'est aussi le cas chez de nombreux jeunes *Rugeticeras*. Enfin, le renflement, l'allongement des côtes primaires de nombreux *Orionoides* et *Poculisphinctes, au stade final de leur développement* sur la loge d'habitation, si nets chez *O. purpurus* Spath, doivent être interprétés, selon moi, comme l'apparition timide du caractère peltoceratoide qui s'exprimera vigoureusement chez *Rugeticeras*. Il faut pourtant noter une différence: Alors qu'*Orionoides* possède comme *Subgrossouvria* des constrictions, *Rugeticeras* et, me semble-t-il, *Poculisphinctes*, en sont dépourvues. La comparaison des cloisons

ne montre pas de différence sensible entre *Orionoides* et *Poculisphinctes;* quant au genre *Rugeticeras*, sa ligne de suture cloisonnaire m'est encore inconnue. D'après H. TINTANT, elle se rapprocherait de celle des *Subgrossouvria*. A la suite des ces remarques, je serais tenté de supposer plutôt l'existence de la lignée suivante: *Subgrossouvria* — *Orionoides* (zone à Athleta) — *Poculisphinctes* et *Rugeticeras* (zone à Lamberti).

Paléontologiquement, les *Rugeticeras* me paraissent donc devoir être interprétés comme les successeurs des *Orionoides*, ce que tendrait évidemment à confirmer la position respective des deux genres dans la stratigraphie du Callovien poitevin. Dans ces conditions, ils ne pourraient avoir donné naissance aux *Pseudopeltoceras* plus anciens.

La sous-zone B de CH. GÉRARD et H. CONTAUT (1936) correspond à l'ensemble des horizons à Collotiformis et à Poculum, ici distingués.

b) *Horizon à Lamberticeras:* Couches 10 à 12.

Caractéristiques: Les *Lamberticeras* sont assez nombreux alors qu'ils étaient rares dans l'horizon à Poculum. DE GROSSOUVRE (1922) a signalé la présence de *Quenstedtoceras mariae* D'ORBIGNY dans la couche 10. Je doute fortement de la valeur de cette détermination car rien, dans la liste des nombreuses espèces recueillies dans ce niveau, n'autorise à dire qu'il fait partie de la zone à Mariae.

J'ai enfin prélevé dans la couche 13 deux fragments de *Cardioceras* qui indiquent l'existence de l'Oxfordien.

III. Les caractéristiques des faunes d'Ammonites du Callovien supérieur du Poitou

Dans le tableau ci-dessous sont répartis, par familles d'Ammonites, 1319 échantillons recueillis par moi dans les coupes de Montreuil-Bellay, au cours des fouilles des années 1967 à 1969.

Cette statistique sommaire, portant sur un nombre quand même important d'individus, a une signification certaine. Elle permet de dégager les principales caractéristiques des faunes d'Ammonites du Callovien supérieur du Poitou.

1. Zone à Athleta

— Les formes franchement septentrionales (Kosmoceratinae, Cardioceratinae) ne sont représentées que par quelques éléments isolés, ce qui ne ressort nullement des études de CH. GÉRARD et H. CONTAUT (1936).

— Les Reineckeiidae, les Oppeliidae, si abondants dans la province méditerranéenne, constituent, avec des familles peut-être plus cosmopolites (Pseudoperisphinctinae, Aspidoceratidae), le fond des populations d'Ammonites. On constate l'existence dans l'horizon à Collotiformis de plusieurs espèces trouvées primitivement dans les gisements indo-malgaches (W. WAAGEN, 1873–1875, L. F. SPATH, 1927–1933 et M. COLLIGNON, 1958). C'est également le cas d'ailleurs au Callovien inférieur et au début du Callovien moyen (CARIOU E., 1965). Par contre, il faut noter la quasi-absence des Phylloceratidae et celle complète des Lytoceratinae.

Tabelle 2

ZONES	LAMBERTI		ATHLETA	
HORIZONS	Lamberticeras	Poculum	Collotiformis	Trezeense
Phylloceratidae	0	0	1	0
Hecticoceratinae	183	53	50	216
Oppeliinae	16	2	12	8
Taramelliceratinae	0	1	0	5
Distichoceratinae	5	7	9	11
Reineckeiidae	0	0	78	40
Pseudoperisphinctinae	43	61	120	92
Aspidoceratidae	29	80	41	79
Kosmoceratinae	29	2	6	2
Cardioceratidae	14	20	0	1
Pachyceratidae	0	0	1	2

2. Zone à Lamberti

La zone reste dominée par les Oppeliidae, principalement avec les *Hecticoceras*. Les Perisphinctidae, les Aspidoceratidae sont toujours fréquents. Il faut souligner l'apparition d'assez nombreux éléments nordiques coïncidant avec la disparition des Reineckeiidae, due vraisemblablement à l'extinction de ce groupe au sommet du Callovien.

Conclusion

La revision de la série classique du Callovien supérieur dans le Centre-Ouest de la France apporte des éléments nouveaux et importants concernant à la fois les faunes d'Ammonites, en relation avec la notion de province au Jurassique, et la stratigraphie de ce niveau.

L'abondance, la variété des espèces à affinités surtout mésogéennes telles que Reineckeiidae, Oppeliidae dans la zone à Athleta, rendent possible sa subdivision en horizons définis par des associations d'Ammonites très largement répandues dans tout le domaine méditerranéen.

Dans la zone à Lamberti, les influences méridionales s'atténuent considérablement. C'est le début de ce que l'on a appelé la «transgression faunique» boréale qui se traduit par l'envahissement du Poitou par les Cardioceratinae et les Kosmoceratinae. Ils coexistent ici avec de nombreux *Poculisphinctes* et surtout *Rugeticeras* très caractéristiques, qui pourraient peut-être permettre d'identifier l'équivalent de la zone à Lamberti, dans les régions situées plus au Sud et dépourvues ou ne possédant que de très rares éléments nordiques dans leurs populations d'Ammonites.

Relations entre les differentes coupes du callovien de la region de Montreuil – Bellay

MILLET DE LA TURTAUDIERE, 1854		HEBERT E., 1855 d'après GUERRE			COUFFON O., 1917			GERARD CH. et CONTAUT H. 1936	CARIOU E. 1969					
Lithologie	Epaisseur en m	Lithologie	Epaisseur en m	N° des couches	Lithologie	Couches	Epaisseur en m		Epaisseur en m	N° des couches	Lithologie	Horizons	Zones	Etages
Terre végétale	1,00	Terre végétale	?	1	Terre végétale	a				16	Terre végétale			OXFORDIEN
Argile grisâtre avec nombreuses *Belemnites hastatus*	5,00	Banc d'argile avec *Belemnites hastatus*	?	2	Bancs de calcaire argileux grisâtre à *Belemnites hastatus* très fossilifère	b	5,00	Assises IV	0,60	15	Marne grise		?	
									0,20	14	Calcaire grisâtre très marneux			
									0,58	13	Marne grise			
									0,18	12	Calcaire marneux bleuâtre, très glauconieux	Lamberticeras	LAMBERTI	CALLOVIEN
									0,30	11	Marne grise			
									0,20	10	Marne grise à galets phosphatés			
Banc de moellons	1,00	Banc renfermant encore des *B. hastatus* et, en outre, des Encrines	?	3	Banc de pierre à moellons ou 1er banc à *Belemnites hastatus* et crinoïdes	c	?	Assises III (=Sous-zone B)	0,20	9	Calcaire dur, bleu, très glauconieux	Poculum		
									0,42	8	Calcaire dur, ferrugineux gris cendré glauconieux			
									0,25	7	Calcaire dur, grisâtre à ponctuations ferrugineuses. Glauconie rare			
Pierre Blanche	0,25 à 0,45	Calcaire pouvant être poli pour servir comme marbre	0,21	4	Banc de calcaire blanc ou gris blanchâtre non oolithique pouvant être poli comme marbre	d	0,25		0,15	6	Calcaire marneux gris blanchâtre à rares oolithes calcaires	Collotiformis	ATHLETA	
Argile fétide	0,02	Lit d'argile	0,02	5	Banc d'argile	e	0,02	Assises II (=Sous-zone A)	0,16 à 0,20	5	Marne grise avec passées de calcaire marneux oolitique			
									0,11	4	Calcaire marneux blanchâtre criblé de grosses oolithes calcaires	Trezeense		
Pierre Blanche	0,14	Calcaire blanc (moellon)	0,14	6	Banc de calcaire blanc à moellons	f	0,14		0,05	3	Calcaire marneux blanchâtre avec oolithes dispersées, passant à de la marne grise		CORONATUM	
Calcaire à oolithes ferrugineuses, très fossilifères	0,25	Calcaire avec oolithes ferrugineuses. Oolithe ferrugineuse ... *A. coronatus* et *Bakeriae* etc....	0,25 0,18 à 0,25	7 8	Banc oolithique ferrugineux à Pélécypodes et *Hecticoceras*	g	0,25	Assises I	0,11	2	Calcaire marneux gris clair à oolithes ferrugineuses petites, serrées			
Calcaire à oolithes ferrugineuses	0,25	Calcaire oolithique, avec oolithes ferrugineuses ... *A. anceps, A. jason.*	0,50	9	Banc oolithique ... à Gastropodes, *M. macrocephalus, St. coronatum, C. jason*	h	0,25		0,35	1	Calcaire marneux gris bleu à fines oolithes ferrugineuses		JASON GRACILIS LACUNE	
Calcaire bleu, dur, compact avec beaucoup de petits fossiles etc. ...	0,50	Calcaire compact, très dur, gris blanchâtre, non exploité	?	10	Calcaire bleu compact à surface corrodée, silex, *Rhynch. lotharingica*	i	0,50		0,40		Calcaire grisâtre compact à *Montlivaltia*. Surface supérieure oxydée et taraudée			BATHONIEN

BIBLIOGRAPHIE

ARKELL W. J. 1938: The ammonite succession at the Woodham Brick Company's pit, Akeman Street Station, Buckinghamshire, and its bearing on the classification of the Oxford Clay. — Quart. J. Geol. Soc., **XCV**, 135–222.

ARKELL W. J. 1956: Jurassic Geology of the World. — Oliver and Boyd LTD, 806 p., 46 pl., Edinburgh, London.

BLAISON J.–BOURQUIN J. 1966: Révision des "Collotia lato sensu", un nouveau genre "Tintanticeras". — Ann. Sc. Univ. Besançon, 3e sér., fasc. 2, 69–77.

BOURQUIN J.–CONTINI D. 1968: Données nouvelles sur la stratigraphie et la paléogéographie du Callovien du Jura franc-comtois. — C.R. Somm. Soc. Géol. France, fasc. 5, p. 145.

BOURQUIN J. 1968: Les Reineckeidés. — Ann. Sc. Univ. Besançon, 3e sér., fasc. 4, 3 vol., 169 p. 81 pl.

BUCKMANN S. S. 1909–1930: Yorkshire Type Ammonites. — Vol. I–II. London, Welsey and Son, suivi de Type Ammonites, London, Weldon and Welsey, 7 vol.

CALLOMON J. H. 1962: Notes on the Callovian and Oxfordian Stages. Colloque du Jurassique. — C.R. et Mém. Institut Gd. Duc. Luxembourg, 269–291.

CARIOU E. 1965: Essai de corrélations stratigraphiques entre l'Ouest de l'Europe et la province indo-malgache, au Callovien. — Bull. Soc. Géol. France, 7e sér., **VII**, 537–540.

CARIOU E.–ELMI S.–MANGOLD C.–THIERRY J.–TINTANT H. 1967: La succession des faunes dans le Callovien français; essais de corrélations à l'échelle de la zone. IIe Colloque International du Jurassique à Luxembourg, prétirage, 56 p.

COLLIGNON M. 1958: Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Bathonien-Callovien), Tananarive. — Serv. Géol. Madagascar, fasc. 2.

COUFFON O.–DOUVILLÉ R. 1912: Note préliminaire sur la faune jurassique des environs de Montreuil-Bellay. — C.R. Somm. Soc. Géol. France, **13**, 111–112.

COUFFON O. 1917–1919: Le Callovien du Chalet, commune de Montreuil-Bellay (M. et L.). — Bull. Soc. Et. Sc. Angers, nouv. sér., **47–48–49.**

COUFFON O. – DOLLFUS G. 1928: A summary of the geology of Maine-et-Loire. – Proc. Géol. Assoc., **XXXIX**, 369–428.

COUFFON O. 1934 a: Le Callovien et l'Oxfordien en Maine-et-Loire. — Bull. Soc. Et. Sc. Angers, nouv. sér., 31–58.

COUFFON, O. 1934 b: Précis de Géologie Angevine. — Impr. Centrale, 199 p., 170 fig., Angers.

DOUVILLÉ: R. 1912: Études sur les Cardioceratidés de Dives, Villers-sur-Mer et quelques autres gisements. — Mém. Soc. Céol. France, **XIX**, fasc. 2, n° 45, 77 p.

ENAY R. 1962: L'étage Tithonique. Colloque du Jurassique. — C.R. et Mém. Institut Gd. Ducal Luxembourg, 355–379.

FOURNIER A. 1888: Documents pour servir à l'étude géologique du détroit poitevin. — Bull. Soc. Géol. France, 3e sér., **XVI**, 113–181.

GABILLY J. 1964: Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. — Trav Inst. Géol. Anthr. préhist., **V**, 65–107, Poitiers.

GABILLY J. 1967: Méthode et modèles en Stratigraphie du Jurassique. — IIe Colloque International du Jurassique à Luxembourg, prétirage, 25 p.

GERARD CH.–CONTAUT H. 1936: Les Ammonites de la zone à Peltoceras athleta du Centre- Ouest de la France. — Mém. Soc. Géol. France, nouv. sér., **XIII**, n° 29, 79 p.

GROSSOUVRE A. de 1891: Sur le Callovien de l'Ouest de la France et sur la faune. — Bull. Soc. Géol. France, 3e sér., **XIX.** 247–262.

GROSSOUVRE A. de 1922: L'Oxfordien moyen des environs de Niort. — Bull. Soc. Géol. France, 4e sér. **21**, 297–316.

HAUG E. 1908–1911: Traité de Géologie. — 2 vol. Libr. A. Colin, Paris.

HEBERT E. 1855: Note sur les fossiles de Montreuil-Bellay (Maine-et-Loire). — Bull. Soc. Géol. France, 2e sér, **12,** 1263–1266.

HEBERT E.–DESLONGCHAMPS E. 1860: Mémoire sur les fossiles de Montreuil-Bellay (Maine-et-Loire). — Bull. Soc. Lin. Normandie, 5. 88 p.

JEANNET A. 1951: Stratigraphie und Palaeontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung. — Beitr. geol. Schweiz. Geotechn. Ser., Berne, XIII Lief., Bd 5, 240 p.

LECKENBY J. 1859: On the Kellaway Rock of the Yorkshire Coast. — Quart. J. Geol. Soc. London. **XV,** 4–15.

MALINOWSKA L. 1966: Podstawy stratygrafii dolnego i srodkowego oksfordu pôlnocnej i polnocno-zachodniey Polski. — Kwart. geol. **10,** n° 3, 786–800, Warszawa.

MILLET DE LA TURTAUDIERE 1854: Paléontologie de Maine-et-Loire. — Angers.

OPPEL A. 1858: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwestlichen Deutschlands. — Württ. naturwiss. Jahresh., **XII–XIV,** 847 p.

RASPAIL J. 1901: Contribution à l'étude de la falaise jurassique de Villers-sur-Mer. — Feuille des jeunes Naturalistes, Sér. 3, n° 365, 366, 368.

RUGET-PERROT C. 1961: Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage; Bajocien, Bathonien, Callovien, Oxfordien. — Serv. Géol. Portugal, Mem. 7, nouv. sér., 197., Lisboa.

RUGET-PERROT C.–MOITINHO D'ALMEIDA–TINTANT H. 1961: Ammonites nouvelles du Callovien supérieur du Portugal. — Com. Serv. Geol. Portugal. **XLV,** 177–195, Lisboa.

SPATH L. F. 1927–1933: Revision of the Jurassic cephalopod fauna of Kachh (Cutch.) – Pal. Indica, nouv. sér., **IX,** mém. 2, parts I–VI.

TINTANT H.–LARCHER C. 1955: Nouvelles observations sur l'Oxfordien aux environs de Dijon. — Bull. Sc. de Bourgogne, **XVI,** 165–171.

TINTANT H. 1963: Les Kosmoceratidés du Callovien inférieur et moyen d'Europe occidentale. — Thèse, Publ. Univ. Dijon, **XXIX,** 500 p.

WAAGEN W. 1873–1875: Jurassic fauna of Kutch. The Cephalopoda. — Pal. Indica, **IX,** vol. 1.

WELSCH J. 1903: Étude des terrains du Poitou, dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. — Bull. Soc. Géol. France, 4e sér. **III,** 797–881.

WRIGHT J. K. 1968: The Stratigraphy of the Callovian Rocks between Newtondale and the Scarborough Coast, Yorkshire. — Proc. Geol. Assoc. **79,** part 3,363–399.

ZEISS A. 1956: Hecticoceras und Reineckeia im Mittel- und Ober-Callovien von Blumberg (Südbaden). — Abh. Bay. Akad. Wissensch. Math. Naturw. Klasse, N. F., Heft 80, 101 p.

E. CARIOU

Inst. de Géol., Lab. de Géol. Minéralogie
40, Av. du Recteur-Pineau
86 — Poitiers
France

Manuscrit remis en avril 1969.

L'ÂGE DU BANC À AMMONITES DE VILLÁNY

par

B. GÉCZY

D'après les travaux de LENZ (1872), HOFMANN (1876), PÁLFY (1901) et surtout de TILL (1910–1911) et LÓCZY (1915), le banc de Dogger à Ammonites de Templomhegy de Villány est devenu fameux, étant d'une importance internationale aux points de vue stratigraphique et paléontologique. Du nombre des auteurs de monographes sur cette faune extraordinairement riche en Ammonites, TILL attribua l'âge de cette faune aux *zones à Macrocephalus, Anceps* et *Athleta* du Callovien, mais d'après LÓCZY ne seraient justifiées que les *zones à Macrocephalites et Anceps*. D'après ARKELL (1956, p. 191), la majorité de la faune appartient à la *zone à Anceps*, mais la *zone à Athleta* est aussi représentée. C'est également ARKELL qui attire l'attention sur les formes exclusivement ou principalement bathoniennes de la faune dont il a conclu qu'il avait à faire avec une faune condensée. Selon KASZAP (1959, p. 267), la faune de Villány comprend les *zones à Clydoniceras discus* et à *Clydoniceras hollandae* du Bathonien ainsi que le Callovien, y compris totalité ou part de la *zone à Athleta*. Depuis peu on a suggéré la possibilité que quelques échantillons puissent appartenir au Lias.

Il nous faut resoudre deux questions pour élucider le problème de l'âge:

1. Es-ce que la présence de quelles zones du Dogger peut être justifiée en se basant sur les Ammonites de Villány et comment apprécier les plus anciennes formes?

2. Est-ce que la disposition intraformationelle des Ammonites indique la présence d'une faune mixte ou condensée? En effet, LÓCZY (1915, p. 421) est d'avis que la faune ne serait pas mixte mais disposée en horizons. ARKELL a supposé la condensation de la faune, tandis que VADÁSZ (1953, p. 93) a considéré que la faune était mixte.

Cette question est essentielle pour l'élucidation de l'âge exacte du banc doggérien. En effet, dans le cas d'une faune disposée en horizons ou condensée la formation de la couche embrasse tout l'intervalle de temps représenté par les formes y présentes, tandis que dans le cas d'une faune mixte le dépôt de la couche a eu lieu au moment où vécurent les plus jeunes formes constituant la faune.

Quant à la première question, la collection originale recueillie par TILL et

LÓCZY ne peut guère suffire pour la détermination de l'âge de la faune étant donné le mélange d'éléments étrangers à la faune originale.

C'est aux rechercheurs anglais qu'appartient le mérite d'avoir attiré l'attention à ces éléments étrangers. D'après ARKELL (1956, p. 190), l'espèce *K. globosum* TILL, 1911 est une forme bien singulière entre les trois espèces de *Kosmoceras* décrites à Villány. D'après la lettre obligeante de M. CALLOMON (novembre 1967), *K. globosum* appartient en réalité à l'espèce *Liparoceras (Liparoceras)* cf. *elegans* SPATH, il est donc une forme du Lias moyen au lieu d'être celle du Callovien. Puisque nous n'avons pas encore eu la possibilité d'examiner l'unique échantillon se trouvant au Musée Senckenberg de Francfort la question ne peut être pas décidée sur la base de la composition lithologique de la roche encaissante. D'après M. CALLOMON, *Aspidoceras antiquum* de la faune décrite par LÓCZY est en vérité identique à la forme *Apoderoceras aculeatum* également originaire du Lias moyen; tandis que *Aspidoceras amplexum* est un échantillon juvenil d'*Epideroceras*. Le type d'*amplexum* se trouvant à l'Institut Géologique de Hongrie est un fragment de coquille de faible taille, remplie de calcite, dont l'état de conservation diffère de celle des autres échantillons de Villány. A en juger d'après sa composition lithologique, *antiquum* peut être provenir de la Montagne Villány. On a trouvé en outre quelques échantillons de la collection originale pas encore décrits par les auteurs précédents. dont la composition lithologique également diffère du faciès de Villány et qui appartiennent sans doute au Toarcien *(Pleydellia* sp., *Grammoceras* sp.). Étant donné le manque du Lias à Villány et dans ses environs, il est motivé de regarder ces formes comme des éléments étrangers, en attendant que leur présence a une nouvelle localité de Villány soit prouvée. TILL a acheté cette collection de faune à des ouvriers de la carrière alors encore en exploitation. LÓCZY a utilisé pour ses travaux d'élaboration outre les collections de HOFMANN, HANTKEN, PÁLFY et KORMOS les échantillons récoltés par lui-même ainsi que ceux achetés aux ouvriers. Comme TILL a élaboré ses matériaux à Vienne et LÓCZY l'a fait les siens à Zurich il y avait une double possibilité du mélange de fossils étrangers aux échantillons de Villány.

Quant à la présence des formes du Bathonien supérieur, le problème en est encore plus compliqué. ARKELL (1956, p. 191), en s'appuyant uniquement sur les photographies publiées par LÓCZY, a considéré comme des formes entièrement ou pour la plupart bathoniennes, les espèces suivantes:

Lytoceras adeloides (KUD.) (p. 308)
Phylloceras kudernatschi HAUER (I, 1–2)
Phylloceras hatzegi LÓCZY (I, 3)
Ptychophylloceras flabellatum (NEUM.) (I, 4, II)
Calliphylloceras disputabile (ZIT.) (I, 2, II, 3–5, III, 1)
Prohecticoceras haugi (POP.–HATZEG) (V, 1–2)
Prohecticoceras subpunctatum (SCHLIPPE) (IV, 6–7)
Prohecticoceras angulicostatum (LÓCZY) (V, 4, VI, 1)
Oecotraustes aff. *nodifer* BUCKMAN (III, 8, 9, 19, 20)
Paralcidia mariorae (POP.–HATZEG) (III, 14, 15, IV, 5)
? *Clydoniceras* cf. *tegularum* ARKELL (IV, 3)
Cadomites cf. *extinctus* (QUENST.) (IV, 10)
Tulites (Rugiferites) sp. indet. (IV, 9)
? *Tulites (Rugiferites)* sp. indet. (IV, 8)
? *Wagnericeras banaticum* (KUD.) (X, 8)
Procerites aff. *subprocerus* (BUCK.) (p. 425)

Dans les régions méditerranéennes les Phyllocères et Lytocères ne sont guère utilisables pour servir de repères stratigraphiques à cause de leur persistence. Des 11 espèces suivantes 7 appartiennent au Callovien, 1 provient de terrains étrangers du Bathonien supérieur—Callovien inférieur ?, 2 autres sont vraiment caractéristiques du Bathonien supérieur de l'Europe Occidentale.

L'échantillon – *Prohecticoceras haugi* – décrit par Lóczy diffère, d'après la révision de Hahn (1968, p. 66), des formes bathoniennes, considérer comme appartenant au Callovien. L'*Oekotraustes* aff. *nodifer* n'appartient pas au parentage de l'*Oekotraustes (Oekotraustes) nodifer* du Bajocien supérieur mais, comme Lóczy l'avait bien remarqué, se rattache à la forme décrite par Waagen sous le nom d'*Ammonites conjungens* (T. 20, f. 5). Stephanov (1966, p. 64) classe cette forme au sous-genre *Thraxites* des *Oekotraustes* qui prospérait au Callovien inférieur *(=Oekotraustes (Thraxites) thrax)*. D'après Waagen (1869, p. 232) la forme caractérise *la zone à Macrocephalus*. Comme Collignon (1958, p. 13, f. 68) a décrit cette forme également de la *zone à macrocephalites-triangularis*, la classification de l'échantillon de Villány au Callovien inférieur est motivée. Le type de «*Clydoniceras tegularum*» déposé dans le Muséum de l'Institut Géologique de Hongrie parvient sans doute de la partie supérieure du banc à Ammonites, à en juger d'après la lithologie. La ligne de suture fort découpée élimine le rattachement au genre *Clydoniceras* et confirme la détermination de Lóczy. D'après la révision du tour interne, l'un des deux «*Tulites (Rugiferites) sp.*» (T. 4, f. 9) n'appartient ni aux *Macrocephalites* ni aux *Epimayaites*, mais il constitue un nouveau sous-genre de *Kepplerites* étant donné sa forme carénée à côtes interrompues au sillon externe? Eu égard à ses rapports phylogénétiques nous l'attribuons au Callovien inférieur (cf. Géczy, 1967). L'autre échantillon avec ses côtes serrées et nettes et sa section est à coup sûr un représentant des *Macrocephalites*. «*Wagnericeras banaticum*» peut appartenir, d'après la composition lithologique de l'échantillon, à la partie inférieure du banc mais par sa section ovale et ses côtes serrées il se rattache plutôt aux *Choffatiae* qu'aux *Wagnericeras*. «*Procerites* aff. *subprocerus*» devrait provenir de la partie supérieure du banc à Ammonites d'après la composition lithologique. Il se distingue de *Procerites subprocerus* du Bathonien basal par ses côtes principales toujours fortes (diamètre = 166 mm), des *Procerites* surtout par son ombilic et la découpure moins accentuée des éléments de lobe ombilicaux. L'échantillon de Villány — déformée quelque peu — appartient sans doute à l'affinité des *Kellawaysites* et non pas à celle des *Procerites*.

Le fragment très mal conservé de «*Cadomites* cf. *extinctus*» fut d'après l'etiquette originale récolté par Hantken dans la région de «Villány». La roche encaissante est cependant un calcaire rouge non identifiable ni aux formations y affleurant, ni aux échantillons fournis par les récoltes antérieures. Cet échantillon provenant de l'ammonitico rosso est sans doute un élément étranger.

L'âge de *Paralcidia mariorae* est incertain. Naguère, Wendt (1963, p. 128) a décrit cette forme dans une faune mixte bathonienne-calovienne de Sicile, en l'attribuant, sous réserve, au Bathonien supérieur. D'après la communication verbale de M. le Dr. Patrulius serait possible la pénétration de cette

forme caractéristique du Bathonien jusqu'au Callovien dans la zone de Vadu Crişului. La littérature plus récente considère comme caractéristiques du Bathonien supérieur les espèces *Prohecticoceras subpunctatum* (cf. ZEISS, 1959, p. 103) et surtout *Prohecticoceras angulicostatum* (cf. ELMI, 1967, p. 456). Ces espèces doivent être considérées comme appartenant au Bathonien jusqu'au moment où leur présence dans le Callovien puisse être démontrée. En considération cependant du fait que LÓCZY décrivit 128 espèces et examina 1384 échantillons, les deux formes seules du Bathonien supérieur, représentées par un échantillon chaque, ne justifient pas notre doute concernant l'âge callovien du banc a Ammonites de Villány.

Quant à l'autre question, celle de la disposition des Ammonites selon en horizons, en mélange, ou bien en faune condensée, les collections des récoltes antérieures n'y peuvent donner de réponse. C'est à J. FÜLÖP qu'appartient le mérite d'avoir fait exécuter en 1962 de nouvelles récoltes par des méthodes de prélevement plus modernes de la faune de Templomhegy à l'aide de M. VÍGH, travaux qui poursuivirent le but d'une révision de la faune de Villány. Ces récoltes surpassèrent quantitativement (1597) celle de LÓCZY, mais dans la couche basal d'une importance primordiale pour la solution du problème du Bathonien on n'a pu malheureusement récolter qu'une faune pauvre et en mauvais état de conservation. Jusqu'à la terminaison de la révision de la fauna de Villány on doit se restreindre aux données litho-stratigraphiques à propos des conclusions à tirer sur les processus de sédimentation.

TILL a déjà remarqué en 1906 que le banc à Ammonites n'est pas homogène lithologiquement. RADWANSKY et SZULCZEWSKI l'ont reconnu en 1966 l'importance des *Stromatolites* en tant qu'éléments constituant la roche du banc de Villány et ils ont divisé le banc en trois termes même au point de vue génétique. Le calcaire inférieur, siliceux, rose, à grains manganésifères et oolites ferrugineux, est un dépôt remanié. Les Ammonites ici sont fragmentaires et portent souvent une incrustation stromatolithique. Grâce à la diminution de l'agitation des eaux, s'est formée une couche stromatolithique homogène, continue. C'est lors de la formation de cette couche que la mer était le moins profonde dans la région de Villány. Sur la surface du hardground stromatolithique une grande masse d'Ammonites incrustées s'est accumulée. Puis le récif s'affaissa et les eaux devinrent moins agitées. Les Ammonites de la couche supérieure — caractérisée par *Oxycerites tilli* — gîsent parallèlement au plan de stratification. Il y a une limite distincte entre les couches, la sédimentation périodiquement vite fut interrompue par des lacunes. La condensation est possible dans la couche supérieur, le mélange dans la couche inférieure.

M. VÖRÖS a reconnu en 1967, lors de ses travail de synthèse sur les Gastéropodes et Lamellibranches de Villány, un nouveau affleurement du banc a Ammonites dans la direction des strates du Templomhegy, où les Ammonites du banc callovien se trouvent en grande quantité grâce à des circonstances favorables. On a donc la possibilité d'effectuer l'appréciation chronologique plus précise de la faune par des recherches quantitatives ultérieures, grâce à la connaissance de la répartition verticale exacte des espèces d'Ammonites bathoniennes et calloviennes du domain méditerranéen.

Remarque:

Au cours des travailles de préparation du Colloque au Jurassique des nouvelles affleurements ont été établies à les Mts. Templom et Somsich. Dans ces affleurements M. AGER a collecté des Brachiopods pliensbachiens et M. CALLOMON et M. DONOVAN ont trouvé des Cephalopods carixiens au-dessous le banc callovien pendant l'excursion du Colloque. L'âge des couches sous-jacentes du Callovien se pose dans une nouvelle lumière par cette reconnaissance.

BIBLIOGRAPHIE

ARKELL J. W. 1956: Jurassic Geology of the World. — London.

COLLIGNON M. 1958: Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar. — Tananarive.

ELMI S. 1967: Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. — Doct. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **19.**

GÉCZY B. 1967: Az Ammonoideák törzsfejlődésének vizsgálati módszerei. — Őslényt. Vit. **10.** Budapest.

HAHN W. 1968: Die Oppeliidae Bonarelli und Haploceratidae Zittel (Ammonoidea) des Bathoniums (Brauner Jura) im südwestdeutschen Jura. — Jahresh. geol. Landesamt. Baden-Württemberg, **10.** Freiburg i. B.

HOFMANN K. 1876: Aufnahmsbericht. — Verh. k. k. Geol. Reichsanst. Wien.

KASZAP A. 1959: Dogger rétegek a Villányi-hegységben. — Földt. Közl. **89.** Budapest.

LENZ O. 1872: Aus dem Baranyaer Comitat. — Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., Wien.

LÓCZY L. 1915: Monographie der Villanyer Callovien-Ammoniten. — Geol. Hung. 1. Budapest.

PÁLFY M. 1901: Geológiai jegyzetek néhány dunamenti kőbányáról. — Földt. Közl. **31.** Budapest.

RADWANSKY A.—SZULCZEWSKI M. 1966: Jurassic Stromatolites of the Villány Mountains (Southern Hungary). — Ann. Univ. Sci. Eötvös Sect. Geol. **9.** Budapest.

STEPHANOV V. J. 1966: Oekotraustes Waagen, the Middle Jurassic Ammonite genus. —Trud. Geol. Bolg. Ser. Pal. **8.** Sofia.

TILL A. 1910—1911: Die Ammonitenfauna des Kelloway von Villány (Ungarn). — Beiträg. Paläont. Geol. Öster. Ungarns u. des Orient. **23, 24.** Wien.

VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest.

VÖRÖS A. 1968: Földtani és őslénytani vizsgálatok a Villányi-hegység K-i részén, különös tekintettel a bath/kallovi kagyló és csigafaunára. — ELTE szakdolgozat. Budapest. (Manuscript)

WAAGEN W. 1869: Die Formenreihe des Ammonites subradiatus. — Geogn. Pal. Beiträge **2.** München.

WENDT J. 1963: Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsiziliens. — Boll. Soc. Pal. Ital. 2. Modena.

ZEISS A. 1959: Hecticoceratinae. — Foss. Cat. I/96. Gravenhage.

B. GÉCZY

Inst. de Paléontologie de l'Université
Kun B.-tér 2.
Budapest, VIII.
Hongrie

LES INFLUENCES MÉSOGÉENNES DANS LE JURASSIQUE MOYEN DU SUD-EST DE LA FRANCE, COMPARAISON AVEC L'OUEST ALGÉRIEN

par

S. Elmi

Les listes de faunes publiées dans des études portant sur les bordures orientales du Massif Central français, sur la Provence et sur les chaînes subalpines ont depuis longtemps mis en évidence le fait que le Sud Est de la France a constitué, au cours du Jurassique, une région de transition entre le domaine franchement mésogéen et le bassin de l'Europe du NW.

Ce caractère «mixte» fut revélé essentiellement par des observations descriptives. Ce n'est cependant pas suffisant pour replacer la région dans le cadre mésogéen. Ainsi, à de nombreuses époques, les faunes étaient qualitativement semblables dans le Sud Est et le Centre Ouest.

Des études récentes (J. Mattei, 1966; B. Ziegler, 1966; B. Géczy, 1966; J. Revert, 1969) ont montré l'interêt de compléter les connaissances qualitatives par des analyses quantitatives. La présente étude est une première tentative pour retracer l'histoire des peuplements d'ammonites dans le Jurassique moyen de la Mésogée. Elle est le résultat de collectes effectuées depuis près de dix ans et qui ont fourni près de 7000 specimens répondant aux critères definis ci-dessous.

A cette occasion, je tiens à remercier pour leur aide MM. R. Mouterde, R. Enay et C. Mangold (Lyon), J. Mattei (Montpellier), H. Tintant (Dijon), J. Gabilly et E. Cariou (Poitiers), O. Merabet (Alger), M. Benest et C. Dubel (Oran).

Méthodes d'études

Les gisements ont été choisis de manière à fournir un matériel relativement homogène. Les fossiles repertoirés ici proviennent d'épaisses formations marneuses, à l'exception de ceux récoltés dans le Bajocien supérieur de la route d'Auriolles. De cette façon, les ensembles fossilifères peuvent être comparés en éliminant deux importantes sources d'erreur dues à d'eventuelles différences dans l'écologie (cf. B. Ziegler, 1967) et dans la sédimentation (cf. J. Mattei, 1966).

Mais les récoltes, même abondantes, ne permettent pas d'obtenir aisé-

ment ce que J. MATTEI (1966, p. 918) a appelé «l'équilibre statistique des populations» composantes. Malgré le grand nombre d'échantillons récoltés, on note souvent de grandes variations dans les prélèvements successifs. Ces différences sont dues à plusieurs facteurs, les plus importants étant l'état de lessivage du gisement et les variations locales du milieu de fossilisation (J. REVERT, 1969).

Il est intéressant, à ce propos, de noter que les résultats obtenus à partir d'effectifs relativement limités (moins de 50 exemplaires) montrent une exagération des extrêmes, éléments dominants ou composants fortuits ou accidentels. C'est ce que montrent les pourcentages mis on évidence dans des récoltes successives (Ardèche, Monts de Tlemcen).

La multiplication des échantillonnages dans des gisements voisins ou l'étalement sur plusieurs années permettent de réduire les causes d'erreurs. Il faut cependant se garder de considérer les associations ainsi définies comme les reflets exacts de véritables biocénoses. Elles permettent seulement de comparer des pourcentages homogènes.

Par ailleurs, la présente étude porte uniquement sur des proportions calculées d'après le nombre d'individus rapportés à des familles ou à des genres et non à des espèces. Il paraît extrêmement difficile de tirer des conclusions valables à partir de comparaisons portant sur le nombre relatif d'espèces. En effet, l'acception des taxons et le concept spécifique lui-même, sont en pleine évolution. Les déterminations n'auront pas le même signification suivant les groupes et les conceptions du dernier réviseur.

Enfin, touts les éléments déterminables au niveau du genre et de la sous-famille ont été utilisés, même s'ils ne pouvaient être rapportés à une espèce. En effet, s'il est aisé de reconnaître des formes comme *Hemigarantia julii* (D'ORB.) ou *Epistrenoceras histricoides* (ROLL.) sur de petits fragments, il n'en est pas de même pour la plupart des petits nucléus d'*Oppelidés* et de *Perisphinctaceae*. Ne pas tenir compte de ces éléments aurait donné des résultats sans signification réelle.

Étude de quelques gisements

Les ensembles fossilifères décrits ici correspondent à des «peuplements» provenant de «gisements» selon la terminologie établie par J. MATTEI (1966, p. 918). Les «gites», définis par cet auteur, ne se sont pas révélés suffisamment riches. Dans les marnes, l'abondance apparente est souvent due à la concentration des fossiles en quelques points privilégiés, par suite de l'action des agents météoriques.

Dans tous les gisements marneux, la faune accompagnant le peuplement d'ammonites est assez rare; elle dépasse rarement 10 à 20% de l'association brute, exception faite des posidonomyes — *Bositra buchi* (ROEM.) — qui sont en réalité l'élément dominant; mais leur mode de conservation empêche les dénombrements exacts.

BAJOCIEN SUPÉRIEUR

Deux régions ont été étudiées: le secteur de Vesseaux (Ardéche; France) et les environs du barrage des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen, Algerie). Dans le premier cas, le gisement est une «lentille» de calcaire brèchique (cf. S. ELMI, 1967, p. 146. n° 88). Ce niveau a été presque complètement exploité et la faune dénombrée correspond à la quasi-totalité de l'association fossile.

1. *Gisement d'Auriolles*

L'association dominante est celle de *Strenoceras subfurcatum* (ZIET.) et de *Garantiana baculata* (QUENST.). Malgré la condensation, on peut considérer qu'il s'agit de la partie élevée de la zone à *Subfurcatum* (sous-zone à *Baculata* et peut-être sous-zone à *Schroederi:* cf. G. WESTERMANN, 1967, G. PAVIA et C. STURANI, 1968).

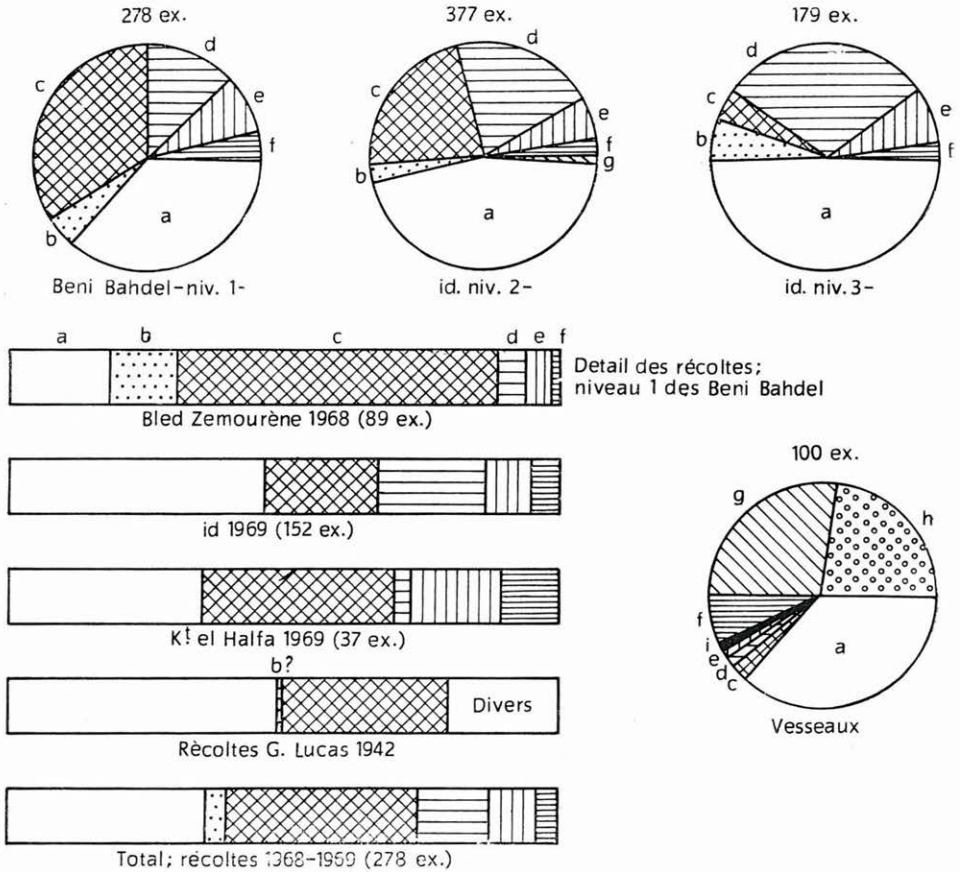


Fig. 1. Bajocien supérieur. Comparaison des peuplement étudiés

a) *Phylloceratinae;* b) *Nannolytoceras;* c) *Spiroceras;* d) *Oppeliidae* et *Strigoceratidae;* e) *Stephanocerataceae;* f) *Leptosphinctinae;* g) *Strenoceras;* h) *Garantiana;* i) *Poecilomorphus*

Cent ammonites ont été récoltées en 1960. Elles se répartissent ainsi (fig. 1): *Phylloceratinae:* 37 %; *Lytoceras* s. l.; 0 %, *Spiroceras:* 3 %; *Cadomites:* 1 %; *Leptosphinctinae:* 7 %; *Strenoceras:* 27 %; *Garantiana:* 23 %; *Oppeliidae:* 0 %; *Strigoceras:* 1 %; *Poecilomorphus:* 1 %.

La physionomie du gisement est donnée par l'abondance de trois ensembles «caractéristiques»* *(Phylloceratidae, Strenoceras* et *Garantiana)* constituant 87 % de l'ensemble. Les *Leptosphinctinae* forment un groupe «accompagnant». Les autres groupes d'ammonites sont représentés par des exemplaires uniques ou rares. A l'exception de *Poecilomorphus*, il ne s'agit pas de présences accidentelles puisqu'on les retrouve dans la plupart des gisements ardèchois (cf. S. ELMI, 1967, p. 250). Ce sont des «formes accessoires» qui participent à la définition du peuplement.

Un autre élément accessoire intéressant se place au niveau spécifique, il s'agit de *Partschiceras viator* (D'ORB.), *Phylloceratinae* que l'on retrouve dans tous les gisements ardèchois.

La faune associée est riche. Elle contient de nombreux *brachiopodes*, fossiles qui sont presque totalement absents dans les formations marneuses qui sont étudiées ci-après.

2. *Gisements de la région de Tlemcen* (tab. 1 et fig. 1)

Le Bajocien supérieur des environs du lac artificiel des Beni-Bahdel au SW de Tlemcen a été bien décrit par G. LUCAS (1942, 1952) qui attira l'attention sur les pourcentages de peuplement: ses conclusion furent utilisées par W. J. ARKELL (1956, p. 278).

De récentes récoltes m'ont permis de préciser les résultats de G. LUCAS. Les gisements se situent sur la retombée septentrionale du Koudiat-el-Halfa et dans la partie occidentale du Bled Zémourène. Le Koudiat Khalfallah (G. LUCAS, p. 266) ne m'a pas encore donné de faune abondante.

Au point de vue lithologique, il s'agit de marnes admettant quelques niveaux plus compacts, ce qui leur confère une grande ressemblance avec les couches de Plat Redon (Bathonien supérieur) et celle de Naves (Callovien inférieur) de l'Ardèche, ainsi que l'avait judicieusement noté G. LUCAS (1942, p. 266): «... les affleurements ... rappellent ceux des marnes à ammonites pyriteuses du Jurassique de l'Ardèche ...»

Le plus riche gisement se trouve à l'Est du Bled Zémourène près de Tléta, à proximité du chemin goudronné qui mène au Khemis et du carrefour de ce dernier avec la route Maghnia—Sebdou. Trois niveaux distincts ont pu être séparés:

- Niveau 1: partie inférieure, sur 5 m;
- Niveau 2: partie plus calcaire, entre 5 et 7 m au-dessus de la base;
- Niveau 3: visible sur 5 m.

La partie supérieure de l'affleurement montre des passées de couleur lie-de-vin. Au-dessus, les marnes se poursuivent sur plusieurs dizaines de mètres mais elles sont mal exposées.

Les résultats obtenus sont résumés sur la tabelle 1. Ils doivent être complétés par la récolte effectuée au Koudiat-el-Halfa en 1969. L'effectif global est peu nombreux (37 ex.) mais c'est un ensemble très homogène, ré-

Tabelle 1

Nombres et pourcentages des peuplements d'Ammonoïdea dans les trois niveaux du Bled Zémourène (Monts de Tlemcen: Bajocien supérieur)

	Niveau 1			Niveau 2			Niveau 3
	1968	1969	Total	1968	1969	Total	1969
Phylloceratidae	16 (17,9 %)	71 (46,6 %)	87 (36,1 %)	20 (66,6 %)	156 (44,9 %)	176 (46,6 %)	89 (49,7 %)
Nannolytoceras	11 (12,3 %)	0	11 (4,5 %)	1 (3,3 %)	8 (2,3 %)	9 (2,3 %)	10 (5,5 %)
Spiroceras s. l.	52 (58,3 %)	31 (20,4 %)	83 (34,4 %)	4 (13,4 %)	80 (23 %)	84 (22,2 %)	7 (3,9 %)
Oppeliidae Strigoceratidae	5 (5,5 %)	30 (19,7 %)	35 (14,5 %)	1 (3,3 %)	78 (22,4 %)	79 (20,9 %)	55 (30,7 %)
Cadomites Sphaeroceras	4 (4,4 %)	13 (8,5 %)	17 (7 %)	3 (10 %)	15 (4,3 %)	18 (4,7 %)	13 (7,2 %)
Leptosphinctinae	1 (1,1 %)	7 (4,6 %)	8 (3,3 %)	0 —	10 (2,8 %)	10 (2,6 %)	5 (2,8 %)
Strenoceras	0 —	0 —	0 —	1 (3,3 %)	0 —	1 (0,3 %)	0 —
Effectif de chaque récolte	89	152	241	30	347	377	179

colté sur environ 2 m d'épaisseur, 10 m au-dessus de la base des marnes bajociennes: *Phylloceratinae:* 13 (35,1 %); *Lytoceras* s. l.: 0; *Spiroceras:* 13 (35,1%); *Oppeliidae:* 1 (2,7 %); *Stephanoceratidae* et *Sphaeroceras:* 6 (16,3 %); *Leptosphinctinae:* 4 (10,8 %). Ces valeurs diffèrent peu de celles données par G. LUCAS (1942, p. 268) pour le même secteur: 39 % de *Phylloceratinae* et 39 % de *Spiroceras* pour un effectif de 60 ammonites. Au point de vue biostratigraphique, le gisement du Koudiat-el-Halfa est à placer dans le même horizon que le niveau 1 du Bled Zémourène, caractérisé par la grande abondance des *Spiroceras*, la présence des *Sphaeroceras*, la survivance des *Teloceras—Stemmatoceras* et par le petit nombre d'*Oppeliidae*.

Pour le niveau 1, l'ensemble des gisements exploités près des Beni-Bahdel donne le peuplement suivant (effectif total: 278): *Phylloceratinae:* 100 (35,8 %); *Nannolytoceras pygmaeum* (D'ORB.): 11 (3,9 %); *Spiroceras:* 96 (34,5 %); *Oppeliidae* et *Strigoceratidae:* 36 (12,9 %); *Stephanoceratidae* et *Sphaeroceras:* 23 (8,2 %); *Leptosphinctinae:* 12 (4,3 %).

* * *

Dans les trois niveaux, on note deux éléments caractéristiques; l'un est constant, il s'agit des *Phylloceratinae* (de 35 a 50 %); le second varie suivant la position stratigraphique. Dans le niveau 1, ce sont les *Spiroceras* (plus de 34 %) qui dominent. Dans le niveau 3, le deuxième peuplement caractéristique est représenté par les *Oppeliidae* (près de 31 %). Le niveau 2 montre une composition intermédiaire avec 22 % de *Spiroceras* et 20,9 % d'*Oppeliidae*.

Ces différences sont dues à une évolution des peuplements au cours du temps et revêtent un important interêt biostratigraphique. Malgré l'extrême rareté des *Strenoceras*, l'ensemble étudié appartien à la *zone à Subfurcatum* dont la base est caractérisée par la présence des *Leptosphinctinae* (G. PAVIA et C. STURANI, 1968, p. 313).

— Le niveau i n f é r i e u r (niveau 1) montre, aux Beni Bahdel, l'association suivante: *Leptosphinctinae*, *Spiroceras* sp., *Oppelia* gr. *subradiata* (SOW.), *Oecotraustes* gr. *genicularis* (WAAG.). L'élément le plus typique est représenté par les *Stephanocerataceae* avec la coexistence *Cadomites—Sphaeroceras—Teloceras**. En ce qui concerne les peuplements, le niveau 1 est caracterisé par la grande abondance des *Spiroceras* et la relative rareté des *Oppeliidae*. On peut le rapporter à la *sous-zone à Aplous*, nouvellement reconnue par G. PAVIA et C. STURANI.

— Le niveau m o y e n (niveau 2) montre la disparition (locale?) des *Sphaeroceras* et l'augmentation du peuplement d'*Oppeliidae*. Le nombre des déroulés commence à diminuer.

— Le niveau s u p é r i e u r (niveau 3) se caractérise par la grande abondance des *Oppeliidae* qui, quantitativement, remplacent les *Spiroceras*.

Les niveaux 2 et 3 doivent être rapportés à la *sous-zone à Phaulus* (C.

* G. LUCAS (1942) et W. J. ARKELL (1956) ont déjà signalé la persistance des *Teloceras* à la base du Bajocien supérieur oranais. Cette constatation vient d'être confirmée par G. PAVIA (annonce d'une note présentée à la Société Géologique d'Italie — Mars 1969).

WESTERMANN, 1967; G. PAVIA et C. STURANI, 1968). On note l'apparation timide des *Strenoceras* (un seul exemplaire sur un effectif total de 556 spécimens).

3. *Comparaisons*

Les *Phylloceratinae* forment l'élément dominant aussi bien dans les faciès grossiers de l'Ardèche que dans les sédiments fins de l'Ouest algérien. Il en est de même dans les chaînes subalpines (G. PAVIA et C. STURANI 1968, p. 316).

On ne peut tirer de conclusions de la disparité des peuplements de *Strenoceras—Garantiana:* les faciès ne sont pas semblables et la position stratigraphique est légèrement différente. Plus significative est la divergence relative des *Oppeliidae*, rares en Ardèche. Il semble que, pendant le Bajocien supérieur, les bordures ardèchoises du Massif Central ainsi que le Sud-Est de la France, au Sud de Lyon, faisaient partie de la Mésogée dont ils formaient la lisière septentrionale.

BATHONIEN SUPÉRIEUR (ZONE À RETROCOSTATUM)

1. *Gisement de Saint-Marc (environs d'Aix-en-Provence)*

Un seul échantillonnage a été réalisé en 1965 à la base de l'affleurement (sous-zone à *Histricoides*). L'abondance de la récolte (609 ex.) permet de considérer que les causes d'erreur sont faibles. Les peuplements se répartissent ainsi: *Phylloceratidae:* 415 (68 %); *Lytoceras:* 0; *Parapatoceras:* 3 (env. 0,5 %); *Oppeliidae:* 100 (16,4 %); *Pseudoperisphinctinae:* 72 (11,8 %), *Hemigarantia:* 0; *Epistrenoceras:* 14 (2,3 %); *Stephanoceras:* 5 (moins de 1 %).

Le caractère essentiel est la présence massive des *Phylloceratidés* dont le pourcentage dépasse nettement ce qui avait été noté dans le Bajocien supérieur. *Oppeliidés* et *Pseudoperisphinctinés* forment les groupes accompagnants très caractéristiques au point de vue stratigraphique, les *Epistrenoceras* sont relativement rares. Les *Stephanoceratidés* comprennent surtout des nucléus de *Polyplectites*.

2. *Gisements de la région de Vesseaux (Ardèche)*

a) *Sous-zone à Julii.* Au Fesc (S. ELMI, 1967, p. 342, n° 39-1-m), le sommet des couches de la Clapouze livre de nombreux échantillons pyriteux ou limoniteux. Je retiens seulement deux récoltes (1960 et 1964), les autres ne répondant pas aux critères de fiabilité.

Les premiers nombres et pourcentages se rapportent à la collecte de 1960 (31 ex.), les seconds à celle de 1964 (131 ex.); les troisièmes correspondent au total (162 ex.); *Phylloceratinae:* 3 (9,6 %)—22 (16,8 %)—25 (15,4 %); *Lytoceras:* 0—1 (0,7 %)—1 (0,5 %); *Parapatoceras:* 0—9 (6,5 %)—9 (5,5 %); *Oppeliidae:* 3 (9,6 %)—8 (6,1 %)—11 (6,7 %); *Pseudoperisphinctinae:* 0—4 (2,4 %); —4 (2,4 %); *Hemigarantia:* 24 (77,4 %)—86 (65,6 %)—110 (67,9 %); *Epistrenoceras:* 1 (3,2 %)—1 (0,7 %)—2 (1,2 %). J'ai déjà indiqué (1967) que la présence des *Epistrenoceras* était peut-être accidentelle, due au ruissellement.

Ce gisement se distingue par la faible pourcentage des *Phylloceratidés*. Cependant, si l'on ne tient pas compte des *Hemigarantia* qui pullulent, *Phylloceratinés* et *Oppeliinés* conservent leur caractère dominant.

Tabelle 2

Nombre et pourcentages des peuplement d'Ammonoidea dans les différents gisements de la sous-zone à Histricoides. Couches de Plat Redon—Région de Vesseaux

	GETTE			PLAT REDON	RÉGION DE VESSEAUX
	Partie inf. 1963—1964	Partie sup. 1963	Total	1960—1964	Total*
Phylloceratidae	34 (53,1 %)	37 (68,5 %)	71 (60,1 %)	236 (62,3 %)	313 (60,1 %)
Lytoceras	0	0	0	0	0
Parapatoceras	10 (15,6 %)	4 (7,4 %)	14 (11,8 %)	29 (7,6 %)	52 (10 %)
Oppeliidae	13 (20,3 %)	3 (5,5 %)	16 (13,5 %)	43 (11,4 %)	61 (12 %)
Pseudoperisphinctinae	3 (4,6 %)	5 (9 %)	8 (6,7 %)	46 (12,2 %)	57 (11 %)
Hemigarantia	2 (3 %)	1 (1,8 %)	3 (2,5 %)	4 (1 %)	10 (1,9 %)
Epistrenoceras	2 (3 %)	2 (3,7 %)	4 (3,3 %)	15 (3,9 %)	19 (3,6 %)
Tulitidae	0	1 (1,8 %)	1 (0,8 %)	0	2 (0,5 %)
Micromphalites	0	1 (1,8 %)	1 (0,8 %)	4 (1 %)	6 (1,1 %)
Effectif de chaque récolte	64	54	118	377	520

* Y compris le gisement du Fesc.

b) *Sous-zone à Histricoides.* Les peuplements relatifs établis ici sont valables seulement pour les marnes de Plat Redon car dans les niveaux plus calcaires les *Phylloceras* jouent un rôle moins important alors que les *Epistrenoceras* sont plus abondants.

Les résultats (tabelle 2) montrent que l'association fossile possède les caractères dominants déjà établis à Saint-Marc. C'est parmi les composants accessoires ou accidentels que l'on trouve les éléments les plus intéressants *(Tulitidae* et *Micromphalites)* alors que l'on note l'absence des *Polyplectites.*

* * *

Les gisements d'âge Bathonien supérieur du SE de la France montrent une faune essentiellement mésogéenne contenant très peu d'éléments nordiques. A cette époque: la région se trouvait incluse dans la Mésogée.

CALLOVIEN INFÉRIEUR (ARDÈCHE)

Les gisements ont été choisis parmi les affleurements des couches de Naves (partie inférieure de la *zone à Koenigi;* cf. S. ELMI 1967, p. 425) qui ne sont pas régulièrement dépouillés par les collectionneurs.

Le secteur le plus riche est celui de Barrot où deux affleurements (n° 1 et 2), distants d'une vingtaine de mètres, ont été exploités à la partie inférieure

de la formation. Dans la partie supérieure, une récolte (1963) s'est révelée assez abondante.

D'après les pourcentages successivement obtenus (tab. 3), l'équilibre statistique n'est pas parfait malgré le nombre considérable de spécimens (1833). Cependant, les décalages ne sont guère importants: le cumul des récoltes dans les affleurements n° 1 et 2 donne une physionomie semblable à celle des peuplements reconnus dans les gisements voisons du Devès et des Avelas. Le groupe dominant est celui des *Oppeliidae;* les *Phylloceratidés* jouent un rôle plus effacé qu'au cours du Bathonien; les *Pseudoperisphinctinés* conservent leur importance.

Parmi les groupes accessoires, *Tulitidés* (2,4 %) et *Macrocephalitidés* (3,3 %) sont peu abondants mais leur présence est constante. Il en est de même pour les *Reinckeiidés* (0,5 %), et les *Proplanulitidés* (0,5 %). La rareté des *Reineckeia* s. l. vient de ce que ce «genre» apparaît alors; il deviendra ensuite un élément prépondérant, voire dominant, des faunes ardèchoises (couches des Assions, par ex.). Le très faible nombre des *Proplanulites*, alors à leur apogée, doit être expliqué d'une toute autre façon; ce groupe essentiellement nordique se trouvait à l'extrémité méridionale de son aire de répartition.

* * *

Les résultats obtenus à Barrot trouvent une confirmation au Devès (S. Elmi, 1967, p. 374) et aux Avelas (id., p. 404). Au Devès, j'ai recolte un des deux seuls *Torricellites* connus en Vivarais. La présence des *Kosmoceratidés* deviendra plus constant à la fin du Callovien inférieur *(sous-zone à Posterium)* et pendant le Callovien moyen. Cet élargissement vers le Sud de l'aire de répartition des *Kosmoceratidés* doit être comparé avec la montée vers le Nord de plusieurs groupes d'*Oppeliidés* (*Lunuloceras* et *Putealiceras* surtout). Les communications Mésogée-Europe du NW devenaient plus faciles pendant le Callovien moyen.

* * *

Donc, pendant le Callovien inférieur, le domaine vivarois et cévenol faisait partie de la province faunique mésogéenne; il en était probablement de même pour tout le Sud-Est. Les associations de faunes nordiques et méditerranéennes correspondent à de timides migrations de rares éléments venant du NW.

L'étude du gisement de Barbeirol (S. Elmi, 1967, p. 316), séparé des affleurements précédents par un relief paléogéographique majeur (le «seuil de l'Escrinet»), montre que les peuplements varient très vite vers le Nord. Une récolte (1965) regroupant le matériel de deux affleurements voisins, a donné les résultats suivants: effectif global: 485 ex.; *Phylloceratidae:* 127 (26 %); *Lytoceras:* 0; *Parapatoceras:* 12 (2,5 %); *Oppeliidae:* 136 (28 %); *Pseudoperisphinctinae:* 164 (33,8 %); *Proplanulitidae:* 11 (2,3 %); *Tulitidae:* 16 (3,3 %); *Macrocephalitidae:* 19 (3,9 %).

On remarque que les *Oppeliidés* diminuent alors que les *Phylloceratinés* restent relativement stables et qu'il y a un léger accroissement du nombre des *Proplanulites.*

Tabelle 3

Nombres et pourcentages des peuplement d'Ammonoïdea dans les couches de Naves (sous-zone à Koenigi) (Ardèche méridionale)

	BARROT (part. inf.)				BARROT (part. sup.)	LE DEVES	LES AVELAS
	№ 1 (1963)	№ 2 (1963)	1965	Total	1963	1963	1965
Phylloceratinae	161 (20,6 %)	100 (33,3 %)	85 (18,4 %)	346 (25,7 %)	61 (20,9 %)	350 (19,5 %)	61 (20 %)
Lytoceras	0 —	1 (0,3 %)	1 (0,2 %)	2 (0,1 %)	1 (0,3 %)	3 (0,2 %)	0 —
Parapatoceras	10 (1,3 %)	18 (6 %)	11 (2,4 %)	39 (2,5 %)	2 (0,6 %)	13 (0,7 %)	8 (2,6 %)
Oppeliidae	476 (61 %)	104 (34,6 %)	198 (42,9 %)	778 (50,4 %)	134 (46 %)	1200 (67 %)	180 (59,2 %)
Plycticeras	1 (0,1 %)	1 (0,3 %)	1 (0,2 %)	3 (0,2 %)	1 (0,3 %)	5 (0,3 %)	0 —
Pseudoperisphinctinae	99 (12,6 %)	53 (17,4 %)	116 (25 %)	268 (17,3 %)	62 (21,2 %)	73 (4 %)	43 (14,1 %)
Reineckeiidae	5 (0,6 %)	2 (0,6 %)	1 (0,2 %)	8 (0,5 %)	0 —	1 (0,05 %)	1 (0,3 %)
Proplanulites	5 (0,6 %)	1 (0,3 %)	3 (0,7 %)	9 (0,5 %)	1 (0,3 %)	6 (0,3 %)	0 —
Tulitidae	9 (1,2 %)	8 (2,7 %)	20 (4,3 %)	37 (2,4 %)	9 (3 %)	97 (5,4 %)	8 (2,6 %)
Macrocephalitidae	14 (1,8 %)	13 (4,3 %)	25 (5,4 %)	52 (3,3 %)	20 (6,8 %)	41 (2,3 %)	4 (1,3 %)
Lissoceras	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —	1 (0,05 %)	0 —
Effectif de chaque récolte	780	301	461	1542	291	1352	304

Conclusion

La présente étude montre que les *Phylloceratidés* fournissent l'élément de base de la faune mésogéenne pendant le Bajocien-Callovien mais que l'ensemble le plus caractéristique et le plus sensible est celui des *Oppeliidés*. La même constatation ressort aussi des travaux de B. Ziegler (1966). Les provinces fauniques sont très nettement marquées et les pourcentages illustrent la séparation entre province mésogéenne et domaine de l'Europe moyenne. En ce qui concerne les ammonites, la limite reste floue mais elle se situait dans le Jura méridional et se prolongeait en Souabe.

Pendant cette période, le Sud-Est de la France (bordures du Massif Central, chaînes subalpines, Provence) possèdait une faune essentiellement mésogéenne tant par la composition que par les caractères quantitatifs des peuplements. Les espèces typiques de l'Europe du NW sont toujours en petit nombre.

BIBLIOGRAPHIE

Arkell W. J. 1956: Jurassic geology of the world. — Oliver and Boyd éd., Edinbourgh et Londres, **XV**, 806 p.

Elmi S. 1967: Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. — Doc. Lab. Fac. Sc. Lyon, n° 19, fasc. 1–3, 845 p.

Géczy B. 1966: Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie. Part I. — Geol. Hungarica, ser. paleont., Budapest, fasc. 84, 276 p.

Lucas G., 1942: Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. — Bull. Serv. Geol. Algérie, 2° sér., n° 16, 539 p.

Lucas G., 1952: Bordure Nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. — XIX^{e} Cong. Géol. intern., Alger, Monogr. rég., 1ère série, n° 21, 139 p.

Mattei J. 1966: Méthode de corrélation biostratigraphique d'après des analyses d'associations de faunes d'invertébrés du Lias moyen et supérieur des Causses (Massif Central français) — C.R. Soc. suisse Geol., Ecl. Geol. Helvetiae, **59**, 916–925.

Pavia G.–Sturani C. 1968: Étude biostratigraphique du Bajocien des Chaînes Subalpines aux environs de Digne (Basses Alpes). — Boll. Soc. geol. Italia. **87**, 305–316.

Revert J. 1969: Les Brachipodes de quelques gisements du Lias moyen des Causses. — Thèse spécialité, Lyon, n° 391, 145 p.

Westermann G. 1967: Lexique stratigraphique international. Vol. I. Europe. Fasc. 5 f2. Allemagne. Jurassique moyen. — Centre nat. Rech. scient., Paris, 197 p.

Serge Elmi

Faculté des Sciences d'Oran et Centre
de Paléontologie stratigraphique associé au C.N.R.S.
Lyon
France

EXAMEN QUANTITATIF DES AMMONOÏDES LIASIQUES DE LA MONTAGNE BAKONY

par

B. Géczy

Le Jurassique de la Montagne centrale de Hongrie était d'un caractère pélagique pendant toute la durée de cette période, étant représenté par des dépôts chimiques peu épais, constitués par des calcaires et silex dépourvus entièrement de matériaux terrigènes. Le Jurassique de la Montagne centrale est marqué, en outre de ces caractères fondamentaux, par la grande diversité des biofaciès. Il est bien difficile d'y trouver deux coupes constituées par des séries identiques. Pour élucider davantage les liaisons des faciès j'ai commencé les recherches des Ammonites sur une aire réduite, en choisissant une coupe de repère caractérisée par une série relativement continue ainsi que par une riche faune d'Ammonites observable dans toutes les couches; coupe qui pourrait servir de terme de comparaison pour les recherches d'autres régions à étudier. L'échantillonage exigea un travail minutieux selon des principes uniformes pour l'obtention d'une base réelle pour les corrélations avec d'autres coupes géologiques. L'échantillonage fut exécuté lit par lit en fonction de la richesse de la faune sur des superficies de 2 à 6 m^2. C'est à J. Konda, spécialiste réputé des formations jurassiques de la Montagne Bakony qui appartient le mérite du jalonnement précis des coupes. L'aide financière nécessaire pour l'échantillonage a été offerte par J. Fülöp, directeur complaisant de l'Institut Géologique de Hongrie. Les analyses géochimiques, sédimentologiques et faciologiques des coupes échantillonées détaillées ont été faites par J. Konda. L'échântillonage même fut conduit par L. Kocsis avec le soin qu'on lui connaît.

J. Konda a mis à découvert jusqu'à présent 11 coupes pour faciliter la connaissance plus précise des formations liasiques de la Montagne Bakony, dont l'élaboration des coupes de Csernye, Úrkút et Kericser est déjà achevée, tandis que celle des autres coupes est encore en train de réalisation.

Quant à la méthode de l'élaboration, j'ai établi une fiche pour chaque couche. Sur les fiches on a enregistré les données lithologiques, les puissances des couches, la grandeur de la surface échantillonée ainsi que les conditions de fossilisation, de paléoécologie, biostratinomie et de microfaciès. La fiche contient la liste complète de la faune, avec indication du nombre des échan-

tillons par espèce et du pourcentage des échantillons par genre. A cause des différentes puissances des couches, en déterminant la densité de la faune j'ai réduit le nombre des échantillons par rapport à une puissance moyenne de 10 cm, respectivement à une superficie moyenne de 1 m^2. J'ai exprimé la teneur en Ammonites des zones respectives en m^3, en faisant la somme des résultats obtenus par coupes particulières j'ai figuré graphiquement les fréquences des fossiles et les changements de la composition de la faune, en indiquant pour chaque coupe la colonne stratigraphique réduite à 10 cm ainsi que la quantité effective de la faune et celle exprimé en pourcentages. J'ai commencé l'analyse par l'examen de deux coupes dans la ravine Tűzkövesárok de Csernye, bien mises à découvert (GÉCZY, 1967) dans la partie septentrionale de la Montagne Bakony. D'après cet examen les dépôts des trois étages (Toarcien, Aalénien et Bajocien) appartenant au faciès marneux de l'ammonitico rosso s'amincissent sur une distance courte. Cet amincissement n'est pas une phénomène post-dépositionnel mais il est dû aux conditions particulières de la sédimentation qui était lente, éphémère et épisodique, tandis que le cadre paléocéanographique même restait, pour l'essentiel, longtemps inchangé.

En partant des résultats obtenus à Csernye, en 1967 j'ai continué les recherche biostratigraphiques à Úrkút (GÉCZY, 1968). Le village Úrkút se trouve à 40 km de Csernye. Au point de vue de la sédimentation il y a une différence fondamentale entre les deux coupes en ce qui concerne la partie basale du Toarcien. Tandis qu'à Csernye la *zone à semicostatum* est représentée par une lacune de sédimentation, à Úrkút elle se présente sous forme de minérai de manganèse carbonaté. A Úrkút le carbonat de manganèse est suivi par des marnes gris verdâtres de 5 m de puissance, à Ammonites, qui contiennent une faune caractéristique du Toarcien inférieur et moyen *(zones de falciferum à thouarsense)*. Cette faune est intéressante par le manque presque complet de caractères communs avec la faune d'Ammonites isochrone mais d'un faciès différent (une ammonitico rosso marneux) de Csernye. Parmi les 49 décrites à Úrkút et les 71 décrites à Csernye il n'y a que 10 espèces communes, ce qui ne fait que 20 % de la faune d'Úrkút. A Úrkút le Toarcien supérieur est représenté par le même faciès qu'à Csernye. La faune de l'ammonitico rosso marneux est entièrement équilibrée tant qualitativement que quantitativement. Toutes les 36 espèces d'Ammonites décrites à Úrkút ont été rétrouvées à Csernye (100 %). A Csernye, 1 m^3 de marne contenait 126,6 échantillons, dans la coupe B peu puissante à Úrkút la quantité correspondante était celle de 124,7 échantillons. De cette concordance on peut conclure à l'identité de la densité primaire de la faune ainsi qu'à la composition identique des faunes pélagiques, de même qu'à l'identité des conditions de fossilisation sur un vaste territoire.

Les pourcentages des *Phylloceratacea* et *Lytoceratacea*, indices caractéristiques des conditions bathymétriques, sont aussi conformes dans les couches du Toarcien supérieur *(zone levesquei)* des deux localités (78,9 % à Csernye, 72 % à Úrkút). Il est intéressant que les Phyllocères et Lytocères dans les deux coupes deviennent exclusifs là oû le faciès à ammonitico rosso passe graduellement, avec l'apparition de nodules de silex, à des radiolarites. A Úrkút ce phénomène se produisit déjà à la limite des étages Toarcien et Aalénien, tandis qu'à Csernye il n'est survenu que plus tard, au Bajocien supérieur.

Comme la radiolarite est sans doute un faciès plus profond que ne l'est l'ammonitico rosso marneux, l'approfondissement de la mer a commencé plus tôt à Úrkút qu'à Csernye. Dans une zone peu étendue le paléorelief sousmarin peut être donc constant, ou bien il peut varier dans la suite des temps. Pour la détermination du dynamisme de ces changements, on peut utiliser l'analyse quantitative de la faune, hors les études qualitatives.

Ces résultats ont été supportés par les observations concernant la liaison de l'ammonitico rosso marneux avec les dépôts des eaux relativement peu profondes. Le mur de l'ammonitico rosso marneux est représenté à Csernye par un ammonitico rosso calcaire appartenant au Pliensbachien. La densité de faune du calcaire est relativement réduite (41 échantillons par 1 m^3) ; la quantité des *Phylloceratacea* (42,2 %) et celle des *Lytoceratacea* (5,3 %) du calcaires est inférieure à celle des Phyllocères et Lytocères de la marne.

Le rapport entre l'ammonitico rosso calcaire et les bioklastes de type Hierlatz, au faciès moins profond, a faune benthonique riche *(Crinoïdes, Brachiopodes, Gastéropodes)*, peut être étudié dans la coupe de Kericser qui se trouve entre Úrkút et Csernye, près de Lókút. A Kericser le calcaire blanc de type Hierlatz contient les *zones à ibex-stokesi* et il est bien riche en Ammonites (192 échantillons par 1 m^3) ce qui peut être expliqué par leur petite taille. Par contre, le calcaire est très pauvre en Phyllocères (10,5 %) et Lytocères (1,1 %). Dans le mur du calcaire de type Hierlatz se trouve un ammonitico rosso calcaire du Sinémurien supérieur—Pliensbachien inférieur avec 65,4 échantillons d'Ammonites par m^3. Les Phyllocères et Lytocères constituent 34,9 % de la faune. Le toit du calcaire de type Hierlatz est également un ammonitico rosso calcaire caractérisé par la pauvreté accusée da la faune (12,7 échantillons d'Ammonites par 1 m^3 de calcaire) où les Phyllocères et Lytocères constituent 31 % de la faune.

Selon les analyses biométriques exécutées jusqu'à présent sur 18 000 échantillons d'Ammonites environ, dans la Montagne Bakony les pourcentages des Phylloceratidae et Lytoceratidae augmentent à partir des faciès moins profonds vers les faciès plus profonds. Le calcaire de type Hierlatz en contient 10 %, l'ammonitico rosso calcaire, s'y rattachant étroitement tant au point de vue chronologique que spatial, en contient environ 30 %, l'ammonitico rosso calcaire typique environ 50 %, l'ammonitico rosso marneux 75 %. Au contact des marnes et des radiolarites cette valeur atteint 100 %. En base des recherches biométriques on peut démontrer une liaison également entre la lithologie et la densité de la faune.

L'analyse quantitative de la faune d'Ammonites de la coupe de Csernye et surtout de celle de Kericser a confirmé les observations chronostratigraphiques fondamentales faites par Dubar à propos des *Protogrammocères* et *Fucinicères*. C'est Dubar qui a démontré en 1961 en Afrique du Nord la présence des représentants de *Protogrammoceras* et *Fuciniceras* dans les *zones à ibex et davoei* du Pliensbachien inférieur. A Kericser, les représentants de tous les deux genres se récoltent dans la partie inférieure de la *zone à ibex* ensemble avec ceux de *Tropidoceras*. La présence commune des Protogrammocères et Tropidocères contredit l'hypothèse d'Arkell (1957) qui cherchait les ancêtres des *Hildoceratacea* dans la sous-famille *Acanthopleuroceratinae*, on particulier dans le genre *Tropidoceras*, tout comme elle ne confirme non plus la

conception de SCHINDEWOLF (1964) d'après laquelle les *Hildocerataceae* proviendraient du groupe *Oistoceras—Androgynoceras* de la famille *Aegoceratinae*. En considération de la position stratigraphique de ces formes-là, l'hypothèse de la dérivation des *Hildocerataceae* de la superfamille des *Psiloceratacea* serait préférable à une dérivation des *Eoderocerataceae* (GÉCZY, 1967).

BIBLIOGRAPHIE

ARKELL W. J. 1957: Mesozoic Ammonoidea (in: MOORE C.: Treatise on Invertebrate Pal. L. 4. Kansas.

DUBAR G. 1961: Les Hildoceratidaes du Domérien des Pyrénées et l'apparition de cette famille au Pliensbachien inférieur en Afrique du Nord. — Coll. sur le Lias. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. **4,** Paris.

GÉCZY B. 1967: Biozones et chronozones dans le Jurassique de Csernye. — Budapest.

GÉCZY B. 1967: Evolúciós folyamatok júra Ammonoideákon. — Őslényt. Viták, **10.** Budapest.

GÉCZY B. 1968: Deformed Jurassic ammonoids from Úrkút (Bakony Mountains, Transdanubia). — Ann. Univ. Sci. Roland Eötvös. Sect. Geol., **11.** Budapest.

SCHINDEWOLF O. H. 1964: Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten. — Abh. Math. Naturwiss. Kl., Jahrg. 1963, Wiesbaden.

B. GÉCZY

Institute de Paléontologie de l'Université
Kun B. tér 2.
Budapest, VIII.,
Hongrie

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР БАКОНЬ

Й. Месарош

Основные особенности геотектонического развития юрских отложений гор Баконь хорошо можно изучить в центральной их части. Для проведения изучения движений земной коры у нас имеются современные стратиграфические, палеонтологические и литологические данные. Литологические исследования, проведенные *Й. Конда* (1967), в корне изменили существовавшее до сих пор представление о геологическом развитии осадочного бассейна. В работах *Б. Геци*, выполненных на современном уровне, дается подробное описание аммонитовой фауны юрских отложений. Условия образования марганцевых руд верхнего лейаса первыми были выявлены геологами, хорошо знавшими всю территорию гор Баконь и занимавшимися подробной геологической съемкой (*Е. Носки*, 1961; *Е. Носки—Л. Шикабони*, 1953).

Следующим шагом в познании особенностей тектонических движений земной коры, обусловивших процессы осадконакопления, явилась подробная, проводившаяся в течение трех лет с геотектоническим подходом геологическая съемка 25 000-го масштаба довольно большого участка (*Й. Месарош*, 1967, 1968, 1969).

Выделенная *Г. Штилле* киммерийская складчатость, подразделенная на древне- и новокиммерийские фазы, для гор Баконь не применима.

На территории гор Баконь в течение юрского периода происходили такие своеобразные движения земной коры, на основании которых этот район нельзя отнести ни к типичным геосинклинальным, ни к типичным платформенным областям.

Тектонические движения, оказывая на протяжении всего юрского периода свое влияние на формирование областей осадконакопления, носили непрерывнопрерывистый характер, при этом структурные формы пород образовывались постепенно.

Во время киммерийской складчатости в нашем районе имели место тектонически пассивные, более длительные и активные кратковременные периоды, проявившиеся неодинаково в пространстве и в своей активности. Пассивные периоды характеризовались колебательными движениями, во время же актив-

ных периодов колебательные движения сопровождались разрывными нарушениями и местами образованием складок.

Юрские отложения вместе с нижележащими триасовыми и вышележащими нижнемеловыми породами имеют своеобразные структурные формы и, резко отличаясь от более молодых пород, образуют отдельный структурный этаж. Образование этих форм явилось суммарным результатом непрерывно-прерывистых и завершивших формирование структурного этажа интрааптских движений. После проявления последних весь район оказался приподнятым над уровнем моря.

* * *

Граница триаса и лейаса по имеющимся стратиграфическим данным характеризуется постепенным переходом. Дахштейнские известняки, представляющие верхнюю часть рэтского яруса, обычно без резкой границы переходят в нижнелейасовые типа «дахштейн». Дно осадочного бассейна, подвергшееся всеобщему опусканию, уже в то время имело некоторые неровности. Мощность лейасовых известняков типа «дахштейн» неодинакова. Местами, без каких либо литологических изменений они сменяют нижележащие дахштейнские (с. Сентгал — известняковый карьер), а местами, на их границе появляется прослой оолитовых, мелководных известняков (с. Сентгал, Ихартё). Прослеживая дальше стратиграфическое строение в пространстве и во времени, увидим, что известняки типа «дахштейн» вверх по разрезу местами переходят в нижнесинемурские кремнистые известняки с *Rhynchonella*, в то время как в некоторых местах непосредственно над ними залегают криноидово-брахиоподовые известняки мощностью в несколько метров. Эти явления убедительно свидетельствуют о том, что дно бассейна осадконакопления имело некоторую расчлененность. Верхняя же часть кремнистых известняков, общая мощность которых местами достигает 100 м, уже имела свою, резко отличающуюся по литологическим признакам рифовую фацию, характерными представителями которой являются низы гирляцких известняков (с. Уркут, гора Чардахедь). Таким образом, перед нами ясно вырисовывается следующая картина конца синемурского века: существовал такой осадочный бассейн, дно которого было расчленено горстообразными с крутыми склонами выступами.

Прослеживая пространственное распространение рифовых известняков, богатых брахиоподовой и мелкой аммонитовой фаунами, можно увидеть, что они развиты в виде полос 100—200-метровой ширины и приурочены к определенным СВ-ЮЗ и перпендикулярному к нему СЗ—ЮВ направлениям. Гирляцкие известняки горы Чардахедь в с. Уркут, у юго-западного подножья горы Какаштарай и находящиеся на северо-восточном склоне горы Паподхедь имеют СЗ—ЮЗ простирание, в то время как такие же известняки у подножья горы Хайагхедь и на северо-западном склоне горы Какаштарай СВ—ЮЗ простирания. Гирляцкие известняки рифовой фации в направлении к более глубоким частям бассейна сменяются кремнистыми известняками с Rhynchonella, при этом нам известны многие, находящиеся между ними, постепенно переходящие фации.

Резко выраженную расчлененность дна бассейна можно считать результатом глыбовых движений, происходивших по вертикальным разломам шахматного расположения и сопровождавших региональное опускание.

Район гор Баконь со своими грабенообразными впадинами в это время находился глубоко под водой, и на поверхностях самых высоких выступов под влиянием движений масс морской воды осадки отлагались либо слабо, либо совсем не отлагались.

К началу плинсбахского века вышеобрисованная картина почти не изменилась. Более глубоководными представителями и в это время образовывавшихся гирляцких известняков уже явились, сменяющие с постепенным литологическим переходом нижележащие кремнистые известняки, богатые аммонитами, комковатые известняки, в низах которых появляются редкие, выше по разрезу все чаще встречаемые желваки марганца (с. Варошлёд, овраги Хатарарок, Тюзкёвешарок, с. Баконьчернье).

Между этими двумя фациями нам также известны многочисленные типы пород переходного характера, бедные брахиоподами, часто криноидовые и кристаллические (с. Сентгал, гора Тюзкёвешхедь, известняки типа «гирляц»).

После длительного, тектонически в общем пассивного, периода в середине плинсбахского века на территории гор Баконь имели место интенсивные движения земной коры. По линиям вертикальных разломов, которые до этого времени способствовали только формированию неровностей дна бассейна, происходило относительное перемещение блоков, сопровождавшее региональный эпейрогенез, что привело к геотектонической перестройке района.

Бассейн осадконакопления приобрел свои особые черты, поскольку наряду с глубокими впадинами появились поднятые над уровнем моря плоские острова.

На приводимой здесь блок-диаграмме показано формирование областей осадконакопления и структурных форм. Блок-диаграмма составлена на основании данных поверхностных обнажений, пространственного расположения гирляцких известняков и разрезов многочисленных скважин (рис. 1).

В результате тектонических движений было положено начало формированию структурных форм, о чем убедительно говорят имеющиеся в районе обнажения.

Способ формирования структурных элементов можно наблюдать в окрестностях горы Какаштарай и оврага Хатарарка у с. Варошлёд. Интенсивные движения земной коры определили появление мелководных заливов между островами. Связь между заливами осуществлялась, по нашему представлению, посредством глубоких грабенообразных впадин. Необходимо учитывать, что существовала постоянная связь с альпийской геосинклинальной областью, установленная на основании фаунистических данных. Территория гор Баконь находилась в краевой части эпиконтинентального моря. В районе сс. Уркут, Херенд и Варошлёд в это время существовали два залива СВ—ЮЗ простирания, разделенные между собой сушей (рис. 1), в то время как залив в окрестностях с. Эплень имел СЗ—ЮЗ простирание.

На рис. 1 также показаны участки суши, которые были подняты над уровнем моря и образовали слабо расчлененный рельеф. На этих участках начались процессы эрозии, образование пород выветривания и формирование карстовых впадин в сравнительно легко растворимых в воде горных породах. Классическим примером образовавшихся карстов могут служить карстовые воронки глубиною 30—50 м в гирляцких известняках, которые можно видеть в выходах этих известняков на горе Чардахедь. На поверхности кремнистых

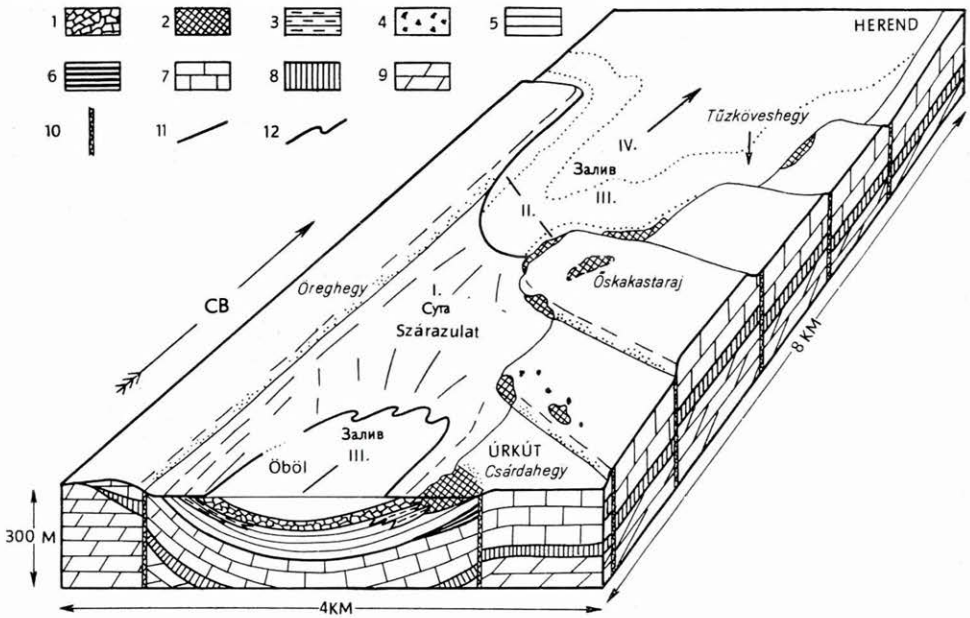


Рис. 1. Часть юрского бассейна осадконакопления, сформировавшаяся в результате интенсивного поднятия коры в середине плинсбахского века, и образование структурных форм, а также областей седиментации

Условные обозначения: 1. аммонитовые известняки с желваками марганца (нижний плинсбах), *2.* гирляшкие известняки (нижний плинсбах-синемур), *3.* криноидово-брахиоподовые известняки, *4.* глыбы кремней, *5.* кремнистые известняки с *Rhynchonella* (*3—5:* синемур), *6.* криноидово-брахиоподовые известняки (геттанж), *7.* дахштейнские известняки и лейасовые известняки типа «дахштейн» (геттанж-рэт), *8.* мергели, глины, известняки, доломиты «кессенские слои» (рэт), *9.* доломиты «главный доломит» (норийский), *10.* вертикальные разломы с тектоническими брекчиями, *11.* направление углубления бассейна, *12.* береговая линия. — *Образовавшиеся области осадконакопления:* I. область размыва, образования продуктов выветривания, II. полоса образования абразионных брекчий и конгломератов, III. зона образования известняков с внутриформационными брекчиями, IV. зона образования известняков с *Ausseites*.

известняков, которые представляют более глубокодвоную фацию гирляцких пород, образовались континентальные, местами переотложенные, кремнистые красные глины.

В конце плинсбахского века под влиянием колебательных движений отрицательного знака началось всеобщее медленное опускание района, что явилось началом нового геотектонического цикла. Участки суши, морфология которой определялась поднятыми глыбообразными островами, постепенно погрузились под уровень морской воды, и береговая линия приобрела извилистые очертания.

Яркими свидетелями прибрежного осадконакопления служат известняки с внутриформационными брекчиями и прослойками континентальных глин с обломками известняков, которые в своих низах цементируют глыбы и обломки более древних пород. Эти отложения тесно связаны с кремнистыми, криноидовыми известняками, образовавшимися в более глубоких частях литоральной зоны моря, переходная зона между ними местами составляет всего 50—100 м. Верхнеплинсбахские известняки с *Ausseites* являются еще более

глубоководными отложениями по сравнению с вышеупомянутыми и образовались в тех участках бассейна, которые остались под водой и после интраплинсбахских движений. Самыми убедительными представителями мелководных образований, доказывающими характер прибрежных условий, являются абразионные брекчии и конгломераты. Эти породы выходят на поверхность на СЗ склоне горы Какаштарай у с. Варошлёд и залегают на неровной поверхности дахштейнских известняков и лейасовых известняков типа «дахштейн» наклонного залегания. Цементом абразионных брекчий и конгломератов являются кристаллические известняки красно-коричневого цвета. Обломочный материал представлен угловатыми и слабо окатанными обломками известняков типа «дахштейн», синемурских кремнистых известняков, нижнеплинсбахских аммонитовых комковатых и гирляцких известняков. Размеры обломков колебляются в пределах от нескольких мм до 20—30 см.

На рис. 2 ясно видны особенности формирования триасово-лейасовых отложений. Приуроченные к зоне разлома, вследствие последнего, слои более древних пород приняли наклонное положение, и на их размытой поверхности с угловым несогласием залегают абразионные конгломераты и брекчии, в то время как между отложениями, находящимися дальше от зоны разлома, несогласие не наблюдается.

Геологический разрез на рис. 2 составлен на основании данных ряда непосредственно выходящих на поверхность отложений.

Таким образом, наблюдаемые в настоящее время складчатые формы отложений триаса и лейаса начали свое образование в начале плинсбахского века, точнее, именно по этому угловому несогласию можно судить о начале складкообразования.

Геотектоническое развитие района в тоарском веке также хорошо можно представить по имеющимся стратиграфическим и палеонтологическим данным.

Тоарский ярус сложен в соответствии с условиями бассейна осадконакопления отложениями множества фаций, сменяющих друг друга в пространстве. Такими породами являются окисные марганцевые руды, переходящие в направлении более глубоких частей бассейна в карбонатные руды и сменяющиеся в еще более глубоких частях аммонитовыми мергелями и известняками.

По пространственному расположению марганценосных слоев вырисовывается следующая картина: эти отложения заполняют депрессии заливов, сформировавшиеся в результате вышеупомянутых интраплинсбахских тектонических движений. Литологические признаки этих пород однозначно указывают на происшедшее осаждение в малоподвижной водной среде. Тектонический и литологический подходы позволяют не придавать определяющего значения наличию радиолярий в марганценосных слоях. На малоподвижную водную среду также указывает всеобщее пространственное развитие слоя кремней мощностью 40—50 см, образованием которых как бы закончилось осадконакопление марганцевых руд.

Осадочный бассейн вместе с островами в дальнейшем испытывал постепенное погружение, и между отдельными заливами налаживалась связь. Тоарское осадконакопление закончилось образованием аммонитовых известковистых мергелей. В средней юре продолжалось выпадение осадков, что привело к образованию тонкослоистых известняков с *Paleotrix* и радиолярито-

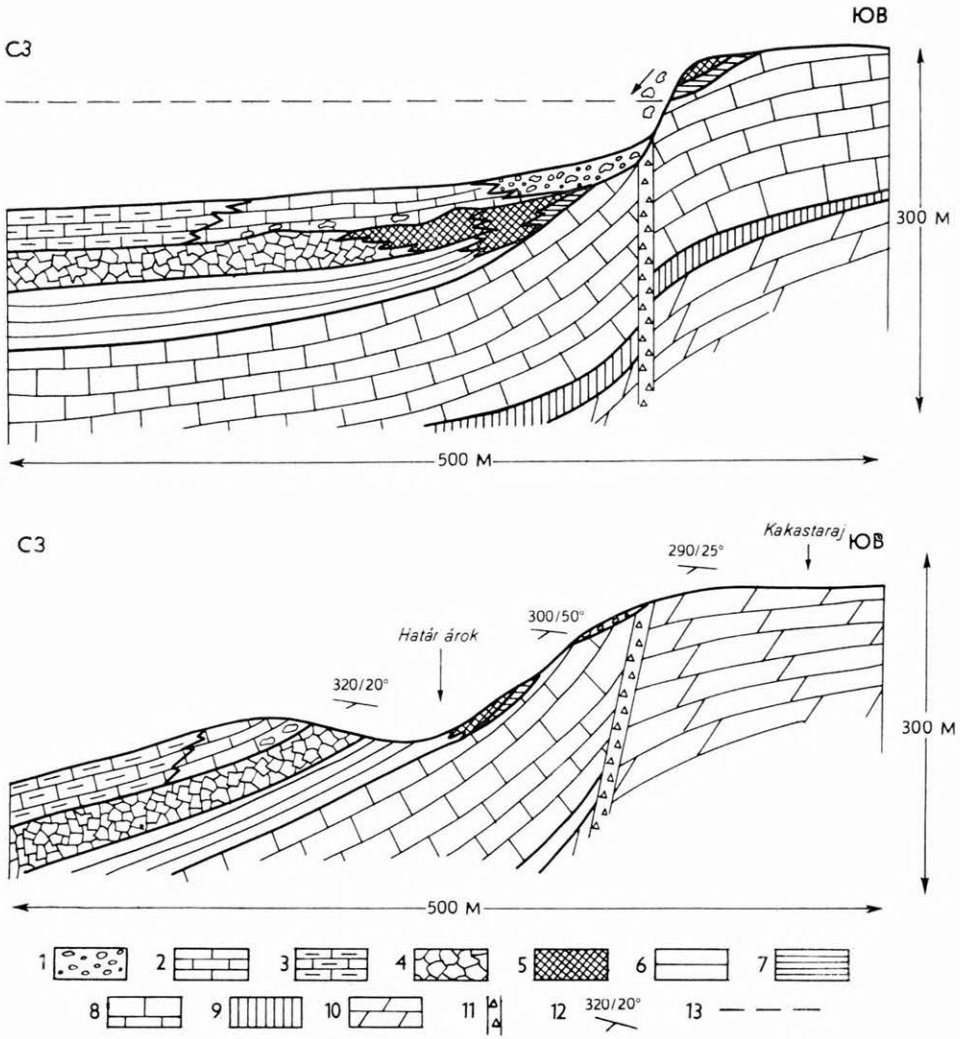


Рис 2. Разрез прибрежной части осадочного бассейна в позднем плинсбахском веке

Условные обозначения: 1. абразионные брекчии и конгломераты, *2.* криноидово-брахиоподовые известняки, местами окрашенные марганцем, *3.* криноидово-кремнистые известняки (*1—3:* верхний плинсбах), *4.* аммонитовые известняки с желваками марганца (нижний плинсбах), *5.* гирляцкие известняки (нижний плинсбах-синемур), *6.* кремнистые известняки с *Rhynchonella* (синемур), *7.* криноидово-брахиоподовые известняки (геттанж), *8.* дахштейнские известняки и лейасовые известняки типа «дахштейн» (геттанж-рэт), *9.* доломиты, известняки, мергели «кессенские слои» (рэт), *10.* доломиты «главный доломит» (норийский), *11.* тектонические брекчии по линии разлома, *12.* элементы залегания слоев, *13.* уровень морской воды.

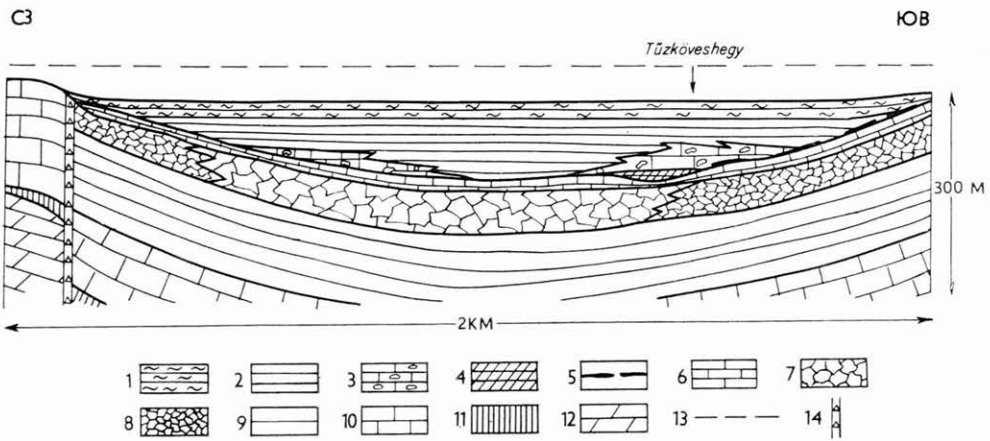


Рис. 3. Разрез одного участка юрского бассейна осадконакопления в конце доггера

Условные обозначения: 1. радиоляриты (бат-келловей), *2.* тонкослоистые известняки и мергели с глинистыми прослойками и с *Paleotrix* (байос-бат), *3.* аммонитовые известняки с глыбами более древних пород основания и с *Skirroceras* sp. (байос), *4.* аммонитовые мергели с *Hildoceras graecum* (Renz) (нижний тоар), *5.* следы окисных марганцевых руд, *6.* известняки с *Ausseites* (*5, 6:* верхний плинсбах), *7.* аммонитовые известняки с желваками марганца, *8.* криноидово-брахиоподовые известняки (типа гирляц) (*7, 8:* нижний плинсбах), *9.* кремнистые известняки с *Rhynchonella* (синемур), *10.* дахштейнские известняки и лейасовые известняки «типа дахштейн» (рэт-геттанж), *11.* доломиты, известняки, мергели «кессенские слои» (рэт), *12.* доломиты «главный доломит» (норийский), *13.* уровень морской воды, *14.* линия разлома с тектонической брекчией.

вых мергелей. По залеганию породы доггера напоминают марганценосные слои, поскольку в более глубоких частях бассейна они имеют большую мощность, чем в краевых. В центральной части водоема они развивались постепенно, в то время как по краям наблюдаются седиментационные перерывы и уменьшение мощностей.

Геологический разрез конца доггера можно было составить по материалам обнажений и скважин, пройденных в районе горы Тюзкёвешхедь у с. Сентгал (рис. 3).

На границе доггера и мальма повторились интенсивные движения земной коры примерно такие же как и в середине плинсбахского века. В результате этих движений по вертикальным разломам шахматного расположения грабенообразные впадины опустились еще глубже, и этим как бы закончился геотектонический подцикл в промежутке времени от позднего плинсбаха до конца доггера. Глыбовые движения сопровождали проявившееся региональное опускание земной коры. По краям заполненных осадками грабенообразных впадин происходило гравитационное складкообразование пластичных тонкослоистых мергелей и радиоляритов доггера (рис. 3). Только этим можно объяснить происхождение мелких складчатых форм доггерских отложений, наличие которых резко отличает эти отложения от нижележащих лейасовых образований. Полоса самых хорошо выраженных складок простирается вдоль линий разломов. Основываясь на этом наблюдении, можно сделать вывод, что обычно приложенные извне тангенциальные силы, видимо, отсутствовали, и главную роль играло гравитационное скольжение. На способ формирования мелких складчатых форм указывает, например, и такое явление, что раковины аммо-

нитовой фауны сплющены параллельно простиранию складок. Такие аммониты были собраны *Б. Геци* из тоарских известняков в карьере окисных марганцевых руд Чардахедь. Им же была проанализирована относительная деформация осей сплющенных аммонитов. Это явление объясняется тем, что в результате гравитационного скольжения породы, находящиеся еще в пластичном состоянии, оказали свое давление на тонкие раковины.

Способ образования характерных структурных форм в конце доггера хорошо вырисовывается на примере геологического разреза района горы Тюзкёвешхедь у с. Сентгал (рис. 4).

Следующий геотектонический и определенный им литологический подцикл начался в мальме. Характерные черты этого седиментационного подцикла хорошо можно проследить на всем протяжении Баконьских гор. Отложения киммериджского яруса залегают трансгрессивно, что можно наблюдать во многих местах горного массива. Хорошим примером этому служит залегание киммериджских известняков, которое можно видеть в обнажении на горе Эперкешхедь, но самые убедительные разрезы находятся на горе Хайагхедь.

В основании киммериджских известняков, которые образовались в центральной части впадин, наблюдаются обломки кремней и известняков, в то время как в основании известняков, образовавшихся на неровной поверхности погрузившихся в море островов, находятся слои трансгрессивных брекчий.

Способ залегания киммериджских известняков изображен на рис. 5. Геологический разрез, проведенный поперек одной бывшей грабенообразной впадины СЗ—ЮВ простирания, был составлен на основании многочисленных данных.

Очевидно вся территория гор Баконь подверглась региональному опусканию и оказалась под водой. В нашем районе граница юры и мела постепенная, т. о. можно считать законченными исследования тектонического развития района гор Баконь юрского периода.

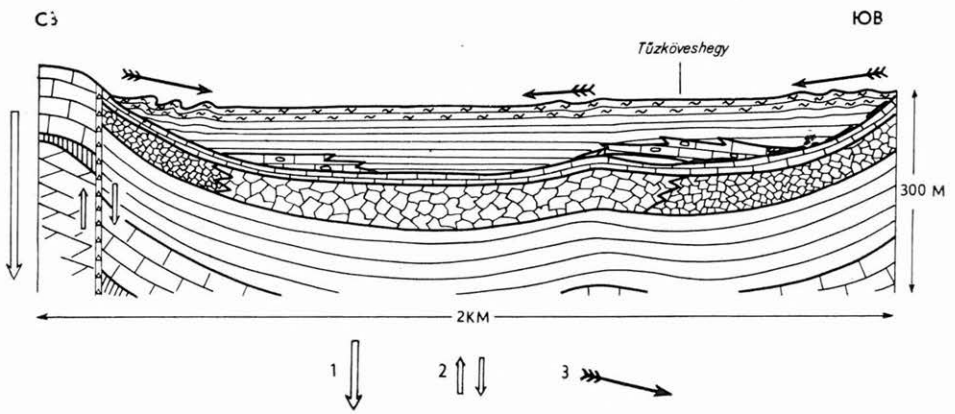


Рис. 4. Способ образования характерных структурных форм отложений дна юрского осадочного бассейна в результате интенсивных движений земной коры на границе доггера и мальма

Условные обозначения: те же, чтои на рис. 3. Кроме того: *1.* направление регионального опускания, *2.* направления относительных перемещений блоков, *3.* направления гравитационного скольжения

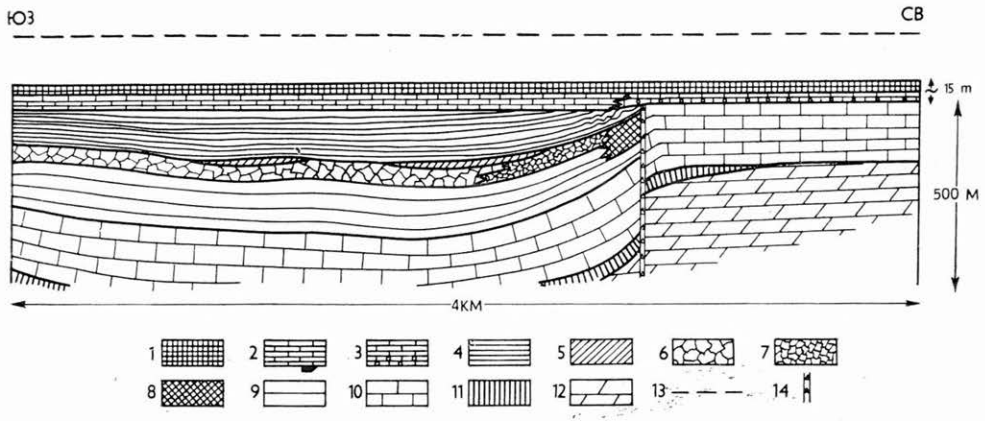


Рис. 5. Региональное опускание юрского осадочного бассейна, начиная с киммериджской трансгрессии, на примере одного грабена СЗ-ЮВ простирания

Условные обозначения: 1. кальпионелловые известняки (титон), *2.* ломбардиевые известняки, *3.* аммонитовые известняки с базальными брекчиями (*2, 3:* киммеридж), *4.* известковистые мергели, кремнистые, глинистые радиоляриевые известняки с *Paleotrix* (доггер), *5.* глинистые комковатые кремнистые известняки и мергели (тоар), *6.* комковатые аммонитовые, местами кремнистые известняки, *7.* криноидово-брахиоподовые известняки (типа гирляц) (*6, 7:* плинсбах), *8.* гирляцкие известняки (плинсбах-синемур), *9.* кремнистые известняки (синемур), *10.* дахштейнские известняки и лейасовые известняки типа «дахштейн» (рэт-геттанж), *11.* доломиты, известняки, мергели, глины «кессенские слои» (рэт), *12.* доломиты «главный доломит» (норийский), *13.* уровень морской воды в конце мальма, *14.* линия разлома с тектонической брекчией.

На современной стадии изучения считаем, что в это время дно осадочного бассейна было ровным, но, с другой стороны, известны и представители гирляцкой фации в кальпионелловых известняках титона.

Результаты детальных исследований отложений, представляющих собою заключительную стадию крупного триасо-юрско-нижнемелового седиментационного цикла, обобщены в монографии *Й. Фюлёпа* (1964). В этой работе также дается анализ тектонического развития района.

Литологическая и палеонтологическая самостоятельность толщи берриасского подъяруса обусловлена тектоническими нарушениями, аналогичными тем движениям земной коры, которые можно наблюдать по юрским отложениям.

Анализу движений земной коры в юрское время способствовали результаты, полученные в процессе комплексных геолого-съемочных работ масштаба 1:25 000. Свою точку зрения мы разработали на основании геологических фактов благодаря снятию более молодых тектонических движений, наложенных на юрскую тектонику отдельных районов и затруднивших ее изучение.

Таким образом мы считаем, что при помощи такого подхода могут быть решены многочисленные противоречия в палеогеографии, тектонике и литологии юрской системы.

ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. 1962: Основные вопросы геотектоники. — Госгеолтехиздат, Москва.

Géczy B. 1968: Felsőliász Ammonoideák Úrkútról (Bakonyhegység). — Földt. Közl. **98.** 218–226.

Fülöp J. 1964: A Bakonyhegység alsó-kréta (Berriázi-apti) képződményei. — Geol. Hung., Ser. Geol., **13.**

Konda J. 1967: A Bakonyhegység júra időszaki képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — M. Áll. Földt. Int. Évk. **50.** k. 2. f.

Mészáros J. 1967: A Szentgál jelű 1:25 000-es földtani térképlap (fedetlen és észlelési változat) és magyarázója. — Kézirat.

Mészáros J. 1968: Városlőd–Herend–Szentgál–Úrkút környékének földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról, 53–71.

Mészáros J. 1968: A Farkasgyepü jelű 1:25 000-es földtani térképlap (fedetlen és észlelési változat) és magyarázója. — Kézirat

Mészáros J. 1969: Az Ajka jelű 1:25 000-es földtani térképlap (fedetlen és észlelési változat) és magyarázója. — Kézirat.

Noszky J.–Sikabonyi L. 1953: Karbonátos mangánüledékek a Bakonyhegységben. — Földt. Közl. **83.** 344–359.

Noszky J. 1953: A Szentgál, Herend, Márkó és Városlőd környéki júra területek földtani felvétele. — Évi Jel. 1941/42-ről, záró kötet, 3–5.

Noszky J. 1953: Előzetes jelentés a Szentgál környéki földtani felvételről. — MÁFI Évi Jel. 1953-ról, befejező rész, 3–5.

Noszky J. 1961: Magyarország júra képződményei. — MÁFI Évk., **69**/2. 375–392.

Stille H. 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Zweiter Hauptteil: Untersuchungen über Grundfragen der Orogenese. 131–221. —Verl. Borntraeger, Berlin.

J. Mészáros

Magyar Állami Földtani Intézet
Népstadion út 14.
Budapest, XIV.,
Magyarország

LARGER FORAMINIFERA OF THE MEDITERRANEAN JURASSIC AND THEIR STRATIGRAPHIC USE

by

L. Hottinger

Introduction

In the restricted shelf environments of Jurassic carbonates where ammonites are absent, larger foraminifera are easier to use for stratigraphic purposes than any other group of fossils. Larger Foraminifera may be generically identified by their structure in random sections of hard rock samples and give a rough indication of the age of their deposit. The species are determined in oriented sections by the characteristics of the growth spiral and of the embryo. As many of the occuring foraminifera are more or less involute, free specimens have to be cut in the equatorial plane to reveal their specific character.

Biostratigraphic zonation of the widespread carbonate platforms in the Mediterranean is in its very beginning. In most foraminiferal groups used for zonation, the species are inadequately known. The zones are corresponding in most cases to ranges of genera. They are not correlated with the zonation based on ammonites. This paper tries to give a short, critical review of the present state of knowledge.

Faunal successions

1. Lower Jurassic. The Middle Lias is easely recognized by the presence of *Orbitopsella*. The range of this genus corresponds approximatively to the stages Domerian and Carixian. Correlations are based on local lithology and on invertebrate faunas, mainly brachiopods. Within the Middle Lias, two horizons can be distinguished, based on different species of *Orbitopsella:* A lower horizon with *O. primaeva*, a higher one with *O. praecursor* or *O. dubari*. A third horizon may be represented by *O. praecursor africana*, but a direct stratigraphic superposition could not be observed.

Below the range of *Orbitopsella*, the foraminiferal faunas seem not very differentiated. Larger foraminifera with complex structure are not yet known. Primitive representatives of *Haurania* and *Lituosepta*, occuring in Northern Morocco, have been tentatively placed in this stratigraphic position on the basis of facies correlations and paleogeography.

Above the range of *Orbitopsella* appears a small, compressed species of *Lituosepta (L. compressa)* easely distinguishable by its small size compared to *L. recoarensis* coexisting with *Orbitopsella*. *L. compressa* coexists with "*Dictyoconus*" *cayeuxi* at its type locality, but usually the two forms occur separately. They seem to be separated by environmental factors.

2. Middle Jurassic. For the time being, the Middle Jurassic can not be subdivided with larger Foraminifera. "Guide fossil" is the pfenderinid "*Meyendorffina*". Its range corresponds certainly to the Bathonian stage but there is no solid argument to fix its lower limit, as the appearence of the genus is controled by environmental factors as well as by biostratigraphic ones.

Recently, a Middle Jurassic fauna with many new species has been found in Portugal (not published). In this fauna, smaller *Pseudocyclammina maynci*, a small, cylindrical kind of "*Meyendorffina*" and new types of *Pfenderina* occur. They may indicate the existence of a lower biostratigraphic level.

3. Upper Jurassic. Typical assemblages of larger foraminifera characterize the lower part of the Upper Jurassic and correspond more or less to the Oxfordian stage. It may include parts or all of the Callovian stage. One major problem in the use of larger foraminifera in this stratigraphic interval has always been underestimated: there are two parallel, sometimes overlapping faunal assemblages separated by environmental factors. In pure algal limestones, *Kurnubia*, *Lituosepta*, *Parurgonina* and *Pseudocyclammina* of the *lituus* group are frequent. In marly, detritic environments, *Alveosepta* and *Everticyclammina* dominate the faunas. As the two facies types are changing rapidly in restricted shelf areas, the two faunas alternate often in single sections. The ranges of the genera are therefore difficult to fix with precision.

The best biostratigraphic index to subdivide Upper Jurassic assemblages in a lower, mainly Oxfordian and a higher, Kimmeridgian to Portlandian part seems to be the change from *Alveosepta jaccardi* to *A. personata* occurring approximately at the limit of the two stages. The transition is gradual and demonstrates the close relations between the two species. They have to be identified by careful oriented, equatorial sections.

Kimmeridgian to Portlandian assemblages are dominated by *Anchispirocyclina* and *Pseudospirocyclina*. The species of both genera are still inadequately known but represent a potentially useful group for biostratigraphy.

Widespread changes of facies and transgressions all over the mediterranean area complicate the recognition of the Jurassic-Cretaceous boundary. Many ranges of index forms like *Anchispirocyclina*, *Everticyclammina*, *Pseudocyclammina lituus* etc. reach into the Lower Cretaceous.

Remarks on index Foraminifera

Lituosepta CATI 1959
Synonymy and nomenclature: see HOTTINGER, L., 1967, p. 34.

Peneropliform Lituolids with a simple exoskeleton and pillars. The megalosphere is simple, the microspheric generation has no annular chambers. Representatives of the genus occur in Middle and Upper Liassic limestones and in the Upper Jurassic.

There are two species known in the Liassic: *L. recoarensis* CATI 1959 (pl. I, fig. 1) is a comparatively large form with almost cylindrical adult parts in the megalospheric generation. Middle Lias. *L. compressa* HOTTINGER 1967 (pl. I, fig. 2) is smaller and much more compressed. It occurs after the last *Orbitopsellas* in the Upper Lias. No species are known from the Middle Jurassic.

The *Lituosepta* species (pl. I, fig. 3) from the Upper Jurassic (= *Labyrinthina mirabilis* in FOURCADE et NEUMANN 1966 = *Urgonina forojulensis* CUVILLIER, FOURY and PIGNATTI 1968) is incompletely known. Representatives of the microspheric generation have not been discovered. The megalospheric generation has much larger shells and a coarser structure than the Liassic species. They occur in the Uppermost Oxfordian and in the Kimmeridgian.

Orbitopsella MUNIER-CHALMAS 1902
Synonymy and nomenclature: see HOTTINGER, L., 1967, p. 40.

Peneropliform Lituolids with a simple exoskeleton and pillars. The megalosphere is complex, the microspheric generation has annular adult chambers and gets discoidal. The genus is restricted to the Middle Lias.

There are two groups of species characterizing a lower and a higher stratigraphical level within the Middle Lias. The lower species *O. primaeva* (HENSON) emend. HOTTINGER 1967 (pl. I, fig. 4–7) and similar forms are small. The megalospheric forms are spiral and the microspheric forms have a long spiral stage of about 35 chambers.

O. praecursor (GÜMBEL) 1872, *O. praecursor africana* HOTTINGER 1967, and *O. dubari* HOTTINGER 1967 (pl. I, fig. 8–11) have much larger shells. The megalospheric forms may become discoidal and the microspheric forms have a reduced spiral growth stage of about 12 chambers. All three species occur later than *O. primaeva*. *O. praecursor africana* is certainly more advanced than *O. praecursor* by a drastic reduction of the growth spiral in megalospheric forms but a stratigraphic superposition of the faunas in the field has not yet been demonstrated.

Haurania HENSON 1948
Synonymy and nomenclature: see HOTTINGER, L., 1957, p. 51.

The species *deserta* with pillars and *amiji* without pillars (pl. I, fig. 12, 13) occur frequently in the Middle Lias. Their ecologic range is much more extensive than the one of *Orbitopsella*. The genus occurs in the Upper Lias too, but the specific determination is uncertain. In the Middle Jurassic, a comparatively oversized new species (pl. I, fig. 14) occurs belonging to the *H. amiji* group without pillars.

Pseudocyclammina YABE and HANZAWA 1926
Nomenclature and morphology of species: see HOTTINGER, L., 1967, p. 57.
Synonymy: see MAYNC, W., 1959.

Planispiral or nearly planispiral, involute Lituolids with a subepidermal reticulum and simple, massive septa pierced by thick, multiple foramina. Pillars may be present or absent. Many species are present, some of them not

yet described. In most species, adult stages may be straight, uniserial, usually only slightly compressed.

Pseudocyclammina liasica HOTTINGER 1967 (pl. I, fig. 15, 16) is a small species with a comparatively tight growth spiral and numerous septa. Foramina numerous. Occurring frequently in Middle Liassic sediments but usually in small numbers of random sections difficult to determine specifically.

P. maynci HOTTINGER 1967 (pl. I, fig. 19, 20). Occurs together with "*Meyendorffina*" in the Middle Jurassic. Isolated specimens are rare. The growth spiral is wider than in *P. liasica*, the chambers are fewer, the septa more arcuate. The shell is less compressed than in *P. liasica*.

Figs. 17 and 18 give a smaller variety of the species occurring in Portugal. This form is suspected to represent a lower stratigraphic level than the typical *P. maynci*.

Pseudocyclammina lituus (YOKOYAMA) (pl. I, fig. 21) appears in the Uppermost Oxfordian of the Swiss Jura. The occurrence is dated by local lithologic correlation into the Argovian facies (BURRI 1969). The range of this species reaches up into the Lower Cretaceous.

Parallel to the planispiral *Pseudocyclammina* s. str. occur smaller forms (subgenus *Streptocyclammina* HOTTINGER 1967) with a streptospiral juvenile growth stage. This group may develop few, stout and irregular pillars in a single, alternating row occupying the median plane of the chamber. The two successive species *S. parvula* and *S. muluchensis* range from Upper Oxfordian (?) to a relatively low level in the Kimmeridgian. Up-to-date they have been found in Eastern Morocco and Portugal (Cap Espichel). *Alveosepta* and *Streptocyclammina* do not occur in the same faunas as the two groups are strictly separated by environmental factors.

Alveosepta HOTTINGER 1967
Nomenclature and synonymy: see HOTTINGER, L., 1967, p. 79.

This genus is separated from *Pseudocyclammina* by its complex septal structure. The internal side of the apertural face is upholstered by the subepidermal reticulum. The alveoles of the reticulum on the septum are transformed into very numerous, minute and irregular intercameral foramina, probably by resorption of parts of the epidermis. Parts of the epidermis are often visible as clear dotted line on the distal side of each septum. The reticulum may develop an irregular median structure touching the previous apertural face. This structure is particularly well developed in the much compressed *A. powersi* REDMOND of Kimmeridgian age and of the thicker and more tightly wound *A. praelusitania* (MAYNC) of Oxfordian age.

Very widespread, and closely related with each other, are the species *A. jaccardi* (SCHRODT) and *A. personata* (TOBLER) (pl. I, fig. 22–25). In the latter species, the embryo is larger, the spiral looser and the septal structure much broader. Transitional specimens occur. In random sections the species can not be recognized. The transition from one species to the next one takes place approximately at the Oxfordian-Kimmeridgian boundary.

Anchispirocyclina JORDAN and APPLIN 1952
Synonymy and nomenclature: see MAYNC, W., 1959

Planispiral, peneroplid Lituolid with subepidermal reticulum, simple septa, numerous alternating pillars and a complex megalospheric embryo. The definition of the species, given by L. HOTTINGER 1967, is not clear. A revision based on abundant topotype material from Portugal (Cap Espichel) will be presented elsewhere. For the time being, the range of the genus only can be used for stratigraphic purposes.

Pseudospirocyclina HOTTINGER 1967
Synonymy and nomenclature: see HOTTINGER, L., 1967, p. 70.

The structure of the shell is analogous to the one presented by *Anchispirocyclina*, but the megalospheric embryo is simple. There are only few alternating rows of median pillars. The species described from Morocco are not identical with the one from Portugal named *Torinosuella peneropliformis* by W. MAYNC 1959, as stated by L. HOTTINGER 1967, p. 70.

Pseudospirocyclina appears only at a high level in the Kimmeridgian, considerably later than the first *Anchispirocyclina*. It may be useful to subdivide the Kimmeridgian, but the genus is known so far from Eastern Morocco only.

Choffatella SCHLUMBERGER 1905
Description of species and synonymy: see HOTTINGER, L., 1967, p. 65.

Much compressed, planispiral Lituolids with simple septa and a single row of apertures. *Choffatella* occurs in detritic facies and more towards the open shelf. Its ecologic range overlaps rarely with the one of other complex Lituolids. This is the reason, why the stratigraphic range of the Upper Jurassic species *Ch. tingitana* HOTTINGER is known very vaguely: Upper Oxfordian or Lower Kimmeridgian. The Jurassic species differs from the Cretaceous form by its much smaller size, the tighter whorl and the almost evolute shell.

Conical Jurassic Foraminifera

"Dictyoconus" cayeuxi LUCAS

A broadly conical form with oblique, crosswise arranged stolons and corresponding pillars. The curiously irregular exoskeleton consists of irregularly bent subepidermal partitions. The partitions form an irregular, rough network resembling the one of *Haurania*. Juvenile stage beginning with a spheroconque followed by a short spiral. The affinities of this genus are not known. It is a useful marker in Upper Liassic sediments.

Kilianina PFENDER

Another conical form of which G. FOURY and B. VINCENT (1967) give some account. The conical shell is built up by radially arranged chamber-layers alternating in position from one row to the next. The chambers are connected

by oblique stolons alternating in direction, a structural system like in *Orbitolites*. The central part of the conus is occupied by a columellar structure as in the Pfenderinids.

Kilianina blancheti PFENDER

Occurs in the Middle Jurassic (pl. I, fig. 28).

Kilianina rahonensis FOURY and VINCENT 1967

Known from the Kimmedrigian of the French Jura and occurs also in Eastern Morocco. The Upper Jurassic species has a much coarser structure and lacks a typical columellar part. The attribution of the species *rahonensis* to the genus *Kilianina* seems to me rather questionable.

Parurgonina caelinensis CUVILLIER, FOURY and PIGNATTI MORANO 1968

A conical form which has been known for many years and from many places, without being described properly until recently. The adult part is structured like a *Lituonella*, the juvenile part is trochospiral. Details of structure and of the juvenile morphology have still to be analysed thoroughly. *P. caelinensis* occurs in the Uppermost Oxfordian and in the Kimmeridgian.

Representatives of the family Pfenderinidae

Description of species and nomenclature: see SMOUT, A. H. and SUDGEN, W. 1962 and REDMOND, C. D. 1964.

In the Lower Jurassic the family is represented by *Pseudopfenderina butterlini* (BRUN), and some other, very small and inadequately known forms. *Pseudopfenderina* has multiple foramina throughout the test and a narrow columellar structure. It lacks the tunnel-like secondary foramen formed with the infilling of the columellar structure of early parts of the shell in the genera *Pfenderina* and *Kurnubia* (pl. I, fig. 31, 32).

Representatives of the genera *Pfenderina* and *Kurnubia* have been studied usually in random sections. Free specimens occur very rarely indeed with exception of the Saudi Arabian Jurassic series. The fact prevents from a thorough analysis of the complicated trochospiral structures. *C. D. Redmond* (1964) has shown the usefulness of the different genera and species in the stratigraphy of the Middle and Upper Jurassic of Saudi Arabia, but so far most of REDMOND's species have not yet been identified in the Mediterranean. The comparison of REDMOND's free specimens with sectioned material is particularly difficult.

"Meyendorffina"

Most probably the megalospheric generation of *Orbitammina elliptica* BERTHELIN, "*Meyendorffina bathonica*" (pl. I, fig. 33) differs from all other Pfenderinids by its huge megalosphere corresponding probably to a complex embryo.

A small, uncoiled, subcylindrical form with a minute, trochospiral juvenile stage occurring in the Middle Jurassic of Portugal (Sierra d'Arrabida) indicates a stratigraphically lower faunal assemblage as suggested by the particular *Pseudocyclammina* cf. *maynci* present, or it represents a parallel representative of the same structural type as *M. bathonica* with a simple, small embryo, in analogy with many other similar pairs like *Orbitopsella-Lituosepta*, *Pseudospirocyclina-Anchispirocyclina* etc.

Everticyclammina Redmond 1964
Synonymy and nomenclature: see Hottinger, L. 1967.

Loosely coiled, planispiral Lituolids with straight adult stages. One slit-like, large aperture. The exoskeleton is differentiated by true, rounded and shallow alveoles, not by a subepidermal reticulum as in *Feurtillia* Maync. This very frequent Lituolid is difficult to use for biostratigraphic purposes as the proportions of the shell vary considerably. The first appearence has been observed in the Upper Oxfordian *(E. virguliana*, pl. I, fig. 34, 35). The genus ranges far into the Lower Cretaceous. The conception of the various Cretaceous species is not very clear as the few specimens pictured under various names are insufficient to appreciate the specific variability.

REFERENCES

Banner F. T. 1966: The morphology, classification and stratigraphic value of the Spirocyclinidae.—Voprosi Micropal. (Moscow) **10,** 201–224.

Burri P. 1968: Sedimentologische und stratigraphische Beziehungen zwischen Becken und Carbonatplattform im Unteren Malm des zentralen Schweizer Jura (Berner Jura).—Summary of Thesis, Basel. Schudel and Co., Riehen, 8 pp.

Cuvillier J.–Foury G.–Pignatti Morano A. 1968: Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul occidental, Italie).—Geol. rom. (Rome) **8,** 141–156.

Fourcade E.–Neumann, M. 1966: A propos des genres Labyrinthina Weynschenk 1951 et Lituosepta Cati 1959.—Rev. Micropal. **8,** 233–239.

Foury G.–Vincent E. 1967: Morphologie et répartition stratigraphique du genre Kilianina Pfender (Foraminifère).—Eclogae geol. Helv. 60, 33–45.

Hottinger L. 1967: Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain.—Notes et Mém. Serv. géol. Maroc (Rabat) **209,** 129 pp.

Maync W. 1966: Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel.—Geol. Surv. Israel Bull. **40.**

Redmond C. D. 1964: The foraminiferal family Pfenderinidae in the Jurassic of Saudi Arabia. Micropal. (New York) **10,** 251–263.

Redmond C. D. 1964: Lituolid foraminifera from the Jurassic and Cretaceous of Saudi Arabia.—Micropal. (New York) **10,** 405–414.

Sartoni S.–Crescenti U. 1962: Ricerche biostratigraphiche nel mesozoico dell'Appennino meridionale.—Giorn. geol. (Bologna) (2), **29,** 157–302.

Smout A. H.–Sudgen W. 1962: New information on the foraminiferal genus Pfenderina —Palaeontology (London) **4,** 581–591.

L. Hottinger

Geol.-Paläont. Institut

Bernoulli-Str. 32.

CH 4000 Basel

Schweiz

Explanation of plate I.

1–3. *Lituosepta* (megalospheric specimens) ×50
1. *Lituosepta recoarensis* CATI. Middle Lias, Morocco
2. *Lituosepta compressa* HOTTINGER. Upper Lias, Morocco
3. *Lituosepta* n. sp. Uppermost Oxfordian, Northwestern Switzerland

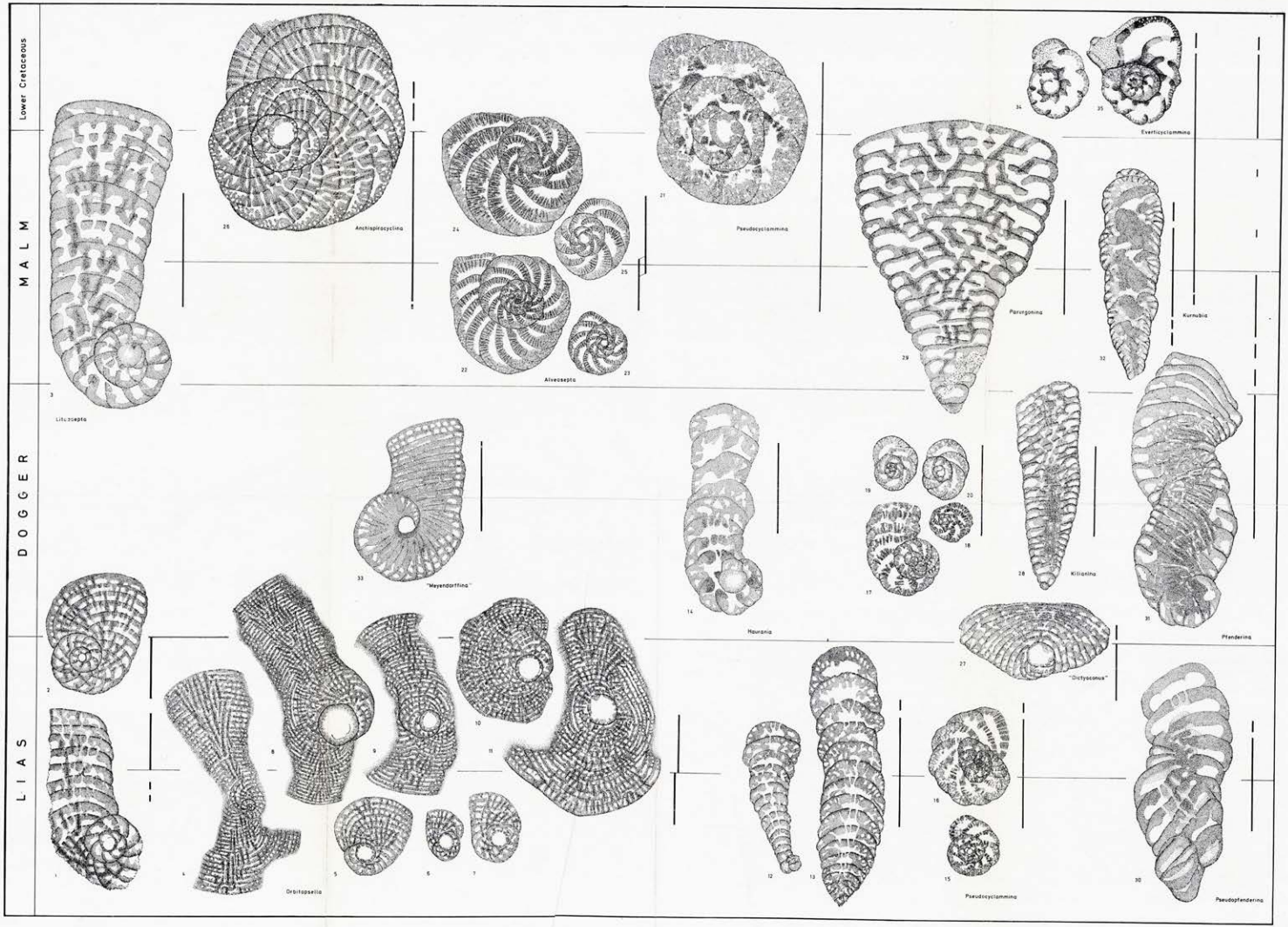
4–11. *Orbitopsella* (5–11 megalospheric specimens) ×25
4. *Orbitopsella primaeva* (HENSON), microspheric specimen. Middle Lias, lower level, Morocco
5–7. *Orbitopsella primaeva* (HENSON), megalospheric specimens, Middle Lias, lower level, Morocco
8. *Orbitopsella dubari* HOTTINGER, Middle Lias, Morocco
9–10. *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL). Middle Lias, upper level, Morocco
11. *Orbitopsella praecursor africana* HOTTINGER, Middle Lias, Morocco

12–14. *Haurania* without pillars, ×50
12–13. *Haurania amiji* HENSON. Middle Lias, Northern Italy
14. *Haurania* n. sp. "Bathonian", Northeastern France

15–21. *Pseudocyclammina.* ×25
15. *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, megalospheric form, Lias, Morocco
16. *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER, microspheric form, Lias, Morocco
17. *Pseudocyclammina* cf. *maynci* HOTTINGER, microspheric form. Dogger, Portugal
18. *Pseudocyclammina* cf. *maynci* HOTTINGER, megalospheric form. Dogger, Portugal
19. *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER, microspheric form. Dogger, Morocco
20. *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER, megalospheric form. Dogger, Morocco
21. *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), megalospheric form. Upper Jurassic. Poland

22–25. *Alveosepta,* ×25
22. *Alveosepta jaccardi* (SCHROTH), microspheric form, topotype. Upper Oxfordian, Switzerland
23. *Alveosepta jaccardi* (SCHROTH), megalospheric form, topotype. Upper Oxfordian, Switzerland
24. *Alveosepta personata* (TOBLER), microspheric form. Kimmeridgian, Switzerland
25. *Alveosepta personata* (TOBLER), megalospheric form. Kimmeridgian, Switzerland

26. *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER), megalospheric form, ×50. Kimmeridgian, Morocco
27. "*Dictyoconus*" *cayeuxi* LUCAS, megalospheric form., ×70. Upper Lias, Greece
28. *Kilianina blancheti* PFENDER, ×70. "Bathonian", Western Alps
29. *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY, PIGNATTI. ×50 Uppermost Oxfordian, Switzerland
30. *Pseudopfenderina butterlini* (BRUN), ×50. Middle Lias, lower level Morocco.
31. *Pfenderina salernitana* SARTONI et CRESCENTI, ×50. "Bathonian", Southern Italy
32. *Kurnubia palastiniensis* (HENSON), ×50. Oxfordian, Morocco
33. "*Meyendorffina*" *bathonica* AUROUZE et BIZON, ×50. "Bathonian", Paris Basin
34–35. *Everticyclammina virguliana* (KOECHLIN), ×25. Kimmeridgian, Morocco


Lower Cretaceous
MALM
DOGGER
LIAS
Anchispirocyclina
Pseudocyclammina
Everticyclammina
Alveosepta
Parurgonina
Kurnubia
Lituosepta
"Meyendorffina"
Haurania
Pfenderina
"Dictyoconus"
Orbitopsella
Pseudocyclammina
Pseudopfenderina

LIASSISCHE AMMONITEN AUS DEM MECSEKGEBIRGE (SÜDUNGARN)

von

L. Kovács

Die aus dem Mecsekgebirge stammende, grösstenteils aus *Arnioceras*-Arten bestehende Ammonitenfauna ist derzeit noch unter Bearbeitung. Bei dieser Gelegenheit möchte ich auf Grund der Ergebnisse der bisher durchgeführten Untersuchungen über die Verhältnisse des hiesigen unterliassischen Sedimentbeckens und den Charakter der darin gelebten Ammonitenfauna ein annäherndes Bild geben, das aber weit nicht als vollständig betrachtet werden kann.

Die ausführliche systematische Bearbeitung der unterliassischen Ammoniten des Mecsekgebirges ist bisher noch nicht an die Reihe gekommen, diesbezüglich finden wir in der älteren Fachliteratur nur spärliche Angaben. Ohne in die ausführliche Besprechung der Fachliteratur einzugehen, möchte ich mich nur auf einige diesbezügliche Daten berufen.

Die Fauna der flözführenden Schichtenfolge des Mecsekgebirges wurde zum erstenmal von Peters (1862) ausführlich besprochen, was sich aber grösstenteils auf Muscheln bezog. Vereinzelte Ammonitenfunde sind mit dem Namen von J. Böckh (1876) und Stur (1887) verbunden. Vadász bemerkt in einem seiner Aufnahmsberichte (1913), dass das Material der älteren Jurabildungen des Mecsekgebirges von K. Hofmann untersucht wurde, doch ist darüber keine schriftliche Spur zurückgeblieben. Die vereinzelten faunistischen Daten der früheren Fachliteratur wurden von Vadász (1935) in der Arbeit „Das Mecsek-Gebirge" zusammengefasst, ergänzt mit seinen neueren Untersuchungsergebnissen. Die Besprechung der Faunenelemente beschränkt sich aber nur auf Anführung.

Die unter Bearbeitung stehende Ammonitenfauna stammt einerseits aus den bei Hosszúhetény an die Oberfläche kommenden unterliassischen Fleckenmergeln, andererseits aus den mittelliassischen sandigen Fleckenmergeln des Kasodóberges bei Komló. Die Ammonitenreste sind ausnahmslos sehr schlecht erhalten und beschränken sich im allgemeinen nur auf die ins Gestein eingebetteten Umgangsfragmente, auf eingebettete, stark beschädigte, mangelhafte, oft stark zusammengepresste, sogar deformierte Umgangsteile. Dadurch wird ihre Bearbeitung sehr erschwert und verlangsamt.

Diese Ammonitenreste sind bei Hosszúhetény an zwei Fundstellen angetroffen worden. Eine Fundstelle liegt in der westlichen Nachbarschaft des nördlichen Teiles der Gemeinde, bei dem südlichen Ende der vor dem südöstlichen Fuss des Hármasberges liegenden grauen Fleckenmergelvortretens, unmittelbar neben der Landstrasse. Von diesem Punkt wurden die folgenden Arten bisher bekannt:

Arietites (Paracoroniceras) gmündensis (Opp.)
Arnioceras acuticarinatum (Simps.)
Arnioceras acuticarinatum proversum Kov.
Arniocerac rejectum Fuc.
Arnioceras tardecrescens (Hau.)

Die andere Fundstelle befindet sich an dem südlichen Steilabhang des sich an der östlichen Seite des nördlichen Teiles der Gemeinde im grossen und ganzen mit einem westlich-östlichen Streichen hinziehenden Pokmála-Kammes, welcher in der älteren Fachliteratur als Kálvária-Hügel erwähnt wird; auf diesem Gebietteil sind die Kalkmergelschichten durch einen ansehnlichen Trachydoleritgang durchbrochen. Hier zeigt sich das Gestein nicht einmal mit dem auf anderen Stellen gewöhnlichen petrographischen Beschaffenheiten, sondern es ist sehr zäh, hart, scharfen und glatten Bruches, ganz dunkelgrau, sogar beinahe schwarz. Neben anderen faziellen Abweichungen, wie ich später noch darauf zurückkehren werde, trägt es an Hand mehrerer Vorkommen unzweifelhafte Spuren der Kontaktwirkung des Trachydoleritganges an sich. Von hier wurden die folgenden Arten bisher bestimmt:

Coroniceras kridion (Hehl)
Arnioceras falcaries (Quenst.)
Arnioceras ceratitoides paucicosta Fuc.
Arnioceras mendax plicatellum Fuc.
Arnioceras intermedium Kov.
Arnioceras elegans Fuc.
Arnioceras elegans pusillum Fuc.

Die angeführten Ammonitenarten verweisen diese Fleckenmergelschichten stratigraphisch ins Sinemurien. In diesem Sinne erscheint die früher dem Mittellias zugerechnete Fleckenmergelentwicklung schon im jüngeren Unterlias. Die in Rede stehenden Bildungen wurden früher dem Deckmergelkomplex Lotharingiens gleichgesetzt, nachdem die ursprünglichen Beschaffenheiten des Gesteines an der Oberfläche durch die Zersetzungsprozesse verwischt worden sind. Später aber haben frische Gesteinsproben, welche auf den erwähnten Stellen aus Kernbohrungen stammen, entschieden, dass die in Rede stehenden Bildungen schon zum Fleckenmergelkomplex gehören. Mit diesen Fragen habe ich mich früher schon befasst (1964).

Das obenerwähnte andere Vorkommen nordwestlich von Hosszúhetény knüpft sich dem sich in der unmittelbaren östlichen Nachbarschaft von Komló erhebenden Kasodóberges an. Hier kommen graue, gelblichgraue, sandige, glimmerige, geschichtet-uneben zerfallende Fleckenmergelschichten an die Oberfläche, und zwar einerseits auf dem nordwestlichen Abhang des Kasodóberges führenden Fahrweg, etwa 300 m von der Ansiedlung der Tiefbohrungsunternehmung entfernt, wo auch einzelne härtere sandsteinartige Bänke erscheinen; andererseits aber in der Wand des sich am nördlichen Fuss des

Kasodóberges hinziehenden Bachbettes. An dem vorigen Fundort sind die Steinkernfragmente und Abdrücke folgender Arten hervorgekommen:

Pleuroceras spinatum (BRUG.)
Pleuroceras spinatum nudum (QUENST.)

Diesbezüglich muss ich bemerken, dass ich früher hier gesammelte, schlecht erhaltene, stark zusammengepresste Bruchstücke und Abdrücke als *Arnioceras ceratitoides* (QUENST.) erwähnt habe (1964), aber das gelegentlich der letzteren Sammelarbeiten hervorgekommene, obwohl schlecht erhaltene, doch reichere Material ermöglichte die Revision der früheren Bestimmung. Diese Ammonitenreste haben sich während der Untersuchungen als *Pleuroceras spinatum nudum* (QUENST.) erwiesen. Solche Exemplare habe ich auch in der Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt mit dem Namen *Pleuroceras spinatum* (BRUG.) gesehen, welche Exemplare noch aus der alten Sammlung von K. HOFMANN stammen. Im neuerdings eingesammelten Material sind auch die Bruchstücke und Abdrücke des *Pleuroceras spinatum* (BRUG.) vorhanden.

Die im Bachbett aufgeschlossenen Fleckenmergel enthalten schon auf den ersten Blick eine bedeutend reichere und besser erhaltene Ammonitenfauna. Die einzelnen Exemplare sind auch hier in das Gestein eingebettet, ohne sie freilegen zu können, und in der Fauna, welche teils aus unversehrten Steinkernen und Abdrücken, mehrmals aber nur aus Bruchstücken besteht, sind bisheriger Beurteilung nach ausschliesslich *Pleuroceras spinatum* (BRUG.) und *Pleuroceras spinatum nudum* (QUENST.) vorhanden, mit Übergewicht der letzteren Art (34 Stücke; vorige Art 14 Stücke).

In Bezug auf die stratigraphische Lage dieser Bildungen wird die ursprüngliche Auffassung von K. HOFMANN, welcher nach wir auf diesem Gebit mit Domerien-Ablagerungen zu tun haben, durch diese Ammonitenfunde bestätigt. Auf Grund der wesentlichen räumlichen Niveaudifferenz der Pleuroceratenmergel zwischen dem Bergabhang und dem Bachbett, welche Differenz etwa 20–25 m beträgt, müssen wir am nördlich-nordwestlichen Fuss des Kasodóberges mit einer bedeutenden Verwerfung rechnen, welcher entlang die Pleuroceratenmergel des Bachbettes hinuntergesunken sind.

Kurze Besprechung der Ammonitenarten

Im Nachfolgenden möchte ich die oben angeführten Ammonitenarten mit der Aushebung ihrer bezeichnendsten Merkmale kurz besprechen.

Die bisher untersuchten Formen der aus den unterliassischen Fleckenmergeln bei Hosszúhetény hervorgekommenen Ammonitenfauna verteilen sich innerhalb der Familie Arietitidae unter drei Gattungen, undzwar *Arietites* und *Coroniceras*, welche zur Unterfamilie Arietitinae gehören, sowie *Arnioceras*, welche Gattung der Unterfamilie Arnioceratinae angehört. Die zu dieser letzteren Gattung gehörenden Formen sind in Übergewicht.

Die zur Gattung *Arietites* gehörende Art ist *Arietites (Paracoroniceras) gmündensis* (OPP.), welcher durch ein unter dem Hármasberg angetroffenes, im Gestein eingebettetes, ziemlich grosses Windungsbruchstück vertreten wird. Es stimmt auf Grund der Entwicklung der Rippen, der Externseite und

der Windungsform mit der von ARKELL (1957) mitgeteilten REYNÉS'schen Abbildung gut überein, welche übrigens auch den Typus der von SPATH (1922) aufgestellten Gattung *Paracoroniceras* verkörpert. Auf Grund gewisser Bedenken aber — im Einverstehen mit der Bestrebung von WALLISER (1956) und BLIND (1963), die sich auf die Vereinfachung des Systems der übertrieben zergliederten Arietitiden richtet — stellen wir die SPATH'sche Gattung *Paracoroniceras* als Untergattung innerhalb der Gattung *Arietites* hin.

Arietites (Paracoroniceras) gmündensis (OPP.) kommt nach OPPEL (1856–58) in Württemberg auf mehreren Stellen vor, wo er einen Horizont bezeichnet, welcher über der Bucklandizone und unmittelbar unter der Zone des *Pentacrinus tuberculatus* liegt. Dieses kommt auch in der WALLISER'schen Zoneneinteilung des Schwäbischen Jura (1956, und HÖLDER 1964, p. 27.) zum Ausdruck. Sein Vorkommen ist auch in Nordwest-Deutschland (auf dem Gebiet von Harzburg), in Frankreich und England unter identischen stratigraphischen Verhältnissen bekannt.

Die zur Gattung *Coroniceras* gehörende Art ist *Coroniceras kridion* (HEHL), vom Vorkommen von Pokmála, welches durch zwei kleine, ins Gestein eingebettete, sehr mangelhafte Exemplare vertreten wird; das eine von ihnen beschränkt sich überwiegend nur auf einen Abdruck. Ihre erkennbaren Merkmale ergänzen sich aber gegenseitig und die Entwicklung der auf der Externkante Knoten tragenden Rippen, der zwar schwer zu rekonstruierenden Windungsform und die annähernden Massangaben ermöglichen die Artidentifizierung.

HYATT (1889) erwähnt, dass zahlreiche Funde darauf hinweisen, dass *Coroniceras kridion* (HEHL) in den Liasschichten Süd-Deutschlands und des Beckens von Cote d'Or am meisten heimisch war und diesbezüglichen Angaben entsprechend in der Mitteleuropäischen Provinz entstanden sein dürfte. Zugleich aber lässt seine Erscheinung in den Nordöstlichen Alpen (HAUER 1856, WÄHNER 1895) auf eine Einwanderung von Westen her schliessen. Von STUR und GÜMBEL wird es aus den unterliassischen Schichten der Kammerkar-Alpen erwähnt.

FIEGE (1929) bemerkt, dass die frühere Angabe von OPPEL, nach welcher *Coroniceras kridion* (HEHL) mit und unter *Arietites bucklandi* vorkommt, stutzig machend ist und er vielleicht ein junges Exemplar von *Coroniceras rotiformis* (SOW.) gemeint hat. Übrigens vereinigt FIEGE *Coroniceras kridion* (HEHL) und *Arnioceras falcaries* (QUENST.), obzwar nicht richtig, mit dem vorigen Namen und bemerkt, dass die Zusammenfassung beider Formen „beruht auf der Beobachtung, dass sich Übergänge zwischen beiden Formen finden und dass beide Formen im solchen Horizont vorkommen". *Arnioceras falcaries* (QUENST.) bezeichnet auf dem Gebiet des Schwäbischen Jura — nach der Zoneneinteilung von WALLISER (1956) im oberen Teil des Untersinemuriens — die oberste Zone der Sammelzone des *Arnioceras geometricum* (in Wesen wie Semicostatumzone, HÖLDER 1964, p. 27.).

Von den angeführten Formen der Gattung *Arnioceras* können wir erstens jene Formen erwähnen, welche auf Grund ihrer charakteristisch vorwärtsgebogenen Berippung von alten Forschern als „Sichelarieten" bezeichnet worden sind.

Arnioceras falcaries (QUENST.), welches von QUENSTEDT (1858) für eine der schönsten Typen von Sichelarieten gehalten wird, ist im Vorkommen von

Pokmála durch drei ins Gestein eingebettete Bruchstücke vertreten. Diese Windungsbruchstücke verweisen auf ziemlich wohl entwickelte Formen und ihre erkennbaren Merkmale — die zu rekonstruierende Windungsform, der Mangel der den Mediankiel begleitenden Furchen, hauptsächlich aber die Erscheinung der bezeichnenden Sichelrippen — bestätigen die Identifizierung mit der vorliegenden Art.

Arnioceras falcaries (QUENST.) ist ziemlich verbreitet und ist auf Grund seiner Merkmale eine gut erkennbare Form, doch hat auch selbst QUENSTEDT (1885) solche Formen zusammengefasst, welche nach JAWORSKI (1931) zu anderen Arten gehören. Sein Vorkommen ist aus Schwaben, den Nordalpen, aus Frankreich und England bekannt. Das biostratigraphische Auftreten des *Arnioceras falcaries* (QUENST.) habe ich oben schon erwähnt.

Arnioceras acuticarinatum (SIMPS.), welches in der Erscheinung der Rippen der vorangehenden Art nahe steht, wird durch ein einziges ins Gestein eingebettetes, auf ein gut entwickeltes Exemplar verweisendes Wohnkammerfragment aus dem Vorkommen unter dem Hármasberg vertreten. Das sich insgesamt auf 14 stark entwickelte Rippen beschränkende Steinkernfragment gehört auf Grund der in postradialen Rippen, im auffallend hohen Mediankiel, im Mangel der Begleitfurchen und Nebenkiele, sowie in der Windungsform zum Ausdruck kommenden bezeichnenden Merkmale unzweifelhaft zur vorliegenden Art. Sein Vorkommen ist aus England bekannt und seine biostratigraphische Lage wird von BUCKMAN (1909) im oberen Teil von Untersinemurien, in der *Semicostatum*-Zone fixiert. Sein Vorkommen wird von JAWORSKI (1931) auch im Schwäbischen Jura in ähnlicher stratigraphischer Lage für wahrscheinlich gehalten.

Es schliesst sich dem Typus des *Arnioceras acuticarinatum* (SIMPS.) ein ebenfalls von einem gut entwickelten Exemplar stammendes, insgesamt durch 8 kräftige Rippen gekennzeichnetes, ins Gestein eingebettetes Windungsbruchstück, von der mit der vorigen Art identischen Fundstelle an. Das Windungsbruchstück scheint auf den ersten Blick mit *Arnioceras acuticarinatum* (SIMPS.) im hohen Mediankiel, im Mangel der Begleitfurchen und Nebenkiele, sowie etwas auch in der Windungsform stärkere Ähnlichkeit aufzuweisen. Doch weicht der Charakter der Rippen ab, da diese — in ihrem Verlauf — mit einer kaum bemerkbaren Einbiegung ein wenig vorwärts stürzen und ihr Ende auf der Externkante mit einem regelmässigen Bogen nach vorne gegen die Externseite hinüber geht, wodurch die Steife der Rippen aufgelöst wird und gewissermassen „*falcaries*"-Züge auftreten, so wird er vom Typus mit dem Namen *Arnioceras acuticarinatum proversum* nov. ssp. abgesondert.

Die Unterart *Arnioceras ceratitoides paucicosta* FUC., welche von FUCINI (1902) vom Typus, der auf Grund der Literaturangaben viele Missverständnisse und Diskussionen ausgelöst hat, abgesondert wurde, wird bisher nur durch den Abdruck eines insgesamt kleinen, sehr schmalen Windungsteil vertretenden, deformierten Exemplares in den schwarzen Kalkmergel von Pokmála vertreten. Der auf Grund der Abdrücke festzustellende Charakter der geraden radialen, steifen Rippen, sowie die Rippanzahl weisen zweifellos auf die vorliegende Unterart hin, deren Vorkommen aus den Nordalpen, Appenninen, und dem Hinweis von FUCINI nach aus Frankreich, aber stratigraphisch aus Sinemurien ohne näherer Zonenbezeichnung bekannt ist.

Arnioceras rejectum FUC. wird durch zwei ziemlich grosse, im Gestein eingebettete, doch stark beschädigte, mangelhafte und zusammengepresste Exemplare aus dem Vorkommen unter dem Hármasberg vertreten. Die charakteristische dichte Berippung mit den leicht konkaven und mehr-weniger postradialen, gut entwickelten Rippen, die Entwicklung des bezeichnenden hohen Mediankieles, sowie die trotz dem kräftigen Druck mehr-weniger rekonstruierbare Windungsform ermöglichen die Artidentifizierung. Das mit Sinemurien verbundene Vorkommen des *Arnioceras rejectum* FUC. ist ohne näherer Zonenbezeichnung aus den Appenninen, Nordöstlichen Alpen der Bucklandizone aus Siebenbürgen (Alsórákos, einer gemischten Fauna zusammen mit Arten von Obersinemurien, VADÁSZ 1907 und 1908), in Ungarn aber aus dem Nördlichen Bakony (Kávásberg, KOVÁCS 1942), bekannt.

Arnioceras tardecrescens (HAU.), welches durch ein ins Gestein eingebettetes, stark beschädigtes, mangelhaftes, zusammengepresstes Exemplar vertreten wird, ist ebenfalls aus den grauen Fleckenmergeln unter dem Hármasberg hervorgekommen. Auf den äusseren Windungen sind die im langsamen Zunehmen der Windungen, in der Entwicklung der dichten zugeschärften Berippung, sowie der den Mediankiel begleitenden schmalen Furchen und der nicht auffallend starken Externkante zum Ausdruck kommenden Merkmale trotz dem schlechten Erhaltungszustand, zu erkennen, was die Artidentifizierung ermöglicht. Das Vorkommen des *Arnioceras tardecrescens* (HAU.) ist aus den Nordöstlichen Alpen, Appenninen und Südfrankreich, aus dem Sinemurien ohne nähere Zonenbezeichnung bekannt. ANDRUSOW (1931) erwähnt eine, ähnliche Form aus der Klippenzone der Westkarpaten.

Arnioceras mendax plicatellum FUC., das im Vorkommen von Pokmála durch einen ins Gestein eingebetteten mangelhaften Windungsteil vertreten ist, lässt sich auf Grund der dichten, scharfen Berippung und der radialen, auf jedem jüngeren Windungsteil leicht postradialen Rippen, deren Anzahl mit der Windungszunahme merkbar abnimmt, gut erkennen. Das Vorkommen des *Arnioceras mendax plicatellum* FUC. ist aus den Appenninen, aus den unteren grauen und roten Kalken, ohne nähere Zonenbezeichnung, bekannt.

Aus den schwarzen Kalkmergeln von Pokmála ist ein stark beschädigtes und zusammengepresstes Exemplar hervorgekommen, dessen äussere Windung sich zum Teil erhalten hat, welches sich aber — abgesehen von den vollständig korrodierten innersten Windungen — nur auf einen Abdruck beschränkt hat. Diese Form befindet sich in der Entwicklung einzelner Teile der Berippung, weiterhin der Externseite, sowie in Betracht der zu rekonstruierenden Windungsform in Verhältnis zu *Arnioceras fallax* FUC., *Arnioceras insolitum* FUC. und *Arnioceras simile* FUC. in einer Zwischenlage, deshalb bezeichnete ich sie mit dem Namen *Arnioceras intermedium* nov. sp. Die vorher erwähnten Arten sind aus den Appenninen aus dem Sinemurien ohne nähere Zonenbezeichnung bekannt.

Arnioceras elegans FUC., welches durch drei kleine, sich nur auf innere Windungen beschränkte mangelhafte Bruchstücke, überwiegend Abdrücke, im Vorkommen von Pokmála vertreten wird, lässt sich hauptsächlich nur auf Grund des Charakters der Berippung und der annähernden Massangaben in unserer Fauna feststellen. Die leicht postradialen und deutlich konvexen Rippen, sowie die Rippenzahl beweisen unzweifelhaft die Verbindung mit der

vorliegenden Art. Das Vorkommen des *Arnioceras elegans* Fuc. ist aus den Appenninen, aus den unteren grauen Kalken des Sinemurien ohne nähere Zonenbezeichnung bekannt.

Die Unterart *Arnioceras elegans pusillum* Fuc. wird im Vorkommen von Pokmála durch ein einziges, ins Gestein eingebettetes kleines, ziemlich deformiertes Exemplar vertreten, dessen Windungen — abgesehen von einem stark beschädigten äusseren Windungsteil — sich nur auf Abdrücke beschränken. Besonders aber die gut erkennbare, auffallend postradiale, dichte Berippung, sowie die zu rekonstruierende Windungsform ermöglichen die Artidentifizierung. *Arnioceras elegans pusillum* Fuc. ist aus den Appenninen, aus den unteren grauen, zum Teil roten Kalken des Sinemurien, ohne nähere Zonenbezeichnung, bekannt.

Im allgemeinen können die Lobenlinien, sowie das Verhältnis der Windungshöhe und Windungsbreite zueinander, sowie dessen Veränderung während der Ontogenie, leider, wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Ammonitenreste nicht untersucht werden.

Stratigraphische Zusammenfassung

Unter den oben besprochenen Arietitiden kann es sich insgesamt um vier Arten handeln, deren biostratigraphische Lage in der Fachliteratur genau angegeben ist. Diese sind:

Arietites (Paracoroniceras) gmündensis (Opp.), welcher in der sich auf den Schwäbischen Jura beziehenden, erwähnten Zoneneinteilung von Walliser (1956), im unteren Teil der Sammelzone des *Arnioceras geometricum* (Hölder 1964, p. 27.), die unmittelbar über der *Bucklandi*-Zone liegende Zone bezeichnet. Diese entspricht in der nordwestdeutschen Zoneneinteilung der untersten Subzone innerhalb der den oberen Teil von Untersinemurien bezeichnenden *Semicostatum*-Zone (Hölder l. c.).

Arnioceras falcaries (Quenst.) bezeichnet in der Zoneneinteilung von Walliser die oberste Zone der *Sammel*-Zone des *Arnioceras geometricum*, welche der nordwestdeutschen Zoneneinteilung nach der obersten Subzone der *Semicostatum*-Zone, das heisst jener des *Euagassiceras sauzeanum* entspricht.

Coroniceras kridion (Hehl) kommt nach der Bemerkung von Fiege (1929), wie schon obenerwähnt, in identischer Zone mit *Arnioceras falcaries* (Quenst.) hervor.

Die biostratigraphische Lage des *Arnioceras acuticarinatum* (Simps.) wird von Buckman (1909) in der *Semicostatum*-Zone angegeben.

Wir könnten vielleicht noch *Arnioceras ceratitoides paucicosta* Fuc. erwähnen, welches mit dem Typus wenigstens gleichzeitig gelebt haben dürfte. *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.) bezeichnet aber im Typusprofil der Umgebung von Semur (Côte d'Or), nach der ausführlichen Einteilung von Mouterde (1961), eine dem *Arietites gmündensis* entsprechende Zone (Hölder 1964, p. 26.), unmittelbar über der *Bucklandi*-Zone. Blind (1963) erwähnt *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.) aus den Nordalpen, in der Umgebung von Breitenberg, wo es sich in Lias Alpha-3 (in der *Bucklandi*-Zone) in grosser Menge zeigt und nach oben, zusammen mit anderen Arten des jüngeren Untersinemurien (der

Semicostatum-Zone), auch in den unteren Teil von Lias Beta (*Turneri*-Zone) eindringt. In der hiesigen Schichtenfolge, an der Grenze von Lias Alpha/Beta, tritt auch *Arnioceras falcaries* (QUENST.) nach ihm zusammen mit anderen Arten vereinzelt auf.

Die angeführten *Arnioceras*-Arten — mit Ausnahme von *Arnioceras falcaries, acuticarinatum, intermedium* — kommen unseren Kenntnissen nach, wie oben schon gesehen, überwiegend in den Appenninen hervor, wo sie von FUCINI (1902) aus den unterliassischen grauen und roten Kalken von Monte di Cetona besprochen wurden. FUCINI weist darauf hin, dass in diesen auf dem Gebiet von Cetona auftretenden Kalken annehmbar alle höhere Liaszonen, von der *Bucklandi*-Zone an einschliesslich bis zur Bifronszone, vorhanden sind, ohne aber diese Zonen mit Hilfe eigener Zonenfossilien voneinander absondern zu können. Dennoch sind nach ihm diese Ammonitenkalke auf drei Teile zu zerlegen, welche je aus grauen und roten Kalken bestehen, doch unterscheiden sie sich voneinander gewissermassen lithologisch, hauptsächlich aber durch ihre Faunen.

Die grauen und roten Kalke des ersten und gleichzeitig untersten Teiles dieser Kalkgruppe (calcari grigi e rossi inferiori) zeichnen sich mit einer grossen Anzahl von unterliassischen Ammonitenarten aus. Aus der Besprechung von FUCINI kommt es, leider, nicht deutlich heraus, ob im Verhältnis der grauen und roten Kalke zueinander nur räumlicher oder auch zeitlicher Unterscheid bestände. Jedenfalls müssen wir in diesen Kalken Ablagerungen des Sinemurien betrachten. Diese Kalkgruppe ist nach FUCINI mit vielen anderen Vorkommen in Italien (Toscana, Appennino Centrale, Saltrio in Lombardien usw.), ausserhalb Italien aber mit den klassischen Schichten von Hierlatz, besonders aber mit denjenigen von Adnet, Bukowina und Széklerland (Siebenbürgen in Rumänien) identisch.

Auf Grund der oben Gesagten können wir die stratigraphische Lage der vorliegenden Fleckenmergel vorläufig im oberen Teil des Untersinemurien, in der *Semicostatum*-Zone bezeichnen, wonach sie höchstens als die Grenzbildungen zwischen Unter- und Obersinemurien betrachtet werden können.

Die bisher bearbeitete kleine Ammonitenfauna ist in ihren Hauptzügen zweifellos mediterranen Charakters und ihre Arten sind in der Mehrzahl mit alpinen Formen, hauptsächlich aber mit denjenigen aus den Apenninen gemeinsam. Eine Ausnahme bilden nur *Arietites gmündensis* (OPP.), *Arnioceras acuticarinatum* (SIMPS.) und *Coroniceras kridion* (HEHL). Die letztgenannte Art ist auch aus den Nordalpen bekannt, das Vorhandensein des *Arietites gmündensis* (OPP.) wird hier (bei Staudach S. Chimsee) sogar für wahrscheinlich gehalten (WISSNER 1958 in HÖLDER 1964, p. 369).

Über einige Beschaffenheiten der Ablagerungen des liassischen Sedimentbeckens

In den nachfolgenden möchte ich noch über die lithologischen Beschaffenheiten der die besprechenen Ammonitenreste einschliessenden Fleckenmergel einige Bemerkungen der chemischen Analyse und Derivatographaufnahme des Materials einigen Gesteinsporben stützen. Diese Angaben können einigermassen

den Faziescharakter diesen Bildungen und die Lebensbedingungen des ehemaligen Sedimentbeckens erklären. Die Untersuchungen wurden auf fünf Gesteinsproben durchgeführt, wie folgt:

1. Graue Fleckenmergel (Sinemurien), Hosszúhetény NW, unter dem Hármasberg.
2. Schwarze Kalkmergel (Sinemurien) aus der Fleckenmergelgruppe, Hosszúhetény NO, Pokmála.
3. Graue Fleckenmergel (Domerien) Komló O, am nördlichen Abhang des Kasodóberges (aus früheren Sammeln).
4. Graue Fleckenmergel (Domerien), Komló, obendaher (aus etwas höheren Schichten).
5. Graue Fleckenmergel (Domerien), Komló, aus dem Bachbett am nördlichen Fuss des Kasodóberges.

Die chemischen Analysen, derer Ergebnisse in den nachfolgenden tabellarisch zusammengefasst sind, wurden von Adjunkt Frau Szabina Kossuth, die Derivatographaufnahmen aber von Assistent Ilona Simkó durchgeführt. Im Text werden wir uns im weiteren auf die betreffende Bildungen nach den Nummern der einzelnen Proben berufen.

Nummer der Proben	In Säure unlösbarer Teil %	Glühverlust %	Aus Säurenlösung			Aus laugigem Aufschliessen			Zusammen %
			sämtl. Fe_2O_3 %	CaO %	MgO %	sämtl. Fe_2O_3 %	CaO %	MgO %	
1.	14,78	37,77	1,79	41,30	2,91	1,79	41,85	2,87	99,10
2.	23,23	31,41	1,59	34,30	3,52	1,59	34,30	3,47	94,05
3.	47,74	21,42	1,60	22,75	1,51	1,99	23,10	1,48	95,76
4.	46,29	22,13	1,39	24,15	1,26	2,19	24,29	1,15	96,16
5.	53,80	18,91	1,51	17,85	2,11	2,58	18,04	2,13	95,46

Was den petrographischen Charakter der einzelnen Proben im Verhältnis des Kalk- und Tongehaltes zueinander in erster Reihe betrifft, ergibt sich aus den chemischen Analysen, dass die Proben als Mergel verschiedener Beschaffenheit betrachtet werden können. Die Probe Nr. 1. ist ein Kalkmergel an der oberen Grenze ($CaCO_3$ Gehalt: 79,62% = die Summe des Glühverlustes und des CaO aus dem laugigen Aufschliessen) dieser Kategorie (Bárdossy 1961), mit ziemlich geringerem Tongehalt. Die Probe Nr. 2. ist ebenfalls Kalkmergel ($CaCO_3$: 65,71%), doch mit einem grösseren Tongehalt. Die Proben Nr. 3. und 4. sind nur Mergel ($CaCO_3$: 44,52% und 46,42%), welche aber neben dem Tongehalt auch makroskopisch bemerkbar stärker sandig sind. Die Probe Nr. 5. ist ein Tonmergel ($CaCO_3$: 36,95%), ebenfalls stärker sandigen Charakters.

Die mit den chemischen Analysen parallel durchgeführten DTA-Untersuchungen haben in Betracht auf obige Zusammensetzung der einzelnen Proben gut übereinstimmende Ergebnisse gebracht. Auf den beigelegten Thermogrammen der einzelnen Proben wird der $CaCO_3$-Gehalt, der zwischen 800–900 C° stattfindenden Thermolyse entsprechend, durch die grossen endothermen Spitzen der DTG- und DTA-Kurven bezeichnet. Die aus der durch die TG-Kurven festgesetzten Gewichtsabnahme gerechneten Werte des $CaCO_3$-Gehaltes stimmen mit den obigen überein (in der Reihenfolge der Proben: cca 80%, 65%, 40%, 42%, 35%).

Die endothermen Spitzen verschiedenen Masses in den DTA-Kurven der einzelnen Thermogramme bezeichnen, hauptsächlich im Fall der Proben Nr. 3–5., tonige Komponente, auf Grund des Charakters der endothermen Spitzen mit illitischer Beschaffenheit.

Am auffallendsten ist einerseits der langgestreckte, auseinandergezogene Abschnitt exothermen Charakters der DTA-Kurve der Probe Nr. 2., andererseits aber die doppelte exotherme Spitze der Probe Nr. 5. Die in solcher Form zum Ausdruck kommenden exothermen Charaktere weisen im allgemeinen auf das Vorhandensein von organischen Stoffen und sind eben wegen ihres ausgebreiteten Charakters von den exothermen — zufällig auch doppelten — Spitzen des Pyrits, welcher sich im grossen und ganzen in einer ähnlichen Temperaturprovinz oxidiert (Frau FÖLDVÁRI 1958), abzusondern. Doch ist die exotherme Spitze des Pyrits infolge der raschen Oxydation eng.

Im Gesteinsmaterial der Probe Nr. 2. ist Pyrit wirklich vorhanden, welcher in feinen zerstreuten Körnchen, stellenweise in kleineren-grösseren unregelmässigen Knoten angereichert auch makroskopisch zu beobachten ist. Trotzdem bezeichnet die DTA-Kurve sein Vorhandensein nicht, was damit in Zusammenhang stehen dürfte, dass die Pyritspitze durch den erwähnten ausgebreiteten exothermen Abschnitt der Kurve verdeckt wird, ausser wenn die bei einer Temperatur von 570 C° eintretende, auf endothermen Prozess hinweisende rasche Abbiegung der DTA-Kurve nicht der Wirkung des Zerfalls des Schwefelkieses angerechnet werden könnte, welcher den Kurvenverlauf modifiziert.

Die schwarze Farbe des Kalkmergels lässt auf den ersten Blick auf von organischen Stoffen stammende dunkle Färbung schliessen. Das Vorhandensein von organischem Stoff wurde durch die chemische Analyse entschieden nachgewiesen. Frau Sz. KOSSUTH hat bei dem Aufschliessen mit KOH eine interessante Beobachtung gemacht. Nach Ihrer Meinung hat sich der Eisen in der anfangs schwarzen Flüssigkeit solange nicht oxydiert, bis der anwesende organische Stoff von reduzierender Wirkung durch KOH vollständig zersetzt wurde. Nun wurde die Lösung auf einige Sekunden ganz hell, darauffolgend wurde sie wegen der eingetretenen Oxydation des Eisens allmählich rasch dunkel, schliesslich wieder schwarz. Der nachgewiesene organische Stoff müsste unzweifelhaft Bitumen sein, was auch durch das Vorhandensein des Pyrits bestätigt wird.

Die auf der DTA-Kurve der Probe Nr. 5. (Fig. 1, D) in der Temperaturprovinz von 320–480 C° auftretende langgestreckte exotherme Spitze, welche in diesem Fall doppelt ist, weist ebenfalls auf das Vorhandensein von organischen Stoffen hin. Doch sind diese entschieden von pflanzlichem Ursprung, was auch durch die Tatsache bewiesen wird, dass es in einer der aus dem Bachbett bei Komló stammenden Proben ein dünner Steinkohlenstreif von 1 mm Mächtigkeit zu beobachten ist. Auch die dunklen unregelmässigen Flecke, welche auf den Schichtenoberflächen der hiesigen Gesteinsproben zu sehen sind, lassen sich auf wahrscheinlich durch Verkohlung bewirkte Färbung zurückführen.

Die Transgression des unterliassischen Meeres dürfte im Raum des Mecsekgebirges, annehmbar von Westen-Nordwesten her, auf einem rasch hinabsinkenden Gebiet eingetroffen sein, was auch durch die beträchtliche Mächtigkeit des die flözführende Schichtenfolge überlagernden Mergelkomplexes bewiesen

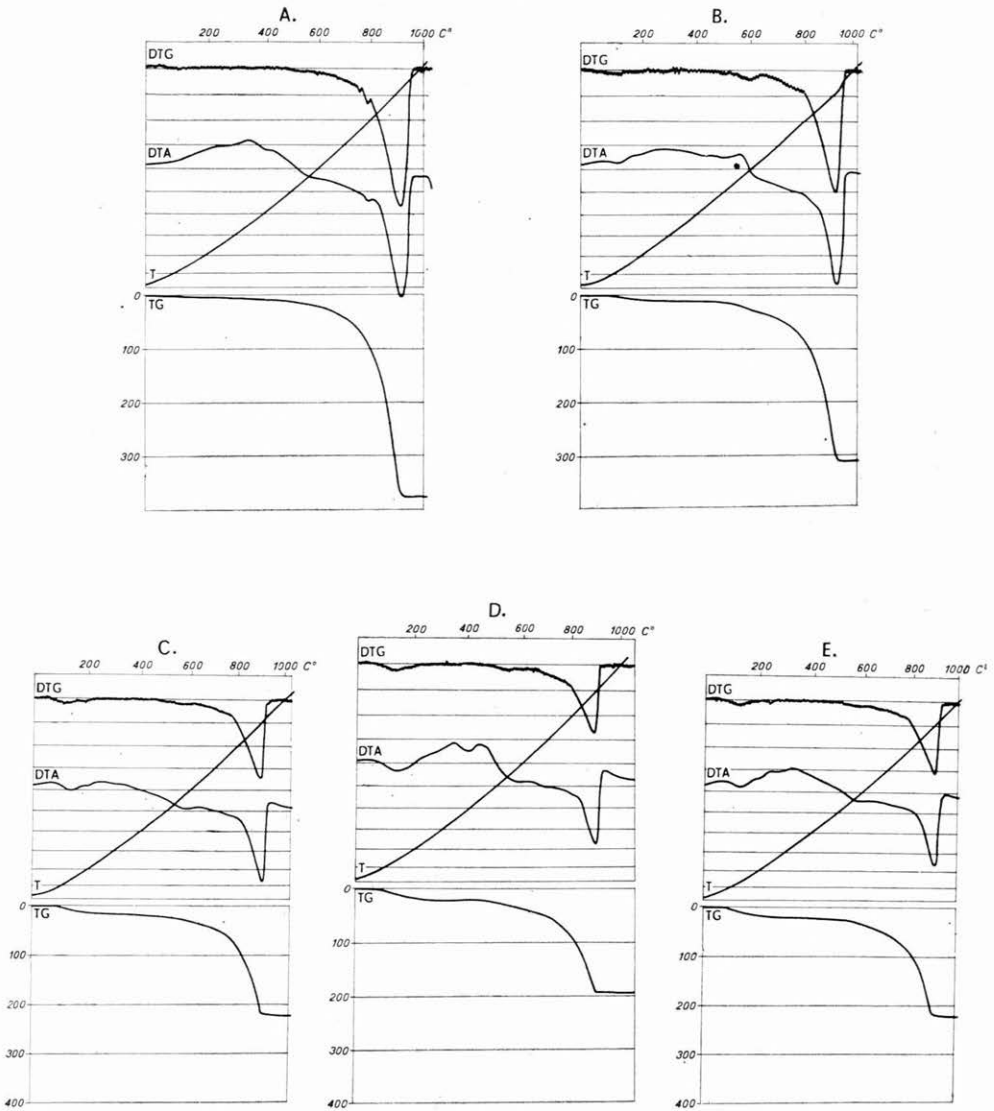


Fig. 1. Derivatographaufnahmen

A) Grauer Fleckenmergel (Sinemurien), Hosszúhetény NW, unter dem Hármasberg; *B)* Schwarzer Kalkmergel (Sinemurien), aus der Fleckenmergelgruppe, Hosszúhetény NO, Pokmála; *C)* Grauer Fleckenmergel (Domerien), Komló O, am N-lichen Abhang des Kasodóberges; *D)* Dasselbe, aus etwas höheren Schichten; *E)* Dasselbe, aus dem Bachbett am N-lichen Fuss des Kasodóberges

wird. Der sehr feinkörnige Charakter der Ablagerungen lässt darauf schliessen, dass es in diesem Raum, im jüngeren Teil des Unterlias, ein im allgemeinen durch ruhige Sedimentbildung gekennzeichnetes, von stärkerer Wasserbewegung freies sublitorales Sedimentbecken zustande gekommen sein dürfte, in welchem die Bedingungen der Sedimentbildung ziemlich lange Zeit hindurch unverändert geblieben sind. Die Durchlüftung des Bodenniveaus dürfte infolge der beschränkten Wasserbewegung mangelhaft gewesen sein. Darauf lässt die graue Farbe des Gesteines schliessen, welche in Betracht auf durch chemische Analyse nachgewiesenen Eisengehalt auf das Vorhandensein von zweiwertigem Eisen hinweist (KOVÁCS 1960, 1965). Ein solcher Zustand des Wassers des Bodenniveaus hat aber die Lebensbedingungen für einzelne benthonische Organismen, in diesem Fall für die bodenbewohnenden Arietitiden, gewissermassen noch günstiger gestaltet (KOVÁCS 1956). Diese Verhältnisse, welche in der SCHMIDT–KOVÁCS'schen bionomischen Einteilung der vierten („ruhig") Kategorie entsprechen (SCHMIDT 1935, KOVÁCS 1960, 1963), spiegeln sich aus den bei Hosszúhetény unter dem Hármasberg an die Oberfläche kommenden Kalkmergeln gut wieder.

Hingegen lassen die auf Pokmála bei Hosszúhetény auftretenden schwarzen Kalkmergel — auch im Sinn der oben Gesagten — einen irgendwie abgesonderten ehemaligen kleinen Beckenteil annehmen, auf dessen Bodenniveau, beinahe in stagnierendem Wasser, wenigstens bei einer ungenügenden Durchlüftung, sich eine reduktive Umwelt abgenommenen Redoxpotentials ausgestaltet haben vermochte, mit im Bodenschlamm auftretendem Bitumen und mit durch den angereicherten Schwefelwasserstoff ausgeschiedenem Eisensulfid (Pyrit). Diese Verhältnisse bezeichnen in der obigen bionomischen Einteilung wenigstens die fünfte („faul") Kategorie. Es ist nicht wahrscheinlich, dass sich die bodenbewohnenden Arietitiden bei der Ungenügendheit der Lebensbedingungen einem solchen Biotop angewöhnt haben könnten. Unter den aus dem Kalkmergel hervogekommenen Ammonitenresten finden sich kaum ein oder zwei, auf ein etwas grösseres Exemplar hinweisende Fragmente vor, gegenüber den Formen des vorher erwähnten Kalkmergels. Übrigens kann der sehr zähe Charakter des harten Gesteines — wie oben schon erwähnt — mit der Kontaktwirkung des die Schichtenfolge durchbrechenden Trachydolerites in Zusammenhang gebracht werden.

Die Mergelvorkommen des Kasodóberges bei Komló weisen schon im Domerien auf eine Sedimentation unter seichtsublitoralen Verhältnissen hin, was auch durch den gesteigerten Sandgehalt des Gesteines wahrscheinlich wird. Auf Grund des stärker sandigen Charakters könnte das Gestein, welches sich übrigens im Verhältnis des Kalk- und Tongehaltes zueinander als Mergel erweist, auch als stark kalkig-mergeliger Sandstein betrachtet werden. Am Abhang des Kasodóberges schalten sich auch ausgesprochen kalkige Sandsteinschichten in diesem Gesteinkomplex stellenweise ein. Auch der Glimmergehalt (Muskovit) des Gesteinsmaterials des Bachbettes ist ziemlich augenfällig.

Der auffallend glimmerig-sandige Charakter des Gesteinmaterials, sowie die Unebenheiten der Schichtung scheinen darauf hinzuweisen, dass einerseits ziemlich viel feines Schuttmaterial von der nicht sehr entfernten Küstengegend in das seichtsublitorale Sedimentbecken hineingeraten sei, andererseits aber

dass der ruhige Fortgang der Sedimentation bei einer seichten Wassertiefe durch stärkere Wasserbewegung gestört worden sein dürfte. Die Rolle von Küstennähe und Wasserbewegung kommt auch darin zur Geltung, dass auch Pflanzenreste in das Sedimentbecken getrieben sein können, was — wie schon gesehen — auch durch die unzweifelhaften Beweise der Verkohlung bestätigt wird.

LITERATUR

Andrusow D. 1931: Étude géologique de la zone des Klippes Internes des Carpathes Occidentales. — Rozpr. Státn. Geol. Ustavu Ceskosl. Rep. 6.

Arkell W. J. 1950: A classification of the Jurassic Ammonites. Journ. of. Pal. 24.

Arkell W. J. 1956: Jurassic Geology of the World, — London.

Arkell W. J. 1957: Introduction to mesozoic Ammonoidea. — In: Moore: Treatise on Invertebrate Paleontology. L/4. Cephalopoda. Kansas.

Bárdossy Gy. 1961: Üledékes kőzeteink nevezéktanának kérdései. — Földt. Közl., **91.**

Blind W. 1963: Die Ammoniten des Lias Alpha aus Schwaben, vom Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung. Palaeontographica. Abt. A. 121.

Bonorelli G. 1899: Cefalopodi Sinemuriani dell'Appennino Centrale. — Pal. Ital., **5.**

Böckh J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — MÁFI Évk. **4.**

Buckman S. S. 1909–1912: Yorkshire type Ammonites. 1. London.

Canavari M. 1882–1883: Beiträge zur Fauna des unteren Lias von Spezia. — Palaeontographica, **29.**

Fantini N.–Paganoni C. 1953: Studi paleontologici sul Lias del Monte Albenza. Ammoniti del Lotharingiano e del Domeriano. — Rivista Ital. d. Pal. e. Stratigr., **59.**

Fiege K. 1929: Die Biostratigraphie der Arietenschichten NW-Deutschlands und Württembergs. — Palaeontographica, **71.**

Földváriné Vogl M. 1958: A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyag-kutatásban. — MÁFI Alk. Kiadv., Budapest.

Fucini A. 1898: Di alcune nuove Ammoniti dei calcari rossi inferiori della Toscana. — Pal. Ital., **4.**

Fucini A. 1902: Cefalopodi liassici del Monte di Cetona. — P. II. Pal. Ital., **8.**

Geyer G. 1886: Über die liassischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. — Abhandl. d.k.k. Geol. Reichsanst., **12.**

Hauer Fr. 1856: Über Cephalopoden aus dem Lias der Nordöstlichen Alpen. — Denkschr. d.k. Akad. d. Wiss., **11.**

Hölder H. 1964: Jura. In: Lotze Fr.: Handb. d. stratigr. Geologie 4., Stuttgart.

Hyatt A. 1889: Genesis of the Arietidae. — Mem. of the Mus. of Compar. Zool. at Harward Coll., **16.** Cambridge.

Jaworski E. 1931: Über Arnioceras geometricum Oppel 1856. und verwandte Spezies; nebst einem Anhang über Ammonites natrix v. Schlotheim 1820. — Neues Jahrb. Beil.-Bd., **65.** Abt. B.

Jaworski E. 1933: Revision der Arieten, Echioceraten und Dactylioceraten des Lias von Niederländisch-Indien. — Neues Jb. Beil.-Bd. **70.** Abt. B.

Kovács L. 1942: Monographie der liassischen Ammoniten des Nördlichen Bakony. — Geol. Hung. Ser. Pal., **17.**

Kovács L. 1956: Die charakteristischen Züge der Lebensweise der Ammoniten mit Hinsicht auf die Faziesbestimmung. — Bányamérn. és Földmérőmérn. Karok Közl. Sopron, **19.**

Kovács L. 1956: Manganerzausscheidung in den jurassischen Ammonitenmeeren. — Bányamérn. és Földmérőmérn. Karok Közl. Sopron, **19.**

Kovács L. 1960: Einige Ergebnisse der Analyse einzelner Bakonyer Juraprofile. — Nehézip. Műsz. Egyet. Közl., Miskolc, **21.**

Kovács L. 1963: A bakonyi júratenger káváshegy-lókúti részének bionómiai vonatkozásai a fáciesváltozások tükrében. I. A legalsó (hettangi) liászképződmények bionómiai és üledékföldtani vonatkozásai. M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl., **32.**

Kovács L. 1964: A mecseki „középsőliász" foltos mészmárga rétegtani helyzete. — Földt. Közl., **94.**

Kovács L. 1964: Die neue Beurteilung der stratigraphischen Lage des bisherigen mittelliassischen Fleckenmergels im Mecsekgebirge (Südungarn). — Nehézip. Műsz. Egyet. Közl., Miskolc, **24.**

Kovács L. 1965: A bakonyi júratenger káváshegy-lókúti része ... etc. II. A fiatalabb (szinémuri-lotharingiai) alsóliász-képződmények bionómiai és üledékföldtani vonatkozásai. — M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl., **35.**

Lange W. 1925: Zur Paläogeographie und Ammonitenfauna des Lias α, nebst einer Revision der Nürtinger Psilonotenfauna. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **77.**

Müller A. H. 1965: Lehrbuch der Paläozoologie. 2. Invertebraten, 2. T. Jena.

Oppel A. 1856–1858: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwestlichen Deutschlands. — Württemb. Naturw. Jahresh. Jg. 12–14, Stuttgart.

Parona C. F. 1896: Contribuzione alla conoscenza delle Ammoniti liasiche di Lombardia. P. I. Ammoniti del Lias inferiore del Saltrio. — Mém. Soc. Pal. Suisse, **23.**

Parona C. F. 1898: Contribuzione alla conoscenza ... etc. P. III. Ammoniti del calcare nero di Moltrasio, Careno, Civate nel Bacino Lariano. — Mém. Soc. Pal. Suisse, **25.**

Peters K. F. 1863: Über den Lias von Fünfkirchen. — Sitzungsb. d. Math.-Naturw. Cl. d.k. Akad. d. Wiss. 46. I. Abt. Jg. 1862.

Quenstedt F. A. 1846–1849: Petrefactenkunde Deutschlands. I. Cephalopoden. (Mit Atlas, 1849) – Tübingen.

Quenstedt F. A. 1858: Der Jura. (Mit Atlas). – Tübingen.

Quenstedt F. A. 1885: Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. I. Der schwarze Jura (Lias). (Mit Atlas 1883–1885). – Stuttgart.

Reynés P. 1867: Monographie des Ammonites. (Mit Atlas 1879). – Paris.

Salfeld H. 1921: Kiel- und Furchenbildung auf der Schalenaussenseite der Ammoniten in ihrer Bedeutung für die Systematik und Festlegung von Biozonen. — Centralbl. f. Min., Geol., Pal.

Schmidt E. W. 1914–1915: Die Arieten des unteren Lias von Harzburg. — Palaeontographica, **61.**

Schmidt H. 1935: Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. d. Geol. u. Pal., **1B.**

Schröder J. 1926–1927: Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. Palaeontographica, **68.**

Spath L. F. 1922: On lower Lias Ammonites from Skye. – Geol. Magaz., London.

Stefani de, C. 1887: Lias inferiore ad Arieti dell'Appennino Settentrionale. – Atti d. Soc. Toscana d. Sc. Nat., **8.**

Stur D. 1887: Ein neuer Cephalopode aus der Kohlenablagerung von Fünfkirchen. — Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien.

Vadász M. E. 1907: Über die Fauna der unterliassischen Schichten von Alsórákos (Persánygebirge). Földt. Közl., **37.**

Vadász M. E. 1908: A nagyküküllőmegyei Alsórákos alsóliaskorú faunája. — MÁFI Évk., **16.**

Vadász M. E. 1914: A Zengővonulat és a környező dombvidék földtani viszonyai MÁFI Évi Jel. 1913-ról.

Vadász E. 1935: A Mecsekhegység. — Magy. Tájak Földt. Leír. **1.**

Walliser O. H. 1956: Chronologie des Lias 3 zwischen Fildern und Klettgau. — Neues Jb. Geol., Pal. Abh. 103.

Wähner F. 1887–1888, 1891, 1895: Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den Nordöstlichen Alpen. 4–7. T. Bd. 5–6., 8–9.

Wright T. 1878–1886: Monograph of the Lias Ammonites of the British Island., London.

Zeiss A. 1965: Über Ammoniten aus dem Sinémurien Südwest-Frankens. — Geol.-Bl. NO-Bayern, **15.**

Zieten C. H. 1830: Die Versteinerungen Württembergs. – Stuttgart.

L. Kovács

Nehézipari Műszaki Egyetem Földtan-Teleptani Tanszék
Egyetemváros, Miskolc
Ungarn

DOGGER BELEMNITE FAUNA OF THE VILLÁNY MOUNTAINS

by

A. GALÁCZ – A. VÖRÖS

Introduction

The belemnite material studied here comes from the classical Callovian ammonite-rich bed of the Villány Mountains and from its underlying Bathonian strata, mostly from the *Templom-hill* and from immediately West of the *Somsich-hill* localities. Previously K. HOFMANN, T. SZONTÁGH, L. LÓCZY JR., Gy. RAKUSZ, and G. KOPEK collected belemnites in this region. In 1959 under the direction of J. FÜLÖP a thorough, layer-by-layer collection was carried out. We got the collected material of the Hungarian Geological Institute and completed it with our own collection in 1967.

The main part of the several hundred specimens is fragmentary, thus cannot be determined. The nearly 100 determinable specimens come from the Callovian ammonite-rich bed and can be referred to 10 species.

History

The earliest contributor who has mentioned belemnites from the Dogger rocks of the Villány Mountains was O. LENZ (1872). K. HOFMANN determined 5 belemnite species from the rich material collected by himself in 1874. His results were published later by M. PÁLFY (1901) in a short faunal list. The species determined by HOFMANN are:

Belemnites Württembergicus OPP.
Belemnites Gillieroni MAY.
Belemnites Argovianus MAY.
Belemnites hastatus BLAINV.
Belemnites Calloviensis OPP.

This faunal list was later published without any change by L. LÓCZY JR. (1912). In his monograph (L. LÓCZY JR., 1915) on the Callovian ammonites of

the Villány Mountains he did not deal with the associated fauna—because of the different character of his work—and published only the previously known data on the belemnites.

Paleoecological and biostratinomical observations

The Bathonian and Callovian of the Middle Jurassic are represented by a sequence of a maximum 10 m in thickness. At the *Templom-hill* locality of Villány this consists, in its lower (and greater) part, of Bathonian conglomerates, calcareous sandstones and sandy-bituminous limestones, while the upper part—approx. 40 cm thick— is represented by the Callovian ammonite-rich bed. On *Somsich-hill*, the other locality of belemnites, the Callovian ammonite-rich bed can be found in 40 cm thickness, too.

Belemnites can be collected from both the Bathonian sandy limestones and the ammonite-rich bed. The belemnite fauna of the two formations are, however, strikingly different. In the sandy-bituminous limestones of the Bathonian only the stocky forms of the subfamily *Passaloteuthinae* occur, in contrast with the slender, fusiform rostra of the subfamily *Belemnopsinae* yielded by the Callovian ammonite-rich bed exclusively. The lack of the representatives of the subfamily *Passaloteuthinae* can be interpreted by the geographic differentiations of the belemnite faunas during the earliest Callovian. On the other hand, the absence of forms belonging to the subfamily *Belemnopsinae* in the material from the Bathonian limestones shows a sharp ecological change undoubtedly. It is detectable from the other faunal elements and from the lithological characters (A. VÖRÖS, 1968). The evaluation of the belemnite faunas stressed the supposition that the Bathonian, slightly bituminous sandy limestone was deposited in a relatively closed, quiet sea environment, while the Callovian ammonite-rich bed was formed in the agitated waters of an open, but shallow-water sea.

The biostratinomical observations on the belemnites of the Callovian ammonite-rich bed also indicate strongly agitated waters. The specimens frequently were embedded as fragments, and rostra fossilized together with phragmocones are scarce in the relatively rich fauna. Despite the good preservation no proostracum can be encountered. The rostra are often scrubbed and eroded, such traces being frequent on the stromatolitic coated specimens.

According to P. SZABÓ (1957) and E. VADÁSZ (1960) the belemnite rostra are oriented in SE–NW direction on the bedding planes. On the *Templom-hill*, in the big quarry several sq·m of the ammonite-rich bed are well exposed, but recent measurement did not prove definitely any orientation.

Paleogeographic aspects of the belemnite fauna

The paleogeographic distribution of the belemnite genera in the Jurassic and Cretaceous is outlined. It is known from detailed studies of G. R. STEVENS (1963, 1965) that starting from the Callovian 3 large belemnite faunal realms existed i.e. the Boreal, Mediterranean and Indo-Pacific

provinces. Most striking is the fact that the representatives of the subfamilies *Passaloteuthinae* and *Cylindroteuthinae* which occurred together with the *Hibolites* and *Belemnopsis* genera in the Bajocian and Bathonian, in the Callovian are present only in the B o r e a l region. In Villány, forms belonging to the subfamily *Passaloteuthinae* are frequent in the underlying rocks of the Callovian ammonite-rich bed. On the contrary, in the ammonite-rich bed only the *Belemnopsis* and *Hibolites* genera are present, associated with *Hastites* and *Rhopaloteuthis* spp. This coincides well with the picture formed by the isolated belemnite faunal realms.

The distribution of some species was studied by H. PUGACZEWSKA (1961). It is clear from the previous literature (M. LISSAJOUS, 1925) that the *Hibolites hastatus* (BLAINV.), the most common species of the Callovian belemnite fauna of Villány has an extremely widespread distribution within the M e d i t e r r a n e a n region. The distribution of *Belemnopsis subhastatus* (ZIETEN) and *Rhopaloteuthis sauvanausus* (D'ORB.) is similar. Some forms are known from the European M e d i t e r r a n e a n region: *Hastites privatensis* (MAYER), *Belemnopsis fusiformis* (PARK.), *Belemnopsis latesulcatus* (D'ORB.), *Hibolites semihastatus* (BLAINV.) and *Rhopaloteuthis gillieroni* (MAYER). The distribution of *Hibolites girardoti* (LORIOL) seems to be restricted, but the records of this form from Switzerland, Poland and Hungary indicate a more extended occurrence. The same holds perhaps true of the *Belemnopsis semiarcuatus* PUGACZEWSKA, described from Poland, on the basis of the poorly preserved specimens of Villány.

Chronological evaluation

The chronological value of belemnites in comparison to ammonites has no real importance. A fauna including many species, however, is suitable for information on age relation.

The rare and poorly preserved ammonites did not permit the exact age-determination of the underlying rocks of the ammonite-rich bed. According to the literature (A. KASZAP, 1959) only a single specimen of *Oxycerites* cf. *aspidoides* was collected from the underlying beds. Although the rich brachiopod fauna of this limestone will enable a more precise age-determination in the future, there are evidences of the Bathonian age on the basis of belemnites.

The belemnites of the underlying limestones are very poorly preserved and can be hardly removed from the matrix. Although neither specific, nor generic determination is possible, these forms can be undoubtedly assigned to the subfamily *Passaloteuthinae*. As it was mentioned above, in the M e d i t e r r a n e a n region the representatives of this subfamily possibly do not occur higher than the topmost Bathonian because of the separated belemnite faunal realms.

These facts and the single reference to *Oxycerites* cf. *aspidoides* allow to date the underlying limestones as Bathonian.

The chronological data of the 10 species derived from the ammonite-rich bed are tabulated mainly on data M. LISSAJOUS (1925) and H. PUGACZEWSKA (1961).

	BATHONIAN	CALLOVIAN LOWER	CALLOVIAN MIDDLE	CALLOVIAN UPPER	OXFORDIAN
Hastites privatensis		+	+	+	+
Belemnopsis fusiformis	+				
B. latesulcatus	+	+	+	+	+
B. subhastatus	+	+	+	+	
B. semiarcuatus			?	+	?
Hibolites hastatus	+	+	+	+	+
H. semihastatus	+	+	+	+	+
H. girardoti	+	+	+	+	+
Rhopaloteuthis sauvanausus				+	+
R. gillieroni	+	+	+	+	

7 of the species reach their abundance in the Callovian. The *Rhopaloteuthis sauvanausus* occurs frequently in the Oxfordian but W. WAAGEN (1875) and H. PUGACZEWSKA (1961) recorded this form from the upper Callovian, too. The *Belemnopsis semiarcuatus* was described from the upper Callovian by H. PUGACZEWSKA (1961), its further stratigraphic range is not cleared up to now. The presence of *Belemnopsis fusiformis* known so far from the Bajocian and Bathonian is very interesting but it cannot influence the conclusion drawn on the basis of 9 other species, i.e. that the belemnite fauna of the ammonite-rich bed, all in all, indicates a Callovian age.

REFERENCES

ARKELL W. J. 1956: Jurassic Geology of the World. — Oliver and Boyd, Edinburgh, London.

HOFMANN K. 1876: Aufnahmsbericht. — Verh. k. u. k. Geol. Reichsanst, Wien.

KASZAP A. 1959: Dogger rétegek a Villányi hegységben. — Földt. Közl. **89.**

KASZAP A. 1961: Bath-kallovi rétegek a Villányi hegységben. MÁFI Évk. **XLIX,** 2, Budapest.

LENZ O. 1872: Aus dem Baranyaer Komitate. — Verh. k. u. k. Geol. Reichsanst., Wien.

LISSAJOUS M. 1925: Répertoire alphabétique des Bélemnites Jurassiques. — Trav. Lab. Géol., Fac. Sci. Lyon. **III,** 3.

LÓCZY L. JR. 1912: A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. — Földt. Közl. **42.**

LÓCZY L. JR. 1915: A villányi callovien ammonitesek monográfiája. — Geol. Hung. **1.**

NOSZKY J. JR. 1959: A Villányi hegység mezozóos képződményei. — In: Kirándulásvezető a magyarországi Mezozóos Konferencia résztvevői számára. Budapest.

NOSZKY J. JR. 1961: Magyarország jura képződményei. MÁFI Évk. **XLIX,** 2.

PÁLFY M. 1901: Geológiai jegyzetek néhány dunamenti kőbányáról. — Földt. Közl. **31.**

PUGACZEWSKA H. 1961: Belemnoids from the Jurassic of Poland. — Acta Pal. Polonica.

RADWANSKI A.–SZULCZEWSKI, M. 1965: Stromatolitok a Villányi hegység jura rétegeiben. — Földt. Közl. **95.**

STEVENS G. R. 1963: Faunal Realms in Jurassic and Cretaceous Belemnites. — Geol. Mag. **100.**

STEVENS G. R. 1965: The Jurassic and Cretaceous Belemnites of New Zealand and a Review of the Jurassic and Cretaceous Belemnites of the Indo-Pacific Region. — N. Z. Geol. Soc. Wellington: Pal. Bull. **36.**

SZABÓ P. 1957: A klasszikus villányi szelvény üledékföldtani újravizsgálata. — ELTE Szakdolgozat. (Kézirat.) Budapest.

Till A. 1906: Der fossilführende Dogger am Villány. — Verh. k. u. k. Geol. Reichsanst., Wien.

Vadász E. 1960: Magyarország földtana. II. kiadás. – Budapest.

Vörös A: 1968: Földtani és őslénytani vizsgálatok a Villányi hegység K-i részén, különös tekintettel a bath–kallóvi kagyló- és csigafaunára. — ELTE szakdolgozat. (Kézirat.) Budapest.

Waagen W. 1873–75: The Jurassic Fauna of Kutch. The Cephalopoda. — Pal. Indica, Ser. 9,1.

Galácz A. and Vörös A.

Institute of Paleontology
University Budapest
Kun B. tér 2.
Budapest VIII.,
Hungary

ЯРУСНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СРЕДНЕЙ ЮРЫ ЮЖНЫХ РАЙОНОВ СССР И ДАННЫЕ ПАЛЕОБОТАНИКИ

В. А. Вахрамеев

До недавнего времени палеоботанические данные позволяли устанавливать внутри континентальных отложений юры только отделы. Однако накопленные за последние годы палеоботаниками материалы дают возможность подойти к выделению отдельных ярусов:

Стратотипы всех ярусов мезозоя, представлены морскими отложениями и сколько-нибудь разнообразных и хорошо сохранившихся растительных остатков не содержат. Поэтому для успешного выделения ярусов в континентальных отложениях, по заключенным в них остаткам растений надо установить свои опорные ярусные разрезы и связанные с ними типовые флоры. Для этого следует выбрать районы, в которых возраст прибрежно-морских или континентальных отложений, содержащих богатый и хорошо изученный палеофлористический комплекс, мог быть установлен с точностью до яруса путем определения остатков морских беспозвоночных, происходящих либо из той же пачки прибрежно-морских отложений, что и остатки растений, либо выведен из соотношения наблюдаемого в данном разрезе между морскими и континентальными отложениями.

Следует, конечно, оговориться, что мы сможем виделять внутри континентальных отложений только примерно эквиваленты ярусов, так как нижние и верхние границы последних определяются в морских отложениях положением соответствующих аммонитовых зон (в юрской системе), точных эквивалентов которых мы внутри толщ континентального происхождения выделить не в состоянии. Поэтому выделяя ярус континентальных отложений, мы всегда должны помнить, что верхняя и нижняя границы могут в какой-то мере и не совпадать с границами соответствующих зон, устанавливающих объем яруса в стратотипе.

При выделении опорных разрезов надо учитывать значительное изменение состава одновозрастных флор при переходе от одной фитогеографической области или провинции к другой. Поэтому опорные ярусные разрезы континентальных отложений следует выбирать для каждой палеофлористической области, а если есть возможность, то и для отдельных провинций.

Значительно продвинувшееся за послевоенные годы изучение юрских

флор СССР и прежде всего Кавказа и Средней Азии и наряду с этим юрских флор многих европейских стран дали возможность подойти к выделению опорных разрезов и соответственно типовых флор для всех ярусов средней юры в пределах Европейской и Среднеазиатской провинций Индо-Европейской палеофлористической области.

Перейдем к фактическому материалу. Типовой флорой ааленского яруса может служить флора карахской свиты Дагестана (*В. Т. Фролов*, 1965). Карахская свита сложена чередованием прибрежно-морских и угленосных (видимо, дельтовых) отложений. Общая мощность ее достигает 2000 м. В ее нижней части встречены аммониты верхов тоара и низов аалена (зоны *Dumortiera levesquei* и *Leioceras opalinum*), а верхней—нижней половины верхнего аалена (зона *Ludwigia murchisonae*)! Из угленосных пачек, расположенных в средней части карахской свиты и залегающих стратиграфически выше слоев с *Dumortieria levesquei* и *Leioceras opalinum*, была определена богатая флора (*Р. А. Васина* и *М. П. Долуденко*, 1968).

Ниже в табл. 1. приведены списки наиболее характерных форм для аалена Дагестана и юго-западного окончания Гиссарского хребта.

Табл. 1.

Наименование	Дагестан Чирах-чай	Юго-западное окончание Гиссарского хребта
Equisetum beanii (Bunb.) Harris	+	+
Marattiopsis muensteri (Goepp.) Schimp.	+	+
Coniopteris hymenophylloides (Brongn.) Sew.	+	+
C. murrayna (Brongn.) Brongn.	+	—
C. spectabilis Brick	—	+
Dictyophyllum rugosum L. et H.	+	+
Cladophlebis argutula (Heer) Font.	+	+
C. aktaschensis Tur.-Ket.	—	+
C. magnifolia Brick	—	+
C. whitbiensis (Brongn.) Brongn.	+	+
Sagenopteris phillipsii (Brongn.) Presl	+	+
Anomozamites minor (Brongn.) Nath.	+	+
Pterophyllum andreanum Schimp.	+	—
Cycadites rectangularis Brauns	+	—
Taeniopteris densinervis Feist.	+	—
Ptilophyllum acutifolium Morris	+	—
P. cutchense Morris	+	+
Nilssonia acuminata Presl	—	+
N. dentata Brick	+	+
N. formosa Vachr. et Vasina	+	+
N. mediana (Leck.) Sew. (=*N. tenuicaulis* Phill.)	+	—
N. orientalis Heer	+	+
N. polymorpha Heer	+	+
N. vittaeformis Pryn.	+	+

В ааленской флоре Кавказа, относимой нами к Европейской палеофлористической провинции, присутствуют только два вида *Coniopteris*, нильссонии же представлены 6 видами. Встречены и такие широкораспространенные в средней юре формы, как *Equisetum beanii*, *Ptilophyllum acutilobum*, *P. cutchense*, также. *Dictiophyllum rugosum*. Последний вид вне пределов средней юры не известен.

В пределах Среднеазиатской провинции опорного разреза, в котором бы ааленский возраст был бы установлен находками морской фауны в слоях, заключающих флору, здесь пока найти не удалось. Тем не менее и здесь можно с некоторой долей условности выделить типовую ааленскую флору. В качестве таковой следует взять флористический комплекс, определенный *Р. З. Генкиной* из разрезов юго-западного окончания Гиссарского хребта (Вандоб и Шалкан в Кугитанг-тау, Байсун-тау, Санджар).

В этих районах континентальные угленосные отложения покрываются без перерыва морским верхним байосом с *Parkinsonia parkinsoni*. Флористический комплекс, залегающий непосредственно ниже верхнего байоса, относится к нижнему байосу, а расположенный еще ниже по разрезу — к аалену.

Приведенный в табл. 1. список наиболее характерных и распространенных форм и сравнение их с ааленской флорой Дагестана, показывает значительное сходство. Из 24 форм общими являются 13, кроме того *Ptilophyllum acutifolium*, *Pterophyllum andreanum*, *Nilssonia mediana*, известные из аалена Англии, но не найденные в аалене Гиссарского хребта, известны из других разрезов юры Средней Азии, и в том числе из слоев, относимых к аалену. Некоторые отличия не являются случайными, а вызваны принадлежностью юрских флор Дагестана и Гиссарского хребта к различным провинциям. К ним можно отнести отсутствие в Дагестане характерных видов среднеазиатских *Cladophlebis (C. aktaschensis, C. magnifolia)* и наоборот присутствие *Dictyophyllum rugosum* и *Cycadites rectangularis*, известных в Европе, но пока не найденных в Средней Азии.

К наиболее хорошо изученным байос-батским флорам Европы принадлежит среднеюрская флора Иоркшира. Эта толща, именуемая дельтовой, подстилается морскими отложениями верхнего аалена (зона *Ludwigia murchisonae*), и покрывается нижним келловеем (зона *Macrocephalites macrocephalus*). Двумя горизонтами морского происхождения она делится на три серии. Кроме того, внутри среднедельтовой серии проходит еще один морской горизонт, разделяющий ее на слои Гристорп (верхние) и слои Сайкерхэм (нижние). В морском горизонте («известняк Скарборо»), располагающемся в основании верхнедельтовой серии, встречены аммониты верхней зоны среднего байоса (зона *Teloceras blagdeni*). Тем самым нижняя и средняя дельтовая серии соответствуют среднему и нижнему байосу, а верхняя дельтовая бату и самым верхам байоса.

Эти соотношения позволяют в качестве типовой флоры байоса Европейской провинции принять флоры из нижней и средней дельтовых серий Йоркшира, прекрасно изученные Харрисом (*Harris* 1961, 1964, 1969). Для них характерно присутствие нескольких видов *Coniopteris — C. simplex (L. et H.) Harris, C. bella Harris, C. margaretae Harris, C. hymenophylloides (Brongn.) Sew.* Наряду с *Coniopteris* присутствуют и другие представители семейства *Dicksoniaceae*, неизвестные в ааленских флорах, а именно *Dicksonia mariopteris Wilson et Yates, D. kendallii Harris, Kylikipteris arguta (L. et H.) Harris*. Забегая вперед, заметим, что именно байос как в Европе, так и особенно в Средней Азии, характеризуется максимальным видообразованием *Coniopteris*, а также всего семейства *Dicksoniaceae*. Широкое распространение получает *Klukia exilis (Phill.) Racib.* Появляется первый представитель рода *Stachypteris (S. spicans Pomel)*.

Наряду с новыми формами папоротников продолжают существовать и представители более древних родов: *Phlebopteris woodwardii Leck.*, *Dictyophyllum rugosum L.* et *H.*, *Clathropteris obovata Oishi*. Многочисленны *Sagenopteris*, а также *Caytonia*. *Pachypteris* представлены двумя видами: *P. papillosa (Thom.* et *Bose)* и широко известным *Pachypteris lanceolata Brongn.*

Разнообразны *Nilssonia* (6 видов) и *Otozamites* (9 видов). Широко распространен *Ptilophyllum pectinoides (Phill.) Morris*, несколько реже встречаются *P. hirsutum Thom.* et *Banc.* и *P. caytonensis Harris*.

За типовую флору байоса Среднеазиатской провинции можно принять флору юго-западного окончания Гиссарского хребта, особенно Кугитанг-тау (Вандом, Шалкан), в разрезах которого она приурочена угленосной пачке, покрываемой без заметного перерыва отложениями верхнего байоса с *Parkinsonia parkinsoni*. Этой флоре, изучавшейся *Р. З. Генкиной*, *Н. И. Гомолицким* (1968) и *Т. А. Сикстель* (см. *Вахрамеев*, 1964), свойственно обилие видов *Coniopteris (C. pulcherrima Brick*, *C. embensis Pryn.*, *C. angustiloba Brick*, *C. zindanensis Brick*, *C. fursenkoi Prynada*, *C. minturensis Brick)*. В ней присутствуют также *Klukia exilis (Phill.) Racib.*, *K. westii Jacob* et *Shukla* и *Pagiophyllum peregrinum (L.* et *H.) Sew.* Разнообразно, как и в аалене, представлены *Nilssonia*, довольно часто встречается *Ptilophyllum*.

Богатая флора, найденная *В. С. Лучниковым* (1968) в Дарвазе и отнесенная им условно к байосу, удивительно сходна с флорой этого возраста в Кугитанге. Она особенно богата видами *Klukia*, *Coniopteris* и *Nilssonia*, общими с видами из байосской флоры Кугитанга. В байосе Средней Азии, как и в Европе, исчезают *Anomozamites minor* и заметно реже встречаются представители рода *Pterophyllum*.

Сравнение байосских флор Европейской и Среднеазиатской провинций обнаруживает прежде всего значительно большее видовое разнообразие *Coniopteris* во второй к богатство видами *Otozamites* в первой из них. Заметим, что, если в Европе представители *Otozamites* известны уже в нижней юре, а в байоссе Йоркшира они очень многочисленны, то в Средней Азии *Otozamites* впервые появляется в бате, а в более заметном количестве только в келловее.

Видовой состав *Coniopteris* байоса Европейской и Среднеазиатской провинций резко различен. Широкораспространенным общим видом является *Coniopteris hymenophylloides*.

За типовую флору батского яруса Европейской провинции следует принять батскую флору Ткварчели (Западная Грузия), детально изученную *Г. В. Делле* (1968). Растительные остатки связаны с угленосной толщей, подстилаемой вулканогенно-осадочными отложениями, с аммонитами всех трех зон байоса. Покрывается угленосная толща нижним келловеем с *Macrocephalites macrocephalus*.

В батской флоре Ткварчели род *Coniopteris* представлен всего двумя видами *(C. hymenophylloides* и *C. murrayna)*, известными и во флорах байоса. Заметим, что такое же сокращение видового разнообразия *Coniopteris* наблюдается и в Среднеазиатской провинции. Продолжают встречаться *Klukia exilis*, *Dictyophyllum rugosum*, *Sagenopteris phillipsii*, различные виды *Ptilophyllum* и *Otozamites*, известные также из байоса. Заметно сокращается число видов

Nilssonia, при этом исчезают такие широкораспространенные в более древних отложениях виды как *N. dentata*, *N. formosa*, *N. mediana*, *N. polymorpha*. Широкое распространение получает *Pachypteris lanceolata*, к которому в Ткварчельской флоре прибавляется и *P. multiformis Delle*. Заметно увеличивается количество остатков *Pagiophyllum* и *Elatides*. Гинкговые и чекановскиевые в батской флоре Ткварчели встречаются редко, впрочем как и в других более древних флорах средней юры Европейской провинции.

В качестве типовой флоры батского яруса Среднеазиатской провинции следует взять флору Яккабагских гор (юго-западное окончание Гиссарского хребта), расположенных севернее Кугитанг-тау. Батский возраст этой богатой флоры (*Н. П. Гомолицкий*, 1968) определяется положением между морским верхним байосом и верхним батом.

По своему составу она имеет много общего с байосской флорой Кугитанга. В ней по-прежнему присутствует *Klukia westii*, *Sagenopteris phillipsii*. Вместе с тем, заметно сокращается видовое разнообразие *Coniopteris* (отмечены *Coniopteris angustiloba*, *C. embensis*, *C. hymenophylloides*) и почти исчезают. *Cladophlebis*. Новыми элементами в батской флоре, не встреченными до сих пор во флорах, залегающих под слоями с *Parkinsonia parkinsoni*, являются *Pachypteris lanceolata* и представители рода *Otozamites*. Более заметное значение приобретают также хвойные — *Brachyphyllum*.

Рассмотрим какими палеоботаническими критериями определяются нижняя и верхняя границы среднеюрских отложений в пределах Европейской и Среднеазиатской провинций. Проведение нижней границы затрудняется отсутствием точно датированных тоарских флор. Как известно, с тоарским веком связана обширная трансгрессия, захватившая значительные пространства нижних районов СССР и Западной Европы.

Относительно разнообразную флору удалось обнаружить лишь в прибрежно-морских отложениях тоара Северного Кавказа (р. Кнух в бассейне Кубани), откуда автором определены: *Cladophlebis denticulata (Brongn.) Ett.* var. *caucasica Pryn.*, *Coniopteris hymenophylloides (Brongn.) Sew.*, *Ptilophyllum cutchense Morris*, *P. acutifolium Morris*, *Nilssonia* ex gr. *orientalis Heer*, *Ginkgo* sp.

Исходя из того, что в заведомо ааленских флорах род *Coniopteris* представлен 2—3 видами, тогда как максимум видообразования падает на байос, можно предположить, что в тоаре этот род был еще более редок, чем в аалене и был представлен 1—2 видами, встречающимися достаточно редко. Это находит подтверждение в присутствии в тоарской флоре Северного Кавказа и в одновозрастной флоре Туаркыра, залегающей ниже слоев с ааленским комплексом, только одного вида *Coniopteris*. В кокалинской свите Мангышлака, относимой к верхам лейаса, найден лишь *Coniopteris* sp.

В связи с рассмотрением вопроса о границе нижней и средней юры и распространением представителей рода *Coniopteris*, хочется отметить, что в континентальных отложениях Ферганы эта граница ранее проводилась неоправданно высоко, при этом свиты, заключающие более 5—6 видов *Coniopteris*, относились к средней юре.

Значительно более четко по палеоботаническим данным может быть определена граница между батом и келловеем, так как нам недавно стали хорошо известны флоры нижнего келловея Грузии, изученные *М. П. Долу-*

денко и *Ц. И. Сванидзе* (1958). Растительные остатки были извлечены из прибрежно-морских отложений нижней зоны келловея с *Macrocephalites macrocephalus*, развитых в бассейнах рек Цеси и Бзыби. Более бедная флора обнаружена и в морских отложениях келловея с южного склона Гиссарского хребта (см. *Т. М. Сикстель*, в работе *Вахрамеева*, 1964).

Главным отличием келловейских флор как Европейской, так и Среднеазиатской провинций от флор бата является крайне бедный состав папоротников, редкая встречаемость их остатков (*Cladophlebis* sp.), почти полное исчезновение нильссоний и резкое сокращение гинкговых. Наряду с этим широкое распространение получают *Pachypteris*, *Nilssoniopteris*, *Otozamites*, *Pterophyllum*, *Pseudoctenis*, *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*. Остатков хвойных *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum* очень много. Столь резкое изменение флористического состава связано с сильной аридизацией климата, вызвавшей резкое сокращение влаголюбивых папоротников и нильссоний и широкое распространение хвойных, обладающих побегами, покрытыми чешуевидными или шиловидными хвоями.

В заключение остановимся кратко на выделении ярусов средней юры по палинологическим данным.

Наиболее интересные работы в этом направлении были выполнены для Северного Кавказа *О. П. Ярошенко* (1965) и для Закаспия *К. В. Виноградовой* (1963). *О. П. Ярошенко* удалось установить состав комплексов из тоара, аалена и байоса. Первый из них был выделен из морских отложений среднего и верхнего тоара Кубано-Чегемского района. В этом комплексе появляются споры *Klukisporites variegatus Couper*, *Marattisporites scabratus Couper* и *Tripartina variabilis Mal.* отсутствовавших в плинсбахе. Споры *Coniopteris* встречаются в незначительном количестве. Другой характерной чертой этого комплекса, отмеченного и для тоара Донбасса и Англии, является повышенное содержание пыльцы *Classopollis* (10—30%, а в отдельных случаях и до 50%), встречающейся повсеместно.

В аалене Дагестана, напомним, что оттуда была исследована и листовая флора, количество пыльцы *Classopollis* в аалене обычно составляет 1—3% и лишь в отдельных пробах содержание ее достигает 13%. Зато заметно увеличивается содержание спор *Coniopteris* (около 50%), *Klukisporites variegatus Couper* (10% и более), а также пыльцы гинкговых, цикадовых и кейтониевых.

В комплексах спор и пыльцы морского байоса Дагестана и центральной части Северного Кавказа еще выше поднимается содержание спор *Coniopteris* (30—60%), появляются в заметном количестве споры *Gleicheniaceae*.

Очень близкий характер имеют одновозрастные комплексы Мангышлака и Туаркыра, изученные *К. В. Виноградовой* (1963). Здесь также в континентальных отложениях, относимых к верхам лейаса, постоянно и в заметном количестве встречается пыльца *Classopollis* (до 50%), почти исчезающая (1,5—3%) в отложениях, относимых к аалену. Содержание спор *Coniopteris* постепенно возрастает, достигая максимума в байосе (29—59%), датированной аммонитами. Как и на Кавказе, на этом уровне отмечено появление спор глейхениевых. В батском комплексе, выделенном из прибрежно-морских отложений Мангышлака, Туаркыра и Большого Балхана, вновь возрастает содержание пыльцы *Classopollis* (в среднем около 15%) и увеличивается

количество спор глейхениевых по сравнению с байосом. Совсем исчезают споры мараттиевых и очень мало спор матониевых и диптериевых. Несколько сокращается содержание спор *Coniopteris*.

В отложениях келловея как на Кавказе, так и в Закаспии, а также в Молдавии, Крыму, Донбассе и Русской платформе содержание пыльцы *Classopollis* возрастает до 50—70 и более % и резко сокращается количество спор. Это хорошо согласуется с обилием побегов *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum* во флорах келловея, принадлежащих хвойным, продуцирующим пыльцу *Classopollis* и почти полным исчезновением остатков папоротников.

Приведенные материалы показывают, что как палеоботанические так и палинологические данные позволяют в настоящее время достаточно уверенно выделять отдельные яруса средней юры в пределах южных районов СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Васина Р. А. — Долуденко М. П. 1968: Позднеааленская флора Дагестана. — Палеонтологический журнал **№ 3.**

Вахрамеев В. А. 1964: Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. **102.**

Виноградова К. В. 1963: Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Горного Мангышлака, Туаркыра, Большого Балхана и их стратиграфическое значение. — Сб. «Палеонтология и стратиграфия нефтегазоносных областей СССР». Изд-во АН СССР, М.

Гомолицкий Н. П. 1968: К стратиграфии юрских континентальных отложений Яккабагских гор (Средняя Азия). — Изв. АН СССР, сер. геол., **№** 2.

Делле Г. В. 1967: Среднеюрская флора Ткварчельского угленосного бассейна (Закавказье). В сб. Проблемы ископ. Флоры палеозойских и мезозойских угленосных отложений СССР. Палеоботаника. — Тр. Бот. ин-та АН СССР, сер. V111, вып. **6.**

Долуденко М. П. — Сванидзе Ц. И. 1968: Келловейская флора Грузии и граница средней и верхней юры. — Изв. АН СССР, сер. геол., **№** 7.

Фролов В. Т. 1965: Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. — Изд.-во Моск. ун-та.

Ярошенко О. П. 1967: Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. **117.** Изд-во «Наука».

Harris T. M. 1961: The Yorkshire Jurassic flora. I. Thallophyta – Pteridophyta. – London.

Harris T. M. 1964: The Yorkshire Jurassic flora. II. Cycadales, Pteridosperms. – London.

Harris T. M.: The Yorkshire Jurassic flora. III. Bennetti tales. – London

В. А. Вахрамеев
ГИН АН СССР
Пыжевский пер. 7,
Москва Ж-17
СССР

VERGLEICHE ZWISCHEN DEN EPIKONTINENTALEN AMMONITENFAUNEN ÄTHIOPIENS UND SÜDDEUTSCHLANDS

von

A. Zeiss

Einleitung

Während der letzten 15 Jahre hat die Erforschung des submediterranen Jura in Süddeutschland einen bedeutenden Aufschwung erfahren. Durch die Untersuchungen von Hölder (1954), Berckhemer und Hölder (1959), Geyer (1961 a und b), Körner (1964), Seeger (1961), Hahn (1963) und B. Ziegler (1958–1967) in Württemberg, sowie von B. v. Freyberg (1966, 1967), Fesefeldt (1962), Schmidt-Kahler (1962), Barthel (1962), Schuler (1965) und Zeiss (1956–1969) sind vor allem die stratigraphischen Verhältnisse, aber auch ein Teil zoogeographischer und palökologischer Probleme soweit geklärt worden, dass eine hinreichende Basis für eingehendere Vergleiche mit anderen Juragebieten und deren Ammonitenfaunen gegeben war und sinnvoll erschien. Besonders reizvoll für einen derartigen Vergleich erschien ein Juragebiet in annähernd gleicher paläogeographischer Position — also ein Randmeer der Tethys.

Glückliche Umstände brachten es mit sich, dass die Erdölgewerkschaft Elwerath in den sechziger Jahren längere Zeit intensive Explorations-Arbeiten im äthiopischen Jura durchgeführt hatte und dem Verfasser das in mehreren Profilen erstmals in Äthiopien Horizont für Horizont gesammelte Ammonitenmaterial freundlicherweise zur Bearbeitung überliess. Dieses Material stammt aus Profilen, die sich über 400 km vom Hochland von Harar im Norden bis nach Gabredarre im südlichen Ogaden, nahe der Grenze zu Somalia, erstrecken. Ihre Breitenstreuung erstreckt sich über 150 km. Somit bietet dieses Material einen repräsentativen Querschnitt durch die Ammoniten-Faunen Äthiopiens, und ermöglicht erstmals durch die genaue Horizontierung der Ammonitenfunde eine genauere Klärung der Biostratigraphie, Palökologie und zoogeographischen Stellung des äthiopischen Jura. Die älteren Arbeiten [Dacqué (1905, 1914), Basse (1930), Stefanini (1933), Scott (1943), Venzo (1942, 1959) und Valduga (1954)] veröffentlichten zwar viele interessante Ammoniten, die unzureichenden Angaben über die Fundhorizonte erschweren jedoch die Auswertung sehr. Der Anteil der von den Autoren jeweils beschriebenen Arten ist Abb. 1 zu entnehmen. Soweit es sich um erstmals aus Äthiopien bekannt gewordene Stücke handelt sind sie in Abb. 2 zusammengefasst.

Da die Publikationen über den Jura des Submediterrangebietes Mittel-

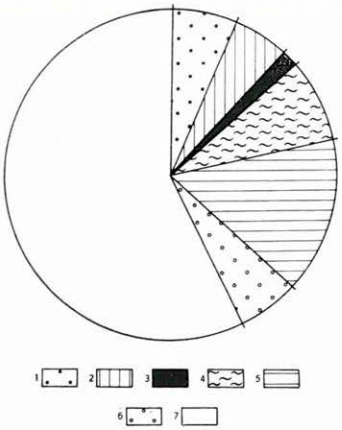


Abb. 1. Die prozentualen Anteile der von den einzelnen Autoren beschriebenen 218 Ammonitenarten (incl. aff. und cf. Formen) aus Äthiopien

Erklärungen: 1. E. DACQUÉ (1905, 1914), *2.* E. BASSE (1930), *3.* STEFANINI (1930), *4.* SCOTT (1943), *5.* VENZO (1959), *6.* VALDUGA (1954), *7.* A. ZEISS (1967 MS)

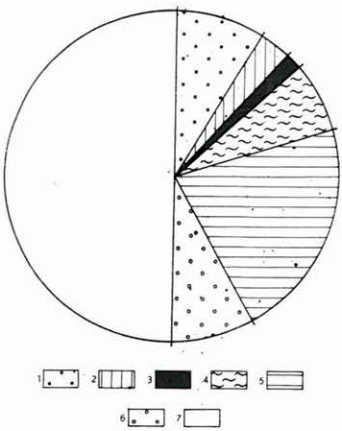


Abb. 2. Prozent-Anteil der erstmals aus Äthiopien beschriebenen Arten für die einzelnen Autoren (Gesamtzahl 174). (Ekrlärung wie Abb. 1.)

europas als allgemein bekannt vorausgesetzt werden dürfen, möchte ich mich bei meinen Ausführungen zunächst eingehender mit den Verhältnissen im äthiopischen Jura befassen, wobei ich mich auf die von mir bisher vorgenommene Auswertung der Aufsammlungen des Gewerkschaft Elwerath stütze und die Arbeiten der älteren Autoren, die z.T. nur wenig bekannt geworden sind, als Ergänzung mitheranziehe.

Für den Vergleich zwischen mitteleuropäischem und äthiopischem Jura war zunächst die Beantwortung folgender Fragen von Bedeutung:

1. Wie ist genaue Abfolge der Ammonitenfaunen in Äthiopien?
2. Gibt es in Äthiopien Unterschiede in der horizontalen Verbreitung bestimmter Ammonitengruppen?
3. Welcher Bestand an Ammoniten-Gattungen und- Arten ist in Äthiopien vorhanden?

I. Biostratigraphie der oberen Jura von Äthiopien

Der älteste m.W. bis jetzt bekannt gewordene Ammonit aus Äthiopien ist ein *Macrocephalites* sp., den STEFANINI (1933) erwähnt. Es handelt sich hierbei um eine Revision einer älteren Bestimmung, die *Mayaites* ergeben hatte (vgl. DAINELLI, 1943): es handelt sich um ein Lesestück.

Der älteste sicher horizontierte Ammonit lag mir aus dem oberen Callovien des Profiles Burcaf vor; es ist ein *Erymnoceras* aus der Verwandtschaft des *E. dorotheae* SPATH.

Schichten mit sicherem Oxford-Alter kennen wir jetzt auch aus dem Tal des Blauen Nil *(Pachyceras* aff. *lalandeanum)*; es handelt sich um den ersten Ammonitenfund aus der dortigen Gegend überhaupt. Ferner wurden durch

VALDUGA (1954) einige Oxford-Ammoniten aus der Gegend von Filtu im Süden des Landes und aus dem Südlichen Ogaden bekannt gemacht. Insgesamt aber ist die Zahl der bisjetzt bekannt gewordenen Ammoniten aus dem Callovien und Oxfordien Äthiopiens zu klein um für weitreichende Schlussfolgerungen herangezogen werden zu können. Man kann nur feststellen, dass die bisherigen Funde dieses Zeitabschnittes sowohl Beziehungen nach Indien (Kachh) als auch nach Mitteleuropa erkennen lassen.

Die grosse Masse der äthiopischen Ammonitenfunde stammt aus den Schichten des Kimmeridge (Kimmeridge im Sinne des Kolloquiums von 1967). Hierher gehören auch die klassischen Fundstellen von DACQUÉ (1905) im Hochland der Arussi, zu denen später SCOTT (1943) und VENZO (1959) aus dem nördlich davon gelegenen Hochland von Harar (vgl. Abb. 3) wichtige Ergänzungen beisteuerten. Durch diese Autoren wurde die typische äthiopische Idoceraten-Fauna bekannt, ferner die einheimischen Gattungen *Simaspidoceras* und *Glabrophysodoceras* sowie zahlreiche Perisphinctiden und Vertreter von *Sutneria* und *Hybonoticeras*. Der Beitrag des Ogaden war relativ gering. *Hybonoticeras*, *Katroliceras* und *Taramelliceras* sind hier von Bedeutung.

Die neuen Aufsammlungen lassen für das Kimmeridge klar erkennen, dass in Äthiopien Unter-, Mittel- und Oberkimmeridge nachweisbar sind.

Tabelle 1 bringt einen Überblick über die wichtigsten neuen Ammoniten-Funde, sowohl im Hochland von Harar als auch im Ogaden. Die Fundstellen im Hochland von Harar sind stets durch das Auftreten von *Simaspidoceras argobbae* und *S. irregulare* gekennzeichnet. Was nun Schwierigkeiten bereitet ist die Tatsache, dass diese Fundhorizonte z. T. *Idoceras balderum*, *I. sautieri* und *I. hararium*, z. T. aber auch *Aspidoceras liparum* und *A. lallierianum* oder *Idoceras montejuntense*, *Aspidoceras binodum* und *Asp.* aff. *supraspinosum* führen. Man kann daraus, wenn man die mitteleuropäische Abfolge zum Vergleich heranzieht nur schliessen, dass die Fundhorizonte mit *S. argobbae* und *S. irregulare* sich über mehrere Zonen erstrecken und zwar sicher die *Acanthicum*-Zone, die *Balderum—Divisum*-Zone, die *Hypselocyclum*- und vermutlich auch die *Platynota*-Zone umfassen. *I. montejuntense* scheint hierfür zu sprechen, da er mit dem Auftreten von Schaltrippen gegenüber *I. planula* eine etwas weiterentwickelte Form zu sein scheint. Die von SCOTT (1943) als Ringsteadien beschriebenen Formen dürften ebenfalls zu *Idoceras* gehören, und wie ein horizontierter Neufund vom Typ dieser Formen zeigt, ebenfalls aus diesem Horizont stammen. Das untere Mittel-Kimmeridge ist im übrigen auch im Ogaden durch *A. orthocera*, und *Progeronia ernesti* sicher horizontiert nachgewiesen. Das obere Mittel-Kimmeridge, im Hochland von Harar und Arussi unbekannt, wurde durch die neuen Aufsammlungen vor allem im Südlichen Ogaden ermittelt. Hier treten in mächtigen Profilen Schichten, die *Sutneria eumela* sowohl an der Basis als auch am Top führen, auf. Sie lassen sich untergliedern in einen unteren Teil mit *Torquatisphinctes alterneplicatus*, *Simaspidoceras garibaldii* und *Discosphinctes choffati* und in einen oberen Abschnitt mit *Aspidoceras bispinosum* und *Taramelliceras klettgovianum*.

Über dem Mittel-Kimmeridge folgt relativ geringmächtig, aber deutlich durch Leitformen gekennzeichnet, das Obere Kimmeridge. Hier treten *Sutneria* aff. *subeumela*, *Sutneria* aff. *hararinum*, *Hybonoticeras kachhense* und *Katroliceras somalicum* als wichtigste Leitformen auf.

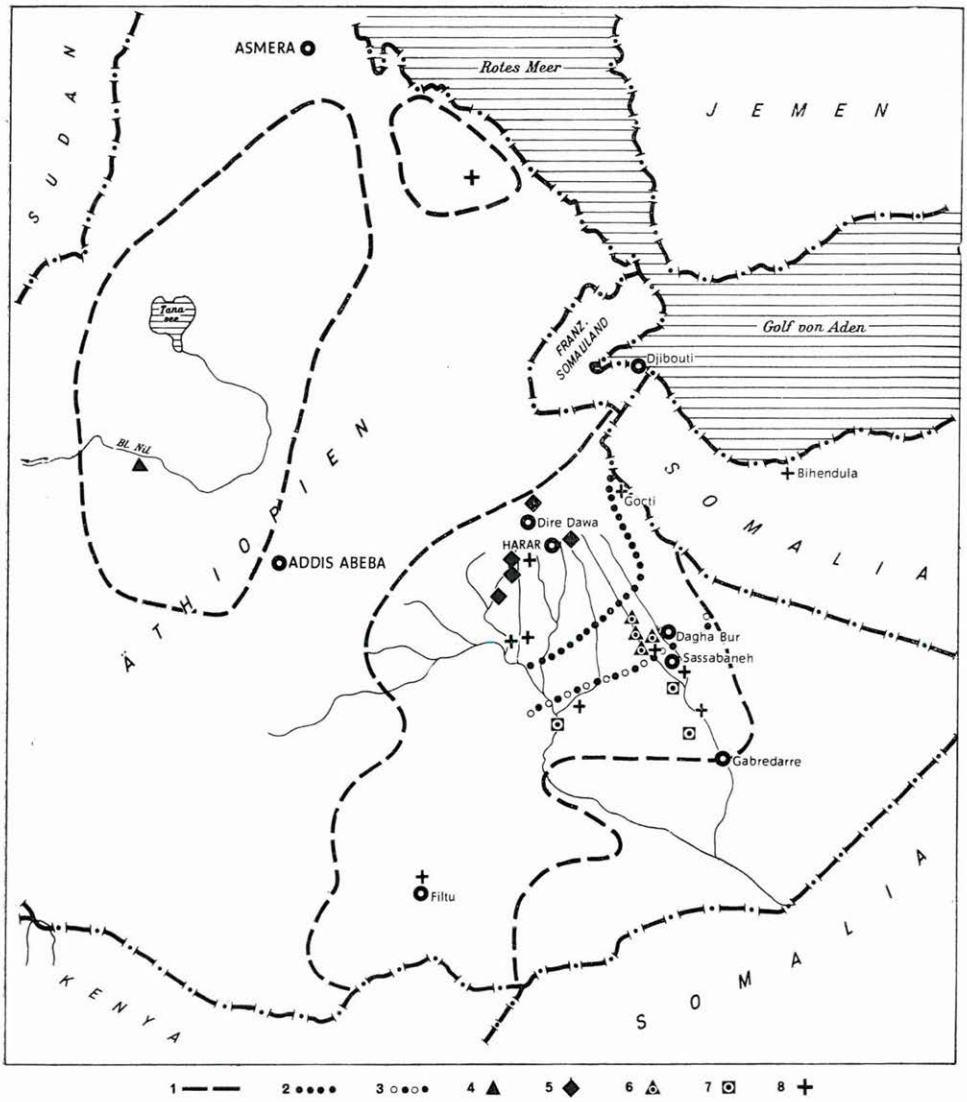


Abb. 3. Verbreitung des äthiopischen Jura, Angabe der neuen Fundorte und Verbreitung der wichtigsten Ammonitengattungen

Erklärung: 1. Schematische Umgrenzung des Jura in Äthiopien, *2.* Nordgrenze der Hybonoticeraten-Verbreitung, *3.* Nordgrenze der Verbreitung der Oppeliidae, *4.* Fundorte im Tal des Blauen Nil, *5.* Fundorte im Hochland von Harar, *6.* Fundorte im Nördlichen Ogaden, *7.* Fundorte im Südlichen Ogaden, *8.* Wichtige Fundpunkte älterer Autoren

Bereits im oberen Mittel-Kimmeridge treten zahlreiche mitteleuropäische Leitformen auf, wie z. B. *Sutneria eumela, Aspidoceras bispinosum, Taramelliceras klettgovianum, T. intersistens.* Auch das obere Kimmeridge lässt sich mittel solcher Formen, von denen *S. subeumela,* und *Progeronia tantalus,* aber auch *Aspidoceras* cf. *siliceum* und *Hybonoticeras* n. sp. aff. *beckeri* erwähnt seien, mit der Zone des *Hybonoticeras beckeri* und vor allem ihrem unteren Abschnitt, den Schichten mit *Sutneria pedinopleura* und. *S. aubeumela,* korrelieren.

Das Unter-Tithon ist durch *Subplanites scarsellai* charakterisiert; in manchen Profilen ist eine Dreigliederung erkennbar: unten ist *Lithacoceras dacquei* sehr verbreitet (zusammen mit *L.* cf. *riedense*), darüber folgt ein Abschnitt mit sehr grossen *Katroliceraten,* wie *K.* cf. *lerense,* die in dieser Grösse bisher nicht beschrieben worden sind. Nach oben zu schliesst das Unter-Tithon mit *Aspidoceras* n. gen. et. sp. und *A. binodiferum* sowie *Neochetoceras* n. sp., aff. *steraspis* und *Taramelliceras prolithographicum* ab. Es ist in Äthiopien bis jetzt also nur der untere Teil des Unter-Tithon durch Ammoniten belegt (vgl. Tab. 2).

Wie aus Tabelle 1 hervorgeht, lassen sich an Hand des dünn unterstrichenen Arten die Oberjura-Ammonitenfaunen Äthiopiens gut mit denjenigen von Süddeutschland korrelieren. Das dabei in Äthiopien lokal ein anderes Schema von Leitfossilien zweckmässiger erscheint als in Mitteleuropa, hängt von der grösseren Verbreitung der angebenen Faunenelemente ab, bzw. dem Fehlen gleichwertiger. Im übrigen wird anlässlich der monographischen Bearbeitung und Veröffentlichung der neuen äthiopischen Ammonitenfaunen durch den Verfasser die hier wiedergegebene Gliederung nochmals eingehend besprochen werden.

II. Unterschiede zwischen den Ammonitenfaunen der einzelnen Gebiete in Äthiopien

Ein Vergleich von Abb. 4–6 zeigt, wie sich in Äthiopien von Nord nach Süd die Faunenzusammensetzung ändert: Im Norden im Gebiet von Harar (Abb. 4) überwiegen bei weitem die *Perisphinctiden* (fast 60%); auch die *Aspidoceraten* bestreiten einen grossen Anteil der Fauna (fast 30 %); sonst spielen nur noch die *Idoceraten* eine Rolle (ca. 12 %). Im Nördlichen Ogaden, der südlich anschliesst, ändert sich das Bild: Die *Aspidoceraten* gehen etwas zurück auf 22 %, die *Perisphincten* bestreiten fast 60 %, die *Sutnerien* 5 %, die *Hybonoticeraten* 9 % und die *Oppeliiden* 1,8 %. Noch auffalender ist die Veränderung im Südlichen Ogaden: Auf 38 % *Aspidoceraten* kommen 36 % *Perisphincten,* 2 % *Sutnerien,* 4 % *Hybonoticeraten* und 18 % *Oppeliiden.* Der prozentualen Zunahme der *Oppeliiden* von N nach S folgt gleichzeitig eine Mächtigkeitszunahme und eine Veränderung der Lamellibranchiatenfauna. Bei Harar überwiegen dickschalige, grosse Muscheln unter denen auch

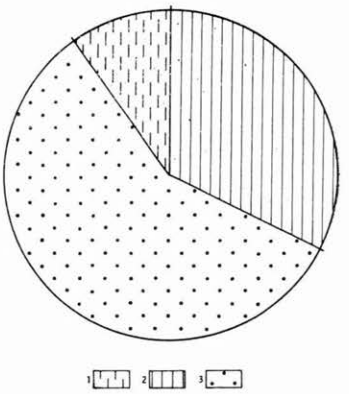


Abb. 4. Ammonitenfaunen-Spektrum des Hochlandes von Harar
Erklärung: 1. Idoceratinae, *2.* Aspidoceratidae, *3.* Perisphinctidae

Tabelle 2

Stratigraphischer Vergleich der Juragliederung in Äthiopien mit der von Süddeutschland an Hand leitender Ammoniten

ÄTHIOPIEN		SÜDDEUTSCHLAND
	Ober-Tithon	
	Mittel-Tithon	*Pseudolissoceras bavaricum*
	Unter-Tithon	*Parapallasiceras palatinum* *Franconites vimineus* *Usseliceras parvinodosum* *Dorsoplanitoides triplicatus* *Usseliceras tagmersheimense*
Subplanites scarsellai		*Subplanites moernsheimensis* *Subplanites rueppellianus* *Lithacoceras riedense*
Hybonoticeras kachhense	Ober-Kimmeridge	*Virgataxioceras setatum* *Hybonoticeras beckeri* *Sutneria subeumela* *S. pedinopleura*
Aspidoceras bispinosum *Sutneria eumela* *Torquatisphinctes alterneplicatus*	Ob. Mittel-Kimmeridge	*Aulacostephanus eudoxus*
Aspidoceras liparum	Unt. Mittel-Kimmeridge	*Aspidoceras acanthicum*
Simaspidoceras argobbae	Unter-Kimmeridge	*Crussoliceras divisum* *Streblites tenuilobatus* *Ataxioceras hypselocyclum* *Sutneria platynota*
Pachyceras aff. *lalandeanum*	Oxford	Planula-Zone bis Mariae-Zone
Erymnoceras n. sp., aff. *dorotheae*	Callovien	Athleta–Lamberti-Zone

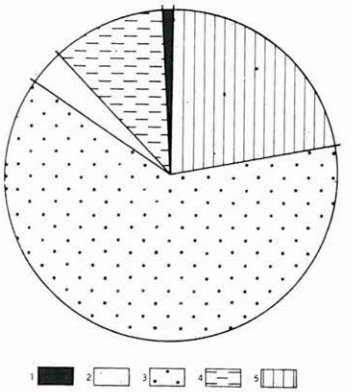


Abb. 5. Ammonitenfaunen-Spektrum des Nördlichen Ogaden
Erklärung: 1. Oppeliidae, *2.* Sutneria, *3.* Perisphinctidae, *4.* Hybonoticeratinae, *5.* Aspidoceratidae

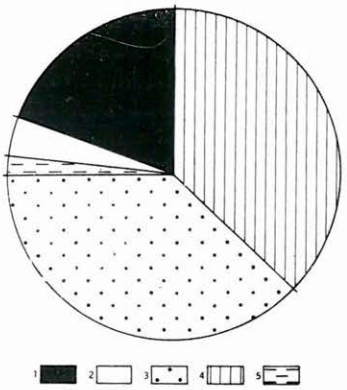


Abb. 6. Ammonitenfaunen-Spektrum des Südlichen Ogaden
Erklärung: 1. Oppeliidae, *2.* Sutneria, *3.* Perisphinctidae, *4.* Aspidoceratidae, *5.* Hybonoticeratinae

Austern auftreten, im S ist nur *Paralellodon* nicht selten. Mit einer einzigen Ausnahme scheinen auch die *Belemniten*, die übrigens nur in einem Horizont auftreten, auf den Ogaden beschränkt zu sein. Aus all diesen Beobachtungen lässt sich die auch in Süddeutschland und anschliessenden Gebieten gemachte Beobachtung bestätigen, dass sich mit zunehmender Wassertiefe die Ammonitenfauna ändert und zwar derart, dass sich den *Aspidoceraten* und *Persiphinctiden* mit zunehmender Wassertiefe auch *Oppeliiden* und *Hybonoticeraten* hinzugesellen (vgl. A. Zeiss 1968, Abb. 12). Verfolgt man die ostafrikanische Faunen noch weiter nach Südosten, also nach Kenya, Tanzania und Madagaskar, so macht sich dort auch eine Beimischung von *Phylloceraten* und *Lytoceraten* geltend, ein Hinweis darauf, dass das Meer in dieser Richtung wohl noch tiefer war, dh. dass der äthiopische Jura also nur ein randliches Stück des ostafrikanischen Jurameeres darstellt.

III. Zusammensetzung der äthiopischen Ammonitenfaunen

Vergleichen wir nun die Zusammensetzung nach der Herkunft der Arten in den einzelnen Stufen im äthiopischen Jura (vgl. Abb. 7–8): Im Unter-Kimmeridge finden sich 46% nur in Äthiopien festgestellte Arten, 10% kommen im übrigen Ostafrika vor, 28% sind europäische Arten, 7% indische und 8% mexikanische Arten. Betrachten wir dagegen das Bild im Tithon — im Ober-Kimmeridge ist es ziemlich ähnlich — so ergibt sich ein Rückgang der rein äthiopischen Arten auf 22%, eine Zunahme der europäischen Arten auf 36% und der indischen auf 25%; die Zahl der mexikanischen Arten nimmt geringfügig auf 6% ab, die der afrikanischen Arten bleibt mit 11% ungefähr gleich gross. Meines Erachtens läst sich hieraus der Schluss ableiten, dass im Unter-Kimmeridge das äthiopische Jurameer noch verhältnismässig stark isoliert war, wobei allerdings Verbindungen zu anderen Jurameeren insbesondere nach

Europa, durchaus bestanden. Mit Annäherung zum und im besondere im Unter-Tithon ist dann die Verbindung zum europäischen, insbesondere mitteleuropäischen Bereich sehr viel besser, wie die zahlreichen in beiden Gebieten vorkommenden Arten beweisen. Dasselbe gilt übrigens auch für die Verbindung des ostafrikanischen Meeres zum indischen Jurameer von Kachh.

Vergleicht man schliesslich die Zahl der Gattungen, die sowohl in Äthiopien wie auch in Süddeutschland gemeinsam vorkommen, so ergibt sich folgendes: Im Unter-Kimmeridge sind 33% der Gattungen beiden Gebieten gemeinsam, 47% kommen nur in Süddeutschland und 19% nur in Äthiopien vor. Im Unter-Tithon sind 60% der Gattungen beiden Gebieten gemeinsam, 33% auf Süddeutschland und 7% auf Äthiopien beschränkt. Natürlich gibt es Unterschiede in der Zahl der vorkommenden Vertreter; so sind *Katroliceras*, *Pachysphinctes* und *Torquatisphinctes* in Süddeutschland nach unseren derzeitigen Kenntnissen Einzelgänger, ebenso wie *Neochetoceras* in Äthiopien (vgl. a. Abb. 9–10).

Betrachtet man aber insgesamt die Zusammensetzung der Ammonitenfaunen des äthiopischen Jura und vergleicht sie mit der süddeutschen Fauna, so fällt die doch relative grosse Anzahl gleicher Gattungen und Arten auf. Beide Gebiete haben daneben auch noch ihre spezielle provinzielle Färbung, die in Äthiopien besonders die *Aspidoceraten* betrifft. Sowohl für den süddeutschen als auch für den äthiopischen Jura liegt die Ähnlichkeit der Faunen wohl sicher in der Ähnlichkeit der paläogeographischen Situation begründet. Eingewanderte Ammoniten fanden in beiden Gebieten ähnliche Lebensbedingungen vor, sie sind Bewohner der Randmeere der Tethys (Abb. 11). Damit ist vielleicht auch die auffallend geringe Anzahl ostafrikanischer Elemente in der äthiopischen Fauna begründet: Die weiter zum offenen Meer hin gelegenen Vorkommen im eigentlichen Ostafrika hatten vermutlich ein anderes palökologisches Milieu. Wie die zoogeographischen Verbindungen dh. die Wanderwege

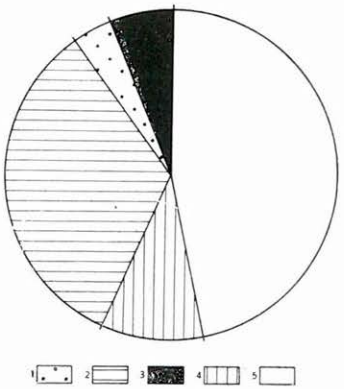


Abb. 7. Prozentualer Anteil der bisher beschriebenen Arten des Unter-Kimmeridge aus Äthiopien

Erklärung: 1. indisch, *2.* europäisch, *3.* mexikanisch, *4.* ostafrikanisch (excl. Äthiopien), *5.* äthiopisch

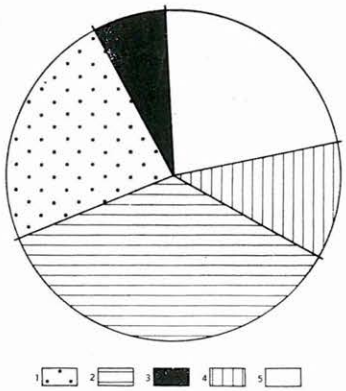


Abb. 8. Prozentualer Anteil der bisher beschriebenen Unter-Tithon Arten aus Äthiopien. (Erklärung wie Abb. 7.)

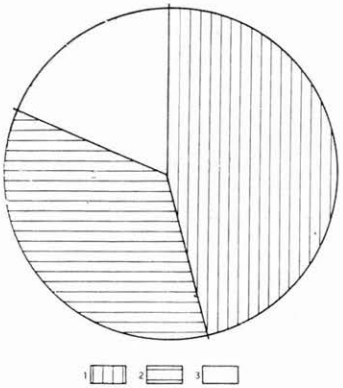


Abb. 9. Prozentualer Anteil der Gattungen des Unterkimmeridge
Erklärung: 1. Gattungen in Süddeutschland, *2.* Gattungen in Süddeutschland und Äthiopien, *3.* Gattungen in Äthiopien

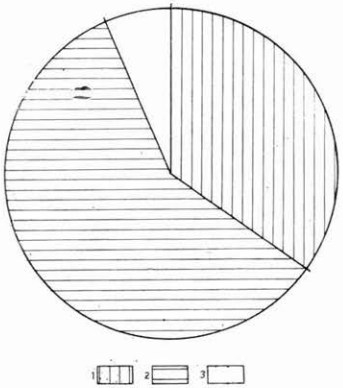


Abb. 10. Prozentualer Anteil der Gattungen des Unter-Tithon. (Erklärung wie Abb. 9.)

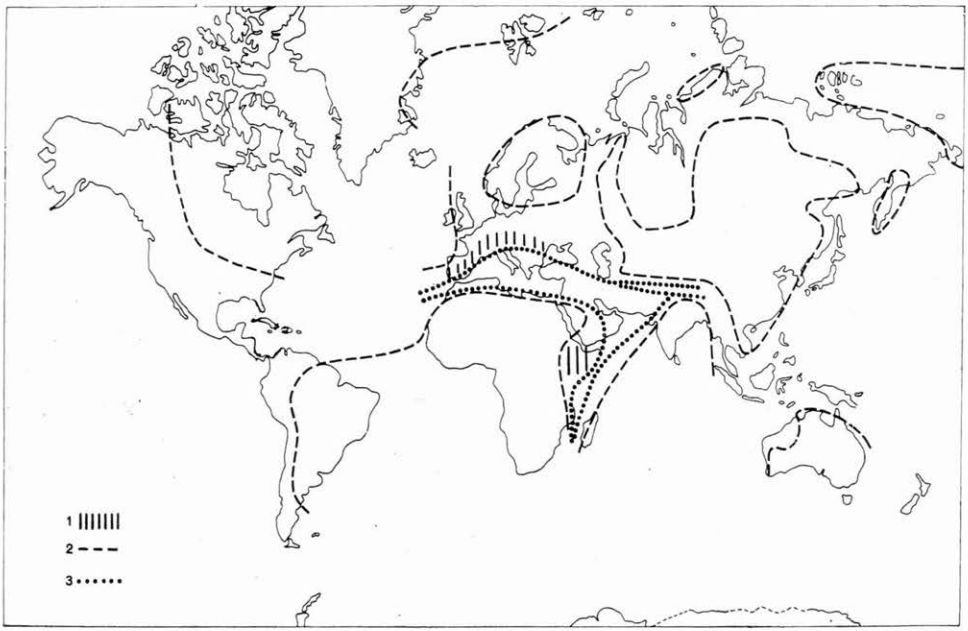


Abb. 11. Die Lage der epikontinentalen Randmeere der Tethys in Europa und Ostafrika
Erklärung: 1. Epikontinentale Randmeere, *2.* Umgrenzung des Jurameeres, *3.* Mediterran-Gebiet

der Ammoniten zwischen Äthiopien und Süddeutschland im Einzelnen verlaufen sind, ist heute noch unklar, da wir über die paläogeographischen Verhältnisse des Tethysgebietes im Bereich des heutigen Mediterrangebietes noch zu ungenügend unterrichtet sind. Vielleicht wird uns eine weitere Konferenz über den mediterranen Jura hierüben den notwendigen Aufschluss bringen.

LITERATUR

BARTHEL K. W. 1962: Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie der Neuburger Bankkalke. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **105.** p. 30.

BASSE E. 1930: Contribution à l'étude du Jurassique supérieur en Éthiopie et en Arabie méridionale. — Mém. Soc. Géol. Fr., N. S. **6,** 11–133.

BERCKHEMER F.–HÖLDER H. 1959: Ammoniten aus dem Oberen Weissen Jura Süddeutschlands. — Beih. Geol. Jb., **35,** p. 135.

DACQUÉ E. 1905: Beiträge zur Geologie des Somalilandes. — Beitr. Paläont. Geol. Österr. — Ung., **17,** 119–159.

DACQUÉ: E. 1914: Neue Beiträge zur Kenntnis des Jura in Abessynien. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.–Ung., **27,** 1–17.

DAINELLI G. 1943: Geologia dell'Africa orientale. II. — R. Acad. d'Italia, Centr. Stud. Afr. Orien. Ital., **7,** p. 704.

FESEFELDT K. 1962: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weissjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **46,** p. 80.

FREYBERG B. v. 1966: Der Faziesverband im Unteren Malm Frankens. Ergebnisse der Stromatometrie. — Erlanger geol. Abh., **62,** 1–92.

FREYBERG B. v. 1967: Übersicht über den Malm der nördlichen Frankenalb. — Jh. Karst- u. Höhlenkunde, **7,** 1–18, München.

GEYER O. F. 1961: Monographie der Perisphinctidae des unteren Unterkimmeridgien (Weisser Jura gamma, Badenerschichten) im Süddeutschen Jura. — Paläontographica, **117** A, 1–157.

GEYER O. F. 1961: Beiträge zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weissen Jura gamma (unteres Unter-Kimmeridgium) in Württemberg. — Jh. vaterld. Naturkde. Württembg., **116,** 84–113, Stuttgart.

HAHN W. 1963: Die Gattung Gravesia Salfeld (Ammonoidea) im Oberjura Mittel- und Nordwesteuropas. — Palaeontographica, **122** A, 90–110.

HÖLDER H. 1955: Die Ammoniten-Gattung Taramelliceras im südwestdeutschen Unter- und Mittelmalm. — Palaeontographica, **106** A, 37–153.

KOERNER U. 1963: Beiträge zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Weissjura alpha – beta-Grenze (Oberoxford) auf der westlichen Schwäbischen Alb. — Jh. geol. L. A. Baden-Wttbg., 6, 337–394, Freiburg.

SCHMIDT-KALER H. 1962: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. — Erlanger geol. Abh., **44,** pp. 51.

SCHULER G. 1965: Die Malm alpha/beta-Grenze i. S. Quenstedts in der Mittleren Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **15,** 1–21, Erlangen.

SCOTT G. 1943: Palaeontology of Harrar Province, Ethiopia. Part 4: Jurassic Cephalopoda and a Cretaceous Nautilus. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., **82,** 61–93, New York.

SEEGER D. 1961: Die Delta-Epsilon-Grenzschichten im Schwäbischen Weissen Jura. — Jber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver., N. F., **43,** 49–72, Stuttgart.

STEFANINI G. 1933: Molluschi del Giuralias della Somalia. — Palaeontogr. Ital., 32, Suppl. **1,** 1–53, Siena.

VALDUGA A. 1954: Ammoniti ed Aptici neogiurassici dell'Ogaden e della Somalia sudoccidentale. — Palaeontogr. Ital., **48,** 1–40, Pisa.

VENZO S. 1959: Cefalopodi Neogiurassici degli Altipiani Hararini. — Acad. Naz. de Lincei, Stud. Miss. Geol. AGIP, **4**, 1–59, Roma.

ZEISS A. 1956: Hecticoceras und Reineckia im Mittel- und Ober-Callovien von Blumberg (Südbaden). — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw, Kl., **80**, 1015, München.

EISS A. 1957: Die ersten Cardioceraten-Faunen aus dem oberen Unter-Oxfordien Süddeutschlands und einige Bemerkungen zur Dogger/Malm-Grenze. — Geol. Jb., **73**, 183–204, Hannover.

ZEISS A. 1965: Gliederung und Grenzen des Oberen Jura in Europa. — Carp.-Balk. Geol. Ass., VII Cong. Rep. II, 107–113, Sofia.

ZEISS A. 1966: Biostratigraphische Auswertung von Ammonitenaufsammlungen im Profil des Malm alpha und beta am Feuerstein bei Ebermannstadt (Ofr.)–Erlanger geol. Abh. **62**, 104–111.

ZEISS A. 1968: Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F. **132**, p. 1905.

ZEISS A. 1968: Über Stratigraphie und Faziesräume des Malm der Frankenalb. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F. **50**, 101–114, Stuttgart.

ZEISS A. 1969: Bechlüsse des 2. Internationalen Jura-Kolloquiums (Luxemburg 17–22. Juli 1967). — Geol. Bl. NO-Bayern, **19**, 144–146, Erlangen.

ZIEGLER B. 1958: Die Ammonitenfauna des tieferen Malm delta in Württemberg. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F. **40**, 171–201, Stuttgart.

ZIEGLER B. 1958: Feinstratigraphische Untersuchungen im Oberjura Südwestdeutschlands — ihre Bedeutung für Paläontologie und Paläogeographie. Eclog. Geol. Helv., **51**, 265–278.

ZIEGLER B. 1959: Idoceras und verwandte Ammoniten-Gattungen im Oberjura Schwabens. — Eclog. Geol. Helv., **52**, 19–56.

ZIEGLER B. 1961: Stratigraphische und zoogeographische Beobachtungen an Aulacostephanus. — Paläont. Z., **35**, 79–89.

ZIEGLER B. 1962: Die Ammonitengattung Aulacostephanus im Oberjura (Taxionomie, Stratigrapghie, Biologie). — Paläontographica, **119**, 1–172.

ZIEGLER B. 1965: Boreale Einflüsse im Oberjura Westeuropas. — Geol. Rdsch., **54**, 250–261.

ZIEGLER B. 1967: Ammoniten Ökologie am Beispiel des Oberjura. — Geol. Rdsch., **56**, 439–464.

ZEISS A.

Geol. Institut der Univ.
Schlossgarten 5.
852 Erlangen

Deutsche Bundesrepublik

AMMONITES AND NAUTILOIDS OF THE EPICONTINENTAL OXFORDIAN IN POLAND

by

L. MALINOWSKA

The Oxfordian deposits which occur in the area of Poland should be referred to two sedimentary basins, geosynclinal and epicontinental ones. The epicontinental deposits are found to occur in most of the regions of Poland. In the epicontinental Oxfordian marine sedimentation prevailed in Poland, except for the marginal zone of the basin, where brackish gypsum-anhydrite deposits were laid down, restricted, however, to the Upper Oxfordian only.

In Early Oxfordian time, marine transgression occupied a considerable part of Poland, excluding the Leba elevation, the south-eastern portion of the country, and a part of the Fore-Sudetic monocline. In Middle Oxfordian time, the extension of the sea did not deviate from that of the Early Oxfordian. Largest extension was attained at the beginning of Late Oxfordian time, and, according to J. DEMBOWSKA (1964), the sea partly reached also the south-eastern areas, which had not previously been invaded. Such a situation persisted throughout Late Oxfordian time.

The studies on the epicontinental Jurassic deposits, i.e. also on those of Oxfordian age, were primarily restricted to the areas of exposed and partly exposed Jurassic, i.e. to the marginal zone of the Swiętokrzyskie Mountains, the Cracow-Wieluń Jurassic Belt and the Pomeranian region.

Natural exposures of the Upper Jurassic deposits in Poland occur within the marginal zone of the Swiętokrzyskie Mountains and in the Cracow-Wieluń Jurassic Belt (Fig. 1).

Sub-Quaternary occurrences stretch uninterruptedly from Cracow, through the area of Częstochowa, as far as Sieradz, along a distance of about 180 km. Between Cracow and Wieluń, the outcropping rocks form a picturesque Jurassic cuesta. Some Sub-Quaternary occurrences of the Upper Jurassic deposits are also known to occur in the marginal area of the Swiętokrzyskie Mountains, and in the vicinity of Kutno and Wloclawek, as well as in the Pomeranian region. Intense drilling activity allowed to enrich the observations on Upper Jurassic deposits; consequently the facial variability of the deposits of this age can be traced more in detail.

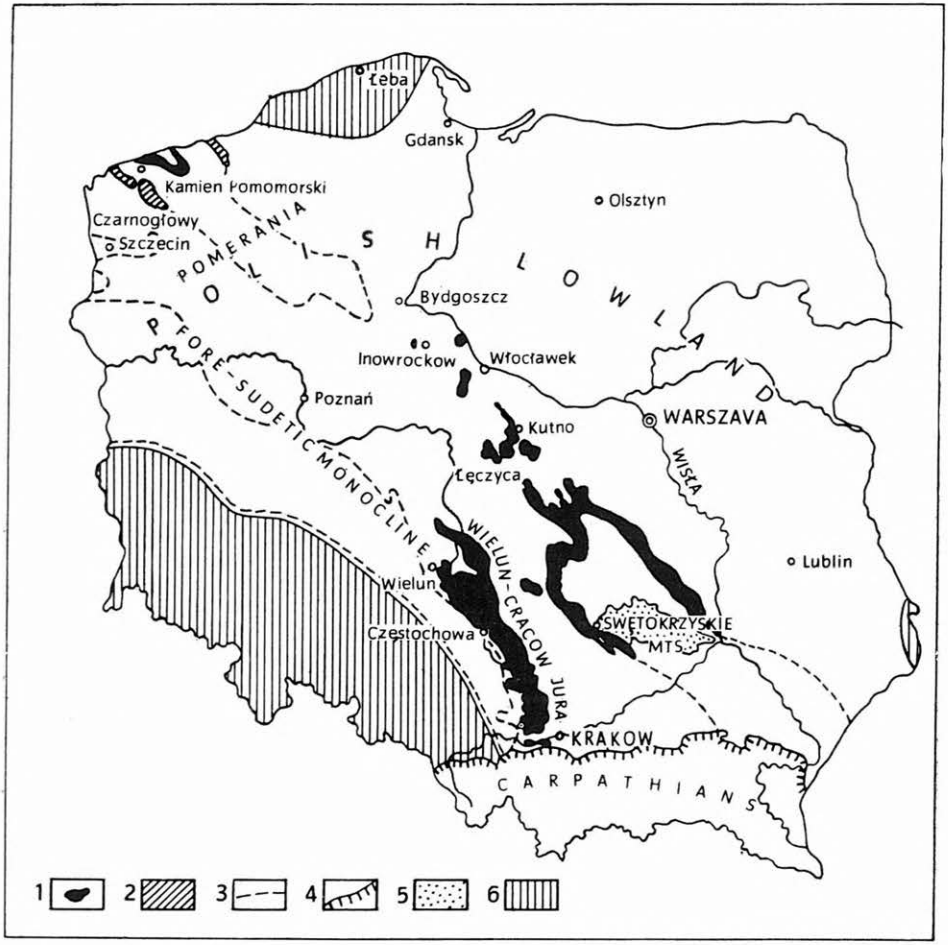


Fig. 1. Extension of the Upper Jurassic deposits in Poland (according to J. DEMBOWSKA, 1964)

1. Exposures, *2.* Occurrences below Quaternary deposits, *3.* Areas deprived of the deposits at present, *4.* Carpathian overthrust, *5.* Palaeozoic massif, *6.* Areas of prevailing denudation

Oxfordian epicontinental formations are represented in Poland by various types of deposits. Generally, it may be accepted that carbonate deposits prevail in both the southern and the eastern areas of Poland, whereas in the northern and western ones—those of marly-siltstone character are predominant.

In Oxfordian time, the connection between the epicontinental basin and the geosynclinal basin was relatively distinct. This, among others, is proved by the presence of several ammonite species, typical of the Oxfordian epicontinental deposits in the Alpine zone. The migration of this fauna proceeded through the Moravian Gate and along the continuation of the Swiętokrzyskie

Mountains. It has been ascertained that the faunistic influences of the Alpine basin are more pronounced in the Oxfordian, where carbonate deposits predominate.

The boundary between the Oxfordian and Callovian deposits was found to run between the *Kosmoceras duncani* and *Quenstedticeras flexicostatum* horizons (S. Z. Różycki, 1953). It deviates from the conventional boundary drawn between the *Quenstedticeras lamberti* and *Quenstedticeras mariae* horizons. That the boundary runs at the top of the *Kosmoceras duncani* horizon, is suggested by the fact that in the Polish Extra-Carpathian Jurassic, except for a few cases only, the species of the genus *Quenstedticeras*—typical of the lowermost Oxfordian (Divesian), and the species of the genus *Kosmoceras*—characteristic of the Upper Callovian, occur separately. Co-occurrence of the genera mentioned above, is only sporadical, observable mainly within the nodular bed. Taking into account the lithological characteristics of the nodular bed, we may say that this fact cannot be of general stratigraphic importance.

At its bottom, the boundary member of the Oxfordian stage is the *Quenstedticeras flexicostatum horizon*, at the top—the *Idoceras planula horizon*. This latter has been distinguished by A. Wierzbowski (1966) within the Jurassic Belt of the Wieluń Upland. In this interval some ammonite horizons are distinguished, which are characterized by large extension in the territory of Poland, and can be shown to occur in both calcareous and siltstone–marly facies. These horizons can easily be correlated with the equivalent deposits of this age throughout the territory of the country.

Lower Oxfordian

In the lowermost Oxfordian (Divesian) the following h o r i z o n s have been distinguished:

Quenstedticeras flexicostatum (l o w e r), *Quenstedticeras lamberti* (m i d d l e) and *Quenstedticeras mariae* (u p p e r). The fossils listed below, are typical of the deposits of this age: *Quenstedticeras (Bourkelamberticeras) flexicostatum* (Phillips), *Q. (B.) lorioli* Maire, *Q. (?B.) ancestrale* Maire, *Q. (B.) intermissum* Buckmann, *Q. (Lamberticeras) lamberti* (Sowerby), *Q. (L.) lamberti macer* (Quenstedt), *Q. (Vertumniceras) mariae* (d'Orbigny). The most interesting forms are: *Peltoceratoides athletoides* (Lahusen), *Parapeltoceras caprinum fraasi* Prieser, *Peltoceras athleta* (Phillips), *Peltoceratoides athletulum* (Mayer), *Parapeltoceras pseudocaprinum* Prieser, *Hecticoceras (Putealiceras) svevum* (Bonarelli), *H. (P.) pseudopunctatum* (Lahusen), *Collotites* sp. and others (L. Malinowska, 1967; S. Z. Różycki, 1953).

Above the deposits, in which the genus *Quenstedticeras* predominates, deposits dated by the representatives of the genus *Cardioceras* have been distinguished. These forms are indices for the discrimination of two horizons: the l o w e r horizon—*Cardioceras bukowskii* and the u p p e r horizon—*Cardioceras excavatum* (L. Malinowska, 1963, 1966). The cephalopod species found in these deposits are considerable in number (Fig. 2).

A dozen or so of these species found in the Częstochowa Jurassic Belt were first described by G. Bukowski in 1887, and then by the present writer in 1963 and 1965.

Lower Oxfordian (part)		Cephalopoda
Neuvizyan		
zone Cardioceras excavatum	zone Cardioceras bukowskii	
		Paracenoceras giganteum (d'Orb.)
		Paracenoceras rogeri (Loesch)
		Pseudaganides roemeri (Loesch)
		Holcophylloceras mediterraneum (Neum.)
		Holcophylloceras zignodianum (d'Orb.)
		Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.)
		Calliphylloceras demidoffi Rous.
		Calliphylloceras manfredi (Opp.)
		Phylloceras cf. douvillei Choff.
		Phylloceras kudernatschi (Hauer)
		Thysanolytoceras cf. adelae (d'Orb.)
		Metalytoceras orbignyi (Lor.)
		Thysanolytoceras eudesi (d'Orb.
		Popanites paturattensis (Grepp.)
		Popanites paturattensis wrzosoviensis Malin.
		Glochiceras (Coryceras) distortum (Buk.)
		Creniceras crenatum (Brug.)
		Creniceras renggeri (Opp.)
		Taramelliceras baccatum(Buk.)
		Taramelliceras bukowskii (Siem.)
		Taramelliceras minax (Buk.)
		Taramelliceras oculatum (Phill.)
		Taramelliceras polonicum Malin.
		Taramelliceras pseudoculatum(Buk.)
		Campylites delmontanus (Opp.)
		Campylites henrici (d'Orb.)
		Trimarginites arolicus (Opp.)
		Trimarginites baylei (Coq.)
		Trimarginites eucharis (d'Orb.)
		Trimarginites trimarginatus (Opp.)
		Trimarginites cf. villersi Roll.
		Scaphitodites paucirugatus (Buk.)
		Lissoceratoides erato (d'Orb.)
		Lissoceratoides rollieri (Lor.)
		Goliathiceras (Goliathites) goliathum (d'Orb.)
		Goliathiceras pseudogoliathum (Maire)
		Pachycardioceras nikitinianum (Lah.)
		Cardioceras (Scarburgiceras) bukowskii Maire
		Cardioceras (Scarburgiceras) harmonicum Maire
		Cardioceras (Scarburgiceras) martini Reeside
		Cardioceras (Vertebriceras) altumeratum Arkell
		Cardioceras (Vertebriceras) costulosum Buck.
		Cardioceras (Vertebriceras) quadrarium biplicatum Arkell
		Cardioceras (Vertebriceras) quadrarium colloti Maire
		Cardioceras (Vertebriceras) quadratum (Sow.)
		Cardioceras (Vertebriceras) vertebrale (Sow.)
		Cardioceras (Subvertebriceras) zenaidae Ilov.
		Cardioceras (Plasmatoceras) tenuistratum Bor.
		Cardioceras (Plasmatoceras) tenuicostatum (Nik.)
		Cardioceras (Plasmatoceras) popilaniense Bod.
		Cardioceras (Cardioceras) cardia Maire (non Buck.)
		Cardioceras (Cardioceras) cordatum (Sow.)
		Cardioceras (Scoticardioceras) excavatum (Sow.)
		Cardioceras (Scoticardioceras) laevigatum Bod.
		Euaspidoceras catena (Sow.)
		Euaspidoceras faustum (Bayle)
		Euaspidoceras ovale (Neum.)
		Euaspidoceras perarmatum (Sow.)
		Euaspidoceras cf. vettersianum (Neum.)
		Parawedekindia arduennensis (d'Orb.)
		Parawedekindia choffati (Lor.)
		Peltoceratoides bodeni Prieser
		Peltoceratoides constantii (d'Orb.)
		Peltoceratoides eugenii (Rasp.)
		Peltoceratoides gerberi Prieser
		Peltoceratoides interscissus (Uhl.)
		Peltoceratoides mairei Malin.
		Peltoceratoides williamsoni (Phill.)
		Peltoceratoides pseudoconstantii Prieser
		Pachyceras lalandeanum(d'Orb.)
		Perisphinctes (Alligaticeras) birmensdorfensis Moesch
		Perisphinctes (Kranaosphinctes) decurrens Buck.
		Perisphinctes (Kranaosphinctes) indogermanus Waag.
		Perisphinctes (Kranaosphinctes) promiscuus Buk.
		Perisphinctes (Mirosphinctes) frickensis Moesch
		Perisphinctes (Mirosphinctes) mirus Buk.
		Perisphinctes (Prososphinctes) claromontanus Buk.
		Perisphinctes (Prososphinctes) consociatus Buk.
		Perisphinctes (Prososphinctes) mazuricus Buk.

Fig. 2. Stratigraphic range of the ammonites and nautiloids of the Lower Oxfordian (Neuvizyan) in Poland

Middle Oxfordian

Two horizons are distinguished within the Middle Oxfordian (Argovian): lower horizon—*Perisphinctes chloroolithicus* and *Cardioceras tenuiserratum* and upper horizon—*Perisphinctes wartae* and *Amoeboceras alternans* (S. Z. RÓŻYCKI, 1953; L. MALINOWSKA, 1968a). The ammonite fauna found to occur in both siltstone-marly and carbonate deposits allows the author to construct a uniform faunistic section representative of the Middle Oxfordian in the Extra-Carpathian territory of Poland. The common occurrence of the representatives of the families *Cardioceratidae* and *Perisphinctidae* is here, although in various proportions, of considerable importance.

The following species are known to occur in the lower horizon of the Middle Oxfordian: *Cardioceras tenuiserratum* (OPPEL), *C. tenuiserratum trinodosa* MAIRE, *C. schellwieni* BODEN, *C. kokeni* BODEN, *C. zieteni* ILOVAYSKI, *Perisphinctes (Perisphinctes) chloroolithicus* (GÜMBEL), *P. (Kranaosphinctes) promiscuus* BUKOWSKI, *P. (Dichotomosphinctes) antecedens* LORIOL, *P.* cf. *marcoui* LORIOL, *P. (Liosphinctes)* cf. *berlieri* LORIOL, *Ochetoceras canaliculatum* (BUCH), *O. hispidum* (OPPEL), *Proscaphites anar* (OPPEL).

In the upper horizon of the Middle Oxfordian the following species are found: *Amoeboceras alternans* (BUCH), *A. ovale* (QUENSTEDT), *A. lorioli* (OPPENHEIMER), *A. subcordatum* (D'ORBIGNY), *A. reichenbachense* (SALFELD), *Perisphinctes (Perisphinctes) martelli* (OPPEL), *P. (P.) globocostatus* MALINOWSKA, *P. (Arisphinctes) maximus* YOUNG et BIRD, *P. (Dichotomosphinctes) wartae* BUKOWSKI, *P. (D.) elisabethae* RIAZ, *Taramelliceras externodosum* (DORN), *T. różyckii* MALINOWSKA, *T. szajnochai* (LEWINSKI) and *T callicerum* (OPPEL).

The so-called "*Cardioceras gap*" is reported to occur within the Middle Oxfordian deposits between the level where the last-determined specimen of *Cardioceras tenuiserratum* (OPP.) and those of ex gr. *tenuiserratum* were found, on the one hand, and the appearance of *Amoeboceras alternans* (BUCH) and ex gr. *alternans*, on the other. This gap coincides with some visible changes in lithology. Moreover, also a poor state of preservation of ammonites of the genus *Perisphinctes*, numerous fragments of pelecypod shells, rich representative of *Serpula* sp., and fairly numerous charred plant remains can be observed. Specimens of the family *Cardioceratidae* are absent. These changes, observed not only in terms of lithology, but also due to certain "sensibility" of the forms that belong to the family *Cardioceratidae*, are no doubt related to some dynamic processes of the sea bottom.

Upper Oxfordian

In the Extra-Carpathian area of Poland, the deposits overlying the Middle Oxfordian formations belong to the Upper Oxfordian.

This part of the Oxfordian deposits is developed in the siltstone-marly and carbonate facies. The Upper Oxfordian deposits developped in the siltstone–marly facies contain abundant ammonite fauna, those developped in carbonate facies (particularly in the eastern area of Poland) reveal numerous gastropods *(Nerineidae)*, and pelecypods (Diceratidae) and brachiopods, showing only small amounts of cephalopods (L. KARCZEWSKI, 1960, 1967).

The recent investigations conducted within the Częstochońwa–Wielu Jurassic Belt (L. MALINOWSKA, 1968b, A. WIERZBOWSKI, 1966) permit to dist-

inguish certain ammonite horizons within the Upper Oxfordian deposits, making possible to refer this subdivision to the existing stratigraphic divisions of Europe. The ammonite fauna found in the deposits of the Częstochowa–Wieluń Jurassic Belt and the Jurassic drill cores from the Polish Lowland area (L. MALINOWSKA 1960) represent: the horizon *Perisphinctes cautisnigrae* s. l., the horizon *Ringsteadia pseudocordata* and the horizon *Idoceras planula* distinguished by A. WIERZBOWSKI (1966).

Numerous ammonite index species have been found to occur in the Upper Oxfordian deposits. Among them are:

Perisphinctes (Perisphinctes) cautisnigrae ARKELL, *P. (P.) panthieri polonicus* MALINOWSKA, *P. (Microbiplices) microbiplex* (QUENSTEDT), *P. (Divisosphinctes) bifurcatus* (QUENSTEDT), *Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus* (REINECKE), *O. (O.) colubrinus* (REINECKE), *O. (Pseudorthosphinctes) zawadensis* MALINOWSKA, *Platysphinctes ovalis* MALINOWSKA, *Lithacoceras (Larcheria)* sp., *Decipia lintonensis* ARKELL, *D.* cf. *helvetica*, *D.* cf. *latecosta* DOHM, *Ringsteadia pseudocordata* (BLAKE et HUDLESTON), *R. anglica* (SALFELD), *Taramelliceras wenzeli* (OPPEL), *T. pseudowenzeli* (WEGELE), *Idoceras laxevolutum* (FONTANNES), *L. planula* (HEHL), *Rasenia (Prorasenia) stephanoides* (OPPEL), *R. (P.) batchyschista* KOERNER.

The analysis of the fauna representatives occurring in the epicontinental deposits of Oxfordian age, illustrates that the forms belonging to the families *Phylloceratidae* and *Lytoceratidae* and occurring in the carbonate deposits are relatively abundant (Fig. 3.).

The most abundant species are: *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUMANN), *H. zignodianum* (D'ORBIGNY) and *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORBIGNY). In the Oxfordian deposits, these species can be encountered in both the marginal area of the Swiętokrzyskie Mountains and the Cracow–Wieluń Jurassic Belt. So far, these species have not been ascertained to appear in the siltstone-marly deposits of Oxfordian age, although their occurrence is possible here. Most of the *Phylloceratidae* representatives are restricted to the Lower Oxfordian, and only the *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORBIGNY) is known from the Middle Oxfordian. Due to their poor state of preservation, the representatives of *Phylloceratidae* found in the Upper Oxfordian deposits cannot be specifically identified. *Lytoceratidae* (Fig. 3.), represent in turn single specimens that belong to three species. Their occurence is limited, however, to the Lower Oxfordian deposits only.

So far, the Upper Jurassic deposits of the Carpathian area of Poland have not been subdivided in detail, although some research workers relate various ammonite species to the definite Oxfordian horizons. The presence of fairly rich ammonite species in these deposits, cited by the Carpathian specialists (E. PASSENDORFER, 1951; K. BIRKENMAJER, 1963; M. KSIĄŻKIEWICZ, 1956) has been a basis for faunistic correlations with the Oxfordian ammonite horizons in the Extra-Carpathian area of Poland (Fig. 4.).

It appears that this correlation is possible mainly because of the advanced ammonitic zonation of the Oxfordian deposits in the Extra-Carpathian Jurassic area of Poland. Most of the ammonite species, occurring in the Carpathian area of Poland, have proved to be species of restricted stratigraphical range, consequently, it was possible to use them as index forms of ammonite horizons distinguished within the Oxfordian.

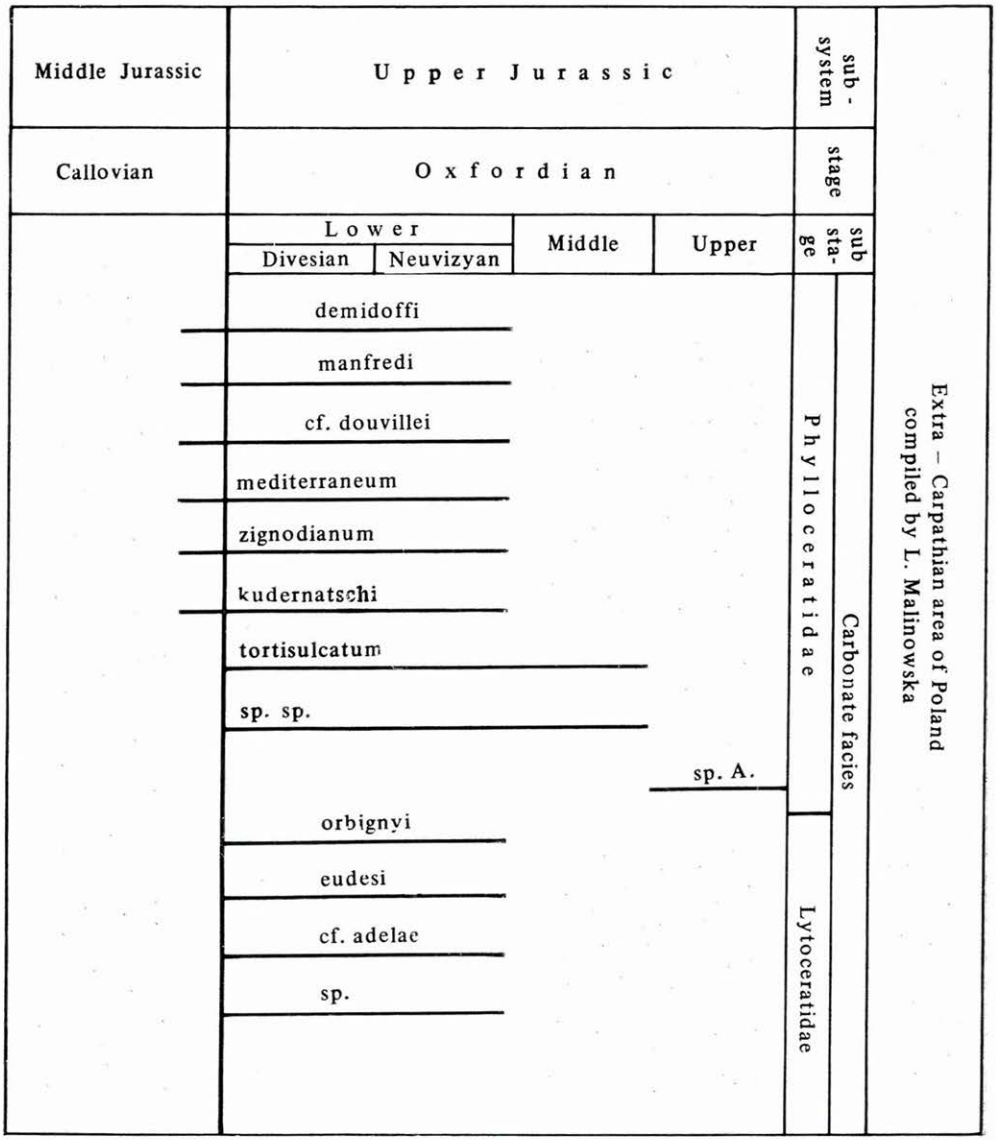


Fig. 3. Phylloceratidae and *Lytoceratidae* occurring in the Oxfordian carbonate deposits of Poland (except for the Carpathians)

Extra – Carpathian area of Poland (S. Z. Rózycki 1953, A. Wierzbowski 1966, L. Malinowska 1963, 1968, 1969)				Carpathian area of Poland (K. Birkenmajer 1963, M. Ksiazkiewicz 1956, E. Passendorfer 1951)		
sub system	stage	substage	zone	sub system	stage	characteristic fauna
Upper Jurassic	Oxfordian	Upper	Idoceras planula	Upper Jurassic	Oxfordian	Holcophylloceras zignodianum Sowerbyceras tortisulcatum Callihylloceras manfredi Phylloceras cf. douvillei Trimarginites trimarginatus
			Ringsteadia pseudocordata			Ringsteadia vicarisa, Taramelliceras cf. kobyi, T. pichleri, Euaspidoceras tietzei
			Perisphinctes cautisnigrae s.l.			----------
		Middle	Perisphinctes wartae et Amoeboceras alternans			Perisphinctes cf. jelski, P. orbignyi, P. delgadoi, P. lucingensis, P. plicatilis, Pseudogregoryceras neumayri, Taramelliceras sarasini, Lithacoceras schilli, Proscaphites anar, Euaspidoceras oegir, Cardioceras tenuiserratum, T. tenuiserratum neumayri,
		Argovian	Perisphinctes chlorooolithicus et Cardioceras tenuiserratum			----------
		Lower	Cardioceras excavatum			Perisphinctes bernensis, Cardioceras sp. (ex aff cordatum), Euaspidoceras cf. perarmatum, Thysanolytoceras cf. adeloides, Struebinia simplex simplex
		Neuvizyan	Cardioceras bukowskii			
		Divesian	Quenstedticeras mariae			
			Quenstedticeras lamberti			
			Quenstedticeras flexicostatum			
Middle Jurassic	Callovian		Kosmoceras duncani	Middle Jurassic	Callovian	

Fig. 4. Faunistic correlation of the Oxfordian in the Carpathian and Extra-Carpathian areas of Poland

On the faunistic basis, the upper part of the Lower Oxfordian (Neuvizyan) can be distinguished within the Carpathian Jurassic area. However, no faunistic evidence permitting to distinguishe the lower part of the Lower Oxfordian (horizon *Quenstedticeras mariae*), is available at present. Although richly represented by ammonites, the Middle Oxfordian cannot be subdivided now more in detail. Nevertheless, it is possible to distinguish here the *Cardioceras tenuiserratum* horizon. In the Carpathian area, the fauna found in the Upper Oxfordian deposits does not allow to distinguish individual horizons and to carry out any more precise correlation with the Upper Oxfordian horizons of the Extra-Carpathian area of Poland.

REFERENCES

Birkenmajer K. 1963: Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego. — Studia Geol. Polonica, **IX.**

Bukowski G. 1887: Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. — Sep. Abdr. aus Beitr. z. Paleont. Österreich.-Ungarns. **V.**

Dadlez R.–Dayczak-Calikowska K.–Dembowska J. 1964: Atlas geologiczny Polski. — Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, cz. Jura, zeszyt **9.**

Karczewski L. 1967: Extension de la faune à Nerinées dans les dépôts du Jurassique supérieur en Pologne. — II. Colloque Jurassique — Luxembourg.

Książkiewicz M. 1956: Jura i kreda Bachowic. — Rocznik Pols. Tow. Geol. **XXIV.**

Malinowska L. 1960: Fauna malmu w otworze wietniczym Piekary (koło Poznania). — Kwart. Geol. **IV.**

Malinowska L. 1963: Stratygrafia oksfordu Jury Częstochowskiej na podstawie amonitów. — Prace Inst. Geol. **XXXVI.**

Malinowska L. 1965: Bioherma gąbkowa newizu w rejonie Čmielowa (północno-wschodnie obrzezenie Gór Swiętokrzyskich). — Z stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce. **1.**

Malinowska L. 1966: Podstawy stratygrafii dolnego i srodkowego oksfordu północnej i północno-zachodniej Polski. — Kwart. Geol. 10, z. **3.**

Malinowska L. 1967: Biostratygrafia osadów dolnego i środkowego oksfordu w obrzezeniu Gór Swiętokrzyskich. — Biul. Inst. Geol. **R.**

Malinowska L. 1968a: Stratygrafia osadów środkowego oksfordu w Polsce (bez Karpat). — Kwart. Geol. **12.**

Malinowska L. 1968b: Poziomy amonitowe oksfordu górnego w Jurze Częstochowskiej — Kwart. Geol. **12.**

Passendorfer E. 1951: Jura Tatr. Regionalna Geologia Polski. **1.** Kraków.

Rozycki S. Z. 1953: Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. — Prace Inst. Geol. **XVII.**

Wierzbowski A. 1966: Górny oksford i dolny kimeryd Wyżyny Wieluńskiej. — Acta Geol. Polonica. **XVI.**

L. Malinowska

Geol. Institute

Rakowiecka 4., Warszawa

Poland

О ВЛИЯНИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКИХ И ТИХООКЕАНСКИХ ФАУН НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОЗДНЕЮРСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОЛОВОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ АРКТИКИ

Месежников М. С. — Сакс В. Н. — Шульгина Н. И.

Позднеюрские фауны головоногих моллюсков Арктики характеризуются весьма обедненным, даже по сравнению с одновозрастными фаунами северо-западной и восточной Европы, родовым составом (*Neumayr*, 1883, *Бодылевский*, 1957, *Сакс*, *Месежников*, *Шульгина*, 1964, *Ziegler*, 1964). Они представлены по преимуществу родами и подродами, наиболее широко распространенными именно в Арктическом бассейне или обитавшими исключительно в этой бассейне. Среди последних таксонов можно указать род *Arcticoceras Spath* (келловей) подроды *Euprionoceras Spath* и *Hoplocardioceras Spath* (кимеридж), род, *Taimyrosphinctes Mesezhnikov*, подрод *Taimyroceras Bodylevsky*, род *Chetaites Schulgina* (волжский век). В целом, однако число эндемичных арктических родов и подродов весьма невелико, на что указал еще *В. И. Бодылевский* (1957); они весьма редко имели преобладающее или даже существенное значение в общем комплексе фауны (начало келловея, поздний кимеридж).

Гораздо больший удельный вес в фаунистических ассоциациях поздней юры имеют роды, обитавшие как в бореальных, так и в арктических морях. Среди аммонитов подавляющее большинство этих родов характеризуется в Арктическом бассейне определенными специфическими чертами:

1. Вследствие общего обеднения родового состава, значение этих таксонов в комплексах Арктического бассейна резко возрастает, по сравнению с комплексами бассейнов северо-западной и восточной Европы (*Бодылевский*, 1957).

2. Весьма велико количество эндемичных видов, ареал которых ограничивается Арктическим бассейном (*Шульгина*, 1966, *Сакс*, *Нальняева*, 1966). Иногда виды какого-либо рода характеризуются некоторыми общими признаками, заметно отделяющими их от видов, обитавших в бореальных морях, и допускающими выделение арктических групп (*Месежников*, 1968).

3. Очень часто роды, распространенные в арктических и бореальных морях, представлены в первых из них значительно большим числом видов.

Как правило, все виды образуют очень крупные популяции.

Переходя к конкретной оценке указанных отличий, можно отметить, что в келловее, например, преобладающее распространение получает род *Cadoceras Fischer*, в нижнем оксфорде — *Cardioceras Neumayr* et *Uhlig*, в верхнем оксфорде — *Amoeboceras Hyatt* (подроды *Amoeboceras* s. s. и *Prionodoceras Buckman*), в нижнем кимеридже — *Pictonia Bayle*, *Rasenia Salfeld* и *Amoeboceras (Amoebites)*, в средневолжском подъярусе — *Pavlovia Ilovaisky*, *Dorsoplanites Semenov* и *Laugeites Spath* и т. д. Эти роды распространены также и за пределами Арктического бассейна, но представлены обычно меньшим числом видов, как правило, отличных от встречающихся в Арктике (табл. 1).

Таблица 1.

Характеристика некоторых северных позднеюрских аммонитов

Ярус	Род	Число видов	В том числе видов в Акртическом бассейне	Виды, обитавшие только в Арктическом бассейне		
				число	% от обитавших в Арктике	% от общего числа видов
келловей	*Cadoceras* Fischer		45	38	85	
	Longaeviceras Buckman	9	5	4	80	56
оксфорд	*Cardioceras* N. et Uhl.		27	13	48	
	Amoeboceras (Prionodoceras Buckman)	25	12	9	75	36
кимеридж	*Pictonia* Bayle	45 (15)*	2	2	100	4,5 (13,5)
	Amoeboceras (Amoebites Buckman)	11	6	5	83	45
волжский	*Pavlovia* Ilovaisky	30	20	20	100	67
	Dorsoplanites Semenov	29	25	25	100	86

* В скобках указано число видов, обитавших в северо-западной Европе и в Арктике.

Как видно из таблицы, для 8 наиболее типичных для Арктического бассейна родов аммонитов характерно обитание только в этом бассейне от 40 до 80% всех известных видов, а количество эндемичных видов колеблется от 80 до 100% и лишь для *Cardioceras* составляет около 50%. Пиктонии же, несмотря на небольшое число видов, образуют строго обособленную эндемичную группу.

Не менее часто указанные особенности фауны Арктического бассейна можно проследить и по составу белемнитов (*Сакс, Нальняева*, 1966). Позднеюрские белемниты Арктики целиком относятся к семейству *Cylindroteuthidae* первые представители которого появились с середины среднеюрской эпохи именно в Арктическом бассейне и в тяготевших к нему североамериканских морях. С начала позднеюрской эпохи это семейство широко расселяется в европейских морях, где формируется ряд новых родов и подродов (*Acroteuthis* с подродами *Boreioteuthis* и *Microbelus*, подроды *Holcobeloides*, *Arctoteuthis*, *Simobelus*). В Арктике развиваются отдельные группы видов, принадлежащих разным родам и подродам, причем после келловея некоторые подроды, а далее и роды оказываются целиком ограниченными пределами арктических морей (*Arctoteuthis* с кимериджа, *Cylindroteuthis* с середины волжского века, *Lagonibelus* и *Holcobeloides* с поздневолжского времени). Келловейские комплексы белемнитов характеризуются в Арктике преобладанием *Pachyteuthis* s. s., в то время как в бореальных морях наиболее широко представлены *Cylindroteuthis* s. s. и *Lagonibelus* (*Holcobeloides*).

В оксфорде и кимеридже помимо этого появляются в арктических морях и ряд эндемичных видов *Pachyteuthis* (*Simobelus*), *Cylindroteuthis* (*Arctoteuthis*), *Lagonibelus* (*Holcobeloides*). Наконец, в волжском веке число эндемичных видов еще более возрастает и они становятся преобладающими.

Несмотря на то, что отмеченные выше характерные черты позднеюрских арктических головоногих приложимы ко всему бассейну, степень их проявления была все же неодинакова в разных его частях. Наиболее резко обеднение родового состава и высокая степень видового эндемизма отмечаются в центральной (а в оксфорде и кимеридже — в центральной и восточной, см. *Frebold* 1964, *Frebold, Mountjoy* and *Reed*, 1959) части бассейна. В то же время можно отметить три района, в которых ассоциации головоногих моллюсков несут отчетливые следы активных влияний фаун более южных морей, проявляющиеся в относительно большем родовом разнообразии фаунистических комплексов, причем за счет появления родов, мало свойственных собственно Арктическому бассейну. Очевидно, что эти районы располагались на границе Арктического бассейна с Бореально-Атлантическим и Тихоокеанским бассейнами и, в какой-то степени, их фауны характеризуются промежуточным составом (*Ziegler*, 1964). Очевидно также, что через эти районы осуществлялось и проникновение в Арктический бассейн фауны более низких широт и, напротив, происходила эмиграция арктических аммонитов и белемнитов в южные моря. К числу таких пограничных районов относятся Восточная Гренландия, Тимано-Уральская область и (в келловее и ? волжском веке) — Аляска и Арктическая Канада (см. табл. 2).

Различия между фаунами головоногих отдельных частей Арктического бассейна не были постоянными в течение позднеюрской эпохи. Наиболее резко отличия центральных и периферических частей бассейна сказываются в келло-

вее и нижнем оксфорде. Начиная с кимериджа, разница в числе родов невелика но очень велики отличия в видовом, а волжском веке — и в родовом составе (*Сакс, Месежников, Шульгина*, 1968).

Таким образом, рассматривая позднеюрские ассоциации головоногих моллюсков Арктики, можно констатировать, что их развитие шло в сторону все большего обособления, наиболее четко проявлявшегося в центральной части бассейна. Это обособление в начале выражается в возникновении все большего числа эндемичных родов и подродов.

На фоне подобного обособления фаун особенно интересно широкое появление в Арктическом бассейне средиземноморских и тихоокеанских родов, которые в целом совершенно не свойственны морям высоких широт и появляются в этих морях в течение строго определенных, равнительно коротких, отрезков геологического времени. Такие иммиграции отдельных элементов южных фаун характерны для позднекимериджского и поздневолжского веков, причем важно отметить, что в это время южные роды аммонитов являются существенным, а в ряде районов и преобладающим элементом соответствующих фаунистических ассоциаций как по числу видов, так и по размерам их популяций. Необходимо отметить сразу, что эти иммиграции сопадают по времени с максимальным сокращением ареала собственно арктических родов и подродов.

Для позднекимериджских фаун Арктического бассейна характерно присутствие *Oppeliidae* (роды *Streblites Hyatt* и *Styracoceras Hyatt*) и *Ataxioceratinae* (род *Virgataxioceras Arkell*). Эти аммониты появляются уже в зоне mutabilis в бассейне р. Хатанги (находки *Streblites* на р. Левой Боярке, *Месежников*, 1967), они были отмечены в верхнекимериджских отложениях Тимана, по-видимому соответствующих зоне eudoxus (*Худяев*, 1932); где также обнаружены *Streblites* и в 1968 г. на Северном Тимане (совместно со *Streblites* и *Aulacostephanus*) — *Styracoceras*. Наибольшего распространения в Арктическом бассейне *Oppeliidae* и *Ataxioceratinae* достигают, однако в самом конце кимериджа, в век *autissiodorensis*. В это время *Ataxioceratinae* занимают обширный ареал в Западной Арктике (*Virgataxioceras dividuum Mesezhn.* sp. nov. на восточном склоне Приполярного Урала, *Virgataxioceras* sp. nov. на Шпицбергене*, а *Oppeliidae* тяготеют к центральной части бассейна (*Streblites taimyrensis Mesezhn.* sp. nov. на Таймыре и в бассейне р. Хатанги). О значении *Ataxioceratinae* и *Oppeliidae* в фаунистических ассоциациях конца позднего кимериджа можно судить по следующим данным (табл. 3).

Сравнительно определенно могут быть намечены и пути проникновения этих аммонитов в Арктический бассейн — широкое распространение *Ataxioceratinae* и *Oppeliidae* в Среднем Поволжье (*Михайлов*, 1962), находки *Oppeliidae* на Тимане (в том числе и за Полярным кругом) позволяют считать наиболее вероятным иммиграцию этих тетических аммонитов в Арктику

* Этот аммонит, описанный в монографии *Д. Н. Соколова* и *В. И. Бодылевского*, как *Virgatites* cf. *scythica Visch.* (1931, стр. 89, табл. VIII., фиг. 6) был отнесен *Аркеллом* (1956) к роду *Ataxioceras*. Однако, отсутствие повторно бифуркирующих ребер, сравнительно низкая точка ветвления и достаточно определенія виргатомия позволяют скорее отнести рассматриваемую форму к роду *Virgataxioceras Arkell*. Наличие распадающихся пучков сближает Шпицбергенский экземпляр с *Virgataxioceras dividuum Mesezhn.* но уральский вид характеризуется заметно более грубой скульптурой.

Таблица 2.

Число родов аммонитов в некоторых горизонтах верхней юры Арктики

Подъярус	Восточная Гренландия	Тимано-Уральская область	Север-Средней Сибири	Аляска и Канада
Нижний и средний келловей	5	7	2	12
Нижний оксфорд	?	5	2	2
Нижний кимеридж	4	4	4	1
Средне волжский	7	5	6	?

Таблица 3.

Характеристика некоторых комплексов аммонитов конца позднего кимериджа

Роды и подроды	Приполярный Урал		Бассейн р. Хатанги		Восточный Таймыр	
	число видов	число экземпляров	число видов	число экземпляров	число видов	число экземпляров
Virgataxioceras	1	63	—	—	—	—
Streblites	—	—	1	7	1	37
Aulacostephanus	2	11	—	—	—	—
Euprionoceras	—	—	2	4	—	—
Nannocardioceras	—	—	1	23	—	—
Доля *Virgataxioceras* и *Streblites* (%) от общего числа	33	85	25	20	100	100

через Средне-Русское и Печорское моря. В то же время, отсутствие подобных форм в Гренландии и Англии (*Spath*, 1935, *Callomon* 1961, *Ziegler* 1964), по-видимому, исключает возможность миграции этих форм с запада, хотя по данным *Б. Циглера* (1962) в зоне *autissiodorensis* Южной Англии встречаются перисфинктиды с виргатотомной скульптурой (*?Subplanites*, *?Virgataxioceras*).

Вторая широкая иммиграция в Арктику аммонитов из морей низких широт происходит в конце средневолжского и, особенно, в поздневолжское время, когда в морях Северной Сибири (*Шульгина*, 1967), Шпицбергена и Восточной Гренландии (*Donovan*, 1964) расселяются представители родов *Virgatosphinctes Uhlig*, *Berriasella Uhlig*, *Aulacosphinctes Uhlig*. Наиболее полные комплексы этих аммонитов встречены в бассейне р. Хатанги; далее на запад, число родов и видов значительно сокращается.

Состав поздневолжских комплексов аммонитов бассейна р. Хатанги показан в табл. 4. Следует отметить, что в составе белемнитов в течение позднеюрской эпохи не фиксируются факты проникновения в Арктике тетических элементов (например, *Duvaliidae* и *Belemnopsidae*).

Таблица 4.

Роды и подроды	Число	
	видов	экземпляров
Craspedites	5	23
Taimyroceras	6	37
Garniericeras	2	5
Chetaites	1	20
Berriasella	2	4
Aulacosphinctes	1	1
Virgatosphinctes	6	32
Доля титонских аммонитов (%) от общего числа	39	30

Резкое возрастание родового и видового разнообразия титонских элементов поздневолжских ассоциаций в направлении с запада на восток, находки близких форм в Канаде (*Jeletzky*, 1958), Приморье (*Худолей*, 1960) и Японии (*Sato*, 1961) позволяют с достаточной уверенностью предполагать проникновение этих аммонитов в Арктику с востока из Тихоокеанского бассейна (*Шульгина*, 1967).

Таким образом, в течение позднеюрской эпохи средиземноморские и тихоокеанские аммониты дважды проникали в Арктический бассейн и широко расселялись в нем, образуя существенную, а иногда и основную, часть фаунистических комплексов.

Причину такого неожиданного вторжения в Арктический бассейн совершенно чуждых ему фаунистических элементов, казалось, бы следует искать во временной нивелировке температур воды арктических и южных морей, независимо от того, явилась ли эта нивелировка следствием потепления вод северных морей (*Шульгина*, 1966) или общего похолодания воды Атлантического и Тихоокеанского бассейнов.

Следует заметить, что состав белемнитов не дает каких-либо указаний на повышение температур воды в арктических морях в позднекимериджское или в поздневолжское время (*Сакс* и *Нальняева*, 1966). Наоборот с середины кимериджа заметно возрастает степень эндемичности комплекса белемнитов на севере Средней Сибири. В поздневолжское время наблюдается там же некоторое обеднение видового состава белемнитов и одновременно *Cylindroteuthidae* впервые проникают в позднем титоне в Северной Америке до Калифорнии и возможно даже до Мексики и в Восточной Азии до Советского Приморья. Последний факт наряду с данными об иммиграции тетических аммонитов в Арктику тоже как-будто свидетельствует в пользу известного выравнивания температур в морях конца юрского периода.

Большое количество определений палеотемператур, полученное за последнее время (*Тейс*, *Найдин*, *Сакс* 1968; *Bowen** 1966, *Fritz* 1966)

* В работе *Боуэна* (1966) *Pecten* sandstone верхнего оксфорда ошибочно отнесены к зоне *decipiens* верхнего кимериджа.

Таблица 5

	Келловей	Оксфорд	Ранний кимеридж	Поздний кимеридж	Ранний волжский	Средний волжский	Поздний волжский
Бассейн р. Хеты			15,2	16,2	15,8	17,7	14,0
Восточный склон приполярного Урала				18,9			
Бассейн р. Печоры	18,2	16,2	18,2			16,5	
Восточная Гренландия	19,6	19,6*			23,2	23,0	
Шотландия		21,4					
Южная Англия		23,9					
Вюртемберг	17,3	20,1	21,5	22,0			
Франция		23,1					
Швейцария		25,5					

позволяет наметить количественную оценку изменений температур во всех рассматриваемых бассейнах (табл. 5).

Как можно заметить из таблицы, в позднем кимеридже отмечается общее незначительное повышение температуры, в конце же волжского века температура вод Арктического бассейна заметно понижается. Разница температур Вюртемберга и бассейна р. Хеты составляет 6,3° в раннем и 5,8° в позднем кимеридже. Таким образом, данные определения палеотемператур не дают непосредственных подтверждений ни общей нивелировки климатических условий, ни отчетливых температурных максимумов в позднекимериджское и поздневолжское время*.

Если суммировать имеющиеся данные о границах в поздней юре арктической зоогеографической области в морях и сибирской палеофлористической области на суше (см. Литолого-палеогеографический атлас СССР. Юрский период. Палеобиогеографические карты, в составлении которых принимали участие авторы доклада совместно с *В. А. Вахрамеевым* и *Г. Я. Крымгольцем*), то северный полюс в рассматриваемую эпоху должен был быть смещен в сторону Берингова пролива. Палеомагнитные данные (*Irving* 1964, *Опдайк* 1966, *Храмов—Шолпо* 1967, *Поспелова—Сакс* 1968) дают очень большой разброс координат северного магнитного полюса, но в большинстве определений намечается его положение в поздней юре вблизи северо-восточного окончания Азии. Смещать географический полюс к югу от широты Берингова пролива уже нельзя, так как в этом случае широтная зо-

* Незначительное повышение температуры воды и сокращение контрастности среднегодовых температур низких и средних широт в позднем кимеридже лежит за пределами точности измерения.

нальность в пределах Сибири приобрела бы близкую к меридиональной ориентировку, чего в действительности нет. Можно условно принять положение географического полюса в поздней юре около 180° в. д. и 65—70° с. ш. В этом случае север Средней Сибири окажется примерно на 60-ой параллели, Урало-Тиманская область, Восточная Гренландия и Калифорния на 40—45° с. ш., Северная Канада на 60—70° с. ш. Приведенные выше факты обеднения арктической фауны на Северо-Востоке СССР и на севере Северной Америки и обогащения ее бореальными элементами в Гренландии, в бассейне Печоры и на Урале хорошо укладываются в такие представления. Сравнительно небольшая разница между Южной Европой и Таймыром в среднегодовых температурах воды (около 6—10°) заставляет сделать вывод о весьма высокой стенотермности позднеюрских головоногих моллюсков. Если учесть, что проникновение тетических и тихоокеанских форм в Арктику осуществлялось через сравнительно обособленные бассейны, в которых развивались комплексы, несколько отличные от тетических, то, повидимому, основной причиной иммиграции южных аммонитов в Арктический бассейн следует считать дальнейшее развитие этих более специализированных форм в сторону некоторого уменьшения их стенотермности. В то же время очевидно, что даже незначительные колебания температур воды должны были существенно способствовать обмену тетических и арктических форм.

Присутствие средиземноморских и тихоокеанских аммонитов в верхнеюрских отложениях Арктики открывает пути к межобластным стратиграфическим сопоставлениям и должно повышать их надежность. В частности, благодаря указанным находкам, можно более уверенно проводить в Арктике границу кимериджского и волжского ярусов и, главное, — границу юрской и меловой систем.

ЛИТЕРАТУРА

Бодылевский В. И. 1957: в *Сб.* Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии.

Месежников М. С. 1967: в *Сб.* Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. — Изд. «Наука», Новосибирск.

Месежников М. С. 1968: Докл. АН СССР, т. **178, №** 4.

Михайлов Н. П. 1962: Докл. АН СССР, т. **145, №** 6.

Ондайк Н. Д. 1966: в *Сб.*, Дреиф континентов. — Изд. «Мир».

Поспелова Г. А. — Сакс В. Н. 1968: Геология и геофизика, **№ 2.**

Сакс В. Н. — Месежников М. С. — Шульгина Н. И. 1964: Докл. советских геологов на XXII сессии МГК. Проблема 16.

Сакс В. Н. — Нальняева Т. И. 1966: Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды Pachyteuthis и Acroteuthis. — Изд. «Наука».

Сакс В. Н. — Месежников М. С. — Шульгина Н. И. 1968: Геология и геофизика, **№ 3.**

Тейс Р. В. — Найдин Д. П. — Сакс В. Н. 1968: в Сб. «Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение. — Тр. Инст. геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. **48.**

Физико-Географический Атлас Мира, 1964. под ред. *И. П. Герасимова*, М.

Храмов А. Н. — Шолпо Л. Е. 1967: Тр. ВНИГРИ, вып. **256.**

Худолей К. М. 1960: Информ. сб. ВСЕГЕИ, **24.**

Худяев И. Е. 1932: Изв. ВГРО, вып. **42.**

Шульгина Н. И. 1966: Геология и геофизика, **№ 2.**

Шульгина Н. И. 1967: в *Сб.* Проблемы палеонтологического обоснования детальной стратиграфии мезозоя Сибири и Дальнего Востока. — Изд. «Наука», Л.

Arkell W. I. 1956: Jurassic Geology of the World. — London–Edinburgh.

Bowen R. 1966: Paleotemperature analysis. — London–New-York.

Donovan D. 1964: Medd. om Groenland, **154,** N 4.

Frebold H.–Mountjoy E.–Reed R. 1959: Geol. Surv. Canada, bull. **53.**

Frebold H. 1964: Geol. Surv. Canada, pap. **63–4.**

Fritz P. 1965: Geol. Rundschau, **54,** 1.

Irving E. 1964: Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. — New-York, London–Sydney.

Jeletzky L. 1958: Geol. Surv. Canada, paper 58/2.

Neumayr M. 1883: Denkschr. k. Akad. Wiss., Math.-naturw. Cl., **47.**

Sato T. 1961: Jap. Journ. geol. geogr., **22,** No 3–4.

Sokolov D. – Bodylevsky W. 1931: Skrift. Svalbard og Ishavet, **35.**

Ziegler B. 1962: C. R. Mém. Coll. Jurassique, Luxembourg.

Ziegler B. 1964: Geol. Rundschau, **54.**

М. С. Месежников
ВНИГРИ
Литейный пр. 39
Ленинград D-104
СССР

В. Н. Сакс
Институт Геологии
и Геофизики
Новосибирск 90.
СССР

Н. И. Шульгина
НИИГА
Мойка 120
Ленинград ф-96
СССР

LA TRANSGRESSION TITHONO-NÉOCOMIENNE DANS LA ZONE ÏONIENNE D'ALBANIE

par

A. Xhomo – A. Kondo – A. Papa – I. Balluku – J. Kanani – N. Alixaj – V. Nasi

Introduction

Jusqu'à quelques années auparavant, la plupart des géologues ayant effectué des travaux et des études divers dans la Zone Ïonienne d'Albanie était d'avis que la série à roches carbonatées de cette zone est continue, et que dans la coupe en question l'on ne remarque aucune lacune (T. Biçoku, A. Papa, 1965).

Les travaux entrepris au cours des dernières années pour une étude plus détaillée sur des dépôts mésozoïques de la zone ïonienne dans le but de construire la carte géologique d'Albanie à l'échelle d'1 à 200 000 (1967), ont permis de révéler la présence d'une pareille lacune dans la chaine anticlinale de Çikë, dans la proximité de Palikonjë et Maja e Qorres (H. Dalipi, A. Kondo *et coll.*, 1967).

D'autres travaux effectués tout récemment indiquent, par endroits, l'existence de lacunes accentuées dans la série de roches carbonatées du Mésozoïque de la zone ïonienne. Ce phénomène est d'autant plus remarquable dans la coupe prélevée par l'équipe des auteurs de cet article dans l'anticlinal de Butrint (Buthrotum antique) (cf. fig. 1).

La coupe de Butrint

a) *Description de la coupe du flanc nord-est de l'anticlinal de Butrint*

Dans la partie inférieure de la coupe (échantillons 1 à 12., Fig 2A) on distingue, de façon conventionelle, un banc d'intrasparites. Parmi ces calcaires, on note les faciès phytogènes, qui renferment un grand nombre d'Algues, ainsi que ceux zoogènes riches en Gastéropodes et d'autres fossiles.

Le banc en question se caractérise par de nombreuses fentes et fissures remplies de substances phosphatiques, qui en réalité confèrent à la roche un aspect pseudobréchique. L'épaisseur apparente du banc est environ de 40 m.

Plus vers le haut suit un autre banc (échantillons 13 à 20., Fig. 2A) d'intrasparites pseudobréchiques, indentiques du point de vue lithologique

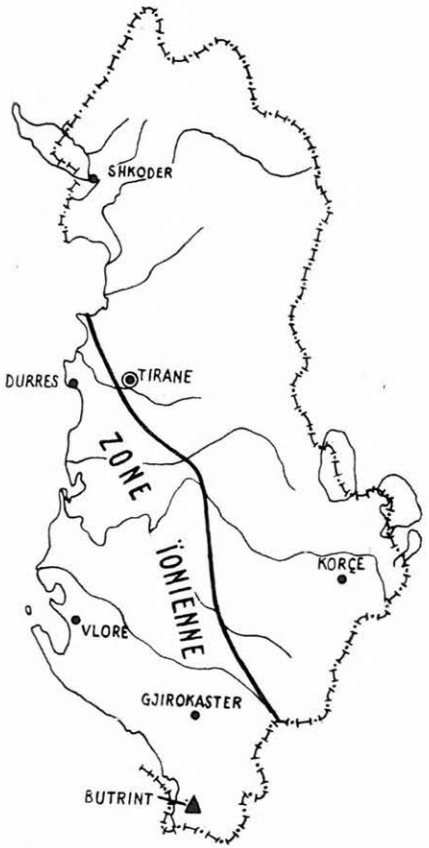


Fig. 1. Situation de la coupe de Butrint dans la zone ïonienne d'Albanie

à ceux du banc supérieur. Ce banc supérieur a été distingué, conventionnellement, grâce à la présence des microfossiles plus récents et y infiltrés, dont il sera question ultérieurement. Dans ce banc, on note aussi un nombre considérable de fentes irrégulières remplies de substances phosphatiques. Par endroit, l'on remarque aussi de nombreuses manifestations de dolomitisation. L'épaisseur du deuxième banc est environ de 50 m.

Dans le partie supérieure de la coupe (échantillons 21 à 31., Fig. 2A) on remarque un banc de micrites blanchâtres, à lits de silex, qui recouvrent en transgression, et en discordance simple, les intrasparites du banc précédent. Dans la partie inférieure de ce banc de micrites, d'une épaisseur globale supérieure à 80 m, l'on dénote des lits de biosparites renfermant de nombreux Brachiopodes, surtout des Rhynchonellidés.

b) *Description de la coupe du flanc sud–ouest de l'anticlinal de Butrint*

Dans la partie inférieure de cette coupe (échantillons 1 à 9, Fig. 2B) s'étend aussi un banc d'intrasparites pseudobréchiques. Les nombreuses fentes dans ce banc, remplies de substances phosphatiques, prennent parfois un aspect dolomitique. L'épaisseur du banc est environ de 30 m.

Au-dessus de ce banc, en transgression et en discordance simple, s'étend un banc de calcaires et de silex (échantillons 10 à 14., Fig. 2B). Structuralement il est composé de petites plaques de micrites, en alternance avec de couches minces et de lits de silex. A la base du banc en question, se trouve un lit de marne qui passe vers le haut dans des calcaires. Le banc de micrites et de silex, qui correspond au «banc supérieur de silex», a dans la coupe en question, une épaisseur environ de 30 m.

Dans la partie supérieure de la coupe vient ensuite un banc de micrites, renfermant de lits de silex.

c) *Détermination de l'âge des coupes*

Dans le banc inférieur des intrasparites de la coupe du flanc nord–est de l'anticlinal de Butrint (échantillons 1 à 12., Fig. 2A), A. KONDO a dégagé une association de microfossiles datant du Lias inférieur et moyen. Cette

association comprend aussi des Algues; *Palaeodasycladus mediterraneus* PIA, *Pycnoporidium liasicum* ELLIOT, *Cayeuxia* cf. *africana* LE MAITRE; des foraminifères: *Lenticulina* sp., *Valvulinidae, Lituolidae, Textularidae;* et d'autres microorganismes tels que *Stomiosphaera asdadensis, Globochaeta* sp., etc.

Le banc médian des intrasparites du flanc nord–est (échantillons 13 à 20., Fig. 2A), ainsi que le banc inférieur des intrasparites de la coupe du flanc sud–ouest de l'anticlinal de Butrint (échantillons 1 à 9, Fig. 2B), se caractérisent par une association mixte de microfossiles, comprenant soit des formes plus anciennes que celles plus récentes. Les formes les plus récentes sont représentées par *Saccocoma (Lombardia)* sp., *Globochaeta alpina* LOMBARD, tandis que parmi les formes les plus anciennes on remarque des «Algues filamenteuses», *Cayeuxia* cf. *africana, Palaeodasycladus* sp., *Lenticulina* sp., petits Ammonites, etc. Les formes les plus récentes datent du Jurassique supérieur, alors que les formes les plus anciennes du Jurassique inférieur et moyen.

Comment expliquer un phénomène pareil? Deux réponses s'imposent.

P r e m i è r e m e n t , comme il est de rigueur dans de pareils cas, l'on pourrait formuler l'hypothèse que parmi les deux faunes, les anciennes formes sont remaniées et que les dépôts qui les renferment sont plus récentes, à savoir qu'ils datent du Jurassique supérieur et, peut-être, du Kimméridgien. Dans ce cas, on devrait admettre une transgression dans une série homogène, au point de vue lithologique, comme c'est le cas de la série des intrasparites du premier et de deuxième banc dans la coupe du flanc nord–est de l'anticlinal de Butrint; on devrait admettre donc l'existence d'une transgression sans en avoir l'expression dans le faciès et la lithologie de la coupe.

D e u x i è m e m e n t , on pourrait expliquer ce phénomène par l'infiltration simultanée des formes récentes de la faune avec le materiel phosphatique à travers les nombreuses fentes carstiques des calcaires plus anciens. En fait, l'étude des microfaciès de cette partie de la coupe indique que les formes récentes se trouvent entièrement dans la matrice carbonato-phosphatique environnant les débris calcaires.

L'étude pétrographique des calcaires nous permet de donner une explication rationelle au phénomène. Il s'ensuit une infiltration puissante du materiel phosphatique dans les calcaires carstifiés du Lias inférieur et moyen. C'est par cette voie donc que les formes plus récentes de la microfaune de la mer du Jurassique supérieur, et vraisemblablement du Kimméridgien, ont réussi à s'infiltrer à travers les fentes et les fissures jusqu'à une profondeur variant de 30 à 40 m.

Dans la série transgressive des micrites à silex de la coupe du flanc sud–ouest de l'anticlinal de Butrint (échantillons 10 à 14, Fig. 2B), ou dans le «banc supérieur de silex», on ne rencontre que des «Algues filamenteuses» qui ne permettent pas de préciser son âge.

En analogie avec d'autres coupes complètes de la zone ïonienne, où l'on a déjà prouvé l'âge de ce banc (E. DODONA, 1967), il ressort que l'on pourrait le considérer comme datant du Jurassique supérieur ou bien de l'étage du Kimméridgien (?).

Dans la coupe du flanc nord–est de l'anticlinal, où désormais étend, en transgression, le banc le plus élevé des micrites, on remarque une association

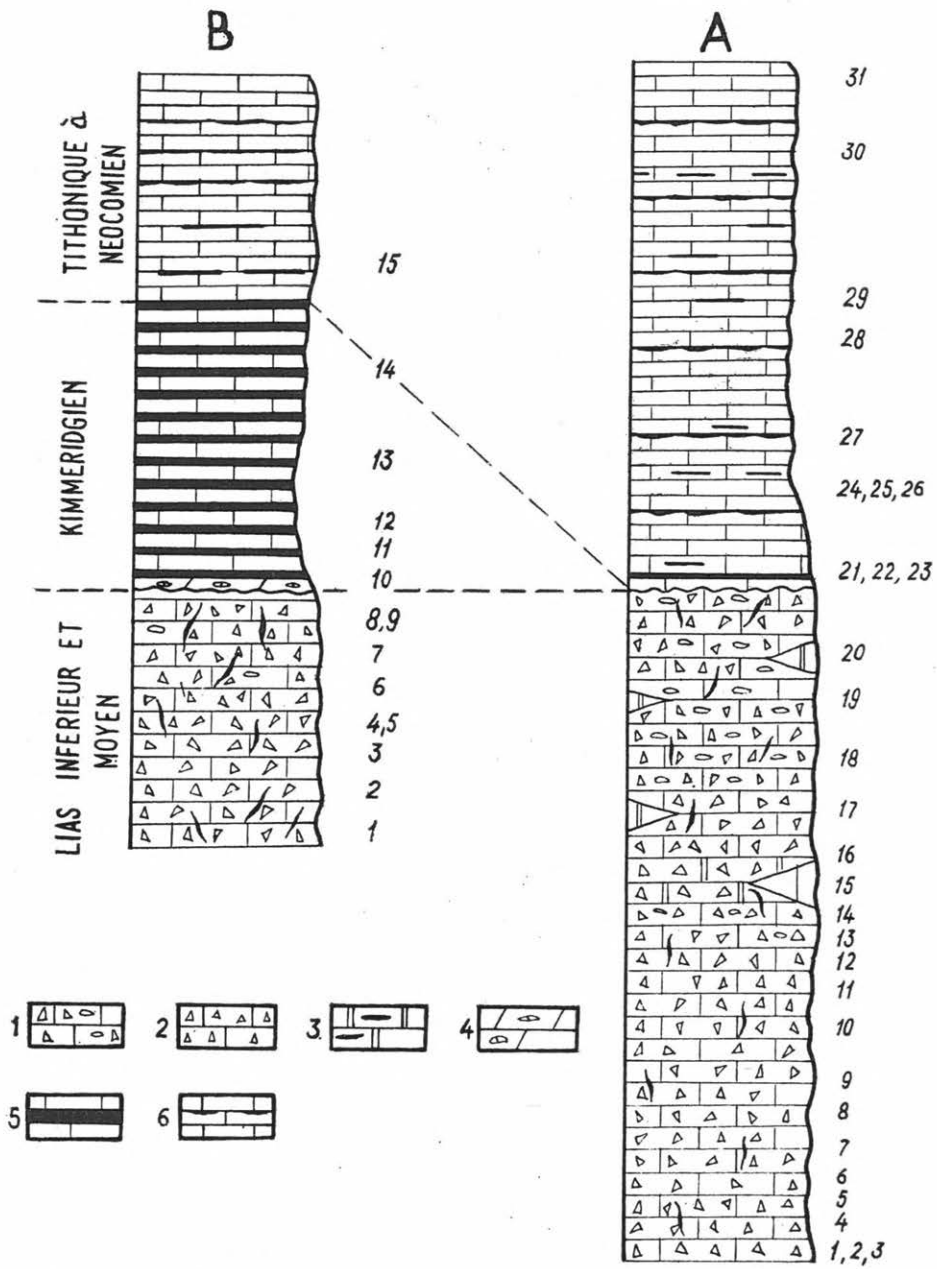


Fig. 2. Coupes stratigraphiques dans le flanc nord—est (A) et sud—ouest (B) de l'anticlinal de Butrint

1. Intrasparites pseudobréchiques contenant des microfossiles infiltrés, *2.* Intrasparites pseudobréchiques à fentes remplies de substance phosphatique, *3.* Dolomies, *4.* Marnes à intercalations de micrites, *5.* Micrites à Calpionelles, *6.* Calcaire à bancs de micrites et à lits de silex. — 1—31. Position des échantillons

de fossiles, surtout des *Tintinnides*, dont certains se manifestent dès le Tithonique alors que d'autres caractérisent le Crétacé inférieur, le Néocomien. Dans cette association qui se rattache donc à l'âge du Tithonique–Néocomien on rencontre entre autres: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Calpionellopsis thalmani* COLOM, *Tintinnopsella longa* COLOM, *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Amphorellina* sp., ainsi que de Brachiopodes de la famille Rhynchonellidées (*Septaliphoria* sp. ou *Cyclothyris* sp.).

Remarques stratigraphiques

L'étude stratigraphique de l'anticlinal de Butrint nous permet des tirer certaines conclusions importantes.

a) En premier lieu à relever la présence d'une importante lacune stratigraphique que l'on distingue nettement parmi les dépôts du Jurassique inférieur ou, plus précisément, parmi les dépôts du Lias inférieur et moyen, d'une part, et ceux du Kimméridgien et du Tithonique et Néocomien, d'autre part. Entre autres, la présence de la lacune est prouvée par la diversité fondamentale qui caractérise les associations de fossiles que l'on rencontre parmi les divers bancs des deux coupes décrites dans l'anticlinal de Butrint. Sur la base de ces associations de fossiles, il est possible d'affirmer que la lacune comprend le Lias supérieur, plus précisément le Toarcien (le faciès «Ammonitico rosso» fait défaut), le Dogger (le banc de silex et les calcaires du Dogger manquent) ainsi qu'une partie considérable du Malm.

b) L'érosion des dépôts plus anciens, la lacune stratigraphique, ne sont pas uniformes et généralisées. Ainsi, sur le flanc nord–est de l'anticlinal de Butrint, dans la proximité du sommet, d'où l'on a fait la description de la première coupe (Fig. 2A), on ne rencontre pas le banc de silex du Jurassique supérieur, du Kimméridgien, alors que le versant sud–ouest de l'anticlinal, en distance de 200 à 300 m de la première coupe, dans la deuxième coupe surgissent aussi les silex, c'est-à-dire, le banc de silex du Kimméridgien s'étend en transgression sur les calcaires liassiques. La coupe est donc plus complète sur ce flanc de l'anticlinal (Fig. 3).

c) Il existe une série transgressive représentée par de niveaux transgressifs aussi. Le premier niveau transgressif de le série en question est celui du Kimméridgien, tandis que le deuxième niveau se rattache à celui du Tithonique et Néocomien. Dans les différentes coupes on rencontre ou les deux niveaux de la série transgressive prolongeant l'un sur l'autre ou seulement le niveau supérieur à savoir celui du Tithonique et Néocomien.

Remarques paléogéographiques

De l'étude stratigraphique des dépôts mésozoïques de l'anticlinal de Butrint, ainsi que de la comparaison des résultats de cette étude avec les autres données de la géologie régionale, se degagent les conclusions paléogéographiques suivantes.

En premier lieu, on pourrait affirmer en avant avec plus d'assurance,

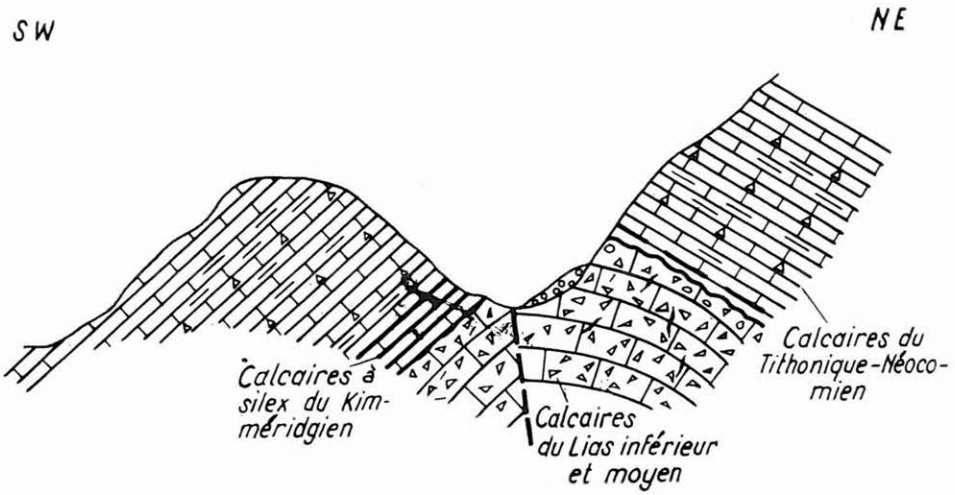


Fig. 3. Coupe géologique de l'anticlinal de Butrint (les signes conventionnels sont identiques à ceux de la Fig. 2.)

qu'il existe une différentiation évidente dans la zone ïonienne, qui commence à partir de l'étape de développement du géosynclinal, alors que s'y déposait la formation de roches carbonatées. On peut affirmer tout aussi que la genèse des structures de la zone ïonienne se rattache à la période de dépôt de cette formation et un tel phénomène a lieu non pas a partir du Crétacé ou du Paléocène, mais au moins dès le Toarcien, à savoir dès l'époque de genèse des différentes unités paléogéographiques, dans la zone ïonienne, parmi lesquelles se sont déposés respectivement le faciès «Ammonitico rosso» et celui des «Schistes à Posidonia». Ce problème ayant été traité plus en détails tout récemment (A. KONDO, B. MEÇAJ 1968), il ne reste qu'a relever une seule chose, à savoir que la zone ïonienne se caractérise dans le Mésozoïque par ses propres structures (surélévations et dépressions, anticlinales et synclinales, chaînes anticlinales et chaînes synclinales), qui ne se présentent plus évidemment sous l'aspect morphologique actuel, mais sous la forme embryonnaire des structures présentes.

A la suite des mouvements tectoniques différenciés dans le Toarcien, certaines chaînes de structures, surtout les chaînes anticlinales, qu'on peut definir comme les bombements les plus élevés du sillon ïonien, ont subi le processus de surélévation et par endroits celui d'émersion. Par conséquent, une fois exondées complètement, ces chaînes ont subi le processus d'érosion et de carstification; alors que les parties submergées subissent l'influence de la formation de «hard-ground», à savoir l'érosion sousmarine. Au cours du processus de surélévation, dans les parties submergées et puissamment affouillées se sont formées de nombreuses fentes, souvent même des crevasses carstiques, qui par la suite, par la voie l'infiltration, ce sont remplies de matières phosphatiques. Ces substances proviennent des couches de phosphorite qui ont été formées durant le processus de surélévation, c'est-à-dire durant le processus

de régression de la mer, dès le Toarcien, vraisemblablement entre les structures anticlinales ou leurs blocs ont été émergés postérieurement. Ce n'est qu'après la formation et l'émersion des couches de phosphorite donc qu'a eu lieu leur destruction et a commencé l'infiltration du matériaux phosphatique à travers les fentes. En même temps, ont eu lieu aussi le transport et l'accumulation des détritus de phosphate dans la mer environnante, alors que les courants de turbidité ont provoqué la formation du «hard-ground» dans cette partie peu profonde de la mer.

Comme il a été indiqué plus haut, les surélévations sont de nature différentielle et partielle, ce qui s'explique facilement par la structure de l'anticlinal de Butrint (Fig. 3) qui a des séries différentes sur les deux flancs. Par ailleurs, des phénomènes de diversité accentués semblables des coupes à des distance courtes, mais sur les divers flancs de la même structure, ne sont pas rares, comme cela a été observé tout récemment (A. Kondo, B. Meçaj, 1968). Ces surélévations différenciées à l'intérieur de la même structure sont dues, vraisemblablement, au jeu des failles anciennes, des «paléofailles» presque verticales, dont la formation remonte à la période d'accumulation des sédiments. Ces failles ont provoqué le fait que des blocs particuliers de la même structure ont une surélévation différente et en partant, une érosion inégale. Ainsi donc, l'existence possible de failles anciennes est la deuxième conclusion à tirer. Récemment, on a observé la présence de pareilles failles anciennes dans certains points de la zone ïonienne, aussi. Il s'agit précisément, entre autres, des failles des Lefterohor (dans la proximité de Delvina), au Nord de Kuç, dans les environs de Luzat, et qui sont dues, selon toute vraisemblance, à la «tectonique du basement» (J. Aubouin, 1965) qui est à l'origine de la formation des «Horst» et des «Graben» anciens.

La surélévation et l'émersion en forme d'îlots de ces blocs des paléostructures commencent à partir du Lias inférieur et se prolongent, vraisemblablement, pendant un certain laps de temps dans le Dogger, aussi. Ces îlots, ces chapelets de reliefs émergés, qui s'alignent en chaîne de façon presque identique aux chaînes anticlinales actuelles, à ce qu'il paraît, avoisinaient des rides peu profondes sous-marines, où ne sont formés les faciès «Ammonitico rosso», alors que les rides elles-mêmes étaient séparées par des sillons plus profonds et étroits, où ont été déposés des «Schistes à Posidonia».

Ce n'est qu'après la formation des couches phosphatiques et l'infiltration de leur matériel à travers les fentes, fissures et crevasses carstiques des calcaires que s'initie le cycle transgressif.

Les îlots, dont il a été question déjà plus haut, furent submergés graduellement par la mer, qui les a envahis partiellement, à partir du Kimméridgien au moins peut-être, même dans sa deuxième moitié sinon plus tôt. La trangression de la mer fut lente et fluctuante. La plus puissante et celle qui caractérise le mieux la transgression en question, est l'incursion tithonique et néocomienne. C'est par le truchement de celle-ci que la mer submergea définitivement non seulement l'ensemble de la chaîne des îlots précités, mais aussi les îlots encore plus surélevés ou les chapelets de relief les plus surélévés, en les convertissant en une aire marine, d'ordre pélagique.

Ainsi, il en découle une autre conclusion, non moins importante: l'existence dans le sillon ïonien d'une transgression de la mer tithonique et néoco-

mienne, à partir du Kimméridgien. Il s'agit là d'un phénomène étendu, à l'échelle régionale, car les toutes récentes observations indiquent que cette transgression étend à plusieurs autres régions de la zone ïonienne, notamment aux chaînes anticlinales de Kurvelesh et de Çikë. Par ailleurs, on la remarque aussi dans la prolongation de la zone ïonienne au-delà des frontières de l'Albanie (Étude géologique de l'Épire, 1966).

Le caractère typiquement régional et l'importance de cette transgression résulte aussi du fait que durant les dernières années on a décelé dans d'autres régions de notre pays également une trangression pareille.

C'est ainsi que des couches transgressives du Tithonique, qui couvrent l'ancien substratum formé de roches magmatiques, furent observées soit dans la partie nord que dans celle sud de la zone de Mirdita (A. PAPA, P. ÇILI, M. STEFI, 1966; M. SHALLO, 1966; V. MELO, E. DODONA, 1967) et témoignent en faveur d'une transgression de la mer tithonique qui en direction orientale est étendue jusqu'à la proximité de la zone de Korabi (Géologie de l'Albanie, 1969). Par ailleurs, des dépôts transgressifs analogues furent remarqués dans d'autres régions des zones internes des Dinarides, dans les pays limitrophes (J. CHARVET, 1967).

Les dépôts transgressifs de la même formation furent observés aussi dans la zone des Alpes albanaises; ces dépôts couvrent ici ceux les plus anciens.

La transgression du Tithonique s'étend à la région de Cukali aussi, laquelle, dans le fond de la dépression générale du sillon de Krastë–Cukali, représentait, selon toute vraisemblance, une partie plus surélevée qui avait émergée, peut-être partiellement, en même temps que la zone des Alpes albanaises dès le Jurassique inférieur (Géologie de l'Albanie, 1969).

De tout ce qui a été énoncé, se dégage la conclusion que la transgression tithonique est une des plus importantes qui se soit manifestée (soit dans les zones internes que dans celles externes) non seulement en Albanie, mais dans l'ensemble du domain dinarique.

BIBLIOGRAPHIE

ALIXAJ SH.–TURKU A. 1965: Phénomènes d'écoulement par gravité consédimentative dans les dépôts carbonates de l'Albanie Sudoccidentale. — Bul. U. Sh. T. — Ser. Shk. Nat. **1**, 127–135. Tirana.

AUBOUIN J. 1965: Geosynclines.–Elsevier Publ. Co. London–New York–Amsterdam.

BIÇOKU T.–PAPA A. 1965: Réflexions sur la tectonique de l'Albanie. — Përmbledhje Studimesh, **1**, 7–22. Tirana.

BIÇOKU T.–PAPA A. 1967: Carte géologique de l'Albanie. — Echelle 1/200 000, Tirana.

CHARVET J. 1967: Sur un jalon de flysch Tithonique–Eocrétacé au Nord de Sarajevo — C. R. Somm. Soc. Géol. France, **8**.

DALIPI H.–KONDO A.–PEJO I. 1967: Les dépôts du mésozoïque dans la région de Palikonjë–Maja e Qorres.–Përbmbledhje Studimesh, **5**, 9–22, Tirana.

DODONA E. 1967: Microorganismes caractéristiques dans les dépôts carbonates du mésozoïque dans la zone ïonienne. — Bul. U. Sh. T. — Ser. Shk. Nat. **1**. Tirana.

DODONA E. 1966: Étude géologique de l'Epire. — Edit. Techniq. Paris.

DODONA E. 1969: Géologie de l'Albanie. — Mémoire descriptif de la Carte Géologique de l'Albanie au 1/200 000. Edit. "Naim Frasheri", Tirana (sous presse).

Kondo A.–Meçaj B. 1968: Sur l'existence des structures dans la zone ïonienne dès le Jurassique inférieur. — Nafta dhe Gazi. **3,** Q. Stalin.

Melo V.–Dodona E. 1967: Sur une transgression du Tithonique–berriasien dans la zone de Mirdita. — Bul. U. SH. T., Ser. Shk. Nat. **2,** Tirana.

Papa A.–Çili P.–Stefi M. 1966: Données préliminaires sur les dépôts transgressifs de la région Kagjinas–Novoselë. — Përmbledhje studimesh, **4,** 145–147, Tirana.

Shallo M. 1966: Données récentes sur le magmatisme effusif dans la région de Munella. — Bul. U. SH. T., Ser. Shk. Nat. **2,** Tirana.

A. Papa, A. Xhomo

Institut de Recherches Géologiques et Minières
Tirana

A. Kondo

Institut de Recherches du Pétrole
Ville Staline

I. Balluku, N. Alixaj, V. Nasi

Entreprise Nationale de Géologie et Topographie
Tirana

J. Kanani

Faculté de Géologie Université d'État
Tirana
Albanie

ANHANG

Im folgenden Teil dieses Bandes sind einige Arbeiten publiziert, die ihrem Thema nach mit den vorigen nicht in engem Zusammenhang sind. Es handelt sich um die Stratotypen-Beschreibungen des Anis, Tuval und Nor der Trias der Österreichischen Alpen.

Diese Arbeiten fanden hier ihren Platz, weil unter den Centennarium Colloquien keine Trias Section tätig war, sodass kein selbstständiger Band über Trias-Fragen erscheinen kann.

Die Trias-Probleme — hauptsächlich die Neubearbeitung der Stratotypen —, sind von grosser und oft betonter Wichtigkeit in der Erforschung des Mesozoikums im Mediterranen Gebiet. So hoffen wir, dass dieser Anhang allen Stratigraphen, die sich mit Mesozoikum beschäftigen, weitere Hilfe bietet.

DIE STRATOTYPEN DES ANIS, TUVAL UND NOR UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DIE BIOSTRATIGRAPHIE UND BIOSTRATINOMIE DER ALPINEN TRIAS

von

H. ZAPFE

Einleitung

Die Stratigraphie der alpinen Trias ist in ihren Grundzügen im vorigen Jahrhundert geschaffen worden. Viele Probleme und manche Lücken in der Kenntnis stratigraphisch wichtiger Faunen sind seit damals offen geblieben. Wie schon an anderer Stelle ausgeführt, sind während eines langen Zeitraumes, allerdings mit einigen Ausnahmen, nur verhältnismässig wenige Fortschritte in der Bereinigung der alten Fragen und Kenntnislücken erzielt worden (ZAPFE, 1964, S. 364 ff.).

Markante Beispiele der erwähnten alten Mängel sind u.a. die Aufgliederung des Nor in „Lac", „Alaun" und „Sevat" etc., deren Unzulänglichkeit schon früh erkannt wurde (KITTL, 1903, S.13; ARTHABER, 1906, S.375), ferner die z. T. empfindlichen Lücken in der Kenntnis wichtiger Faunen (z. B. obertriadische Riff-Faunen, Bivalvenfauna der Hallstätterkalke und Zlambach-Schichten exkl. der von KITTL bearbeiteten Halobiiden und Monotiden u. a. m.). Verschwommen geblieben sind die biostratigraphischen Abgrenzungen der Hauptstufen besonders in der Obertrias. Ebenso hatte man bei der Schaffung der Hauptstufen-Bezeichnungen (u. a. MOJSISOVICS, WAAGEN u. DIENER, 1895) keine genaue Definition der Stratotypen gegeben.

In den letzten beiden Jahrzehnten ist nun das Interesse an allen diesen Fragen auf breiter Front in den Nord- und Südalpen wieder rege geworden und hat in zahlreichen Arbeiten der deutschsprachigen und italienischen Fachliteratur Ausdruck gefunden.

Nach verschiedenen Versuchen des Verfassers in einer Reihe von Einzelpublikationen zur Schliessung von Lücken in der Kenntnis der nordalpinen Triasfaunen beizutragen wurde nun auf dessen Anregung die Beschreibung der wichtigsten Stratotypen der alpinen Trias in Österreich in Angriff genommen. Als Ergebnis liegen nunmehr die von einer Arbeitsgemeinschaft von Geologen und Paläontologen* bearbeiteten Beschreibungen der Stratotypen

* W. SCHLAGER, L. KRYSTYN, G. SCHÄFFER, L. WAGNER (Geologisches Institut der Universität in Wien), H. SUMMESBERGER (Geol.-Paläont. Abteilung, Naturhistorisches Museum in Wien), H. ZAPFE (Paläontologisches Institut der Universität in Wien).

des Anis, Tuval und Nor vor. — Ohne in weitausgreifende theoretische Erörterungen über den Begriff des Stratotypus einzutreten, sei hier kurz auf die Gesichtspunkte für die Wahl der Typlokalitäten hingewiesen. Die Gebiete, in denen die Stratotypen liegen, sind durch die historische Entwicklung eindeutig gegeben. Wo die Örtlichkeit in der klassischen Literatur nicht exakt angegeben war, wurde in jener grösseren Region (z. B. Salzkammergut), für die der betreffende Terminus erstmalig gebraucht wurde, ein Stratotypus ausgewählt. Für eine Lokalität der Literatur (Tuval), die sich bei genauer Untersuchung als ungeeignet erwies, wurde regional möglichst nahe und in ähnlicher geologischer Position ein Stratotypus designiert. Massgebend war jeweils das ausreichende Vorhandensein von biostratigraphisch auswertbaren Cephalopoden und die Lage des Stratotypus in einer Schichtfolge. Wenn man die Stratotypen in einer Cephalopoden führenden Entwicklung, die allein weltweite Vergleiche ermöglicht, und wenn man sie in der Trias der nördlichen Ostalpen festlegt, von wo die betreffenden stratigraphischen Termini unbestritten ihren historischen Ausgang genommen haben, dann bleibt keine andere Wahl, als wie sie hier getroffen wurde. Eine nähere Begründung geben die Autoren bei der Beschreibung der Stratotypen (SUMMESBERGER u. WAGNER, 1969; KRYSTYN u. SCHLAGER, 1969; KRYSTYN, SCHÄFFER u. SCHLAGER, 1969).

Bewusst musste allerdings darauf verzichtet werden alle mit den Stratotypen zusammenhängenden biostratigraphischen Fragen zu klären. So musste die exakte Festlegung der Ober- und Untergrenze meist offen bleiben. Dies würde noch die Untersuchung zahlreicher weiterer Profile und viele paläontologische Untersuchungen in weiteren Bereichen der pelagischen Trias erfordern. — Die bei diesen Stratotypus-Beschreibungen kombinierte Anwendung paläontologischer und geologischer, besonders sedimentologischer Methoden hat gezeigt, dass es auf diesem Wege möglich ist weit über den klassischen Kenntnisstand hinauszugelangen und eine Reihe von Beobachtungen zu machen, die z. T. ganz neue Gesichtspunkte für die Biostratigraphie der alpinen Trias, besonders für die alpine Obertrias, liefern.

Stratotypen

Die Ergebnisse der Stratotypus-Beschreibungen in ihrer Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Trias werden hier kurz zusammengefasst.

ANIS

Stratotypus: Bänke mit Faunen der *Binodosus*-Zone (im Sinne von ASSERETO, 1970) am Rahnbauerkogel und im Tiefengraben sowie die *Trinodosus*-Fauna der Kapelle bei der Salzabrücke bei Gross-Reifling an der Enns, Steiermark, Österreich (SUMMESBERGER u. WAGNER).

SILBERLING u. TOZER (1968, S.10) haben erst in letzter Zeit darauf hingewiesen, dass bisher kein Stratotyp des Anis beschrieben worden ist. Die Ausführungen von WAAGEN u. DIENER (in MOJSISOVICS, WAAGEN u. DIENER 1895, S. 22) lassen keinen Zweifel darüber, dass die Bezeichnung „Anisische Stufe" sich prior auf die Lokalitäten „Tiefengraben" und „Gamsstein" bei Gross Reifling bezieht. SUMMESBERGER u. WAGNER (l. c.) haben die Gründe

dargelegt, weshalb nunmehr das Profil des Rahnbauerkogel bei Gross-Reifling, dem auch der Tiefengraben eingeordnet ist, als Typusprofil für das Anis ausgewählt wurde.

ARTHABER (1896) hat zunächst die Fauna des Tiefengrabens beschrieben und stufte sie als mittelanisisch „Zone des *Ceratites binodosus*" ein. Die gleichzeitig im Anhang dazu beschriebene *Balatoniten*-Fauna des Rahnbauerkogels hielt er für älter. Später hat ARTHABER (1906, S. 271) diese Auffassung widerrufen und stellt die Reiflinger-Cephalopodenfauna in das Oberanis, „Zone des *Ceratites trinodosus*". Die ursprünglich angenommene stratigraphische Verschiedenheit der Faunen des Rahnbauerkogels und des Tiefengrabens (bzw. Gamsstein) blieb damals unerwähnt und wird nicht ausdrücklich berichtigt. Bei PIA (1930, S. 165) werden die beiden Faunen auch noch als verschiedenalterig angesehen und für die „untere Fauna" (Rahnbauerkogel) wird sogar eine Stellung im „Oberhydasp" für möglich gehalten. — Es ist verständlich, dass dieser Wechsel der Auffassungen, die überdies nicht immer klar ausgedrückt wurden, für viele Leser der Trias-Literatur unübersichtlich und verwirrend sein musste.

Massgebend für die stratigraphische Einstufung dieser Faunen war ARTHABER's ursprüngliche Bestimmung einiger Reiflinger *Ceratiten* als *Paraceratites binodosus* (HAUER), die er später in *Paraceratites trinodosus* MOJS. änderte.

Während des Druckes dieser Mitteilungen über die Stratotypen in der nordalpinen Trias wurden ganz neue Erkenntnisse über die Detailstratigraphie des Anis, ausgehend von klassischen Profilen der Südalpen bekannt (ASSERETO 1970). Diese Neugliederung ermöglicht auch eine Interpretation des Profiles von Gross-Reifling, die alle alten Unklarheiten und Zweifel beseitigt (ASSERETO, l.c.). Während bisher die meisten Autoren, auch hinsichtlich der südalpinen Faunen, eine scharfe Trennung der mittelanisischen Ammoniten-Faunen von der oberanisischen *Trinodosus*-Fauna für unmöglich hielten (u.a. ARTHABER 1906; PIA, 1930; RIEDEL, 1949; ROSENBERG, 1952, KÜHN, 1961), haben ASSERETO und GAETANI durch schichtweise Aufsammlung in Judikarien und in der Gegend von Dont erkannt, dass die bisher als *Trinodosus-* und *Binodosus*-Faunen beschriebenen Ammoniten-Faunen mindestens vier Niveaus angehören und stratigraphisch übereinander folgen. *Paraceratites trinodosus* ist auf das oberste Niveau beschränkt. Für die drei tieferen Horizonte wünscht ASSERETO (l.c.) vorläufig die Bezeichnung „*Binodosus*-Zone" beizubehalten. Er folgt damit der Tradition MOJSISOVICS', der die Aufeinanderfolge anisischer Ammoniten-Faunen im Gegensatz zu den meisten späteren Autoren richtig erkannte. Allerdings kommt *Paraceratites binodosus* nur in der obersten der drei älteren Faunen vor und die Frage der stratigraphischen Nomenklatur muss noch einer endgültigen Vereinbarung vorbehalten bleiben. Dasselbe gilt auch für die Benennung „Illyrische Unterstufe" (PIA, 1930) entsprechend der Bosnischen Unterstufe" (WAAGEN und DIENER in MOJSISOVICS et al., 1895). Die typische Lokalität Han Bulog, ebenso wie Haliluci und Schreyer-Alpe bzw. Schiechlinghöhe in den Nordalpen, sind nach ASSERETO kondensierte Vorkommen, die jeweils mehrere der südalpinen Ammoniten-Niveaus umfassen und vor allem auch stets Elemente der „*Binodosus*-Zone" enthalten. Der Terminus „Illyr" wird damit problematisch und bedarf einer neuen Fassung. Die Inhomo-

genität der bisher als typische „*Trinodosus*-Faunen" geltenden Ammoniten-Vorkommen in Rotkalk-Fazies (Schreyer-Alpe, Schiechlinghöhe, Han Bulog, Haliluci etc.) ist gleichzeitig die Ursache für die bisher unrichtige Beurteilung vieler anisischer Ammoniten-Faunen.

Solange aber diese Umstände nicht eindeutig erkannt waren, mussten auch — in Übereinstimmung mit allen bisherigen Autoren — die Ammoniten-Faunen von Gross-Reifling (Rahnbauerkogel und Tiefengraben) als *Trinodosus*-Faunen und als „illyrisch" gelten. Erst die nunmehr erfolgte Auflösung der bisherigen „*Binodosus*- und *Trinodosus*-Faunen" in vier Horizonte und die Erkenntnis der bisherigen klassischen „*Trinodosus*-Faunen" in Rotkalken als inhomogenes Kondensat ermöglicht die richtige Beurteilung der Ammoniten-Faunen von Gross-Reifling. Nach ASSERETO (1970) gehören sowohl die Fauna des Rahnbauerkogels als auch des Tiefengrabens in den von ihm vorläufig noch als „*Binodosus*-Zone" zusammengefassten Komplex. Ein während des Druckes dieser Mitteilung durch Strassenbau neuentstandener Aufschluss im Unteren Reiflingerkalk nahe der Kapelle bei der Salzabrücke führt eine Brachiopoden-Faunula und *Paraceratites trinodosus* (MOJS.) und repräsentiert eindeutig die oberanisische *Trinodosus*-Fauna, sowohl hinsichtlich der Lage im Profil als auch nach dem faunistischen Inhalt. — Die Gliederung der anisischen Ammoniten-Faunen in den Südalpen hat damit an der Typlokalität des Anis eine glänzende Bestätigung erfahren.

Die Faunen von Gross-Reifling entsprechen folgenden der von ASSERETO (1970) vorgeschlagenen Ammoniten-Niveaus:

Rahnbauerkogel: Dem Niveau 1, zu parallelisieren mit den Faunen von Köveskálla, Mencshely und Gyűrtető (pro parte), gekennzeichnet durch Balatoniten, *Acrochordiceras*, *Norites*, *Beyrichites*.

Tiefengraben: Dem Niveau 3, entsprechend der Fauna von Dont und des Cimego-Kalkes (pro parte auch verschiedene kondensierte Faunen der Rotkalke). Charakterisiert durch primitive Paraceratiten (*P. binodosus*, [HAU.] *P. cimeganus* [MOJS.]), *Balatonites* der *bragsensis*- und *gemmatus*-Gruppe, *Bulogites* der *zoldianus*-Gruppe, *Proavites*, *Philippites*, *Beyrichites*, *Discoptychites* und *Judicarites*. *Paraceratites* tritt erst in höheren Lagen dieses Niveaus auf.

Kapelle bei der Salzabrücke: Zu Niveau 4 gehörig, entsprechend den Faunen des Prezzo-Kalkes in Judikarien und der Lombardei, von Felsőörs, Barnag-Kiserdő und Balatonfüred-Tamáshegy im Plattensee-Gebiet, von Reutte in Tirol und Saalfelden, Salzburg. Kennzeichnend sind *Paraceratites trinodosus* MOJS, *Flexoptychites*, *Semiornites*, *Piarorhynchia trinodosi* (BITTN.) und *Daonella sturi* (BEN.)

Das als Stratotypus ausgewählte Profil von Gross-Reifling ist nicht nur die historische Lokalität, von der der Name Anisische Stufe ausgegangen ist. Es ist auch das vollständigste und mit anisischen Ammoniten-Faunen am besten belegte Profil, das bisher in den Nordalpen bekanntgeworden ist. Die beiden tieferen Faunen bzw. Ammoniten-Horizonte gehören nach SUMMESBERGER und WAGNER lithologisch dem Gutensteinerkalk, die *Trinodosus*-Fauna der Kapelle bei der Salzabrücke dem Unteren Reiflingerkalk an. Alle Fossilvorkommen zeigen keine Erscheinungen der Kondensation.

TUVAL

Stratotypus: Bank mit *Subbullatus*-Fauna am Nordhang des Feuerkogels am Rötelstein bei Aussee („Steinbruch 4, *Subbullatus*- und *Paulckei*-Lager") Steiermark, Österreich (KRYSTYN u. SCHLAGER, 1969).

Die „Zone des *Tropites subbullatus*" als ein seit jeher gut definierter stratigraphischer Begriff liess zunächst für die Auswahl eines Stratotypus die geringsten Schwierigkeiten erwarten. Ausserdem hatte MOJSISOVICS (in MOJSISOVICS, WAAGEN u. DIENER, 1895, S. 28) mit dem Hinweis auf den Mons Tuval, die Berge zwischen Hallein und Berchtesgaden, auch die von ihm gemeinte Örtlichkeit angedeutet. Es konnte nur der als Fundpunkt der „Subbullatus-Fauna" bekannte Rappolstein bei Hallein gemeint sein. Wie bei KRYSTYN u. SCHLAGER (l. c.) ausführlich dargestellt, ergab eine Untersuchung dieser Örtlichkeit, dass die klassischen Aufsammlungen zweifellos aus dem Schutt stammen und dass in dem tektonisch komplizierten Gebiet es nicht möglich war das *Subbullatus*-Lager anstehend in einem stratigraphischen Verband zu finden. Der naheliegende Ausweg zur Typisierung des Tuval einen anderen klassischen Fundpunkt der *Subbullatus*-Fauna heranzuziehen, nämlich den Millibrunnkogel (=„Vordersandling") im Gebiet des Sandling bei Aussee, Stmk., stiess auf unerwartete Hindernisse. Die geologische Detailuntersuchung ergab, dass das von DIENER (1926, S.93, Fig.1) skizzierte und seither oft zitierte Profil des Millibrunnkogels unrichtig ist (KRYSTYN, SCHÄFFER u. SCHLAGER, 1968). Es ist nicht invers sondern die normale Schichtfolge enthält ein System syn- und postsedimentärer Spalten. Verschiedene berühmte Fossilfundpunkte des Millibrunnkogel liegen ausserhalb des stratigraphischen Verbandes in Spalten, welche gangartig das Profil durchsetzen. Auch die „Linse mit *Tropites subbullatus*" ist eine Spaltenfüllung ohne stratigraphischen Verband und eignet sich nicht als Stratotypus. Dasselbe stellte sich für die „Lins mit *Tropites subbullatus*" des Raschberges heraus und gilt mit grosser Wahrscheinlichkeit auch für die *Subbullatus*-Fauna des Rappoltsteines (KRYSTYN u. SCHLAGER, 1969).

Als Stratotypus des Tuval bleibt damit in den ganzen Nordalpen nur das *Subbullatus*-Lager am Nordhang des Feuerkogels bei Aussee, Stmk. Es hat den historischen Nachteil, dass es erst verhältnismässig spät entdeckt wurde und MOJSISOVICS noch unbekannt war (HEINRICH, 1915; DIENER, 1921, S. 24); es ist aber die einzige Lagerstätte der *Subbullatus*-Fauna der Nordalpen in einem geschichteten Profil. Das in seinen Grundzügen schon DIENER (l. c.) bekannte Profil dieses Aufschlusses besteht aus einer basalen Bank mit tuvalischer Fauna, ausgezeichnet durch grosswüchsige Tropiten. Darüber folgt 2 m mächtig ein synsedimentär gestörter Schichtstoss mit der „karnisch-norischen Mischfauna". Die Aufsammlung im Rahmen dieser Untersuchungen ist wahrscheinlich die erste, die nicht von erwerbsmässigen Sammlern durchgeführt wurde. — Einzelne karnische Ammoniten lassen sich durch die ganze Mächtigkeit dieser Hangendbänke durchverfolgen (z. B. *Hypocladiscites subtornatus* MOJS.). Soweit die bisher durchgeführte horizontierte Aufsammlung ein Urteil gestattet, findet gegen das Hangende zu, neben solchen Cephalopoden, die in den Ostalpen auf die „karnisch-norische Mischfauna" beschränkt sind, eine etwas stärkere Ausprägung des norischen

Faunenanteils statt. Der einzige Beleg der Gattung *Heinrichites* wurde in einer hohen Lage gefunden, während die Genera der asiatischen Trias, *Griesbachites* und *Malayites* sich auf tiefere Lagen dieser Bänke verteilen. Ob diese Aufeinanderfolge im Detailprofil eine biostratigraphische Bedeutung besitzt, wird noch durch weitere horizontierte Aufsammlungen überprüft werden.

Der Aufschluss des Stratotypus zeigt zwar nicht die ganze Mächtigkeit des Tuval, dessen Auflagerung auf die *Aonoides*-Schichten im Liegenden nicht aufgeschlossen ist. Er zeigt aber die konkordante Überlagerung der bezeichnenden *Subbullatus*-Fauna durch unterstes Nor („Karnisch-norische Mischfauna", „Zone des *Heinrichites paulckei*") in schichtiger Lagerung. Spalten spielen keine Rolle und bewegen sich in minimalen Ausmassen. In fossilreichen Lagen wurde Kondensation festgestellt. Die Mischung unternorischer und karnischer Faunenelemente in den Bänken über der *Subbullatus*-Fauna wird aber nicht durch Kondensation sondern durch Persistieren karnischer Elemente im tiefen Nor erklärt.

Die besonders im Rahmen dieser Stratotypus-Beschreibung erfolgte Entdeckung der besonderen Ablagerungsbedingungen im Hallstätterkalk (Subsolution, Kondensation, die erstmalig bei SCHWARZACHER, 1946, erwähnte Spaltenbildung) durch KRYSTYN, SCHÄFFER und SCHLAGER ist von grosser biostratinomischer Bedeutung für die Genese vieler klassischer Fossillagerstätten der Hallstätterkalke und die biostratigraphische Auswertung ihrer Faunen.

NOR

Stratotypus: Bänke mit *Bicrenatus*-Fauna (Bicrenatus-Lager) des Sommeraukogels bei Hallstatt, Oberösterreich, Österreich. (KRYSTYN, SCHÄFFER u. SCHLAGER, 1969.)

Die Auswahl eines Stratotypus für das Nor bereitete zunächst die grössten Schwierigkeiten. Das bisher bekannte Profil des Millibrunnkogels mit reichen norischen Faunen erwies sich als ungeeignet (KRYSTYN u. SCHLAGER, 1969). Das zweite Profil am Nordhang des Feuerkogels bei Aussee kam nicht in Frage, da die unternorische „Zone des *Heinrichites paulckei*" in den Ostalpen sonst nirgends mehr nachgewiesen ist.

Weder bei MOJSISOVICS, WAAGEN u. DIENER (1895) noch in früheren Arbeiten MOJSISOVICS' findet sich ein unmittelbarer Hinweis auf eine Typuslokalität.

Es wurde der Sommeraukogel bei Hallstatt als historisch ältester Fundpunkt der Hallstätterkalke mit der grossen norischen *Bicrenatus*-Fauna ausgewählt, auf deren gute paläontologische Dokumentation und weite Verbreitung in der Literatur verschiedentlich hingewiesen wurde (vgl. u. a. KÜHN, S. 316). Auch spielen die Hallstätterkalke des Sommeraukogels und Steinbergkogels — wie KRYSTYN, SCHÄFFER u. SCHLAGER ausführen — eine Rolle bei der Prägung des Terminus „norisch" durch MOJSISOVICS (1869). Die geologischen Verhältnisse erwiesen sich hier nun als weitaus günstiger als man dies nach der bisherigen Literatur annehmen durfte (SPENGLER, 1919). Es gelang ein Profil aufzunehmen, das im Liegenden des Stratotypus bis in fossilbelegtes Jul, im Hangenden über fossilbelegtes Obernor bis in die Zlambach-Schichten

(p. p. Rhät?) reicht. Ohne paläontologischen Nachweis bleibt nur das Tuval.

Der Stratotypus des Nor liegt somit im besten durchaus geschichteten Profil, das jemals aus den Hallstätterkalken beschrieben wurde.

Die Wahl des Sommeraukogels als Stratotypus hat die in diese Lokalität gesetzten Erwartungen übertroffen. Es liegt damit erstmalig ein durchaus schichtig entwickeltes Profil des Nor vor. Spalten treten zwar auf, betreffen oder stören aber den Stratotypus nicht. Stratifizierte Aufsammlungen brachten etwas abweichende Ergebnisse gegenüber den älteren Materialien professioneller Sammler.

Die Rotkalke des Nor, welche alle schichtigen Ammonitenlager enthalten, erreichen bis 20 m Mächtigkeit. Die tiefste fossilbelegte Lage des Nor ist das *Patens*-Lager, wobei aber *Discophyllites patens* Mojs. mit Elementen der *Bicrenatus*-Fauna vergesellschaftet gefunden wurde. Die Hauptmächtigkeit nimmt das *Bicrenatus*-Lager ein, das mit seiner Ammonitenfauna den Stratotypus des Nor repräsentiert. — Oberste Partien des Rotkalkes sind bisweilen mergelig und enthalten eine Obernor-Fauna. Darüber folgen Zlambach-Mergel. Das Profil des Sommeraukogels umfasst somit wahrscheinlich das ganze Nor. Mit Sicherheit wird man das erst nach Klärung der Nor-Rhät-Grenze in den Nordalpen feststellen können, die einer eigenen Untersuchung vorbehalten bleiben muss.

Im Profil des Sommeraukogels sind im wesentlichen nur 2 norische Faunen von biostratigraphischer Bedeutung fossilbelegt: Die *Bicrenatus*-Fauna mit dem *Patens*-Lager an der Basis und die „*Metternichi*-Fauna". Die Selbstständigkeit einer „*Patens*-Zone" wurde bereits von Kittl (1903) kritisiert und abgelehnt (vgl. auch Silberling u. Tozer 1968, S.15). Die neuen Aufsammlungen sprechen ebenfalls für diese Auffassung, lassen aber die Möglichkeit offen die *Bicrenatus*-Fauna weiter aufzugliedern. Das Profil des Sommeraukogels schliesst das Vorhandensein tieferer norischer Faunen grundsätzlich nicht aus. Mit Sicherheit fehlt eine fossilbelegte Repräsentation des tiefsten, am Feuerkogel durch die „Mischfauna" mit *Heinrichites paulckei* belegten Niveaus. Immerhin aber sprechen in diesem erstmalig beschriebenen Profil des Nor die Verhältnisse gegen das Vorhandensein m e h r e r e r norischer Faunen im Liegenden der *Bicrenatus*-Fauna. Während sich das *Patens*-Lager faunistisch und lagerungsmässig mit der *Bicrenatus*-Fauna verknüpft zeigt (*Juvaviten* im *Patens*-Niveau), fehlen alle Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer „Zone des *Sagenites giebeli*" (Mojsisovics) und „Zone des *Cladiscites ruber*" (Mojsisovics) zwischen *Patens*-Lager und der übrigen *Bicrenatus*-Fauna. Das Profil spricht daher für die von Tozer (u. a. 1965) mehrfach geäusserte Meinung, dass die erwähnten „Zonen" Teile der übernorischen Fauna darstellen. Entscheidende Beobachtungen zu dieser Frage werden die derzeit im Gange befindlichen Untersuchungen über die Geologie der Fossillagerstätten der Hallstätterkalke bes. im Raschberg-Gebiet bei Goisern, OÖ., erbringen (Krystyn).

Das Profil des Sommeraukogels bedeutet einen wesentlichen Fortschritt zur Entschlüsselung der Biostratigraphie der Obertrias in den Nordalpen.

Biostratinomische Ergebnisse

Nicht zu übersehen ist die Bedeutung verschiedener im Rahmen der Stratotypen-Bearbeitung gemachten Beobachtungen für die Biostratinomie der betreffenden wichtigen Trias-Faunen.

Die illyrische Ammonitenlage des Stratotypus des Anis bei Gross-Reifling, Stmk., insbesonders die Balatonitenfauna des Rahnbauerkogels repräsentiert eine schichtige Ablagerung ohne Erscheinungen der Subsolution und Kondensation. Die schichtparallele Einregelung der meisten, stets beidseitig gut erhaltenen Ammonitengehäuse ist deutlich erkennbar (SUMMESBERGER u. WAGNER, 1970). Auffällig ist der starke Bitumengehalt dieses Gesteins, der sich nicht nur in der dunklen Farbe und im Geruch des Cephalopodenkalkes, sondern auch in bisweilen eingestreuten erbsengrossen Bitumenkörnern zu erkennen gibt. Kennzeichnend sind auch eingeschaltete bituminöse dunkle Schieferlagen mit flachgedrückten Ammoniten. Gesteinsfarbe und Bitumengehalt sowie das weitgehende Fehlen benthonischer Fauna legen den Gedanken an einen in seinen tieferen Wasserschichten schlecht durchlüfteten, lebensfeindlichen Ablagerungsraum nahe. Vielleicht darf in diesen Verhältnissen auch die Erklärung für das lokale Phänomen der *Balatoniten*-Fauna des Rahnbauerkogels gesucht werden: ein Balatonitenschwarm, der örtlich unter dem Einfluss dieses lebensfeindlichen Milieus vernichtet wurde. Man könnte hier an einen der so zahlreichen von BRONGERSMA-SANDERS (1948) beschriebenen Fälle von Vernichtung durch giftiges Phytoplankton denken. Allerdings bildet der Mangel guterhaltener Wirbeltierreste bes. Fische für diese Erklärung vorläufig ein gewisses Hindernis. Jedenfalls bildet das gehäufte Vorkommen von Ammoniten in dunklen, bituminösen und geschichteten Gesteinen einen verbreiteten Typus des Vorkommens der Cephalopoden. Eine Parallelität zu dem Vorkommen vom Rahnbauerkogel zeigt die illyrische Ammonitenlage des Öfenbachgrabens bei Saalfelden, Salzburg. Auch hier ist die Fossilkonzentration auf dunkle bis schwarze Kalke beschränkt und hört in den hangenden Hellkalken auf (u. a. ZAPFE 1959).

Die bituminösen Lagen im Anis von Gross-Reifling entsprechen stratigrapisch zwar nicht unmittelbar dem „Grenzbitumenhorizont" des Mte San Giorgio bei Lugano. Sie liegen ihm aber stratigraphisch zumindest nahe und übergreifen sich vielleicht mit dessen Basis (RIEBER 1967). Die bituminösen Kalke und Schiefer von Gross-Reifling haben ausser Selachier-Stacheln keine Wirbeltierreste geliefert. Erwähnenswert ist aber, dass der wahrscheinlich grösste bzw. umfangreichste Reptilienfund aus der nordalpinen Trias, der historische „Saurier von Gross-Reifling" ebenfalls dem anisisch-ladinischen Grenzbereich angehört. Die Untersuchungen von SUMMESBERGER u. WAGNER lokalisieren den Fundpunkt im tiefen Ladin ca 20 m unter dem Niveau der *Daonella lommeli* (nach VON HUENE 1916/19 cf. *Toretocnemus* sp., Abbildungen der wenigen noch erhaltenen Reste bei TEPPNER 1941). Das Skelett lag im hellen Reiflinger Knollenkalk.

Grosse biostratinomische Bedeutung haben die Beobachtungen von KRYSTYN, SCHÄFFER u. SCHLAGER (1968 und 1969) sowie von KRYSTYN u. SCHLAGER (1969) über die Ablagerungsbedingungen der Hallstätterkalke. Wenngleich von weiteren Arbeiten über die Halstätter-Fossillagerstätten noch

eine beträchtliche Erweiterung der Kenntnisse zu erwarten ist, so werfen die vorliegenden ersten Beobachtungen doch schon ein ganz neues Licht auf die Bildungsbedingungen dieser berühmten Fossilvorkommen.

Hier liegen die Ablagerungen eines sehr gut durchlüfteten Milieus vor, wie die bunten Gesteinsfarben anzeigen. Die altbekannten Fossilanreicherungen, von den alten Geologen sehr treffend als „Linsen" bezeichnet, finden nunmehr eine ganz neue Interpretation.

Die in anderen Gebieten des pelagischen Mesozoikums bereits bekannten Spaltenbildungen wurden auch im Hallstätterkalk erkannt. Synsedimentäre Tektonik bedingt die Öffnung von Spalten, die zunächst synsedimentär später aber auch mit stratigraphisch viel jüngerem Sediment gefüllt wurden. Viele Fundpunkte klassischer Hallstätter-Faunen erweisen sich nun als submarine Spaltenfüllungen ohne stratigraphischen Verband. Es erhebt sich nun die Frage, wie der auffällige Fossilreichtum mancher dieser Spaltenfüllungen zu erklären ist. Waren diese Spalten einfach „Fossilfallen", in welche die von der Strömung vorbeitransportierten Gehäuse absanken? Oder waren diese z. T. sehr tiefen Spalten auch Lebensräume der Ammoniten? Vergesellschaftungen kleinwüchsiger Ammoniten (z. T. Jugendformen) in Spaltenkalken lassen an die Möglichkeit dieser zweitgenannten Alternative denken. Die kleinwüchsigen Faunen aus Spalten wären dann mit den kleinwüchsigen Ammoniten der Hierlatzkalke (alpiner Lias) oder relativ kleinwüchsigen Ammoniten aus obertriadischen Riffkalken (Zapfe 1962) zu vergleichen, die wahrscheinlich auch in Spalten und Hohlräumen lebten. Die Annahme einer gewissen Bindung mancher Ammoniten-Faunen an bestimmte Fazies ist in neuerer Zeit verschiedentlich geäussert worden (u.a. Scott 1940; Kovács 1956; Ziegler 1963; vgl. auch Sieber 1933). Allerdings darf man nicht übersehen, dass aus den nunmehr erkannten Spaltenfüllungen (z.B. „*Subbullatus*-Linse" des Millibrunnkogels) neben zahlreichen kleinwüchsigen Formen auch grosswüchsige Ammoniten beschrieben wurden. Wahrscheinlich wird man bei den Spalten mit beiden Möglichkeiten rechnen müssen: sowohl Fossilfallen als auch Biotop spaltenbewohnender Faunen.

Manche Hallstätter Ammonitengenera, wie die *Arcestiden* mit extrem langer Wohnkammer waren relativ schwer und kaum gute Schwimmer und daher prädestiniert für eine benthonische Lebensweise und vielleicht auch für das Leben in Spalten. Die grosse Ausdehnungen der Wohnkammer war jedenfalls auch für das leere Gehäuse ein Hindernis und bewirkte ein Absinken auf den Meeresboden, während andere Ammoniten-Gehäuse mit kürzerer Wohnkammer sich schwebend hielten und weiter verdriftet werden konnten. Die bekannte Häufigkeit der Arcestiden, besonders in den norischen Hallstätterkalken, könnte so das Ergebnis eines Auslesevorganges sein und ein verfälschtes Häufigkeitsverhältnis im Sinne von Reyment (1958) darbieten.

Ganz andere Erscheinungen zeigt die zweite Art des Vorkommens in schichtigen Hallstätterkalken, wie sie als Stratotypen des Nor und Tuval beschrieben wurden. Erscheinungen der Subsolution und Kondensation treten auf. Gelegentliche Bioturbation beweist ein Bodenleben. Bei der Beschreibung des *Bicrenatus*-Lagers des Nor am Sommeraukogel (Krystyn, Schäffer u. Schlager 1969) wird das hauptsächliche Fossillager als „linsenförmige Gesteinsbank" beschrieben. Es wird angenommen, „dass im Bereich der Lager-

stätte während längerer Zeit das Bodenrelief eine flache Mulde aufwies, die die Ansammlung von Sediment und Fossilien begünstigte".

Es scheinen also auch bei diesem Typus des Vorkommens Besonderheiten des Reliefs des Meeresbodens die Anhäufung der Ammonitengehäuse zu bedingen. — Wie immer sich in Zukunft die Kenntnis über die Bildung der Fossillagerstätten im Hallstätterkalk erweitern wird, so scheint doch schon jetzt festzustehen, dass die gehäuften Fossilvorkommen für ihre Entstehung bestimmte Voraussetzungen im Relief des Meeresbodens erfordern. Wo diese vorhanden waren, herrscht Fossilreichtum, wo sie fehlen Fossilarmut oder Fossilleere. Damit erklärt sich die lokale Konzentration der Fossilien aber auch das örtliche Fehlen ganzer Faunen und „Zonen" in vielen Profilen.

Die im Rahmen dieser biostratigraphischen Arbeiten gesammelten Beobachtungen haben somit eine Reihe von Daten geliefert, welche die Entstehungsweise der wichtigsten Typen von *Cephalopoden*-Vorkommen in der alpinen Trias beleuchten: geschichtete, dunkle bituminöse Kalke (und Schiefer), submarine Spaltenfüllung in Buntkalken, schichtige linsenförmige Lagerstätten in Buntkalken.

* * *

Die Beschreibung der Stratotypen des Anis, Tuval und Nor hat zahlreiche Fragen, die seit der klassischen Forschungsperiode in der Stratigraphie der alpinen Trias durch viele Jahrzehnte offen geblieben waren, wieder in die wissenschaftliche Diskussion gebracht. Darüber hinaus aber wurde auch eine Reihe von Problemen einer Lösung zugeführt und es konnten manche alte Unklarheiten beseitigt werden. Es ist damit ein Anstoss gegeben durch Weiterverfolgung dieser Arbeitsrichtung die biostratigraphische Forschung in der Trias und überhaupt im Mesozoikum der Nordalpen weiterzuführen.

LITERATUR

ARTHABER G. 1896: Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. I und II. — Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österreich–Ungarns u. d. Orients, **10,** 1–112, 192–242, Wien.

ARTHABER G. 1906: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — In: Lethaea geognostica, II. Teil, **1,** 223–472.

ASSERETO R. 1963: Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). IV. Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica. — Riv. Ital. Paleont. Strat., **72,** 591–606, Milano.

ASSERETO R. 1970: Die *Binodosus*-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. — Sber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-nat. Kl., Abt. I. **179,** Wien.

BRONGERSMA-SANDERS M. 1948: The Importance of Upwelling Water to Vertebrate Paleontology and Oil Geology. — Verh. Kon. Nederlandsche Akad. Wetensch., Afd. Naturkunde, 2. Sect., **45,** 1–112, Amsterdam.

DIENER C. 1921: Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **130,** 21–33.

DIENER C. 1926: Die Fossillagerstätten der Hallstätter Kalke des Salzkammergutes. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **135,** 73–101.

GEYER G. 1916: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. — Jahrb. Geol. Reichsanst., **65,** 177–238, Wien.

Hauer F. v. 1896: Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden aus der Trias von Bosnien. II. Nautileen und Ammoniten mit ceratitischen Loben aus dem Muschelkalk von Haliluci bei Sarajevo. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **63,** 237–276.

Heinrich A. 1915: Kurze Mitteilung über den Nachweis der Subbullatuszone am Feuerkogel des Röthelsteines bei Aussee. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **8,** 246–247.

Huene F. v. 1916/1919: Beiträge zur Kenntnis der Ichthyosaurier im deutschen Muschelkalk. — Palaeontographica, **62,** 1–68, Stuttgart.

Kittl E. 1903: Geologische Exkursionen im Salzkammergut. (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). — Führer für die Exkursionen in Österreich, **IV**, 1–118. Intern. Geologenkongress Wien, 1903.

Kovács L. 1956: Die charakteristischen Züge der Lebensweise der Ammoniten mit Hinsicht auf die Faziesbestimmung. — Mitt. d. Fakultäten f. Bergingenieure u. Geo-Ingenieure, **19,** 1–21, Techn. Univ. Fakultäten, Sopron.

Krystyn L.–Schäffer G.–Schlager W. 1968: Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätterkalke des Salzkammergutes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **14,** 4S, Wien.

Krystyn L.–Schäffer G.–Schlager W. 1969: Der Stratotypus des Nor. — (siehe auch in diesem Band, S. 607.) Preprint: Kongress Karpato-Balkan, Budapest, 1969.

Krystyn L.–Schlager W. 1969: Der Stratotypus des Tuval. — (siehe auch in diesem Band S. 591.) Preprint: Kongress Karpato-Balkan, Budapest, 1969.

Kühn O. 1962: Autriche. — In: Lexique Stratigraphique International, **I,** Fasc. 8, 1–646, Paris.

Mojsisovics E. v. 1869: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. — Jahrb. Geol. Reichsanst., **19,** 91–150, Wien.

Mojsisovics E. v.–Waagen W.–Diener C. 1895: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias Systems. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **104,** 1271–1302.

Pia J. 1930: Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. — Leipzig und Wien, 252 S.

Reyment R. A. 1958: Some factors in the distribution of fossil Cephalopods. — Stockholm Contributions in Geology, **1,** 97–184.

Rieber H. 1967: Über die Grenze Anis–Ladin in den Südalpen. — Eclogae Geol. Helvetiae, **60,** 611–614.

Riedel A. 1949: I cefalopodi anisici delle alpi meridionali ed il loro significato stratigrafico. — Mem. Ist. Geol. dell'Univ. di Padova, **16,** 1–2.

Rosenberg G. 1952: Verlage einer Schichtnahmentabelle der Nord und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **42–43** (1949–50), 235–247.

Schwarzacher W. 1946: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätterkalk von Hallstatt und Ischl. — Jahrb. Geol. Bundesanst., **91,** 1–48, Wien.

Scott G. 1940: Paleoecological factors controlling distribution and mode of life of Cretaceous Ammonoids in Texas area. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **24,** 1164–1203, Tulsa, Oklahoma.

Sieber R. 1933: Über den Erhaltungszustand und das Vorkommen einer unterkarnischen Cephalopodenfauna am Feuerkogel bei Aussee. — Verh. Zool. Botan. Ges. Wien, **83,** 55–60.

Silberling N. J.–Tozer E. T. 1968: Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. — Geol. Soc. of America, Special Paper, **110,** 1–63, Boulder, Col.

Spengler E. 1919: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. — Jahrb. Geol. Reichsanst., **68,** 285–474, Wien (1918).

Summesberger H.–Wagner L. 1969: Der Stratotypus des Anis. — Preprint: Kongress Karpato-Balkan, Budapest, 1969.

Teppner A. und W. 1941: Tiere der Vorzeit. — Das Joanneum, **5,** 19–24, Graz.

TOZER E. T. 1965: Upper Triassic Ammonoid Zones of the Peace River Foothills, British Columbia, and their Bearing on the Classification of the Norian Stage. — Canadian Journ. of Earth Sciences, **2**, 216–226, Ottawa.

VENZO S.–PELOSIO G. 1968: Nuova fauna a Ammonoidi dell'Anisico superiore di Lenna in Val Brembana (Bergamo). — Mem. Soc. Italiana Sci. Nat., **17**, 73–141, Milano.

ZAPFE H. 1959: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. Bundesanst., 122–128, Wien.

ZAPFE H. 1962: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich), IV. Bisher im Gosaukamm aufgesammelte Makrofossilien (excl. Riffbildner) und deren stratigraphische Auswertung. — Verh. Geol. Bundesant., 346–352, Wien.

ZAPFE H. 1964: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 361–399.

ZIEGLER B. 1963: Ammoniten als Faziesfossilien. — Paläont. Z. **37**, 96–102, Stuttgart.

H. ZAPFE

Paläontologisches Institut der Universität
Universitätsstrasse 7.
A – 1010 Wien
Austria

DER STRATOTYPUS DES TUVAL

von

L. KRYSTYN – W. SCHLAGER

Einleitung

Die Arbeiten wurden so wie die Bearbeitung des Nor im Rahmen der Arbeitsgruppe „Hallstätter Zonen" des Geologischen und des Paläontologischen Institutes der Universität Wien durchgeführt und materiell vom Theodor-Körner-Stiftungsfonds unterstützt. Die Bearbeitung des Makrofossilmaterials lag wiederum in den Händen von Herrn Prof. Dr. H. ZAPFE. Zu danken haben wir weiter Herrn Dr. W. BARTHEL und Herrn Dr. D. HERM für die Einsicht in das Originalmaterial von H. PICHLER am Institut f. Historische Geologie in München (Vorstand Prof. Dr. R. DEHM). Herrn Dr. H. PICHLER schulden wir freundliche briefliche Auskunft. Die Zeichenarbeiten besorgte Herr L. LEITNER (Geol. Inst. Wien).

Die Situation der klassischen Lokalitäten

Historisches

Die Historische Entwicklung beginnt mit MOJSISOVICS (1873, 6) wo erstmals „Schichten mit *Bucephalus subbullatus*" oder auch „Subbullatusschichten" in Zusammenhang mit den Fundstellen Sandling (d. h. Vordersandling — Millibrunnkogel) und Raschberg genannt werden. Über den Rappoltstein, die dritte grosse Fundstelle berichtet MOJSISOVICS erst 1889, 277. Die Lokalität wird jedoch von ihm weder in dem 1892, 775 noch in dem 1893, 810 gegebenen Zonenschema der Trias genannt, sondern nur Millibrunnkogel und Raschberg als Subbullatus-Fundstellen angeführt. Zweierlei mag MOJSISOVICS zu dieser Reihung bewogen haben. Erstens die von ihm 1889, 280 vermerkte Seltenheit des Zonenammoniten *T. subbullatus* am Rappoltstein und zweitens die Tendenz, die Triasgliederung möglichst nur auf das Salzkammergut als Typus-Region aufzubauen. Diese Einstellung wird besonders in der Arbeit von 1892 „Über die Hallstätter Entwickelung der Trias" deutlich. Etwas überraschend kommt daher bei MOJSISOVICS, WAAGEN und DIENER (1895, 1298) die Benennung der Zone des *Tropites subbullatus* nach dem „Mons Tuval" bei Hallein, wobei offensichtlich an den Rappoltstein als einzige bedeutende Subbullatus-Fauna dieser Hallstätter Zone gedacht wurde.

Die vierte grosse ostalpine Subbullatus-Fauna wird erst von HEINRICH (1915, 246) vom N-Abhang des Feuerkogels bei Aussee im Salzkammergut beschrieben. Die norischen Hangendschichten derselben Fundstelle waren allerdings vom selben Autor bereits früher (1909, 337) erwähnt worden und zwar irrtümlich in Zusammenhang mit der julischen Fauna einer knapp benachbarten Fundstelle (Steinbruch 3 p. 599). DIENER (1921, 30) gibt dann eine detaillierte Beschreibung der Fundstellen des Feuerkogels. Für die Fauna über den Subbullatus-Schichten in dem Steinbruch HEINRICHS schafft er den Begriff „Zone des *Heinrichites paulckei*" (1921, 32) und stellt sie an die Basis des Nor. Die an dieser Stelle zum ersten Mal beobachtete Überlagerung von karnischer durch norische Fauna findet ihren Niederschlag in der ersten profilmässigen Darstellung von karnischen und norischen Hallstätterkalken übereinander (DIENER 1921, 31).

Geologische Verhältnisse

So wie für das Nor wurden auch für das Tuval die klassischen Fundstellen ihrer historischen Bedeutung nach gereiht und untersucht. Das Ergebnis ist ungünstiger als im Falle des Nor.

Die namengebende Fauna des Rappoltsteins stammt nicht aus dem

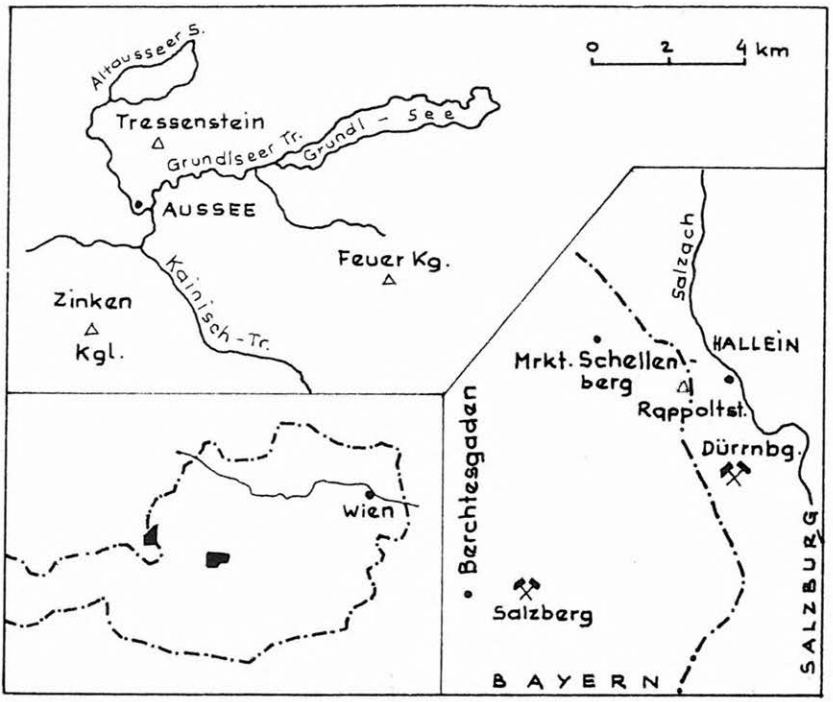


Abb. 1.

Anstehenden sondern durchwegs aus Blöcken. Die diesbezügliche Angabe von MOJSISOVICS (1889, 279) lautet: „Blöcke aus einer offenbar an Ort und Stelle zerfallenen Schichtenreihe". Gemeint ist eine Bergsturzmasse, vgl. p. 596. Ähnlich äussert sich SCHLOSSER (1898, 363) „Aufsammlung aus Blöcken im Walde W Barmsteinlehen". Auch die Fauna von PICHLER (1963, 155) stammt von derselben Blockhalde aus einem allerdings „aus der Wand frisch ausgebrochenen Block". Die von uns in der Blockhalde gesammelte Subbullatus-Fauna stammt, wie p. 597 näher beschrieben, ausserdem eindeutig aus Spaltenfüllungen. Ein Befund, den H. PICHLER bestätigte und der nach einer recht detaillierten Gesteinsbeschreibung bei SCHLOSSER (1898, 362) auch für dessen Material zutrifft. Es ist wahrscheinlich, dass auch MOJSISOVICS kein anderes vorgelegen ist. Näheres über die geologischen Verhältnisse des Rappoltsteins siehe p. 594.

Die grösste und wahrscheinlich auch älteste Subbullatusfundstelle liegt am Millibrunnkogel bei Goisern im Salzkammergut. Der kleine Abbau ist zwar genau lokalisierbar und liegt im Anstehenden, bietet aber keine Aussicht auf ein normales stratigraphisches Profil. Die Subbullatus-Kalke bilden eine mehrere Meter tiefe Spaltenfüllung im Unterkarn. Alles zusammen liegt in einer Störungszone, die bereits zur Triaszeit, also während der Bildung der Kalke, Zertrümmerung, Zerstückelung in Schollen und beträchtliche Kippungen bewirkte. In derselben alten Störungszone liegen die berühmten norischen Fundstellen der Gastropoden- und Arcesten-„Schicht" des Millibrunnkogels. Nur die Aonoides-Fauna stammt aus einem schichtigen Lager. Das von DIENER (1926) angegebene Profil, das die Subbullatus-Kalke als Schicht und im stratigraphischen Verband mit Nor und Jul zeigt ist in dieser Form nicht vorhanden.

Die wesentlich kleinere Tuval-Fundstelle am Raschberg liegt 300 m S der Lambacher Hütte. Es handelt sich wieder um eine Spaltenfüllung. Das Gelände rundum ist schlecht aufgeschlossen und von Störungen durchzogen, so dass auch hier eine profilmässige Einbindung, etwa eine Korrelation mit den 300 m entfernten julischen Fundstellen des Karlgrabens sehr schwierig und nur auf grossen Umwegen möglich ist.

Die Fundstelle am Feuerkogel bietet die weitaus besten geologischen Bedingungen, weil dort das Subbullatus-Lager erstens schichtig ist und zweitens von Nor unmittelbar überlagert wird.

Schlussfolgerungen

Aus dem oben Gesagten wird deutlich, dass sich die historisch bevorzugten und die geologisch günstigen Lokalitäten im Gegensatz zum Nor nicht decken: Die klassischen alten Fundstellen geben keine Profile ab und das einzige brauchbare Profil ist jünger als die Stufengliederung. Will man überhaupt bei der Definition der Stufe von einer Lokalität in der klassischen Region des Salzkammergutes ausgehen, so kommt dafür nur der Feuerkogel in Frage. Er bietet gleichzeitig die Möglichkeit zur Festlegung der Karn-Nor-Grenze. Auch wenn es am Rappoltstein gelingen sollte, eine Tuval-Fauna im Anstehenden zu finden, wird das immer eine sein, die MOJSISOVICS so wenig kannte wie die am Feuerkogel. Ausserdem ist für den Feuerkogel eine wichtige Verbindung zu

der Pionier-Epoche der Triasforschung dadurch gegeben, dass er innerhalb der von MOJSISOVICS so betonten Typus-Region des Salzkammergutes liegt. Das ist ein Vorteil gegenüber allen anderen, zu dieser Zeit aus der Tethys oder aus Übersee bekannten Oberkarn-Faunen.

Der Rappoltstein am „Mons Tuval" bei Hallein

Allgemeiner geologischer Bau

Der Rappoltstein liegt auf Blatt 8344/Berchtesgaden-Ost der Bayrischen Karte 1:25 000 und zwar innerhalb der Hallstätter Zone Hallein-Berchtesgaden. Er bildet einen waldigen Höhenzug W des Kleinen Barmsteines und ist von diesem durch die Senke mit dem Barmsteinlehen getrennt. Die letzten geologischen Bearbeitungen wurden von PLÖCHINGER (1955, 126) und PICHLER (1963, Taf. 12 und 13) im Rahmen grossräumiger Kartierungen veröffentlicht. Der Berg erscheint darin als flach NE-fallende bzw. söhlige Scholle von unter karnischem, ober norischem Hallstätterkalk. Unsere Beobachtungen weichen davon etwas ab. Die NE-Abfälle beherrscht nämlich durchwegs steiles Einfallen mit Werten von 45°–100°/40–90°, teilweise sogar Überkippung. In der SW-Abdachung ist die Lagerung tatsächlich flacher. Dadurch tritt das über allem liegende enge Störungsnetz mit seinen lokalen Schollenkippungen deutlicher hervor und schafft unterstützt von kleinräumigen Geländeformen ein sehr unruhiges geologisches Bild. Die Grundform des Rappoltsteines scheint eher eine NE-gerichtete Flexur oder stark asymmetrische Antiklinale zu sein als eine flachliegende Scholle wie bei PICHLER und PLÖCHINGER.

Umgebung der Subbullatus-Fundstelle

Die eigenen Begehungen betrafen vor allem den Mittelteil des Rappoltsteines, von P 768,5 der Bayrischen Karte 1:25 000, Blatt 8344, gegen N und NW. Besonderes Augenmerk wurde naturgemäss auf den Rahmen der schon bei PICHLER (1963, Taf. 12) dargestellten Bergsturznische mit der Subbullatus-Fauna gelegt. (Das diesbezügliche Fossilzeichen in PICHLERS Karte muss nach dessen eigener freundlicher Mitteilung an den Felsfuss unmittelbar N des „S" von „Rappolt-Stein" verschoben werden). Die Beobachtungen über Schichtfolge und Bau dieses Teiles sollen an Hand der Profile auf Abb. 2 kurz dargestellt werden.

Die Kuppe bei dem 2. „p" von „Rappoltstein" in *Profil G* bildet eine relativ ruhig gelagerte Scholle mit Einfallen 130–140°/30–40°. Die Schichtfolge besteht aus Unterkarn in ähnlicher Ausbildung wie im Salzkammergut: Grauvioletter Bankkalk mit Hornstein bildet, 5–8 m stark, den Wandfuss im S-Abfall der Kuppe (darunter Schutt). Roter Knollenflaserkalk folgt mit ca. 8 m Dicke darüber. Er enthält unterkarnische Ammoniten (68/107 und 68/126). Darauf liegen wenige Bänke grau-gelb-rötlicher Mergelkalke mit tonigen Schmitzen und ebenfalls julischer Fauna (68/127). Damit bricht das Profil ab und schlecht aufgeschlossene Hangteile leiten über in eine tektonisch gestörte Zone im Bereich der NE-Wände, die wir als „Mittelstörung" bezeichnen. Am Oberrand der Wände stehen nochmals schwach bunte Kalke mit julischer

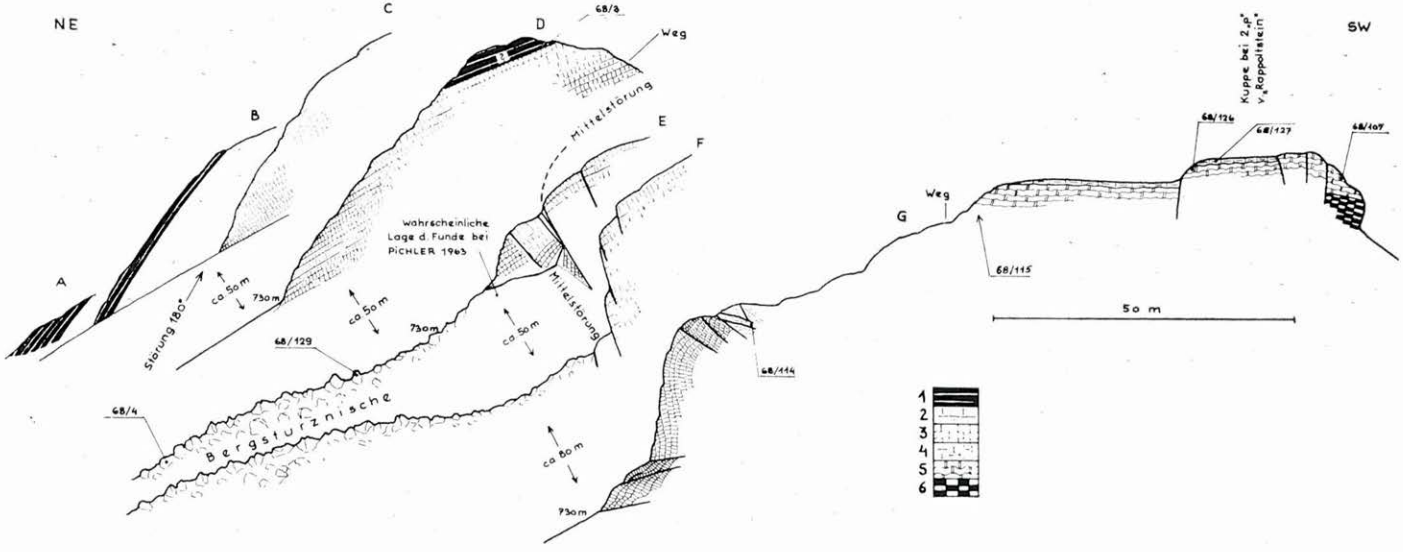


Abb. 2. Rappoltstein. Profile nach Geländeskizzen

Zeichenerklärung: 1. grob gebankte Mergelkalke, grau-gelb-rot (Nor), *2.* lichter Graukalk, z.T. massiger Hellkalk, *3.* grauvioletter Plattenkalk (2—3: Tuval? — Nor?), *4.* grau-rötlicher Mergelkalk, *5.* roter Knollenflaserkalk, *6.* grauvioletter Bankkalk (4—6: Jul) F. P. 68/3 erwies sich als Spalte, Profil D reicht nicht bis ins Nor.

Fauna an. Sie sind stark zerschert und tektonisch an grauen Plattenkalk angepresst. Im Zusammenhang mit dem eben beschriebenen Profil und unseren Erfahrungen im Salzkammergut können wir leichte Zweifel nicht unterdrücken, ob die unter dem Namen Draxlehner Kalk in der Literatur geführten Hornstein- und Knollenkalke wirklich alle oberkarnisch sind. Wir konnten derartige Gesteinstypen bisher nur im Unterkarn nachweisen. Die oberkarnischen Fossilfunde sind auch in der Typus-Region sehr selten, wie PICHLER (1963, 158) ausführt, und schliessen nicht aus, dass ein Teil dieser Gesteine julisch wäre.

Profil D zeigt die nächste einigermassen ruhig gebaute Schichtfolge in der Kammhöhe und dem NE-Abfall N des „S" von „Rappolt-Stein". Basal liegen ca. 30 m mikritische Plattenkalke, grau bis violett, in ebenflächige, 8–20 cm starke Bänke gegliedert. Sie gehen nach oben in grob gebankte lichte, selten rötliche, mergelige Graukalke über. Diese enthalten am Oberrand der NE-Wände eine obernorische Fauna (68/3), von der leider Spaltencharakter nicht sicher auszuschliessen ist.* Weiter im S, etwa 75 m NE des „S" von Rappolt-Stein zeigen die Steilabfälle die *Profile A–C*. Über den, am Wandfuss von Profil 4 durchverfolgbaren, dünnschichtigen Plattenkalken liegt ca. 20 m grauer und weisser mikritischer Kalk mit schwacher Bankung, der örtlich an den massigen Hellkalk des Salzkammergutes erinnert. Er enthält rote Spaltenfüllungen. Darüber liegen am Wandfuss etwa 10 m ebenflächig dick gebankte rote, gelbliche oder graue Mergelkalke mit Ammoniten, die weitgehend dem Muttergestein der Probe 68/4 gleichen. Dieselben Gesteine haben im NW-Teil des Rappoltsteines immer wieder Heterastridien und typische Metternichi-Fauna geliefert. Sie entsprechen wahrscheinlich dem oberen Teil des norischen Hangend-Kalkes vom Sommeraukogel.

Zwischen den beiden ruhig gebauten Schichtfolgen liegt in den *Profilen E–G* die Zone der Mittelstörung, die schon bei PICHLER (1963, Taf. 12) eingetragen ist, allerding mit etwas anderer Richtung. Mächtige, überhängende Harnischwände bilden mit Einfallen 260–290°/45–60° die Rückwand der Bergsturznische. An ihnen erfolgte ein Grossteil des Ausbruches. Sie setzen sich in einer deutlichen Furche über den Kamm hin fort. Durch die Neigung der Harnische ändert sich dabei mit dem Gelände die Richtung von 170° an der Nischenwand auf 210° im tieferen SW-Abhang. Nach dem Vorherrschen flacher Harnischlineationen ist überwiegend horizontale Verstellung zu erwarten. Die Bergsturznische gestattet darüber keine Aussage, weil beiderseits sehr ähnliche graue Bankkalke anstehen. N der Nische sind über dem Plattenkalk mit flachen Harnischen und NW-Achsen auch Anzeichen für eine überschiebende NE-Bewegungvorhanden, die sich gut in das Bild der Flexur entlang der NE-Wand einfügen (vgl. auch PICHLER 1963, 171).

Herkunft der Subbullatus-Fauna

Als Fundstelle kann man die Blockhalde ansehen, die von der Nische 100 m N P 768,5 beginnend, sich bis zum Hangfuss 150 m W Barmsteinlehen

* Dieser Verdacht hat sich inzwischen (1970) bestätigt. Das als „grauvioletter Plattenkalk (Tuval ? – Nor ?)" ausgeschiedene Gestein ist daher zur Gänze karnischen Alters und ein Äquivalent des Grauvioletten Bankkalkes in im Salzkammergut.

ausbreitet. Das ist für unsere und PICHLERs Funde sicher, nach den Angaben von MOJSISOVICS (1889, 279) und SCHLOSSER (1898, 363) auch für deren Material sehr wahrscheinlich.

Die uns vorliegenden Blöcke haben Ausmasse bis zu 0,25 cbm und gestatten eine gute Diagnose des Gesteins. Deutlich sind zwei Sediment-Generationen erkennbar. Muttergestein ist ein mikritischer, fossilleerer Graukalk. Er ist örtlich zertrümmert und brecciös aufgelockert. Die Hohlräume füllt zunächst ein Calcitrasen und dann mergeliger, feingeschichteter biomikritischer Rotkalk mit zahlreichen Ammoniten.

Wo wenig Sediment hingelangte, sind die Gehäuse mit Calcit verkrustet und zeigen gelbe Oxyd-Häutchen, an denen sie sich aus dem Gestein herauslösen lassen. Die bisher auspräparierte Fauna ist noch nicht besonders gross, zeigt aber typische Subbullatus-Assoziation.

Die Zuordnung der Funde zu bestimmten Gesteinspartien des Rahmens der Nische ist bisher nicht gelungen. Das Muttergestein ist Graukalk wie er dort überall ansteht, allerdings nicht die dünnschichtige Abteilung, sondern eher dick gebankte Kalke, wie sie jetzt z. B. die Wand W der Hauptstörung aufbauen. Rotkalk-Spalten, oft mit kleinwüchsigen, wenig aussagenden Faunen, sind zahlreich vorhanden, auch in den Plattenkalken des südlichen Nischenrandes beim alten Steigbaum, aus dessen Wänden—nach freundlicher Mitteilung von Herrn dr. H. PICHLER — der 1963, 155 beschriebene Block mit Subbullatus-Fauna höchstwahrscheinlich stammt. Die Lage unserer eigenen Subbullatus-Blöcke weitab von der Wand in alten Teilen der Blockhalde macht es wahrscheinlich, dass sie aus Gesteinsteilen zwischen den Störungen stammen, die heute bereits völlig ausgebrochen sind. Eine gewisse Hoffnung besteht, durch Abklopfen der von unten nicht mehr zugänglichen Wandteile, rund um die Nische noch anstehende Subbullatus-Fauna zu finden. Die Chancen auf ein Profil sind in dem von Störungen zerlegten Gesteinskörper allerdings auch dann nicht gross.

Verzeichnis der Neuaufsammlungen

68/3 Kamm knapp N „S" von „Rappolt-Stein", vgl. Profil D. Heller, schwach bunter Mergel—Graukalk in subanstehenden Blöcken; Obernor (Spaltenfüllung).
Megaphyllites humilis MOJS., *Arcestes* cf. *intuslabiatus* MOJS. (Kerne), *Trachysagenites* aff. *eximius* MOJS., *Rhabdoceras suessi* (HAUER), *Clydonites* aff. *goethei* MOJS., *Halorella* sp., *H.* cf. *amphitoma* (BRONN).
Gondolella navicula HUCKR. 21×, *Epigondolella abneptis* (HUCKR.) 1×, *Hindeodella suevica* (TATGE) 2×.

68/4 Blockhalde unterhalb der NE—Wände, W Barmsteinlehen, vgl. Profile E—F. Rotkalkspalten in lichtem Mergelkalk, große Blöcke; Tuval.
Timoria ? sp., *Arcestiden*-Kerne indet., *Arcestes tomostomus* MOJS., *Celtites* sp., *Tropites saturnus* (DITTM.), *Discotropites* sp. nov.?, *Anasirenites* sp., *Sirenites* div. sp., *S.* cf. *pamphagus* (DITTM.), *Clydonites* ? sp.

68/107 SW — Abfall der Kuppe bei 2. „p" von „Rappolt-Stein", vgl. Profil G, Roter Knollenkalk; Jul.
Joannites sp., *Trachyceras (Paratrachyceras)* cf. *hofmanni* BOECKH.

68/108 N „R" von „Rappolt-Stein". Dunkelrote Kalkbank mit Subsolutionsspuren, eingelagert in vorwiegend graue Mergelkalke; Obernor.
Cladiscites tornatus (BRONN), *Paracladiscites* aff. *multilobatus* (BRONN).

68/113 Knapp N 1. „p" von „Rappolt-Stein", knapp über der NE—Wand. Kleines Rotspaltensystem in grauem Mergel—Bankkalk; Tuval?
Arcestes sp. ex gr. *A. coloni* MOJS.

68/114 Rappoltstein—NE-Abfall beim 2. „p", über der großen Bergsturznische, vgl. Profil G. Bunter Mergelkalk in Störungszone eingekeilt; Jul.
Chlamys concentricestriatus (HOERN.), *Monophyllites simonyi* (HAUER), *Pompeckjites layeri* (HAUER), *Hypocladiscites subtornatus* MOJS., *Joannites cymbiformis* (WULF.), *J. klipsteini* MOJS., *Lobites* sp., *Sirenites* cf. *striatofalcatus* (HAUER), *Protrachyceras* sp. indet., *P.* cf. *attilarobustum* MOJS., *Trachyceras* cf. *hylactor* (DITTM.), *Proclydonautilus triadicus* MOJS., *Atractites ausseanus* MOJS.

68/115 Kuppe bei 2. „p", vgl. Profil G. Fossilschuttreiche Rotspalten in Rotem Bankkalk; Jul.
Megaphyllites cf. *humilis* MOJS., *Pompeckjites layeri* (HAUER), *Arpadites circumscissus* MOJS., *Arpadites* sp.

68/116 NE-Abfall, knapp über der Wand zwischen Profil F und G. Grauer, plattiger Mergelkalk mit zahlreichen kleinen Rotspalten, aus deren verschiedene Generationen Ammoniten; Tuval und Nor.
Arcestes bufo MOJS., *Tragorhacoceras occultum* (MOJS.).

68/126 Kuppe bei 2. „p", vgl. Profil G. Roter Knollenkalk; Jul.
Megaphyllites jarbas (MUENST.), *Pompeckjites layeri* (HAUER), *Joannites* cf. *cymbiformis* (WULF.), *Lobites* cf. *monilis* (LAUBE).

68/127 Fundort wie 68/126. Grauer Mergelkalk; Jul.
Joannites cymbiformis (WULF.).

68/129 Blockhalde wie 68/4, aber 40 m höher oben. 3 cbm großer Block mit deutlichen Abbauspuren. Möglicherweise ident mit dem Fundpunkt von SCHLOSSER (1898, 363). Fossilschuttreicher Rotkalk; wahrscheinlich Tuval.
Pinacoceras cf. *rex* MOJS.

Das Karn-Nor-Profil am Feuerkogel bei Aussee

Allgemeiner geologischer Bau

Der Feuerkogel liegt in der grossen Hallstätter Zone von Ischl–Aussee–Mitterndorf. Er liegt auf Blatt 97/Mitterndorf der Österr. Karte 1:50 000 (z. T. als P 1622 m „Langmooskogel" bezeichnet) und bildet zusammen mit dem nahe gelegenen Röthelstein ein Bergmassiv zwischen Kainisch und Aussee.

Die Kuppe des Feuerkogels bildet eine aufrechte, flach bis mittelsteil gegen N fallende Schichtfolge aus karnischen und norischen Hallstätter Kalken. Dieses Bauprinzip ist seit DIENER (1921) bekannt und wurde in neuerer Zeit von TOLLMANN (1960, 76 und 106) bestätigt, sowie von MOSHER (1968) übernommen. Wir können dieser Ansicht im grossen und ganzen ebenfalls beipflichten. Im einzelnen sind aber Ergänzungen möglich geworden, einerseits durch die Kenntnis der Schichtfolge anderer Profile und andererseits durch das Wiederfinden aller klassischen Fundstellen. Eine Übersicht über den allgemeinen Bau nach unseren Beobachtungen gibt das Profil Abb. 3.

Die vom Sommeraukogel beschriebene unterkarnische Schichtfolge war bisher in sehr ähnlicher Form in allen von uns untersuchten Hallstätterkalk-Profilen vorhanden und tauchte auch am Südabfall des Feuerkogels wieder auf: Über graugelben Hornsteinbankkalken (bei TOLLMANN 1960 Schreyeralmkalk) folgt eine Verflachung mit nasser Wiese, in der wir Äquivalente der Mergel der Bläningfährt vermuten. Darüber liegt, mit einem kleinen Steilhang, der Grauviolette Bankkalk in ca. 10 m Stärke. Er enthält an der Basis

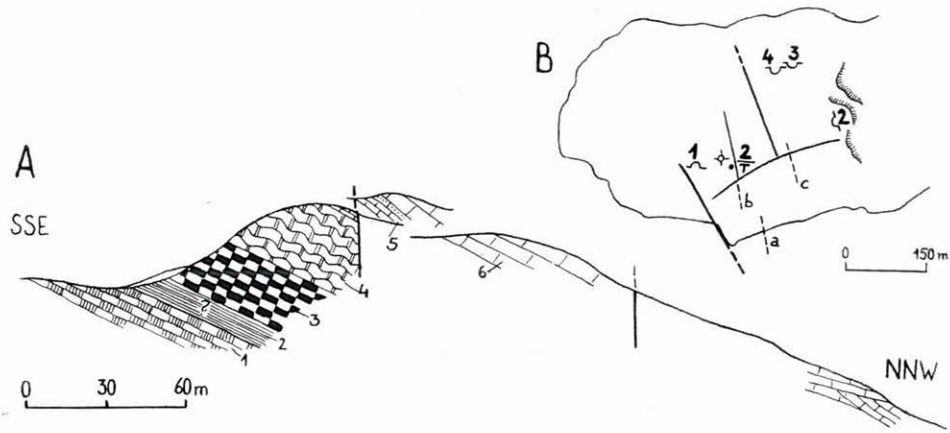


Abb. 3. Feuerkogel. A = Profilschnitt nach eigenen Aufnahmen; B = Lageskizze nach Luftbild mit wichtigen Störungen

Erklärung A): *1.* Hornsteinkalk, *2.* vermutetes Mergelband, *3.* grauvioletter Bankkalk mit Hornstein, *4.* roter Knollenflaserkalk, *5.* roter Bankkalk mit Styriaca-Lumachellen, *6.* Hellkalk grob gebankt. — *B:* **1** = Austriacum-Lager, **2** = Ellipticus-Lager, **3** = Aonoides- und Subbullatus-Lager, **4** = Subbullatus- u. Paulckei-Lager; *a*—*c* = Lage der Profile

sehr reichlich Hornstein in Bändern und Knollen, die sonstige Ausbildung gleicht der des Sommeraukogels. Das nächste Glied bildet Roter Knollenflaserkalk, ebenfalls in vom Sommeraukogel bekannter Entwicklung, 7 m mächtig. Aus Rollstücken seiner Hangendpartien stammen einige unterkarnische Ammoniten.

Rote und rosafarbene Bankkalke bauen die Gipfelkuppen des Feuerkogels auf. Sie bergen die klassische Fundstelle mit *Tr. austriacum* und eine, z. B. knapp SW Stein 2/T aufgeschlossene Lumachelle mit *Halobia styriaca*. Mehrere Störungen zerlegen die Kalke in Schollen und trennen sie auch über weite Strecken vom Roten Knollenflaserkalk im S. Dass sie dessen stratigraphisch Hangendes bilden, wird jedoch durch den allgemeinen Bau und die Übereinstimmung mit dem Profil des Sommeraukogels belegt. Wir halten es sogar für wahrscheinlich, dass die Styriaca-Lumachellen am Sommeraukogel und hier genau demselben stratigraphischen Niveau entsprechen.

Der N-Abfall des Feuerkogels ist wegen starken Latschenbewuchses nur schlecht aufgeschlossen. Er besteht im wesentlichen aus denselben lichtroten Bankkalken, örtlich in Hellkalk übergehend. Das Sedimentationsbild ist jedoch unruhiger als am Sommeraukogel. Zahlreiche eng stehende, Fe/Mn-überkrustete Subsolutionsflächen und synsedimentäre Zerbrechung mit Spaltenfüllung fallen auf. Verbunden damit ist eine lokale Anhäufung der meist auch überkrusteten Fossilien in schichtparallelen Linsen, zusammen mit anderen Subsolutionsrelikten oder in Spalten. Guten Einblick in das Sedimentations-Milieu gibt der Steinbruch 2 bei der Fundstelle des *Lobites ellipticus*. Sie liegt am N-Hang, knapp über den kleinen Felswänden in ca. 1600 m in den Latschen. Eine weitere wichtige Abbaustelle liegt knapp unterhalb des Steinbruches 4, ebenfalls im Krummholz. Sie enthält ein Aonoides-Lager und wurde als Steinbruch 3 bezeichnet.

Das Subbullatus- und Paulckei-Lager im Steinbruch 4

Lage. Der Steinbruch liegt am N-Hang in ca. 1590 m Höhe inmitten der Latschen. Es ist eine Abbaustelle mit waagrechter Sohle und knapp 2 m hoher Stirnwand. Aufgeschlossen sind wechselnd rot gefärbte, unregelmäßig gebankte Kalke, die in Richtung 330–350° einfallen. Der Fallwinkel schwankt wegen synsedimentärer Verstellungen und Diskordanzen zwischen 15 und 50° (Abb. 4, 5).

Schichtfolge. Die durch deutliche Schichtfugen markierten Bänke wurden bezeichnet und durch den Steinbruch verfolgt. Sie sollen wegen der besseren Orientierung im Gelände von oben nach unten und nicht in umgekehrter Reihenfolge besprochen werden.

Bank B 1 bildet mit ca. 1 m aufgeschlossener Mächtigkeit den oberen Kranz des Steinbruchwändchens. Es sind lichtrote, unregelmäßig gebankte, dichte, splittrige Kalke, die ca. 330°/15° einfallen. Fossilien sind im Bruch erkennbar, konnten aber nicht gewonnen werden.

Bank B 2 folgt konkordant darunter. Sie gleicht lithologisch B 1, wird aber davon durch eine, besonders in der W-Wand deutliche Schichtfuge getrennt und örtlich in der Mitte nochmals abgeteilt. Aus ihr stammen die höchsten Ammonitenfunde, stratigraphisch noch der Paulckei-Fauna zugehörig (68/154).

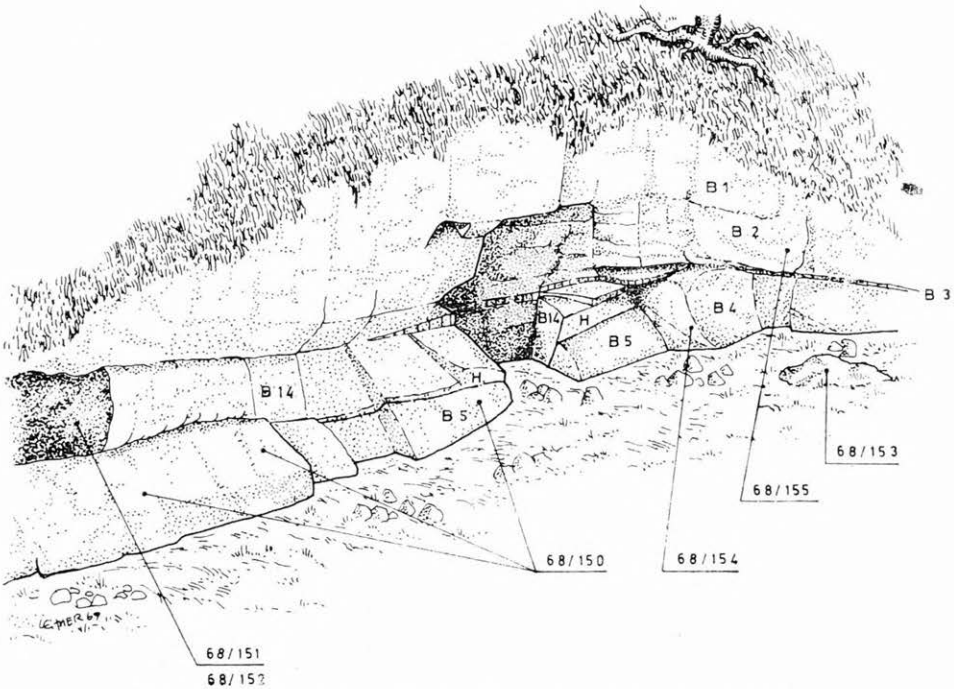


Abb. 4. Steinbruch 4 von NE. Subbullatus- und Paulckei-Lager

H = Harnisch d. Störung zw. N- u. S-Scholle; *B1* = Bezeichnung der einzelnen Bänke; *68/150* = Fossilfundpunkt

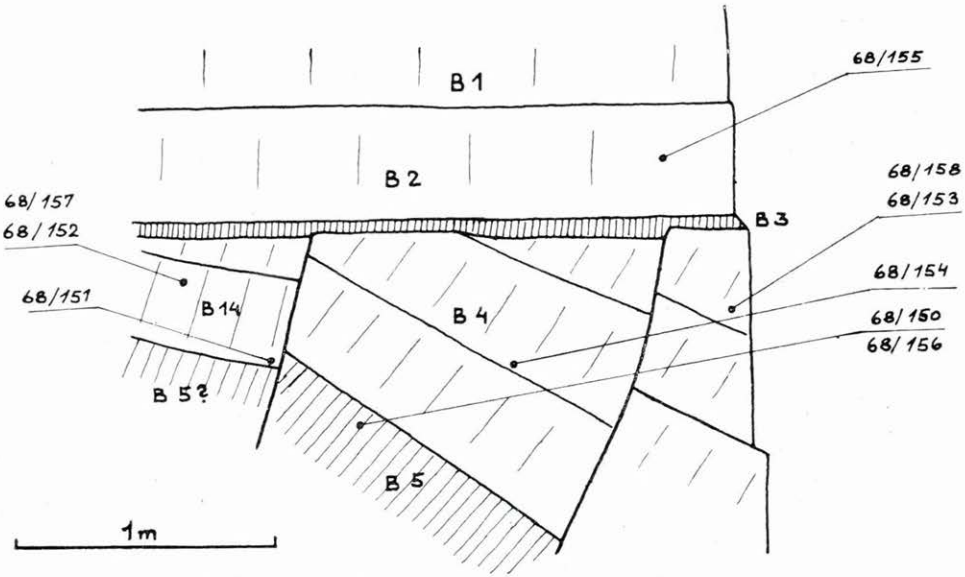


Abb. 5. Feuerkogel. Sedimentationsschema des Steinbruches 4.

Bank B 3 durchzieht als sehr markantes Band Westen und Mitte des Steinbruches, gegen E verliert sie sich, soweit erkennbar, in einer Schichtfuge. Die 5–10 cm starke Lage besteht aus tiefrotem Mergelkalk, begleitet von breiten, mit rotem Lehm gefüllten Verwitterungsfugen.

Eine ausgeprägte *Winkeldiskordanz* liegt an der Basis von B 3. Während sie selbst noch wie B 1 und B 2 fällt, sind die darunter folgenden Gesteinspakete durchwegs steiler geneigt und ausserdem von Störungen durchsetzt, die an der Basis oder innerhalb von B 3 enden. Die auffallendste dieser Störungen durchzieht den Steinbruch mit Harnischen 140–160°/60–80° und zerteilt die tiefen Bänke in eine N- und eine S-Scholle. Ihre Schichtfolgen werden getrennt betrachtet, weil die Identität der Bänke beiderseits der Störung nicht vollkommen gesichert ist. Das zweite Hindernis für eine Parallelisierung durch den ganzen Steinbruch ist ein ca. 40 cm breiter Einschnitt im Mittelteil. Darüber hin gelingt die Verbindung jedoch so gut, dass wir es nicht für nötig halten, E- und W-Teil des Bruches getrennt zu behandeln.

Bank B 4 folgt in der N-Scholle unmittelbar unter B 3. Sichtbar ist sie an der W-Wand in einer maximalen Mächtigkeit von 2 m. Mehrere interne Bankfugen belegen eine synsedimentäre Kippung, weil ihre Neigung von 40° auf 30° gegen oben hin abnimmt. Das Gestein gleicht dem von B 1 und B 2, nur sind die Fossilien weniger stark mit Fe/Mn-Krusten überzogen. Sie zeigen die sonst häufig in Spaltenfüllungen auftretenden gelben Häute. Ein kleiner Felsbuckel in der Sohle des Steinbruches ist nach der räumlichen Lage und dem Einfallen ziemlich sicher dem Mittelteil von B 4 zuzuordnen und lieferte Fossilien der Paulckei-Fauna (68/153). Aus den in der W-Wand aufgeschlossenen untersten 40 cm der Bank konnte kein Fossilmaterial gewonnen werden. Die Zuordnung zu B 4 oder eventuell schon B 5 ist daher nicht ganz sicher.

Bank B 5 tritt im SW-Eck des Steinbruches als tiefstes Element mit einer ausgeprägten Subsolutions-Dachfläche zutage und setzt sich über den mittleren Schuttstreifen hinweg in den E-Teil des Steinbruches fort. Das Gestein hebt sich schon im Gelände durch dunklere Rotfarbe und höheren Tongehalt von B 4 ab. Es sind Biomikrite bis Biopelmikrosparite, durchzogen von sehr engständigen, überkrusteten Subsolutionsflächen. Grössere Fossilien wie Halobiiden und Ammoniten sind fast stets als gleichmässig überkrustete Subsolutionsrelikte eingebettet. Eine grössere Fauna aus dem E-Teil des Bruches belegt tuvalisches Alter der Bank (68/150).

Bank B 14 folgt im S-Flügel der Störung unmittelbar unter B 3. Die Winkeldiskordanz ist dort geringer als in der N-Scholle. Der Hangendteil enthält mehrere Subsolutionsflächen, die gegen S konvergieren, und wahrscheinlich — so wie die Fugen in B 4—synsedimentäre Kippung anzeigen. Das Gestein gleicht der Bank B 4. Starker Subsolutions-Einfluss drückt sich aus in engstehenden Fe/Mn-überkrusteten Lösungsformen, die teils schichtparallel verlaufen, teils spaltenartig tiefer greifen. Der höhere Teil der Bank (im E) ist nicht eindeutig einstufbar. Aus dem Basisteil stammt jedoch eine Faunula mit bereits karnischem Charakter (68/151). Das Liefergestein ist eine tektonische Breccie mit verschiedenen, an Halobiiden, Ammoniten und Foraminiferen reichen Biomikriten als Komponenten. Sie gleichen den Gesteinen der Bank B 5, die wir unmittelbar darunter vermuten, wegen zu grosser Abbau-Arbeit jedoch nicht erreichen konnten. Die Komponenten sind teilweise korrodiert, Fe/Mn-umkrustet und mit einem dunklen, mylonitischen Bindmittel verkittet.

Einstufung. Die oben beschriebene Abfolge ist durch reiche Ammonitenführung recht gut stratigraphisch einzuordnen. Die tiefste Bank B 5 enthält eine typische Fauna des Tuval, mit Vorherrschen der Tropiten. Sie entspricht der Subbullatus-Fauna bei DIENER (1921, 25). Die Exemplare sind gegenüber denen der älteren klassischen Fundpunkte bedeutend grösser, wahrscheinlich weil es sich hier um ein schichtiges Lager, in den anderen Fällen um Spalten handelt. Im Charakter ebenfalls noch karnisch ist die Fauna aus der Breccie von B 14, jedoch ist deren Position in der Schichtfolge wegen tektonischer Einflusse nicht ganz klar zu stellen. Darüber folgt in der N-Scholle in einem ungestörten Profil die Paulckei-Fauna im Sinne von DIENER (1921, 32). Sie erfüllt die Bänke B 4 bis B 2 (B 1 nicht überprüft). Die tiefsten gewinnbaren Exemplare stammen aus dem Bereich 40–80 cm über der Dachfläche von B 5. Das Gestein dazwischen ist fossilführend, konnte jedoch wegen technischer Schwierigkeiten nicht ausgebeutet werden. Die wahrscheinlichen Äquivalente liegen in der Bank B 14 der S-Scholle. Erst die tektonische Breccie unter der massiven Bank lieferte eine kleine Fauna karnischen Aussehens, die jedoch nicht ganz ohne Vorbehalt in die Schichtfolge eingeordnet werden konnte.

Die Eignung des Steinbruches 4 zur Definition des Tuval und der Norbasis. In zweierlei Hinsicht ist der Steinbruch 4 des Feuerkogels ausgezeichnet: Erstens enthält er das einzige bekannte Schichtlager einer grösseren Subbullatus-Fauna in den Ostalpen und zweitens leitet hier ein kurzes und fossilreiches Profil über in die Paulckei-Fauna. Diese wurde von DIENER (1921) als karnisch-norische Mischfauna bezeichnet, aber schon dem Nor zugerechnet. ROSENBERG (1959) ist ihm darin gefolgt und TOZER (1967) sowie SILBERLING

und TOZER (1968) haben äquivalente nordamerikanische Faunen ebenfalls in das tiefe Nor gestellt. Schliesst man sich diesem Gebrauch an, so bietet der Steinbruch 4 das beste bekannte Profil in der Typus-Region des Salzkammergutes. Gewisse Schwierigkeiten macht die starke Subsolution der Kalke, die zweifellos zu Umlagerungen und Kondensation in einzelnen Horizonten führen kann. Die Festlegung der Reichweite einzelner Formen wird daher in diesem Profil nicht so exakt gelingen, wie in einem gleichmässig sedimentierten. Ein solches steht aber unter den klassischen Lokalitäten nicht zur Verfügung. Ein zweiter Störungsfaktor ist die synsedimentäre Tektonik mit ihren Bruchstörungen und Diskordanzen. Man gelangt jedoch innerhalb der N-Scholle des Steinbruches in einem auch synsedimentär ungestörten Profil vom Tuval in das Nor. Die fossilreichen Grenzschichten der S-Scholle in Bank B 14 können – müssen aber nicht – als Ergänzung benützt werden. Es sollte ausserdem gelingen, durch die geplanten grösseren Grabungen bessere Bedingungen zu schaffen.

Verzeichnis der Neuaufsammlungen

68/150 Bank B5; Tuval.
Halobia? *praesuperba* MOJS., *Austriella pirum* BITTN., *Atractites* cf. *ausseanus* MOJS., *Proclydonautilus triadicus* MOJS., *Mojsvarites agenor* (MUENST.), *Megaphyllites humilis* MOJS., *Pinacoceras rex* MOJS., *Arcestes antonii* MOJS., *A.* aff. *opertus* MOJS., *Cladiscites* cf. *neortus* MOJS., *Hypocladiscites subtornatus* MOJS., *Tropites fusobullatus* MOJS., *T. klebelsbergii* DIEN., *T.* cf. *torquillus* MOJS., *Discotropites laurae* MOJS., *D. sandlingensis* (HAUER), *Anatomites leiostracus* DIEN., *Anasirenites* sp., *Jovites* cf. *dacus* MOJS., *J. nux* MOJS.

68/151 Bank B14, aus basaler tektonischer Breccie; Tuval?
Anatomites cf. *herbichi* MOJS., *A. folgneri* DIEN., *Juvavites* cf. *stoliczkai* MOJS., *Margarites ladislai* MOJS., *Malayites* sp.

68/152 Bank B14, oberer Teil.
Traumatocrinus? sp. (Wurzel), *Halobia* cf. *plicosa* MOJS., *Euryalox (Sagana) hoernesi* STUR, *Austriella pirum* BITTN., *Rhacophyllites debilis* (HAUER), *Discophyllites insignis* GEMM., *Megaphyllites humilis* MOJS., *M. applanatus* MOJS., *Placites perauctus* MOJS., *P. placodes* MOJS., *Pinacoceras* cf. *rex* MOJS., *Arcestes* div. sp., *Stenarcestes* cf. *diogenis* MOJS., *Cladiscites crassestriatus* MOJS., *C.* cf. *externecavatus* WELTER, *C.* cf. *pusillus* MOJS., *Hypocladiscites subtornatus* MOJS., *H.* cf. *subaratus* MOJS., *Anatomites* sp., *Tropites* aff. *styriacus* MOJS., *Tropiceltites* aff. *ceciliae* MOJS.

68/153 Bank B4; Paulckei-Fauna; Unter-Nor.
Cladiscites crassestriatus MOJS., *Hypocladiscites subaratus* MOJS., *Griesbachites cornutus* DIEN., *Griesbachites* sp.

68/154 Bank B4, 40 cm über der Basis.
Rhacophyllites neojurensis (QUENST.)

68/155 Bank B2; Einstufung wie 68/153.
Megaphyllites cf. *applanatus* MOJS., *Placites perauctus* MOJS., *Pinacoceras* aff. *parma* MOJS., *Arcestes trauthi* DIEN., *Cladiscites* cf. *neortus* MOJS., *Hypocladiscites subtornatus* MOJS., *Heinrichites waageni* DIEN.

68/156 Bank B5 (Conodontenprobe).
Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF. 55×, *Enanthiognathus ziegleri* (DIEBEL) 3×, *Hindeodella suevica* (TATGE) 2×, *Ozarkodina tortilis* TATGE 1×.

68/157 Bank B14 (Conodontenprobe).
Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF. 15×, *Epigondolella abneptis* (HUCKR.) 1×.

68/158 Bank B4 (Conodontenprobe).
Gondolella navicula HUCKR. 14×, *Epigondolella abneptis* (HUCKR.) 116×, *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL) 3×, *Hindeodella suevica* (TATGE) 1×, *Ozarkodina tortilis* TATGE 1×.

Ergebnisse

Der Stufenname bezieht sich auf die römische Bezeichnung „Mons Tuval" für das Berggebiet zwischen Berchtesgaden und Hallein (Bayern-Österreich). Die dortige Fundstelle am Rappoltstein weist für die Definition einer Stufe entscheidende Mängel auf. Die Fauna stammt aus Blöcken einer Bergsturzhalde und bildet ausserdem Spaltenfüllungen in einem älteren Gestein. Die beiden anderen klassischen Lokalitäten am Millibrunnkogel und Raschberg im Salzkammergut (Österreich), die bei der Aufstellung der Zone des *Tropites subbullatus* eine entscheidende Rolle spielten, sind ebenfalls Spaltenfüllungen in tektonisch weitgehend isolierter Lage. Nur die erst 1915 entdeckte Fundstelle am Feuerkogel bei Aussee im Salzkammergut liegt in geschichteten Kalken und wird ausserdem unmittelbar von Unternor überlagert. Die Brauchbarkeit dieser Lokalität wird auch durch Subsolution und kleine synsedimentäre Verstellungen nicht entscheidend gemindert. Innerhalb der klassischen Region des Salzkammergutes ist daher nur der Feuerkogel als Stratotypus des Tuval und zur Definition der Karn–Nor-Grenze geeignet.

Results

The name is derived from the Latin term „Mons Tuval" for the mountains between Hallein und Berchtesgaden (Bavaria-Austria). A type section was not mentioned but the authors clearly referred to the Rappoltstein, which can hardly meet the requirements of a type section. The fauna is found in blocks of a rockfall and consists of fillings in syngenetic tectonic fissures. Two other classical places at Millibrunnkogel and Raschberg (Salzkammergut, Austria) on which the Subbullatus-Zone is based, are also fissure fillings in a tectonically isolated position. Within the classical area only the Feuerkogel near Aussee (Austria) shows a stratified Tuvalian deposit passing upwards into Lower Norian Paulckei-beds. It can be used as Tuvalian type section and for defining the Karnian–Norian-boundary.

LITERATUR

ARTHABER G. 1906: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. In: Lethaea geognostica **II/3**, 223–475, 27 Taf.; Stuttgart.

DIENER C. 1921: Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. **130,** 21–33, Wien.

DIENER C. 1926: Die Fossillagerstätten in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. **135,** 73–101, 1 Abb., Wien.

HEINRICH A. 1909: Vorläufige Mitteilung über eine Cephalopodenfauna aus den Hallstätter Kalken des Feuerkogels am Röthelstein bei Aussee, die den Charakter einer

Zwischen- und Übergangsfauna der karnischen und norischen Stufe aufweist. — Verh. Geol. Reichsanst. 1909, 337–347, Wien.

Heinrich A. 1915: Kurze Mitteilung über den Nachweis der Subbullatus-Zone am Feuerkogel des Röthelsteines bei Aussee. — Mitt. Geol. Ges. Wien. **8,** 246–247, Wien.

Hollmann R. 1964: Subsolutions-Fragmente. — N. Jb. Geol. Pal. Abh. **119/1,** 22–82, 4 Taf., 7 Abb., Stuttgart.

Jurgan H. 1967: Genese und Fazies von Liassedimenten in den Berchtesgadener Alpen. — Diss. Berlin, T. U., 122 p., 5 Tab., 26 Abb., Berlin.

Jurgan H. 1969: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rdsch. **58/2,** 464–501, 15 Abb., Stuttgart.

Kittl E. 1903: Geologische Exkursionen im Salzkammergut. — Führ. Exk. IX. Geol. Congr., 118 p., zahlr. Abb., 1 Kt., Wien.

Kühn O. et al. 1962: Autriche. — In: Lex. strat. int., Europe **8,** 646 p., Paris.

Mojsisovics E. v. 1869: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. — Jb. geol. Reichsanst. **19,** 91–150, 4 Taf., Wien.

Mojsisovics E. v. 1873–1902: Das Gebirge um Hallstatt. I. Die Mollusken-Faunen der Zlambach- und Hallstätter-Schichten. — Abh geol. Reichsanst. **6/1,** 356 p., 93 Taf., 1. Lfg. 1873, 2. Lfg. 1875, 3. Lfg. (Suppl.) 1902, Wien.

Mojsisovics E. v. 1874: Faunengebiete und Faziesgebilde der Trias-Periode in den Ostalpen. — Jb. geol. Reichsanst. **24,** 81–134, Wien.

Mojsisovics E. v. 1889: Nachweis der „Zone des Tropites subbullatus" in den Hallstätter Kalken bei Hallein. — Verh. Geol. Reichsanst. 1889, 277–280. Wien.

Mojsisovics E. v. 1892: Die Hallstätter Entwicklung der Trias. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. **101,** 769–779, 1 Tab.

Mojsisovics E. v.–Waagen W.–Diener C. 1895: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Triassystems. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. **104,** 1271–1302. 1. Tab.

Mosher L. C. 1968: Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. — Journ. Paleont., **42/4,** 895–946, Tulsa.

Pichler H. 1963: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Rossfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. — Beih. Geol. Jb. **48,** 129–204, 6 Taf, 5 Abb, 3 Tab. Hannover.

Plöchinger B. 1955: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuss des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. — Jb. geol. Bundesanst. **98,** 93–144, 3 Taf, 5 Abb., Wien.

Rosenberg G. 1959. Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. geol. Bundesanst., **102,** 478–479, 3 Taf., Wien.

Schlosser M. 1898: Das Triasgebiet von Hallein. — Z. deutsch. geol. Ges., **50,** 333–384, Berlin.

Silberling, N. J. et Tozer E. T. 1968: Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America. — Geol. Soc. America, Special Paper, **110,** 63 p., 1 pl., Boulder, Colorado.

Tollmann, A. 1960: Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes. — Jb. geol. Bundesanst., **103,** 37–131, 4 Taf., 4 Abb., Wien.

Tozer, E. T. 1967: A standard for Triassic time. — Canada Geol. Survey, Bull. **156,** 103 p., 10 pls., 23 figs., 2 tables, Ottawa.

L. Krystyn, W. Schlager

Geologisches Institut der Universtät
Universitätsstrasse 7.
A-1010 Wien
Austria

DER STRATOTYPUS DES NOR

von

L. KRYSTYN – G. SCHÄFFER – W. SCHLAGER

Einleitung

Die vorliegenden Stratotypenbearbeitungen des Nor und des Tuval wurden im Rahmen der Arbeitsgruppe „Hallstätter Zonen" des geologischen und des paläontologischen Institutes der Universität Wien durchgeführt. Sie konnten am Sommeraukogel auf der seit mehreren Jahren vorangetriebenen Bearbeitung der Hallstätter Trias in der Plassenscholle durch einen von uns (G. SCH.) aufbauen. Herr Prof. Dr. H. ZAPFE (Pal. Inst. d. Univ. Wien), dem wir für die Bearbeitung der Makrofossilien herzlich danken, stand in stetem engem Kontakt mit uns. Dank gebührt auch Herrn Dr. W. FUCHS, geol. Bundesanst. Wien, für die Bearbeitung der Mikrofaunen in Schlämmproben und Herrn Dr. H. KURZWEIL, petrologisches Institut der Univ. Wien, für die Bestimmungen am Röntgendiffraktometer. [Fräulein U. WEIGERT danken wir für die Überlassung eines Zlambachmergel-Profiles (Abb. 4., a).] Die finanzielle Basis für die Arbeiten schuf eine Unterstützung des Theodor-Körner-Stiftungsfonds. Die Zeichnungen stammen grossteils von Herrn L. LEITNER (Geol. Inst. Wien).

Die Situation der klassischen Lokalitäten

Historisches

Unter den klassischen norischen Ammonitenfundstellen nehmen die des Hallstätter Salzberges einen besonderen Platz ein. Sie waren schon im frühen neunzehnten Jahrhundert den Sammlern bekannt. Die erste Erwähnung in stratigraphisch wichtiger Funktion stammt von HAUER (1846, 45). Er führt dort den Namen „Hallstätter Marmorschichten" (1853 auch „Hallstätter Kalk") für die „versteinerungsführenden Marmorschichten der Gegend von Hallstatt" ein. Dabei hatte er, wie aus weiteren Sätzen p. 46 hervorgeht, die Fossillager in den Hallstätterkalken des Sommerau- und Steinbergkogels im Auge (siehe auch KÜHN 1962, 102).

Auch bei der Aufstellung des *Nor* durch MOJSISOVICS (1869) ist die entscheidende Rolle der beiden Fundstellen Sommerau- und Steinbergkogel belegbar. Obwohl damals mit Ausnahme einiger weniger alle grossen Fundstellen

bereits bekannt waren, hat sich MOJSISOVICS doch ganz besonders auf diese beiden gestützt: 1869. 95 fasst er als unteren Teil der Hallstätter Kalke oder „Hallstätter Kalk im engeren Sinne" die „Schichtgruppe des Ammonites Metternichi" zusammen, „da dieselbe das Material zu der ersten grösseren paläontologischen Abhandlung geliefert hat und am Hallstätter Salzberg am vollständigsten aufgeschlossen erscheint." (Gemeint ist dabei die Arbeit von HAUER 1846 über die Ammoniten eben der Hallstätter Kalke des Salzberges. Auch der Name „*Ammonites Metternichi*" wurde von MOJSISOVICS (1869) noch sensu HAUER (1846, 1 ff.) verwendet, das heisst für verschiedene, von ihm erst 1873 getrennte Pinacoceraten des gesamten Nor. 1869, 127 vergibt dann MOJSISOVICS für diese, unter ausdrücklichem Hinweis auf Sommerau- und Steinbergkogel gegründete Schichtgruppe den Namen „Norische Stufe". Damit hat er wahrscheinlich in Analogie zur Wortbildung „Rhät" nach „Rhätischen Alpen" bei GUEMBEL gehandelt, so wie er an der gleichen Stelle „Karn" wahrscheinlich von „Karnischen Alpen" ableitet. Wir halten einen solchen Vorgang entgegen KÜHN (1962, 238 u. 316) für wahrscheinlicher als den unmittelbaren Rückgriff auf die römischen Namen „Noricum" und „Carnia". MOJSISOVICS hat nämlich in der zitierten Arbeit entgegen seiner sonstigen Gewohnheit die Herkunft der beiden Stufennamen nirgends erläutert. Das ist wohl nur so zu verstehen, dass er die Analogie zum Vorgehen GÜMBELS und den Zusammenhang mit den von ihm 1869 ständig gebrauchten Ausdrücken „Norische" und „Karnische Alpen" für unmittelbar einleuchtend hielt. Daher auch die Schreibweise „Karn" und nicht „Carn", wie es nach „Carnia" zu erwarten wäre.

Die von uns übernommene B e n e n n u n g der beiden Lagerstätten des Sommeraukogels erfolgte durch MOJSISOVICS (1873). Er spricht p. 53 von „hellrotem Marmor mit *Discophyllites patens*" und verwendet als Synonyme die Bezeichnungen „Gastropodenschichte des Sommeraukogels", z. B. p. 6, oder „Grenzschichten zwischen karnischer und norischer Stufe", z. B. p. 102. Eine etwas abweichende Angabe folgt bei der Artbeschreibung des *Discophyllites patens* (1873, 34). Er zitiert ihn nämlich aus einem „fleischroten Marmor über den Schichten mit *Arcestes globus*". (*Arcestes globus* = *Didymites globus*; gemeint ist das Bicrenatus Lager, s. u.) Das Wörtchen „über" entspricht MOJSISOVICS' damaliger, irriger Ansicht über die Reihenfolge der Stufen Karn und Nor.

Das Bicrenatus-Lager wird von MOJSISOVICS (1875, 117) als „roter Marmor des Sommeraukogels mit *Trachyceras bicrenatum*" eingeführt und folgende Synonyme verwendet: „Sommeraukogel-Hauptlager" (z. B. p. 40), „Sommeraukogel, Schichten mit *Arcestes globus*" (z. B. p. 4), „S. im rothen Marmor" (z. B. p. 21) und „Rother Marmor des Sommeraukogels mit *Pinacoceras parma*" (z. B. p. 144).

Wiederum in entscheidender Funktion erscheint die Bicrenatus-Fundstelle des Sommeraukogels bei der Untergliederung des Nor. Die von MOJSISOVICS (1892, 775 ff.) aufgestellte Zonenfolge enthält neben anderen die „Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus*" unter Bezugnahme auf die Lokalitäten Sommeraukogel, Sandling (gemeint ist Vorder-Sandling = Millibrunnkogel) und Pötschen. Die letztere Ammonitenfauna wird 1893, 810 als „Zone des *Sirenites argonautae*" abgetrennt und die verbleibende „Zone des *Cyrtopleurites bicrena-*

tus" ausdrücklich gestützt auf ein „reiches Fossillager des Sommeraukogels" und ein „bedeutend ärmeres am Millibrunnkogel."

Weniger bedeutsam scheint das wesentlich ärmere Patens-Lager für MOJSISOVICS gewesen zu sein. Noch 1895, 1298 bei der Einführung der Unterstufen Lac, Alaun, Sevat wird das Lac ohne *Discophyllites patens*, nur mit *Sagenites giebeli* und *Cladiscites ruber*, definiert. Erst in der abschliessenden Arbeit von MOJSISOVICS (1902, 339) bezeichnet er die „Linse mit *Disc. patens*" als eine Fauna mit ziemlich selbständigem Charakter und erklärt sie zur tiefsten Zone des Lac.

In neuester Zeit wurden Sommerau- und Steinbergkogel von MOSHER (1968, 904) als obertriadische Conodontenprofile benützt und p. 911 das Bicrenatus- und Patens-Lager als Typlokalität für die „Faunenzone der *Epigondolella abneptis*" designiert.

Geologische Verhältnisse

Sie sind am Sommeraukogel verhältnissmässig sehr günstig und werden ausführlich beschrieben. Der Steinbergkogel bietet bedeutend mehr Schwierigkeiten: Die Position der alten Fundstellen aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts ist nicht eindeutig reproduzierbar, der Fossilreichtum ist wesentlich geringer und vor allem ist nur ein kleiner Teil des Profiles vom Sommeraukogel vorhanden. Die Schichtfolge reicht nur vom Massigen Hellkalk in den dort unten roten, oben grauen Hangendkalk. Dadurch fehlen alle Fossilbelege des Karn in dem Profil. Auch der Kontakt zu den Zlambachschichten ist am Steinbergkogel schlechter aufgeschlossen und rhätische Fundstellen sind — im Gegensatz zum Graben „Zwischen den Kögeln" — nicht bekannt.

Lässt man den sich aus historischen Gründen ergebenden Primat der Fundstellen am Hallstätter Salzberg ausser acht, so wird die Auswahl zunächst wesentlich vergrössert, weil 1869 bei der Aufstellung des Nor bereits fast alle klassischen Fundstellen bekannt waren. Die geologischen Bedingungen sind jedoch auch in diesen Fällen nach unserer Kenntnis nirgends besser, meistens viel ungünstiger als am Sommeraukogel, wie ein kurzer Rundgang zeigt:

Die norischen Fundstellen des Millibrunnkogels, die DIENER 1926 mit dem Subbullatus- und dem Aonoides-Lager zu einem Profil vereinigt, sind Spaltenfüllungen im unterkarnischen Kalk und liegen zudem in einer Störungszone mit beträchtlichen synsedimentären Verstellungen. Ähnlich ungünstig ist die Lage im südlichen Raschberggebiet. Die Faunen vom „Hiefler" stammen aus Spalten, während an den „Schneckenkögeln" (Leisling) zwar ein fossilreiches Schichtlager mit Metternichi-Fauna vorhanden ist, aber kein Profil zu einer nicht-norischen Fundstelle besteht. Die berühmte Metternichi-Fundstelle Rossmoos liegt als isolierter kleiner Kalkkörper mitten in schlecht aufgeschlossenem Zlambachmergel, ebenfalls ohne Profilverbindung zu anderen Schichtgliedern. Gleiches gilt für den Taubenstein bei Gosau. Verhältnismässig gute Bedingungen herrschen am Siriuskogel bei Ischl, doch ist diese Fundstelle erst von KITTL im letzten Dezennium des 19. Jahrhundert wirklich ausgebeutet und von DIENER 1916 bearbeitet worden. Ausserdem sind weder Karn noch Rhät neben dem Nor bekannt.

Schlussfolgerungen

Wir sind nach eingehender Prüfung der historischen Situation der Meinung, dass unter den zur Wahl stehenden Lokalitäten das Bicrenatus-Lager des Sommeraukogels am ehesten als Stratotypus des Nor gelten kann.

Nur den Fundstellen am Sommerau- und Steinbergkogel wurde von MOJSISOVICS und schon früher von HAUER eine besondere Bedeutung bestätigt, nur von ihnen lässt sich eine unmittelbare Beziehung zur Aufstellung der „Schichtgruppe des *Ammonites metternichi*" und der später darauf gegründeten „Norischen Stufe" nachweisen. Alle anderen Lokalitäten bleiben auf die Anonymität von Fundstellen- und Fossilverzeichnissen beschränkt. Die Bevorzugung hat ihre Ursachen wahrscheinlich darin, dass diese Punkte in der klassischen Periode der Triasforschung am längsten und mit dem reichsten Material bekannt waren.

Unter den derart prädestinierten Fundstellen besitzt das Bicrenatus-Lager wegen der guten Aufschlüsse und des Schichtverbandes mit karnischen und wahrscheinlich auch mit rhätischen Gesteinen die günstigsten Voraussetzungen für eine stratigraphische Detailbearbeitung. Eine solche kann hier noch nicht vorgelegt werden, ist aber nach unserer Meinung unerlässliche Voraussetzung jeder Diskussion um eine moderne Definition der Stufe.

Für die Festlegung der Basis des Nor kommt innerhalb der klassischen Region des Salzkammergutes nach unserer Kenntnis nur der Feuerkogel in Betracht (vgl. KRYSTYN und SCHLAGER, dies. Bd., p. 591). Die Frage der Hangend-Grenze ist von einer noch ausstehenden Bearbeitung des Rhät abhängig.

Der Sommeraukogel bei Hallstatt

Topographisches

Der Sommeraukogel liegt auf Blatt 96/Bad Ischl der Österr. Karte 1:50 000. Der in der geologischen Literatur so bezeichnete Höhenzug bildet nur einen Ausläufer des höheren Solingerkogels (P 1411 m des Blattes 1:25 000). In der Alpenvereins-Karte des Dachsteingebietes ist der Name anders als in der geologischen Literatur gebraucht und zwar für eine Rückfallkuppe 100 m weiter im Süden.

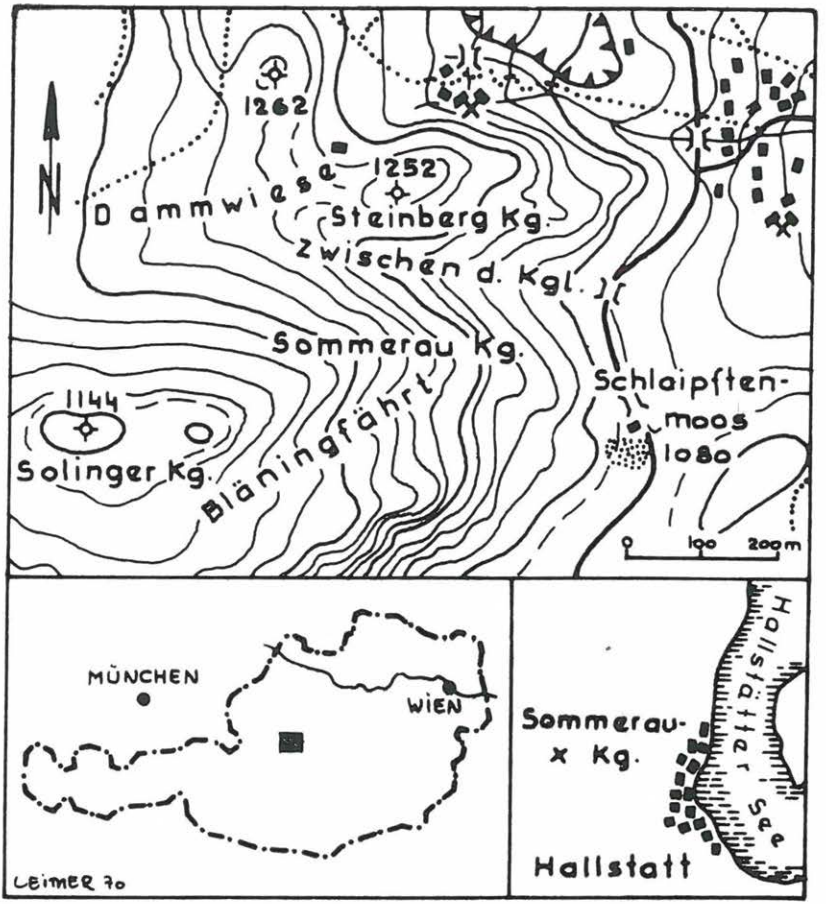
Die beste Zugangsmöglichkeit besteht über die Seilbahn Hallstatt-Rudolfsturm oder die Forststraße aus dem Echerntal.

Tektonischer Bau

So wie morphologisch ist auch geologisch der Sommeraukogel nur ein Teil der Struktur des grösseren *Solingerkogels*. Dieser bildet mit einer Schichtfolge vom Anisdolomit bis zu den Zlambachschichten eine E-W-streichende, nordvergente Antiklinale, in deren Kern am Fuss der SE-Wand noch Spuren von Werfener Schichten auftauchen (Abb. 2).

Im N folgt auf die Zlambachschichten als dem hangendsten Schichtglied des Antiklinalschenkels zunächst eine Störungszone mit Resten von Lias

Abb. 1. Lageskizze des Sommeraukogels



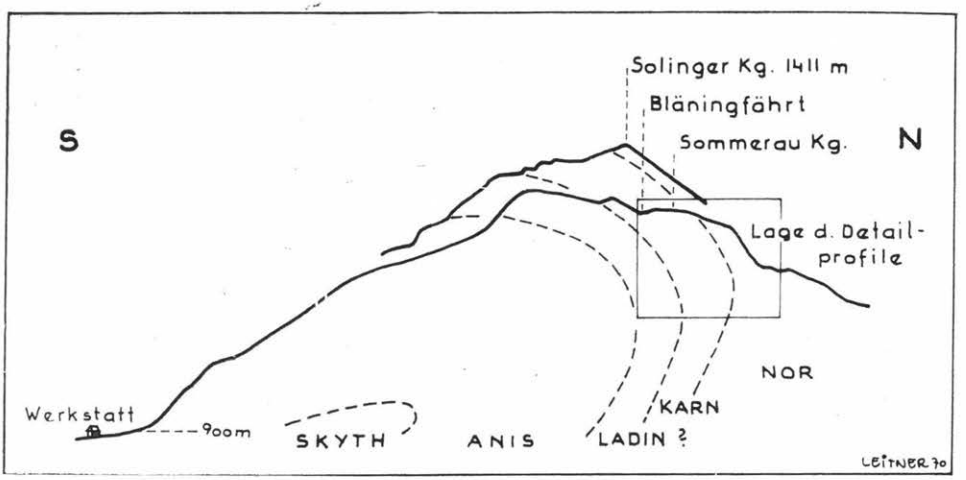


Abb. 2. Die Antiklinale des Solingerkogels im halbschematischen Kulissen-Profil

(SPENGLER 1919, 354), Gosau und Haselgebirge. Diese Gesteine füllen zusammen mit den Zlambachschichten die nasse Senke „Zwischen den Kögeln". Der *Steinbergkogel* N dieser Furche steckt als isolierter Span von Hallstätterkalk in Mergeln und Haselgebirge. Er wiederholt bei ähnlicher Lagerung den oberen Teil der Schichtfolge des Sommeraukogels und bildet nicht dessen stratigraphische Fortsetzung, wie das seit SPENGLER 1919 immer wieder angenommen wurde (z. B. MOSHER 1968, 909).

Der *Sommeraukogel* selbst liegt im N-Schenkel der Antiklinale des Solingerkogels. Er besteht aus einem steil stehenden, E-W-streichenden Paket karnisch-norischer Hallstätterkalke (70–120 m mächtig), das im S durch eine Ausräumungszone in den Mergeln der Bläningfährt, im N durch die Rutschsenke der Zlambachschichten auch morphologisch gut begrenzt erscheint. Die steile N-Front des Kogels besteht grösstenteils aus 60–80° NNW-fallenden Platten norischen Hallstätterkalkes. Im SW wird die Lagerung flacher. Diese Tatsache bedingt zusammen mit synsedimentären Verstellungen und dem Anschwellen der Mächtigkeit die Verbreiterung des Rückens gegen W. Im N rauben die langsam ausweichenden und abfliessenden Mergelmassen den Kalken ihre Stütze. Diese beginnen daher wie ein Kartenstoß aufzublättern (Abb. 4/A), wodurch lokale Überkippungen und Südfallen auftreten. Mehrere Meter breite und Meterzehner tiefe offene Felsspalten parallel und quer zu den Schichtflächen belegen junge Bergzerreissung, die am benachbarten Steinbergkogel noch viel deutlicher ist.

Ein ausgeprägtes System von *Querstörungen* durchschneidet die Kalke. Die Versetzungen betragen meist nur wenige Meter, sind bei der geringen Schichtdicke aber in der Stratigraphie nicht zu vernachlässigen. Rechtsseitige Blattverschiebungen sind am häufigsten. Die bedeutendste Querstruktur muß am E-Ende des Kogels angenommen werden. Die Kalke stoßen dort abrupt an eine nasse, lehmige Senke in der Zlambachschichten vermutet werden.

Störungen im Streichen werden vor allem in der Bläningfährt vermutet. Wo diese Mergelfurche im W den Kamm erreicht, löst sie sich in mehrere, lehmbedeckte Terrassen auf, zwischen denen der Graugelbe Bankkalk (=Liegendkalk der Bläningfährt) mehrfach auftritt. Es sind dort im Streichen kleine Staffelbrüche mit Hebung des N-Flügels anzunehmen. Sie ziehen wahrscheinlich durch die Bläningfährt abwärts und bedingen deren Breite, die eine sonst nirgends zu beobachtende Dicke des Mergelbandes vortäuscht. Am E-Ende der Bläningfährt von P XXII abwärts, stellen sich noch andere Komplikationen ein, die nur mehr zum geringen Teil innerhalb der Karte liegen. Eine Wiederholung der Abfolge im gleichen Sinne, aber mit wesentlich grösserer Versetzung als innerhalb der Bläningfährt ist dabei anzunehmen.

Deuten lassen sich die hier beschriebenen Längsstörungen am besten als kleine *Untervorschiebungen* im N-Schenkel der asymmetrischen Solingerkogel-Antiklinale.

Schichtfolge

Der Kartenmaßstab machte es möglich, die Gesteine in einer Weise aufzugliedern, wie es bisher in den Hallstätter Kalken noch nie durchgeführt wurde. Das Ergebnis war eine überraschend konstante Abfolge lithologisch gut charakterisierbarer Gesteinstypen, die mit geringen Änderungen auch an

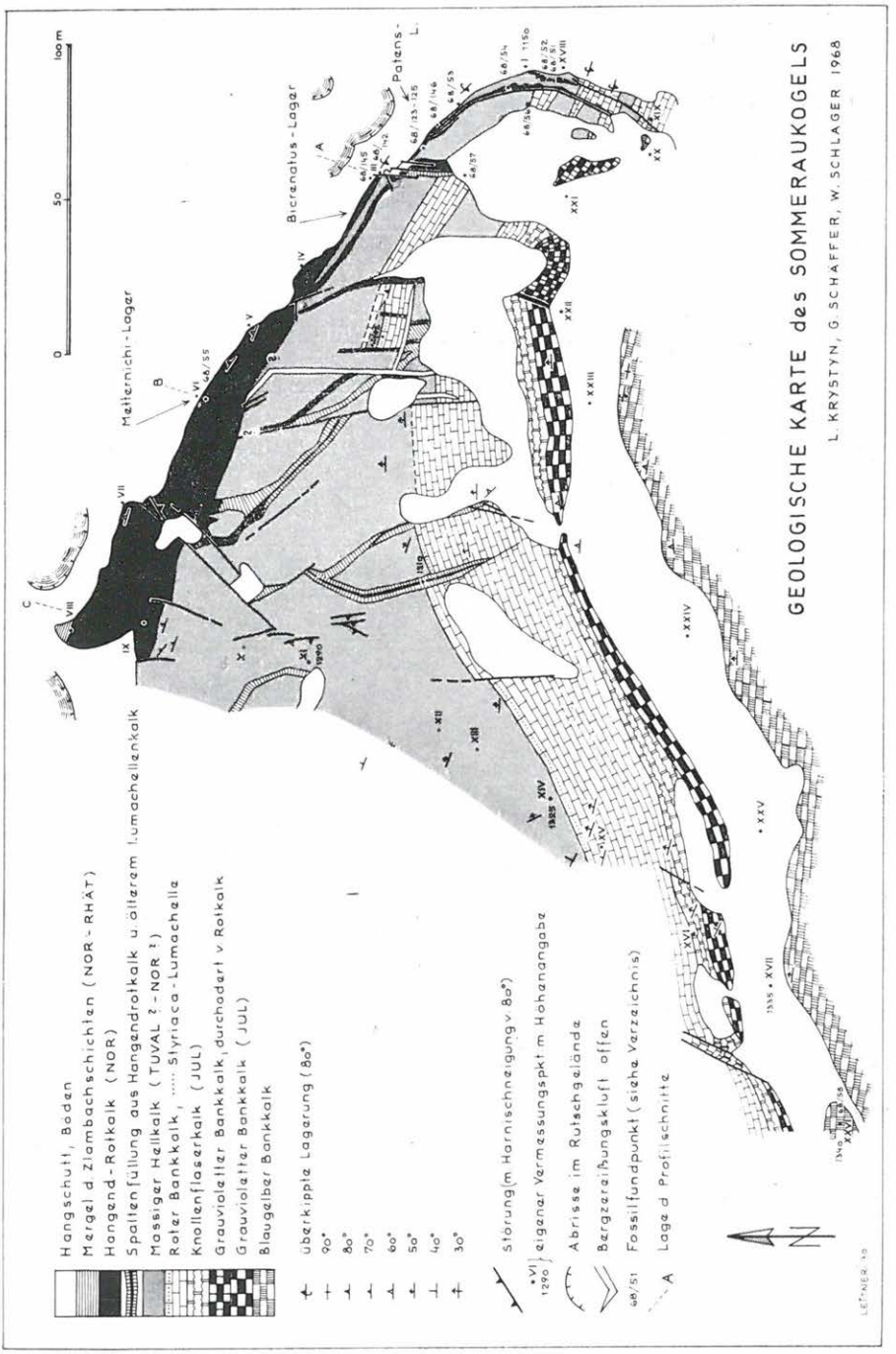

GEOLOGISCHE KARTE des SOMMERAUKOGELS
L. KRYSTYN, G. SCHÄFFER, W. SCHLAGER 1968
Hangschutt, Boden
Mergel d Zlambachschichten (NOR-RHÄT)
Hangend-Rotkalk (NOR)
Spaltenfüllung aus Hangendrotkalk u ältarem Lumachellenkalk
Massiger Hellkalk (TUVAL ? - NOR ?)
Roter Bankkalk, ... Styriaca-Lumachella
Knollenflaserkalk (JUL)
Grauviolettlr Bankkalk, durchsetzt v Rotkalk
Grauviolettlr Bankkalk (JUL)
Blaugrauer Bankkalk
Überkippte Lagerung (80°)
Störung (m Harnischneigung v 80°)
Eigener Vermessungspkt m Hohenangabe
Abrisse im Rutschgelände
Bergzerreißungskluft offen
Fossilfundpunkt (Siehe Verzeichnis)
Lage d Profilschnitte
Mellernichi-Lager
Biceratus-Lager
Patens-Li
0
50
100 m
N

Abb. 3.

vielen anderen Hallstätterkalk-Vorkommen wiederkehrt (z. B. Rappoltstein, Wallbrunnkopf, Millibrunnkogel). Diese Tatsache erleichterte auch in unserem Falle ganz wesentlich die Einordnung der norischen Fundstellen in einen grösseren stratigraphischen Rahmen. Die Lithologie der Gesteine soll daher im folgenden kurz beschrieben werden (vgl. auch Abb. 5 und Faunenlisten).

Graugelber Bankkalk (-Liegendkalk der Bläningfährt, Jul)

Als tiefstes in der Karte erfasster Schichtglied traten unter der Mergelfurche der Bläningfährt geschichtete Kalke hervor, von denen nur die obersten Bänke genauer bemustert wurden. Sie sind 20–50 cm dick geschichtet, die Flächen sind glatt bis wellig, selten knollig. Im Bruch ähneln sie sehr dem Grauvioletten Bankkalk (p. 616), ebenso im Schliffbild (Mikrosparit mit Halobiiden

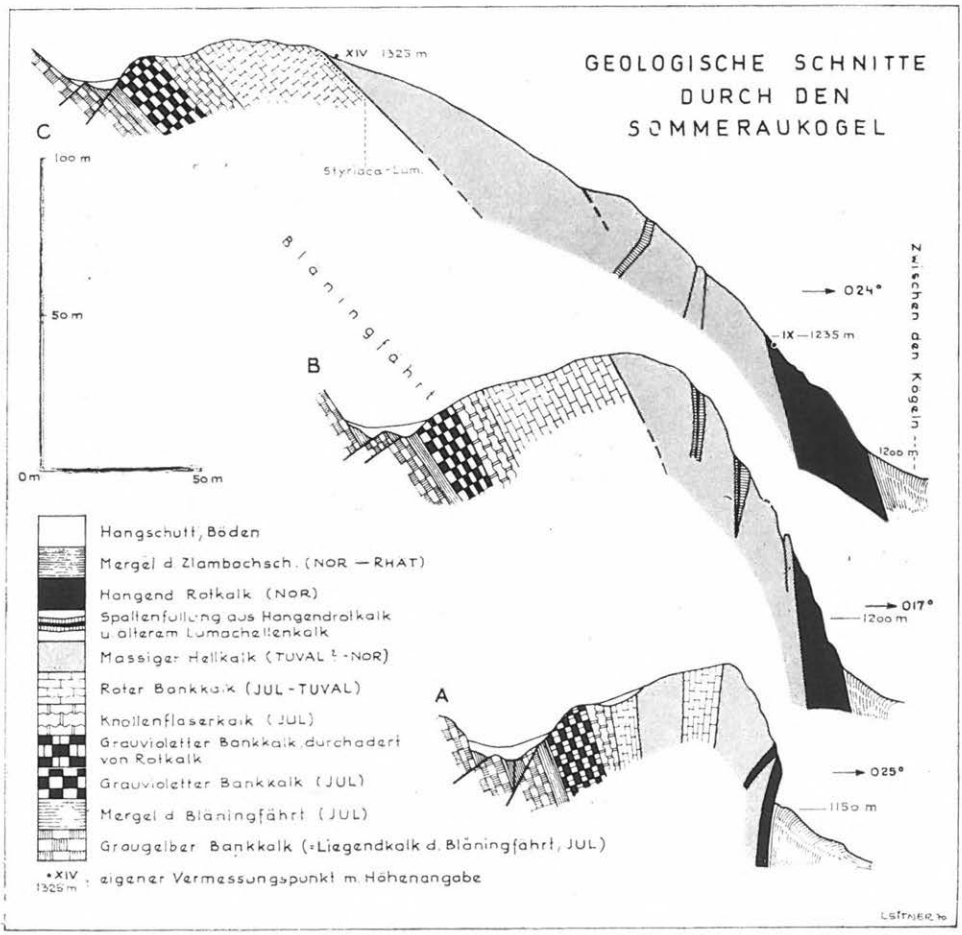


Abb. 4.

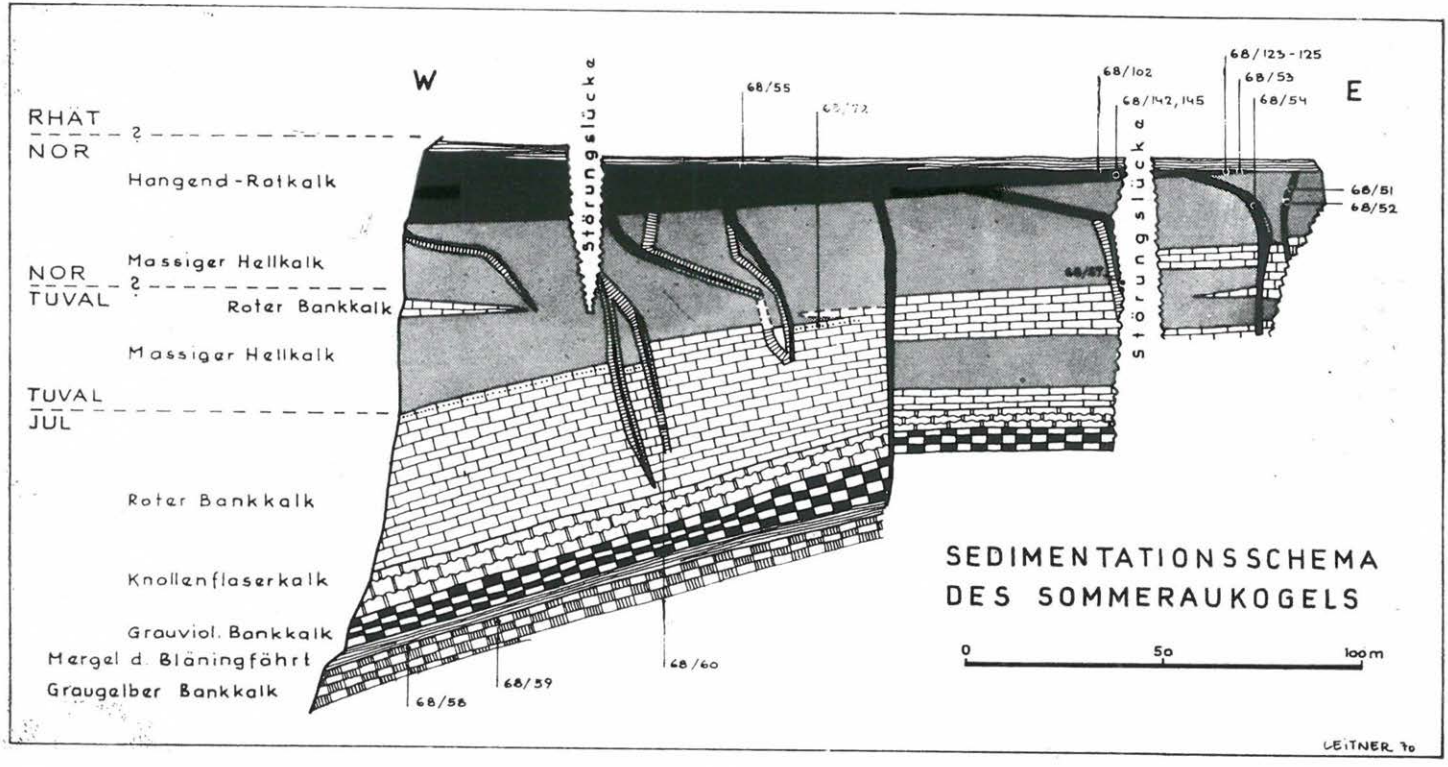

W
E
RHÄT
?
NOR
Hangend-Rotkalk
NOR
?
TUVAL
Roter Bankkalk
Massiger Hellkalk
TUVAL
JUL
Roter Bankkalk
Knollenflaserkalk
Grauviol. Bankkalk
Mergel d. Bläningfährt
Graugelber Bankkalk
Störungslücke
Störungslücke
68/55
68/72
68/102
68/142, 145
68/123 - 125
68/53
68/54
68/51
68/52
68/60
68/59
68/58
SEDIMENTATIONSSCHEMA
DES SOMMERAUKOGELS
0
50
100m
LEITNER 70

Abb. 5.

und Ammonitenschälchen als Biogenen). Unterschiede zu diesen bestehen in dickerer Bankung, einem gewissen Mergelgehalt, der gelbgraue bis ockergelbe, gelegentlich auch rote Farben bedingt. Kennzeichnend sind auch häufige Ammonitenquerschnitte und das Fehlen von Hornstein, der erst wieder 10 m im Liegend der Bläningfährt beobachtet wurde.

Eingestuft wurden die Kalke mit Hilfe der julischen Ammonitenfauna 68/58 und 68/59, die aus den obersten Bänken der westlichen Bläningfährt stammt. Es ist ziemlich sicher, dass die von MOJSISOVICS (1905, 22) aus einem braunroten Kalk von der „Pleningfirt" angegebene julische Faunula aus denselben Bänken kommt.

Mergel der Bläningfährt (Jul)

Die Schuttrinne der Bläningfährt enthält keine Aufschlüsse sondern ist erfüllt mit gelben und grauen Lehmdecken, die Rollstücke gelber Mergelkalke und selten Bröckchen von Schiefermergeln enthalten, aus denen auch eine Mikrofauna stammt. Wir schliessen daraus auf ein Mergelband, dessen Mächtigkeit aber wahrscheinlich wegen tektonischer Komplikationen wesentlich geringer ist als aus der Breite der Schuttrinne zunächst hervorgeht.

Grauvioletter Bankkalk (Jul)

Über der Bläningfährt folgt eine kleine Steilstufe. Sie enthält wellig geschichtete, 10–15 cm starke Kalkbänke, die sich schon im Gelände durch Bruch und Farbe von allen folgenden Hallstätter Kalken unterscheiden. Der Bruch ist körnig-spröde, die Flächen zwar im grossen muschelig, erhalten aber wegen zahlreicher, subparallel zur Hauptfläche abgespaltener, weisslicher Schüppchen ein rauhes und faseriges Aussehen. Die Farbe ist nur ausnahmsweise in Flecken fleischrot, in der Regel grüngrau bis violett, auf feuchten Flächen rotviolett. Spärliche Hornsteinführung.

Schliffe zeigen Mikrosparit (Korngrösse mit 15–30 my über der anderer Hallstätterkalke), seltener Pelsparit mit fraglichem Wühlgefüge. Biogene sind seltene Bivalvenschälchen und runde Sphären (Radiolarien?). Ammonitenreste wurden weder im Schliff noch im Gelände beobachtet, ebensowenig Conodonten.

Wir stufen den Kalk trotz seiner Fossilarmut mit grosser Sicherheit in das Jul ein. Seine Liegendgrenze ist in der Bläningfährt durch den unterlagernden julischen Graugelben Bankkalk gegeben. Die Hangendgrenze ist in der ganz ähnlichen Schichtfolge des Millibrunnkogels fixiert, wo die über dem Grauvioletten Bankkalk folgenden roten Knollenkalke die klassische Fundstelle mit *Trachyceras aonoides* enthalten.

Roter Knollenflaserkalk (Jul)

Unmittelbar über dem Grauvioletten Bankkalk folgen fleischrote, regelmässig geschichtete Kalke mit feinkörnigem bis dichtem Bruch. Die 10–30 cm starken Bänke zeigen knollig-flaserige Struktur und wellige Schichtflächen, bedingt durch Scharen feiner Tonhäutchen, die feste Kalkknollen oder -schlieren umfliessen. Dieses Gefüge tritt gelegentlich auch im norischen Hangendkalk auf, ist aber nirgends so ausgeprägt wie hier. Beobachtungen im An- und

Dünnschliff ergeben weitestgehende Übereinstimmung mit dem von JURGAN (1967 und 1969) aus ostalpinen Jurakalken beschriebenen Knollenflasergefüge. Die dort vorgeschlagene Entstehung durch druckbedingte Kalklösung während der Diagnese an Scharen von Bewegungsflächen ist sehr einleuchtend. Das ursprüngliche Sediment waren Mikrite mit zahlreichen Bivalvenschälchen und calcitgefüllten, bis 200 my grossen Sphären (Radiolarien?). An Makrofossilien wurde nur ein unbestimmbares Ammonitenbruchstück gefunden.

Die Basis der Kalke kann auf zweierlei Art ausgebildet sein: W P XXII liegen sie mit deutlich schichtparalleler Diskontinuitätsfläche auf dem Grauvioletten Bankkalk. Eine dm-starke Aufarbeitungslage mit Komponenten bis 5 cm Durchmesser ist örtlich vorhanden. Etwas höher liegt eine 40 cm starke Breccienbank mit mehrfach wechselnder Korngrösse (max. 3 cm). Komponenten sind in beiden Fällen Grauvioletter Bankkalk, Rotkalk, und helle Calcilutite. Die Breccie erinnert an die von JURGAN (1969, 487) aus Jura-Rotkalken beschriebene.

Bei P XXII durchsetzt eine norische Rotkalksplate das Gestein. E davon wird der Grauviolette Bankkalk vom Knollenflaserkalk nicht mehr konkordant überlagert, sondern in einem dichten Kluftnetzwerk durchdrungen. Nach oben löst er sich in isoliert im Rotkalk schwimmende Schollen auf. Gleichzeitig treten in diesem Bereich auch lithologische Übergangstypen auf, die nicht mit Sicherheit dem einen oder anderen Schichtglied zugeordnet werden können.

Die Einstufung des Knollenflaserkalkes in das Jul stützt sich auf die Funde von *Halobia styriaca* weit im Hangenden dieses Schichtgliedes (68/92), vor allem aber auf Ammonitenfunde in gleichen Gesteinen analoger Position am Millibrunnkogel und am Rappoltstein.

Roter Bankkalk (Jul–Tuval?)

Durch allmähliches Verschwinden der Knollenflaserung und Abnahme des Tongehaltes entwickeln sich aus dem Knollenkalk regelmässig gebankte Kalke, die nach oben ebenfalls allmählich in den Massigen Hellkalk übergehen oder mit ihm wechsellagern.

Die Gesteine sind im Bruch dicht und muschelig, die Farbe wechselt von fleischrot bis rosa, häufig ungleich in Flecken oder Schlieren verteilt. Stylolithische rote Tonhäutchen sind häufig. Die Bänke sind unten dünn und wellig (Die Grenze gegen den Knollenflaserkalk wurde gezogen mit dem letzten Auftreten isolierter Knollen im Flasergefüge), oben bis 50 cm stark und ebenflächig.

Schliffe zeigen Mikrit bis Mikrosparit (Korngrösse 2–4 my) mit zahlreichen Bivalvenschälchen. Starke Bioturbation wird bewiesen durch ungeregelte Einbettung der Schälchen, Pellets und geopetal gefüllte Grabgänge. Diese Vorgänge sind mindestens zum Grossteil für das fleckig-schlierige Aussehen der Bruchflächen verantwortlich.

Die Grenze gegen den Massigen Hellkalk wurde mit dem Aufhören der regelmässigen, ebenflächigen Bankung gezogen. Sie deckt sich im W etwa mit der Position der weithin verfolgbaren Lumachellenbank mit *H. styriaca*. Im E stellt sich eine breite Übergangszone ein, in der massiger Hellkalk und Roter Bankkalk wechsellagern. Verzahnung mit Auskeilen roter Lagen im Hellkalk

und umgekehrt ist im Handstück- und Meterbereich zu beobachten für grössere Räume mit grosser Wahrscheinlichkeit zu vermuten.

Die Einstufung des Roten Bankkalkes wirft gleichzeitig die Frage nach dem Tuval auf, das im ganzen Profil des Sommeraukogels nicht belegt werden konnte. Wenn *H. styriaca* tatsächlich auf das Jul beschränkt ist, so gehört der allergrösste Teil des Schichtgliedes dahin und erst im Hellkalk bzw. in der Wechselserie von Hellkalk und Rotem Bankkalk im E kann Tuval enthalten sein. Das würde sich etwa mit den Beobachtungen am Feuerkogel decken, wo die Subbullatus-Fauna ebenfalls aus einem Paket von lichtroten, mit Hellkalk wechselnden Bankkalken stammt. Andererseits wäre die Conodontenfauna aus den Bänken bei der Styriaca–Lumachelle nach dem Schema von MOSHER (1968) schon norisch. Eine Fixierung des Tuvals in unserem Profil ist derzeit nicht möglich.*

Massiger Hellkalk (Tuval–Unternor)

Das Gestein ist entweder ungeschichtet oder unregelmässig grob gebankt, im Bruch glatt muschelig und dicht; rosa, gelblichgrau oder weiss. Auf tektonische Beanspruchung reagiert es spröde und bildet scharfkantige Breccien mit Calcitmatrix.

Schliffe zeigen Mikrite oder Biomikrite. Biogene sind Bivalvenschälchen, schon mit der Lupe an Bruch- und Verwitterungsflächen feststellbar.

Im W, bei P XII bis P X wird der Kalk in weiten Teilen rosafarben und zeigt schwache Bankung. Er nähert sich dadurch im Aussehen dem Roten Bankkalk, wurde aber noch als Hellkalk ausgeschieden.

Makrofossilien waren in schichtigen Lagern nicht zu gewinnen. Auf Grund der Übereinstimmung im Sediment ist jedoch anzunehmen, dass ein Teil der Halobienlumachellen in den Spaltenfüllungen während der Bildungszeit des Hellkalkes entstand.

Eine Einstufung ist nur grob durchführbar. Wahrscheinlich gehört der obere Teil bereits in das Nor, wie die enge Verbindung mit dem norischen Hangendkalk und Conodontenfaunen von MOSHER (1968, 912) vermuten lassen. Die Liegendgrenze muss nach dem Vorkommen der *H. styriaca* in den unmittelbar unterlagernden Rotkalkbänken noch im Karn liegen.

MOJSISOVICS (1905, 22) erwähnt dieses auffallende Gestein ausdrücklich und vergleicht zurecht es mit dem „Wandkalk" des Raschbergs.

Hangend-Rotkalk (Nor)

Diese Gesteine enthalten alle bisher bekannten schichtigen Ammonitenlager des Nor am Sommeraukogel, weshalb sie eingehender bearbeitet wurden.

Sie bilden den Abschluss des Hallstätterkalk-Paketes gegen oben und bedingen mit ihren steilen Schichtflächen den unteren Teil der Steilabfälle des Sommeraukogels. Die Mächtigkeit schwillt von wenigen Zentimetern im E auf 20 m im W an (Abb. 3) und im Zusammenhang damit ändert sich auch die lithologische Ausbildung.

* Inzwischen (1970) haben sich aber die Hinweise auf unter-tuvalisches Alter der Styriaca-Lumachelle am Feuerkogel verdichtet. Nachdem wir die Lumachelle für eine Leitbank halten, gilt dieser Verdacht auch für den Sommeraukogel.

Im W entwickelt sich der Rotkalk innerhalb weniger Dezimeter, aber ohne erkennbare Diskontinuität aus dem Hellkalk. Es sind zunächst ebenflächige, 50 cm starke Bänke. Das Sediment ist etwas mergelig, feinkörnig und homogen. Seltene Heterastridien- und Ammonitenquerschnitte kommen vor. Gegen oben werden die Bänke dünner, die Flächen uneben. Es entwickeln sich einerseits dichte Rotkalke mit Subsolutions-Flächen, andererseits recht homogene mergelige Bänke mit schalig-knolligen Absonderungsformen. Die hangendsten Bänke zeigen starke Bioturbation und stellenweise Druckflaserung. In den obersten Metern liegt bei P VI die *„Metternichi"-Fundstelle* und etwa im gleichen Niveau eine Häufung von Heterastridien-Knollen.

Gegen E nimmt die Mächtigkeit allmählich, an synsedimentären Störungen wahrscheinlich auch sprunghaft ab. Die Sedimente werden tonärmer und Subsolutions-Spuren häufen sich. Die Lösungsflächen zwischen den Kalkbänken treten durch einen oft Zentimeter dicken Belag von rotem Ton, Fe-Oxyd und Glaukonit-Körnern (Diffraktometer-Bestimmung) deutlich hervor. Die Bänke selbst enthalten schwach überkrustete Lösungs-Kleinreliefs und Lösungs-Relikte. In diesen Gesteinen liegt zwischen P III und P IV die *Bicrenatus-Fundstelle.*

Jenseits der Störungen, die das E-Ende der Bicrenatus-Lagerstätte bedingen, ist das Rotkalkpaket nur mehr andeutungsweise vorhanden und keilt noch W P II gänzlich aus. In einem Schurfgraben bei P II schließt der Hellkalk mit einem Lösungsrelief, über dem sofort rote, denn violette und schließlich graue Schiefermergel der Zlambachschichten folgen (Abb. 6.). In den auskeilenden Rotkalken liegt das *Patens-Lager.*

Der Mächtigkeits-Schwund des Rotkalkes gegen E ist z. T. sicher der Zunahme der Lösungs-Intervalle zu danken. Zum anderen Teil wahrscheinlich

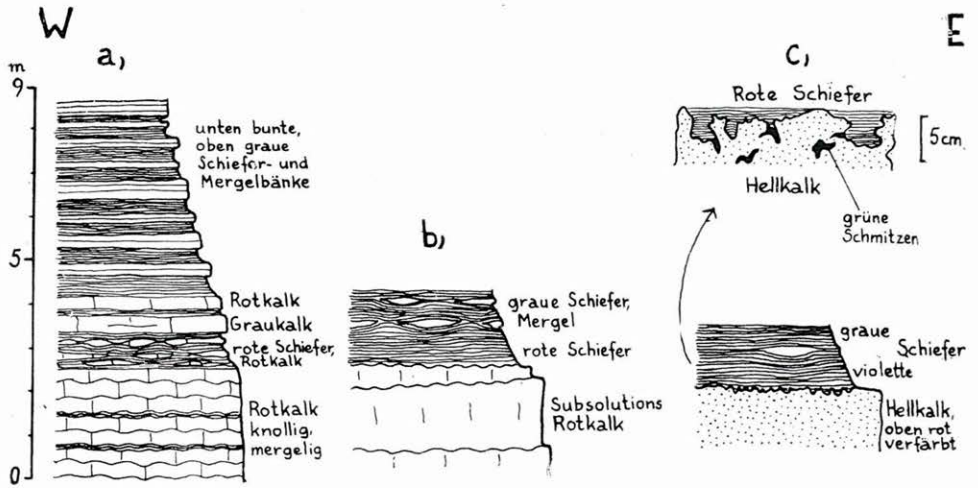


Abb. 6. Basis der Zlambachmergel. Wachsende Basisdiskontinuität mit Annäherung an den Schwellenscheitel im E

Erklärung: a) Anriss bei P. VIII.; *b)* Schurfgraben bei P. III. (Bicrenatus-Lager); *c)* Schurfgraben W P. II.; nach Handstück 68/94

einem seitlichen Übergang der obersten Kalklagen in Mergel. Die Liegendgrenze des Rotkalkes wurde nur ganz im E als Diskontinuität angetroffen.

Die *Einstufung* des gesamten Hangend-Rotkalkes in das Nor wird durch seine Ammonitenfaunen gerechtfertigt. (Vgl. p. 626.) Schon die als Stratotypus des Nor vorgeschlagene Bicrenatus-Lagerstätte erfasst mindestens beinahe alle dort vorhandenen Rotkalkbänke. Die wahrscheinlich in ihrer östlichen Fortsetzung liegende Fauna 68/123–125 (Patens-Lager) stammt mit Sicherheit aus den tiefsten Rotkalklagen und enthält ebenfalls noch eine typisch norische Fauna, darunter den von MOJSISOVICS als typisch unternorisch bezeichneten *Discophyllites patens*. Die Fauna 68/55 („Metternichi"-Lager) schliesslich belegt, dass auch die sich gegen W entwickelnden, lithologisch abweichenden Hangendlagen noch norische Fauna enthalten, darunter mehrere nach MOJSISOVICS typisch obernorische Formen. Vergleicht man die klassischen Hallstätter Faunen des Nor untereinander, so lassen sie sich am ehesten zu drei faunistisch gut unterscheidbaren Gruppen zusammenfassen (vgl. KRYSTYN 1970,499) die etwa der Gliederung in Unter-, Mittel- und Ober-Nor bei TOZER 1967, 35-41 entsprechen. Das Patens- und das Bicrenatus-Lager würden beide dem Mittelnor, das „Metternichi"-Lager dem Obernor sensu TOZER zugehören. Unternor sensu TOZER wäre nur im Paulckei-Lager des Feuerkogels vorhanden. Unternor (Lac) sensu MOJSISOVICS, WAAGEN u. DIENER 1893, 1279 gründet sich ausschliesslich auf obernorische (!) Spaltenfaunen.

Mergel der Zlambachschichten (Nor?–Rhät)

Nördlich der Felsflanke des Sommeraukogels folgt in der Senke „Zwischen den Kögeln" nasses Rutschgelände, in dessen Anrissen vielfach graue Schiefermergel entblösst sind. Während sie im N tektonisch von Haselgebirge und Lias (?), z. T. vielleicht auch Gosau begrenzt werden, liegen sie im S ungestört den Hallstätterkalken des Sommeraukogels auf. Diese Verhältnisse wurden durch 3 Schurfgräben im W, in der Mitte und im E-Teil des Wandfusses überprüft. Die Beobachtungen sind in Abb. 6 dargestellt.

Es ergab sich dabei, dass die Mergelbasis sich in ähnlicher Weise verändert wie der unterlagernde Rotkalk: Am E-Ende des Kogels diskontinuierliche Lagerung auf Hellkalk, im Mittelabschnitt diskontinuierliche Lagerung auf Rotkalk und im W, über der grössten Mächtigkeit des Rotkalks allmählicher Übergang aus diesem. Es wird damit wiederum, wie früher bei der Ausbildung und Mächtigkeit des Hangend-Rotkalkes, die Wirkung einer Schwelle im E deutlich. Unsere Einstufung der Mergel in das Nor und Rhät gründet sich auf zwei Literaturangaben. MOJSISOVICS (1905, 23) meldet in den Zlambachschichten „Zwischen den Kögeln" Funde von *Choristoceras* sp. und *Cladiscites tornatus*, worin er Belege des Metternichi-Niveaus sieht. FRECH (1890) wiederum beschreibt rhätische Korallenfaunen von zwei Punkten desselben Mergelzuges. Die eigenen Proben blieben indifferent (68/101, 68/104).

Die Ammonitenlager des Nor

Die in ein stratigraphisches Profil einordenbaren schichtparallelen Lager liegen alle im Hangend-Rotkalk. Es sind dies

1. Das Bicrenatus-Lager, in dem mit Sicherheit die klassische Fundstelle der „Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus*" vorliegt und das als Stratotypus der Nor vorgeschlagen wird.
2. Das Patens-Lager, sehr wahrscheinlich ident mit der klassischen Fundstelle mit *Discophyllites patens*.
3. Das Metternichi-Lager, das wahrscheinlich keiner klassischen Lokalität entspricht.

Dazu gibt es eine Reihe von norischen Faunen aus den Spaltenfüllungen.

Das Bicrenatus-Lager

Die Lagerstätte befindet sich in lokal überkippten Rotkalkbänken am Fuss der N-Wand des Sommeraukogels. Alte Bearbeitungsspuren und Abbauschutt sind gut erkennbar. Demnach wurde das ganze Paket der Rotkalkplatten zwischen P III und P IV, das heisst auf 25–30 m Länge und bis zu 6 m Höhe über Wandfuss abgebaut. Einen Überblick über die geologische Situation gibt Abb. 7.

Der Rotkalk entwickelt sich im Liegenden innerhalb weniger Dezimeter aus dem Massigen Hellkalk. Am E-Ende der Abbaustelle bei P III ist er ca. 150 cm stark und durch 4–5 Subsolutionsflächen in wechselnd dicke Bänke gegliedert. Am W-Ende bestehen kleinere Aufschlusslücken, doch scheinen die Kalke im Liegend der wandbildenden Subsolutionsfläche auf etwa 2 m anzuwachsen. Ausserdem erscheinen im Hangend dieser Fläche noch 1 m Knollenkalk mit weiteren Subsolutionsflächen und 80 cm roter Mergelkalk. Es nimmt also auch innerhalb der Lagerstätte die Mächtigkeit des Rotkalkes gegen W zu. Dieser Grosssituation ist im Abbaubereich noch eine Sekundärstruktur überlagert, die eventuell für die Ausbildung des Fossillagers von Bedeutung war (Abb. 7): Die Abbauwand wird im wesentlichen von zwei Subsolutionsflächen gebildet, die nicht parallel zu einander liegen. Ihr Abstand beträgt im Mittelabschnitt ca. 80–120 cm, ihre Ausläufer gegen W nähern sich auf 40 cm; im E wird der Abstand durch eine flexurartige Verbiegung der Liegendfläche ebenfalls rasch verringert. Die von den beiden Flächen eingeschlossene, linsenförmige Gesteinsbank wurde bevorzugt abgebaut. Sie und die beiden begleitenden Lösungsflächen enthalten auch jetzt noch besonders häufig Ammoniten. Es ist wahrscheinlich, dass im Bereich der Lagerstätte während längerer Zeit das Bodenrelief eine flache Mulde aufwies, die die Ansammlung von Sediment und Fossilien begünstigte.

Obwohl wir auch nach Prüfung der geologischen Bedingungen das Bicrenatus-Lager des Sommeraukogels für den geeignetsten Stratotypus des Nor halten, ist es doch nötig, auf drei wesentliche Mängel hinzuweisen: Erstens ist im Profil nicht das Tuval als unmittelbar Liegendes des Nor sondern erst das Jul ammonitenbelegt; zweitens fehlt bislang noch eine rhätische Ammoniten-Fauna im Hangenden; drittens handelt es sich bei den fossilführenden Gesteinen um Subsolutions-Kalke in denen auf jeden Fall mit der Möglichkeit stratigraphischer Kondensation gerechnet werden muss.

Das Patens-Lager

E der jungen Querstörungen, die die Bänke des Bicrenatus-Lagers abschneiden, liegen auf dem Hellkalk wieder ammonitenreiche Rotkalke, die z. T.

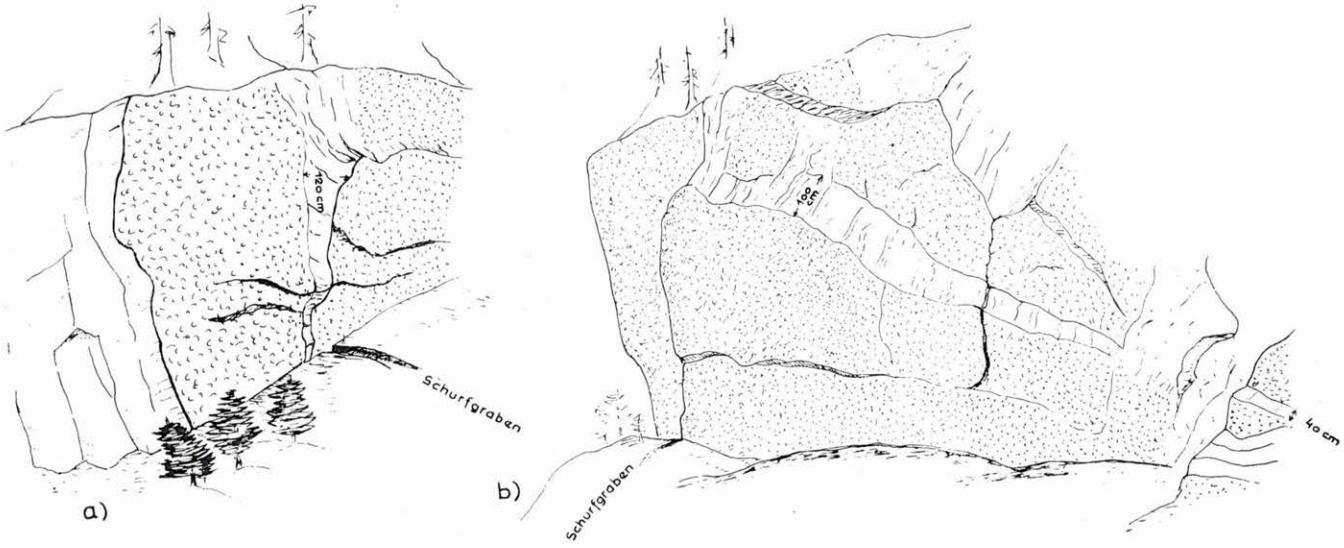


Abb. 7. Die Bicrenatus-Lagerstätte: *a)* von Osten, *b)* von Nordwesten

Erklärung: Punktiert = Subsolutionsflächen. Beachte d. linsenförmige Auskeilen d. Hangendbank, Schurfgraben mit Kontakt zu den Mergeln, vgl. Abb. 6, b.

mit unregelmässiger Basis auch seitlich aus ihm hervorgehen und — im Gegensatz zu 150 cm bei P III — nur mehr wenige Dezimeter stark sind. Sie bestehen aus einer 20–30 cm starken biomikritischen Basisbank. Im An- und Dünnschliff erscheint das Gestein verschiedenfärbig geflammt und durch schwache Differenzen des stofflichen Aufbaues schlierig gebaut. Subsolutionsrelikte, meist korrodierte und mit Sediment gefüllte Fossilien schwimmen isoliert in der Grundmasse. Diagenetische Stoffverschiebungen sind sicher belegbar durch rote Schlieren, die von den Fe-Oxyd-Krusten ausgehen. Oben und unten wird die Basisbank von stark überkrusteten Subsolutionsflächen begleitet. In ihrem Hangend treten stellenweise noch bis 5 cm starke Linsen von dunkelrotem Ammonitenkalk auf. Darüber folgen die Mergel. Gegen E scheinen die Rotkalke rasch ganz auszukeilen. Im Schurf bei P II sind nur mehr cmstarke, rot verfärbte Hellkalke vorhanden.

Die Fossilführung des Basisteiles (68/123–125) entspricht im wesentlichen der von Mojsisovics (1893, 804; 1902, 339) aus der Linse mit *Discophyllites patens* angegebenen, ausgenommen einige Juvaviten, die er nur aus der Bicrenatus-Lagerstätte nennt. Die linsenförmigen, tiefroten Kalkreste im Hangenden lieferten nur Formen der Bicrenatus-Fauna (68/146).

Nach der Lage in der Schichtfolge, der Lithologie und der Fossilführung entsprechen die Kalke dieser Fundstelle denen des Bicrenatus-Lagers. Wir fanden bisher keine Hinweise dafür, dass die Bänke etwas anderes darstellen, als die gegen E nochmals dünner gewordene Fortsetzung der Bicrenatus-Rotkalke. Allerdings ist wahrscheinlich, dass hier nur mehr die Äquivalente der tieferen Teile gut entwickelt sind (Basisbank), während die höheren nur mehr reliktisch erhalten sind (dunkelrote Linsen über der Basisbank).

Nach den Angaben in der Literatur und nach unserer Kenntnis über den Sommeraukogel halten wir es für fast sicher, dass es sich hier um die von Mojsisovics (1873) erstmals erwähnte „Linse mit *Discophyllites patens*" handelt. Deren Position im Gelände wurde nur einmal und zwar von Spengler (1919) genauer beschrieben. Seine Angaben weisen mit ziemlicher Genauigkeit auf die vorliegende Fundstelle, in der auch das namengebende Fossil recht häufig vorkommt.

Das Metternichi-Lager

So wie die Bicrenatus-Lagerstätte liegt auch dieses in den hangenden Rotkalkplatten am Wandfuss. Die eigentliche Fossillage ist nur eine Bank, in deren Hangend noch etwa 60 cm Rotkalk aufgeschlossen sind. Es ist wahrscheinlich, dass darüber rasch die Mergel folgen und zwar in einem kontinuierlichen Übergang wie bei P VIII.

Die Gesteine sind helle bis fleischrote, an Klüften grün umgefärbte Kalke, die z. T. Subsolutionsflächen aufweisen, z. T. jedoch eine sehr kennzeichnende Knollenstruktur durch schalige Absonderung der recht homogenen Bänke. Druckflaserung ist stellenweise vorhanden. Die Fossilbank enthält große, schichtparallel eingeregelte Ammoniten ohne sichere Lösungsspuren. Im Hangenden folgen einige Bänke mit außerordentlich starker Durchwühlung und Lagen von Schiefermergeln bis zu 5 cm Stärke.

Innerhalb der Schichtsäule liegt diese Fundstelle nach unseren Beobachtungen 1–2 m höher als das Bicrenatus-Lager und zwar in Bänken, die

von P IV gegen E entweder am Rande der Schwelle auskeilen oder in Mergel übergehen.

Stratigraphische Kondensation

Die Wirkung des Subsolutions-Milieus auf die stratigraphische Zusammensetzung der Faunen ist noch nicht genau untersucht. Die Möglichkeit von Kondensation besteht zweifellos, ebenso die von Umlagerungen aus tieferen Niveaus, nachdem auf der Schwelle wahrscheinlich beträchtlich tiefere Bänke freilagen. SILBERLING und TOZER 1968 und TOZER 1967, 32 haben aus dem Vergleich nordamerikanischer Profile mit den Angaben bei MOJSISOVICS und DIENER für viele ostalpine Fundstellen starke Kondensation vermutet. Diese Feststellung trifft für die Faunenlisten sicher zu. Ob und wie stark aber die Lagerstätten kondensiert sind, läßt sich daraus erst ableiten, wenn der „Kondensations-Effekt" durch die Sammler ausgeschaltet ist. Von den Alten wurde ja jeweils der ganze, oft Meter mächtige Inhalt einer Fundstelle gleichzeitig abgebaut und als isochron betrachtet. Im Falle des Bicrenatus-Lagers beweisen die Abbau-Spuren Sammeltätigkeit im gesamten Rotkalk. Alles das wanderte unter dem einheitlichen Etikett „Bicrenatus-Fauna" in die Sammlungen. Wir sind sicher, daß darin mehr zusammen geworfen ist, als in der Natur miteinander vorkommt. In den faziell eng verwandten Jura-Rotkalken ist teilweise trotz Subsolution die Zonenfolge noch erhalten (FISCHER 1969, KRYSTYN 1970), in anderen Fällen wird beträchtliche Kondensation gemeldet (HOLLMANN 1964, HIRSCHBERG & JACOBSHAGEN 1965).

Synsedimentäre Tektonik und Spaltensedimentation

Die Feststellung der weiten Verbreitung dieser beiden Phänomene in den Hallstätterkalken bildet ein wesentliches Ergebnis der vorliegenden Bearbeitungen. Lediglich SCHWARZACHER 1948, 25, dessen Beobachtungen an den Sedimenten der Hallstätterkalke auch sonst wegweisend waren, gibt Hinweise auf sedimentgefüllte Kluftsysteme im Handstück- und Aufschlußbereich, besonders vom Sommeraukogel. Seine Lumachellen-„Taschen" (1948, p. 15) sind wahrscheinlich die von uns auskartierten älteren Füllungsgenerationen der großen Systeme. Die Kenntnis dieser Erscheinungen war jedoch sehr dürftig, vergleicht man sie mit der aus besser aufgeschlossenen Gesteinen, etwa des alpinen Jura (WÄHNER 1886, HLAUSCHEK 1922, GANSS 1938, WIEDENMAYER 1963, JURGAN 1967) oder anderem mediterranem Mesozoikum (WENDT 1963, 1965).

Unsere bisherigen Beobachtungen über die Spaltenbildung am Sommeraukogel lassen zeitlich 2–3 Hauptgruppen erkennen:

1. *Zeit des Graugelben Bankkalkes.*

Dieses Gestein enthält geringfügig Zwickelfüllungen und kleine Klüfte aus z. T. ockergelb verfärbtem Rotsediment, i. a. durch mehrere Generationen von Calcitrasen vom Muttergestein abgegrenzt. Die Füllung stammt wahrscheinlich aus dem oberen Teil desselben Schichtgliedes.

2. *Zeit des Roten Knollenflaserkalkes.*

Darunter fällt die p. 616 beschriebene Durchdringung des Grauvioletten Bankkalkes mit Rotsediment und seine Aufarbeitung bis zu isolierten Blöcken im Knollenflaserkalk. Ganz ähnliches wurde am Millibrunnkogel beobachtet.

3. *Zeit des Hellkalks und des Hangend-Rotkalks.*

Während dieser ziemlich langen Zeitspanne bildet sich das weitaus grösste Spaltensystem aus, dessen Füllungen häufig mehrere Meter breit werden und dann in der Karte ausgeschieden werden konnten (Abb. 3). Viele der kleineren Strukturen mussten jedoch entweder schematisiert oder weggelassen werden.

Die Spaltenfüllungen zeigen in sich wieder eine Folge von Generationen. Am auffallendsten ist darunter der jüngste Kern aus mergeligem, oft schalig absonderndem Rotkalk, dessen Einbindung in den Hangend-Rotkalk in einigen Fällen sichergestellt werden konnte. Er wird begleitet von Bändern aus Fossilschutt, an denen in guten Aufschlüssen eine weitere Gliederung in verschiedene Generationen deutlich wird. Von innen nach aussen wird dabei die Rotsubstanz schrittweise durch rosafarbenes, schliesslich fast weisses Sediment ersetzt. Im Aufbau der Fossilschuttbänder dominieren Halobiiden-Lumachellen. Ammoniten sind in den jüngeren, roten Generationen stellenweise häufig, der Kern aus schalig absonderndem Rotkalk meist fossilleer.

Insgesamt lassen sich durch diese Beobachtungen ruckweises Öffnen der Spalten und Füllung z. T. während der Zeit des Hellkalkes, z. T. während der des Hangend-Rotkalkes gut belegen. Ähnliches wurde z. B. von WIEDENMAYER (1963), WENDT (1965) und JURGAN (1967) aus mediterranen Jura-Schichtfolgen beschrieben.

Die fossilreiche Randfazies der Spaltensedimente lieferte an verschiedenen Stellen kleinwüchsige Faunen mit Rotsediment-Füllung, was Gleichaltrigkeit mit gewissen Teilen des Hangend-Rotkalkes wahrscheinlich macht. Damit stimmt der norische, z. T. unternorische Charakter der Faunen gut überein (vgl. Faunenpunkte 68/51, 68/52, 68/54, 68/56, 68/57, 68/60).

Die *tektonische Anlage* der Spalten wird bewiesen durch den geradlinigen Verlauf der grossen Grenzflächen und die eckigen Bruchformen, denen die kleinen Füllungen folgen. Ein Argument für tektonische Verstellungen liegt in der Tatsache, dass das Muttergestein beiderseits der Spalten nicht zusammenpasst. Zum Teil genügt die Annahme einer kleinen Versetzung, wie etwa im Fall der Styriaca-Lumachelle 45 m E P XII; zum anderen Teil aber scheinen unsere bisherigen Feststellungen auf einen grundsätzlichen Unterschied der Schichtfolgen beiderseits von manchen Spalten und damit verschiedene Sedimentationsgeschichte hinzudeuten.

Das gilt etwa für die unterschiedliche Ausbildung der Grenzregion von Grauviolettem Bankkalk und Knollenflaserkalk E und W der Spalte bei P XXII oder für den ungleichen Wechsel von Rotkalk und Hellkalk zu beiden Seiten der Spalten im Ostabschnitt des Kogels. Nach der in Abb. 5 dargestellten Mächtigkeitsverteilung ist ausserdem sehr wahrscheinlich, dass Störungen an den Spalten die Hebung des Ostabschnittes des Sommeraukogels zu einer Schwellenzone (vgl. p. 612) durch synthetische Verstellungen und Schollenkippungen unterstützten.

Die *Zeit der Spaltenbildung* umfasste den Grossteil des Karn und Nor mit einigen Unterbrechungen. Im Falle der Spalte N P XXII scheint sogar

ein und dasselbe Störungssystem bereits im Jul (Zeit des Knollenflaserkalkes) bestanden zu haben und — mit oder ohne Unterbrechung im Oberkarn — bis ins hohe Nor bewegt worden zu sein. Andere Störungen waren wahrscheinlich im höheren Karn und unteren Nor (Zeit des Roten Bankkalkes und des Hellkalkes) wirksam, wie die verschiedene Sedimentfolge ausdrückt. Die *Tiefe der Spalten* erreicht während des Nor mit mindestens 80 m ein Maximum. Die Frühstadien derselben Spaltensysteme während des Hellkalkes müssen wesentlich seichter gewesen sein, weil zur Füllung von Hellkalk in Hellkalk maximal die Mächtigkeit dieses Schichtgliedes von 30–50 m zur Verfügung stand.

Verzeichnis der Neuaufsammlungen

68/51 Tiefroter Mergelkalk als Spalte im Massigen Hellkalk; Unternor, Paulckei- und Patens-Zone.
Ptycharcestes semistriatus (MOJS.), *P. heinrichii* DIEN.

68/52 Gestein wie 68/51, im selben Spaltensystem; Nor, *R. suessi* nach SILBERLING und TOZER (1968, Taf. 1) leitend für Obernor.
Stenarcestes cf. *leiostracus* MOJS., Arcestiden-Kerne indet., *Placites* sp., *Rhabdoceras suessi* (HAU.).

68/53 Hellgrauer bis lichtroter Biomikrit; Abbauschutt, wahrscheinlich der ehemaligen Patens-Fundstelle; Patens-Zone, Unternor.
Cladiscites neortus MOJS., *Stenarcestes* cf. *planus* MOJS., *Placites* cf. *perauctus* MOJS., *Discophyllites patens* MOJS.

68/54 Rotkalk mit Lumachelle, Spalte im Hellkalk; Nor.
Halobia superbescens KITTL, *H.* cf. *stapfi* KITTL, *H.* cf. *maximiliana* KITTL, *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.), *Arcestes* sp., *Megaphyllites* sp.

68/55 Rotkalk, schalig absondernd, mergelig; Obernor, Metternichi-Fauna.
Proclydonautilus gasteroptychus (DITTM.), *Cladiscites gefion* MOJS., *C.* cf. *tornatus* (BRONN), *Paracladiscites multilobatus* (BRONN), *Arcestes* div. sp. indet., *Pinacoceras* cf. *metternichi* (HAUER), *Rhacophyllites debilis* (HAUER). *Epigondolella bidentata* MOSHER 125×, *Epigondolella multidentata* MOSHER 2×, *Gondolella navicula* HUCKR. 1×, *Hindeodella suevica* (TATGE) 4×, *Prioniodina*? *delicatula* (MOSHER) 2×, *Prioniodina* sp. 1×.

68/56 Dichter Rotkalk; loser Block, wahrscheinlich aus einer Spalte stammend; Nor
Pinacoceras cf. *parma* MOJS., *Arcestes* sp.

68/57 Roter Biomikrit mit zahlreichen kleinen Ammoniten, Blockwerk in der Verlängerung einer Spalte; Nor, Bicrenatus-Fauna.
Halobia sp., *Placites* sp., *Rhacophyllites* sp., *Cladiscites* cf. *quadratus* MOJS., *Heraclites bellonii* MOJS., *Epiceratites riezingeri* MOJS., *Haurites rarestriatus* (HAUER).

68/58 Dichter, hellgrauer bis ockergelber Mergelkalk, selten mit roten Zwickelfüllungen; Jul.
Chlamys concentricestriatus (HOERN.), *Cruratula beyrichi* BITTN., *Monophyllites simonyi* (HAU.), *Pompeckjites*? sp., *Joannites cymbiformis* (WULF.), *J. klipsteini* MOJS., *Proarcestes* cf. *ausseanus* MOJS.
Gladigondolella tethydis (HUCKR.) 21×, *Gondolella excelsa* (MOSHER) 130×, *Gondolella polygnathiformis* BUD. and STEFANOV 16×, *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL) 20×, *Hindeodella suevica* (TATGE) 4×, *Ozarkodina tortilis* TATGE 5×, *Prioniodina muelleri* (TATGE) 2×, *Prioniodina petraeviridis* (HUCKR.) häufig, *Prioniodina venusta* (HUCKR.) 6×, *Roundya lantissima* HUCKR. 3×, *Roundya magnidentata* TATGE 4×.

68/59 Gestein wie 68/58, loser Block; Jul.
Michelinoceras? *dubium* (HAUER), *Sageceras haidingeri* (HAU.), *Megaphyllites jarbas* (MUENST.), *Monophyllites simonyi* (HAUER), *Trachyceras* ex gr. *T. acanthicum* (MOJS.), *Coroceras naso* MOJS., *Joannites cymbiformis* (WULF.), *Proarcestes gaytani* (KLIPST.), *P.* cf. *ausseanus* MOJS.

68/92 Lichtroter Bankkalk an der Grenze zum Massigen Hellkalk; Jul oder Tuval.
Halobia styriaca MOJS.

68/95 Gestein wie 68/92, dieselbe Lumachellenbank (2 kg); Hohes Jul oder Tuval.
Epigondolella abneptis (HUCKR.) 50×, *Gondolella navicula* HUCKR. 3×, *G. polygnathiformis* BUD. & STEF. 4×, *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL) 1×, *Hindeodella suevica* (TATGE) 2×, *H. triassica* MUELLER 1×.

68/101 Rote Tonmergel (Zlambachmergel-Basis).
Ammodiscus sp. ss*, *Lituotuba* sp. ss, *Glomospira* sp. s, *Haplophragmoides* sp. s, *Ammobaculites* sp. ss, *Reophax minuta* TAPPAN ss, *Annulina metensis* TERQUEM h, *Nodosariidae* ss, Radiolarien ss, *Ogmaconcha* sp. 2×, skulptierte Ostracoden ss.

68/102 Roter Biomikrit mit Wühlgefüge und Breccienstruktur; Bicrenatus-Fauna.
Cladiscites neortus MOJS., *Clionites* sp., *Halorites* sp.

68/104 Graue Zlambachmergel (Schlämmprobe).
Glomospira sp. h, *Ammodiscus* sp. ss, *Reophax minuta* TAPPAN s, *Annulina metensis* TERQUEM s, *Involutina liassica* (JONES) h, *Nodosaria* sp. s, *Dentalina* div. sp. h, *Frondicularia* sp. ss, *Lenticulina* sp. ss, *Eoguttulina* sp. ss, Radiolarien, Ostracoden.

68/123 Lichtroter, mikritischer Kalk mit dunkelroten, knollig-welligen Schichtflächen; Patens-Zone. Die Juvaviten sind bisher nur aus der Bicrenatus-Fauna bekannt.
Placites perauctus MOJS., *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.), *Cladiscites* sp., *Discophyllites patens* MOJS., *Juvavites interruptus* MOJS., *J.* ex gr. *J. continui* (sensu MOJS.) *Epigondolella abneptis* (HUCKR.) 54×, *E. bidentata* MOSHER 2×, *Gondolella navicula* HUCKR. 2×, *Hindeodella suevica* (TATGE) 2×, *H. triassica* MUELLER 1×, *Ozarkodina tortilis* TATGE 2×, *Prioniodina* sp. 1×.
Lituotuba sp. h, *Verneulinoides* sp. s, *Haplophragmoides* sp. h, *Psammosphaera* sp. s, *Ammobaculitoides* sp. ss, rotaliide Foraminiferen (Kerne) ss, Radiolarien, Ostracoden.

68/124 Gestein wie 68/123, Bank darunter.
Tragorhacoceras occultum MOJS., *Placites* sp., *Stenarcestes diogenis* MOJS., *Arcestes agnatus* MOJS.

68/125 Gestein wie 68/123, lose Blöcke; Patens-Zone.
Rhacophyllites neojurensis (QUENST.), *Placites perauctus* MOJS., *Pinacoceras* sp., *Arcestes* cf. *bicornis* (HAUER), *Discophyllites patens* MOJS.

68/142 Rotkalkfläche am Übergang Hellkalk — Hangend-Rotkalk.
Juvavites sp.

68/145 Fleischroter, dichter Ammonitenkalk, Schutt (Sammlerabfall des Bicrenatus-Lagers).
Rhacophyllites neojurensis (QUENST.), *R. debilis* (HAUER), *Placites* cf. *oxyphyllus* MOJS., *Pinacoceras parma* MOJS., *Cladiscites neortus* MOJS., *Arcestes* sp., *Didymites* sp., *Halorites* sp., *Distichites* cf. *kmetyi* MOJS., *Atractites alveolaris* (QUENST.).

68/146 Tiefrote, in kleine Linsen aufgelöste Kalkbank mit starkem Subsolutionsrelief; Bicrenatus-Fauna.
Halorites ramsaueri (QUENST.)

68/149 Conodonten-Probe aus dem Bicrenatus-Lager.
Epigondolella abneptis (HUCKR.) 103×, *Epigondolella multidentata* MOSHER 2×, *Hindeodella suevica* (TATGE) 2×, *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL) 4×, *Ozarkodina tortilis* TATGE 2×.

Ergebnisse

Ein Stratotypus des Nor wurde von Mojsisovics 1869 bei der Aufstellung der Stufe nicht designiert. Die Herkunft des Namens von der Bezeichnung „Norische Alpen" schließt alle klassischen Lokalitäten der Ostalpen ein. Nach historischen und geologischen Kriterien kann von diesen am ehesten das Bicrenatus-Lager des Sommeraukogels bei Hallstatt als Stratotypus des Nor gelten. Die Basis der Stufe kann innerhalb der Typus-Region des Salzkammergutes derzeit nur am Feuerkogel bei Aussee fixiert werden.

Der Sommeraukogel enthält ein Profil vom Anis bis zum Rhät. Die Hallstätterkalke des Karn und Nor wurden in 7 lithostratigraphische Einheiten gegliedert und ein lückenloses Profil vom fossilbelegten Jul bis zu den norischen Fundstellen erarbeitet. Diese liegen in Rotkalken mit deutlichen Subsolutions-Spuren nahe einer lokalen Schwelle. An synsedimentären tektonischen Spalten dringen norische Sedimente bis in das Unterkarn ein. Die Gesteine der Spaltenfüllungen sind fossilreich, enthalten aber keine der klassischen Fundstellen.

LITERATUR

Diener C. 196: Die Fauna der Hallstätter Kalke des Siriuskogels bei Ischl. — Verh. Geol. Reichsanst. 1916, 275–280, Wien.

Diener C. 1926: Die Fossillagerstätten in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — Sitz. — Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **135**, 73–101, Wien.

Fischer R. 1969: Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc. **9**, 93–116, München.

Frech F. 1890: Die Korallen der juvavischen Triasporvinz. — Palaeontogr. **37**, 1–166, 21 Taf., Stuttgart.

Ganss O. 1938: Zugspalten im Dachsteingebirge. — Geol. Rdsch. **29**, 584–593, Stuttgart.

Hauer F. v. 1846: Die Cephalopoden aus der Sammlung Seiner Durchlaucht des Fürsten von Metternich. Ein Beitrag zur Paläontologie der Alpen. — 50 p., Wien.

Hauer F. v. 1853: Die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. — Jb. Geol. Reichsanst. **4**, 715–784, Wien.

Hirschberg K. und Jacobshagen V. 1965: Stratigraphische Kondensation in Adnether Kalken am Rötelstein bei Filzmoos (Salzburger Kalkalpen). — Verh. Geol. Bundesanst. 1965, 33–42, Wien.

Hlauschek H. 1922: Beobachtungen über die Lagerungsverhältnisse des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. — Naturwiss. Z. Lotos **70**, 111–123, Prag.

Hollmann R. 1964: Subsolutions-Fragmente. — N. Jb. Geol. Pal. Abh., **119**, 22–82, Stuttgart.

Jurgan H. 1969: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. — Geol. Rdsch. **58**, 464–501, Stuttgart.

Krystyn L. 1970: Zur Conodonten-Stratigraphie in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich). – Verh. Geol. Bundesanst. 1970/3, 497 – 502, Wien.

Krystyn L. und Schlager W. 1971: Der Stratotypus des Tuval. — Jb. Ungar. Geol. Anst., **LIV**, 2., Budapest.

Kühn, O. et al. 1962: Autriche. — Lex. strat. internat., Europe **8**, 646 p., Paris.

Mojsisovics E. v. 1869: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. — Jb. Geol. Reichsanst. **19**, 91–150, Wien.

MOJSISOVICS E. v. 1873–1902: Das Gebirge um Hallstatt. I. Die Mollusken-Faunen der Zlambach- und Hallstätter-Schichten. — Abh. Geol. Reichsanst. **6**/1, 356 p., 1. Liefg. 1873, 2. Liefg. 1875, 3. Liefg. (Suppl. Bd.) 1902; **6**/2, 835 p., 1893, Wien.

MOJSISOVICS E. v. 1892: Die Hallstätter Entwickelung der Trias. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **101,** 769–779, Wien.

MOJSISOVICS E. v. 1905: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Ischl-Hallstatt. — 60 p., Wien.

MOJSISOVICS E. v.–WAAGEN W.–DIENER C. 1895: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. Sitz. -Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **104,** 1271–1302, Wien.

MOSHER L. C. 1968: Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. — J. Paleont. **42**/4, 895–946, Tulsa.

SCHLAGER W. 1969: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch. **59**/1, 289–308, Stuttgart.

SILBERLING N. J.–TOZER E. T. 1968: Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America. — Geol. Soc. America, Sp. Paper **110,** 63 p., Boulder.

SCHWARZACHER W. 1948: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalke von Hallstatt und Ischl. — Jb. Geol. Bundesanst., **91,** 1–48, Wien.

SPENGLER E. 1919: Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. — Jb. Geol. Bundesanst., **68,** 285–474, Wien.

TOZER E. T. 1967: A standard for Triassic time.—Geol. Surv. Canada Bull., **156,** 103 p., Ottawa.

WÄHNER F. 1886: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. — Verh. Geol. Reichsanst. 1886, 168–176, 190–206, Wien.

WENDT J. 1963: Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsiziliens. — Boll. Soc. Pal. Italiana, **2,** 57–145, Modena.

WENDT J. 1965: Synsedimentäre Bruchtektonik im Jura Westsiziliens. — N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1965, 286–311, Stuttgart.

WENDT J. 1969a: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). — N. Jb. Geol. Pal. Abh. **132**/2, 219–238, Stuttgart.

WENDT J. 1969b: Foraminiferen- „Riffe" im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). — Paläont. Z., **43,** 177–193, Stuttgart.

WIEDENMAYER F. 1963: Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). — Eclogae Geol. Helvetiae, **56,** 529–640, Basel.

L. KRYSTYN, G. SCHÄFFER, W. SCHLAGER

Geologisches Institut der Universität

Universitätsstrasse 7.

A 1010 Wien

Austria

LISTE DES PARTICIPANTS DU COLLOQUE
СПИСОК УЧАСТНИКОВ КОЛЛОКВИУМА

AUSTRALIE

Földváry, G. Z.

AUTRICHE

Fenninger, A.
Holzer, H. L.
Kröll, A.
Krystyn, L.
Plöchinger, B.
Zapfe, H.

BULGARIE

Karanov, Ch.

CANADA

Westermann, G. E. G

ESPAGNE

Linares, A.
Meléndez-Hevia, F.

ÉTATS-UNIS

Rodgers, J.

FRANCE

Bonnefous, J.
Burollet, P.
Busson, G.
Cariou, E.
Collignon, M.
Delance, J. H.
Dufaure, Ph.
Elmi, S. J.
Enay, R.
Gabilly, J.
Geyssant, J.
Lefavrais-Raymond, A.
Lorenz, J.
Mangold, Ch. A.
Maubeuge, P. L.
Mouterde, R.
Rouget, Ch.
Sacal, V.
Théobald, N.
Tintant, H.

GRANDE BRETAGNE

Ager, D. V.
Callomon, J. H.
Donovan, D. T.
Hallam, A.
Howarth, M. K.
Jenkyns, H.
Morton, N.
Parsons, C.
Torrens, H.

HONGRIE

Cseh Németh J.
Detre Cs.
Földi M.
Fülöp J.

Galácz A.
Géczy B.
Hegedüs Gy.
Heténvi R.
Horváth A.
Konda J.
Kovács L.
Lányi J.
Liszt F.-né
Mészáros J.
Muntyán I.
Nagy E.
Nagy I.
Nagy I. Z.
Noszky J.
Szabó Z.
Vígh G.
Vörös A.

ITALIE

Barbera, C.
Boccaletti, M.
Bonardi de Capoa, P.
Colacicchi, R.
D'Argenio, B.
Pialli, G. P.
Scandone, P.

LUXEMBOURG

Muller, A.

MOROCCO

Du Dresnay, R.

POLOGNE

Dembowska, J.
Marek, S.

RD ALLEMANDE

Kölbel, H.
Nöldecke, W.

RF ALLEMANDE

Bausch, W.
Fischer, R.
Geyer, O.
Groiss, J.
Happel, L.
Jakobshagen, V.
Wendt, J.
Wiedmann, J.
Zeiss, A.
Ziegler, B.

ROUMANIE

Bădăluță, A.
Beju, D.
Lupu, D.
Lupu, M.
Mutihac, V.
Patrulius, D.
Popa, E.

SUISSE

Bernoulli, D.
Guex, J.
Hottinger, L.
Le Bell, L.
Trümpy, R.

TCHÉCOSLOVAQUIE

Andrusov, D.
Housá, V.
Kochanová, M.
Mišík, M.
Rakus, M.
Siblik, M.
Slavsky, M.

U. R. S. S.

Вахрамеев В. А.
Волкова В. В.
Гамкрелидзе Н. П.
Друщиц Н. Н.
Егоян В. Л.
Зесашвили В. И.
Иосебидзе Д. Ж.
Крымгольц Г. Я.
Крячкова З. В.
Луппов Н. П.
Меннер В. В.
Михайлова М. В.
Станкевич Е. С.
Цагарели А. Л.
Успенская Е. А.
Успенская Н. Ю.
Халилов А. Г. Ю.

YOUGOSLAVIE

Babić, I.
Gušić, I.
Nikler, E.
Radoičić, R.
Ramovš, A.
Sokač, B.
Turnšek, D.